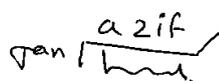


Министерство науки и высшего образования Российской Федерации  
Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение  
высшего образования  
«Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II»

*На правах рукописи*

Хамдард Назифулла

Handwritten signature in black ink, appearing to read 'Hamdar Nazifulla'.

ТИПОХИМИЗМ МИНЕРАЛОВ И ВЕРТИКАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ  
СПОДУМЕНОВЫХ ПЕГМАТИТОВ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПАШКИ,  
ПРОВИНЦИЯ НУРИСТАН (АФГАНИСТАН)

Специальность 1.6.4. Минералогия, кристаллография. Геохимия, геохимические  
методы поисков полезных ископаемых

Диссертация на соискание ученой степени  
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:  
доктор геолого-минералогических наук, доцент  
Гульбин Ю.Л.

Санкт-Петербург – 2025

## ОГЛАВЛЕНИЕ

<b>ВВЕДЕНИЕ</b> .....	<b>4</b>
<b>ГЛАВА 1 СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ СПОДУМЕНОВЫХ ПЕГМАТИТОВ</b> .....	<b>9</b>
1.1 Общая характеристика сподуменовых пегматитов .....	9
1.2 Типохимические особенности минералов .....	12
1.3 Выводы по главе 1 .....	21
<b>ГЛАВА 2 ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА</b> .....	<b>23</b>
2.1 История изучения редкометалльных пегматитов Афганистана.....	23
2.2 Основные черты геологического строения Восточного Афганистана .....	24
2.2.1 Тектоническое районирование Афганистана .....	24
2.2.2 Геологическое строение провинции Нуристан .....	26
2.3 Закономерности размещения, состава и строения жил редкометалльных пегматитов .....	30
2.4 Геологическая характеристика месторождения Пашки.....	35
2.4.1 Пегматитовое поле Паруна .....	35
2.4.2 Размещение и строение пегматитовых жил.....	37
2.4.3 Минералы пегматитов .....	41
2.5 Выводы по главе 2.....	46
<b>ГЛАВА 3 МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ</b> .....	<b>48</b>
3.1 Методы исследования состава минералов.....	48
3.2 Методы исследования Rb-Sr изотопной системы.....	51
3.3 Выводы по главе 3.....	51
<b>ГЛАВА 4 ТИПОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОВ ПЕГМАТИТОВ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПАШКИ</b> .....	<b>52</b>
4.1 Типохимизм сподумена .....	52
4.1.1 Характеристика образцов и методика исследования.....	52
4.1.2 Результаты и обсуждение .....	55
4.2 Типохимизм берилла.....	62
4.2.1 Характеристика образцов и методика исследования.....	62
4.2.2 Голубой берилл .....	64
4.2.3 Бесцветный берилл.....	66
4.3 Типохимизм турмалина .....	69
4.3.1 Характеристика образцов и методика исследования.....	70
4.3.2 Результаты и обсуждение .....	73
4.4 Типохимизм циркона .....	80
4.4.1 Характеристика образцов и методика исследования.....	81

4.4.2 Результаты и обсуждение .....	84
4.5 Типохимизм кварца.....	93
4.6 Типохимизм граната .....	96
4.6.1 Характеристика образцов и методика исследования.....	96
4.6.2 Результаты и обсуждение .....	99
4.7 Выводы по главе 4.....	106
<b>ГЛАВА 5 МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И ВОЗРАСТ СПОДУМЕНОВЫХ ПЕГМАТИТОВ.....</b>	<b>110</b>
5.1 Минералого-геохимическая зональность пегматитов .....	110
5.1.1 Сподумен.....	110
5.1.2 Калиевый полевой шпат .....	113
5.1.3 Плаггиоклаз .....	118
5.1.4 Гранат .....	120
5.2 Изотопное датирование пегматитов.....	123
5.3 Выводы по главе 5.....	125
<b>ЗАКЛЮЧЕНИЕ .....</b>	<b>127</b>
<b>СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ .....</b>	<b>Ошибка! Закладка не определена.</b>
<b>СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ И УСЛОВНЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ.....</b>	<b>145</b>
<b>ПРИЛОЖЕНИЕ А Редкоэлементный состав (ppm) голубого и бесцветного берилла .....</b>	<b>146</b>
<b>ПРИЛОЖЕНИЕ Б Состав турмалина (мас.%) .....</b>	<b>148</b>
<b>ПРИЛОЖЕНИЕ В Состав циркона из лейкогранитов комплекса Лагман .....</b>	<b>161</b>
<b>ПРИЛОЖЕНИЕ Г Редкоэлементный состав (ppm) кварца .....</b>	<b>165</b>
<b>ПРИЛОЖЕНИЕ Д Состав граната из лейкогранитов комплекса Лагман и пегматитов месторождения Пашки .....</b>	<b>167</b>
<b>ПРИЛОЖЕНИЕ Е Примесный состав (ppm) сподумена .....</b>	<b>175</b>
<b>ПРИЛОЖЕНИЕ Ж Примесный состав (ppm) калиевого полевого шпата .....</b>	<b>182</b>
<b>ПРИЛОЖЕНИЕ И Примесный состав (ppm) плаггиоклаз.....</b>	<b>184</b>
<b>ПРИЛОЖЕНИЕ К Акт о внедрении результатов диссертации.....</b>	<b>185</b>

## ВВЕДЕНИЕ

### **Актуальность темы исследования**

Гранитные пегматиты, как было показано многолетними исследованиями Н.А. Солодова [43, 44], А.И. Гинзбурга [8, 9], П. Черны [75, 76, 77], Б.М. Шмакина [52] и В.Е. Загорского с коллегами [16, 17, 18], Д. Лондона [133, 134] С.М. Бескина и Ю.Б. Марина [1, 2, 3, 4] являются важнейшими источниками таких редких металлов как Li, Ta, Вe и Cs. Тема востребованности и дефицитности литиевого сырья в настоящее время широко известна. Именно поэтому на фоне грядущего истощения запасов активно разрабатываемых месторождений сподумена возрастает интерес к поискам новых и оценке мало изученных редкометалльно-пегматитовых объектов.

Афганистан обладает крупнейшими в мире пегматитовыми месторождениями лития. Гранитные пегматиты месторождения Пашки, расположенного в высокогорном районе провинции Нуристан, известны высоким содержанием этого редкого элемента, главным минералом-концентратором которого является сподумен. Упомянутое месторождение рассматривается как перспективное для промышленной разработки. Вместе с тем оно слабо изучено в геологическом и минералогическом отношении. Поэтому представленная работа, направленная на изучение минерального состава, вертикальной зональности пегматитовых жил и геохимических особенностей типоморфных минералов пегматитов Пашки, будет способствовать решению актуальной проблемы освоения этого месторождения.

### **Степень разработанности темы исследования**

Редкометалльные пегматиты LCT-типа (специализированные на Li, Cs и Ta) широко развиты в восточной части страны, в основном, в провинции Нуристан. Существенный вклад в их открытие и последующее изучение внесли советские геологи (Солодов, [44]; Россовский, Чмырев и др., [167]). К сожалению, детальные минералого-геохимические исследования этих перспективных рудных объектов не проводились со времени их открытия [61, 82]. Сказанное касается в том числе и месторождения Пашки, которое до сих пор остается мало изученным объектом.

**Объектом исследования** являются сподуменовые пегматиты месторождения Пашки.

**Предмет исследования** – минералого-геохимические особенности минералов, слагающих пегматиты.

**Цель работы** – получение типохимических характеристик минералов сподуменовых пегматитов месторождения Пашки и выявление главных закономерностей эволюции пегматитовой системы и вертикальной зональности пегматитовых жил.

**Задачи исследования:**

1. Провести полевые исследования с отбором каменного материала на нижних и верхних горизонтах пегматитовых жил (на примере жилы № 3), а также из обнажений лейкогранитов 3-й фазы комплекса Лагман, с которыми по геологическим данным связаны пегматиты.
2. Выявить главные закономерности распределения породообразующих минералов по восстанию пегматитовых жил.
3. Изучить особенности химического состава породообразующих (сподумена, полевых шпатов, кварца) минералов пегматитов и аксессуарных (берилла, турмалина, граната, циркона) минералов пегматитов и лейкогранитов.
4. Изучить зональность и секториальность минеральных индивидов типоморфных минералов пегматитов (сподумена, берилла, турмалина).
5. Оценить Р-Т параметры минералообразования и определить изотопный возраст пегматитов.
6. Проинтерпретировать полученные данные для решения вопросов вертикальной зональности и генезиса пегматитов.

**Научная новизна:**

1. Установлены главные закономерности вертикальной минералого-геохимической зональности продуктивных пегматитовых жил месторождения Пашки.
2. Выявлены типохимические характеристики сподумена, полевых шпатов, берилла, турмалина и граната, отражающие закономерности эволюции пегматитового расплава в ходе формирования месторождения.
3. Получены новые данные о зонально-секториальном строении минеральных индивидов типоморфных минералов пегматитов.
4. Получены новые данные о возрасте пегматитов.
5. Выявлены типохимические характеристики аксессуарного граната, указывающие на генетическое родство сподуменовых пегматитов с лейкогранитами 3-й фазы комплекса Лагман.

**Теоретическая и практическая значимость работы**

Результаты диссертационного исследования будут способствовать решению научной проблемы генезиса сподуменовых пегматитов редкометальной провинции востока Афганистана. Выводы работы, посвященные типохимическим характеристикам минералов пегматитов, можно использовать для разработки геохимических критериев поисков и оценки пегматитовых жил, перспективных на обнаружение промышленного литиевого оруденения, а также в учебных курсах по дисциплинам «Прикладная минералогия» и «Прикладная геохимия».

Отдельны разделы диссертации были использованы при подготовке научного отчета «Совершенствование изотопных методов датирования докембрийских комплексов и разработка новых геохимических подходов использования минералов-геохронометров» (НИР ИГГД РАН, (№ FMUW-2022-0005), что зафиксировано в акте внедрения от 24.04.2025 г (Приложение К).

### **Методы исследований**

В основу диссертационной работы положен каменный материал, отобранный автором в ходе полевых работ 2022–2023 гг. Изученная коллекция состоит из 130 образцов пегматитов и ассоциирующих с ними гранитов.

Состав граната, циркона и включений в них (более 160 точек анализа) изучен методом SEM-EDS на сканирующем электронном микроскопе JEOL-JSM-6510LA с энергодисперсионной приставкой JED-2200 (ИГГД РАН, аналитик О.Л. Галанкина). Состав турмалина (125 точек) исследовался с помощью электронно-зондового микроанализатора JXA-8230 Superprobe (фирма Jeol) с четырьмя волновыми спектрометрами и энергодисперсионным спектрометром (Горный университет, аналитик А.С. Иванов). Содержания примесных (в том числе редких и редкоземельных) элементов в сподумене, берилле, калиевом полевоом шпате, плагиоклазе, кварце, гранате и цирконе (210 точек) определялись методом масс-спектрометрии вторичных ионов (SIMS) на ионном микрозонде Cameca IMS-4f (Ярославский филиал ФТИАН РАН, аналитики Е.В. Потапов и С.Г. Симакин). Изотопный анализ (Rb-Sr система) валовой пробы пегматита, мусковита и калиевого полевого шпата из этой пробы проводился методом ID-TIMS на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON TI (ИГГД РАН, аналитик Е.С. Богомолов).

### **Положения, выносимые на защиту:**

1. Увеличение по восстанию жил пегматоидных гранитов количества гнезд и прожилков кварц-микроклин-альбитовых пегматитов блоковой структуры с крупными кристаллами светло-зеленого сподумена и черного турмалина (шерла, при подчиненном количестве темно-зеленого турмалина – фторэльбаита) и широкое развитие на верхних горизонтах сподумен-микроклин-альбитовых пегматитов гигантозернистого строения с Na-Li-содержащим бериллом и кварцевыми обособлениями, в состав которых входят розовато-белый сподумен и полихромный турмалин (Mn-Zn-содержащий эльбаит и фторэльбаит), определяют вертикальную зональность месторождения Пашки.

2. Закономерные вариации примесного состава минералов пегматитовых жил: сподумена (уменьшение содержаний Fe, Ti, Be и увеличение содержания B), калиевого полевого шпата (уменьшение содержания Li и увеличение содержаний Rb, Cs), плагиоклаза (увеличение содержаний Sr и Ba) при переходе от нижних к верхним горизонтам пегматитовых жил; берилла (уменьшение содержаний Fe, Ti и увеличение – Li, Na, K, Rb) при смене голубой

разновидности бесцветной; полихромного турмалина (уменьшение содержаний Fe, Mn, Zn от центра к краям кристаллов) являются индикаторами геохимической эволюции пегматитового расплава.

3. Пониженный уровень содержаний иттрия и редкоземельных элементов в аксессуарном гранате выступает дополнительным критерием генетической связи пегматитов месторождения Пашки с гранитами 3-й фазы комплекса Лагман, а вариации состава граната (более высокая марганцовистость этого минерала из пегматитов по сравнению с гранитами; закономерное изменение содержаний Y и REE в гранате из гранитов, из пегматитов нижних и верхних горизонтов жил) отражают процессы кристаллизационной дифференциации гранитовой магмы.

**Степень достоверности результатов исследования** подкреплена представительностью каменного материала, отобранного автором из пегматитовых жил месторождения Пашки; использованием анализов минералов, полученных в аккредитованных лабораториях; применением методов математической статистики при обработке данных измерений; применением апробированных алгоритмов расчета кристаллохимических формул; учетом опубликованных литературных данных при интерпретации результатов исследования.

#### **Апробация результатов**

Основные положения диссертационной работы докладывались на научных конференциях. В их числе: Годичное собрание Российского минералогического общества «Минералого-геохимические исследования для решения проблем петро- и рудогенеза, выявления новых видов минерального сырья и их рационального использования» и Фёдоровская сессия (Санкт-Петербург, 2023 г.); Молодежная научная школа-конференция, посвященная памяти члена-корреспондента АН СССР К.О. Кратца и академика РАН Ф.П. Митрофанова «Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии» (Петрозаводск, 2024 г.); VI международная конференция молодых ученых и специалистов памяти А.П. Карпинского «Геология XXI века – передовые технологии и научно-методическое обеспечение регионального геологического изучения недр Российской Федерации» (Санкт-Петербург, 2024 г.).

#### **Личный вклад автора**

Автор провел полевые работы с отбором образцов пегматитов и гранитов, определил цели и задачи исследования, выполнил анализ научной литературы, участвовал в изучении вещественного состава минералов, провел обработку и интерпретацию результатов измерений, сформулировал научные выводы диссертации.

### **Публикации**

Результаты диссертационного исследования в достаточной степени освещены в 8 печатных работах (пункты списка литературы № 20, 23, 24, 39, 49, 50, 51, 179), в том числе в 4 статьях - в изданиях из перечня рецензируемых научных изданий, в которых должны быть опубликованы основные научные результаты диссертаций на соискание ученой степени кандидата наук, на соискание ученой степени доктора наук, в 2 статьях - в изданиях, входящих в международную базу данных и систему цитирования Scopus.

### **Структура работы**

Диссертация состоит из оглавления, введения, пяти глав с выводами по каждой из них, заключения, списка сокращений и условных обозначений, списка литературы, включающего 203 наименования, и 9 приложений. Диссертация изложена на 185 страницах машинописного текста, содержит 68 рисунков и 24 таблицы.

### **Благодарности**

Автор выражает благодарность своему научному руководителю проф. Ю.Л. Гульбину и чтит память своего первого научного руководителя проф. М.А. Иванова. Проф. С.Г. Скублов оказал всестороннюю поддержку на всех этапах выполнения работы. Автор благодарен за помощь и обсуждение результатов исследования проф. Ю.Б. Марину, В.В. Смоленскому, Е.В. Коваленко, Д.А. Петрову, В.С. Стативко.

За проведение аналитических работ автор признателен О.Л. Галанкиной, Е.С. Богомолу (ИГГД РАН), С.Г. Симакину, Е.В. Потапову (ЯФ ФТИАН РАН), А.С. Иванову (Горный университет).

## ГЛАВА 1 СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ СПОДУМЕНОВЫХ ПЕГМАТИТОВ

### 1.1 Общая характеристика сподуменовых пегматитов

Традиционно пегматиты классифицируются по геологическим условиям их образования. Широкую известность получила классификация А.И. Гинзбурга и Г.Г. Родионова [8], которыми были выделены *формации разноглубинных пегматитов*. Согласно уточненному варианту этой классификации [9]), они получили названия: 1) формации пегматитов малых глубин (хрусталеносных или миароловых), 2) формации пегматитов умеренных глубин (редкометалльных), 3) формации пегматитов больших глубин (слюдоносных) и 4) формации пегматитов весьма больших глубин (уран-редкоземельных). Уровни глубинности коррелируют со степенью метаморфизма вмещающих толщ и близостью расположения тел материнских гранитов [2].

В последующем исследователи акцентировали внимание на геохимической и минеральной специализации пегматитовых месторождений. М.В. Кузьменко и соавторы [22] предложили выделять *геохимические ряды редкометалльных пегматитов*: Ве-Ta-Li, Та-Ве, комплексный редкометалльный (Li, Ве, Cs, Та, Rb) и F-Ta-Li. П. Черны [75], основываясь на классификации А.И. Гинзбурга и соавторов [9], выделил *пять парагенетических типов пегматитов редкометалльного класса*, условно названных им: редкоземельный, берилловый, комплексный, альбит-сподуменовый и альбитовый. Одновременно он сгруппировал выделенные им типы в *два геохимических семейства*: Li-Cs-Ta (LCT; берилловый, комплексный, альбит-сподуменовый, альбитовый типы) и Nb-Y-F (NYF; редкоземельный тип), допуская возможность существования редкометалльных пегматитов с промежуточной специализацией. По валовому составу пегматиты первого семейства являются пересыщенными  $Al_2O_3$  (плюмазитовыми), пегматиты второго семейства – насыщенными или недосыщенными  $Al_2O_3$  (метаглиноземистыми). LCT-пегматиты генетически связаны преимущественно с орогенными гранитами S- или I-типов, NYF-пегматиты – с анорогенными гранитами А-типа [75]. Дальнейшее развитие эта классификация получила в работе [77]. В ее основу снова были положены формации разноглубинных гранитовых пегматитов [9], получившие названия *геологических классов* (абиссального, мусковитового, мусковит-редкометалльного, редкометалльного, миаролового). Внутри классов были выделены *геохимические подклассы*, например в редкоэлементном классе – редкоэлементно-редкоземельный и редкоэлементно-литиевый. Внутри подклассов – *минеральные типы*, например в редкоэлементно-литиевом подклассе – берилловый, комплексный, альбит-сподуменовый и альбитовый. Пегматиты редкометалльного и миаролового классов были объединены в два семейства (NYF и LCT), названные *петрогенетическими семействами*; в основу такого деления положена генетическая

связь пегматитов с разными типами гранитоидов, которая подчеркивается двумя геохимическими трендами эволюции магм.

Одновременно с классификацией П. Черны группой российских геологов (Б.М. Шмакин, В.Е. Загорский, В.М. Макагон) была предложена классификация редкометалльных пегматитов, нашедшая отражение в монографии «Гранитные пегматиты. Т. 2. Редкометалльные пегматиты. Новосибирск, 1997» [17]. В основу классификации положено представление о *разноглубинных формациях* пегматитов – низких, умеренных и высоких давлений. Редкометалльные пегматиты отнесены к формации умеренных давлений (2–5 кбар). Эта формация разделена на две *подформации*: петалитовую (2–3.5 кбар) и сподуменовую (3–5 кбар). В каждой подформации выделяются *геохимические эволюционные ряды*, в названии которых перечислены редкие металлы, концентрирующиеся в виде собственных минералов. Например, в сподуменной подформации – Cs-Ta-Li (комплексный), P-Ta-Li, Ta-Sn-Li, Li, Ta-Be. Каждому ряду соответствует *парагенетический тип* пегматитов, выделяемый по минеральному составу: Cs-Ta-Li ряду – сподумен-калишпат-альбитовый тип, P-Ta-Li ряду – монтебразит-сподумен-калишпат-альбитовый, Ta-Sn-Li – сподумен-калишпат-альбитовый, Li – сподумен-калишпат-альбитовый, Ta-Be – альбитовый тип.

Согласно классификации Б.М. Шмакина и соавторов, к группе сподуменовых пегматитов относятся пегматиты, в которых сподумен является главным породообразующим минералом. В первую очередь – это пегматиты комплексного (Cs-Ta-Li) и литиевого эволюционных рядов. Примером месторождения комплексного ряда выступает Коктогай (Монгольский Алтай). Характерной особенностью пегматитовых жил этого месторождения (в частности наиболее крупной жилы № 3) является концентрическая зональность. От зальбандов к центру жил последовательно сменяют друг друга: кварц-микроклиновое поле с графической структурой (I), зона сахаровидного полевого шпата (II), микроклиновое (III), мусковит-микроклин-кварцевая (IV), сподумен-альбит-кварцевая (V), сподумен-кварцевая (VI), мусковит-альбитовая (VII), альбит-лепидолитовая (VIII), кварцевая – ядерная (IX). Последовательность кристаллизации зон отвечает порядку их чередования. Минералами, концентрирующими редкие металлы, кроме сподумена, выступают берилл (внешние зоны), поллуцит (внутренние зоны), колумбит (зона IV), танталит (V, VII, VIII) [18].

Примером месторождения литиевого эволюционного ряда (альбит-сподуменного типа по Н.А. Солодову) служит Колмозеро (Кольский полуостров). Жилы со сподуменом на этом месторождении слабо зональные. В краевых зонах они сложены среднезернистым кварц-альбитовым агрегатом, который постепенно переходит в средне-, крупно- и гигантозернистый кварц-сподумен-альбитовый агрегат (с микроклином, мусковитом, бериллом, апатитом, колумбит-танталитом), слагающий большую часть объема жил. В единичных жилах

присутствует кварцевое ядро [18, 25]. Сходные состав и строение имеют жилы сподуменовых пегматитов месторождений Восточного Забайкалья и Афганистана [18]. Сподуменовые жилы месторождения Кингс Маунтин (Северная Каролина, США), имея тот же минеральный состав, отличаются структурой: они, по существу, являются аплитовыми дайками, сложенными тонко-мелкозернистым агрегатом кварц-альбитового состава с порфирированными выделениями калиевого полевого шпата и сподумена и редкими гнездами более крупнозернистого сподуменового пегматита [18, 133]. Афанитовые сподуменовые дайки описаны в Афганистане [29]. Крупное незональное тело сподуменовых аплитов недавно открыто в Китае [133].

По мнению С.М. Бескина и Ю.Б. Марина [2], переход по восстанию жил незональных тел альбит-сподуменовых пегматитов в зонально-построенные тела комплексных пегматитов, наблюдаемый на некоторых месторождениях, свидетельствует о том, что последние являются дифференциатами «подводящих даек», сложенных сподуменовыми пегматитами, пегматоидными гранитами и аплитами. Согласно представлениям тех же авторов (Бескин, Марин, 2003, 2017, 2019а, б [1, 2, 3, 4]), редкометалльные пегматиты без минералов лития (бериллоносные, с тантало-ниобатами) являются представителями первого возрастного поколения – дифференциатами комплекса лейкогранитов. Им присуща классическая пегматитовая зональность, выраженная сменой зоны графического пегматита в краевых зонах жил блоковым полевым шпатом и кварцевым ядром в их ядерной части. Редкометалльные пегматиты с минералами лития являются представителями второго возрастного поколения – дифференциатами комплекса редкометалльных микроклин-альбитовых гранитов. У этих пегматитов зональность проявлена не всегда.

Преобладающая точка зрения на происхождение пегматитов связывает их генезис с кристаллизацией остаточного расплава, продуцируемого материнской интрузией. Существенный вклад в развитие этих представлений внесла модель Р. Джанса и К. Бернема [121], в которой экспериментально обосновывалась идея о том, что пегматиты образуются из водонасыщенного гранитового расплава. В результате кристаллизационной дифференциации при температуре «влажного» гранитного солидуса (~600°C) содержание воды во таком расплаве увеличивается до тех пор, пока не происходит гетерогенизация системы и вода не отделяется от расплава в виде насыщенного пара.

Более поздние исследования в области экспериментальной петрологии водосодержащих гранитовых систем [137] показали, что образование водонасыщенного расплава, по крайней мере на ранних стадиях эволюции пегматитовых систем, маловероятно. Будучи изначально недосыщенным водой (3–6 мас.%), гранитовый расплав оказывается существенно обогащенным летучими (В, F, Р) и щелочными (Na, K, Li) компонентами. Верхний температурный предел его кристаллизации составляет 700–750°C, по мере кристаллизации и накопления флюсующих

веществ температура снижается до 500 и менее градусов [177]. По усредненным оценкам [141], наиболее низкими температурами кристаллизации характеризуются сподуменовые (485–535°C) и миароловые пегматиты (435–485°C). С учетом данных по точке тройного равновесия сподумен–петалит–эвкрипит, сподумен становится устойчивым при давлении > 2 кбар или на глубине около 6 км [133].

В противовес данным экспериментального изучения водно-силикатных систем, моделирующих пегматитовые расплавы [137, 136], исследование большого числа состава расплавных включений в кварце и других минералах из гранитов и ассоциирующих с ними пегматитов методом рамановской спектроскопии показывает [186], что содержание воды в кислых магмах, материнских для пегматитов, может составлять 4–6 мас.%, а в пегматитовых расплавах – 8–12 мас.%, что близко к порогу насыщения. При этом, содержание воды около 10 мас.% характеризует только один из двух типов расплавных включений, наблюдаемых в кварце из пегматитов (тип А, более глиноземистый), тогда как другой тип (тип В, более щелочной) отличается более высоким содержанием H<sub>2</sub>O – от 25 до 45 мас.% (в среднем ~26 мас.%). Оба типа включений обогащены фтором, бором, фосфором и щелочными компонентами. По мнению исследователей, их присутствие в кварце из пегматитов свидетельствует о расслоении гомогенного пегматитового расплава с образованием двух несмешивающихся силикатных жидкостей, в различной степени обогащенных водой [185, 186].

Данные, полученные Р. Томасом и его коллегами, подтверждаются результатами независимых исследований [40, 41, 161] Эти данные лежат в основе моделей, рассматривающих явление расслаивания флюидонасыщенных пегматитовых расплавов как один из ведущих факторов их дифференциации [27, 41, 149].

## 1.2 Типохимические особенности минералов

К числу важных и вместе с тем информативных минералов сподуменовых пегматитов относятся сподумен, берилл, турмалин и гранат.

**Сподумен.** Среди минералов, концентрирующих литий, только пять минералов имеют экономическую ценность. Это литиевые слюды циннвальдит  $\text{KLiFeAl}(\text{AlSi}_3)\text{O}_{10}(\text{OH},\text{F})_2$  и лепидолит  $(\text{KLiAl}_{1.5}\text{Li}_{1.5}(\text{Si}_3\text{Al}_{10})(\text{F})_2)$ , сподумен  $(\text{LiAlSi}_2\text{O}_6)$ , петалит  $(\text{LiAlSi}_4\text{O}_{10})$  и фосфат лития – амблигонит  $(\text{Li},\text{Na})\text{AlPO}_4(\text{F},\text{OH})$  [89, 97].

Сподумен с идеальной формулой  $\text{LiAlSi}_2\text{O}_6$  является одним из самых известных литиевых минералов и основным источником лития, добываемого из горных пород. Размер кристаллов сподумена может достигать несколько метров [178]. Сподумен – цепочечный силикат, относящийся к группе пироксенов [12]. «Чистый» (беспримесный) сподумен имеет стехиометрический химический состав: SiO<sub>2</sub> 64.6 мас.%, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 27.4 мас.%, Li<sub>2</sub>O 8.0 мас.%.

Сподумен представлен тремя полиморфными модификациями [160]. Стабильная низкотемпературная модификация ( $\alpha$ -сподумен) кристаллизуется в моноклинной сингонии. Пространственная группа  $C2/c$ . В структуре сподумена позиция M1 слегка искажена и занята алюминием, имеющим октаэдрическую координацию со средним расстоянием металл-кислород 1.92 Å. Позиция M2 заполнена литием в шестерной координации со средним расстоянием металл-кислород, равным 2.23 Å. Алюминий в позиции M1 может изоморфно замещаться переходными и пост-переходными металлами (Ti, V, Cr, Mn, Fe, Zn, Ga, Ge, Sn), литий в позиции M2 – натрием [68].

Природный сподумен представлен низкотемпературной модификацией ( $\alpha$ -сподуменом), устойчивой при давлении  $>2$  кбар и температуре  $<650\text{--}700$  °C [7]. В сподуменных и микроклин-сподумен-альбитовых пегматитах сподумен представлен несколькими типами и генерациями [132, 96]. Сподумен *первого типа* (A) ранней генерации (I) образует крупные кристаллы. Эти кристаллы могут подвергаться пластическим деформациям, катаклазу, резорбции и частичной рекристаллизации с образованием более поздних генераций (сподумена II, III, IV). Например, наблюдается обрастание крупных кристаллов сподумена мелкими кристаллами того же минерала, проникающими в трещины катаклаза. В лепидолит-альбитовых пегматитах поздний сподумен ассоциирует с альбитом, лепидолитом, микролитом и другими танталатами, полихромным турмалином и поллуцитом [7].

В петалитовых пегматитах сподумен *второго типа* (B) образуется как вторичный минерал, замещающий петалит (минерал из группы слоистых силикатов с формулой  $\text{LiAlSi}_4\text{O}_{10}$ ). Реакция замещения:  $\text{LiAlSi}_4\text{O}_{10} \leftrightarrow \text{LiAlSi}_2\text{O}_6 + 2\text{SiO}_2$ . Он совместно с кварцем образует агрегатные псевдоморфозы по петалиту. В лепидолитовых пегматитах встречается сподумен *третьего типа* (C) в виде водяно-прозрачных бесцветных и розовато-сиреневых (кунцит) кристаллов, заполняющих миаролы.

По данным «мокрой» химии, сподумен разных типов различается по содержанию примеси железа [7]. Наиболее железистым является сподумен ранней генерации первого типа ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$  1–1.8 мас.% до 2.7 мас.%). В более поздних генерациях содержание  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  снижается до 0.2–0.3 мас.%. Сподумен второго типа также обеднен железом ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$  0.05–0.02 мас.%). В кунците содержание железа минимально (0.2 мас.% и менее).

Кунцит всегда содержит примесь марганца ( $\text{MnO}$  0.05–0.2 мас.%). Этот элемент в форме  $\text{Mn}^{2+}$  и  $\text{Mn}^{3+}$  замещает в структуре сподумена Al, что является причиной сирене-розовой окраски кунцита [45, 79, 84].

Зеленый цвет еще одной разновидности сподумена – гидденита обусловлен вхождением в структуру минерала хрома и ванадия; следует отметить, что гидденит появляется в пегматитах, пространственно ассоциирующих с основными и ультраосновными породами [7].

По данным микронзондового анализа, ИК-Фурье спектроскопии и мёссбауэровской спектроскопии, сподумен разных типов (А, В, С) содержит от 0.00 до 4.26 мас.% Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (суммарное железо) и от 0.05 до 0.20 мас.% Na<sub>2</sub>O [96]. 90–94 % железа входит в состав сподумена в 3-х валентной форме. Сподумен первого типа (А) обогащен железом по сравнению со сподуменом типов В и С. Железо (в форме Fe<sup>3+</sup>) входит главным образом в позицию М1, замещая Al; небольшая часть железа входит в позицию М2. Возможен гетеровалентный изоморфизм по схеме Na + Fe<sup>3+</sup> = Li + Al. В составе сподумена обнаружены примеси Mn (до 0.28 мас.%), Ti (до 0.15 мас.%), Cr (до 0.07 мас.%) [96].

По данным сравнительного анализа образцов сподумена из различных пегматитовых месторождений с помощью метода масс-спектрометрии с лазерной абляцией (LA-ICP-MS) [68], ранний магматический сподумен (тип А) характеризуется наибольшими концентрациями Fe (до 9500 ppm), Ga (до 260 ppm), Sn (до 285 ppm) и Ti (до 165 ppm). Сподумен типа В отличается максимальными содержаниями Mn (до 1545 ppm), Zn (до 18 ppm), Sc (до 21 ppm), V (до 25 ppm) и Cr (до 12.8 ppm). В сподумене из миарол (тип С) содержание примесей минимально. С учетом вариаций содержаний элементов составы изученных в процитированной работе образцов магматического и гидротермального сподумена перекрываются (таблица 1.1).

Таблица 1.1 – Содержания элементов-примесей в сподумене разных типов из 21 месторождения (по данным: Brennan et al., [68])

Элемент	Содержание, ppm		
	Магматический сподумен (тип А)	Гидротермальный сподумен	
		Тип В	Тип С
Fe	0.0–9500	0.1–3200	32–1350
Mn	4.6–1220	33–1546	6.5–200
Ga	24–257	62–123	9.5–85
Ti	0.5–165	0.0–88	1–20.5
Na	470–1516	643–1360	175–1000
Zn	0.0–14.5	0.5–18.2	0.0–6.3

При исследовании сподумена из редкометалльных пегматитов уникального литиевого месторождения Колмозеро на Кольском полуострове было выделено три генерации этого минерала: Spd-I, Spd-II и Spd-III [25, 148]. Первая генерация развита фрагментарно и связана с блочным микроклин-пертитом. Вторая генерация наблюдается в осевой части пегматитовых жил. Она представлена призматическими кристаллами уплощенного облика. Их размер может достигать 1.5 м. В отличие ранней генерации, Spd-II образуется позже блокового кварца. Третья генерация сподумена диагностируется только при микроскопическом исследовании. Spd-III

образует короткопризматические или изометрические кристаллы размером до 0.5 мм, которые развиваются по краям кристаллов сподумена более ранней генерации и заполняют трещины в этих минералах [25].

Отличительной особенностью состава колмозерского сподумена (Spd-II) является повышенное содержание железа и, что неожиданно, – рубидия ( $F_2O_3$  0.45–1.06 мас.%, FeO 0.17–0.74 мас.%,  $Rb_2O$  53–98 ppm) [25]. Для сравнения: в работе [68], отмечается, что содержание Rb во всех изученных этими авторами образцах сподумена оказалось ниже порога обнаружения.

По сравнению с рассмотренными примерами, сподумен из пегматитовых месторождений провинции Нуристан, Афганистан (Колатан, Дарай-Печ, Цамгал) характеризуется пониженным содержанием Fe (50–3220 ppm) и Rb (<1.5 ppm), но повышенным содержанием Mn (330–2880 ppm). Содержания других примесей (ppm): Na 450–1540, Ga 24–90, Ti 2.3–79, Zn 0.4–38 [13].

**Берилл.** Идеальная химическая формула берилла –  $Be_3Al_2Si_6O_{18}$ . Пространственная группа  $P6/mcs$ . Берилл – это кольцевой силикат, в структуре которого присутствуют кольца из шести кремнекислородных тетраэдров  $[SiO_4]$ , расположенных друг над другом, которые по бокам и вертикали соединены с кольцами, состоящими из чередующихся алюминиевых октаэдров  $[AlO_6]$  и бериллиевых тетраэдров  $[BeO_4]$  [58]. Гексагональные кольца кремнекислородных тетраэдров имеют диаметр приблизительно 4.86 Å и образуют структурные каналы, параллельные кристаллографической оси  $c$ . Эти каналы в природном берилле заполнены катионами щелочных элементов, ионами переходных металлов и небольшими молекулами, включая воду и другие летучие соединения [98]. В структурных каналах могут содержаться Na и Cs, вода (в количестве до 2 мас.% и более),  $CO_2$ , (OH)-группы, F, He,  $CH_4$ , N и  $NO_3$  [55]. Наличие щелочных ионов в этих каналах обусловлено необходимостью сбалансировать недостаток положительных зарядов при замещении  $Al^{3+}$  и  $Be^{2+}$  более низковалентными катионами –  $Fe^{2+}$ ,  $Mn^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $Li^+$ ,  $Na^+$ ,  $K^+$ ,  $Cs^+$  [55]. Возможные схемы изоморфных замещений (1, 2, 3):



где надстрочные индексы  $T1$ ,  $T2$ ,  $O$ ,  $C$  обозначают кристаллографические позиции  $Si^{4+}$ ,  $Be^{2+}$ ,  $Al^{3+}$  и позицию в структурном канале, соответственно;  $\Box$  указывает на вакансию или незаполненный участок структурного канала,  ${}^CR^+$  – щелочной катион в структурном канале [56].

Известно несколько разновидностей берилла, отличающихся по цвету, составу и другим характеристикам. Приоритетным для их выделения является окраска берилла: зеленый–темно-

зеленый цвет (изумруд), голубой, иногда с зеленым оттенком (аквамарин), сапфировый, похожий на голубой (берилл–максис), от розового до персиково-розового (воробьевит или морганит), насыщенно красный (биксбит), от желтого до желто-зеленого (золотой гелиодор или давидсонит), бесцветный (гошенит или ростерит). Считается, что розовая и красная окраска берилла связана с вхождением в его структуру ионов  $Mn^{2+}$ , ярко-зеленая –  $Cr^{3+}$ , желтая, светло-зеленая и голубая – ионов  $Fe^{2+}$  и  $Fe^{3+}$  [7].

Аквамарин в Афганистане обнаружен в пегматитовых месторождениях Мави (Нуристан), Печ-Дара (Кунар), Бахре-Абад (Нангархар). Автором диссертации впервые изучен аквамарин (голубой берилл) из пегматитов сподуменового месторождения Пашки, провинция Нуристан [39].

В пегматитах берилл является распространенным аксессуарным минералом. В некоторых типах пегматитов (бериллиевом, тантал-бериллиевом) он имеет промышленное значение [17]. Повышенное содержание щелочей резко отделяет берилл редкометалльных пегматитов от берилла других генетических типов. Если в мусковитовых пегматитах содержание Li в берилле составляет первые сотни г/т, то в лепидолитовых пегматитах – около 1000 г/т. В зональных пегматитовых жилах наблюдается увеличение содержаний Li, Rb, Cs в берилле от зальбандов к осевым частям жил, где кристаллизуются литиевые слюды и поллуцит [7]. Будучи «сквозным» минералом, образуясь на разных стадиях пегматитового процесса, берилл разных генераций последовательно накапливает щелочные компоненты [17]. В жиле № 3 месторождения Коктогай (Монгольский Алтай) от близконтактной зоны сахаровидного альбита к внутренней мусковит-альбитовой зоне содержание Li в берилле увеличивается в 2 раза, содержания Rb и Cs – в десятки раз [17]. Уровень содержаний щелочных компонентов в берилле из этого уникального месторождения, относящегося из LCT-типу, составляет: Li 1012–5944 ppm, Rb 54–488 ppm, Cs 268–42243 ppm; содержание Zn – 173–1192 ppm; при этом в максимальной степени обогащен редкими щелочами бесцветный берилл [203]. Сходными содержаниями щелочных компонентов характеризуется берилл из пегматитового месторождения Шонгью (Кольский полуостров), относящегося к редкому Li-Cs-Na типу: Li 2180–5660 ppm, Cs 3430–7380 ppm, Na 12300–19200 ppm; содержание Fe в этом берилле составляет 766–1750 ppm, Mn 70–132 ppm; в отличие выше рассмотренных примеров, от промежуточной к центральной зоне жилы № 7 содержания щелочных компонентов в берилле уменьшаются при росте содержаний Fe и Mn [147].

По содержанию щелочей А.И. Гинзбург выделяет: *натриевый берилл* (суммарное содержание щелочей в берилле до 1.5 мас.%), приуроченный к участкам альбитизации в пегматитах; *натрово-литиевый берилл* (до 2 мас.%) из альбит-сподуменовых пегматитов и литий-цезиевый берилл (до 2 мас.%) из пегматитов с амблигонитом, лепидолитом, кунцитом,

поллуцитом, полихромным турмалином, а также из миарол в жилах редкометалльных пегматитов. По данным В.Е. Загорского и соавторов [17], наименее щелочным является берилл из пегматитов Та-Ве ряда, тогда как наиболее щелочным (с повышенными содержаниями Na, Li, Cs) – берилл из пегматитов Li, Li-Cs рядов и, особенно, берилл из комплексных пегматитов (где содержание Cs в берилле преобладает над содержаниями Li и Na, достигая 4 мас.%).

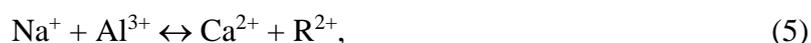
Тесная корреляция между валовыми содержаниями щелочных металлов в породах и составом берилла позволяет использовать этот минерал для расчленения пегматитов разных парагенетических типов [7, 74, 203, 147].

**Турмалин.** С учетом большой изменчивости химического состава турмалина, его название сейчас используется для обозначения надгруппы минералов с общей формулой  $XY_3Z_6(T_6O_{18})(BO_3)_3V_3W$ , где  $X = Ca^{2+}, Na^+, K^+, \square$  (вакансия);  $Y = Fe^{2+}, Mg^{2+}, Mn^{2+}, Al^{3+}, Li^+, Fe^{3+}, Cr^{3+}$ ;  $Z = Al^{3+}, Fe^{3+}, Mg^{2+}, Cr^{3+}$ ;  $T = Si^{4+}, Al^{3+}, B^{3+}$ ;  $V = OH^-, O^{2-}$ ;  $W = OH^-, F^-, O^{2-}$  [107, 109].

Турмалин – кольцевой боросиликат, в структуре которого присутствуют шестичленные кольца  $Si_6O_{18}$ , состоящие из кремнекислородных тетраэдров, и октаэдры двух видов – более крупные  $Y(O,OH)_6$  и более мелкие, искаженные  $ZO_6$ . Ионы щелочных металлов и бор имеют тетраэдрическую координацию. В тетраэдре  $BO_4$  один из атомов кислорода принадлежит одновременно тетраэдру  $SiO_4$  [12].

Турмалин кристаллизуется в тригональной сингонии. Пространственная группа  $R3m$ . К числу распространенных минеральных видов надгруппы турмалина относятся: (1) Na-доминантные шерл и дравит – крайние члены изоморфной серии магнезиально-железистых турмалинов  $Na(Fe^{2+}, Mg^{2+})_3Al_6(Si_6O_{18})(BO_3)_3(OH)_3(OH)$ , эльбаит – литийсодержащий турмалин  $Na(Li_{1.5}Al_{1.5})_3Al_6(Si_6O_{18})(BO_3)_3(OH)_3(OH)$ , оленит – высокоглиноземистый турмалин  $NaAl_3Al_6(Si_6O_{18})(BO_3)_3(O)_3(OH)$ , бюргерит – турмалин, в состав которого входит окисное железо,  $NaFe^{3+}_3Al_6(Si_6O_{18})(BO_3)_3(O)_3(OH)$ ; (2) Ca-доминантные – увит  $CaMg_3(Al_5Mg)(Si_6O_{18})(BO_3)_3(OH)_3(OH)$ ; (3) минеральные виды с преобладанием вакансии в позиции X – россманит  $\square(LiAl_2)_3Al_6(Si_6O_{18})(BO_3)_3(OH)_3(OH)$ , фойтит  $\square(Fe^{2+}_2Al)_3Al_6(Si_6O_{18})(BO_3)_3(OH)_3(OH)$ . В случае преобладания фтора в позиции W дополнительно выделяют минеральные виды с приставкой «фтор», например фторэльбаит  $Na(Li_{1.5}Al_{1.5})_3Al_6(Si_6O_{18})(BO_3)_3(OH)_3F$  [107, 109, 64].

Характерные типы изоморфных замещений [109](4, 5, 6, 7):



В пегматитах турмалин, так же как и берилл, относится к числу «сквозных» минералов. Он образуется на всех стадиях их формирования, встречается в составе экзо- и эндоконтактных оторочек пегматитовых жил, в графических агрегатах, в кварц-полевошпатовых гнездах с блоковой структурой, в миаролах (часто в виде кристаллов ювелирного качества). При этом закономерно меняется состав турмалина, что делает этот минерал чутким индикатором геохимической эволюции пегматитового процесса [17].

Как аксессуар, а иногда и как породообразующий минерал, турмалин присутствует в гранитных пегматитах всех парагенетических типов. В керамических и слюдоносных пегматитах он представлен шерлом (в том числе в виде гигантских, размером до 2–3 м, кристаллов), иногда обогащенным бюргеритовым ( $\text{Fe}^{3+}$ ) миналом (пример – шерл из пегматитов Мамского района); в редкометалльных – черным шерлом, Li- и F-содержащим зеленым турмалином и цветным эльбаитом, иногда обогащенным тзилазитовым ( $\text{Mn}^{2+}$ ) и Zn-доминантным миналами [42, 7, 92, 162]. Известно, что примесь марганца является причиной розовой окраски турмалина [92]. Максимальное содержание MnO в турмалине достигает 8.7 мас.% (Mn 1.21 к.ф., редкометалльные пегматиты Нижней Австрии; [92], 9.6 мас.% (Mn 1.24 к.ф., Малаханское пегматитовое поле, Забайкалье; [21] и даже 11.6 мас.% (пегматиты о. Эльба, Италия; [65]. Максимальное содержание ZnO – 7.5 мас.% (анатектические пегматиты Пилава Горна, Польша; [162].

В редкометалльных пегматитах часто наблюдается зональное распределение турмалина по восстанию жил: на нижних горизонтах встречаются черный и зеленый турмалин, на верхних горизонтах – розовый турмалин [7]. Состав турмалина отвечает шерл-эльбаитовому и шерл-оленитовому изоморфным рядам с незначительной примесью дравитового и бюргеритового миналов, нередко с повышенными содержаниями Mn и Zn [17]. Интересный пример зонального распределения турмалина разного состава демонстрирует жила № 3 месторождения Коктогай: в краевой зоне жилы (I) здесь наблюдается дравит, в краевой и промежуточных зонах (I, II, IV) – шерл, во внутренних зонах (VIII) – эльбаит и росманит. Содержание MnO в шерле и эльбаите достигает 1.46 мас.% и 0.93 мас.% соответственно, содержание ZnO не превышает 0.67 мас.% [203].

Пегматитовые жилы с турмалином широко распространены на северо-востоке Афганистана. Примером служит рудник Папрок (Paprok) провинции Нуристан. Здесь добывают турмалин ювелирного качества в виде розовых, зеленых, голубых и полихромных кристаллов размером до 5–7 см. Турмалин ассоциирует с клевеландитом, топазом, мусковитом, бериллом, сподуменом и лепидолитом. По составу он отвечает фторэльбаиту с пониженным содержанием Mn [155]. Еще одним примером выступает месторождение Дарай-Нур.

Полихромный турмалин этого месторождения относится к оленит-эльбаитовому ряду, при этом розовые участки кристаллов представлены фтор-эльбаитом, обедненным Mn [202].

**Гранат.** Минерал кристаллизуется в кубической сингонии. Пространственная группа  $Ia\bar{3}d$ . Структурная формула  $X_3Y_2Z_3O_{12}$ , где позицию  $X$  занимают главным образом двухвалентные катионы ( $Mg^{2+}$ ,  $Fe^{2+}$ ,  $Mn^{2+}$ ,  $Ca^{2+}$ ), позицию  $Y$  – трехвалентные катионы ( $Al^{3+}$ ,  $Fe^{3+}$ ,  $Cr^{3+}$ ), позицию  $Z$  –  $Si^{4+}$ . В позиции  $Y$  и  $Z$  также может входить  $Ti^{4+}$ , а в позицию  $X$  – иттрий и редкоземельные элементы. По химическому составу гранаты делятся на две группы: пиральспиты (пироп  $Mg_3Al_2Si_3O_{12}$ , альмандин  $Fe_3Al_2Si_3O_{12}$ , спессартин  $Mn_3Al_2Si_3O_{12}$ ) и уграндиты (уваровит  $Ca_3Cr_2Si_3O_{12}$ , гроссуляр  $Ca_3Al_2Si_3O_{12}$ , андрадит  $Ca_3(Fe^{3+}, Ti^{4+})_2Si_3O_{12}$ ). В структуре граната изолированные  $SiO_4$  тетраэдры соединены с  $R^{3+}O_6$  октаэдрами, тогда как ионы  $^X R^{2+}$  окружены 8-ю атомами кислорода [12].

В гранитах, аплитах и пегматитах гранат встречается как акцессорный минерал. Его состав варьирует от богатого марганцем альмандина до спессартина. Исследователи считают альмандин-спессартиновый гранат типоморфным акцессорием плюмазитовых гранитов S-типа, реже – I-типа и A-типа [144, 54, 91, 85, 111]. Генезис граната связывают с процессами кристаллизации высокофракционированной гранитовой магмы, обогащенной глиноземом и марганцем. При этом индикатором степени дифференциации расплава выступает  $Mn/(Fe+Mg)$  отношение [101]. В гранат-содержащих гранитоидах это отношение (выраженное в мольных количествах) превышает 0.04 [144]. О возможности магматической кристаллизации Mn-содержащего граната при пониженных давлениях (< 3 кбар) свидетельствуют и данные экспериментов [104]. Образование граната рассматривается в том числе как результат перитектической реакции биотит + расплав = гранат + мусковит [144].

Акцессорный гранат встречается в пегматитах разных парагенетических типов, включая сподуменовые LCT-пегматиты [60, 194] и NYF-пегматиты [151]. Альмандин-спессартиновый гранат в пегматитах образует рассеянную вкрапленность мелких (первые миллиметры), реже более крупных (1–5 см) идиоморфных кристаллов. В пределах пегматитовых полей и зональных пегматитовых жил содержание спессартинового минала в гранате растет от менее к более фракционированным пегматитам и от краевых к осевым зонам [60, 17, 151].

Гранат из пегматитов характеризуется более высоким содержанием Mn по сравнению с гранатом из материнских гранитов. Примером может служить гранат из коллизионных гранитов орогена Гангдесе, ЮВ Тибет ( $X_{Grs}$  0.46–0.49) и гранат из ассоциированных с гранитами мусковитовых пегматитов ( $X_{Grs}$  0.48–0.60).

Часто индивиды граната в гранитах и пегматитах характеризуются зональностью по марганцу. При этом в одних случаях края кристаллов обогащены Mn [примеры: граниты Новой Шотландии, Канада [54]; плюмазитовые граниты юго-востока Аравийского щита [91];

орогенные граниты S-типа, комплекс Penon Rosado, северо-восток Аргентины [85], в других – обеднены Mn [примеры: пегматиты, аплиты, ассоциированные с S-гранитами, Иран [170]; пегматиты, ороген Gangdese, СВ Тибет [198]; лейкограниты, Тибет [196]. Встречается в гранитах и пегматитах и незональный гранат [примеры: плюмазитовые граниты, Калифорния, США [144]; NYF пегматиты, южная Норвегия [151]; коллизионные граниты СВ Тибета [196]; пегматиты орогена North Qinling, Алтай, Китай [95]]. По мнению исследователей, причиной разнонаправленной зональности выступают локальные факторы эволюции магм, в том числе сокристаллизация с гранатом минералов, концентрирующих марганец [151].

Кроме марганца, типоморфными примесями акцессорного граната выступают Y и редкоземельные элементы. Уровень их содержаний в акцессорном гранате из гранитов зависит от того, к какому типу в рамках геохимической S-I-A-M классификации [193, 78] относятся граниты. Поскольку S-граниты обеднены Y и REE по сравнению с A-гранитами [159], в коллизионных гранитах S-типа содержания Y и REE в акцессорном гранате понижены по сравнению с гранатом из постколлизионных и анорогенных гранитов A-типа. Соответственно, в LCT-пегматитах, связанных преимущественно с S-гранитами [76], гранат обеднен Y и REE в сравнении с гранатом из NYF-пегматитов, ассоциированных главным образом с A-гранитами [77]. Описанные закономерности наглядно демонстрирует таблица 1.2.

Таблица 1.2 – Содержания редкоземельных элементов и иттрия в акцессорном гранате из гранитов и пегматитов

Источник	Порода / регион	Y	Сумма REE
Müller et al., 2012	пегматиты NYF / Норвегия	8300–22 000 ppm	4500–6000 ppm (один анализ 22 000 ppm)
Hönig et al., 2014	A-граниты / Чехия	10 000–15 000 ppm (ядро кристаллов)	5000–10 000 ppm
Harrison, 1988	A-граниты / Шотландия	10 300 ppm	5 000 ppm
Smeds, 1994	пегматиты NYF / Швеция	3 мас. % (ядро кристаллов)	данных нет
Wang, 2003	A-граниты / Китай	Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 1.5–2 мас.%	данных нет
Samadi et al., 2014	пегматиты, аплиты, ассоциированные с S-гранитами / Иран	800–1700 ppm	200–700 ppm
Zhou et al., 2015	LCT пегматиты с Trm, Brl, Spd / Китайский Алтай	450–500 ppm	300–350 ppm
Yu et al., 2021	S-граниты, пегматиты / Тибет	2000–3200	Sm+Dy+Yb 500–900
Feng et al., 2023	Kalu'an (KLA) LCT пегматиты / Китайский Алтай	3 ppm	4 ppm

## Продолжение таблицы 1.2

Источник	Порода / регион	Y	Сумма REE
Feng et al., 2023	Luanzhuang-Guanро пегматиты, связанные с S-гранитами / Китайский Алтай	500–1700 ppm	400–1600 ppm
Jung et al., 2009	лейкограниты, связанные с мигматитами / Намибия	350–550 ppm	100–200 ppm
Zhao et al., 2023	пегматиты LCT / Тибет	200–300 ppm	80–120 ppm
Hernández-Filiberto et al., 2021	пегматиты, ассоциированные с коллизионными гранитами / Мэн, США	300–600 ppm	100–230 p

## 1.3 Выводы по главе 1

По современным представлениям, гранитовые пегматиты являются результатом кристаллизации высокофракционированного остаточного расплава, который продуцирует материнская интрузия. Согласно классификации П. Черни, сподуменовые пегматиты относятся к семейству редкометалльных LCT-пегматитов, согласно классификации Б.М. Шмакина и соавторов – к комплексному (Cs-Ta-Li) и литиевому эволюционным рядам. Характерной особенностью пегматитовых жил первого ряда является классическая пегматитовая зональность; жилы второго ряда – слабо зональны или незональны. Не исключено, что зонально-построенные тела комплексных пегматитов являются дифференциатами «подводящих даек», сложенных незональными пегматитами. Сподуменовые пегматиты образуются в результате процессов кристаллизационной дифференциации расплава, насыщенного, по крайней мере на поздних стадиях эволюции пегматитовых систем, водой, летучими и щелочными компонентами в интервале температур примерно 700–500°C и давлении >2 кбар. Одним из ведущих факторов эволюции флюидонасыщенного расплава выступает его гетерогенизация с образованием несмешивающихся водно-силикатных жидкостей.

К числу наиболее информативных типоморфных минералов сподуменовых пегматитов относятся сподумен, берилл, турмалин и гранат. В сподуменовых и микроклин-сподумен-альбитовых пегматитах сподумен представлен несколькими типами и генерациями. Разные типы сподумена отличаются по содержаниям примесей Fe, Mn, Rb, Ti, Zn. Берилл из редкометалльных пегматитов отличается повышенным содержанием щелочей от берилла из керамических и мусковитовых пегматитов. Образуюсь на разных стадиях пегматитового процесса, берилл разных генераций последовательно накапливает щелочные компоненты.

Тесная корреляция между валовыми содержаниями щелочных металлов в породах и составом берилла позволяет использовать этот минерал для расчленения пегматитов разных парагенетических типов. Турмалин, как и берилл, относится к числу «сквозных» минералов пегматитов. Состав турмалина из редкометалльных пегматитов соответствует шерл-эльбаитовому и шерл-оленитовому изоморфным рядам, часто с повышенными содержаниями F, Mn, Zn. Закономерное изменение состава турмалина от ранних к поздним генерациям делает этот минерал чутким индикатором геохимической эволюции пегматитового процесса. Гранат в гранитах и пегматитах по составу отвечает богатому марганцем альмандину и спессартину. Генезис граната связан с процессами кристаллизации высоко-фракционированной гранитовой магмы, обогащенной  $Al_2O_3$  и MnO. Гранат из пегматитов характеризуется более высоким содержанием марганца по сравнению с гранатом из материнских гранитов. Гранат из коллизионных S-гранитов и связанных с ними LCT-пегматитов обеднен примесями Y и REE по сравнению с гранатом из постколлизионных и анорогенных A-гранитов и связанных с ними NYF-пегматитов.

## ГЛАВА 2 ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

### 2.1 История изучения редкометалльных пегматитов Афганистана

Пегматитовые жилы в провинциях Афганистана – Нуристане и Бадахшане – известны с древних времен. Первые данные о пегматитах Афганистана задокументированы в отчетах Х. Хайдена от 1911 г., который отметил, что мощность тел составляет около 100 ярдов, а длина - несколько миль (исторический очерк приводится по материалам. Согласно Х. Хайдену, пегматиты относятся к обычному для региона «гималайскому типу», и состоят из кварца, полевого шпата, мусковита (крупные кристаллы), шерла и берилла. В 1924 г. советский ботаник и географ Н.И. Вавилов впервые пересек весь Нуристан в его центральной части. По его информации территория Нуристана состоит из метаморфических сланцев, в которых встречается великое множество пегматитовых и гранитных жил. В период с 1941 по 1949 гг., группой геологов под руководством Гуляма Али Хама проводился поиск слюды. В 1949 г. Гулям Али Хан обнаружил бериллсодержащие пегматиты в долине Дарай Печ (рядом с деревнями Чамбалак и Гурсалак), провел дополнительную инспекцию пегматитов месторождения Дарай Нур. Им были составлены геологические карты в масштабе 1:5000 и планы бериллсодержащих пегматитовых жил в масштабе 1:200 для месторождений Дарай Нур и Чамбалак (последнее месторождение сейчас называется Дарай Печ). В 16 жилах автор определил содержание берилла и его запасы: для 15 жил месторождения Дарай Нур – 858 т, и около 150 т для одной жилы месторождения Дарай Печ.

В 1962 г. появились первые сведения о Кара-Корумских, Кунь-Лунских, Памирских и Гиндукушских редкометалльных пегматитах [34]. В 1963-1964 гг. на пегматитовых месторождениях Дарай Нур и Дарай Печ были проведены исследования на предмет оценки запасов бериллия и лития в рудах месторождений советскими геологами. Было открыто пегматитовое месторождение Нилав. Н.А. Солодов дал оценку месторождению Дарай Печ и изучил его зональность [44].

В 1971-1973 гг. в Афганистане была проведена специализированная разведка и оценка редкометалльных пегматитов. Эти исследования привели к открытию новых крупных месторождений редкометалльных пегматитов, которые образуют четыре пегматитовых пояса. Исследования также привели к обнаружению месторождений лития, была установлена танталонность пегматитовой провинции Восточного Афганистана. Впервые в Афганистане был обнаружен поллуцит и открыто уникальное месторождение кунцита.

## 2.2 Основные черты геологического строения Восточного Афганистана

Наиболее полно геологическое строение Афганистана описано в монографиях коллективов авторов под редакцией Ш. Абдуллы, В. М. Чмырёва и В. И. Дронова «Геология и полезные ископаемые Афганистана. В 2-х кн.» (Недра, 1980 [6]). В основу монографии положены результаты геолого-съёмочных работ, проводившихся совместно советскими и афганскими геологами в 1958–1977 гг. Структура, минеральный состав и закономерности размещения полей редкометалльных пегматитов освещены в серии статей Л.Н. Россовского с соавторами [29, 30, 31, 32, 33, 34, 35]. Материалы из этих работ использованы при подготовке настоящего раздела.

### 2.2.1 Тектоническое районирование Афганистана

Основные черты геологического строения Афганистана определяются его положением на стыке центральной части Альпийско-Гималайского складчатого пояса и Туранской плиты. Соответственно, в геологическом строении Афганистана выделяются следующие тектонические элементы: области разновозрастной (герцинской, среднекиммерийской, альпийской) складчатости, срединные массивы и эпираннекиммерийская платформа (рисунок 2.1).

Область герцинской складчатости проявлена располагается на северо-востоке страны, главным образом в пределах Афгано-Северопамирской складчатой области, которая охватывает северо-западный Бадахшан и западный Гиндукуш. В строении области принимают участие метаморфические толщи протерозойского фундамента, перекрытые смятыми в складки средне-верхнепалеозойскими и триасовыми отложениями и прорванные разнообразными по составу интрузиями протерозойского, каменноугольного и триасового возраста.

В средней части страны в субмеридиальном направлении протягивается Афгано-Южнопамирская область среднекиммерийской складчатости. Ее продолжением на северо-востоке являются структуры центрального и юго-восточного Памира. Область сложена толщами разновозрастных пород (от протерозоя до кайнозоя) и характеризуется широким развитием тектонических покровов. Интрузивные образования здесь развиты ограничено и представлены гранитоидами мел-палеогенового возраста.

Области герцинской и среднекиммерийской складчатости с востока и юга обрамляют платформу Северного Афганистана. Эта платформа является юго-восточной частью Туранской плиты. В ее основании залегают метаморфические породы протерозоя, ордовика и триаса. Платформенный чехол сложен практически неизменными юрскими и мел-палеогеновыми отложениями.

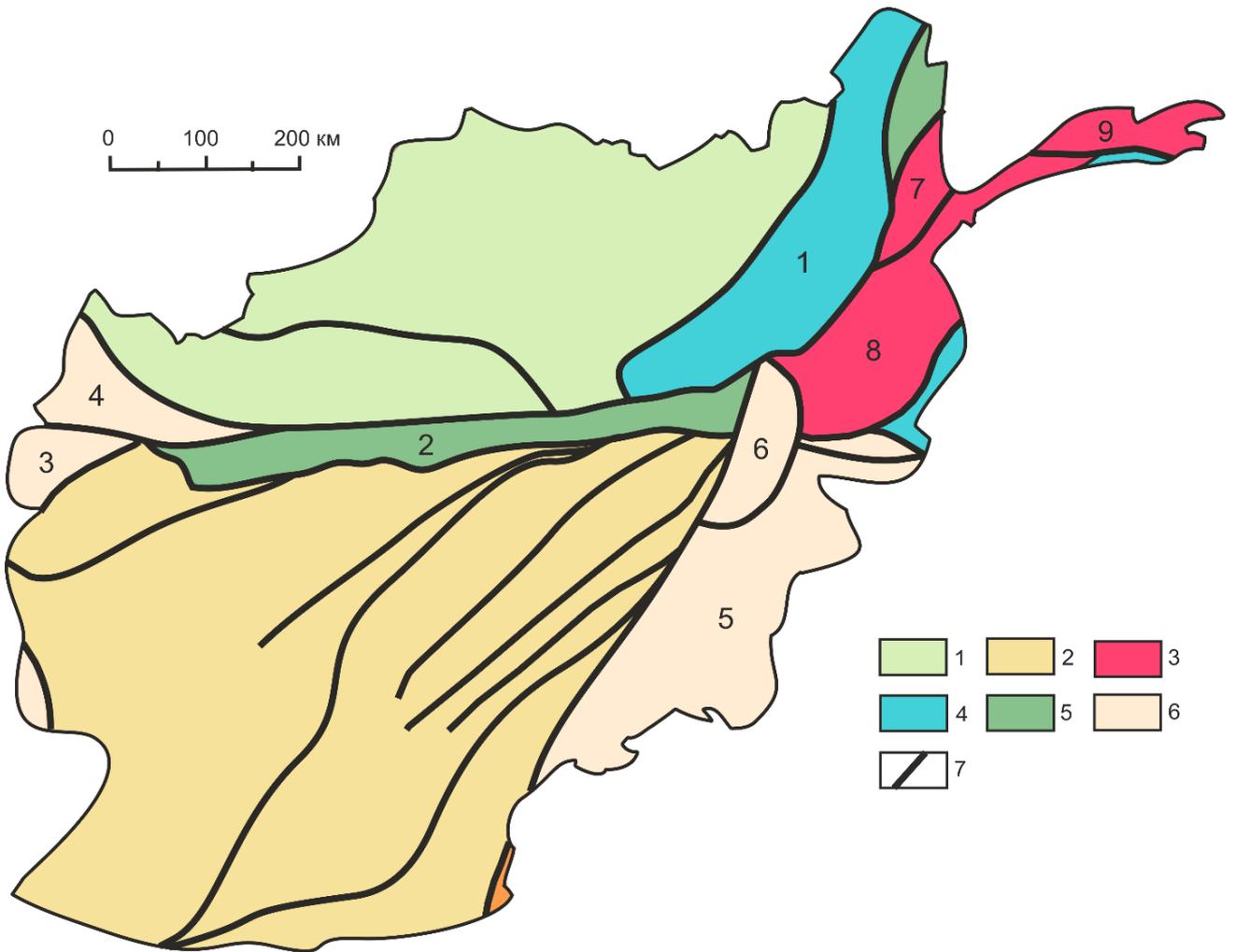


Рисунок 2.1 – Схема тектонического районирования Афганистана. Составлена по данным В.И. Дронова, А.Х. Кафарского, И.М. Сборщикова, К.Ф. Стажило-Алексеева, В.М. Чмырева (Геология Афганистана, 1980 [6]) с упрощениями:

1 – платформа Северного Афганистана; 2–3 – срединные массивы: Южноафганский (2), Нуристан-Памирский (3); 4–6 – области складчатости: герцинской (4), среднекиммерийской (5), альпийской (6); 7 – крупнейшие разломы.

Главные структурные элементы (арабские цифры на схеме): 1 – Афгано-Северопамирская складчатая область, 2 – Афгано-Южнопамирская складчатая область, 3 – Афгано-Восточноиранская складчатая область, 4 – Туркмено-Хоросанская складчатая область, 5 – Сулейман-Киртарская складчатая область, 6 – Кабульский массив, 7 – блок Южный Бадахшан, 8 – блок Нуристан, 9 – структурно-формационная зона Вахан.

Вдоль Афгано-Южнопамирской складчатой области эпираннекиммерийская платформа граничит с крупным Южноафганским срединным массивом. В его строении выделяются протерозойский кристаллический фундамент и чехол, сложенный слабодислоцированными отложениями венда, палеозоя, триаса и юры. В наложенных впадинах развиты меловые и палеогеновые отложения. Интрузивный магматизм здесь проявлен слабо.

На западе и на востоке от Южноафганского срединного массива располагаются области альпийской складчатости. Ранними альпидами сложена Афгано-Восточноиранская складчатая область. Средними альпидами – Туркмено-Хоросанская, Сулейман-Киртарская области и Кабульский массив. Строение областей двухрусное: на до-поздне меловом или до-палеогеновом складчатом основании, сложенном вулканогенно-осадочными и метаморфическими толщами, залегает «геосинклинальный комплекс», представленный поздне меловым и палеогеновым флишем. Интрузивные образования – меловые, палеогеновые и миоценовые интрузии ультраосновного, среднего и кислого состава.

На северо-востоке герциниты и средние киммериды окаймляют районы Нуристан, южный Бадахшан и Вахан, где расположен Нуристан-Памирский срединный массив – ранне докембрийское сооружение, перекрытое позднепалеозойско-триасовыми метаморфическими толщами и испытавшее тектоно-магматическую активизацию в мел-палеогеновое время.

В северо-западной части срединного массива обособляется тектонический блок Южный Бадахшан. Он сложен породами архея и считается наиболее древним образованием Афганистана. Большую часть массива занимает блок Нуристан. Со всех сторон он ограничен тектоническими разломами: на северо-западе – разломом Панджшер (левый берег р. Панджшер), отделяющим Нуристан от Афгано-Памирской складчатой области, на юго-востоке – разломом Кунар (долина р. Кумар) – отделяющим этот тектонический блок от Хиндурадж-Хазарской складчатой области, на юго-западе – разломом Альтимур, вдоль которого он контактирует с Кабульским поднятием. В основании блока залегают высокометаморфизованные породы предположительно палеопротерозойского возраста, выше по разрезу – смятые в складки метаморфические толщи карбона и триаса. Тектонический контакт между докембрийскими и позднепалеозойско-раннемезозойскими образованиями на всем протяжении залечен протяженным гранитовым массивом северо-восточного простирания. К северо-востоку от блока Нуристан располагается структурно-формационная зона Вахан, сложенная слабо метаморфизованными толщами карбона и триаса, несогласно перекрытыми юрскими и палеоген-неогеновыми отложениями.

### **2.2.2 Геологическое строение провинции Нуристан**

Нуристан-Памирский массив включает горные сооружения Южного Бадахшана, Нуристана, Вахана. Его протяженность с юго-востока на северо-запад составляет более 500 км. С северо-запада и юго-востока он окаймлен структурами Афгано-Северопамирской и Хиндурадж-Хазарской складчатых областей, на западе граничит с Кабульским стабильным массивом (частью Сулейман-Киртарской складчатой области).

Большую часть Нуристан-Памирского массива занимает Нуристанский блок. В основании блока залегают метаморфические породы нижнего протерозоя, которые объединяются в серию Нуристан. Ее мощность изменяется от 8 до 11 км. В составе серии выделяют 5 свит. Нижняя часть серии (свиты Неджраб, Чебак, Камдеш) сложена гранат-биотитовыми, гранат-силлиманит-биотитовыми, гранат-ставролит-биотитовыми гнейсами, плагиогнейсами, мигматитами с редкими прослоями амфиболитов, кварцитов и мраморов. Средняя часть серии (свита Вайгал) характеризуется чередованием мраморов, кристаллических сланцев и кварцитов. Верхняя часть (свита Камал) представлена в основном гранат-ставролит-биотитовыми сланцами и гнейсами.

Отложения нуристанской серии смяты в линейные складки северо-восточного простирания (возраст складчатости, предположительно, раннекараельский). Размах наиболее крупных складок составляет первые км, длина – первые десятки км. Углы падения крыльев изменяются от 30 до 80°. Крылья крупных складок осложнены складками более высоких порядков. В нижней части серии развиты многочисленные небольшие по размерам интрузии комплекса Панджшер (субсогласные тела среднезернистых биотитовых и амфибол-биотитовых гнейсо-гранитов, дайки лейкократовых и аляскитовых гранитов).

Верхний структурный этаж сложен нерасчлененными пермь-верхнетриасовыми отложениями кашмундской (по [32]) серии. В ее состав входят главным образом терригенные породы – песчаники и алевролиты, метаморфизованные в условиях эпидот-амфиболитовой фации и превращенные в филлитовидные биотит-мусковитовые и гранат-биотитовые сланцы [32]. Подчиненное значение имеют мраморизованные известняки.

Породы кашмундской серии смяты в линейные складки, наследующие размеры и простирание складчатых структур нижнего этажа. Их образование связывают с киммерийским орогенезом. Наиболее крупные выходы позднепалеозойско-раннемезозойских пород приурочены к неоген-четвертичным грабен-синклиналям северо-восточного простирания (рисунок 2.2).

Особенностью геологического строения блока Нуристан является широкое развитие позднемезозойско-кайнозойских интрузивных образований, связанных с процессами тектоно-магматической активизации срединного массива в ходе альпийского орогенеза. По составу и времени образования они объединяются в два комплекса: раннемеловой комплекс Нилау и олигоценый комплекс Лагман.

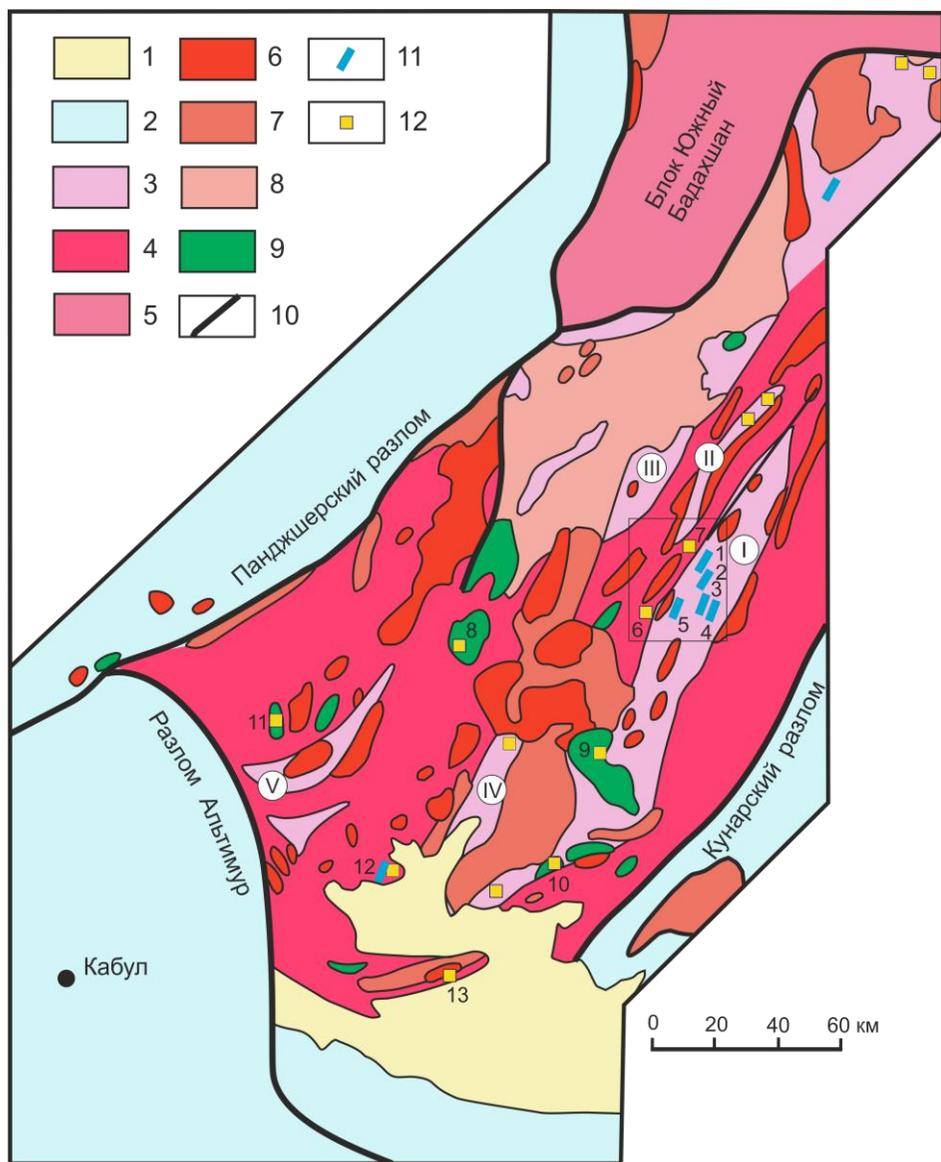


Рисунок 2.2 – Схема геологического строения провинции Нуристан. По [168] с упрощениями

1 – неоген-четвертичные отложения (пески, галечники и глины); 2 – области герцинской и альпийской складчатости; 3–5 – блок Нуристан: 3 – пермь-триасовые отложения кашмундской серии (кварц-мусковит-биотит-гранат-ставролитовые сланцы и кварциты с прослоями мраморизованных известняков), 4 – протерозойские отложения нуристанской серии (гнейсы, сланцы, мраморы), 5 – породы архейско-протерозойского кристаллического основания; 6–8 – интрузивные породы комплекса Лагман (Алингарский плутон, верхний мел – олигоцен): 6 – биотитовые и двуслюдяные граниты 3-й фазы внедрения, 7 – порфировидные грубозернистые граниты 2-й фазы, 8 – гранодиориты и плагиограниты 1-й фазы; 9 – интрузивные породы комплекса Нилау (верхний мел; габбро, габбро-нориты, габбро-диориты и диориты); 10 – главные разломы; 11–12 – пегматитовые месторождения: 11 – с крутопадающими жилами, 12 – с пологопадающими жилами. Рамкой обведено рудное поле Паруна. Грабен-синклинали (римские цифры): I – Парун, II – Пачиграм, III – Мундзхан, IV – Алингар, V – Тогаус.

Редкометалльные месторождения (арабские цифры): 1 – Джаманак, 2 – Пасгушта, 3 – Друмгал, 4 – Цамгал, 5 – Пашки, 6 – Яригул, 7 – Вазгул, 8 – Нилау-Кулам, 9 – Дарай-Печ, 10 – Дарай-Нур, 11 – Пачаган, 12 – Шамакат, 13 – Шеркруд

Комплекс Нилау сложен породами габбро-монцонит-диоритовой формации. Наиболее крупные массивы этого комплекса обнажаются в долинах рек Дарай-Пич (массив Дарай-Пич площадью около 200 км<sup>2</sup>) и Алингар (Пушкол, Нилау, Бандол). Они имеют изометричную в плане форму и крутопадающие (согласные или тектонические) контакты с вмещающими отложениями нуристанской и кашмундской серий. В составе массивов преобладают габбро, габбро-нориты, габбро-диориты, диориты и кварцевые диориты при резко подчиненной роли монцонитов, гранодиоритов и плагиогранитов. Экзоконтактовые зоны представлены ореолами ороговикования.

Комплекс Лагман (комплекс батолитовых гранитов) представлен межформационными массивами северо-восточного простирания, приуроченными к границе протерозойских и позднепалеозойско-раннемезозойских толщ. Наиболее крупным среди них является батолит Алингар. В пределах Нуристана располагается южная часть плутона, она простирается на 250 км при ширине до 50 км и имеет крутопадающие (50–70°) интрузивные контакты, наклоненные в стороны от массива. Батолит сложен гранитоидными породами 3-х фаз внедрения.

Породы 1-й фазы обнажаются в северной части плутона (рисунок 2.2). Они представлены средне-крупнозернистыми диоритами, кварцевыми диоритами, плагиогранитами, тоналитами, гранодиоритами и граносиенитами. Нередко гранитоиды подвержены микроклинизации, окварцеванию и катаклазу.

Породы 2-й фазы встречаются преимущественно в южной части плутона. Это – крупно-среднезернистые, часто порфиroidные биотит-роговообманковые граниты, гранодиориты и плагиограниты. Вдоль разломов они окварцеваны и катаклазированы.

Породы 3-й фазы формируют штокообразные интрузии (20–30 км в поперечнике), секущие порфиroidные граниты, а также многочисленные тела-саттелиты размером 1–5 × 5–30 км, расположенные в экзоконтакте батолита. Последние имеют форму пластин, вытянутых в северо-восточном направлении и залегающих согласно с простиранием структур нижнего и верхнего этажей тектонического блока (отложений нуристанской и кашмундской серий) (рисунок 2.2). Отличительными особенностями интрузий нижнего этажа являются нечеткие, постепенные контакты с вмещающими гнейсами и обилие ксенолитов вмещающих пород, интрузий верхнего этажа – четкие интрузивные контакты [167]. Обе группы тел сложены мелко-среднезернистыми двуслюдяными и биотитовыми гранитами, гранит-порфирами, аплитовидными и пегматоидными гранитами. Акцессорные минералы в них представлены цирконом, монацитом, ортитом, магнетитом, ильменитом, титанитом, касситеритом, шерлом, бериллом, силлиманитом, гранатом. Характерные вторичные изменения гранитов – микроклинизации, мусковитизация и окварцевание.

В экзоконтактных зонах гранитовых тел вмещающие гнейсы подвержены микроклинизации, терригенно-карбонатные отложения – ороговикованию, мраморизации и скарнированию. Местами наблюдается интенсивная турмалинизация.

С комплексом Лагман связаны дайки спессартитов и диоритовых порфиритов, тяготеющие к выходам гранитоидов 1-й фазы, а также многочисленные пегматитовые жилы с редкометалльным оруденением, развитые среди вмещающих пород.

### **2.3 Закономерности размещения, состава и строения жил редкометалльных пегматитов**

В провинции Нуристан известны месторождения редкометалльных пегматитов с промышленным оруденением Ta, Li, Be и пегматитовые месторождения драгоценных камней [6].

Редкометалльные пегматиты Нуристана пространственно и генетически связаны с биотитовыми и двуслюдяными гранитами 3-й фазы комплекса Лагман [167, 168]. Пегматитовые жилы секут гранодиориты и диориты 1-й фазы, которые могут выступать для них вмещающими породами. Иногда они пересекают порфирировидные граниты 2-й фазы (например, в пределах пегматитового поля Алингар, где развиты тела альбитизированных микроклиновых пегматитов с бериллом). В то же время не обнаружено мест, где бы граниты второй фазы являлись вмещающими породами для пегматитовых жил, содержащих сподумен и лепидолит [167].

Генетическая связь редкометалльных пегматитов с гранитами третьей фазы выражена очень четко. Прежде всего, хорошо прослеживается непрерывная серия шлировых, в основном микроклиновых пегматитов с бериллом, имеющих нечеткие контакты с вмещающими их гранитами, постепенно переходящих в шлировые-секущие и, наконец, в обособленные пегматитовые тела, расположенные в экзоконтакте гранитных массивов. Как это хорошо заметно на пегматитовых полях Нилау-Кулам и Алингар, пегматитовые жилы как бы «вырастают» из гранитов третьей фазы [167]. В ряде мест генетическое родство гранитов и пегматитов не установлено из-за того, что эрозия не полностью обнажила апикальные части гранитов третьей фазы (месторождение Дарай Печ) или из-за специфических тектонических условий (нижние горизонты поля Парун).

По геологической позиции относительно массивов материнских гранитов 3-й фазы пегматитовые жилы можно разделить на две группы: шлировые, залегающие среди гранитов, и «выжатые» экзоконтактные, расположенные на удалении от гранитных массивов, главным образом в метаморфизованных терригенных породах кашмундской серии и габбро-диоритах комплекса Нилау, в меньшей степени в отложениях нуристанской серии [168]. Экзоконтактные пегматиты представляют основную практическую ценность; шлировые пегматиты содержат только отдельные кристаллы берилла.

Редкометалльные пегматиты образуют поля, насчитывающие десятки – многие сотни пегматитовых жил. В Нуристан-Памирском срединном массиве известно 21 подобное поле. Крупнейшими по размеру полями являются Паруна (8 – 12×90 км), Эшкасим (35×50 км), Нилау-Кулам (9×11 км), Дарай-Печ (5×7 км), Шамакат (2.5×4 км). Пегматитовые поля сгруппированы в пояса, крупнейшие из которых с северо-запада (Гиндукушский пояс) и с юго-востока (Нуристанский пояс) обрамляют Алингарский плутон [168].

Вмещающими породами для месторождений редкометалльных пегматитов выступают отложения нижнего и верхнего структурного этажей, а также основные интрузии комплекса Нилау. Размещение месторождений верхнего структурного этажа (преобладающей группы месторождений Нуристана) контролируется узкой, вытянутой в северо-восточном направлении формой грабен-синклиналей, к которым приурочены выходы биотит-гранат-ставролитовых сланцев кашмундской серии [167]. Крупнейшей из них является Парунская грабен-синклиналь (15–20 км × 180 км), в пределах которой располагается пегматитовое поле Паруна (рисунок 2.2).

Выделяют три структурных типа пегматитовых полей [6]:

1) поля пологопадающих пегматитовых жил, вмещающими породами для которых служат габбро и диориты комплекса Нилау. Их геологическая позиция контролируется контракционными трещинами в эндоконтактных зонах основных интрузивов (примеры – пегматитовое поле Дарай-Печ, Нилау-Кулам, Дарай-Нур, Пачаган рисунок 2.2). Реже пологопадающие жилы залегают в гнейсах нуристанской серии;

2) поля крутопадающих пегматитовых жил, приуроченных к зонам трещиноватости северо-восточного простирания в терригенных отложениях кашмундской серии. Эти жилы залегают субсогласно с моноклиналильным залеганием пермь-верхнетриасовых толщ (пример – пегматитовое поле Паруна, рис. 2.2). В полях этого типа локализованы наиболее крупные месторождения сподуменовых пегматитов;

3) поля межслоевых жил, обрамляющих куполовидные выступы гранитных массивов в сланцевых толщах.

По минеральному составу редкометалльные пегматиты делятся на следующие типы [167, 6]: 1) олигоклаз-микроклиновые и биотит-мусковитовые с шерлом и редким бериллом (непродуктивные), 2) альбитизированные микроклиновые с шерлом, мусковитом и рудоразборным бериллом, 3) альбитизированные микроклиновые с гнездами голубого клевеландита, лепидолита, сподумена, полихромного турмалина (месторождения драгоценных камней – кунцита, воробьевита, эльбаита, горного хрусталя), 4) альбитовые с гнездами лепидолита, танталита, сподумена, поллуцита (руды Та), 5) сподумен-микроклин-альбитовые и

сподумен-альбитовые (руды Li), б) лепидолит-сподумен-альбитовые с танталитом и поллуцитом (Cs и комплексные Cs-Ta руды).

Наблюдается зональность в расположении пегматитовых жил относительно гранитовых массивов 3-й фазы: при удалении от гранитов микроклиновые пегматиты сменяются альбитовыми пегматитами, сподумен-альбитовыми и лепидолит-сподумен-альбитовыми пегматитами [6]. На участках с сильно расчлененным рельефом (например, в пределах пегматитового поля Паруна) по восстанию крутопадающих жильных зон наблюдается смена плагиоклаз-микроклиновых пегматитов микроклиновыми, микроклин-альбитовыми со сподуменом и сподуменовыми пегматитами [15].

Крутопадающие пегматитовые жилы, согласно залегающие среди кристаллических сланцев серии Нуристан, относятся к слабо бериллоносному олигоклаз-микроклиновому типу. Их простираение соответствует положению контактов гранитовых массивов. В породах той же серии встречаются жилы альбитизированных микроклиновых пегматитов со сподуменом, характеризующиеся пологим (до субгоризонтального) залеганием (поперечные к слоистости вмещающих толщ). Иногда они пересекают жилы микроклиновых пегматитов [167]. Примерами систем пологих пегматитовых жил выступают месторождения Яригул, Вазгул и Шамакат (рисунок 2.2). Вокруг куполообразных массивов гранитов иногда развиваются поля мелких линзовидных жил, приуроченных к межслоевым трещинам в сланцах. Образование таких трещин, по-видимому, обусловлено механическими деформациями пластичных сланцеватых пород, связанными с внедрением гранитовых магм.

Морфология жил редкометалльных пегматитов разнообразна. Наблюдаются плитообразные жилы, жилы в форме «конского хвоста», линзообразные жилы, штоки. Мощность жил изменяется от 1 до 60 м, протяженность от первых десятков м до 2–5 км [167]. Характерно эшелонированное расположение жильных тел. Установлена зависимость формы пегматитовых тел от механических свойств вмещающих пород и типа их контактов. В сланцах вокруг небольших гранитных массивов развиты преимущественно межслоевые жилы, линзовидные тела, «раздутые» жилы. На удалении от массивов доминируют крупные плитообразные тела. В интрузиях габбро-диоритов преобладают относительно протяженные таблитчатые жилы, часто с апофизами, что иногда придает им причудливую форму (месторождение Кулам). Часто в габброидах встречаются жилы сложной, угловатой формы, за счет чего пологие жилы по простираению могут становиться крутопадающими (Дарай Нур).

Наблюдается зависимость формы пегматитовых тел от их минерального состава в одних и тех же вмещающих породах. Например, слабо альбитизированные микроклиновые пегматиты, развитые в сланцах, имеют тенденцию образовывать линзовидные тела, в то время как сподуменовые пегматиты наблюдаются в виде «конских хвостов» и таблитчатых тел.

Протяженность жильных серий сподуменовых пегматитов может достигать 5–7 км. Отдельные наиболее протяженные жилы прослеживаются по простиранию на 1–1.5 км при мощности до 20–40 м [6]. Примеры: сподумен-альбитовая жила № 1 месторождения Друмгал (протяженность около 1.5 км, мощность 30–60 м), «сподуменовая» жила № 1 месторождения Дарай Печ (2.5 км, 14 м), альбитовая жила № 8 со сподуменом и лепидолитом месторождения Нилау-Кулам (4 км, 2–7 м), жила альбитизированных микроклиновых пегматитов месторождения Кулам (3 км, 5–40 м), эшелонированная зона жил сподуменовых пегматитов месторождения Пасгушта (7 км при средней мощности жил около 30 м, в некоторых местах до 70 м) [167].

Благодаря сильно расчлененному рельефу Нуристана с относительными превышениями 1000–3000 м пегматитовые жилы хорошо прослеживаются по вертикали. Например, на месторождении Друмгал крутопадающая жила мощностью 30 м и протяженностью 1.5 км характеризуется вертикальным размахом 600 м, на месторождении Джаманак крутопадающая жила протяженностью 1 км обнажена эрозией на 500 м. На месторождении Джаманак крутопадающие жилы сподуменовых пегматитов вскрыты по падению на 1400 м, при этом на нижних горизонтах сподуменовые пегматиты сменяются альбитовыми пегматитами [6].

Минеральный состав редкометалльных пегматитов отличается большим разнообразием. В них обнаружены следующие минералы.

Главные породообразующие: микроклин, кварц (блочный, мелкозернистый, разных генераций, горный хрусталь), олигоклаз, альбит (мелколистовой, сахаровидный, клевеландит), сподумен (зеленого цвета, серый, белый, розово-фиолетовый, кунцит\*, хидденит\*), петалит\* (блочный).

Второстепенные породообразующие: мусковит, биотит, лепидолит\*\*\*, протолитионит\*, турмалин (черный, зеленый, синий, желтый, розовый, полихромный), поллуцит\*, амблигонит-монтебразит\*\*\*, трифилин-литофиллит, триплит\*, лазулит-скорцалит\*, сиклерит, гетерозит, пурпурит, альмандин, спессартин, ставролит\*, андалузит\*, силлиманит\*, скаполит\*, берилл (не содержащий щелочей, содержащий натрий, содержащий литий-цезий).

Акцессорные: касситерит, колумбит, ниоботанталит, тантал-колумбит, танталит\*, манганотанталит, микролит\*\*\*, гердерит\*\*, магнетит, ильменит, титанит, циркон, монацит, ксенотим, топаз\*, рутил, апатит, зосфорит\*\*, аллоудит\*, эпидот, графит, ганит\*, сфалерит, пирит\*, арсенопирит\*, пирротин, молибденит (\* – впервые обнаружены в Афганистане Л.Н. Россовским; \*\* – Г.К. Еременко; \*\*\* – Н.А. Солодовым на месторождении Дарай Печ в 1964 г.).

Из наиболее интересных минералогических находок в редкометалльных пегматитах Афганистана следует уделить особое внимание открытию поллуцита, петалита и псевдоморфоз

кварца и сподумена по петалиту, открытию и идентификации кунцита, сначала найденного у местных жителей, которые называли минерал «тахта-санг» (каменная доска), а затем в коренном залегании в пегматитовых жилах месторождений Нилау, Кулам и Дарай Печ; установлению широкого распространения минералов тантала (манганотанталита, танталита, микролита), амблигонита, воробьевита; открытие редких фосфатов (гердерита, эсфорита).

Примерно половина пегматитовых полей Восточного Афганистана относится к сподуменовому типу [6]. В промышленных количествах сподумен содержится в пегматитовых полях Паруна, Шамакат, Нилау-Кулам. Наиболее крупным является пегматитовое поле Паруна с прогнозными запасами  $\text{Li}_2\text{O}$  около 3 млн т. В пределах этого поля развиты жильные серии протяженностью 2–7 км. Мощность отдельных жил составляет 20–40 м, они прослежены по простиранию на 1–1.5 км. Содержание сподумена в литиевых рудах 15–35%, среднее содержание  $\text{Li}_2\text{O}$  – 1.5 мас.% [6].

Крутопадающие жилы сподуменовых пегматитов отличаются однородным, реже полосчатым, иногда слабо-зональным внутренним строением. Зональные жилы нехарактерны. На 80–90 % пегматитовые тела сложены агрегатами сподумен-микроклин-альбитового и сподумен-альбитового с мусковитом состава. Оставшуюся часть объема жил занимают обособления блокового кварца со сподуменом и микроклином и выделения мелкопластинчатого сахаровидного альбита [32].

В пологопадающих жилах наряду с массивной текстурой иногда наблюдается асимметрично-зональное строение, обусловленное развитием крупно-гигантозернистых агрегатов микроклина и сподумена в висячем боку жил [6].

В пегматитовом поле Шамакат обнаружены необычные для Нуристана афанитовые сподуменовые дайки [29]. Пространственно они совмещены с петалит-сподуменовыми пегматитами, иногда образуя с ними постепенные переходы. Протяженность даек достигает 1.5 км при мощности 10 м. Дайки сложены тонкозернистым агрегатом игольчатого сподумена размером 0.03–0.05 мм, кварца и альбита с вкрапленникам (1–2 см) микроклина и амблигонита. Акцессорные минералы – колумбит-танталит, манганотанталит, микролит, берилл, касситерит [15].

Во многих пегматитовых полях обнаружены проявления танталовой минерализации, представленной танталитом, ниоботанталитом, манганотанталитом и микролитом (Нилау-Кулам, Дарай-Печ, Дарай-Нур, Паруна, Пачиграм). В поле Паруна перспективными на Та являются месторождения Пасгушта, Джаманак, Друмгал (рис. 2.2). Сподуменовые жилы этих месторождений содержат минералы тантала и касситерит. На месторождении Друмгал содержание  $\text{Ta}_2\text{O}_5$  в рудах составляет 0.06 мас.%, отношение Та:Nb – 5:1. На месторождении Вазгул встречены кристаллы танталита весом 5–7 кг [6].

В ряде пегматитовых полей (Паруна, Нилау-Кулам, Шамакат, Алингар, Дарай-Печ) встречается поллуцит. Промышленными месторождениями крупнокристаллического берилла являются пегматитовые жилы полей Нилау-Кулам, Пачиграм, Дарай-Печ, Дарай-Нур, Паруна. Запасы руд мелкокристаллического берилла с содержанием BeO 0.05–0.08 мас.% составляют десятки тысяч тонн [6].

Уникальным подземным ископаемым Восточного Афганистана выступает кунцит – ювелирная разновидность сподумена. Наиболее крупные скопления этого минерала обнаружены на месторождении Кулам. В 1974 г. при разведке этого месторождения было добыто более 1 т кунцита [6]. Кунцит встречается в гнездах и миаролах (размером до 40–50 см) совместно с клевеландитом, лепидолитом, воробьевитом, поллуцитом и горным хрусталем. Размеры его кристаллов достигают 15×35 см. Цвет кристаллов разнообразный – розовый, малиновый, зеленовато-сиреневый, голубой, желтый и др. Встречаются прозрачные бесцветные кристаллы. Образование кунцита связано со свободной кристаллизацией в полостях, а также с растворением и регенерацией раннего бело-розового сподумена [6].

Цветной прозрачный турмалин добывается на месторождении Папрок. С турмалином и кунцитом ассоциируют воробьевит и аквамарин в виде прозрачных кристаллов кремового и сине-голубого цвета размером до 5×10 см. На месторождении Кулам встречены кристаллы горного хрусталя весом до 30–40 кг [6].

## **2.4 Геологическая характеристика месторождения Пашки**

Месторождение Пашки открыто в 1971 году Л.Н. Россовским и С.Н. Нарбаевым. Оно находится в долине р. Пашки (левый приток р. Парун) [49]. В геологическом плане выступает частью крупного пегматитового поля Паруна, приуроченного к юго-восточному экзоконтакту Алингарского плутона (рисунок 2.2). Это поле тянется в северо-восточном направлении от Нангхалама до деревни Барги-Матал на 90 км. В средней части долины р. Парун его ширина равна 15–18 км. Рельеф местности в пределах поля альпийского типа, абсолютные высоты колеблются от 1200 до 5000 м, превышения составляют 500–2000 м.

### **2.4.1 Пегматитовое поле Паруна**

В строении пегматитового поля Паруна выделяется два структурных этажа (рисунок 2.3). Нижний этаж сложен палеопротерозойскими кристаллическими сланцами и гнейсами нуристанской серии. Верхний этаж – преимущественно метаморфизованными терригенными породами кашмундской серии перми-верхнего триаса, среди которых преобладают

углеродистые мусковит-биотитовые-гранатовые и биотит-гранат-ставролитовые сланцы при подчиненной роли филлитов, биотит-амфиболовых пород и мраморизованных известняков.

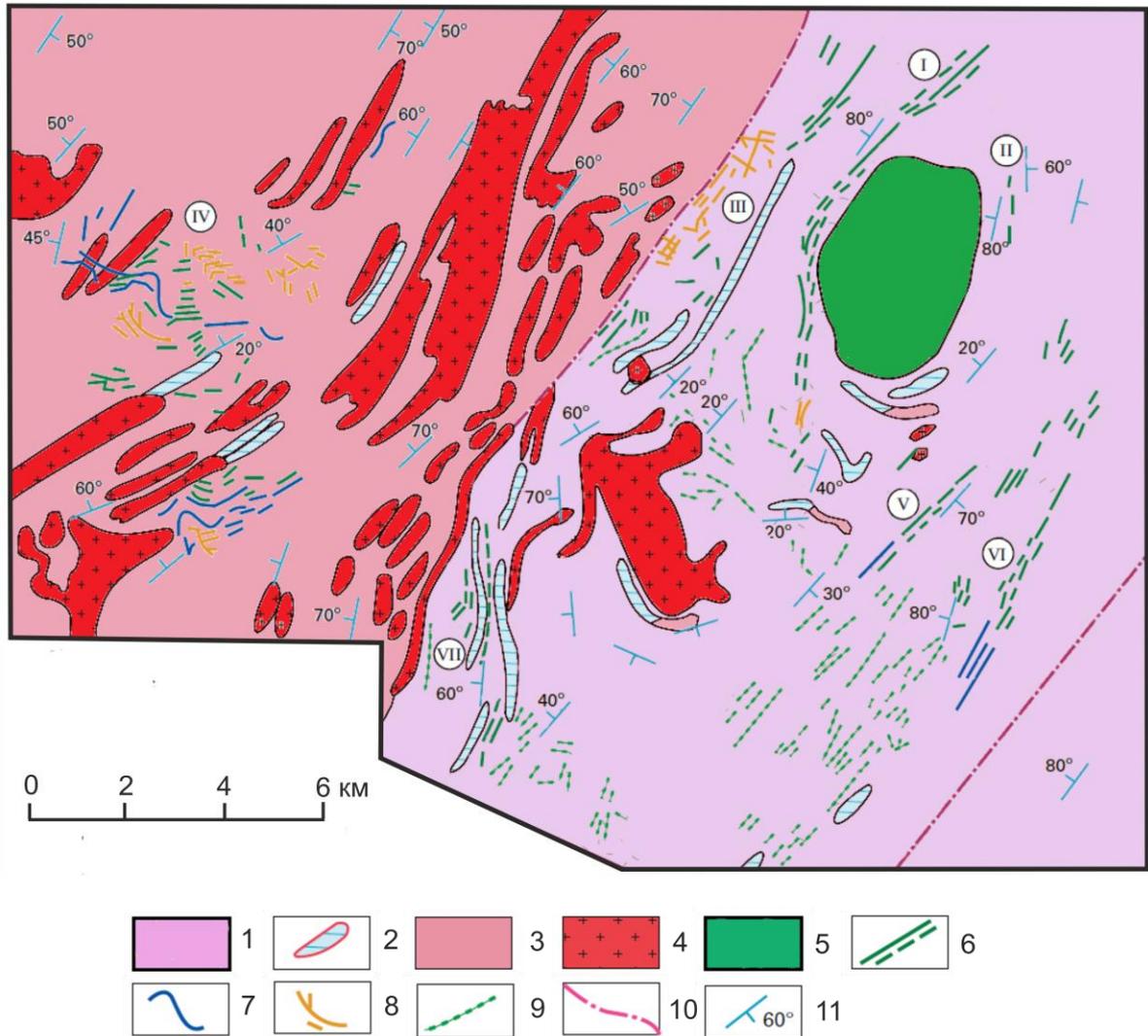


Рисунок 2.3 – Схематическая геологическая карта пегматитового поля Паруна (По Л.Н. Россовскому [6]): 1–3 – стратифицированные толщи: 1–2 – кашмундская серия (Р–Тз, 1 – гранат-ставролитовые сланцы, 2 – мраморы, мраморизованные известняки), 3 – нуристанская серия (PR, гнейсы, сланцы); 4–5 – интрузивные массивы: 4 – двуслюдяные граниты 3-й фазы комплекса Лагман, 5 – диориты и кварцевые диориты комплекса Нилау (массив Цамгал); 6–9 – пегматитовые жилы: 6 – сподумен-микроклин-альбитовые и сподумен-альбитовые, 7 – слабо альбитизированные микроклиновые с редким бериллом, 8 – альбитизированные микроклиновые и альбитовые с фосфатами лития, 9 – олигоклаз-микроклин-биотит-мусковитовые; 10 – тектонические нарушения; 11 – элементы залегания.

Месторождения лития: I – Пасгушта, II – Пасгушта Нижняя, III – Джаманак, IV – Яригул, V – Друмгал, VI – Цамгал, VII – Пашки

Отложения обеих серий смяты в складки северо-восточного простирания. Контакт между сериями тектонический, маркируется разломом, ограничивающим с северо-запада Парунскую грабен-синклиналь, частью которой являются выходы пермь-верхнетриасовых отложений. Среди сланцев кашмундской серии расположены выходы интрузивного штока раннемелового возраста, сложенного средними по составу породами комплекса Нилау (диоритами и кварцевыми диоритами). Породы обеих серий прорваны телами олигоценых гранитов 3-й фазы комплекса Лагман, которые залегают согласно с простиранием структур вмещающих толщ.

Большая часть пегматитовых жил и основные промышленно-важные месторождения района (Пасгушта, Джаманак, Друмгал, Цамгал, Пашки) сосредоточены в юго-восточной половине пегматитового поля, в пределах Парунской грабен-синклинали. Здесь широко развиты протяженные крутопадающие (согласные) жилы сподуменовых пегматитов северо-восточного простирания. Их геологическая позиция определяется малым уровнем эрозионного среза верхнего этажа, благодаря чему на дневную поверхность выходят только апикальные выступы скрытого на глубине гранитного массива, к экзоконтактовой зоне которого приурочены тела продуктивных пегматитов.

В пределах нижнего этажа находится только одно месторождение (Яригул). Его отличительной особенностью является пологое (несогласное) залегание жил сподуменовых пегматитов с танталовой минерализацией, которые пересекают полосчатость вмещающей гнейсовой толщи, согласные с полосчатостью жильные тела гранитов (рисунок 2.3) и более ранние безрудные пегматитовые жилы [168]. Образование субгоризонтальных жил исследователи связывают с деформациями пограничной области нижнего этажа под воздействием тектонических сил, которые стали причиной формирования грабен-синклинали [168].

#### **2.4.2 Размещение и строение пегматитовых жил**

Месторождение Пашки занимает площадь 2×3.5 км. Территория месторождения сложена породами верхнего структурного этажа: главным образом гранат-ставролит-мусковитовыми, гранат-мусковит-биотитовыми и биотит-амфиболовыми сланцами при подчиненной роли филлитов, известковистых песчаников, известняков и мраморизованных известняков (рисунок 2.4). Все породы характеризуются крутопадающим (60–70°) залеганием с общим азимутом падения 310°.

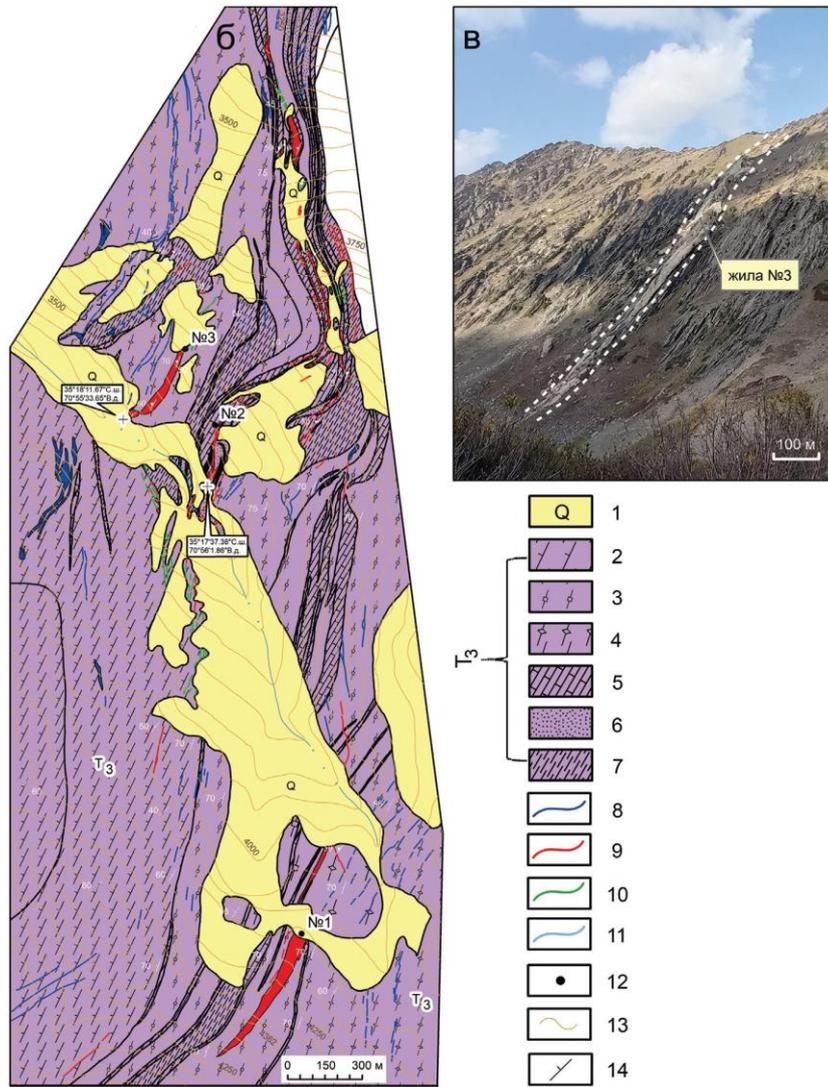


Рисунок 2.4 – Схематическая геологическая карта месторождения Пашки. Составлена Б.Я. Вихтером и Г.К. Еременко в 1973 г. (Rossovskiy L.N., Nuiskov Yu.I., неопубликованный отчет о результатах поисковых работ, проведенных в 1971-1973 г.). На фотографии – коренные выходы жилы № 3 на горном склоне. 1 – четвертичные отложения (делювиальные, пролювиальные, коллювиальные и флювиогляциальные); 2–3 – отложения кашмундской серии (Р–Т<sub>3</sub>) (2 – биотит-амфиболовые, амфиболовые сланцы, 3 – гранат-мусковит-биотитовые сланцы, 4 – гранат-ставролит-мусковитовые сланцы, 5 – известняки, мраморизованные известняки, 6 – песчаники, известковистые песчаники; 7 – филлиты, филлитизированные алевролиты); 8–12 – жилы редкометалльных пегматитов (8 – альбитизированных микроклиновых, 9 – сподумен-микроклин-альбитовых, 10 – интенсивно альбитизированных со сподуменом, 11 – дифференцированная сподумен-микроклин-альбитовая жила с поллуцитом); 12 – номера продуктивных жил; 13 – изогипсы рельефа с высотными отметками относительно уровня моря; 14 – элементы залегания (с указанием углов падения)

В пределах метаморфического комплекса залегает множество жил крупнокристаллических пегматоидных гранитов преимущественно кварц-микроклин-

альбитового состава с участками сподумен-кварц-микроклин-альбитовых пегматитов, содержащих лепидолит, берилл, полихромный турмалин и реже – поллуцит. Все жилы крутопадающие (угол падения 70–75°), занимают согласное и косо-секущее положение относительно вмещающих пород (с отклонением от согласного на 5–10°).

В распределении пегматитов разного состава наблюдается латеральная и вертикальная зональность. Латеральная зональность обусловлена закономерным изменением состава пегматитов при удалении от узкого протяженного межформационного тела гранитов, маркирующего тектоническую границу между структурными этажами (рисунок 2.3). В юго-восточном направлении олигоклаз-микроклиновые и биотит-мусковитовые пегматитовые жилы сменяются альбитизированными микроклиновыми и сподумен-микроклин-альбитовые жилами (рисунок 2.4).

Вертикальная зональность наблюдается в серии крутопадающих микроклиновых жил в северной части месторождения. Эта серия, обнаруженная в районе небольшого ручья Пашки на высоте 3400 м, состоит в основном из микроклиновых пегматитов, которые в той или иной степени альбитизированы. На высоте 3700–3750 м степень альбитизации увеличивается и на участках с гигантозернистой структурой, а также наиболее сильно альбитизированных участках появляются группы грязно-зеленых призматических кристаллов сподумена размером до 10–20 см по удлинению.

Наиболее отчетливо вертикальная зональность проявлена изменении минерального состава самых крупных жил месторождения: жилы № 1, жилы № 3 и прожилковой зоны № 2 (рисунок 2.4).

**Жила № 1** прослежена по простиранию на 1 км, при этом она обнажена в рельефе на 600 м по падению. Мощность жилы колеблется от 7.5 до 60 м, содержание сподумена в ней составляет 15–25 %, среднее содержание  $\text{Li}_2\text{O}$  – 1.46 мас.% [93]. Жила залегает в гранат-мусковит-биотитовых сланцах (рисунок 2.4). Контакты жилы с вмещающими породами резкие, экзоконтактные изменения выражены в мусковитизации и турмалинизации сланцев на расстоянии 5–15 см от контактов [49].

В жиле № 1 наблюдается следующая вертикальная зональность: нижняя видимая часть жилы (длиной по простиранию примерно 100 м) сложена преимущественно крупнокристаллическими кварц-микроклин-альбитовыми пегматоидными гранитами, содержащими мелкие кристаллы сподумена. В этой части жилы отмечается высокое содержание микроклина (до 30%) и повышенное содержание черного турмалина (3–10 %). Выше по разрезу (далее по простиранию в юго-западном направлении) в пегматоидных гранитах увеличивается количество гнезд и прожилков сподумен-микроклин-альбитовых пегматитов блоковой структуры, отмечаются гигантокристаллические участки пегматоидного

строения с кварцевыми обособлениями и крупным сподуменом. Его кристаллы в таких пегматитах достигают 50 см в длину, а содержание возрастает до 25 об. %. В огромных блоках жилы, в небольшом цирке, расположенном к северу от вершины высотой 4362 м, Б.Я. Вихтер обнаружил кристаллы сподумена длиной до 3 м, поперечное сечение которых составляло 15×20 см. Кроме сподумена, в пегматитах наблюдаются мелкокристаллические агрегаты розового турмалина и его крупные полихромные кристаллы, достигающие 20 см в длину, светло-зеленый и бесцветный мусковит, а также гнезда и прожилки мелкопластинчатых агрегатов лепидолита.

**Жила № 3** прослежена по простиранию на 600 м и обнажена в рельефе на 450 м по падению при мощности от 2–3 (в северо-восточной части) до 8 м. Среднее содержание  $\text{Li}_2\text{O}$  в ней составляет 1.56 мас.% [93]. Жила согласно залегает в тонкослоистых кварц-биотитовых сланцах с гранатом и ставролитом. Азимут залегания – 300–310°, угол падения – 60–70° [49].

Жила № 3 сложена сподумен-микроклин-альбитовыми пегматоидными гранитами с гнездами пегматитов, в которых наблюдаются призматические кристаллы грязно-зеленого сподумена размером до 20–30 см и крупные (5–10 см) кристаллы черного шерла. Минеральные агрегаты со сподуменом имеют поперечно-направленную текстуру. Кристаллы сподумена часто дезинтегрированы и их части смещены относительно первоначального положения. По всему объему жилы широко распространены небольшие (0.3–1.0 см) выделения фосфатов (трифилина-литофилита). Характерной особенностью жилы является широкое распространение сахаровидного альбита, замещающего кварц и частично сподумен. Ветвящиеся прожилки мелкокристаллического сахаровидного альбита наблюдаются и во смещающих сланцах. В верхней (головной) части жилы появляются агрегаты клевеландита, поллуцит, часто наблюдаются мелкие (1–2 см) кристаллы берилла. Здесь же в кварцевых обособлениях кварц-микроклин-альбитовых пегматитов встречается полихромный турмалин.

**Прожилковая зона № 2** расположена на правом берегу малого ручья Пашки и в северо-восточном направлении через водораздел рек Пашки–Сомуни до левого склона долины р. Сомуни. Протяженность зоны составляет 2.5 км, суммарная мощность – 5–10 м. Зона залегает в гранат-ставролитовых, амфиболовых, биотит-амфиболовых сланцах и мраморизованных известняках. Общее падение пород – северо-западное под углом 50–80° [49]. Простирание зоны в южной части северо-восточное, в северной – субмеридиональное (рисунок 2.4). Зона образована многочисленными субпараллельными жилами, расположенными рядом друг другом или эшелонировано. Их протяженность варьирует от 5 до 300 м, мощность изменяется от 0.5 до 10 м. Средние содержания редких компонентов в жилах составляют:  $\text{Li}_2\text{O}$  2.1 мас.%,  $\text{Ta}_2\text{O}_5$  0.02–0.08 мас.% [93]. Жилы имеют сподумен-микроклин-альбитовый и сподумен-альбитовый состав, в них наблюдаются сподумен-кварц-микроклиновые обособления с блоковым кварцем и

агрегаты альбита. Размер и форма кристаллов сподумена очень разнообразны. Форма кристаллов – длиннопризматическая, короткостолбовидная, размер колеблется от 3 см до 1 м в длину и от 0.5–1.0 до 20–30 см в поперечнике. Ориентация кристаллов относительно контактов изменяется от перпендикулярной до субпараллельной. Изредка в составе жил наблюдаются кристаллы колумбит-танталита и касситерита [49].

Для всех трех жил характерно наличие пустот («занорышей»), содержащих кунцит, светло-зеленый мусковит и горный хрусталь.

Прогнозные запасы  $\text{Li}_2\text{O}$  для жил № 1, 3 и для зоны № 2 на глубину 100 м составляют 127 000 тонн [93].

### 2.4.3 Минералы пегматитов

**Сподумен.** В пегматитах месторождения Пашки наблюдаются следующие разновидности сподумена.

1. Длиннопризматический сподумен зеленовато-белого цвета – основная промышленная разновидность минерала (рисунок 2.5), содержание которой достигает 25%. Встречается в сподумен-микроклин-альбитовых пегматитах, развит по всему объему жил. Ассоциирует с микроклином, кварцем, мелкозернистым альбитом, в некоторых случаях с клевеландитом, мелкочешуйчатым мусковитом и черным турмалином. Кристаллы этой разновидности имеют удлиненно-призматическую форму, их средний размер колеблется от 5 до 30 см, в некоторых случаях встречаются кристаллы размером 3 метров (жила № 1). В основном кристаллы ориентированы субперпендикулярно контактам пегматитовых жил.

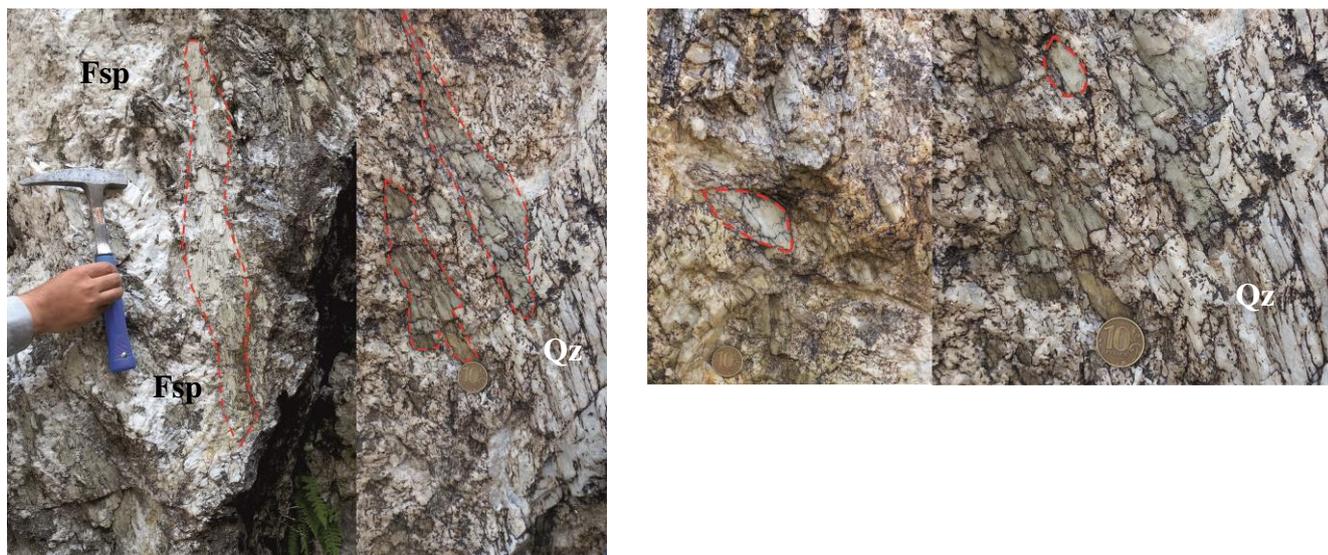


Рисунок 2.5 – Сподумен первой разновидности: слева – длиннопризматический, справа – короткопризматический с хорошо развитыми вершинами (обведены красным пунктиром).

Жила № 3

В пегматитовых обособлениях в ассоциации с глыбовым кварцем и глыбовым микроклином зеленовато-белый сподумен может иметь короткопризматический облик с хорошо развитыми вершинами кристаллов (рисунок 2.5).

2. Белый, бело-розоватый, розовато-фиолетовый сподумен. Приурочен к кварцевым обособлениям с блоковой структурой в сподумен-микроклин-альбитовых пегматитах. Этот тип сподумена встречается в жиле № 1 и верхней части жилы № 3. Ассоциирует с клевеландитом, лепидолитом, полихромным турмалином, поллуцитом (рисунок 2.6). Образует уплощенные пластинчатые кристаллы (рисунок 2.7).

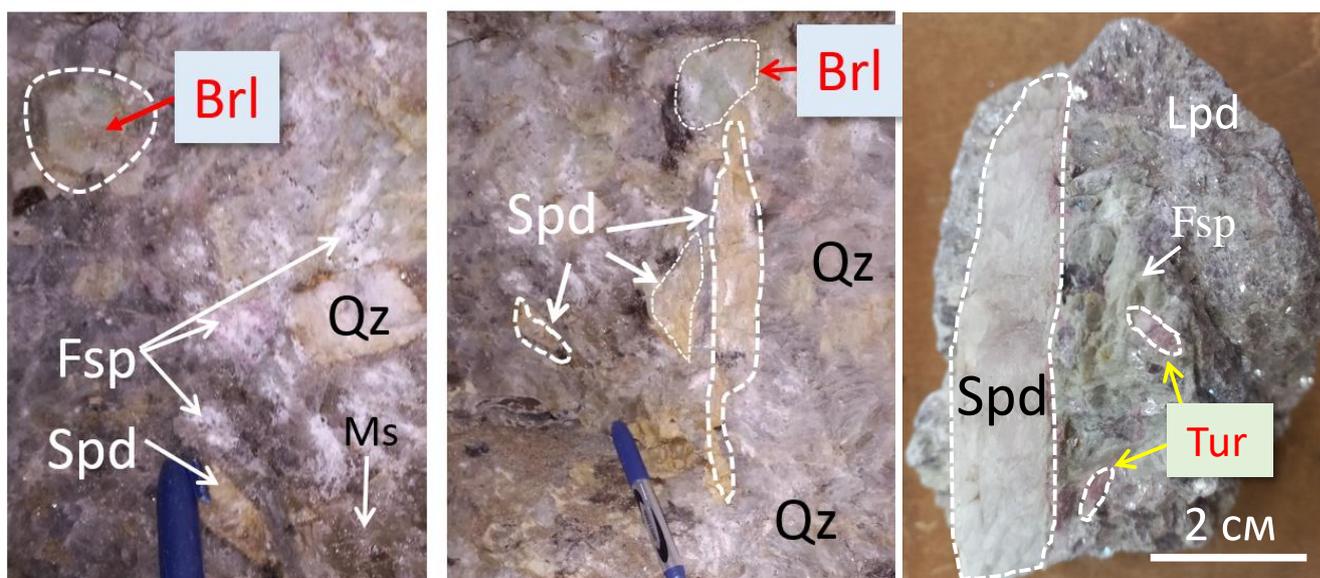


Рисунок 2.6 – Сподумен второй разновидности (бело-розоватый) в ассоциации с бериллом, турмалином, лепидолитом. Верхние горизонты жилы № 3

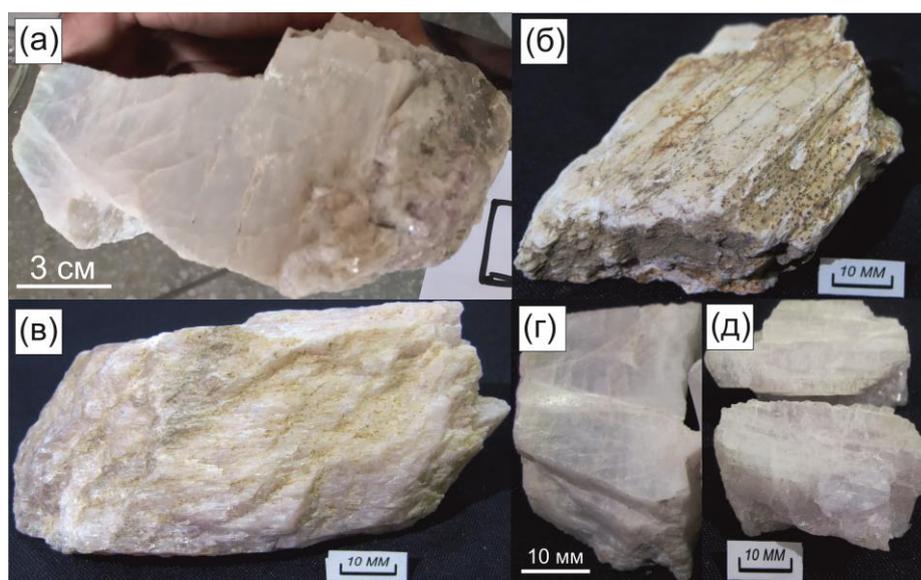


Рисунок 2.7 – Сподумен второй разновидности: белый, бело-розоватый, розовато-фиолетовый. Верхние горизонты жилы № 3

3. Прозрачный и полупрозрачный сподумен (кунцит), бесцветный или зеленовато-желтоватого цвета (рисунок 2.8) из миарол. Встречается в основном в жилах альбитизированных микроклиновых пегматитов в парагенезисе с лепидолитом, голубым клевеландитом, полихромным турмалином, бериллом и поллуцитом. Кристаллы кунцита имеют пластинчатую, короткопризматическую или длиннопризматическую форму. Отмечены хорошо развитые кристаллы с гранями.



Рисунок 2.8 – Сподумен второй разновидности (кунцит). Жила № 3

**Лепидолит.** Образует мелко-среднечешуйчатые агрегаты с размером отдельных чешуек от 0.1 до 1.5–2 см (рисунок 2.9). Отличается розовыми и светло-фиолетовыми оттенками окраски. Ассоциирует с голубоватым клевеландитом, скоплениями голубоватого мелкоячеистого альбита, полихромным турмалином, всеми разновидностями сподумена, бериллом и поллуцитом.

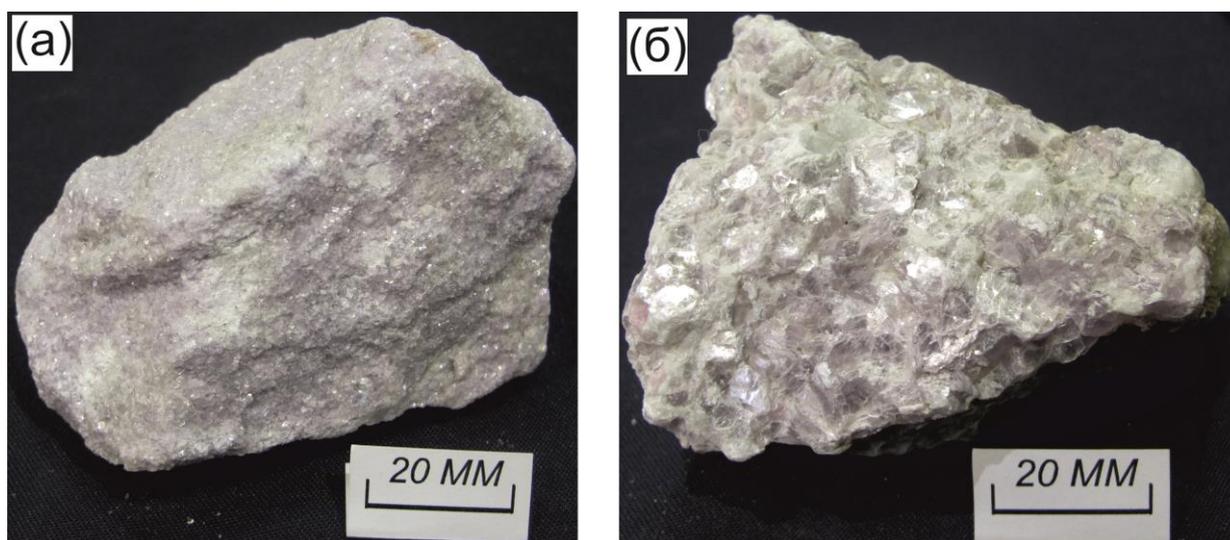


Рисунок 2.9 – Лепидолит (а – мелкочешуйчатый, б – крупночешуйчатый). Верхние горизонты жилы № 3

**Трифилин-литофилит.** Литиевые фосфаты ряда трифилин  $\text{LiFePO}_4$  – литиофилит  $\text{LiMnPO}_4$  наблюдались на нижних горизонтах жилы № 3 в виде изометричных выделений размером 1–3 мм в агрегатах сахаровидного альбита. С поверхности окислены (рисунок 2.10).

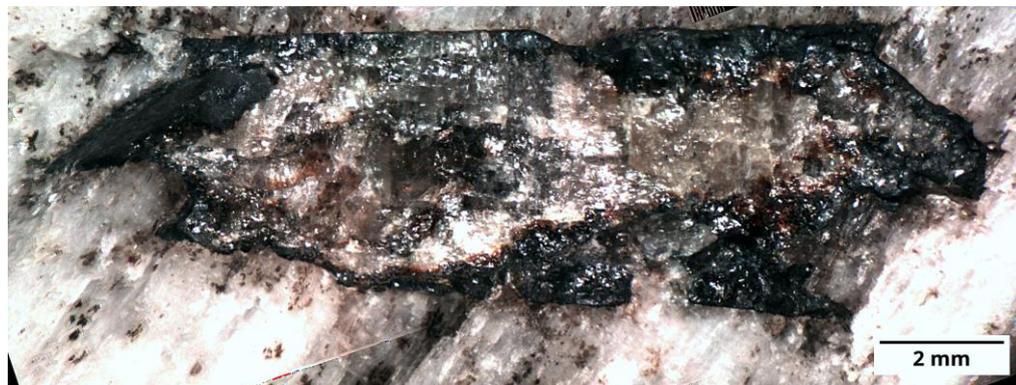


Рисунок 2.10 – Выделения трифилина-литофилита (обведены красными кружками) в агрегате сахаровидного альбита. Нижние горизонты жилы № 3

**Танталит-колумбит.** Встречен в верхней части жилы № 3 (рисунок 2.11) в ассоциации с лепидолитом, турмалином, белым и розовато-белым сподуменом.

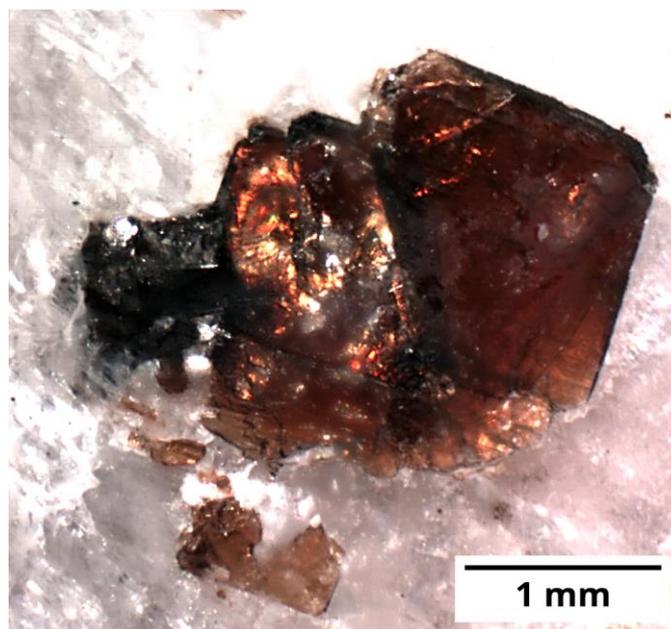


Рисунок 2.11 – Танталит-колумбит. Верхние горизонты жилы № 3

**Берилл.** Характерный минерал пегматитов сподумен-микроклин-альбитового типа. Развиг на верхних горизонтах жил. Образует кристаллы столбчатого облика длиной 1–2 см и более, обладающие зелено-голубыми оттенками (рисунок 2.12). Ассоциирует с первой и второй разновидностями сподумена, клевеландитом, турмалином, касситеритом и колумбит-танталитом. Наряду с голубым бериллом (аквамарином) на верхних горизонтах жилы № 3 встречаются кристаллы бесцветного берилла (гошенита).

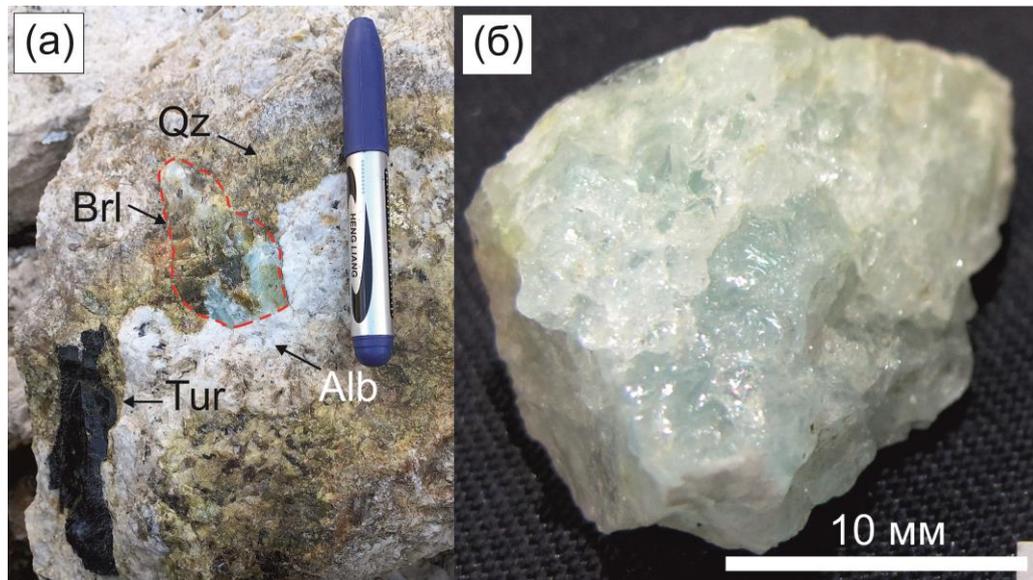


Рисунок 2.12 – Сине-голубой берилл (аквамарин). Верхние горизонты жилы № 3  
**Касситерит.** Акцессорный минерал пегматитов. Образует редкие кристаллы черного и коричневатого-черного цвета размером от 0.1 до 0.5 см.

**Турмалин.** Характерный второстепенный породообразующий минерал сподуменовых пегматитов. Образует черные и темно-зеленые кристаллы столбчатого облика, размер которых может достигать 5–10 см (рисунок 2.13), а также (на верхних горизонтах) хорошо ограненные кристаллы розового и зеленого цвета, иногда полихромные (рисунок 2.14).

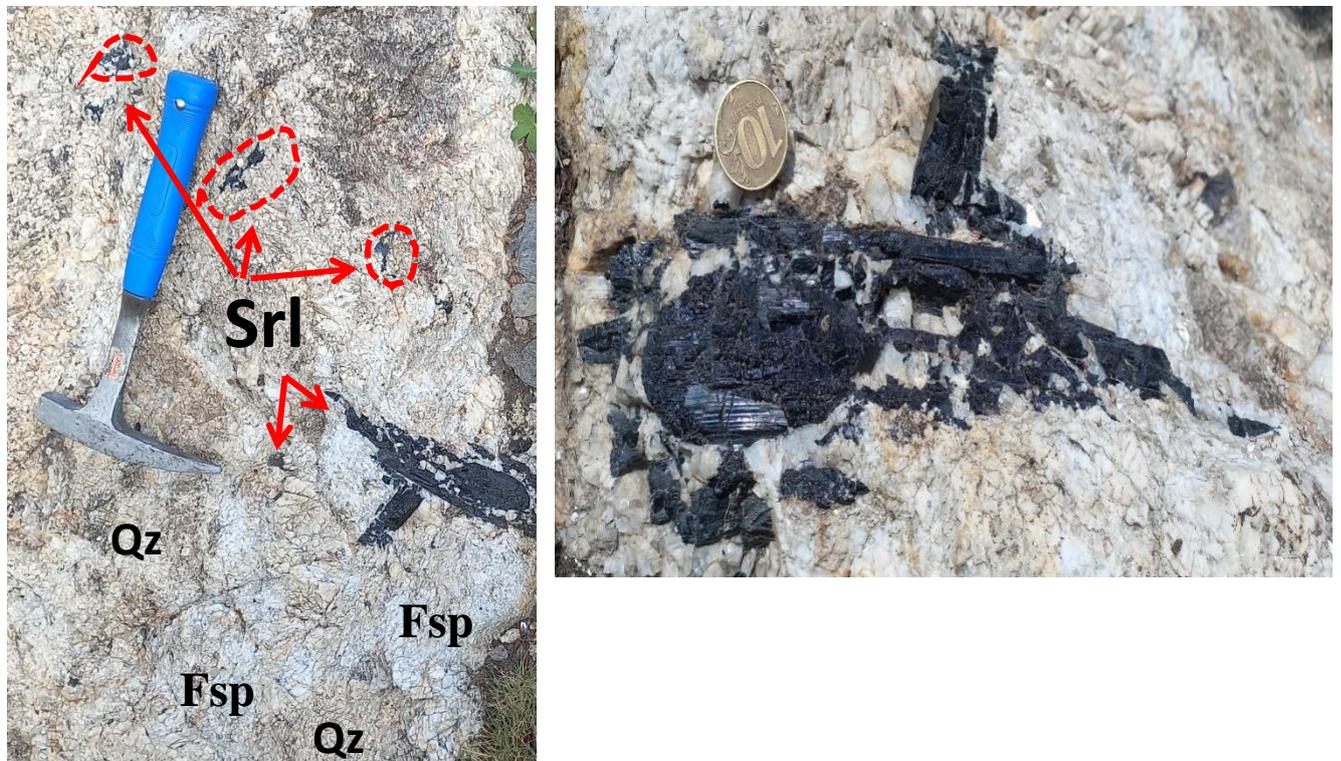


Рисунок 2.13 – Черный турмалин в микроклиновом пегматите в ассоциации со сподуменом, кварцем и альбитом. Жила № 3



Рисунок 2.14 – Турмалин: а – черный турмалин в сподумен-кварц-альбитовом агрегате, б, г – розовый, в – «арбузный», д – зеленый. Жила № 3

Цветной турмалин ассоциирует с горным хрусталем, голубым клевеландитом, лепидолитом, белым, розовато-белым сподуменом, бериллом. Прозрачные кристаллы турмалина ювелирного качества встречаются в миаролах. Они имеют призматическую форму, хорошо огранены с преимущественным развитием граней призм и тригональных пирамид. Их размер колеблется от 1 до 15–20 мм в поперечнике и от 1 до 8–10 см в длину. Автору удалось увидеть у местных жителей, добывающих этот минерал, высококачественный прозрачный кристалл турмалина размером 3×5 см мм и большое число полихромных кристаллов коротко- и длиннопризматической формы размером по удлинению от 4×15 мм до 10×30 мм.

## 2.5 Выводы по главе 2

В Восточном Афганистане (провинция Нуристан) сосредоточены крупнейшие месторождения сподуменовых пегматитов. Они пространственно и генетически связаны с олигоценовыми гранитами третьей фазы комплекса Лагман. Вмещающими породами для них выступают гнейсы палеопротерозойской нуристанской серии и сланцы пермь-верхнетриасовой кашмундской серии, а также интрузии основного состава комплекса Нилау. Размещение месторождений верхнего структурного этажа (преобладающей группы сподуменовых месторождений Нуристана) контролируется неоген-четвертичными грабен-синклиналями северо-восточного простирания. К числу наиболее крупных пегматитовых полей Нуристана относится поле Паруна, приуроченное к Парунской грабен-синклинали. Месторождение Пашки приурочено к метаморфическому комплексу, сложенному гранат-ставролит-мусковитовыми,

гранат-мусковит-биотитовыми и биотит-амфиболовыми сланцами, смятыми в складки северо-восточного простирания и прорванными гранитами третьей фазы комплекса Лагман. В пределах метаморфического комплекса залегает множество согласных крутопадающих жил пегматоидных гранитов кварц-микроклин-альбитового состава с участками сподумен-кварц-микроклин-альбитовых пегматитов и обособлениями блокового кварца. Наиболее крупными среди них являются жила № 1, жила № 3 и прожилковая зона № 2, прослеженные по простиранию и по падению на многие сотни метров. Жилы характеризуются латеральной и вертикальной зональностью. Главными минералами жил выступают микроклин, альбит, кварц, сподумен, черный турмалин, на верхних горизонтах развиты берилл, полихромный турмалин, лепидолит, колумбит-танталит и поллуцит. Сподумен представлен тремя разновидностями: 1) зеленовато-белым сподуменом в сподумен-микроклин-альбитовых пегматитах (основная промышленная разновидность, развит по всему объему жил), 2) розовато-белым сподуменом в кварцевых обособлениях с блоковой структурой (сподумена встречается в жиле № 1 и верхней части жилы № 3) и 3) прозрачным бесцветным сподуменом (кунцитом) из миарол. Берилл встречается в виде кристаллов зелено-голубых оттенков (аквамарина) и бесцветных кристаллов (гошенита).

Прогнозные запасы окиси лития на месторождении составляют более 100 тыс. тонн.

### ГЛАВА 3 МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В работе исследовалась каменная коллекция из 150 образцов, собранных автором во время полевых работ на месторождении Пашки в 2022 и 2023 годах. Для выделения минералов образцы дробились и изучались под бинокулярным микроскопом. Выделение циркона из лейкогранитов и минеральных монофракций для датирования Rb-Sr методом проводилось в минералогической лаборатории Института геологии и геохронологии докембрия РАН (ИГГД РАН) по стандартной методике с применением электромагнитной сепарации и тяжелых жидкостей. Выделенные минеральные зерна использовались для изготовления шайб из эпоксидной смолы или протокрила, которые полировались примерно на половину толщины зерен.

#### 3.1 Методы исследования состава минералов

Химический состав циркона, граната и включений в них (более 160 точек анализа) изучался на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM-6510 LA с энергодисперсионной системой JED-2200 (ИГГД РАН, аналитик О.Л. Галанкина). Съемка велась в режиме композиционного контраста (BSE). Условия съемки: ускоряющее напряжение катода 20 кВ, фокусное расстояние 10 мм, диаметр пучка электронов 3–5 мкм. В качестве эталонов использовалась коллекция природных минералов и соединений химических элементов. Для расчета минерального состава граната использовалась программа Minal 3.0, разработанная Д.В. Доливо-Добровольским. Состав турмалина (30 кристаллов, 125 точек анализа) исследовался с помощью электронно-зондового микроанализатора JXA-8230 Superprobe (фирма Jeol) с четырьмя волновыми спектрометрами и энергодисперсионным спектрометром (Горный университет, аналитик А.С. Иванов).

Содержание примесных (в том числе редких и редкоземельных) элементов в сподумене, берилле, калиевом полевоом шпате, плагиоклазе, кварце, гранате и цирконе (210 точек анализа) определялось методом масс-спектрометрии вторичных ионов (SIMS) на ионном микрозонде Cameca IMS-4f в Ярославском филиале Физико-технологического института имени К.А. Валиева РАН (ЯФ ФТИ РАН, аналитики Е.В. Потапов и С.Г. Симакин). Условия съемки: использован первичный пучок ионов  $^{16}\text{O}_2^-$ , диаметр которого составляет примерно 15–20 мкм; ток ионов 5–7 нА; ускоряющее напряжение первичного пучка 15 кэВ. Каждое измерение состояло из 3 циклов, что позволяло оценить индивидуальную погрешность измерения. Общее время анализа одной точки в среднем составляло 30–40 минут. Погрешность измерения редких элементов составляет: до 10% для концентраций выше 1 ppm и до 20% для диапазона концентраций 0.1–1 ppm; порог обнаружения для различных элементов варьирует в пределах 5–10 ppb. Методика измерения редкоэлементного состава циркона соответствует изложенной в

работе [47]. Методика анализа сподумена, калиевого полевого шпата, плагиоклазов, кварца и гранатов приведена в работе [26].

Ниже приведена методика измерения редкоэлементного состава берилла, имеющая свои особенности [36]. Содержание редких элементов, включая воду и летучие элементы, в берилле было определено на ионном микрозонде Cameca IMS-4f методом масс-спектрометрии вторичных ионов (SIMS) по методикам, описанным в работах [28, 163]. Анализы проводились в два приема с использованием различных протоколов при определении летучих (Cl, F, H), легких (B, Li) элементов-примесей и основного набора элементов (Na, Mg, P, K, Ca, Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Ga, Rb, Cs).

Первичный пучок ионов  $^{16}\text{O}_2^-$  с энергией 10 кэВ фокусировался на поверхности образца в пятно с диаметром около 20–30 мкм. Интенсивность тока первичных ионов составляла 5 нА (протокол «летучие») и 1.5 нА (основной протокол). При этом область сбора вторичных ионов ограничивалась полевой диафрагмой диаметром 10 и 25 мкм соответственно. Вторичные ионы с энергиями в диапазоне 75–125 эВ использовались для формирования аналитического сигнала (прием энергетической фильтрации). Отдельное измерение включало в себя 3 цикла накопления с дискретным переключением масс-пиков. Содержание редких элементов рассчитывалось из нормализованных к матричному иону  $^{30}\text{Si}^+$  интенсивностей ионов соответствующих элементов с использованием калибровочных кривых, построенных по набору стандартных стекол [124, 125].

Определение фосфора, скандия, железа, никеля и кобальта потребовало учета изобарных наложений:

1. Вклад  $^{30}\text{Si}^1\text{H}^+$  в расчетах концентрации фосфора оценивался на основании измерения интенсивности сигнала в области 29 а.е.м., формируемого ионами  $^{29}\text{Si}^+$  и  $^{28}\text{Si}^1\text{H}^+$ , и природной распространенности изотопов кремния.

2. Вычитание сигнала ионов  $^{29}\text{Si}^{16}\text{O}^+ + ^{28}\text{Si}^{17}\text{O}^+$  в области 45 а.е.м. при определении скандия потребовало дополнительного измерения интенсивности сигнала на 44-й массе ( $^{28}\text{Si}^{16}\text{O}^+ + ^{44}\text{Ca}^+$ ). Вклад  $^{44}\text{Ca}^+$  находился путем пересчета измеренной интенсивности  $^{42}\text{Ca}^+$  на основании известных значений природной распространенности изотопов кальция [57].

3. Сигнал  $^{56}\text{Fe}^+$  и  $^{59}\text{Co}^+$  корректировался с учетом спектра кластерных ионов  $\text{Si}_2^+$ , в предположении, что соотношение интенсивностей ионов  $\text{Si}^+/\text{Si}_2^+$  для данной матрицы известно и в условиях контроля уровня зарядки образца изменяется незначительно.

4. Вклад  $^{46}\text{Ti}^{16}\text{O}^+$  учитывался при расчете концентрации никеля на основе измерения его 62-го изотопа. Интенсивность сигнала  $\text{TiO}^+$  оценивалась на основании измерений интенсивности ионного тока  $^{47}\text{Ti}^+$  и известного соотношения интенсивностей  $\text{Ti}^+/\text{TiO}^+$ .

При анализе содержания воды применялись стандартные меры понижения уровня фона. До начала измерений каждый образец находился в условиях высокого вакуума ( $10^{-8}$  торр) аналитической камеры масс-спектрометра не менее 12-ти часов. Анализ предварялся процедурой очистки области анализа от проводящей пленки золота и слоя поверхностных загрязнений ионной бомбардировкой и процедурой автоподстройки потенциала образца. Статический первичный пучок перекрывал область сбора вторичных ионов, имеющую диаметр 10 мкм, совмещенную с центром подготовленной площадки размером около  $40 \times 40$  мкм.

Шайбы, в которых были смонтированы исследуемые образцы, содержали зерно безводного силиката (оливина) на котором производилось измерение уровня фона, определяемого адсорбцией водородсодержащих молекул из остаточной атмосферы аналитической камеры прибора.

Концентрации воды вычислялись из отношения ионных токов  ${}^1\text{H}^+ / {}^{30}\text{Si}^-$  на основании калибровочных зависимостей (8):

$$C[\text{H}_2\text{O}] / C[\text{SiO}_2] = (I({}^1\text{H}^+) - I({}^1\text{H}^+)\text{bg}) / I({}^{30}\text{Si}^-) \times \text{КОЧ} \times K(\text{SiO}_2), \quad (8)$$

где  $C[\text{H}_2\text{O}]$  и  $C[\text{SiO}_2]$  – концентрации  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{SiO}_2$  в мас.%,  $I({}^1\text{H}^+)$ ,  $I({}^1\text{H}^+)\text{bg}$  и  $I({}^{30}\text{Si}^-)$  – измеренные интенсивности вторичных ионов в имп/сек,  $I({}^1\text{H}^+)\text{bg}$  – интенсивность фонового сигнала, КОЧ – коэффициент относительной чувствительности. Поправочный коэффициент  $K(\text{SiO}_2)$  учитывает зависимость КОЧ от содержания  $\text{SiO}_2$ , для которой использовалась линейная аппроксимация (9):

$$K(\text{SiO}_2) = (1 - (\text{SiO}_2 - 50) \times 0.0185) \quad (9)$$

Калибровки получены с использованием образцов природных и экспериментальных стекол (всего 28 стандартных образцов), охватывающих широкий диапазон изменения содержания  $\text{SiO}_2$  (41–77 мас.%) и воды (0.1–8 мас.%) [86, 127, 176, 183, 182] и неопубликованные данные Р.Е. Бочарникова]. По результатам калибровки максимальное отклонение от референсного значения не превышало 15%, а погрешность определения характеризуется величиной 7%.

Аналогичный подход использовался при расчетах концентраций фтора и хлора. Стандартное стекло NIST-610 [166] использовалось в качестве монитора перед проведением аналитической сессии. Погрешность измерения редких элементов не превышала 10% для концентраций выше, чем 1 ppm, и 20% для концентраций в интервале 0.1–1 ppm, соответственно. Порог обнаружения редких элементов в основном находится в интервале 0.005–0.010 ppm.

### 3.2 Методы исследования Rb-Sr изотопной системы

Изотопный состав Rb и Sr исследовался на мультиколлекторном масс-спектрометре TRITON в статическом режиме (ИГГД РАН, аналитик Е.С. Богомолов). Коррекция на изотопное фракционирование стронция производилась при помощи нормализации измеренных значений по отношению  $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8.37521$ . Нормализованные отношения приводились к значению  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.71025$  в международном изотопном стандарте NBS-987. Погрешность определения концентраций – 0.5%. Построение изохронных зависимостей и вычисление возраста исследованных пород, а также первичного отношения ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>i</sub> осуществлялось по программе ISOPLOT. При расчетах вводились следующие значения относительных погрешностей определения Rb-Sr: 0.5% – для отношения  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ , 0.01% – для отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ .

### 3.3 Выводы по главе 3

Применение комплекса современных минералого-геохимических методов локального анализа минерального вещества и изотопных методов позволило получить представительные прецизионные аналитические данные для выявления типохимических особенностей минералов сподуменовых пегматитов.

## ГЛАВА 4 ТИПОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОВ ПЕГМАТИТОВ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПАШКИ

В главе рассмотрены типохимические особенности состава главных минералов пегматитов месторождения Пашки: сподумена, берилла, турмалина, кварца, граната, а также особенности состава циркона и граната из лейкогранитов, с которыми связаны пегматиты.

### 4.1 Типохимизм сподумена

#### 4.1.1 Характеристика образцов и методика исследования

Нами [20] был изучен примесный состав сподумена трех разновидностей, наблюдаемых на месторождении. Образцы для исследования были отобраны из жилы № 3.

Образец 1 представляет собой идиоморфный прозрачный и бесцветный кристалл сподумена размером  $8 \times 10 \times 18$  мм, извлеченный из миаролы (минерализованной пустоты, «занорыша») (рисунок 4.1.1). В головной части кристалла наблюдается тончайшая ростовая зональность по  $\{021\}$  и  $\{010\}$ , выраженная чередованием тончайших, мощностью в десятые доли мм, бесцветных зон роста и зон, замутненных флюидными включениям (рисунки 4.1.1 и 4.1.2).

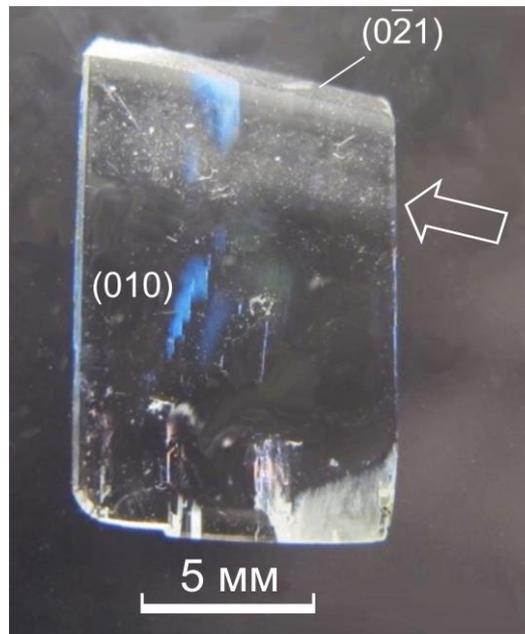


Рисунок 4.1.1 – Полированная пластинка сподумена, вырезанная из кристалла параллельно  $(100)$ , с чередованием бесцветных и замутненных флюидными включениями зонами роста (показаны стрелкой) в пирамиде роста грани призмы  $(021)$ . Образец 1

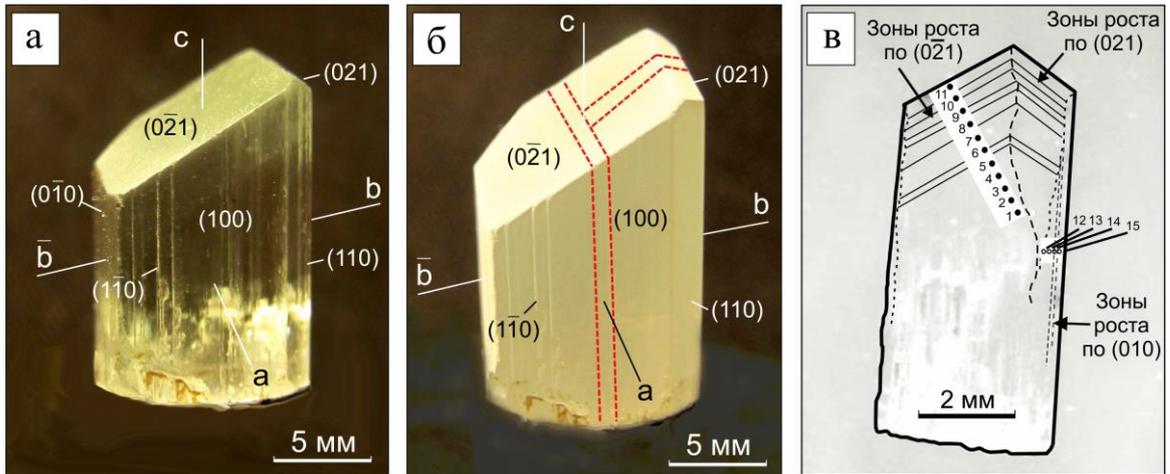


Рисунок 4.1.2 – Кристалл сподумена из миаролы в кварц-альбитовом пегматите (образец 1): а – общий вид с указанием кристаллографических простых форм по [46]; б – вид граней, напыленных хлористым аммонием, с указанием разрезов по (010) и (100); в – положение и номера точек анализа на поверхности пластинки, выпиленной по (100) (Таблица 4.1.1)

Образец 2 представлен обломком идиоморфного зонального кристалла удлиненного облика размером  $8 \times 10 \times 30$  см, извлеченного из обособления блокового кварца в кварц-альбитовом пегматите. Внутренние зоны роста – светло-фиолетовые, внешние по {010}, контактирующие с кварцем – белые с зеленоватым оттенком (рисунок 4.1.3).

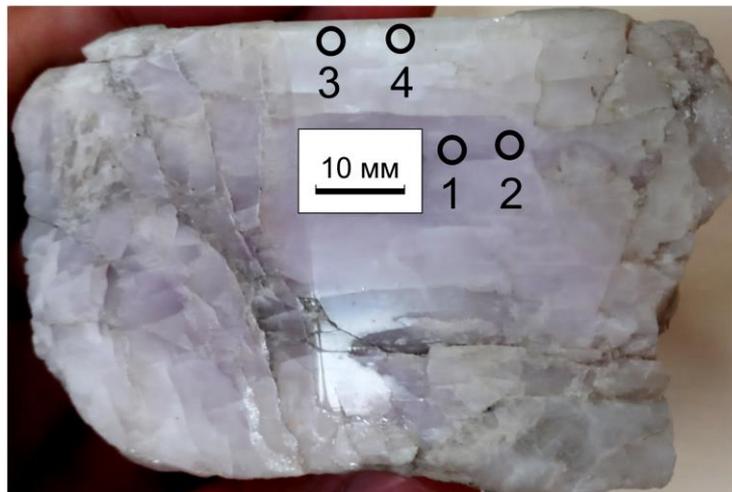


Рисунок 4.1.3 – Кристалл сподумена из обособления блокового кварца в кварц-альбитовом пегматите с указанием точек анализа. Образец 2

Образец 3 представляет собой зональный удлиненный кристалл сподумена размером  $10 \times 15 \times 50$  см из кварц-альбитового пегматита. Внутренние зоны роста – светло-фиолетовые, внешние – белые с зеленоватым оттенком (кристаллографическая ориентировка пирамид роста не идентифицирована). Исследованы четыре обломка этого кристалла (рисунок 4.1.4).

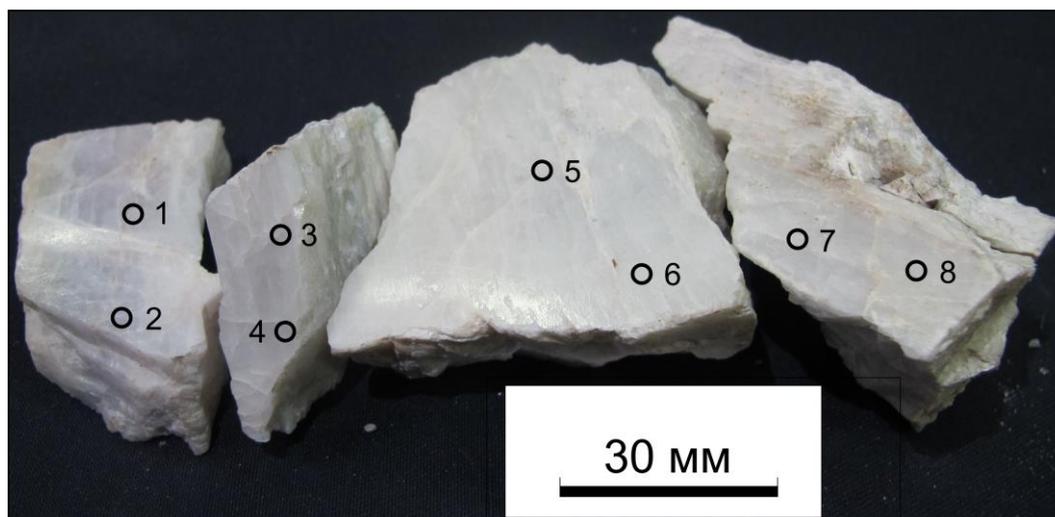


Рисунок 4.1.4 – Обломки кристалла сподумена из кварц-альбитового пегматита с указанием точек анализа. Образец 3: 1–8 – зоны роста: 1, 2, 3, 4 – светло-фиолетовые; 5, 6, 7, 8 – белые с зеленоватым оттенком (таблица 4.1.3)

Описанные образцы представляют три основные разновидности сподумена месторождения Пашки: 1) зеленовато-белый сподумен развитый по всему объему жил в сподумен-микроклин-альбитовых пегматитах (образец № 3), 2) розовато-белый сподумен с фиолетовым оттенком, приуроченный кварцевым обособлениям с блоковой структурой (образец № 2) и 3) бесцветный водяно-прозрачный сподумен (кунцит) из миарол (образец № 3). По существующим классификациям [7, 96, 68] кунцит из миарол может быть отнесен к поздней гидротермальной стадии, в отличие от более раннего магматического сподумена первой и второй разновидностей.

Кристаллографические элементы кристаллов кунцита (рисунки 4.1.1, 4.1.2) определялись методом сравнения с эталонными изображениями кристаллографических форм сподумена [46] и с помощью программы SMORF ([www.smorf.nl](http://www.smorf.nl)) с учетом ориентировки плоскостей спайности и отдельности, а также проявления кристаллооптических свойств в осколках и тонких пластинках.

Пробы кристаллов сподумена для аналитических исследований выпиливались дисковой пилой толщиной 0.5 мм. Для изготовления препаратов для микрозонда выпиленные пластинки помещались в протокрил, окончательно шлифовались на халцедоне свободным алмазным абразивом (2 мкм) и полировались на фетре алмазным абразивом (1.0–0.5 мкм), увлажненным водой и полипропиленгликолем.

Содержания примесных элементов в сподумене (K, Ca, Cr, Zn, Ga, Zr, Cs, Ta, Sn, Nb, Cu, Fe, Mn, V, Ti, Mg, Na, B и Be) определялись методом SIMS на ионном зонде Cameca IMS-4f (ЯФ ФТИ РАН) по методике, апробированной ранее для циркона. Анализ выполнялся вдоль

профилей, ориентированных в направлении от ранних к поздним зонам роста, в точках, расположенных в пирамидах роста граней габитусных простых форм.

#### 4.1.2 Результаты и обсуждение

**Образец 1 (бесцветный сподумен).** Состав сподумена был определен в 11 точках, расположенных в секторе роста грани призмы (021) и в четырех точках в секторе роста грани пинакоида (010) (рисунок 4.1.2в; таблица 4.1.1). Сравнение средних содержаний элементов в пирамидах роста граней разных простых форм показало статистически значимое отличие содержаний Fe, Be и B в пирамиде роста грани пинакоида (010) и пирамиде роста грани призмы (021) – обогащение железом, бериллием и бором пирамиды роста грани пинакоида по сравнению с пирамидой роста грани призмы (рисунок 4.1.5).

Таблица 4.1.1 – Примесный состав (ppm) бесцветного сподумена. Образец 1

	Сектор грани призмы (021)										
	Центр								Край		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
K	40.4	50.1	41.8	16.9	174	17.9	12.8	185	12.3	10	11.1
Ca	11.3	17.4	2.79	5.27	64.7	5.32	3.66	109	4.40	3.50	3.10
Cr	34.7	54.7	21.5	60.7	52.3	45.2	55.4	115	47.1	54.8	53.6
Zn	1172	1693	468	1443	2550	1345	1455	3215	1305	1250	1178
Ga	72.6	77.8	70.1	68.3	68.1	66.9	65.0	68.6	65.4	61.7	61.4
Zr	0.44	0.44	0.16	0.44	0.53	0.48	0.57	0.76	0.58	0.58	0.54
Cs	0.42	0.13	0.72	0.09	0.15	0.10	0.08	0.07	0.11	0.13	0.12
Ta	0.07	0.05	0.05	0.07	0.10	0.03	0.04	0.11	0.08	0.06	0.05
Sn	112	71.1	114	108	111	106	103	84.4	107	90.4	134
Nb	0.23	0.19	0.09	0.11	0.30	0.10	0.13	0.20	0.19	0.17	0.15
Cu	35.2	33.5	16.0	30.4	60.1	28.2	32.8	59.1	34.0	30.4	27.7
Fe	20.7	48.7	47.5	59.5	67.8	86.6	67.9	80.9	87.9	75.8	73.1
Mn	180	220	234	257	256	289	271	302	298	287	278
V	0.26	0.27	0.24	0.25	0.29	0.29	0.22	0.28	0.25	0.26	0.27
Ti	11.2	6.92	7.71	6.30	6.83	8.74	8.29	6.19	5.55	4.97	5.69
Mg	1.46	60.4*	0.35	0.46	4.90	0.42	0.34	6.42	0.85	0.29	0.37
Na	335	393	368	394	575	418	417	600	447	422	416
B	0.82	1.05	1.79	1.53	1.25	1.54	1.56	2.13	2.00	1.89	1.60
Be	0.08	0.06	0.06	0.06	0.08	0.08	0.09	0.11	0.11	0.09	0.11

Примечание. Звездочкой отмечено содержание Mg, связанное с захватом микровключения.

Таблица 4.1.1 (продолжение) – Примесный состав (ppm) бесцветного сподумена. Образец 1

	Сектор грани пинакоида (010)			
	Центр		Край	
	12	13	14	15
K	7.12	15.0	6.91	57.6
Ca	2.61	5.46	3.55	28.8
Cr	43.1	58.5	36.0	35.7
Zn	838	1139	712	1570
Ga	62.2	62.5	62.6	67.8
Zr	0.41	0.41	0.31	0.33
Cs	0.16	0.14	0.09	0.13
Ta	0.10	0.05	0.08	0.04
Sn	165	148	118	135
Nb	0.17	0.17	0.08	0.14
Cu	32.1	31.0	19.7	36.8
Fe	100	102	115	107
Mn	276	285	296	277
V	0.28	0.25	0.30	0.32
Ti	6.40	5.37	5.14	6.08
Mg	0.36	0.87	0.81	4.43
Na	472	488	466	593
B	2.22	2.19	1.99	2.22
Be	0.18	0.18	0.16	0.16

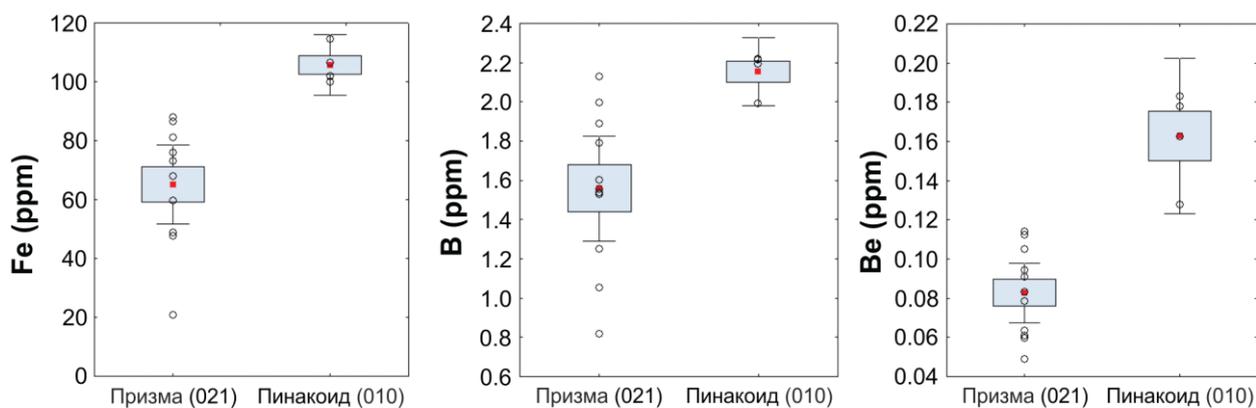


Рисунок 4.1.5 – Диаграммы содержаний Fe, Be и V в кристалле бесцветного сподумена (кунцита) в пирамидах роста граней разных простых форм (таблица 4.1.1). Здесь и на рисунке 4.1.6: красная точка – среднее содержание; серый прямоугольник – среднее содержание  $\pm$  стандартная ошибка; «усы» – среднее содержание  $\pm 0.95 \times$  доверительный интервал; кружки – исходные данные

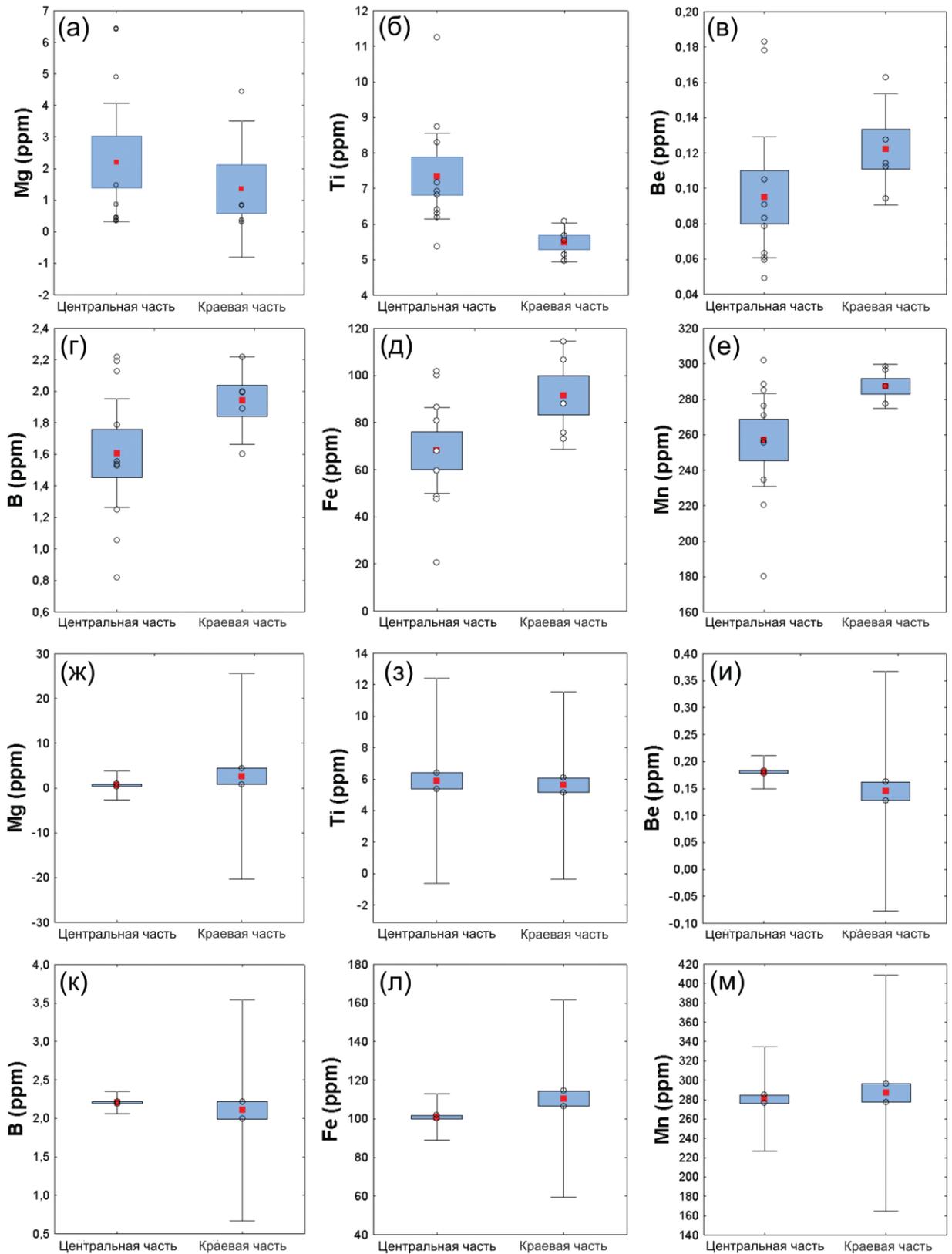


Рисунок 4.1.6 – Диаграммы содержания Mg, Ti, Be, B, Fe и Mn в кристалле бесцветного сподумена (кунцита) в центральной и краевой частях пирамид роста габитусных граней: а–е – призмы (021); ж–м – пинакоида (010)

Так, в 11 точках, расположенных в секторе роста грани призмы (021), содержание Fe варьирует от 20.7 до 87.9 ppm при среднем содержании 65.1 ppm; Be – от 0.05 до 0.11 ppm (в среднем 0.08 ppm); B – от 0.82 до 2.13 ppm (в среднем 1.56 ppm). В четырех точках, находящихся в секторе роста грани пинакоида (010), содержание Fe изменяется от 100 до 115 ppm (среднее 106 ppm); Be – от 0.13 до 0.18 ppm (среднее 0.16 ppm); B – от 1.99 до 2.22 ppm (среднее 2.15 ppm).

Содержание остальных проанализированных элементов не имеет существенного отличия в пирамидах роста указанных граней (таблица 4.1.1).

Вместе с тем, в пирамиде грани (021) в направлении от ранних к поздним зонам роста отмечается рост содержаний Be (от 0.05 до 0.11 ppm), B (от 0.82 до 1.60 ppm), Fe (от 20.7 до 73.1 ppm), Mn (от 180 до 278 ppm) и уменьшение содержаний Ti (от 11.2 до 5.69 ppm) и Ga (от 78 до 61 ppm) (рис. 4.1.7).

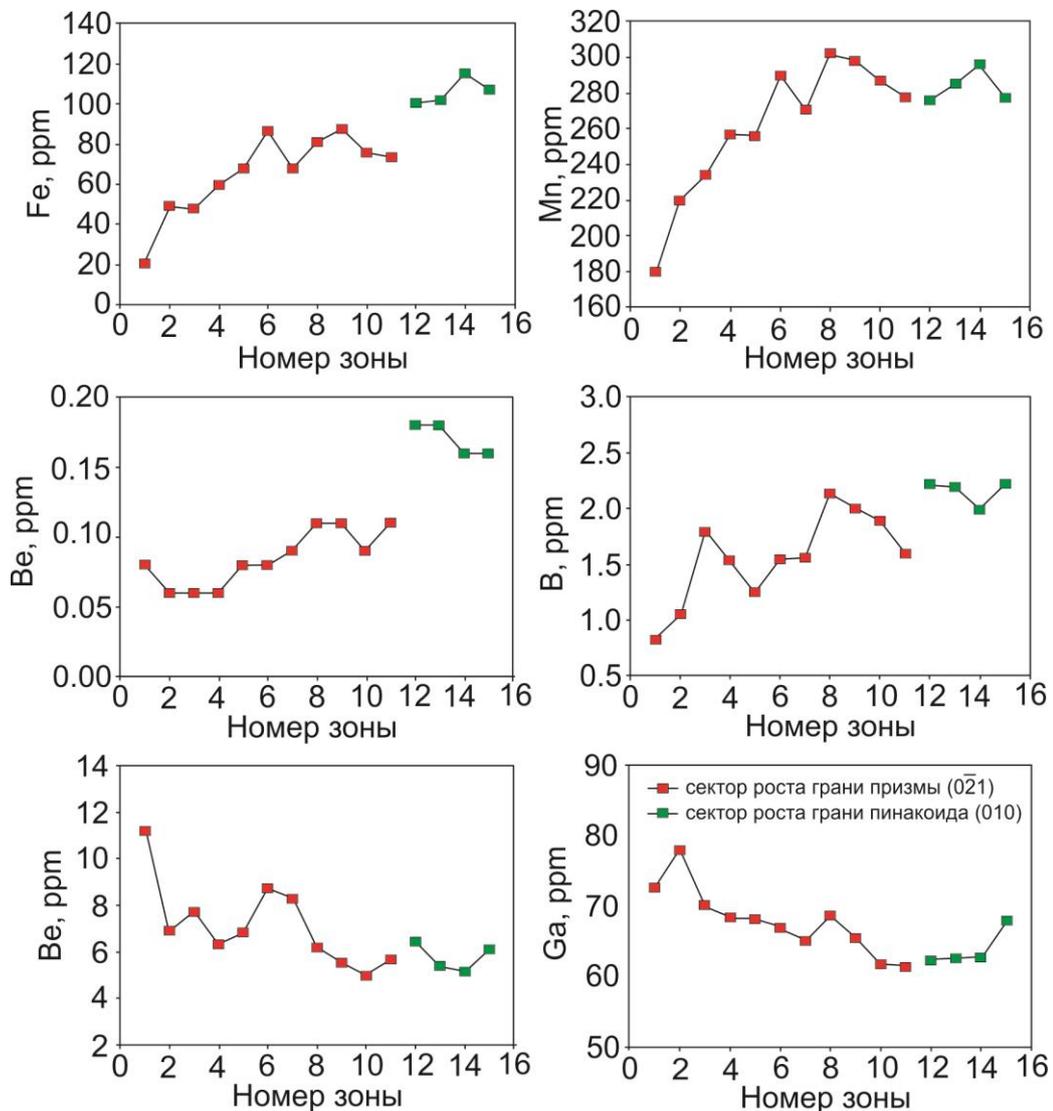


Рисунок 4.1.7 – Графики зональности пирамид роста граней призмы и пинакоида кристалла бесцветного сподумена (кунцита).

**Образец 2 (розовато-белый сподумен).** Состав кристалла розовато-белого сподумена определялся в четырех точках: два определения – в центральной (фиолетовой) части кристалла (принадлежность точек к пирамиде роста грани простой формы не определена); два определения – в краевой части кристалла (белой с зеленоватым оттенком) в пирамиде роста грани пинакоида (010) (рисунок 4.1.3; таблица 4.1.2).

Таблица 4.1.2 – Примесный состав (ppm) розовато-белого сподумена. Образец 2

	Фиолетовая часть		Белая часть с зеленоватым оттенком	
	1	2	3	4
K	18.8	36.9	111	17.3
Ca	5.15	13.5	6.99	5.59
Cr	35.9	41.4	49.2	37.2
Zn	1362	1727	2338	1509
Ga	53.8	60.6	47.9	45.0
Zr	0.57	0.70	0.87	0.72
Cs	0.17	0.20	0.12	0.08
Ta	0.09	0.30	0.17	0.05
Sn	200	170	138	106
Nb	0.19	0.28	0.19	0.21
Cu	27.7	59.4	34.7	24.5
Fe	26.4	35.4	26.4	25.3
Mn	359	331	132	147
V	0.29	0.32	0.03	0.26
Ti	4.55	5.34	2.49	2.23
Mg	0.93	1.91	1.81	1.38
Na	1065	1129	873	739
B	11.4	16.3	18.5	16.9
Be	0.91	0.83	0.26	0.22

**Образец 3 (зеленовато-белый сподумен).** Состав кристалла зеленовато-белого сподумена определялся в четырех обломках кристалла в восьми точках: точки 1, 2, 3, 4 – фиолетовая область (внутренняя часть кристалла); точки 5, 6, 7, 8 – белая область с зеленоватым оттенком (краевая часть кристалла) (рисунок 4.1.4, таблица 4.1.3).

В обоих образцах (2 и 3) от ранних к поздним зонам роста несколько снижается только содержание Sn (от 200 до 106 ppm и от 460 до 61 ppm, соответственно). В целом же по остальным элементам-примесям существенного различия в составе зон роста разного цвета не наблюдается. Сравнение состава всех трех изученных образцов показывает, что (рисунок 4.1.8):

1) зеленовато-белый сподумен (образец 3) обогащен Fe, Mn, Na по сравнению с розовато-белым и бесцветным сподуменом (образцы 2 и 1);

2) бесцветный сподумен (кунцит), напротив обеднен Na, а также Be и B относительно других разновидностей.

Таблица 4.1.3 – Примесный состав (ppm) зеленовато-белого сподумена. Образец 3.

	Внутренняя (фиолетовая) часть кристалла				Внешняя (белая с зеленоватым оттенком) часть			
	1	2	3	4	5	6	7	8
K	138	44.3	97.0	46.6	21.5	29.2	22.0	13.4
Ca	27.4	20.6	98.2	22.9	5.89	9.49	5.29	6.11
Cr	17.8	13.6	13.6	13.8	12.8	10.4	13.5	9.71
Ga	48.0	46.3	48.4	51.1	43.2	43.8	49.4	48.4
Rb	0.35	0.22	0.25	0.35	0.14	0.18	0.15	0.16
Zr	0.39	0.29	0.38	0.36	0.16	0.18	0.30	0.24
Cs	0.66	2.55	0.48	1.62	0.07	0.30	1.74	0.11
Ba	0.23	0.22	0.55	0.29	0.03	0.10	0.07	0.04
Ta	0.39	0.13	0.78	0.51	0.03	0.06	0.10	0.03
Sn	460	427	26.5	61.0	29.4	38.8	67.2	63.4
Nb	0.24	0.14	22.0	0.27	0.23	0.12	0.13	0.13
Sr	0.28	0.23	0.60	0.33	0.04	0.15	0.10	0.06
Mn	447	468	405	589	627	531	626	619
V	0.33	0.30	0.33	0.31	0.30	0.27	0.30	0.30
Ti	8.87	10.5	9.30	10.9	6.07	7.15	9.94	8.47
Mg	14.8	9.75	21.6	11.1	1.42	3.05	4.70	2.49
Na	1438	1439	1462	1473	1235	1291	1381	1357
B	11.5	23.9	30.9	12.5	12.9	10.3	12.7	8.52
Be	1.47	1.85	0.74	0.80	0.57	0.54	0.90	0.83
Li	39367	38624	41855	45905	39358	40317	43348	43102
Fe	375	501	568	691	456	514	493	483
Cu	47.1	27.8	50.5	37.0	21.4	9.84	29.6	13.9
Zn	779	609	885	407	525	372	569	318

Результаты проведенных исследований в целом хорошо согласуются закономерностями изменения состава сподумена, описанными в литературе. Зеленовато-белый сподумен из кварц-альбитового пегматита (основная разновидность сподумена месторождения Пашки) характеризуется повышенными содержаниями Fe (375–690 ppm), Mn (405–625 ppm) и Na (1230–1440 ppm). Эти примеси являются типоморфными для раннего типоморфного сподумена типа А. Вместе с тем, уровень содержания железа в изученном сподумене заметно ниже, чем в сподумене из других месторождений [68].

Бесцветный сподумен из миаролы напротив обеднен перечисленными примесями (Fe 21–115 ppm, Mn 180–300 ppm, Na 335–600 ppm). Интересно, что по содержанию железа и марганца к нему близок розовато-белый сподумен из обособления блокового кварца (Fe 25–35 ppm, Mn 130–360 ppm). Это сходство указывает на иные условия кристаллизации розовато-белого сподумена по сравнению с зеленовато-белым, что может быть связано либо с более поздней кристаллизацией розовато-белого сподумена, либо с составом среды, из которой рос этот минерал.

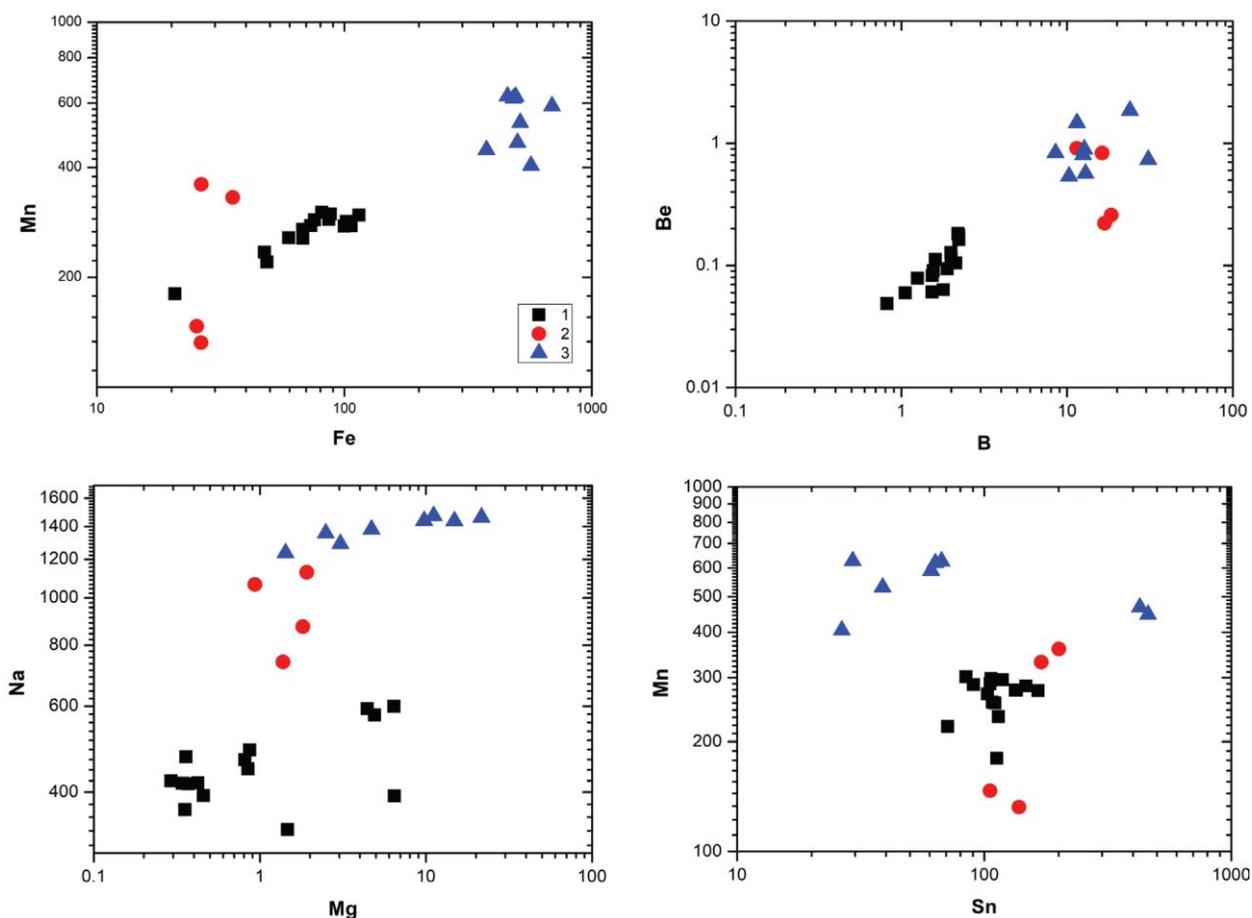


Рисунок 4.1.8 – Диаграммы рассеяния содержаний Mn и Fe, Be и B, Na и Mg, Mn, Sn (ppm) в кристаллах сподумена трех разновидностей:

1 – бесцветный сподумен (кунцит) из миаролы (образец 1), 2 – розовато-белый сподумен из кварцевого обособления с блоковой структурой (образец 2), 3 – зеленовато-белый сподумен из кварц-альбитового пегматита (образец 3)

Отличительной особенностью изученного сподумена (ранее не описанной в литературе) является высокое содержание Zn. При этом наиболее обогащены цинком розовато-белый сподумен (1360–2340 ppm) и бесцветный сподумен (470–3215 ppm), тогда как зеленовато-белый сподумен обеднен этой примесью (370–885 ppm).

Отметим примечательную онтогеническую и кристаллохимическую особенность изученного кристалла бесцветного сподумена (кунцита). Неоднородность его примесного состава обусловлена не столько зональностью, связанной с изменениями условий роста индивида, сколько с его конституцией – секториальностью, т.е. разными кристаллохимическими условиями вхождения изоморфных примесей в структуру минерала на гранях {021} и {010}. Эти грани ориентированы соответственно параллельно и перпендикулярно направлению пироксеновых цепей кремнекислородных тетраэдров вдоль направления [001]. Вхождение примесей более интенсивно происходило на грани пинакоида

(010), чем на грани призмы (021). Нельзя исключить возможность выявления такой же конституционной закономерности для кристаллов магматического сподумена более ранних генераций, составляющих основу литиевой минерализации в пегматитах.

## 4.2 Типохимизм берилла

### 4.2.1 Характеристика образцов и методика исследования

В ходе полевых исследований в верхней (головной) части жилы № 3, абсолютная отметка 3800 метров, были обнаружены крупные, размером до 2–3 см, кристаллы берилла (аквамарина нежно-голубого оттенка, рисунок 4.2.1) в ассоциации со сподуменом, микроклином, альбитом (клевеландитом), танталитом и полихромным турмалином. Здесь же были найдены кристаллы прозрачного бесцветного берилла (гошенита). Их исследованию посвящен данный раздел.

Анализ состава берилла выполнялся на ионном зонде Cameca IMS-4f (ЯФ ФТИАН). Методика измерения содержания малых и редких элементов, включая летучие компоненты (воду и галогены), подробно изложена в методическом разделе диссертации. Точность определения составляла 10–15 % для элементов с концентрацией >1 ppm и 10–20 % для

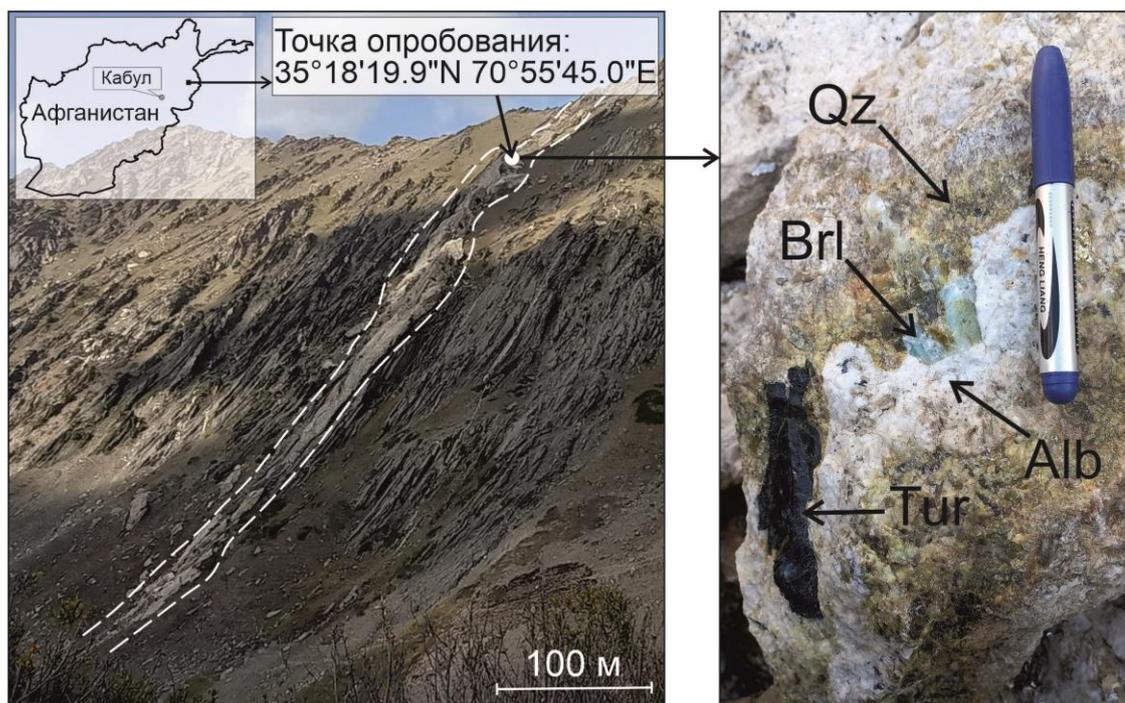


Рисунок 4.2.1 – Фотографии пегматитовой жилы № 3 с точкой отбора образцов берилла (слева) и кристаллов аквамарина в пегматите (длина маркера около 15 см) (справа)

элементов с концентрацией 0.1–1 ppm. Предел обнаружения – 5–10 ppm. Диаметр аналитического кратера 20 мкм.

Для детального изучения три фрагмента кристаллов аквамарина из разных зерен, размером около 1 см каждый, были помещены в стандартный препарат (шайбу) диаметром один дюйм вместе с зерном оливина, необходимого для оценки фона при анализе содержаний летучих компонентов. В каждом фрагменте было выполнено 4 анализа на 20 компонентов (**Приложение А, таблица А.1**).

Бесцветный прозрачный кристалл берилла столбчатого облика размером около 1 см был разрезан вдоль граней призмы (по удлинению) и помещен в шайбу. Аналитические профили (центр кристалла – край кристалла) располагались в плоскости, перпендикулярной базальному пинакоиду (рисунок 4.2.2). Как видно на рисунке, точки 1–8 расположены в зоне роста призмы  $\{10\bar{1}0\}$ , тогда как точки 9–16 – в зоне роста пинакоида  $\{0001\}$ . Соответственно, точки 1 и 9 относятся к начальному этапу роста кристалла, а точки 8 и 16 – к завершающему этапу. Результаты анализов бесцветного берилла приведены в **Приложении А, таблице А.2**.

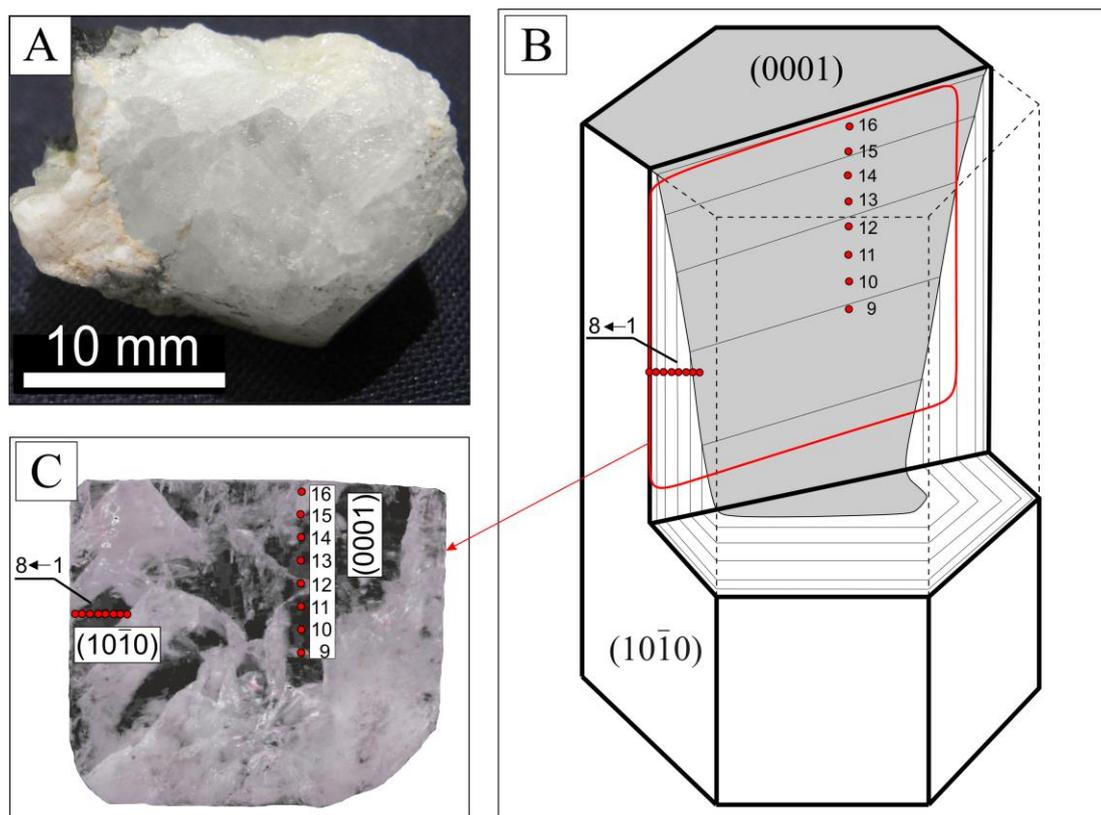


Рисунок 4.2.2 – А – кристалл бесцветного берилла (гошенита) (А), В, С – положение пирамид роста граней призмы и пинакоида с расположением аналитических точек (номеров зон)

#### 4.2.2 Голубой берилл

Данные по примесному составу изученного голубого берилла (аквамарина) были сопоставлены с составом аквамарина из редкометалльных пегматитов различных регионов мира (рисунок 4.2.3).

На диаграмме Li–Cs (рисунок 4.2.3а) аквамарин из месторождения Пашки обособляется от аквамарина из других редкометалльных пегматитов по повышенному содержанию Li

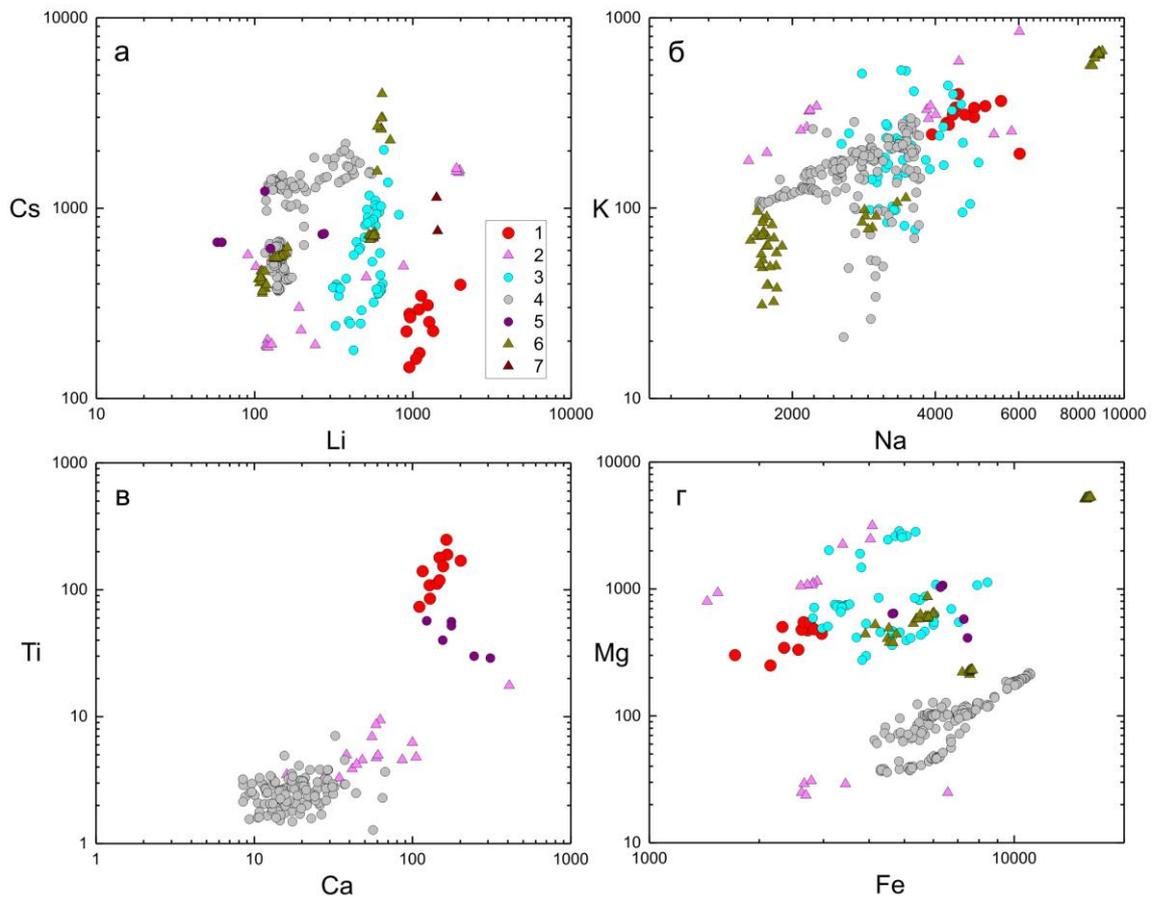


Рисунок 4.2.3 – Диаграммы рассеяния содержаний Li, K, Na, Cs, Ca, Ti, Fe, Mg (ppm) в аквамарине: 1 – аквамарин из месторождения Пашки; 2–7 – аквамарин из других месторождений редкометалльных пегматитов: 2 – пегматиты Ильменского комплекса, Вьетнама, Ойгаинского месторождения (Киргизия), Алтай (Китай), Мозамбика и Мадагаскара (16 анализов, неопубликованные данные С.Г. Скублова и А.К. Гаврильчик); 3 – пегматиты Ямранга, Восточный Непал (50 анализов, Bhandari et al., 2023[62]); 4 – месторождение Калифорния Блю Майн, США (169 анализов, Pauly et al., 2021[158]); 5 – пегматиты Центральных Альп, Италия (6 анализов, Vocchio et al., 2009[63]); 6 – пегматиты Коктогая (Китай), Минас-Жерайс (Бразилия) и Ноумас (Южная Африка) (51 анализ, Cui et al., 2023 [83]); 7 – пегматиты района Хунянь, Китай (2 анализа, Jiang et al., 2023 [123]) [среднее (медианное) содержание 1097 ppm] и пониженному содержанию Cs (в среднем 260 ppm). В целом в редкометалльных пегматитах содержание Li в аквамарине варьирует в очень

широком диапазоне (по опубликованным и данным авторов) – от 58 до 1996 ppm. Ранее было установлено [36], что среднее (медианное) содержание Li в аквамарине различного генезиса составляет около 200 ppm. Содержание Li в аквамарине из месторождения Пашки превышает это значение более чем в пять раз. Более высокое содержание Li, на уровне 4000–5000 ppm, установлено только для воробьевита из сподуменовых пегматитов Кольского полуострова [36, 147]. По содержанию цезия аквамарин из месторождения Пашки соответствует аквамарину из редкометалльных пегматитов комплекса Эронго, Намибия [138] – в среднем 331 ppm.

На диаграмме Na–K (рисунок 4.2.3б) аквамарин из месторождения Пашки располагается в правой верхней части графика, т.е. демонстрирует повышенное содержание и натрия (в среднем 4548 ppm), и калия (в среднем 309 ppm). Заметно более высоким содержанием Na (на уровне 8500–9000 ppm) и K (600–650 ppm) характеризуется только аквамарин из пегматитов Ноумас, Южная Африка [83]. Воробьевит из сподуменовых пегматитов Кольского полуострова по сравнению с аквамарином Пашки отличается более высоким содержанием Na (более 19000 ppm) и близким уровнем содержания K [147].

Содержание Rb в аквамарине из месторождения Пашки изменяется в 28 до 49 ppm.

Кроме щелочных компонентов, аквамарин из месторождения Пашки обогащен Ca и Ti (рисунок 4.2.3в). Среднее содержание Ca в нем составляет 148 ppm, Ti – 140 ppm (за исключением точки 9, **Приложение А, таблица А.1**). По содержанию Ca изученному аквамарину соответствует аквамарин из пегматитов Центральных Альп, Италия (среднее содержание 198 ppm), но в нем содержание Ti в несколько раз ниже – 44 ppm [63]. Содержание этих элементов в аквамарине из редкометалльных пегматитов комплекса Эронго, Намибия заметно ниже – на уровне 60–80 ppm [138].

Содержание Fe в аквамарин из месторождения Пашки наоборот понижено (составляет в среднем 2631 ppm) (рисунок 4.2.3г). Содержание Mg (в среднем 475 ppm) находится на среднем уровне (рисунок 4.2.3г).

Другие элементы: по сравнению с аквамарином из редкометалльных пегматитов комплекса Эронго аквамарин Пашки отличается повышенным содержанием Cr (в среднем Эронго – 5, Пашки – 47,5 ppm) и Mn (31 и 91 ppm), пониженным – Sc (51 и 4 ppm). Среднее содержание Rb в аквамарине из месторождения Пашки соответствует среднему уровню (40–60 ppm). Более высоким содержанием Rb отличается аквамарин из месторождения Калифорния Блю Майн (в среднем 113 ppm; [158]) и пегматитов Мозамбика (в среднем 143 ppm; [39]).

По содержанию воды (в среднем 31373 ppm) аквамарин из месторождения Пашки ближе к воробьевиту (в среднем 33981 ppm), чем к аквамарину из других месторождений (в среднем 19978 ppm; [36]). Аналогично, у аквамарина из месторождения Пашки гораздо выше

содержание Cl (в среднем 2326 ppm) по сравнению с аквамаринном из других месторождений (493 ppm). Содержание F находится на сходном уровне (17 и 11 ppm, соответственно).

Высокие (близкие к максимально-возможным для голубого берилла из редкометалльных пегматитов) содержания щелочных компонентов в аквамарине из месторождения Пашки (Li 910–2000 ppm, Na 3900–6000 ppm, K 190–400 ppm), а также обогащенность этого минерала водой (30000 ppm или 3 мас.%), позволяет отнести его к бериллу щелочного (натриево-литиевого) типа с предполагаемым гетеровалентным изоморфизмом:  $\text{Li}^+ + (\text{Na}^+, \text{K}^+, \text{Rb}^+, \text{Cs}^+) + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Be}^{2+} + \square$ . Берилл такого типа, как известно, является типоморфным для месторождений сподуменовых пегматитов [17], отражая в своем составе одну из ключевых особенностей высоко фракционированных пегматитовых расплавов – аномально высокую щелочность магмы.

### 4.2.3 Бесцветный берилл

**Щелочные и щелочно-земельные элементы.** Результаты анализа кристалла бесцветного берилла показывают, что содержание Cs в нем варьирует от 121 до 315 ppm (составляя в среднем 209 ppm). При этом от центра к краям это содержание возрастает как в зоне роста призмы (от 161 до 281 ppm, точки 1–8), так и в зоне роста пинакоида (от 121 до 315 ppm, точки 9–16) (рис. рисунок 4.2.4).

Содержание Na варьирует от 6590 до 8880 ppm (в среднем 7760 ppm). В зоне роста призмы оно монотонно возрастает (от 6590 до 8670 ppm), в зоне роста пинакоида – имеет более сложный характер (от точки 10 к точке 13 убывает, далее, к точке 16, снова возрастает).

Распределение Rb в целом копирует распределение Na. В зоне роста призмы оно возрастает (от 78 до 112 ppm), в зоне роста пинакоида от точки 10 к точке 13 убывает, далее, к точке 16, возрастает.

Содержание Ca, за исключением точки 9, находится в относительно узком интервале (45–179 ppm). При этом в обоих профилях наблюдается тенденция понижения содержания Ca к краю кристалла. Содержание K варьирует от 511 до 910 ppm (в среднем 671 ppm). В зоне роста призмы содержание K возрастает от 562 до 863 ppm, в зоне роста пинакоида напротив понижается от 828 до 511 ppm.

**Летучие элементы.** Содержание Li находится на высоком уровне (2746–3408 ppm, в среднем 3121 ppm). Зональность не наблюдается. Содержание Sr понижено (<1.5 ppm).

Содержание H<sub>2</sub>O варьирует от 20975 до 35070 ppm (в среднем 28016 ppm). В зоне роста призмы от центра к краю кристалла содержание H<sub>2</sub>O понижается от 31560 до 22300 ppm. В зоне роста пинакоида зональность не наблюдается.

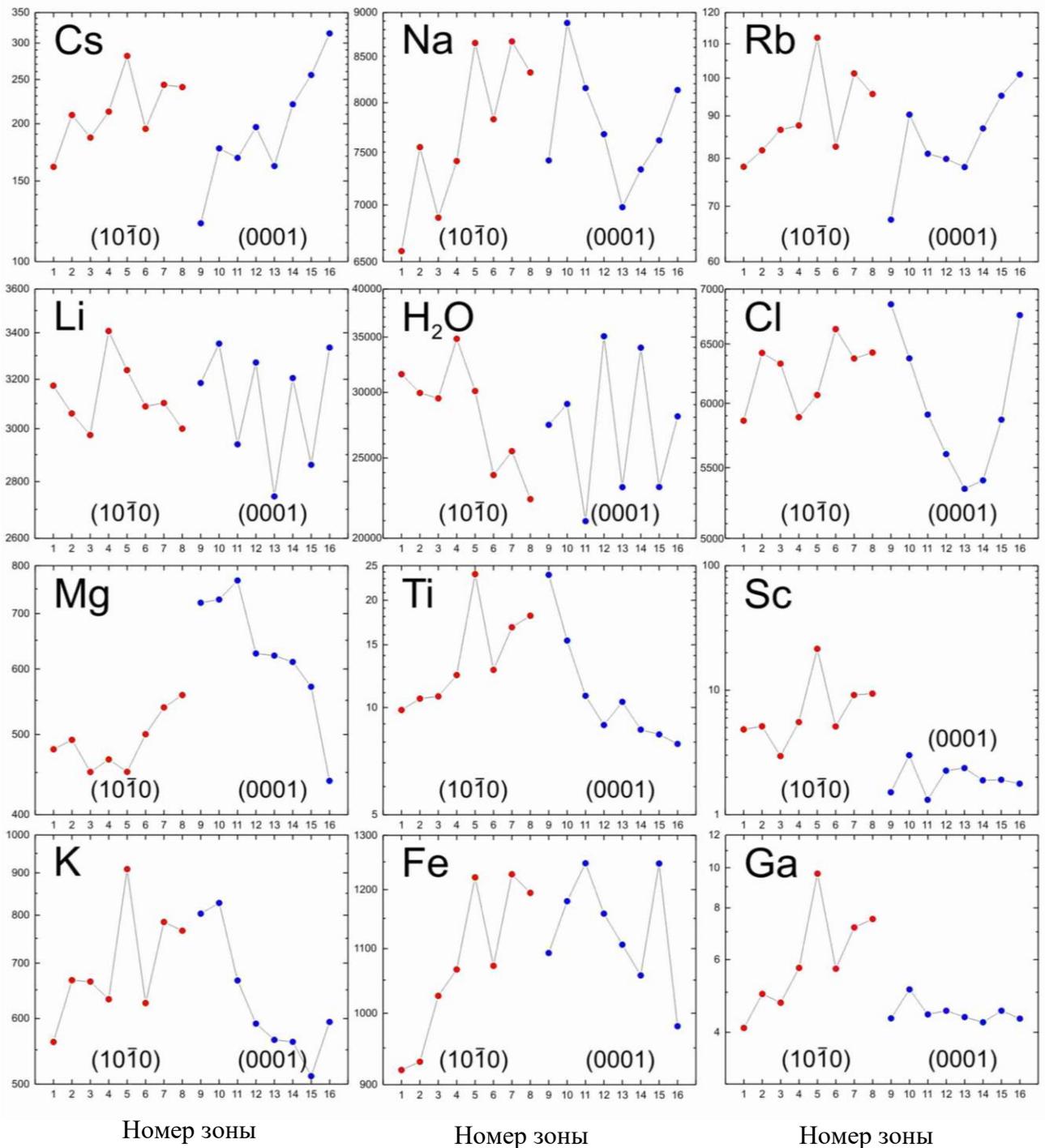


Рисунок 4.2.4 – Графики зональности пирамид роста граней призмы  $\{10\bar{1}0\}$  и пинакоида  $\{0001\}$  кристалла бесцветного берилла из месторождения Пашки

Содержание Cl варьирует от 5345 до 6860 ppm (в среднем 6130 ppm). В зоне роста призмы это содержание возрастает (от 5860 до 6632 ppm), в зоне роста пинакоида имеет более сложный характер (от точки 9 к точке 13 убывает, далее, к точке 16, возрастает).

Содержание F в точках 1–3 находится в диапазоне 76–172 ppm, в остальных точках не превышает 21 ppm. Содержание В находится на невысоком уровне (<0.4 ppm).

**Переходные металлы.** Содержание Fe варьирует от 920 до 1248 ppm (в среднем 1108 ppm). В зоне роста призмы содержание Fe возрастает (от 920 до 1228 ppm), в зоне роста пинакоида – понижается (от 1248 до 981 ppm).

Сходным образом ведет себя Mg. В зоне роста призмы его содержание увеличивается несущественно (от 450 до 558 ppm), в зоне роста пинакоида уменьшается (от 768 до 440 ppm).

В распределении Mn зональности нет, его содержание находится на уровне 70–90 ppm.

Содержание Cr варьирует от 13 до 51 ppm (в среднем 36 ppm). Для зоны роста призмы наблюдается тенденция понижения содержания Cr от центра к краю кристалла (от 42 до 16.6 ppm). В зоне роста пинакоида зональность не проявлена.

Содержание Ti варьирует от 7.9 до 23.7 ppm (в среднем 13.1 ppm). При этом содержание Ti в зоне роста призмы возрастает (от 9.8 до 24 ppm), а в зоне роста пинакоида, наоборот, уменьшается (от 23.6 до 7.9 ppm).

Содержание Ni варьирует от 56.3 до 249 ppm (в среднем 165 ppm), не демонстрируя зональности. Содержание Sc в зоне роста призмы повышается от центра к краю кристалла (от 3 до 9.4 ppm); в зоне роста пинакоида зональность по скандию отсутствует, его содержание не превышает 3 ppm. Содержания Co и V не превышают 2.5 ppm.

Содержание Ga, элемента-«двойника» Al, варьирует от 4.1 до 9.7 ppm (в среднем 5.3 ppm). В зоне роста призмы содержание Ga возрастает от центра к краю кристалла (от 4.1 до 7.52 ppm, без учета точки 5), в зоне роста пинакоида находится на низком уровне (4.2–5.1 ppm).

В предыдущем разделе был сделан вывод о том, что голубой берилл месторождения Пашки относится к щелочному (натриево-литиевому) типу. В еще большей степени, чем голубой, обогащен щелочами бесцветный берилл. Как видно на графиках (рисунок 4.2.5), он накапливает Li, Na, K и Rb. Одновременно бесцветный берилл обеднен Fe, Ti.

Среднее содержание Li в бесцветном берилле превышает 3000 ppm, что существенно выше, чем в других пегматитах (например, в бесцветном берилле из месторождения Шигар Велли, Пакистан оно составляет 1240 ppm; Hu, Lu, 2020).

Линейная зависимость K/Rb – Rb (в билогарифмических координатах) (рисунок 4.2.5) может служить индикатором процесса кристаллизационной дифференциации магмы.

Основываясь на вариациях состава берилла, можно предположить, что: (1) бесцветная и голубая разновидности этого минерала являются последовательными генерациями, (2) накопление щелочных компонентов в берилле отражает закономерности эволюции состава расплава во времени.

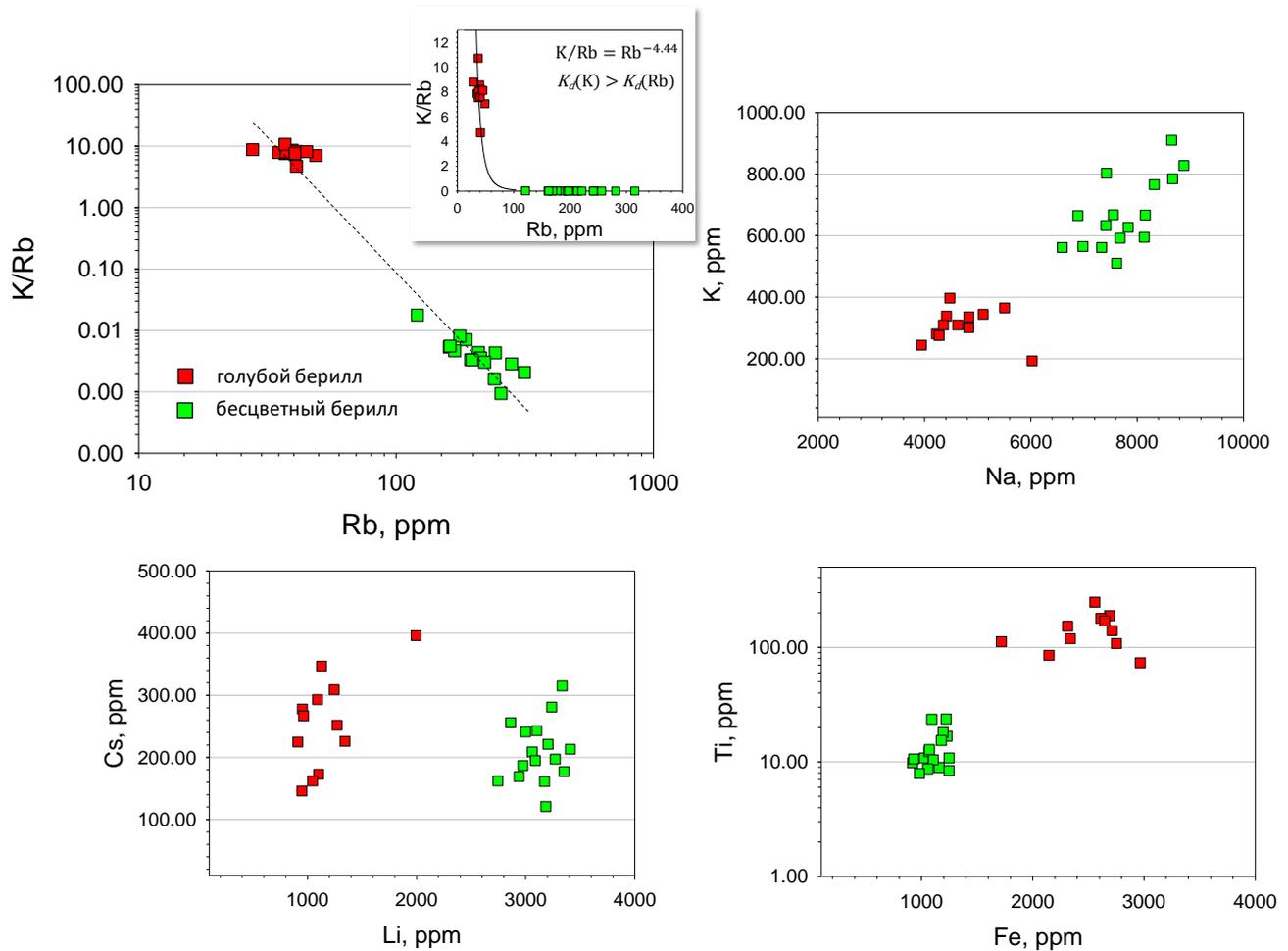


Рисунок 4.2.5 – Особенности состава голубого и бесцветного берилла из месторождения Пашки

Кристаллы бесцветного берилла характеризуются зонально-секториальным строением. В секторе роста грани призмы содержания большинства примесей растут от центра к краю. Это касается, например, щелочных металлов, Fe, Ti, Mg. В секторе грани пинакоида содержания Cs и Rb также растут; в то же время содержания Mg, Ti, K падают. Такое разнонаправленное поведение примесей свидетельствует важной роли кристаллохимического фактора при формировании внутрикристаллической зональности.

### 4.3 Типохимизм турмалина

Турмалин встречается на месторождении в виде нескольких разновидностей. На нижних горизонтах доминирует черный турмалин при подчиненной роли темно-зеленого турмалина. На верхних горизонтах широко распространены прозрачные и полупрозрачные кристаллы турмалина зеленого, розового и светло-голубого цвета, часто полихромные. Реже на верхних горизонтах встречаются кристаллы черного турмалина.

### 4.3.1 Характеристика образцов и методика исследования

Для изучения состава турмалина на нижних и верхних горизонтах жилы № 3 было отобрано 22 образца пегматита с этим минералом, из которых было извлечено 22 кристалла. Эти кристаллы (или их фрагменты) заливались эпоксидной смолой и шлифовались. Таким образом было получено пять препаратов для микронзондового анализа (рисунки 4.3.1 – 4.3.5).

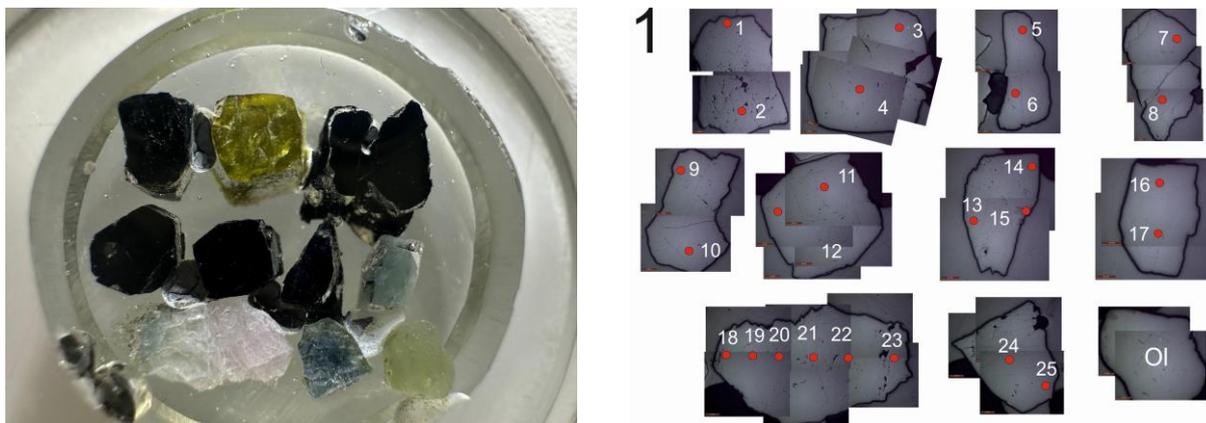


Рисунок 4.3.1 – Кристаллы разноцветного турмалина с точками анализа. Жила № 3. Шайба 1.  
Диаметр шайбы – 2.54 см

Окраска кристаллов: 1–2 – черная, 3–4 – темно-зеленая, 5–8 – черная (нижние горизонты жилы); 9–15 – черная, 16–17 – темно-синяя, 18–23 – зональная (от темно-синей до белой, а затем розовой), 24–25 – черная (верхние горизонты).

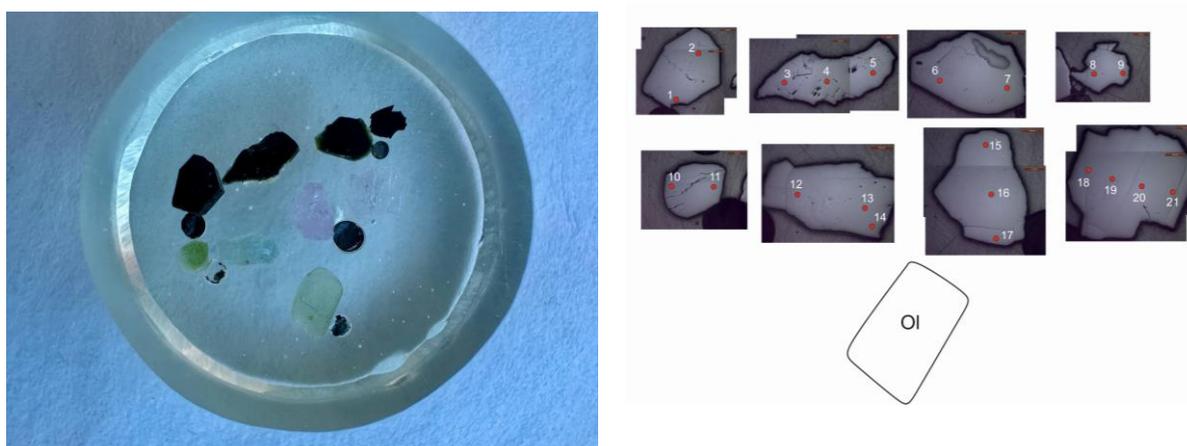
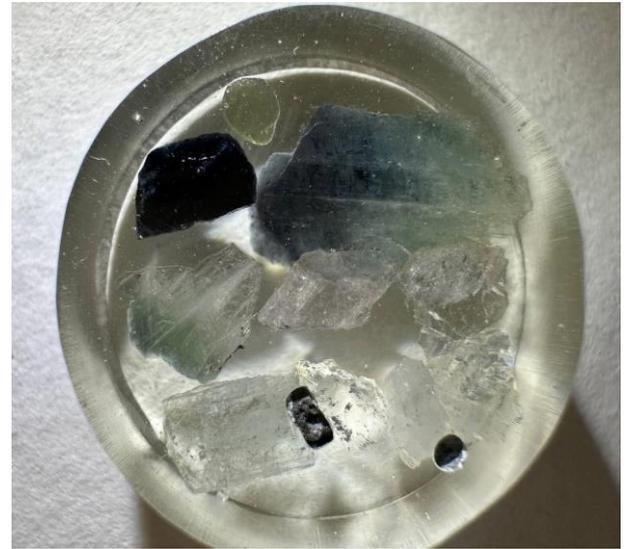


Рисунок 4.3.2 – Кристаллы разноцветного турмалина с точками анализа. Жила № 3. Шайба 2.  
Окраска кристаллов: 1–9 – черная (нижние горизонты), 10–11 – зеленая, 12–14 – бледно-голубая, 15–17 – розовая, 18–21 – светло-розовая (верхние горизонты)



3



Рисунок 4.3.3 – Кристалл полихромного турмалина с точками анализа. Жила № 3 (верхние горизонты). Шайба 3. Окраска фрагментов кристалла: 1–4 – черная, 5–14 – от очень темно-зеленой (почти черной) до зеленой и ярко-зеленой, 15–17 – от светло-зеленой до розовой, 18–23 – светло-розовая, 24–27 – бледно-розовая, 28–31 – бледно-зеленая, 32–34 – очень бледно-зеленая, 35–37 – очень бледно-розовая, 38–40 – бледно-голубая



Рисунок 4.3.4 – Кристалл полихромного (арбузного) турмалина с каемками, в пределах которых цвет меняется от розового (промежуточная зона) до ярко-зеленого (краевая зона). Жила № 3 (верхние горизонты). Шайба 4

Точки анализа кристалла расположены вдоль двух профилей, ориентированных в направлениях от центра к краям поперечного сечения кристалла (профиль 1 – точки 1–12, профиль 2 – точки 13–19).

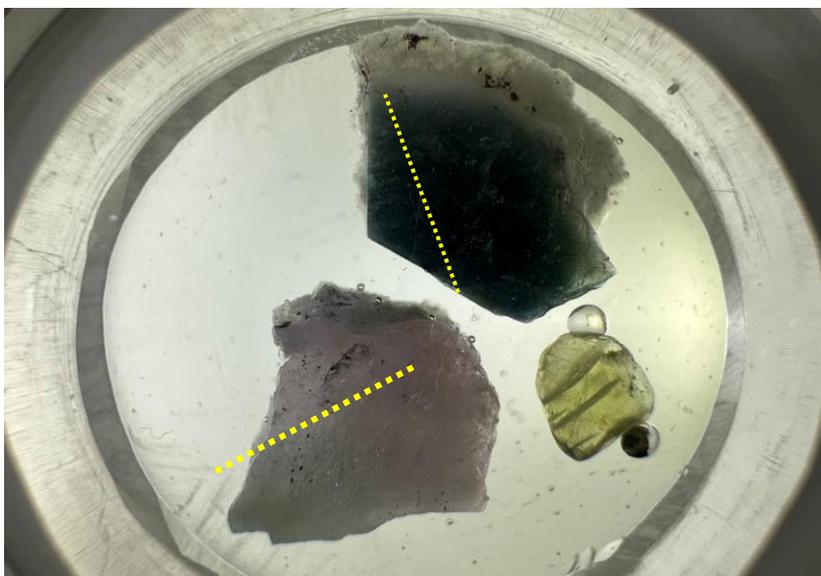


Рисунок 4.3.5 – Кристаллы полихромного (арбузного) турмалина и зеленого турмалина. Жила № 3 (верхние горизонты). Шайба 5

Анализ кристалла полихромного турмалина выполнен вдоль профиля, ориентированного от центра к краю кристалла, цвет которого меняется от ярко-зеленого к очень ярко-зеленому, а затем к розовому.

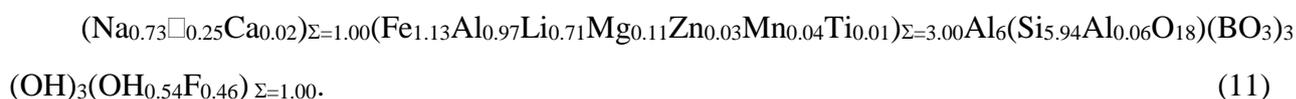
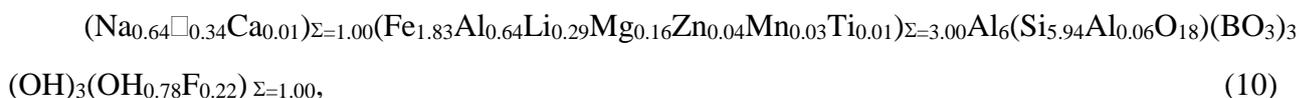
Состав турмалина изучался с помощью электронно-зондового микроанализатора JXA-8230 Superprobe с четырьмя волновыми спектрометрами и энергодисперсионным спектрометром. В качестве эталона использовался оливин. Было выполнено 124 анализа. Результаты приведены в **Приложении Б, таблица Б.1**.

Расчет кристаллохимической формулы турмалина  $XY_3Z_6(T_6O_{18})(BO_3)_3(OH)_3(OH,F)$  выполнялся на 15 катионов ( $Y+Z+T=15$ ). Содержание Li рассчитывалось при условии:  $B = 3$  к.ф.,  $Fe_{\Sigma} = Fe^{2+}$ ,  $OH + F = 4$  к.ф., в предположении, что сумма отрицательных зарядов составляет 49 ( $O = 24.5$ ) [19].

#### 4.3.2 Результаты и обсуждение

По данным расчетов, все изученные турмалины являются Na-доминантными (доля Na в позиции X составляет 0.50–0.85) и относятся шерл-эльбаитовой изоморфной серии (рис. 4.3.6, 4.3.7).

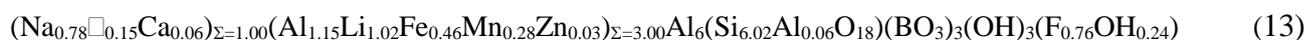
Черный турмалин нижних горизонтов по составу отвечает шерлу с железистостью  $Fe\# = Fe/(Fe+Mg)$  0.80–0.98 и рассчитанным содержанием лития 0.31–1.09 мас. % (0.21–0.72 коэффициента в формуле). Содержание фтора в нем изменяется от 0.30 до 0.97 мас. % (0.16–0.50 к.ф.). Содержание примесей:  $Mn < 0.5$  мас.%,  $Zn < 0.8$  мас.%. Примеры формул (10, 11):



Кроме черного турмалина, на нижних горизонтах встречается темно-зеленый турмалин, который по составу отвечает фторэльбаиту. Характеристики состава минерала:  $Fe/(Fe+Mg)$  0.86–0.94, рассчитанное содержание лития – 1.4–1.9 мас.% (0.91–1.24 к.ф.),  $Mn < 0.5$  мас.%,  $Zn < 0.8$  мас.%. Измеренное содержание фтора в нем составляет около 1.2 мас.%, что соответствует доле фтора в одной позиции с гидроксидом превышающей 50%. Рассчитанная формула минерала близка к формуле фторэльбаита, выделенного как самостоятельный минеральный вид [64]. Примеры формул (12):



$(F_{0.63}OH_{0.37})_{\Sigma=1.00}$  (месторождение Пашки, Афганистан, настоящая работа) (13),



$\Sigma=1.00$  (месторождение Крузейро, Бразилия, [64]).

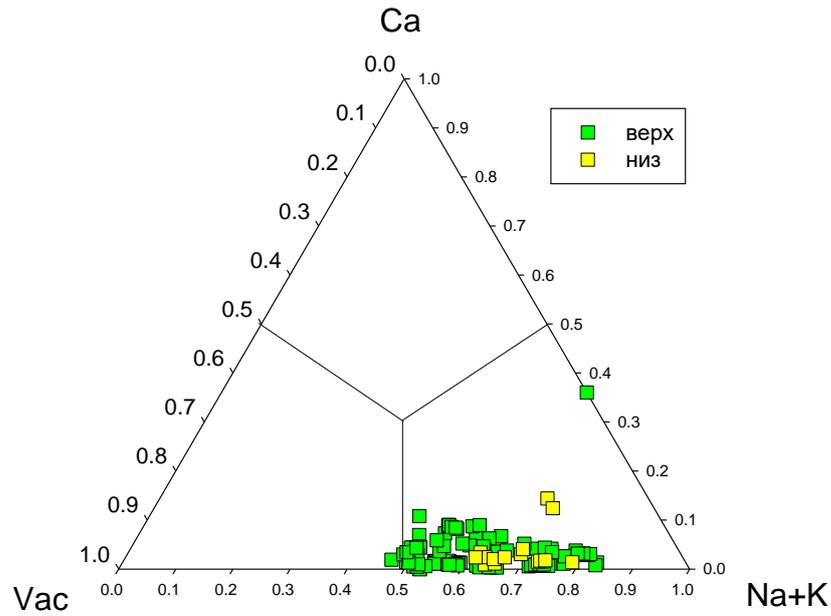


Рисунок 4.3.6 – Диаграмма, отражающая заполнение позиции X в структуре турмалина из пегматитов месторождения Пашки [109]

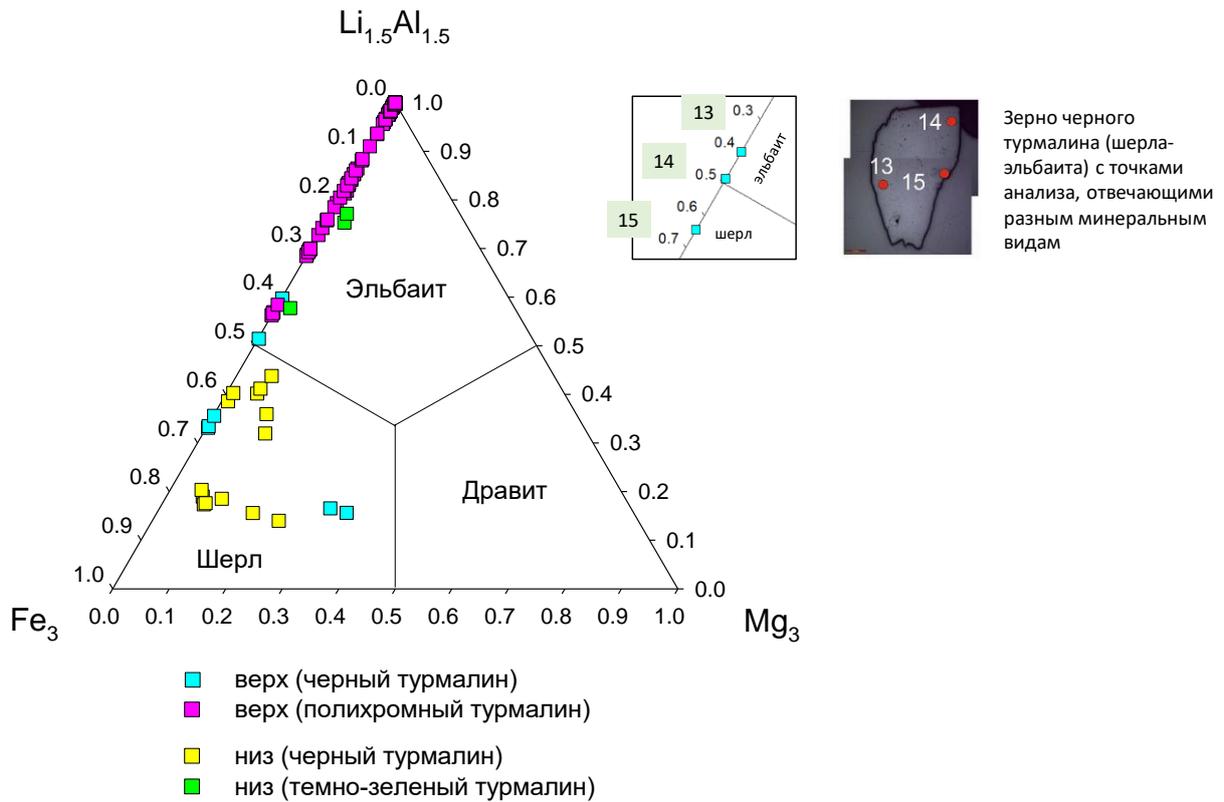


Рисунок 4.3.7 – Тройная диаграмма шерл–эльбаит–дравит с точками состава турмалина из пегматитов месторождения Пашки [107]. На фотографии показан кристалл шерл-эльбаита (см. рис. 4.3.1, Приложение Б, таблица Б.1., шайба 1, анализы 13–15)

Полихромный турмалин, развитый на верхних горизонтах, по составу отвечает эльбаиту и фторэльбаиту. Содержание MgO в нем резко понижено (<0.01 мас.%). Рассчитанное содержание лития – 1.0–2.1 мас.% (0.7–1.3 к.ф.), содержание F – 0.24–1.3 мас.% (0.13–0.66 к.ф.). Особенностью состава обоих минералов является повышенное (в ряде анализов) содержание примесей марганца и цинка: MnO – до 2.2 мас.%, ZnO – до 4.05 мас.%. Черный турмалин, который встречается на верхних горизонтах в подчиненном количестве, по составу соответствует шерлу и шерл-эльбаиту. Шерл в этом случае отличается умеренной или высокой железистостью (Fe# 0.60–1.00), рассчитанным содержанием Li 0.19–0.40 к.ф., пониженным содержанием F (0.04–0.22 к.ф.). Он обеднен MnO (0.1–0.4 мас.%); содержание ZnO в нем колеблется от 0.1 до 1.8 мас.%. Фтор-эльбаит характеризуется высокой железистостью (Fe# 1.00), рассчитанным содержанием Li 0.56–0.90 к.ф., повышенным содержанием фтора (0.23–0.55 к.ф.). В некоторых кристаллах к разным минеральным видам относятся соседние участки зерен (рисунок 4.3.7). Содержание MnO в шерл-эльбаите низкое (0.3–0.5 мас.%), содержание ZnO повышено (2.1–2.8 мас.%).

Изученные кристаллы полихромного турмалина с зональным распределением окраски обладают хорошо выраженной химической зональностью. Наиболее отчетливо она выражена в призматическом кристалле, окраска которого вдоль удлинения, от центра к краю постепенно меняется от черной и очень темно-зеленой (центральные зоны) до зеленой и светло-зеленой (промежуточные зоны) и розовой (краевые зоны) (рисунок 4.3.3). Графики зональности этого кристалла показаны на рисунке 4.3.8. Как видно на графиках, центральные зоны кристалла обогащены Fe, Mn, Zn по сравнению с краевыми зонами, где содержания этих элементов уменьшаются до минимума. При этом:

- содержание Mg по всему профилю ниже предела чувствительности анализа,
- рассчитанное содержание Li от центра к краю увеличивается от 0.65 до 1.2 к.ф.,
- в пределах ядра (окрашенного в зеленые тона) содержание марганца постепенно возрастает (MnO 0.7 до 1.45 мас.%, Mn 0.10–0.20 к.ф.) на фоне постепенного уменьшения содержания железа (FeO от 4.94 до 1.15 мас.%, Fe 0.68–0.15 к.ф.) и цинка (ZnO от 4.05 до 3.0 мас.%, Zn 0.49–0.36 к.ф.),
- в переходной светло-зеленой зоне содержание MnO резко возрастает до 2.24 мас.% (Mn 0.30 к.ф.) на фоне резкого падения содержания FeO (до 0.3 мас.%, Fe 0.04 к.ф.) и ZnO (до 0.9 мас.%, Zn 0.1 к.ф.),
- в краевой (розовой) зоне содержание марганца сначала резко, потом постепенно уменьшается (MnO до 0.15 мас.%, Mn 0.02 к.ф.), содержания Fe и Zn остаются на предельно низком уровне, – содержание F растет при переходе от темно-зеленой к светло-зеленой зоне, достигает максимума (>0.5 к.ф.), а затем уменьшается (на фоне ритмичных колебаний).

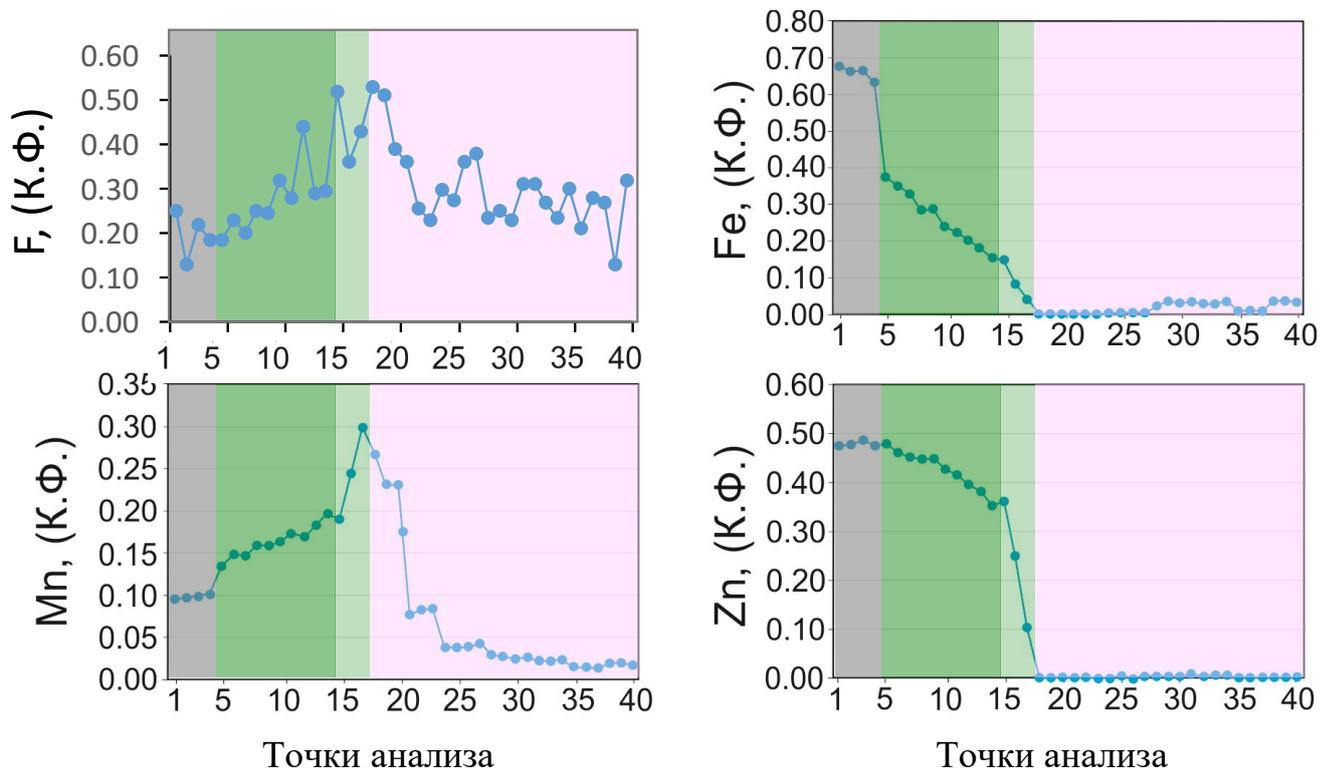


Рисунок 4.3.8 – Графики зональности кристалла полихромного турмалина из пегматитов месторождения Пашки (рисунок 4.3.3; Приложение Б, таблица Б.1., шайба 3, анализы 1–40)

Еще один пример химической зональности демонстрирует кристалл полихромного турмалина, который в поперечном сечении от центра к краю меняет цвет от ярко-зеленого к очень ярко-зеленому, а затем к розовому (рисунок 4.3.9). Здесь, как и в предыдущем примере, выделяется зеленое ядро, обогащенное железом (FeO до 0.87 мас.%, Fe 0.12 к.ф.), марганцем (MnO до 2.45 мас.%, Mn 0.33 к.ф.), цинком (ZnO до 2.8 мас.%, Zn 0.33 к.ф.), и розовая краевая зона, обедненная этими элементами (Fe 0.00 к.ф., Mn 0.07 к.ф., Zn 0.00 к.ф.). В пределах ядра содержания Fe и Zn монотонно уменьшаются, тогда как содержание Mn увеличивается. Подобно марганцу ведет себя литий: рассчитанное содержание этого элемента в центральной

зоне увеличивается (от 1.29 до 1.32 к.ф.), в краевой – уменьшается (до 1.23 к.ф.). Содержание фтора в зеленом ядре достигает максимальных значений (1–1.3 мас.%, 0.51–0.66 к.ф.), что позволяет считать центральную зону кристалла фторэльбаитом; в краевой зоне содержание F несколько уменьшается (до 0.75 мас.%, 0.36 к.ф.).

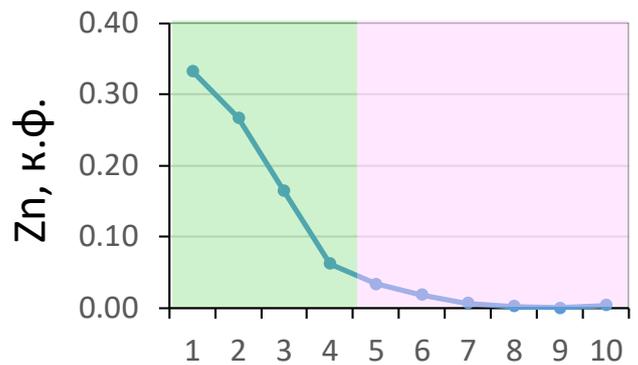
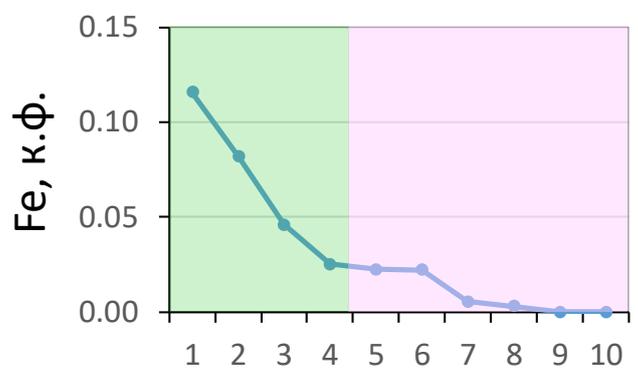
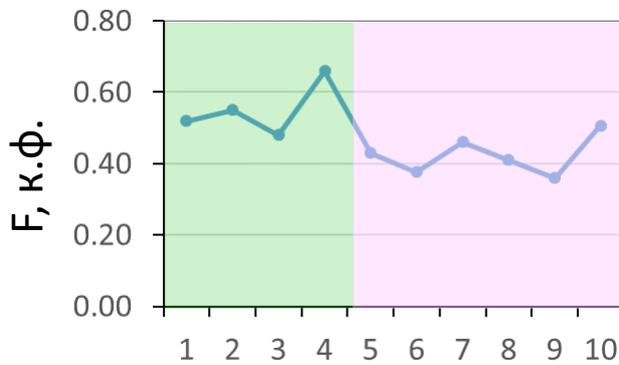
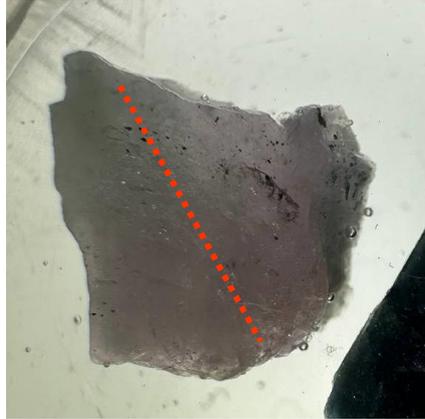


Рисунок 4.3.9 – Графики зональности кристалла полихромного турмалина из пегматитов месторождения Пашки (рисунок 4.3.5; Приложение Б, таблица Б.1, шайба 5, анализы 1–10).

Граница между зеленой центральной зоной и краевой розовой зоной на графиках показана условно, как область с повышенным содержанием фтора

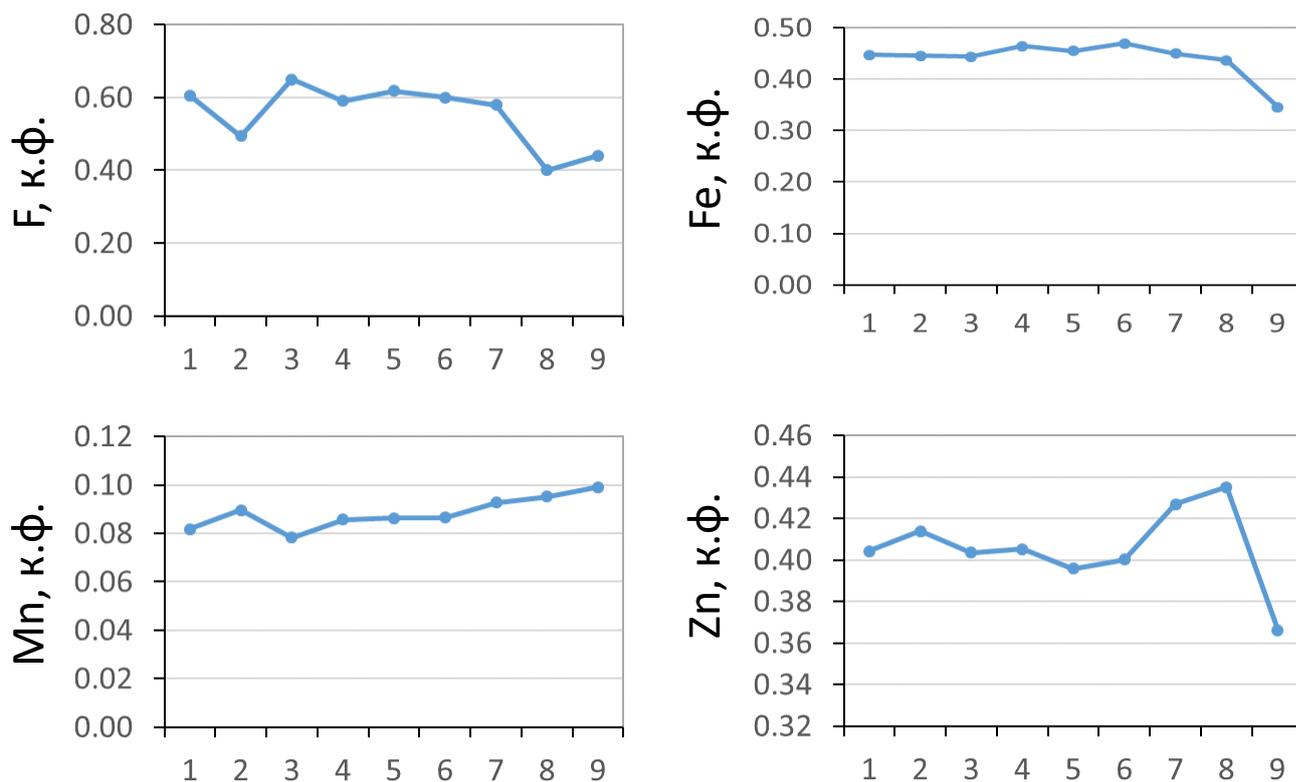
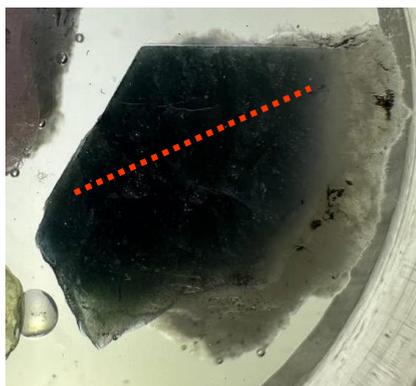


Рисунок 4.3.10 – Особенности состава кристалла темно-зеленого турмалина (рисунок 4.3.5; Приложение Б, таблица Б.1., шайба 5, анализы 11–19)

В кристаллах монокромного турмалина темно-зеленой и розовой окраски без признаков цветовой зональности химическая зональность отсутствует. При этом зеленые и розовые кристаллы существенно отличаются по составу.

Темно-зеленый кристалл, показанный на рисунке 4.3.10, характеризуется повышенными содержаниями железа (FeO 3.3–3.4 мас.%, Fe 0.45–0.47 к.ф.) и цинка (ZnO 3.3–3.4 мас.%, Zn 0.40–0.44 к.ф.), но пониженным содержанием марганца (MnO 0.57–0.72 мас.%, Mn 0.08–0.10 к.ф.), что сравнимо с составом центральной темно-зеленой зоны кристалла полихромного турмалина, показанного на рисунке 4.3.8. Повышенное содержание F в этом кристалле (1.15–

1.45 мас.%, 0.58–0.65 к.ф., в двух точках <0.5 к.ф.), при рассчитанном содержании Li 0.85–0.94 к.ф. и железистости  $Fe\# = 1$  позволяет отнести темно-зеленый турмалин к фторэльбаиту.

Розовый кристалл с розово-зелеными каемкам (рисунок 4.3.4, Приложение Б, таблица Б.1., шайба 4, анализы 1–19) обеднен и Fe (0.00–0.03 к.ф.), и Mn (0.02–0.03 к.ф.), и Zn (0.00–0.01 к.ф.) подобно краевой зоне кристалла полихромного турмалина, показанного на рисунке 4.3.8. Рассчитанное содержание Li в нем составляет 1.21–1.36 к.ф. Содержание F колеблется от 0.56 до 1.18 мас.% (0.27–0.57 к.ф.).

Описанные особенности химического состава изученного турмалина разной окраски позволяют выделить следующие виды и разновидности этого минерала на месторождении:

1) черный турмалин – шерл с железистостью  $Fe\#$  0.60–1.00, с рассчитанным содержанием Li 0.2–0.7 к.ф., с переменным содержанием фтора (0.16–0.5 к.ф.). Обычно обеднен примесями марганца и цинка. Встречается в основном на нижних горизонтах, на верхних горизонтах развит ограниченно, в том числе в виде кристаллов, сравнительно обогащенных цинком (ZnO до 1.8 мас.%);

2) черный турмалин – высокожелезистый ( $Fe\#$  1.00) шерл-эльбаит с рассчитанным содержанием Li 0.56–0.90 к.ф., с повышенным содержанием фтора (0.23–0.55 к.ф.). Обеднен марганцем, но сравнительно обогащен цинком (ZnO 2.1–2.8 мас.%). Встречается на верхних горизонтах;

3) темно-зеленый турмалин – фторэльбаит ( $Fe\#$  0.86–1.00) с рассчитанным содержанием Li 0.85–1.24 к.ф., с содержанием фтора 0.52–0.65 к.ф. Встречается как на нижних, так и на верхних горизонтах. В первом случае обеднен примесями марганца и цинка (Mn < 0.5 мас.%, Zn < 0.8 мас.%), во втором – обеднен марганцем (MnO 0.6–0.7 мас.%), но обогащен цинком (ZnO 3.3–3.4 мас.%):

4) светло-зеленый и розовый эльбаит ( $Fe\#$  1.00) с рассчитанным содержанием Li 0.65–1.36 к.ф., с содержанием фтора 0.14–0.49 к.ф. Встречается только на верхних горизонтах, в том числе в виде полихромных кристаллов с зелеными ядрами, наиболее обогащенными марганцем и цинком (MnO до 2.2 мас.%, ZnO до 4.05 мас.%), и розовыми краевыми зонами, обедненными этими примесями.

Установленные закономерности подчеркивают важную роль Mn, Zn и F, как элементов-индикаторов эволюции состава турмалина в редкометалльных пегматитах Пашки. Предположительно, наиболее ранней генерацией (наиболее ранним зарождением?)<sup>1</sup> этого

<sup>1</sup> Термины «генерация» и «зарождение» используются в соответствии с трактовкой Э.М. Спиридонова (<https://teach-in.ru/file/presentation/pdf/genetic-mineralogy-spiridonov-MP4.pdf>): *генерации* – это «разные поколения одного минерала, разделенные перерывами в кристаллизации», *зарождения* – «возрастные группы минеральных индивидов, обусловленные появлением новых центров кристаллизации на фоне непрерывной кристаллизации».

минерала на месторождении является умеренно железистый шерл с пониженным содержанием фтора. Он широко развит на нижних горизонтах пегматитовых жил. С процессами кристаллизационной дифференциации расплава связано появление шерла-эльбаита и фторэльбаита, обогащенных фтором, а на верхних горизонтах – и цинком. Из наиболее высоко фракционированной магмы в головной части жил кристаллизовался эльбаит. Представление об изменении состава этого минерала во времени дает зональность его полихромных кристаллов (рисунки 4.3.8, 4.3.9). С учетом существующих представлений о фазовой эволюции высоко фракционированных пегматитовых систем [41], для интерпретации зональности предлагается двустадийная модель:

1) на более ранней (магматической) стадии начал расти зеленый эльбаит из высокофракционированного расплава, обогащенного Mn, Zn и F. Различное поведение примесей марганца и цинка в турмалине свидетельствует об изменении состава расплава в ходе роста: расплав продолжал обогащаться Mn на фоне обеднения Zn (и Fe). Последнее (падение содержания железа) можно рассматривать как еще одно свидетельство общей тенденции эволюции гранитовых магм – повышения во времени Mn/(Fe+Mn) отношения. Возможными причинами уменьшения содержания Zn в расплаве могли выступать: либо образование минералов, обогащенных цинком (но таких, кроме турмалина, на месторождении пока не обнаружено), либо кристаллизация в условиях закрытой системы;

2) на более поздней стадии кристаллизовался розовый эльбаит, обедненный Mn и Zn. В зональных кристаллах турмалина видно, что переход от зеленого к розовому эльбаиту сопровождался резким падением содержания указанных примесей, а также изменением в поведении F, концентрация которого увеличивалась в процессе роста зеленого эльбаита, а при образовании розового эльбаита начала уменьшаться. Причиной подобной формы концентрационных профилей могла стать кристаллизация розового эльбаита из среды, обогащенной Al, Li, B, F, но обедненной Fe и несовместимыми элементами (к числу которых в пегматитовых системах могут быть отнесены марганец и цинк). Роль этой среды могли играть «водный флюид, водно-силикатная или водно-солевая жидкости», на которые на заключительной стадии своей эволюции расслаивался высоко фракционированный расплав, обогащенный щелочными и летучими компонентами [41].

#### 4.4 Типохимизм циркона

Месторождение Пашки, как и другие месторождения редкометалльных пегматитов Нуристана, пространственно и генетически связаны с лейкогранитами третьей фазы комплекса Лагман [169]. Комплексного минералого-геохимического исследования этих гранитов ранее не

проводилось. Этот пробел отчасти восполняет выполненное при участии автора изучение геохимии циркона из этих гранитов [23].

Циркон является минералом-концентратором ряда высокозарядных элементов (таких как Hf, U, Th), уровень содержания которых позволяет оценить степень фракционной кристаллизации гранитного расплава, как правило, заканчивающейся образованием пегматитов [197]. Состав циркона является одним из индикаторов оценки потенциальной рудоносности гранитов.

#### 4.4.1 Характеристика образцов и методика исследования

Два образца светло-серых среднезернистых лейкогранитов третьей фазы комплекса Лагман были отобраны Н. Хамдардом в 2023 г. при проведении полевых работ. Образец 18 (35°18'49" с.ш., 70°54' 48" в.д.) был взят из штокообразного тела лейкогранитов, залегающего среди биотитовых, ставролит-биотитовых и амфиболовых сланцев вблизи месторождения. Образец 19 (35°13'01" с.ш., 70°52'32" в.д.) отобран из обнажения гранитов, вскрытых при строительстве Нуристанского шоссе и расположенного примерно в 12 км от города Парун, столицы провинции Нуристан. Минеральный состав гранитов: калиево-натриевый полевой шпат (30–40%), кварц (25–30%), плагиоклаз (олигоклаз An 25–27, около 30%), мусковит (5–10%). Акцессорные минералы – апатит, циркон, титанит, гранат (рисунок 4.4.1). Вторичные изменения выражены в пелитизации и развитии цоизита по плагиоклазу.

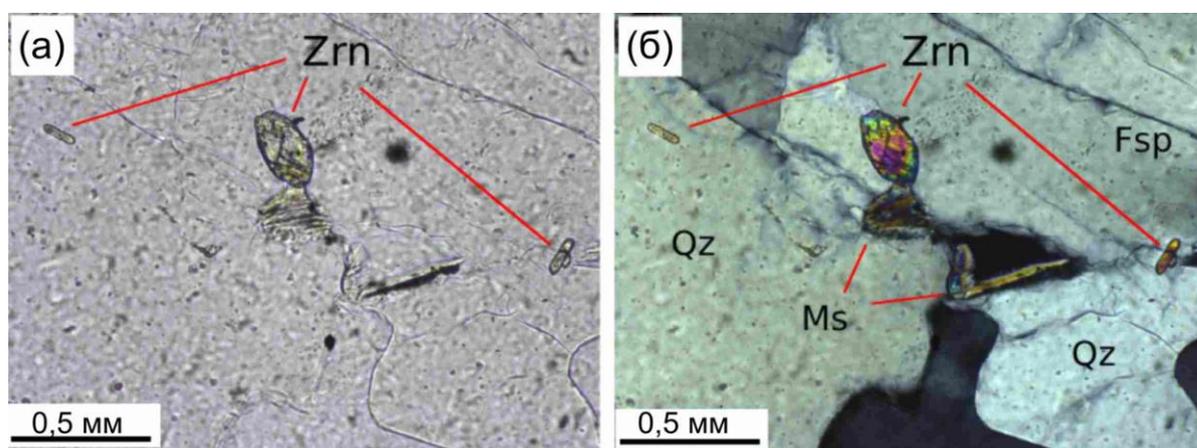


Рисунок 4.4.1 – Акцессорный циркон в лейкогранитах 3-й фазы комплекса Лагман.

Изображения в проходящем свете без анализатора

Циркон из образцов лейкогранитов был выделен в минералогической лаборатории ИГГД РАН с помощью электромагнитной сепарации и тяжелых жидкостей. Зерна циркона были помещены в препарат (шайбу) горизонтально в плоскости удлинения и сошлифованы примерно на половину толщины с последующей полировкой. Выбор точек для анализа выполнен по оптическим изображениям в отраженном свете.

Внутреннее строение зерен циркона исследовалось методом SEM-EDS в режиме обратно-отраженных электронов (BSE) на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM-6510 LA с энергодисперсионной приставкой JED-2200 (ИГГД РАН).

Содержание редких элементов в цирконе определялось на ионном микрозонде Cameca IMS-4f (ЯФ ФТИАН) в трех циклах измерений по стандартной методике [47]. Точность определения составила 10–15 % для элементов с концентрацией >1 ppm и 10–20 % для элементов с концентрацией 0.1–1 ppm, предел обнаружения – 5–10 ppb. Размер кратера составлял примерно 20 мкм. При построении спектров распределения редкоземельных элементов (REE) состав циркона нормирован к составу хондрита CI [142]. Температура кристаллизации циркона была рассчитана с помощью «Ti-в-цирконе» геотермометра [192].

Циркон из обоих образцов представлен удлиненными кристаллами призматической формы с хорошо выраженными гранями дипирамиды на вершинах зерен (рисунок 4.4.2).

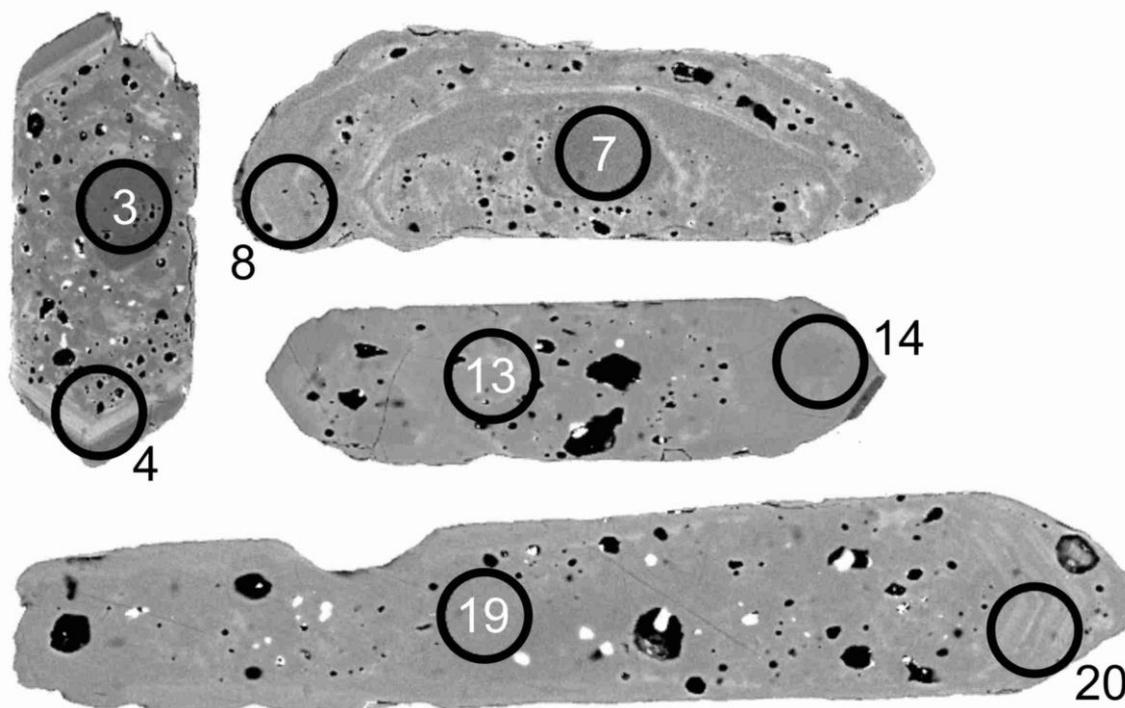


Рисунок 4.4.2 – BSE-изображения циркона из лейкогранитов комплекса Лагман с положением аналитических точек ионного зонда (диаметр кратеров составляет примерно 20 мкм)

Размер зерен по удлинению составляет, как правило, 200–250 мкм (коэффициент удлинения 1:2.5–3). По данным SEM-EDS наблюдается зональность: краевые зоны содержат большее, по сравнению с центром зерен, количество U и Hf (**Приложение В, таблица В.2, рисунки 4.4.3, 4.4.4**). Установлено, что этими элементами обогащены тонкие светлые полосы на краю зерен, формирующие в BSE-изображении осцилляционную зональность. Микровключения в цирконе представлены ксенотимом. Всего было проанализировано по 5 зерен в каждой пробе, по 2 точки в зерно (точка с нечетным номером относится приблизительно

к центру зерна, с последующим четным номером находится в том же зерне, в области вершины дипирамиды, рисунок 4.4.2).

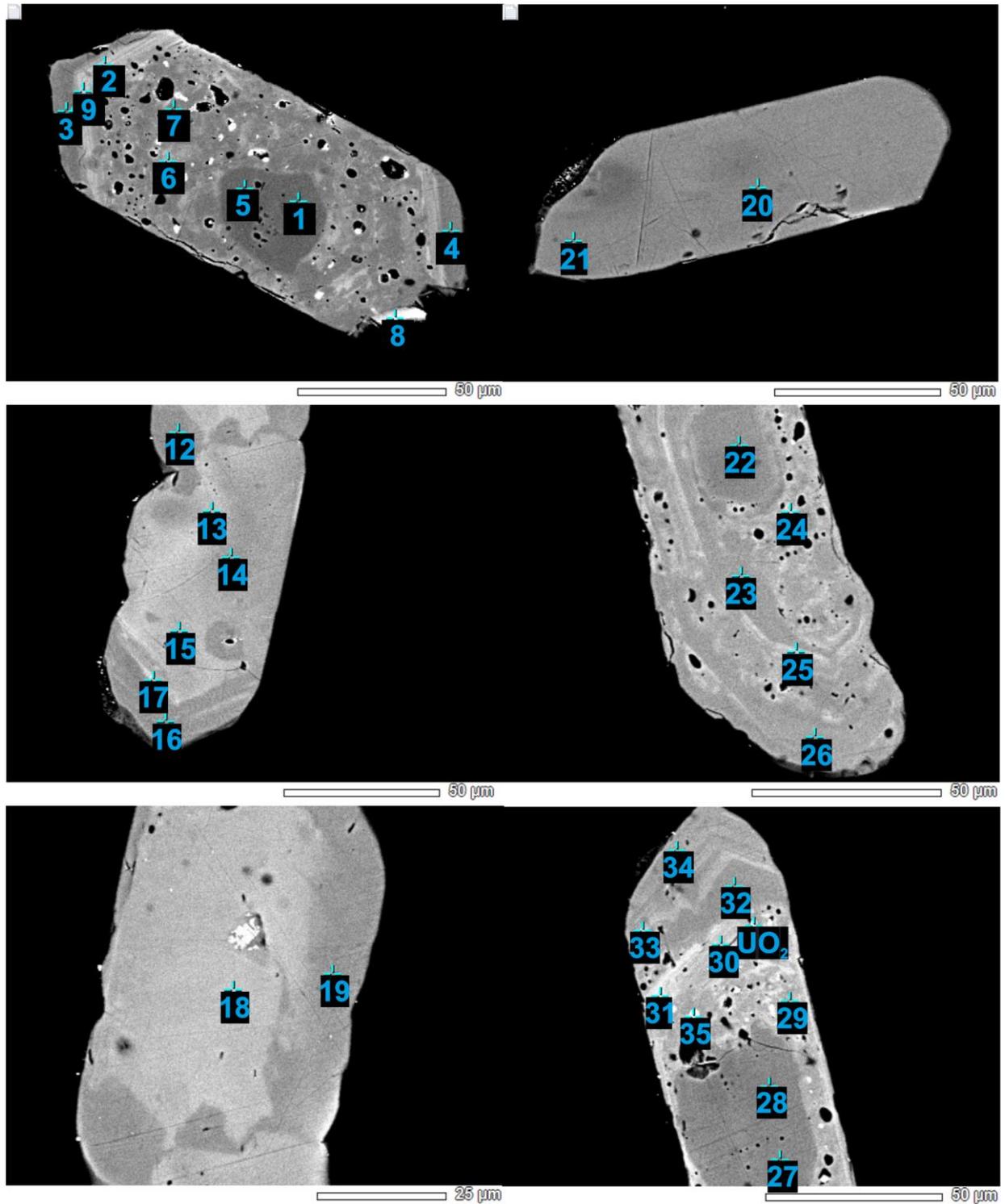


Рисунок 4.4.3 – Изображение циркона (образец 18) из лейкогранитов комплекса Лагман в режиме BSE с положением аналитических точек

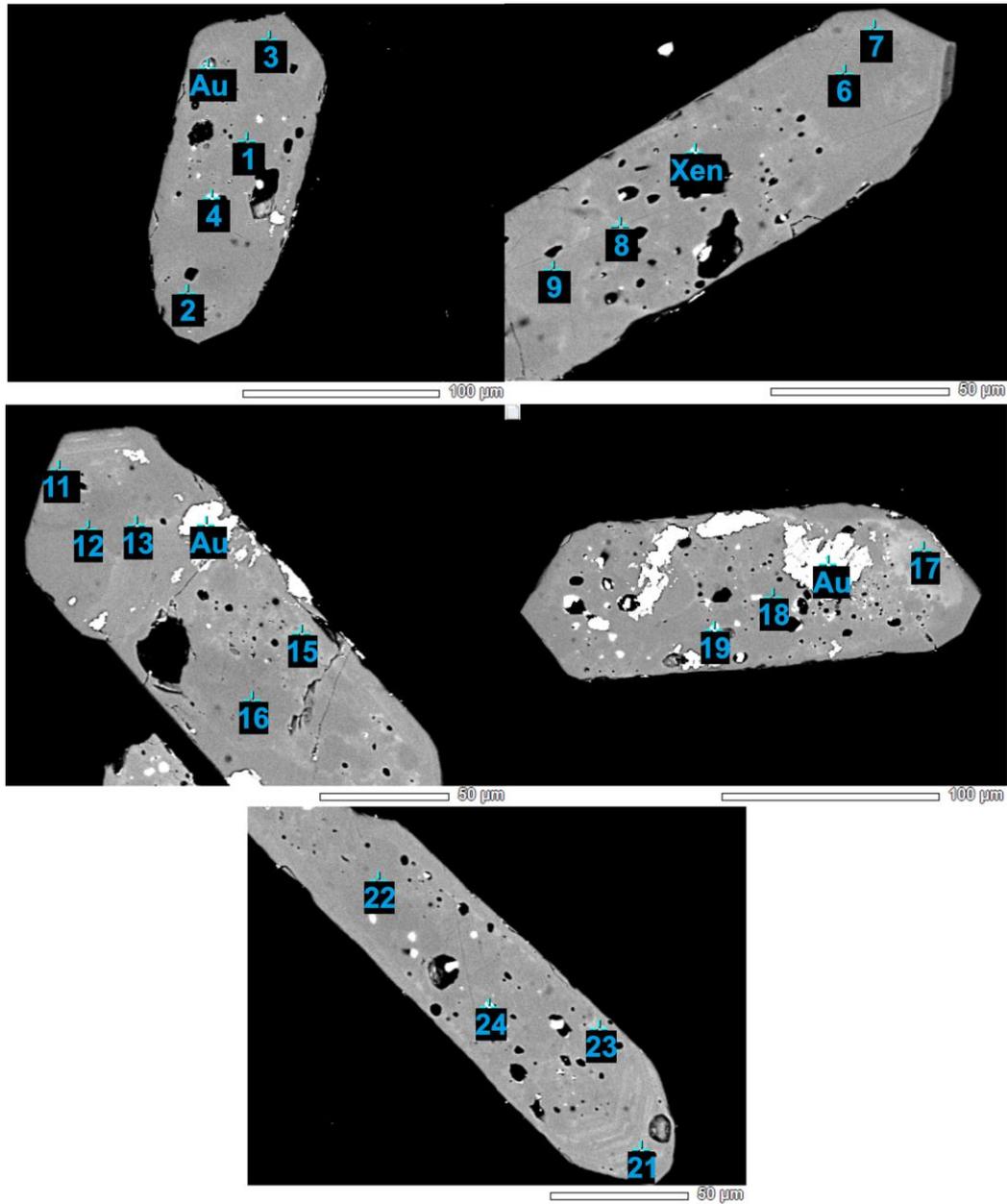


Рисунок 4.4.4 – Изображение циркона (образец 19) из лейкогранитов комплекса Лагман в режиме BSE с положением аналитических точек

#### 4.4.2 Результаты и обсуждение

*Редкоземельные элементы.* В образце 18 в трех зернах спектры распределения REE имеют сходную конфигурацию в центральной и краевой зонах, характерную для циркона магматического генезиса с дифференцированным характером распределения с ростом от легких к тяжелым REE, при этом в краевой зоне степень фракционирования ( $Lu_N/La_N$  отношение) несколько ниже, по сравнению с центральной (Приложение В, таблица В.2). В точках 5 и 6 (рисунок 4.4.5а) проявлены положительная Ce- и отрицательная Eu-аномалии. В зернах с точками 1–2, 3–4 Ce-аномалия практически отсутствует (рисунок 4.4.5б), что нетипично для

магматического циркона. При этом в точках 1 и 2 спектры распределения в области легких REE имеют нетипичный для циркона наклон с падением нормированного на хондрит содержания от La к Nd (рисунок 4.4.5б). В зерне с точками 7 и 8 спектры распределения REE различаются – в центральной части зерна присутствует положительная Ce-аномалия ( $Ce/Ce^* = 21.1$ ), в краевой Ce-аномалия отсутствует при близком содержании других легких REE (рисунок 4.4.5в). Из наблюдаемых отличий для краевой зоны следует отметить более глубокую отрицательную Eu-аномалию, вызванную пониженным содержанием Eu, и меньший уровень содержания тяжелых REE в ряду Er–Lu (1033 и 550 ppm, соответственно). В зерне с точками 9 и 10 распределение REE самое контрастное (рисунок 4.4.5г). В краевой части содержание REE значительно ниже, чем в центральной (753 и 1470 ppm, соответственно). Также изменен характер спектра для краевой части, по сравнению с центральной, – исчезает положительная Ce-аномалия, спектр в области легких REE становится субгоризонтальным.

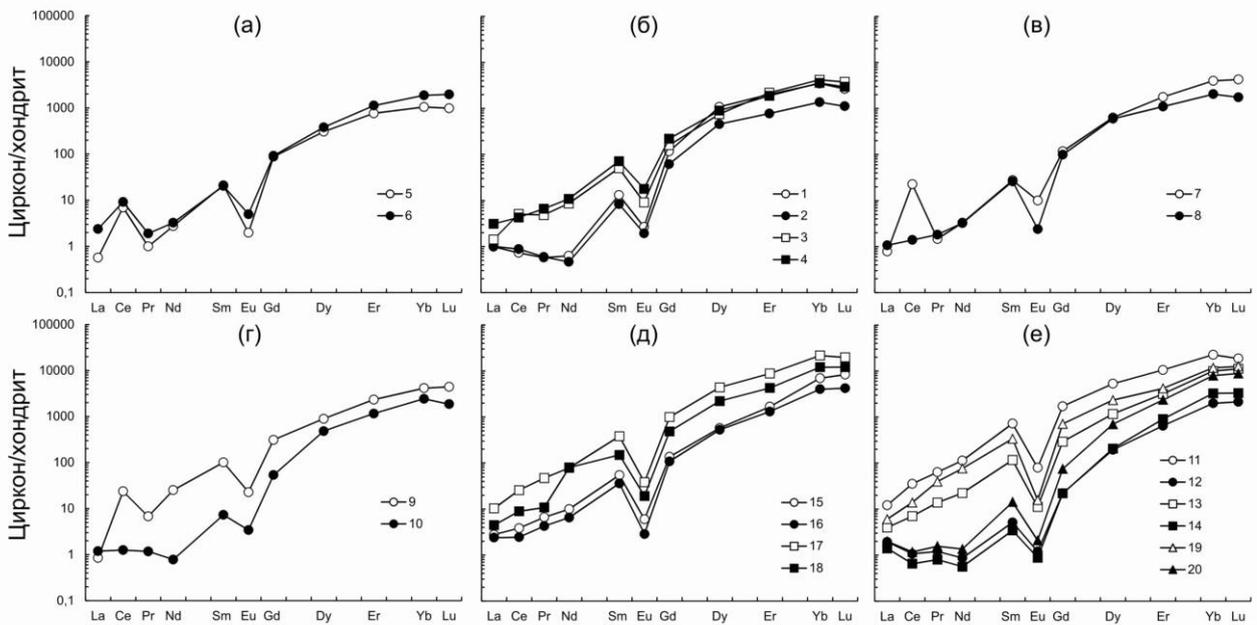


Рисунок 4.4.5 – Спектры распределения REE, нормированные к хондриту CI, для циркона из лейкогранитов комплекса Лагман (а-г – обр. 18; д, е – обр. 19)

В пробе 19 Ce-аномалия у циркона отсутствует во всех проанализированных точках. В двух зернах (точки 15–16, 17–18) спектры распределения REE для центральной и краевой зон совпадают или подобны (рисунок 4.4.5д). В трех зернах (точки 11–12, 13–14, 19–20) краевые зоны циркона отличаются пониженным содержанием всего спектра REE и выположенным характером распределения в области легких REE (рисунок 4.4.5е).  $Sm_N/La_N$  отношение при этом уменьшается от 29–59 до 2.5–7.2, соответственно.

*Редкие элементы.* Циркон из образца 18 отличается варьирующим содержанием Hf. Минимальное содержание Hf (11190–15892 ppm) зафиксировано в трех точках – 9, 5 и 6, в

которых проявлена положительная Ce-аномалия. Максимальное содержание Hf (в среднем 33674 ppm, точки 1 и 2) установлено для зерна с отсутствием Ce-аномалии и «обратным» наклоном спектров в области легких REE. В двух зернах отмечено значительное (примерно в два раза) увеличение содержание Hf от центральной к краевой зоне (точки 3–4, 9–10).

С ростом Hf коррелируется рост содержания Li. Так, в паре точек 9 и 10 при переходе от центральной к краевой зоне циркона рост содержания Hf от 11190 до 23949 ppm сопровождается увеличением содержания Li в десять раз (от 1.06 до 10.7 ppm).

Кроме того, в цирконе с резким увеличением содержания Hf к краевой части зерен растет содержание Ca (примерно в три раза, с 57–79 ppm до 158–220 ppm) и U (в 4–5 раз, с 1389–2853 ppm до 7374–10703 ppm).

Содержание Th (составляющее в среднем 96 ppm), напротив, имеет тенденцию к снижению в краевых зонах циркона. Особенно это заметно для зерен, где центральная часть имеет положительную Ce-аномалию. Для пары точек 7 и 8 содержание Th уменьшается с 204 до 12.5 ppm, для точек 9 и 10 – с 242 до 16.4 ppm. Th/U отношение в целом невысокое – для точек с минимальным содержанием Hf и положительной Ce-аномалией (точки 5, 6, 9) оно составляет 0.17–0.33, для остальных – не превышает 0.04. При этом, для краевых зон, обогащенных Hf, Th/U отношение не превышает 0.01. В этих же точках, с положительной Ce-аномалией, зафиксировано наибольшее содержание Ti – 12.7–22.4 ppm, которое соответствует температуре кристаллизации циркона около 800°C. В остальных точках содержание Ti варьирует незначительно и составляет в среднем 5.7 ppm, что отвечает около 700°C.

Содержание Y в цирконе из пробы 18 варьирует от 822 до 3453 ppm, положительно коррелируя с уровнем содержания тяжелых REE. Содержание P варьирует от 258 до 980 ppm (в среднем 597 ppm) и положительно коррелируется как с тяжелыми REE, так и с Y.

Циркон из образца 19 в целом характеризуется более высоким содержанием Hf – от 17573 до 29926 ppm, в среднем 24210 ppm. В двух зернах содержание Hf практически неизменно в центральной и краевой зонах, в трех зернах (точки 13–14, 17–18, 19–20) содержание Hf повышается к краю до максимальных значений.

В точках 18 и 20 также повышается (до 15–20 ppm) содержание Li, по сравнению с центральной зоной. В целом, содержание Li в цирконе из пробы 19 относительно высокое и составляет в среднем 11.9 ppm. Содержание Ca находится на высоком уровне – в среднем 157 ppm, в ряде случаев уменьшаясь к краю зерен в 3–5 раз, до 40–60 ppm.

Содержание U в цирконе из пробы 19 либо уменьшается к краю зерен (точки 11–12, 13–14, 15–16) в 2–3 раза, вплоть до 2620 ppm, либо увеличивается (точки 17–18, 19–20) примерно в 2 раза, максимально достигая 13865 ppm. Средний уровень содержания U в цирконе из пробы 19 сопоставим с пробой 18 (6622 и 5629 ppm, соответственно). Понижение к краю зерен

содержания Th является общей тенденцией. Для некоторых зерен оно существенное (точки 11 и 12) – 102 и 3.69 ppm, для других (точки 19 и 20) менее заметное – 34.6 и 17.5 ppm, соответственно. В целом, содержание Th в цирконе из пробы 19 заметно ниже, чем в пробе 18, и составляет в среднем 29 ppm. Во всех проанализированных точках величина Th/U отношения крайне низкая – от 0.001 до 0.013 [23].

Содержание Ti в цирконе из пробы 19 варьирует от 2.6 до 9.2 ppm (в среднем 4.3 ppm), что соответствует температуре кристаллизации циркона около 670°C.

Содержание Y повторяет поведение тяжелых REE – в краевых зонах (точки 12, 14, 20), отличающихся пониженным уровнем тяжелых REE, содержание Y падает в 3–4 раза и более, до 649 ppm в точке 12. Максимальное содержание Y установлено в центральной точке 11 (14214 ppm), в которой содержание тяжелых REE также наибольшее – 7407 ppm. Содержание P коррелируется с содержанием Y и тяжелых REE, уровень его содержания выше, чем в цирконе из пробы 18, а диапазон составляет порядок – от 472 до 4304 ppm (в среднем 1748 ppm).

*Обсуждение результатов.* Поскольку циркон является основным минералом-концентратором Hf в земной коре, то, с одной стороны, кристаллизация циркона контролирует содержание Hf в магматическом расплаве, с другой стороны, – содержание Hf в цирконе позволяет судить об уровне содержания этого элемента в расплаве и характере фракционирования расплава. По мере фракционирования гранитного расплава и кристаллизации циркона концентрации как Zr, так и Hf в расплаве будут уменьшаться. Однако при росте циркона преимущественно «расходуется» Zr, а не Hf, что приводит к уменьшению Zr/Hf отношения в сосуществующем с цирконом расплаве. Этот процесс приводит к увеличению содержания Hf в новообразованном цирконе и даже в пределах одного кристалла (в краевых зонах), что отвечает увеличению степени фракционирования гранитного расплава [81].

В цирконе из типичных, умеренно фракционированных гранитоидов содержание HfO<sub>2</sub> составляет в среднем около 1.43 мас.% [189], в то же время в гранитах, образованных из сильно фракционированных расплавов, и в гранитных пегматитах с редкометалльной минерализацией описан циркон, обогащенный гафнием (до 25 мас. %), что приближает его состав к гафнону. Гафнон, (Hf,Zr)SiO<sub>4</sub>, крайне редкий минерал, был обнаружен только в нескольких проявлениях в мире.

С целью оценки степени фракционирования материнского расплава и потенциальной связи с LCT-пегматитами месторождения Пашки редкоэлементный состав циркона из лейкогранитов комплекса Лагман (20 анализов) был сопоставлен (рисунок 4.4.6) с аналогичными данными для циркона из турмалин-мусковитовых гранитов архейского пегматитового пояса Колмозеро-Воронья, рассматриваемых как материнские для редкометалльных LCT-пегматитов, расположенных в пределах пояса (10 анализов, Kudryashov

et al., 2020 [128]), циркона из лейкогранитов заключительной фазы батолита Гангдзесе, расположенного на юге Лхасского террейна в Тибете (54 анализа, Xia et al., 2021 [195]), циркона из редкометалльных лейкогранитов Тургинского массива, Восточное Забайкалье (6 анализов, Ivanova et al., 2019 [118]).

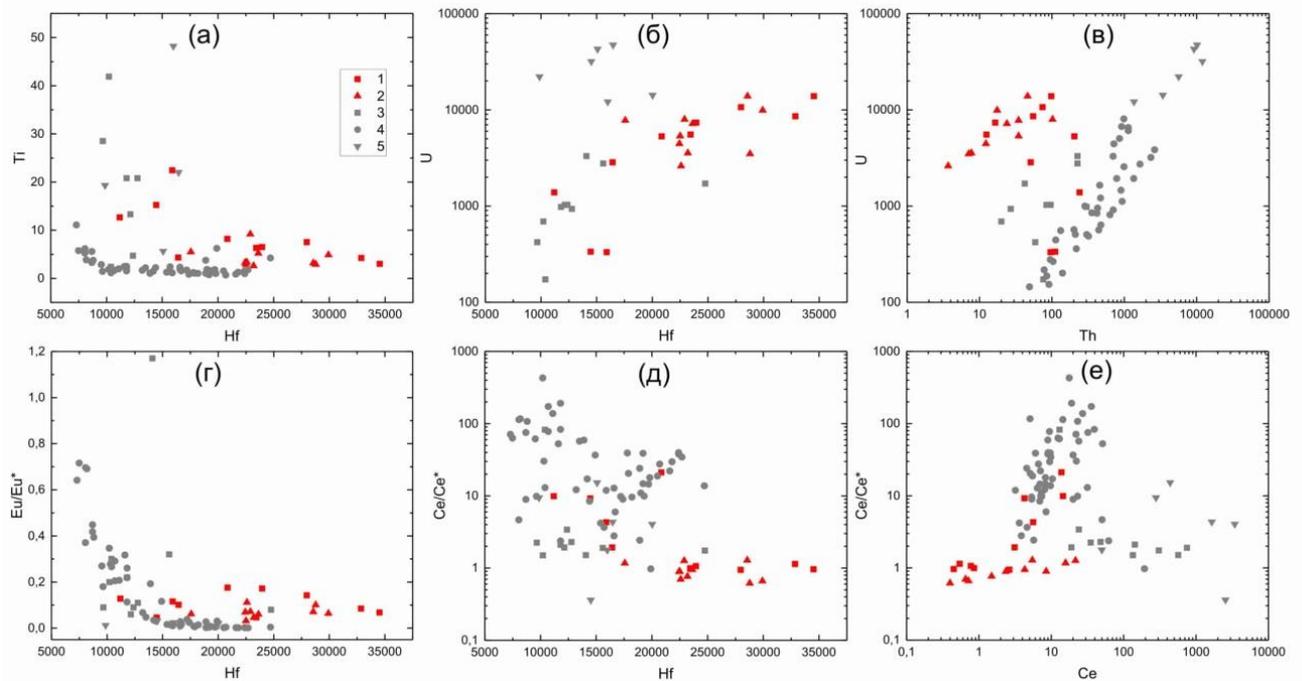


Рисунок 4.4.6 – Соотношение содержания редких элементов (ppm) для циркона из лейкогранитов комплекса Лагман и гранитов других регионов (1 и 2 – лейкограниты комплекса Лагман (1 – обр. 18; 2 – обр. 19); 3 – турмалин-мусковитовые граниты пегматитового пояса Колмозеро-Воронья, Кольский п-ов [128]; 4 – лейкограниты батолита Гангдзесе, Тибет [195]; 5 – лейкограниты Тургинского массива, Восточное Забайкалье [118])

Как отмечено выше, индикатором степени фракционирования расплава является содержание Hf в цирконе, поэтому наиболее информативным будет сопоставление данных по содержанию этого элемента с другими несовместимыми элементами. Так, на диаграмме соотношения содержания Hf и Ti (рисунок 4.4.6а) циркон из лейкогранитов комплекса Лагман отличается, по сравнению с другими объектами, повышенным содержанием Hf (в среднем 23180 ppm) и пониженным – Ti (в основном, не более 10 ppm). У циркона из лейкогранитов батолита Гангдзесе содержание Hf существенно ниже (в среднем 15090 ppm, не более 24700 ppm), содержание Ti тоже ниже (в среднем 2.4 ppm). В цирконе из турмалин-мусковитовых гранитов пояса Колмозеро-Воронья содержание Hf еще ниже – в среднем 13370 ppm, содержание Ti, напротив, выше (в среднем 18.9 ppm). В цирконе из редкометалльных гранитов Забайкалья содержание Hf в среднем составляет 15330 ppm, содержание Ti варьирует в широких пределах (от 5 до 48 ppm). В целом, для всех объектов, за исключением гранитов Забайкалья, наблюдается отрицательная корреляция содержания в цирконе Hf и Ti, что

указывает на закономерное понижение температуры в процессе фракционирования гранитного расплава.

Циркон из лейкогранитов комплекса Лагман, как и циркон из турмалин-мусковитовых гранитов пояса Колмозеро-Воронья, демонстрирует положительную корреляцию содержания Hf и U (рисунок 4.4.6б). При этом содержание U в цирконе из турмалин-мусковитовых гранитов ниже (в среднем 1300 ppm), чем в цирконе из лейкогранитов комплекса Лагман (в среднем 6130 ppm). Циркон из гранитов Забайкалья отличается повышенным содержанием U (в среднем 28370 ppm), не коррелирующим с содержанием Hf. Наблюдаемая закономерность для гранитов, связанных с LCT-пегматитами, указывает на общий тренд обогащения циркона ураном при фракционировании расплава.

По соотношению Th и U (рисунок 4.4.6в) циркон из всех сравниваемых объектов демонстрирует положительную корреляцию между этими элементами. При этом циркон из лейкогранитов комплекса Лагман отличается умеренным содержанием Th (в среднем 62 ppm) и занимает обособленную область со значением Th/U отношения около 0.05. Циркон из лейкогранитов батолита Гангдесе и гранитов Забайкалья образует единый тренд с Th/U отношением около 0.25–0.50. Циркон из турмалин-мусковитовых гранитов пояса Колмозеро-Воронья занимает промежуточное положение (Th/U отношение около 0.15).

Величина отрицательной Eu-аномалии для циркона из лейкогранитов комплекса Лагман ( $Eu/Eu^*$  составляет в среднем 0.09) в целом сопоставима со значением аномалии для циркона из других объектов (рисунок 4.4.6г). Сравнимый циркон образует единый тренд с увеличением амплитуды отрицательной Eu-аномалии по мере фракционирования расплава, что также отражается на увеличении содержания Hf.

Величина положительной Ce-аномалии, с одной стороны, является индикаторным признаком циркона магматического происхождения (при этом отношение  $Ce/Ce^*$ , как правило, превышает 10, и содержание Ce положительно коррелирует с  $Ce/Ce^*$ ), с другой стороны, уменьшение отношения  $Ce/Ce^*$ , вплоть до исчезновения аномалии, характерно для циркона т.н. гидротермально-метасоматического типа [112]. В последнем случае отличительной особенностью циркона является повышенное содержание легких REE, привнесенных флюидами и/или гидротермальными растворами, при этом наблюдается редуцирование положительной Ce-аномалии. Такое изменение состава циркона возможно, как при метасоматических процессах, так и на позднемагматических этапах, когда магматический циркон взаимодействует с флюидонасыщенным остаточным расплавом. На диаграмме соотношения содержания Ce и амплитуды Ce-аномалии (отношение  $Ce/Ce^*$ , рисунок 4.4.6д) циркон из лейкогранитов батолита Гангдесе демонстрирует высокие значения величины аномалии, характерные для магматического циркона, не зависящие от уровня содержания Ce.

Циркон из редкометалльных гранитов Забайкалья отличается повышенным содержанием Се и низкой величиной  $Se/Se^*$ , что характерно для циркона гидротермально-метасоматического типа. Циркон из образца 19 лейкогранитов комплекса Лагман и турмалин-мусковитовых гранитов пояса Колмозеро-Воронья образуют единый тренд, указывающий на отсутствие аномалии при любом уровне содержания Се. Если для циркона из гранитов пояса Колмозеро-Воронья такое соотношение возможно объяснить влиянием флюида, привносящего легкие REE, то состав циркона из лейкогранитов комплекса Лагман (обр. 19) является нетипичным. Циркон из образца 18 имеет иной характер соотношения Се и  $Se/Se^*$ , – при низком уровне содержания Се аномалия отсутствует (как и в образце 19), при более высоком содержании Се величина аномалии растет, как и в цирконе из лейкогранитов батолита Гангдесе. Только циркон из лейкогранитов комплекса Лагман демонстрирует отсутствие положительной Се-аномалии при относительно низком содержании Се (в среднем 5 ppm).

Как предполагалось ранее (см. обзор: Loader et al., 2022 [130]), величина положительной Се-аномалии для магматического циркона зависит прежде всего от степени окисления материнского расплава, из которого кристаллизуется циркон – при более окислительных обстановках увеличивается отношение  $Se^{4+}/Se^{3+}$ , что облегчает вхождение  $Se^{4+}$  с меньшим ионным радиусом, по сравнению с  $Se^{3+}$ , в структуру циркона. Однако недавние исследования показали, что на величину Се-аномалии в цирконе может оказывать совместная кристаллизация с титанитом (в меньшей степени, с амфиболом и апатитом), при этом степень окисления магматического расплава может и не изменяться [130]. Титанит, обнаруженный в тяжелых фракциях изученных образцов лейкогранитов комплекса Лагман, является минералом-концентратором не только легких REE, но также содержит существенное количество тяжелых REE. Это согласуется с тем, что краевые зоны циркона из лейкогранитов комплекса Лагман обеднены не только легкими REE, но всем спектром REE (рисунок 4.4.6г, е). Поэтому причину отсутствия Се-аномалии в цирконе следует связывать с совместной кристаллизацией с титанитом, а не с воздействием флюидов на позднемагматической стадии, при котором аномалия тоже исчезает, но резко увеличивается уровень содержания легких REE при выполаживании их спектра. Апатит, который также отмечен в лейкогранитах комплекса Лагман, если и влиял на фракционирование Се, то менее значительно, чем титанит, поскольку в ряде зерен содержание фосфора не меняется к краю, а в некоторых случаях даже увеличивается (точки 9 и 10).

Дополнительным аргументом в пользу того, что при эволюции гранитного расплава вряд ли происходила смена условий кристаллизации на более восстановительные (в результате чего тоже может уменьшаться положительная Се-аномалия в цирконе) выступает тот факт, что в краевой зоне циркона амплитуда отрицательной Eu-аномалии, по сравнению с центральной

частью, либо не изменяется, либо уменьшается, что, напротив, говорит о постоянной или возрастающей фугитивности кислорода, необходимой для окисления  $\text{Eu}^{2+}$  до  $\text{Eu}^{3+}$ .

Наиболее часто используемой для оценки генетического типа циркона (магматический или гидротермально-метасоматический), а также оценки эволюции его состава является дискриминационная диаграмма по соотношению содержания La и  $\text{Sm}_N/\text{La}_N$  отношения (соотношение уровня легких REE на примере La и степени их фракционирования), предложенная в работе [112] и позднее дополненная полем «пористого» циркона (испытывавшего флюидное воздействие, но отличного по генезису). На поздних стадиях фракционирования гранитного расплава фигуративные точки циркона могут образовывать тренд, направленный из магматического поля в гидротермальное [38].

На данной диаграмме (рисунок 4.4.7) циркон из лейкогранитов батолита Гангдесе, имеющий минимальное содержание La и максимальную степень дифференциации легких REE, преимущественно попадает в верхнюю часть поля магматического циркона. Циркон из турмалин-мусковитовых гранитов пояса Колмозеро-Воронья и редкометалльных гранитов Забайкалья находится в области «пористого» и гидротермального циркона благодаря высокому уровню содержания REE и пологому характеру их спектров. Циркон из лейкогранитов комплекса Лагман располагается в нижней части поля магматического циркона и даже выходит за его границы. Примечательно, что точки для каждого из двух образцов лейкогранитов образуют индивидуальные тренды, направленность которых не согласуется с общей тенденцией изменения состава циркона в процессе фракционирования расплава (по диагонали графика из магматического поля в гидротермальное). Особенно отличается циркон из образца 19 – уменьшение содержания La приводит к выполаживанию спектра легких REE. Такая закономерность является крайне нетипичной для магматического циркона, что подтверждает практически «перпендикулярное» к циркону из комплекса Лагман положение тренда уменьшения степени фракционирования легких REE с ростом их содержания для циркона из лейкогранитов батолита Гангдесе.

В результате проведенного исследования установлено, что циркон из лейкогранитов комплекса Лагман, характеризуется повышенным содержанием Hf (до 34500 ppm), имеющим тенденцию увеличиваться к краю зерен. С содержанием Hf коррелирует содержание Li. Кроме того, в цирконе с увеличением содержания Hf к краевой зоне растёт содержание Ca (примерно в 3 раза) и U (в 4–5 раз, до 13850 ppm). Содержание Th, напротив, имеет тенденцию к снижению в краевых зонах. Th/U отношение в целом низкое (в среднем 0.05). Содержание Ti варьирует незначительно и отвечает температуре кристаллизации циркона около 700°C. Содержание P коррелирует с содержанием Y и тяжелых REE, диапазон его содержания укладывается в интервал от 250 до 4300 ppm. Необычным является характер распределения REE (рисунок

4.4.5). В большинстве зерен из образца 18 положительная Ce-аномалия отсутствует, что нетипично для магматического циркона. Также изменен характер спектра для краевой части, по сравнению с центральной – исчезает положительная Ce-аномалия, спектр в области легких REE становится субгоризонтальным. В образце 19 Ce-аномалия отсутствует во всех проанализированных точках циркона. В четырех зернах краевые зоны отличаются пониженным содержанием всего спектра REE (легкие REE – более чем на порядок, тяжелые REE – в разы) и «плоским» характером распределения в области легких REE.  $Sm_N/La_N$  отношение при этом уменьшается от 30–60 до 3–7. Причиной такого распределения REE и отсутствия Ce-аномалии выступает, вероятно, совместная кристаллизация циркона с титанитом, концентрирующим REE и влияющим на фракционирование легких REE. Фактор изменения степени окисления гранитного расплава оценить сложно, возможно, он не проявился.

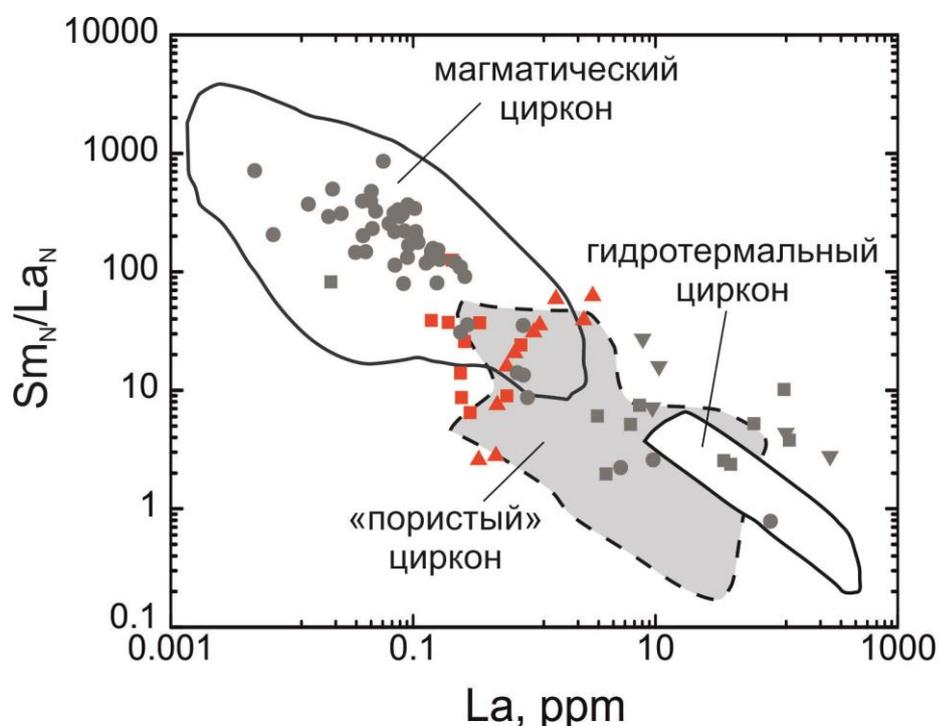


Рисунок 4.4.7 – Дискриминационная диаграмма La– $Sm_N/La_N$  для определения генезиса циркона.

Поля составов приведены по [112], с дополнениями. Условные обозначения соответствуют рисунку 4.4.6

Сравнение редкоэлементного состава циркона из лейкогранитов комплекса Лагман с цирконом из других лейкогранитов, в том числе, считающихся материнскими для продуктивных ЛСТ-пегматитов, показало высокую степень фракционирования гранитовой магмы, проявленную в высоком содержании ряда редких элементов (Hf, U и других). Поэтому основанный на геологических данных вывод о генетической связи редкометалльных пегматитов Нуристана с лейкогранитами 3-й фазы комплекса Лагман [167], подтверждается новыми данными по геохимии циркона.

#### 4.5 Типохимизм кварца

Редкие элементы, присутствующие в кварце в виде изоморфных примесей, могут дать ценную информацию о геологических процессах, включая сведения о происхождении флюидов или расплавов, и позволяют различать различные среды кристаллизации, способствовавшие образованию этого минерала [153].

В работе был изучен примесный состав кварца в 15 образцах. Девять образцов были отобраны на нижних горизонтах, два образца взяты из средних, девять образцов – из верхних частей пегматитовых жил месторождения Пашки.

Из каждого образца вырезались пластины дисковой пилой толщиной 0.5 мм, которые помещались в шайбы с эпоксидной смолой и шлифовались на халцедоне свободным алмазным абразивом зернистостью в 2 мкм. Затем шайбы полировали на войлоке алмазным абразивом зернистостью в 0.5–1.0 мкм, смоченным водой и полипропиленгликолем.

Содержание редких элементов определяли методом SIMS на ионном зонде Cameca IMS-4f в ЯФ ФТИАН. Методика была ранее опробована для берилла [39]. В общей сложности было выполнено 28 локальных анализов. Результаты анализа приведены в **Приложении Г, таблица Г.1.**

Наиболее высокое содержание среди примесей изученного кварца имеет Al. Оно варьирует от 113 до 448 ppm (в среднем составляет 238 ppm). Среднее содержание K равно 98.3 ppm, Ca – 77.0 ppm. Содержание Li изменяется от 3.34 до 83.4 (в среднем 22.5 ppm). Другие средние содержания (ppm): Na 17.6, Fe 15.7, Ge 13.1, Ti 4.59, Mg 6.51, B 2.99, Rb 0.37, Sr 0.55 и Ba 0.59.

Не наблюдается заметных вариаций содержаний редких элементов, связанных с вертикальной зональностью, хотя по некоторым элементам имеются небольшие различия. Так, в кварце из верхней части пегматитовой жилы № 3, отмечается увеличение содержания Ge, а в кварце из нижней части той же жилы уменьшаются содержания Ba, Sr и Ca.

Сравнение результатов анализа изученного кварца с литературными данными по редкометалльным пегматитам показывает, что содержание редких элементов в нем соответствует диапазону, типичному для пегматитов [199, 153].

Содержание Ti в кварце из пегматитового месторождения Пашки колеблется от 1.66 до 11.6 ppm (в среднем 4.6 ppm). Температура, оцененная с помощью геотермометра TitanQ [191, 156, 175] попадает в интервал 415–540°C. Сравним этот результат с существующими представлениями о температурном режиме формирования редкометалльных пегматитов. В обзоре [141] отмечается, что гранитные пегматиты обычно кристаллизуются в интервале 400–600 °C. При этом LCT-пегматиты отличаются более низкой температурой кристаллизации (в среднем 515°C) по сравнению с NYF-пегматитами (в среднем 560°C). Еще более низкой

температурой характеризуются условия образования сподуменовых пегматитов (в среднем 490°C).

По мнению авторов работы [153], две основные группы пегматитов, NYF (Nb-Y-F) и LCT (Li-Cs-Ta), можно отличить друг от друга по содержанию примеси Al в кварце. Кварц, образовавшийся в LCT-пегматитах, характеризуется более высокой концентрацией Al (>100 ppm) по сравнению с кварцем из NYF-пегматитов (около 100 ppm). Это различие может быть связано с высокой степенью насыщенности LCT-пегматитов глиноземом.

Диаграммы для B и Rb показывают очень слабые положительные корреляции этих элементов с Al, в то время как Ge демонстрирует отсутствие корреляции с Al (рисунок 4.5.2а-в). Отношения содержаний Al/Ti и Ge/Ti в кварце, являющиеся индикаторами степени фракционирования материнского расплава [119, 66, 67, 90], демонстрируют слабую положительную корреляцию (рисунок 4.5.2г).

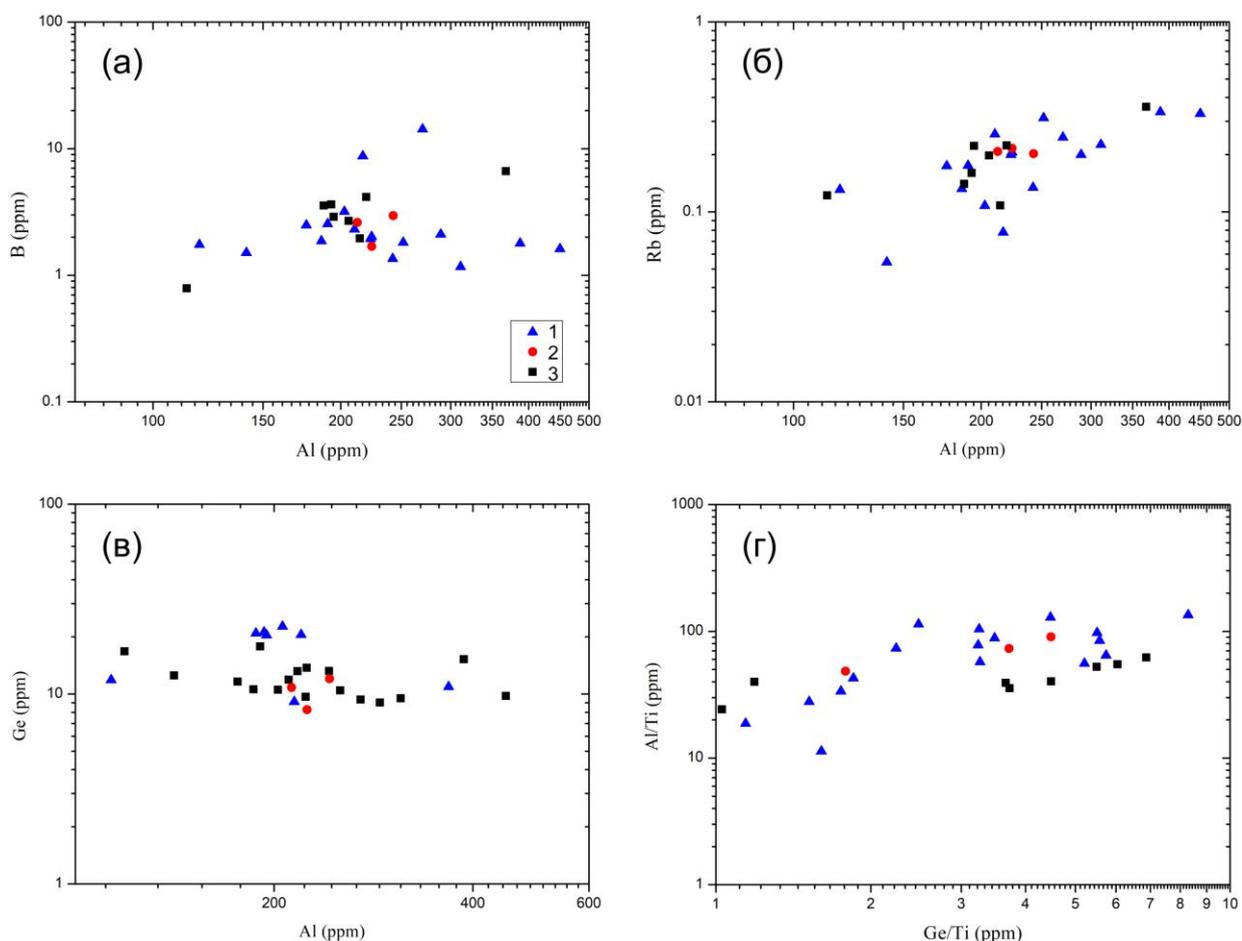


Рисунок 4.5.2 – Соотношение содержаний примесей Al, B, Rb, Ge и отношений содержаний Ge/Ti и Al/Ti в кварце из различных частей жилы № 3: нижние (1), средние (2) и верхние (3) горизонты

Бинарная диаграмма соотношения содержания Al и Ti (рисунок 4.5.3а) показывает, что корреляционной связи между Al и Ti нет. По литературным данным, кварц из пегматитов с

содержанием  $Li > 30$  ppm и  $Al > 100$  ppm указывает на промышленную сподуменово-монтебразитовую минерализацию, что делает его минералом-индикатором литиевой минерализации [153]. Концентрация Al в кварце на месторождении Пашки превышает 100 ppm. Однако средняя концентрация Li в большинстве образцов изученного кварца ниже порога, предложенного в работе [153].

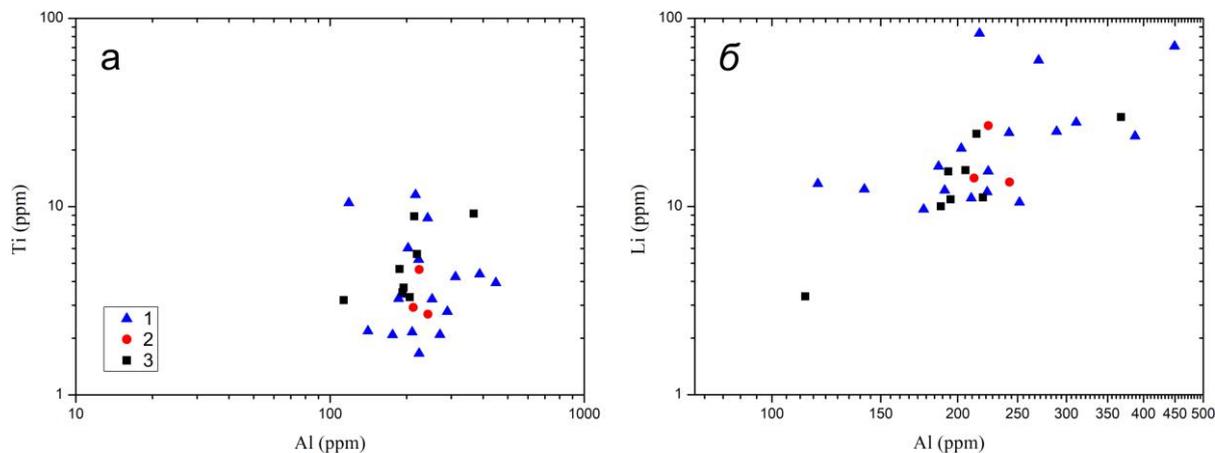


Рисунок 4.5.3 – Соотношение содержаний примесей Al, Ti и Li в кварце из различных частей жилы № 3: нижние горизонты – синее (1), средние горизонты – красное (2), верхние горизонты – черное (3)

Высокие концентрации K и Na в некоторых образцах кварца могут указывать на существование субмикроскопических включений мусковита и/или полевого шпата. Значительные количества Na, K, Ca и Mg могут входить в состав флюидных включений [103].

Содержание Ge в кварце из пегматитов месторождения Пашки находится в диапазоне 8.27–22.7 ppm, что выше по сравнению с LCT-пегматитами из других регионов мира, где оно чаще всего изменяется от 2 до 9 ppm [153, 200]. Высокое содержание германия в кварце может быть связано с большей растворимостью  $GeO_2$  в воде, по сравнению с  $SiO_2$ , при повышенных температурах. Поэтому поздние магматические и гидротермальные флюиды могут быть обогащены германием [146].

Концентрация B варьирует от 0.79 до 14.3 ppm (в среднем 2.99 ppm). Наибольшее содержание этого элемента установлено в двух образцах кварца из верхней части жилы № 3. По мнению некоторых исследователей, кварц из пегматитов с содержанием бора более 5 ppm может быть использован в качестве индикатора наличия турмалиновой минерализации ювелирного качества. Однако турмалиновая минерализация присутствует не во всех пегматитах, где кварц содержит B более 5 ppm [153].

Таким образом, среди примесей изученного кварца наиболее высокое содержание имеет Al (113–448 ppm). За ним по уровню содержаний следуют K, Ca, Ge Ti и Li. Содержание Rb, Sr, Ba, Mn, V и Be обычно не превышает 5 ppm. В пегматитовых жилах нет отчетливых вариаций содержаний редких элементов в кварце в зависимости от глубины или положения в поперечном

разреze жил. По данным «Ti-в-кварце» геотермометра кварц месторождения Пашки кристаллизовался при относительно низкой температуре (от 415 до 540°C).

#### 4.6 Типохимизм граната

Гранат является характерным акцессорным минералом лейкогранитов 3-й фазы комплекса Лагман, которые формируют многочисленные тела в экзоконтактах Алингарского плутона. С ними связаны месторождения редкометалльных пегматитов. По особенностям минерального и химического состава эти породы относятся к гранитам плюмазитового ряда (A/NK 1.26–1.68, A/CNK 0.98–1.33) (рисунок 4.6.1). Их типичными акцессориями выступают гранат, силлиманит, турмалин и берилл.

Кроме гранитов, гранат входит в состав редкометалльных пегматитов. Как второстепенный породообразующий минерал, он был обнаружен, в том числе, в пегматитовых жилах месторождения Пашки, которое, подобно другим пегматитовым месторождениям Нуристана, генетически связано с лейкогранитами.

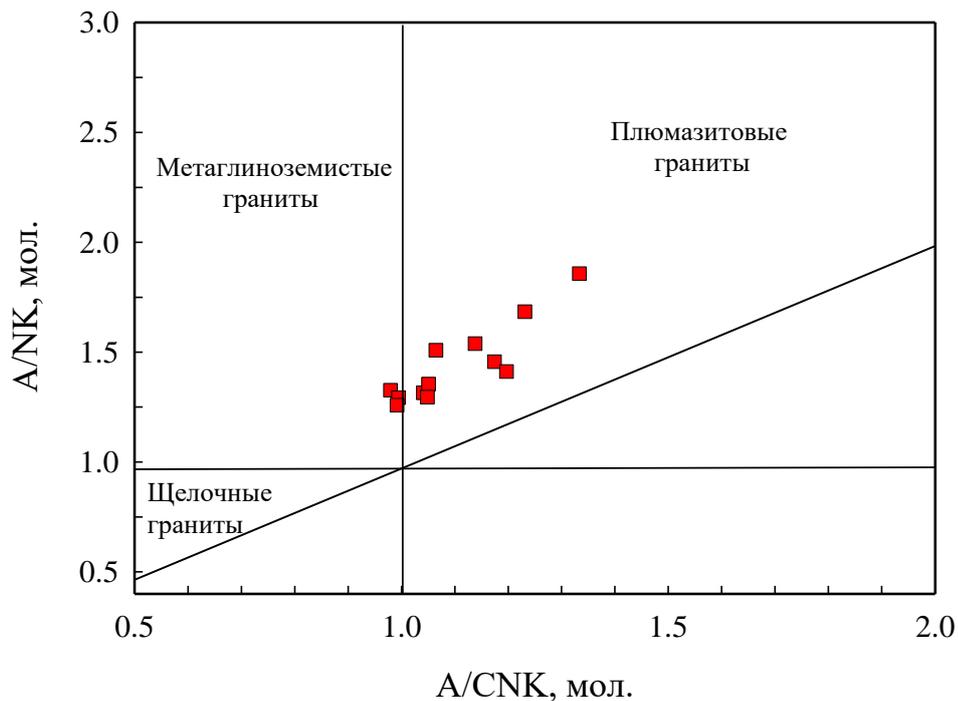


Рисунок 4.6.1 – Диаграмма Шенда для гранитов третьей фазы комплекса Лагман.  $A/NK = Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ ,  $A/CNK = Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ . Диаграмма построена по данным [167]

##### 4.6.1 Характеристика образцов и методика исследования

С целью сравнительного анализа состава граната из пегматитов и материнских гранитов были отобраны образцы мусковитовых гранитов из штокообразного тела в районе месторождения Пашки и гранитного массива, удаленного примерно на 10 км от месторождения (см. раздел 4.4). Отличительной особенностью этих образцов оказалось повышенное

содержание акцессорного граната. Еще четыре образца с гранатом были взяты с нижних и верхних горизонтов жилы № 3: обр. 002-4, обр. 003-4, сподумен-микроклин-альбитовые пегматиты (нижние горизонты); обр. 003-1, обр. 004-1, сподумен-микроклин-альбитовые пегматиты с клевеландитом и поллуцитом (верхние горизонты).

Лейкограниты представляют собой мелко-среднезернистые слабо-порфировидные породы с гипидиоморфнозернистой структурой, сложенные кварц-полевошпатовым агрегатом с пластинчатым мусковитом (рисунок 4.6.2). Гранат в них образует вкрапленность идиоморфных кристаллов размером 0.2–0.5 мм, иногда находящихся в сростании с мусковитом.

В пегматитах гранат встречается в виде скоплений идиоморфных кристаллов размером 0.4–2 мм, находящиеся в тесном сростании с турмалином (рисунок 4.6.3). Взаимоотношения двух минералов могут быть различными. В одних случаях, если речь идет об одноразмерных индивидах, гранат обрастает турмалин (рисунок 4.6.3д, е). В других случаях более крупные кристаллы турмалина обрастают более мелкие зерна граната и захватывают их в виде включений (рисунок 4.6.3ж–к). Наблюдаются случаи обрастания гранатом кристаллов апатита (рисунок 4.6.3л, м).

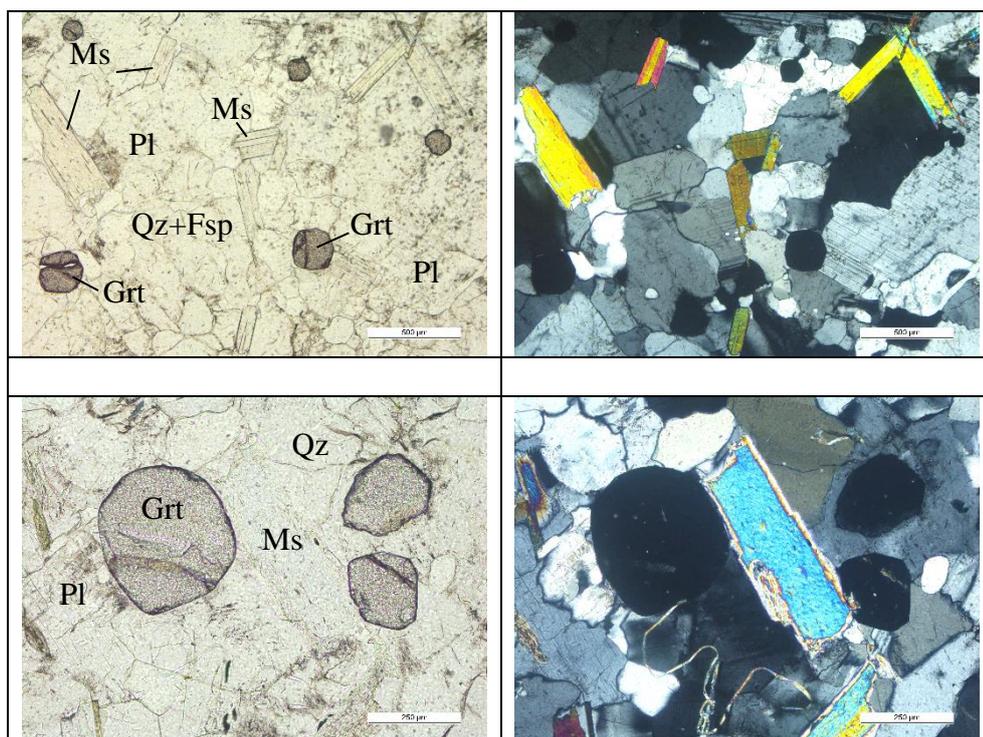


Рисунок 4.6.2 – Мелко-среднезернистые слабо-порфировидные мусковитовые граниты с акцессорным гранатом. Обр. 18. Изображения в проходящем свете, слева – без анализатора, справа – с анализатором

Состав граната изучался SEM-EDS (85 анализов на главные элементы) и методом SIMS (36 анализов на редкие и редкоземельные элементы). На рисунках 4.6.4. и 4.6.5. показаны

изученные кристаллы с точками анализа. Результаты аналитических исследований приведены в Приложение Д, таблицы Д.1 и Д.2.

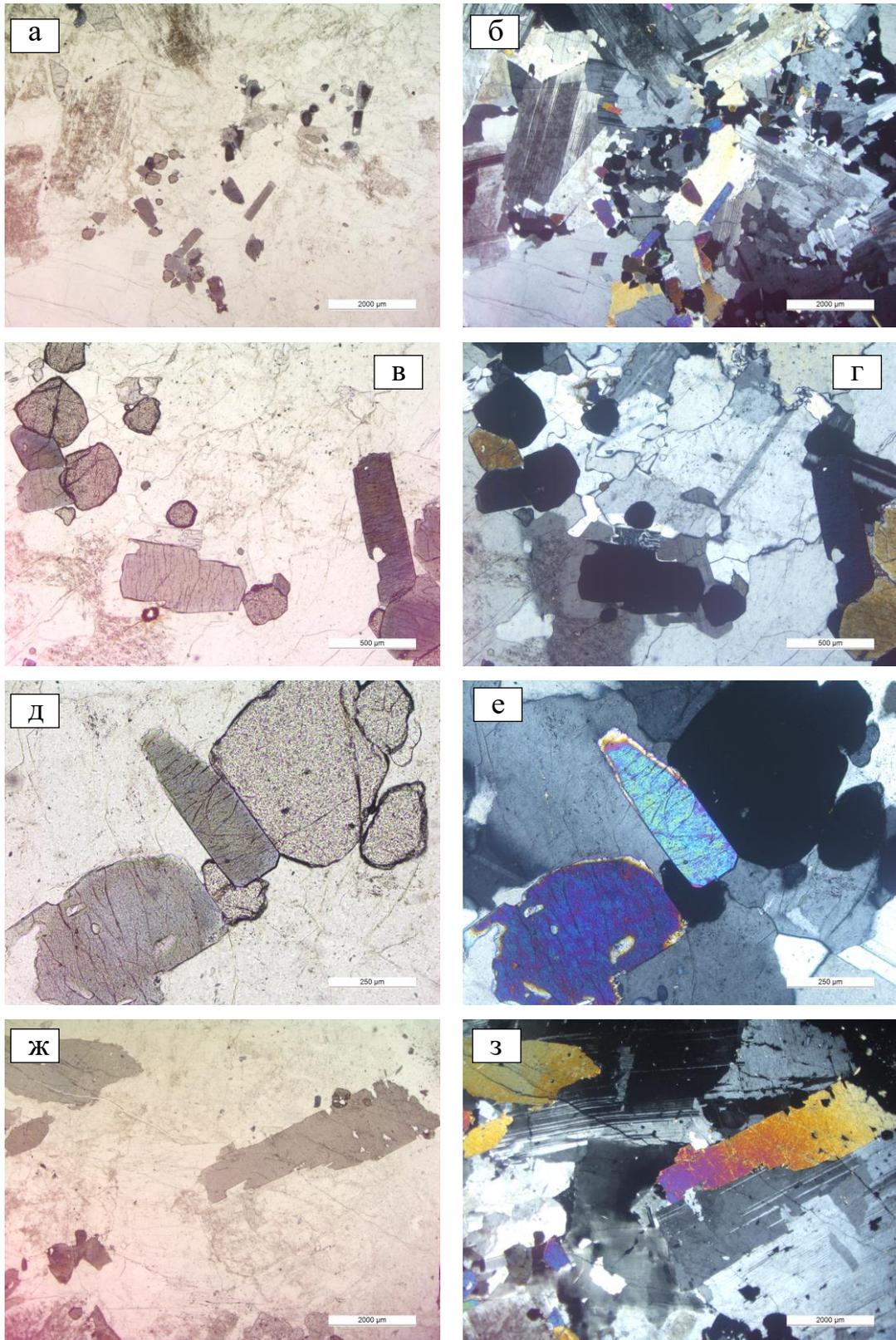


Рисунок 4.6.3 – Гранат в пегматитах. Изображения в проходящем свете, слева – без анализатора, справа – с анализатором

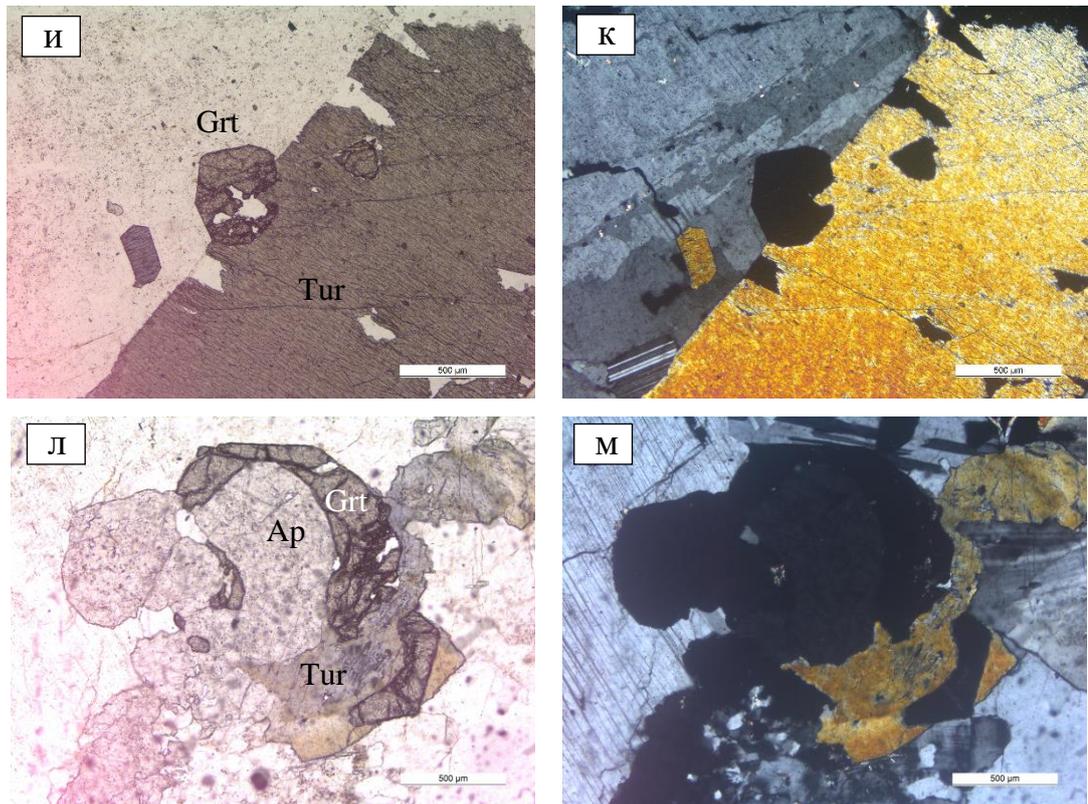


Рисунок 4.6.3 (продолжение) – Гранат в пегматитах. Изображения в проходящем свете, слева – без анализатора, справа – с анализатором

#### 4.6.2 Результаты и обсуждение

*Главные элементы.* По содержанию главных компонентов изучаемый гранат является алмандином с повышенным содержанием спессартинового минала. Подобный гранат является типичным для плюмазитовых гранитов и пегматитов. По сравнению с гранитами, где содержание спессартинового минала составляет 16–20 мол. %, гранат из пегматитов более марганцовистый ( $X_{\text{Sps}}$  26–49 мол.%, в одном анализе 58 мол.% (таблица 4.6.1).

Таблица 4.6.1. Содержания главных компонентов (мол.%) в изученном гранате

Граниты		Пегматиты	
Alm	72–78	Alm	40–72
Sps	16–20	Sps	26–49 (58)
Py	5–7	Py	1–4
Grs	1–2	Grs	1–3

Гранат из лейкогранитов незональный или слабо зональный. Например, в кристалле из обр. 18 (рисунок 4.6.4, точки 23–25) от центра к краям наблюдается увеличение содержания спессартинового минала от 16.7 до 19.2 мол.%.

Гранат из пегматитов может быть и зональным, и незональным в зависимости от гипсометрического уровня. На нижних горизонтах жилы № 3 он характеризуется зональностью. От центра к краям зерен содержание спессартинового минала растет от примерно 30 до 45–50 и более мольных процентов (рисунок 4.6.6). На верхних горизонтах гранат незональный (рисунок 4.6.7). Содержание спессартинового минала в нем варьирует от 30 до 40 мол.%.

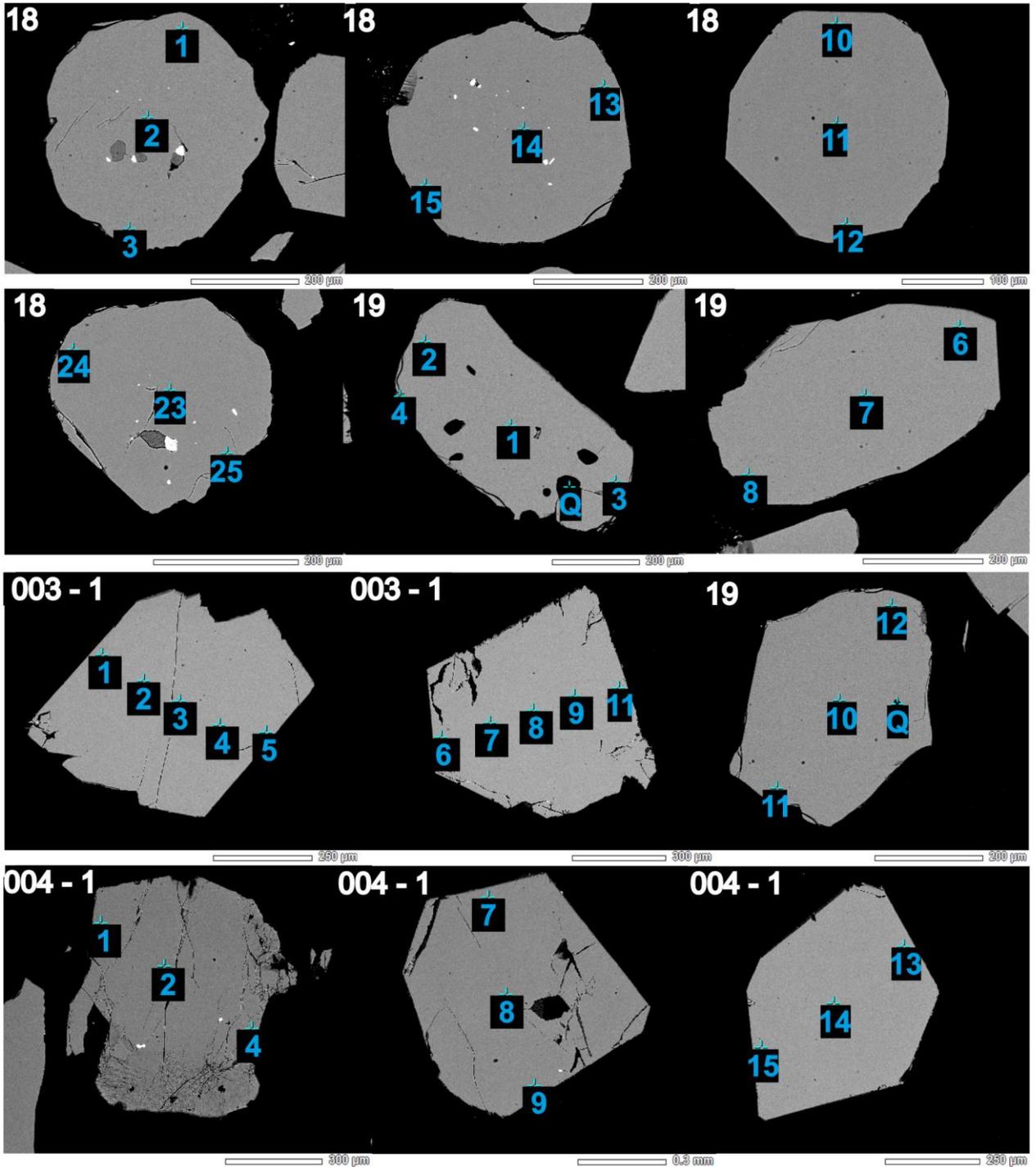


Рисунок 4.6.4 – Изображения изученных кристаллов граната из лейкогранитов комплекса Лагман (обр. 18 и 19) и пегматитов месторождения Пашки (верхняя часть жилы, обр. 003-1 и 004-1) в режиме BSE с положением аналитических точек

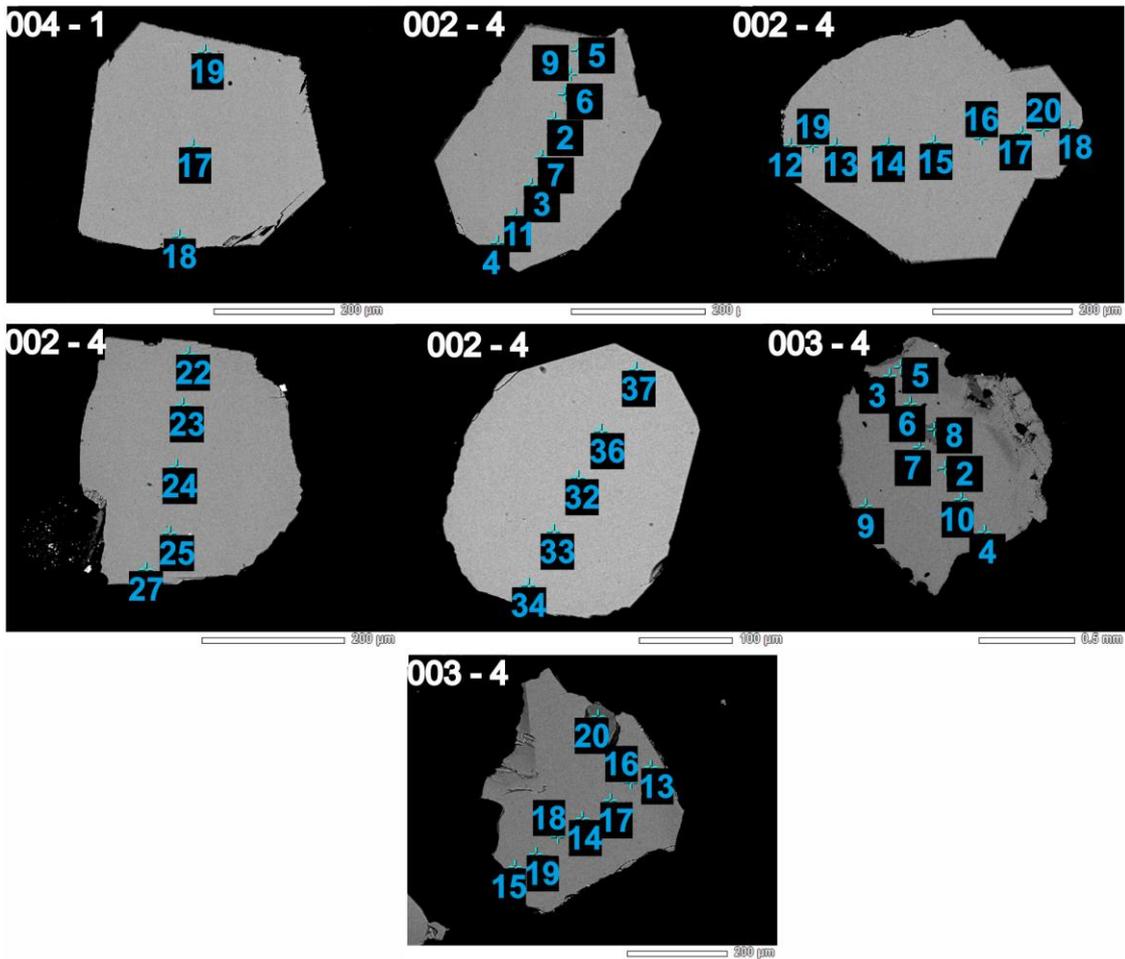


Рисунок 4.6.5 – Изображения изученных кристаллов граната из пегматитов месторождения Пашки (нижняя часть жилы, обр. 002-4 и 003-4) в режиме BSE с положением аналитических точек

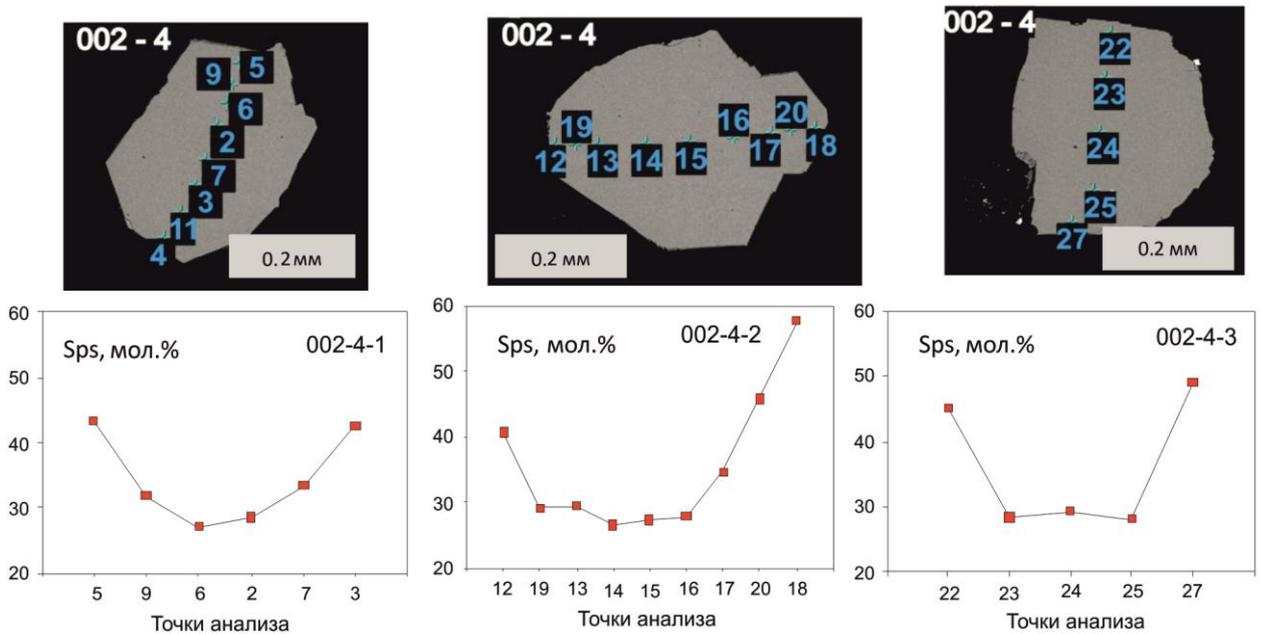


Рисунок 4.6.6 – Графики зональности в кристаллах граната из пегматитов месторождения Пашки. Жила № 3, нижние горизонты

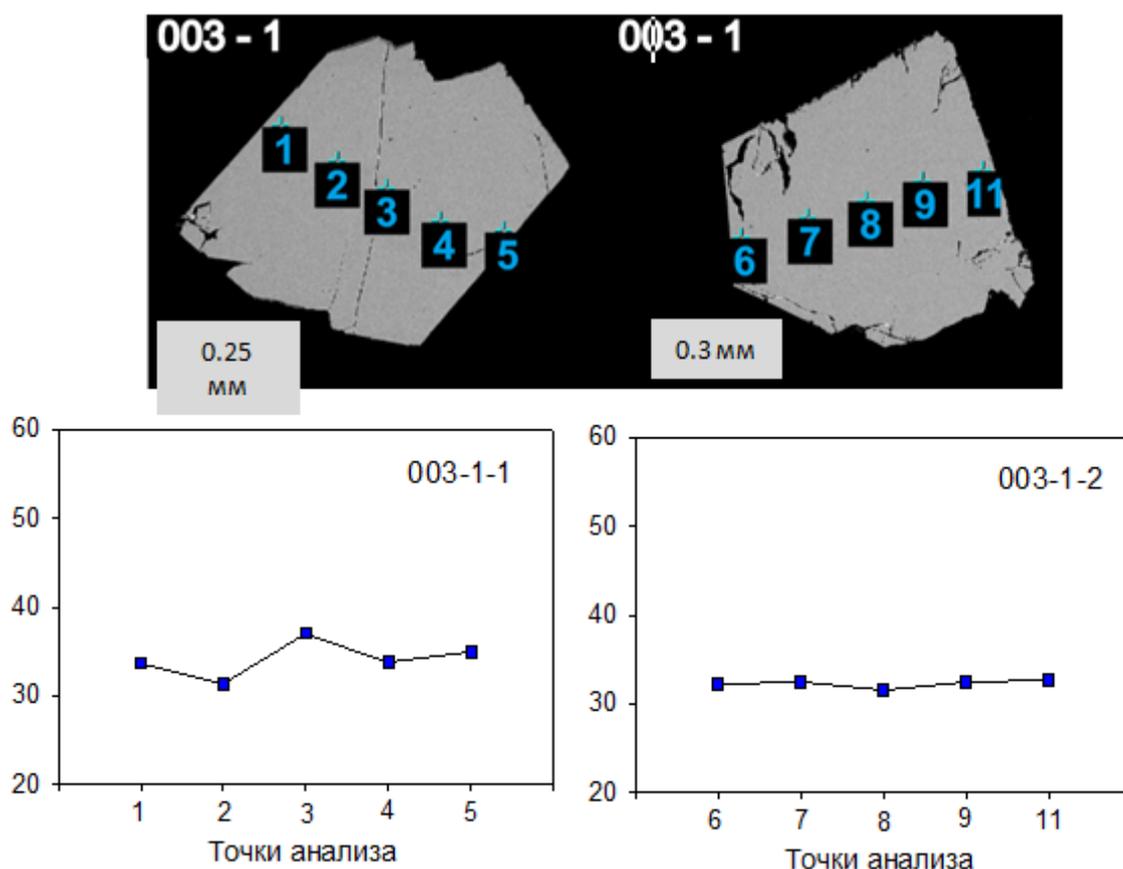


Рисунок 4.6.7 – Концентрационные профили через кристаллы граната. Жила № 3, верхние горизонты

По современным представлениям образование спессартин-альмандинового граната ( $Sps > 30$  мол.%) в гранитах и пегматитах тесно связано с процессами кристаллизационной дифференциации магм [101] отношение  $Mn/(Fe+Mn)$  растет в ходе дифференциации магмы] и свидетельствует о высокой степени фракционирования расплавов [91]. Зональность в гранате (по Mn) может быть как прямой, так и обратной и отражает локальные факторы эволюции магм, в том числе сокристаллизацию с гранатом минералов, обогащенных марганцем [153].

Фракционирование марганца и железа в процессе кристаллизации магм обусловлено несколько большим (примерно на 10%) размером иона  $Mn^{2+}$  по сравнению с ионом  $Fe^{2+}$ , что делает марганец более несовместимым элементом по отношению к феррическим минералам. Фракционирование магм сопровождается уменьшением содержаний Fe и Mn в расплаве, при этом содержание Fe падает быстрее, чем содержание Mn. Поэтому Fe/Mn отношение закономерно уменьшается от примерно 500 в ультраосновных породах до в среднем 25 в гранитах. Еще меньших значений (20–15) оно достигает в лейкогранитах и пегматитах [69]. Количественным выражением процесса фракционирования служит график обратной зависимости между отношением Fe/Mg и содержанием Mg в породе или минерале. П. Черни и соавторы приводят пример подобного графика для граната [69]. В лейкогранитах, аплитах и

примитивных пегматитах Fe/Mn отношение в гранате уменьшается от 6.1 до 1.8, при этом содержание Mn в нем достигает 10–12 мас.%. В высоко фракционированных пегматитах с гранатом, содержащим до 30 мас.% Mn, Fe/Mn отношение уменьшается до минимальных значений (0.01). На рисунке 4.6.8 показан график подобной зависимости для граната из лейкогранитов комплекса Лагман и пегматитов Пашки. Все точки графика располагаются вдоль гиперболы ( $Fe/Mn \sim 1/Mn$ ). В гранате из лейкогранитов Fe/Mn отношение уменьшается от 5.8 до 3.8, в гранате из пегматитов – от 2.7 до 0.7. Построенный график не противоречит предположению об образовании изученного граната в ходе эволюции единого расплава: менее фракционированного (из которого кристаллизовался гранат лейкогранитов) и более фракционированного (из которого кристаллизовался гранат пегматитов).

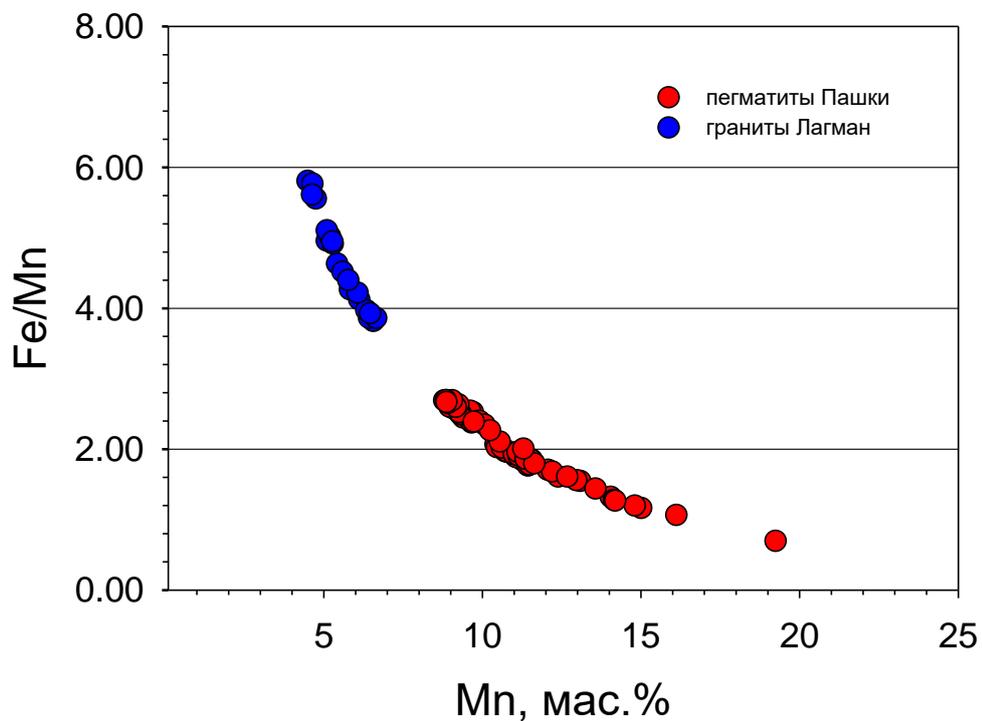


Рисунок 4.6.8 – График Fe/Mn – Mn для граната из лейкогранитов комплекса Лагман и пегматитов месторождения Пашки

*Редкие элементы.* Кроме марганца, типоморфными примесями акцессорного граната выступают Y и редкоземельные элементы (REE). Уровень их содержаний зависит от того, к какому типу в рамках геохимической S-I-A-M классификации относятся граниты. В коллизионных гранитах S-типа содержания Y и REE в акцессорном гранате понижены по сравнению с гранатом из постколлизионных и анорогенных гранитов A-типа. То же самое касается пегматитов: в LCT-пегматитах, связанных преимущественно с S-гранитами, гранат обеднен Y и REE в сравнении гранатом из NYF-пегматитов, ассоциированных главным образом с A-гранитами.

По данным SIMS анализа, в гранате из гранитов комплекса Лагман содержание суммы редкоземельных элементов изменяется от 40 до 170 ppm, содержание иттрия – от 120 до 420 ppm. Сходные (хотя и несколько повышенные) содержания этих элементов наблюдаются в гранате нижних горизонтов пегматитовой жилы № 3. Здесь пределы колебаний содержаний составляют 15–260 и 70–695 соответственно.

На верхних горизонтах содержание редкоземельных примесей в гранате заметно уменьшается ( $\Sigma\text{REE}$  2.1–103 ppm, Y 4.3–314 ppm). Наблюдаемые закономерности можно связать с процессами кристаллизационной дифференциации гранитовой магмы: на ранних стадиях формирования пегматитовых жил гранат кристаллизуется из расплава, обогащенного Y и REE (нижние горизонты), на поздних – их содержания падают благодаря кристаллизации минералов (в первую очередь самого граната) связывающих лантаноиды (нижние горизонты).

Как видно на рисунке 4.6.9, уровень содержаний суммы редкоземельных элементов и иттрия в гранатах из лейкогранитов комплекса Лагман и пегматитов месторождения Пашки соответствует уровню содержаний этих элементов в гранате из S-гранитов и LCT-пегматитов. В тоже время он заметно ниже уровня содержаний редкоземельных примесей и иттрия в гранате из A-гранитов и NYF-пегматитов.

Примерно те же закономерности можно видеть на редкоземельных спектрах (рисунок 4.6.10, таблица 4.6.2). Гранат из лейкогранитов Лагман и гранат нижних горизонтов жилы № 3 характеризуются близким уровнем содержаний тяжелых лантаноидов, сходными значениями лантан-лютециевого отношения и отрицательной европиевой аномалии. Спектры располагаются в области граната из S-гранитов и LCT-пегматитов. Гранат верхних горизонтов отличается пониженным содержанием тяжелых лантаноидов, менее дифференцированным характером редкоземельных спектров и менее выраженной отрицательной европиевой аномалией.

Таблица 4.6.2 – Характеристики редкоземельных спектров граната из лейкогранитов 3-й фазы комплекса Лагман и пегматитовой жилы № 3 месторождения Пашки

Характеристика	Лейкограниты	Жила № 3	
		Нижние горизонты	Верхние горизонты
$\Sigma\text{HREE}$	43–168 ppm	15–260 ppm	2–103 ppm
Eu/Eu*	0.04–0.32	0.04–0.27 (0.10)	0.25–1.15 (0.52)
Lu <sub>N</sub> /La <sub>N</sub>	520–7300	530–9700	140–2700
Sm <sub>N</sub> /La <sub>N</sub>	3.9–98	13–100	4–32

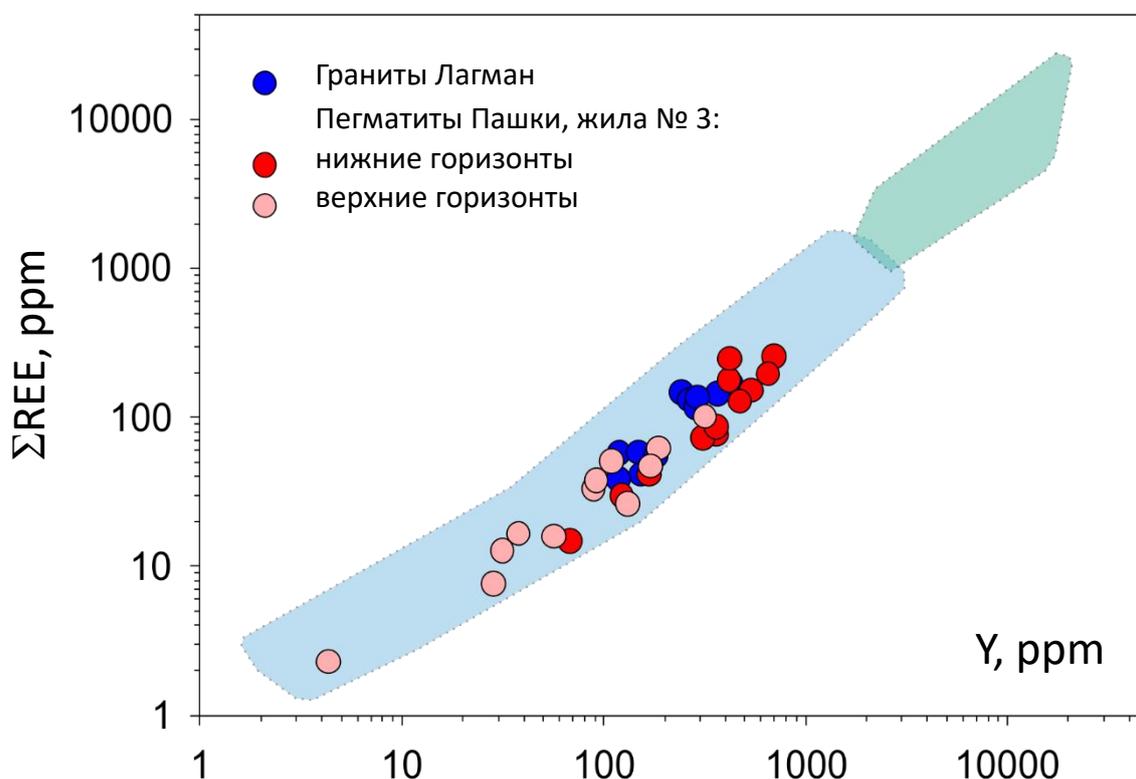


Рисунок 4.6.9 – Диаграмма  $Y-\Sigma REE$  для граната из лейкогранитов 3-й фазы комплекса Лагман и пегматитовой жилы № 3 месторождения Пашки с полями составов акцессорного граната из коллизионных гранитов S-типа, LCT-пегматитов (голубая заливка), постколлизионных и анорогенных гранитов A-типа, NYF-пегматитов (зеленая заливка)

Для построения диаграммы использованы аналитические данные (115 анализов граната) из работ: коллизионные граниты, LCT-пегматиты – [126] (лейкограниты, ассоциированные с мигматитами, протерозойский ороген Дамара, Намибия); [170] (пегматиты, аплиты, ассоциированные с S-гранитами, Иран); [203] (LCT пегматиты, Алтай, Китай); [198] (S-граниты, пегматиты, ороген Gangdese, Тибет); [110] (пегматиты, ассоциированные с коллизионными гранитами, Майн, США); [94] (пегматиты Kalu'an, Алтай; пегматиты Luanzhuang-Guapro, ассоциированные с S-гранитами, Китай); [201] (LCT-пегматиты, Тибет); постколлизионные и анорогенные граниты, NYF-пегматиты – [106] (A-граниты, Шотландия); [181] (NYF-пегматиты, Швеция); [190] (A-граниты, комплекс Xihuashan, Китай); [151] (NYF-пегматиты, Норвегия); [111] (A-граниты, Богемский массив, Чехия).

Зональность изученного граната по редким элементам не проявлена.

## 4.7 Выводы по главе 4

Минералы редкометалльных пегматитов месторождения Пашки и материнских гранитов комплекса Лагман обладают рядом типохимических особенностей, отражающих природу гранитовой магмы, процессы ее фракционирования при формировании пегматитовых жил и условия кристаллизации.

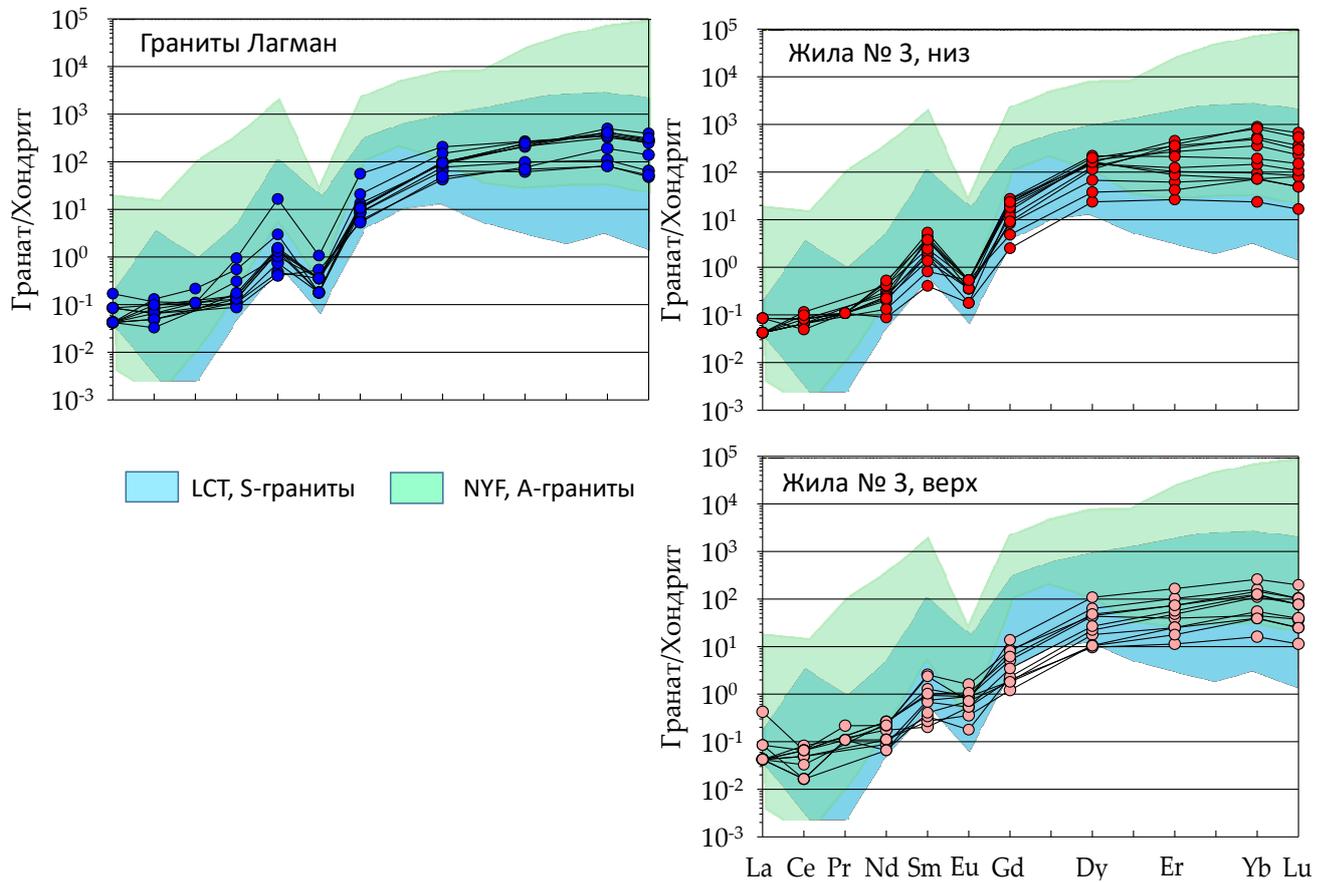


Рисунок 4.6.10 – Редкоземельные спектры граната из лейкогранитов 3-й фазы комплекса Лагман и пегматитовой жилы № 3 месторождения Пашки

Для построения диаграмм использованы данные: LCT, коллизионные граниты – [170] (аплиты, пегматитовые жилы с турмалином, бериллом, колумбитом, район Khajeh Morad, северо-восточный Иран, Альпийско-Гималайский орогенный пояс, коллизионные граниты S-типа); [203] (пегматиты месторождения Koktokay No. 3, Алтай, СЗ Китай, LCT тип); [198] (граниты и пегматиты, связанные с коллизионными гранитами орогенного пояса Gangdese, Гималаи); NYF, анорогенные граниты – [151] (пегматиты NYF, Южная Норвегия); [111] (граниты A-типа, Brno Batholith, Чехия).

Зеленовато-белый сподумен из пегматитов (основная разновидность сподумена месторождения Пашки) характеризуется повышенными содержаниями Fe, Mn и Na. Эти примеси являются типоморфными для раннего типоморфного сподумена типа А. Вместе с тем, уровень содержания железа в изученном сподумене заметно ниже, чем в сподумене из других

месторождений [68]. Бесцветный сподумен из миаролы напротив обеднен перечисленными примесями. По содержанию железа и марганца к нему близок розовато-белый сподумен из обособления блокового кварца. Это сходство указывает на иные условия кристаллизации розовато-белого сподумена по сравнению с зеленовато-белым, что может быть связано либо с более поздней кристаллизацией розовато-белого сподумена, либо с составом среды, из которой рос этот минерал. Отличительной особенностью изученного сподумена (ранее не описанной в литературе) является высокое содержание Zn. При этом наиболее обогащены цинком розовато-белый сподумен (840–3215 ppm) и бесцветный сподумен (1360–2340 ppm), тогда как зеленовато-белый сподумен обеднен этой примесью (370–885 ppm).

Голубой берилл (аквамарин) сильно обогащен Li, Na, K и H<sub>2</sub>O. Содержания щелочных компонентов в аквамарине близки к максимально-возможным для голубого берилла из редкометалльных пегматитов, что позволяет отнести его к бериллу щелочного (натриево-литиевого) типа, типоморфного для пегматитовых месторождений лития и отражающего в своем составе одну из ключевых особенностей высоко фракционированных пегматитовых расплавов – аномально высокую щелочность. В еще большей степени, чем голубой, обогащен щелочами (Li, Na, K и Rb) бесцветный берилл. Одновременно он обеднен Fe и Ti. Линейная зависимость K/Rb – Rb (в билогарифмических координатах) для голубого и бесцветного берилла может служить индикатором процесса кристаллизационной дифференциации магмы. Основываясь на вариациях состава берилла, можно предположить, что: (1) бесцветная и голубая разновидности этого минерала являются последовательными генерациями, (2) накопление щелочных компонентов в берилле отражает закономерности эволюции состава расплава во времени. Кристаллы бесцветного берилла характеризуются зонально-секториальным строением.

Турмалины являются Na-доминантными и относятся шерл-эльбаитовой изоморфной серии. Выделяется несколько видов и разновидностей этого минерала на месторождении: 1) черный турмалин – шерл с пониженными содержаниями примесей Mn и Zn, развитый на нижних горизонтах; 2) шерл, сравнительно обогащенный цинком, развит на верхних горизонтах; 3) темно-зеленый турмалин – фторэльбаит, встречается как на нижних, так и на верхних горизонтах, в первом случае обеднен примесями Mn и Zn, во втором – обогащен цинком; 4) светло-зеленый и розовый эльбаит, встречается только на верхних горизонтах, в том числе в виде полихромных кристаллов с зелеными ядрами, наиболее обогащенными марганцем и цинком (MnO до 2.2 мас.%, ZnO до 4.05 мас.%), и розовыми краевыми зонами, обедненными этими примесями. Установленные закономерности подчеркивают важную роль Mn, Zn и F, как элементов-индикаторов эволюции состава турмалина в редкометалльных пегматитах Пашки. Предположительно, наиболее ранней генерацией (зарождением?) этого минерала на

месторождении является умеренно железистый шерл с пониженным содержанием фтора. С процессами кристаллизационной дифференциации расплава связано появление шерла-эльбаита и фторэльбаита, обогащенных фтором, а на верхних горизонтах – и цинком. Из наиболее высоко фракционированной магмы в головной части жил кристаллизовался эльбаит. С учетом существующих представлений о фазовой эволюции высоко фракционированных пегматитовых систем [41], можно предположить, что кристаллизация эльбаита происходила в две стадии: 1) на более ранней (магматической) стадии начал расти зеленый эльбаит из высокофракционированного расплава, обогащенного Mn, Zn и F; 2) на более поздней стадии кристаллизовался розовый эльбаит из среды, обогащенной Al, Li, B, F, но обедненной Fe и несовместимыми элементами (Mn, Zn). Роль этой среды могли играть «водный флюид, водно-силикатная или водно-солевая жидкости», на которые на заключительной стадии своей эволюции расслаивался высоко фракционированный расплав, обогащенный щелочными и летучими компонентами [41].

Кварц характеризуется содержаниями примесей (Al, Ti, Ge и др.), типичными для редкометалльных пегматитов. Содержание Ti в кварце колеблется от 1.7 до 12 ppm. Температура его кристаллизации, оцененная с помощью «Ti-в-кварце» геотермометра [191], попадает в интервал 415–540°C, что достаточно хорошо согласуется с усредненной оценкой температуры кристаллизации сподуменовых пегматитов 490°C [141].

Циркон из лейкогранитов комплекса Лагман характеризуется повышенным содержанием ряда редких элементов, включая Hf и U, что отражает высокую степень фракционирования гранитовой магмы.

Гранат из лейкогранитов и пегматитов по составу является альмандином с повышенным содержанием спессартинового минала. Подобный гранат является типичным для плюмазитовых гранитов и пегматитов. По сравнению с гранитами, где содержание спессартинового минала составляет 16–20 мол. %, гранат из пегматитов более марганцовистый ( $X_{Sps}$  26–49 мол.%). Гранат из лейкогранитов незональный, в гранате из пегматитов (нижние горизонты) центра к краям зерен растет содержание спессартинового минала (от 30 до 45–50 мол.%). По литературным данным, образование спессартин-альмандинового граната ( $Sps > 30$  мол.%) в гранитах и пегматитах тесно связано с процессами кристаллизационной дифференциации магм. Зональность в гранате (по Mn) может быть как прямой, так и обратной и отражает локальные факторы эволюции магм, в том числе сокристаллизацию с гранатом минералов, обогащенных марганцем. Уровень содержания суммы редкоземельных элементов и иттрия в гранатах из лейкогранитов комплекса Лагман и пегматитов месторождения Пашки соответствует уровню содержания этих элементов в гранате из S-гранитов и LCT-пегматитов. В тоже время он

заметно ниже уровня содержаний редкоземельных примесей и иттрия в гранате из А-гранитов и NYF-пегматитов. Сходные закономерности проявлены на редкоземельных спектрах.

## ГЛАВА 5 МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И ВОЗРАСТ СПОДУМЕНОВЫХ ПЕГМАТИТОВ

Исследование типохимических свойств минералов имеет большое значение для выявления скрытой минералого-геохимической зональности эндогенных месторождений и, следовательно, для решения прикладных вопросов, связанных с оценкой уровня эрозионного среза и прогнозированием оруденения. Сказанное особенно актуально для месторождений редкометалльных пегматитов, характеризующихся большой (многие сотни метров) протяженностью продуктивных тел на глубину. Примером являются крутопадающие жилы месторождения Пашки, прослеженные по падению на 600 м. В настоящей главе рассмотрены закономерности изменения состава типоморфных минералов (сподумена, калиевого полевого шпата, плагиоклаза, граната) с глубиной, которые можно использовать в качестве индикаторов вертикальной зональности редкометалльных пегматитов. Отдельное внимание уделено проблеме их изотопного датирования пегматитов.

### 5.1 Минералого-геохимическая зональность пегматитов

#### 5.1.1 Сподумен

Для изучения вертикальной зональности месторождения было проанализировано содержание элементов-примесей в зеленовато-белом сподумене нижних и верхних горизонтов жилы № 3. В общей сложности было выполнено 76 локальных анализов этого минерала (методом SIMS), в том числе 42 анализа 21-го кристалла с нижних горизонтов и 30 анализов 14-ти кристаллов с верхних горизонтов. Результаты анализа приведены в **Приложении Е, таблица Е.1**. В таблице 5.1.1 даны сводные характеристики состава изученного сподумена.

Таблица 5.1.1 – Пределы содержаний элементов-примесей (ppm) сподумена жилы № 3

Элемент	Содержание
Na	740–2320
K	2–216
Rb	0.08–1.3
Fe	17–3890
Mn	80–1450
Zn	115–2340
Ti	2–130
Be	0.14–3.5
B	1.5–31

Содержание таблицы 5.1.1 на более обширном аналитическом материале подтверждает вывод, сделанный в предыдущей главе (раздел 4.1.1. Типохимизм сподумена): по сравнению с другими месторождениями редкометалльных пегматитов [25, 68] сподумен месторождения Пашки характеризуется умеренными (до высоких) содержаниями типоморфных примесей Fe, Mn и Na. При этом, уровень содержания железа в изученном сподумене заметно ниже, чем в сподумене из других месторождений, что является индикатором крайне высокой степени фракционирования пегматитового расплава.

К числу типоморфных примесей добавляется Ti. Его максимальное содержание в изученном сподумене близко к предельному (165 ppm; [68] для месторождений редкометалльных пегматитов.

Отличительной особенностью сподумена месторождения Пашки является необычно высокая степень обогащения Zn, в том числе относительно сподумена из других месторождений Нуристана, где содержание этой примеси не превышает 38 ppm [14]. Так же в изученном сподумене зафиксирована примесь Rb. Сведения возможности вхождения этого элемента в структуру сподумена пока противоречивы: по одним данным его содержание в сподумене может достигать почти 100 ppm [25], по другим данным – оказывается ниже порога обнаружения [68]. Поэтому далее поведение Rb как примеси сподумена не обсуждается.

На рисунке 5.1.1 показаны диаграммы рассеяния, построенные для наиболее информативных элементов-примесей изученного сподумена и учитывающие положение образцов в вертикальном разрезе жилы № 3. Как видно на графиках, сподумен 1-й и 2-й разновидностей верхних горизонтов обеднен Fe, Ti и Be, но обогащен B по сравнению со сподуменом нижних горизонтов. По Mn и Na отличий нет. Средние содержания элементов-примесей составляют (ppm): Fe 2010 (нижние горизонты) и 370 (верхние горизонты), Mn 512 и 534, Na 1475 и 1280, Ti 48 и 11, Rb 0.52 и 0.27, Be 1.42 и 0.84, B 6.1 и 16.0.

Из тех же графиков (рисунок 5.1.1) следует, что гидротермальный сподумен из миаролы (кунцит) в сравнении с магматическим сподуменом обеднен Mn (среднее содержание 265 ppm), Be (0.11 ppm), B (1.7 ppm) и Na (455 ppm). По содержаниям Fe и Ti его примесный состав перекрывается с составом сподумена верхних горизонтов. При этом он в наибольшей степени обогащен Zn. Следует отметить, что на диаграммах Zn–Fe и Mn–Zn центры тяжести облаков точек последовательно смещаются в направлении роста содержания цинка (сподумен нижних горизонтов – 702 ppm, сподумен верхних горизонтов – 795 ppm, сподумен из миаролы – 1420 ppm), что указывает на тенденцию обогащения цинком сподумена более верхних горизонтов и более поздних генераций. С этой тенденцией согласуется повышенное содержание Zn в розовато-белом сподумене, в среднем равное 1735 ppm (см. раздел 4.1.1. Типохимизм сподумена).

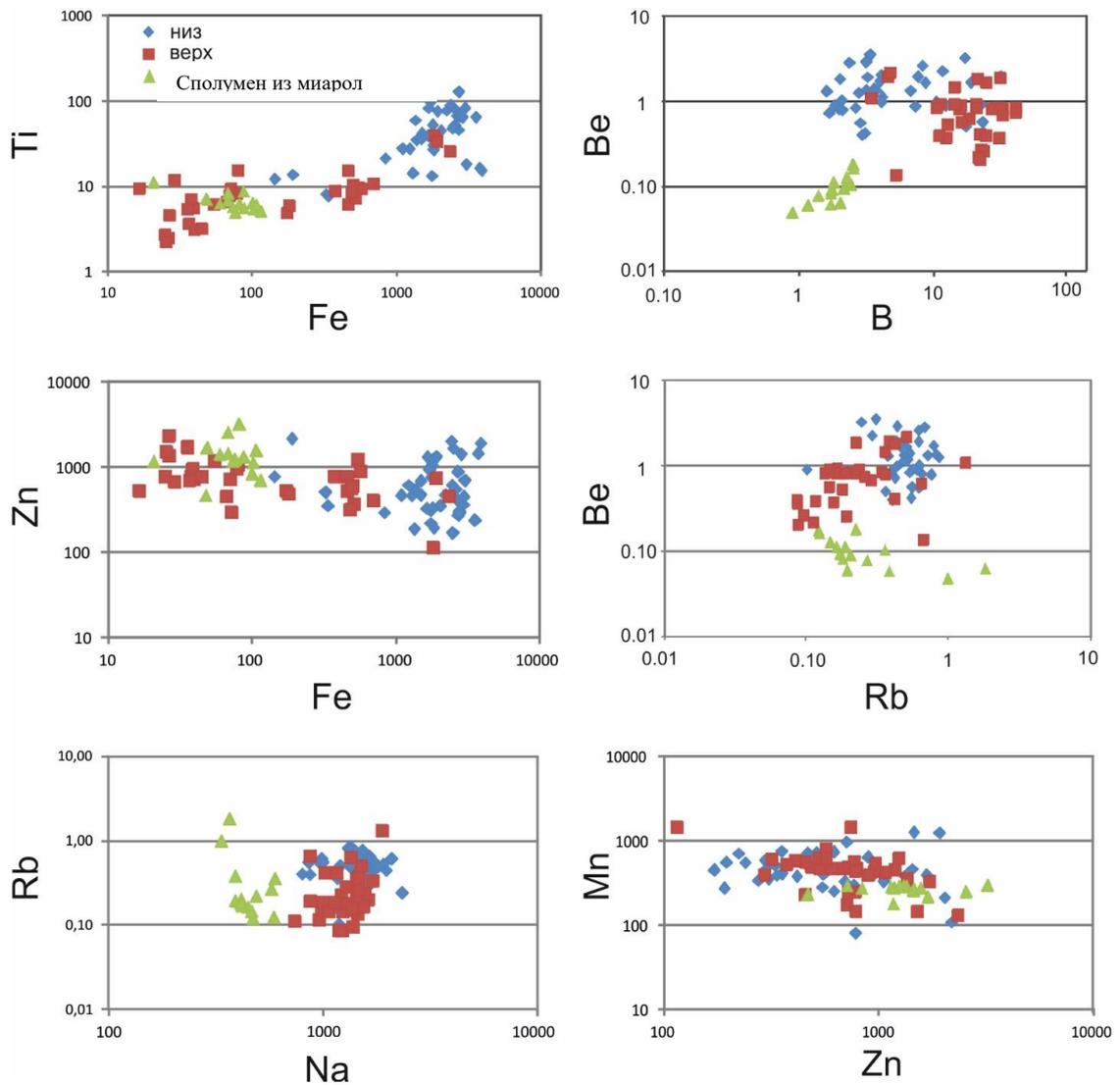


Рисунок 5.1.1 – Диаграммы рассеяния информативных элементов-примесей сподумена нижних и верхних горизонтов жилы № 3. При построении графиков использованы данные Приложения Е, таблица Е.1, а также данные таблиц 4.1.1, 4.1.2 и 4.1.3 (раздел 4.1. Типохимизм сподумена)

Для интерпретации выявленных закономерностей предлагается следующая модель.

1. *Исходные положения.* После заполнения расплавом магматической камеры (трещины), вследствие флюидной дифференциации головная часть магматической колонны обогатилась летучими компонентами ( $H_2O$ , F, B, P). Это обстоятельство стало причиной понижения температуры ликвидуса и запаздывающей кристаллизации расплава на верхних горизонтах пегматитовой жилы. Из-за низкой вязкости и высоких коэффициентов диффузии магмы состав остаточного расплава в отношении петрогенных и редких элементов в ходе кристаллизации в каждый момент времени имел сходные характеристики во всех точках магматической системы.

2. *Кристаллизационная дифференциация.* На ранних стадиях остывания магмы, в первую очередь на нижних горизонтах, из высокофракционированного расплава, обогащенного K, Na, редкими щелочами, Fe, Mn, Zn, выделялись кварц, калиевый полевой шпат, альбит, сподумен,

шерл и гранат. Сокристаллизация сподумена и минералов, концентрирующих Fe (шерл) и Mn (гранат), стала причиной умеренных содержаний этих примесей в сподумене. Zn, Ti и Be на ранних стадиях были несовместимыми элементами, вследствие чего расплав, из которого кристаллизовался сподумен, оказался насыщенным этими элементом относительно рассматриваемого минерала. Изначально высокая щелочность расплава послужила причиной обогащения сподумена Na.

Поскольку количества Fe и Ti в исходном расплаве видимо были ограничены, остаточный расплав обеднялся этими элементами. В противоположность этому, Mn, Zn, Be, «ресурсы» которых в расплаве изначально были велики, в процессе кристаллизационной дифференциации накапливались. Об этом, в частности, свидетельствует образование высокомарганцевых каемок у кристаллов граната на нижних горизонтах.

На более поздних стадиях из остаточного расплава, обедненного Fe и Ti, но обогащенного Mn, Zn, Be, летучими и щелочными компонентами, кристаллизовались минеральные парагенезисы верхних горизонтов, в первую очередь кварц, полевые шпаты, сподумен, берилл и гранат. Состав остаточного расплава отразился на примесном составе сподумена, характеризующегося повышенными содержаниями Na, B, но пониженными – Fe, Ti. Сокристаллизация сподумена и граната стала причиной умеренного содержания Mn в сподумене, сокристаллизация сподумена и берилла – привела к уменьшению в нем содержания Be. Особого внимания заслуживает поведение цинка. Минералом-концентратом этого элемента на верхних горизонтах выступает Zn-содержаний эльбаит. Поскольку сподумен также обогащен цинком, остается предположить, что он кристаллизовался раньше эльбаита, из расплава насыщенного этим элементом. Последующая кристаллизация эльбаита стала эффективным механизмом обеднения остаточного расплава сначала Zn, затем – Mn. Поскольку одновременно с эльбаитом кристаллизовался гранат (рисунок 4.6.3), этот механизм стал причиной отсутствия у кристаллов граната на верхних горизонтах высокомарганцевых каемок.

### 5.1.2 Калиевый полевой шпат

Наряду с сподуменом калиевый полевой шпат является одним из главных породообразующих минералов пегматитов. При микроскопическом изучении (рисунок 5.1.2) он не обнаруживает признаков двойникования («микроклиновой решетки») и демонстрирует микропертитовое строение, что характерно для калиевого полевого шпата из пегматитов [18].

Изменчивость состава калиевого полевого шпата по вертикали изучалась на примере 11 образцов этого минерала, 7 из которых были отобраны на нижних горизонтах жилы № 3 (14 точек анализа), 4 – на нижних горизонтах (5 точек анализа). Анализы выполнялись методом

SIMS, их результаты приведены в **Приложении Ж, таблица Ж.1**. В таблице 5.1.2 даны сводные характеристики состава изученного калиевого полевого шпата.

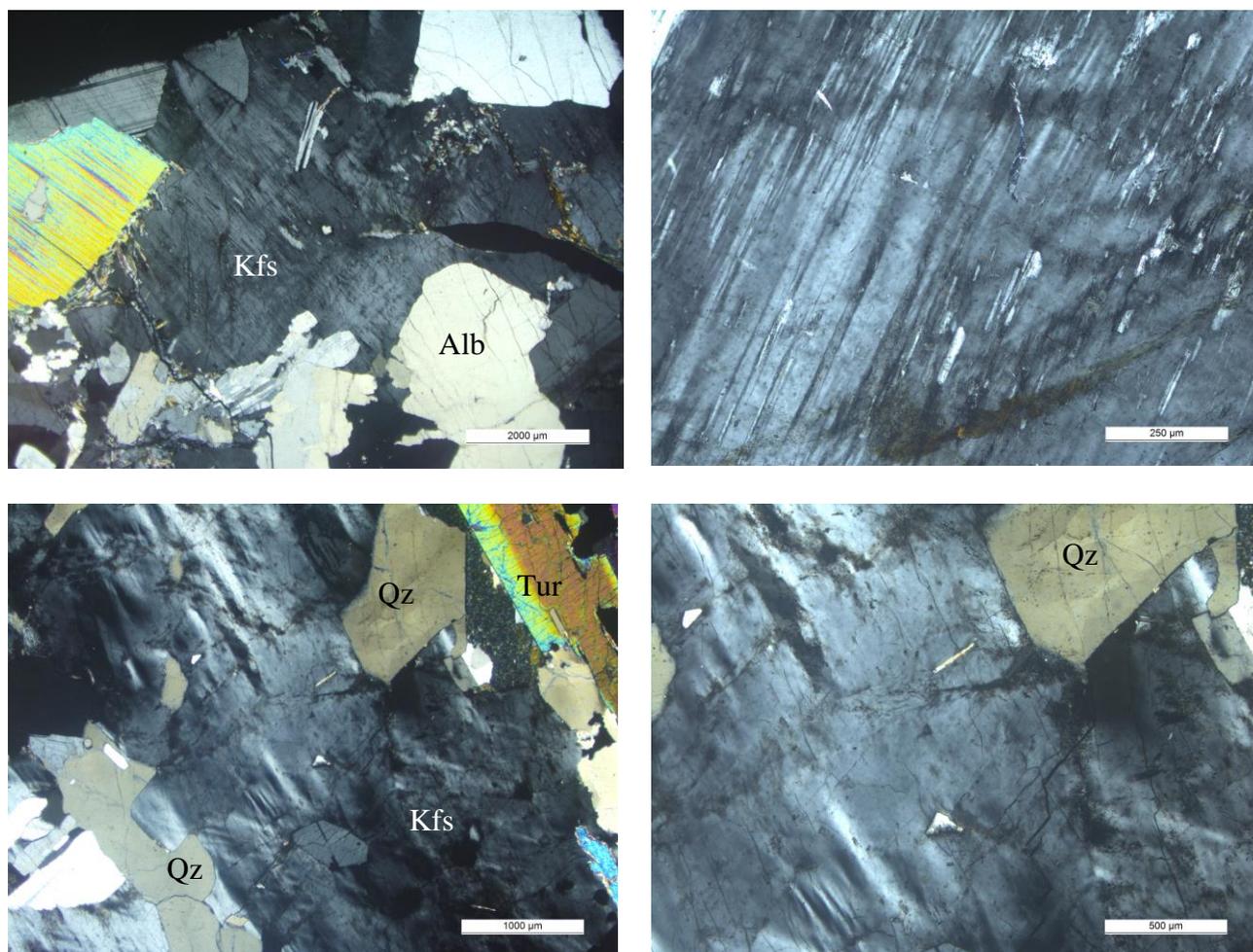


Рисунок 5.1.2 – Калиевый полевой шпат из жилы № 3

Таблица 5.1.2 – Пределы содержаний элементов-примесей (ppm) калиевого полевого шпата из жилы № 3

Элемент	Содержание
Li	92–658
Na	4642–57118
Rb	2188–8127
Cs	62–982
Ca	80–1450
Ba	13–154
Sr	10–52
Fe	15–65
P	794–4704
Ti	10–34 (50)
Pb	52–546

По данным SIMS анализа, состав калиевого полевого шпата изменяется в пределах  $Ort_{0.904-0.960}Ab_{0.040-0.095}An_{0.000-0.001}$ . Согласно показаниям двухполюшпатового геотермометра (Orville, 1963, Ab–Ort сольвус при давлении 2 кбар) температура его кристаллизации могла достигать 570°C при минимальных значениях около 500°C. Более высокие температурные оценки дает «Ti-в-калиевом полевом шпате» геотермометр [199]. Этот геотермометр был откалиброван на основе «Ti-в-кварце» геотермометра [191, 114] для гранитоидных пород в интервале 500–800°C для 2–3 кбар. Согласно его показаниям, температура кристаллизации калиевого полевого шпата месторождения Пашки в среднем составляла 650°C ± 48°C (1σ).

Типоморфное значение для калиевого полевого шпата имеют примеси редких щелочных металлов, содержания которых закономерно возрастают: в зональных пегматитовых жилах – от ранних к поздним генерациям полевых шпатов; по восстанию жильных серий; от безрудных к рудоносным (редкометалльным) парагенетическим типам пегматитов [10, 11, 17, 75, 53].

Примером вертикальной зональности в распределении редких щелочей в калиевом полевом шпате может служить месторождение Друмгал, рудное поле Паруна, Нуристан. По данным Л.Н. Россовского и Б.М. Шмакина [52] в крутопадающей жильной свите этого месторождения снизу вверх, на интервале 1200 м, безрудные олигоклаз-калишпатовые пегматиты (первые 300 м) последовательно сменяются альбитизированными калишпатовыми (следующие 300 м) и сподумен-калишпат-альбитовыми пегматитами (600 м). При этом содержание Li в калиевом полевом шпате увеличивается от 40 ppm до 240 и 420 ppm, содержание Rb – от 340 до 1670 и 2000 ppm, содержание Cs – от 10 до 100 ppm. Контрастно ведут себя также примеси Ba и Sr: из содержания уменьшаются от 5500 до 30–50 ppm (Ba) и от 420 до 20–30 ppm (Sr).

По сравнению с другими месторождениями редкометалльных пегматитов, калиевый полевой шпат месторождения Пашки предельно обогащен редкими щелочами, что служит свидетельством высокого содержания Li, Rb, Cs в расплаве (рисунок 5.1.3).

В распределении примесей редких щелочей наблюдается вертикальная зональность. От нижних к верхним горизонтам содержания Rb и Cs увеличиваются, а содержание Li – падает. Линейная зависимость K/Rb – Cs (в билогарифмических координатах) является индикатором процесса кристаллизационной дифференциации пегматитового расплава [115].

По экспериментальным данным, коэффициенты распределения минерал (Kfs) – расплав (14)

$$K_d = C_{Kfs}^{El} / C_{liq}^{El}, \quad (14)$$

где  $C_{Kfs}^{El}$  – массовая концентрация элемента в минерале,  $C_{liq}^{El}$  – массовая концентрация элемента в расплаве, с увеличением ионного радиуса в ряду K–Rb–Cs уменьшаются и составляют:  $K_d(K)$

$\approx 1$ ,  $K_d(\text{Rb}) \approx 0.6-0.8$ ,  $K_d(\text{Cs}) \approx 0.6-0.8$  [117, 115]. Будучи несовместимыми элементами ( $K_d < 1$ ), рубидий и цезий накапливаются в остаточном расплаве, из которого кристаллизуется калиевый полевой шпат. Процесс описывается с помощью уравнения Рэлея, которое в терминах содержаний трех элементов, входящих в состав полевого шпата, выглядит как степенная зависимость (15)

$$\text{K/Rb} \sim \text{Cs}^n, \tag{15}$$

где  $n < 1$ , а в терминах двух элементов – как уравнение гиперболы (16)

$$\text{K/Rb} \sim 1/\text{Rb} \tag{16}$$

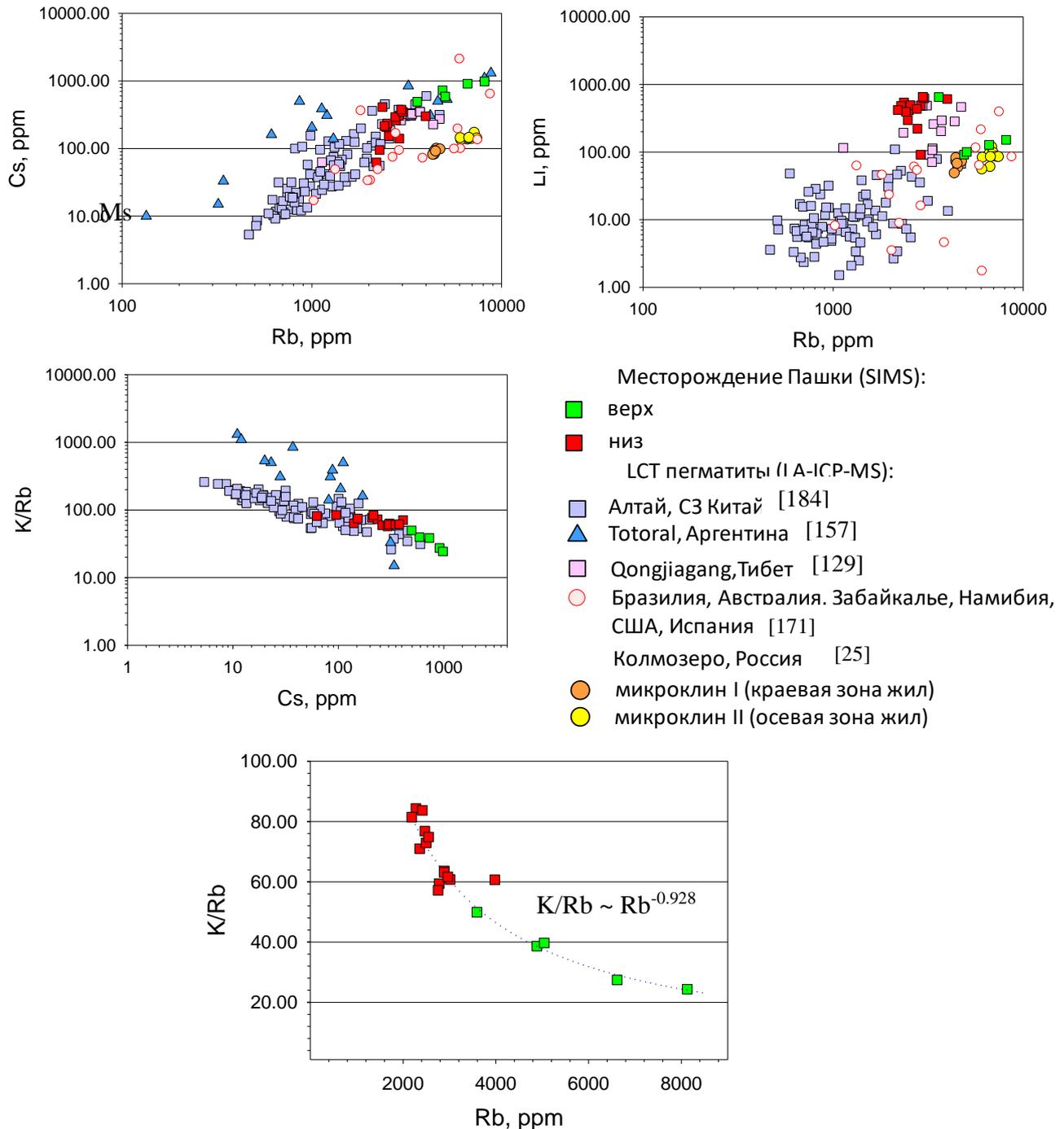
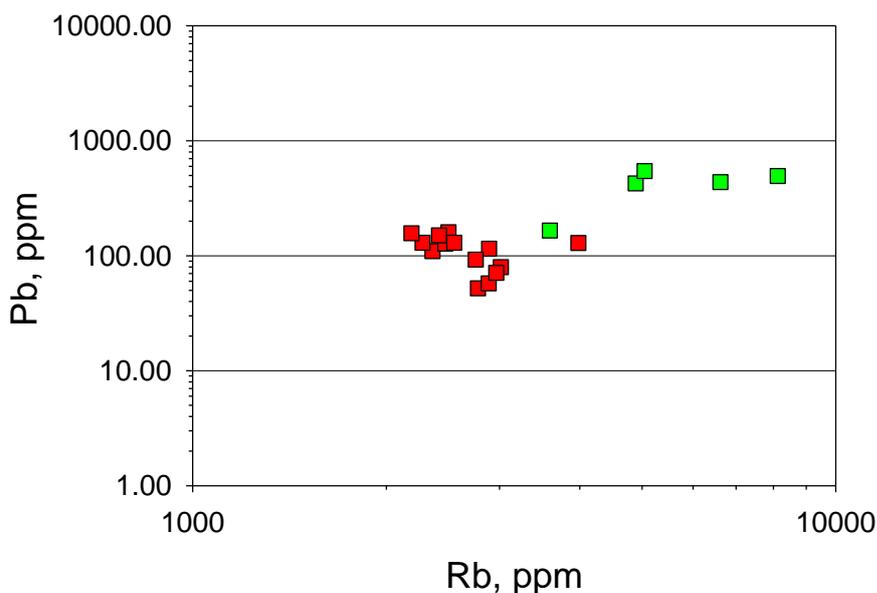


Рисунок 5.1.3 – Вариации содержаний редких щелочей в калиевом полевоом шпате

В отличие от рубидия и цезия, повышения содержаний которых в калиевом полевоом шпате на верхних горизонтах связано с процессом кристаллизационной дифференциации расплава, поведение Li (уменьшение его содержания по восстанию жилы) обусловлено вхождением лития в состав сподумена, который образуется синхронно с полевым шпатом.

Еще одним элементом, входящим в состав калиевого полевого шпата из жилы № 3, в распределении которого наблюдается вертикальная зональность, является Pb. По восстанию жилы его содержание увеличивается от 52–160 до 165–545 ppm (рисунок 5.1.4). То есть Pb ведет себя как несовместимый элемент. Следует отметить, что в литературе описаны скорее противоположные тенденции, связанные с уменьшением содержания свинца в пегматитах эволюционного ряда. По данным работы [53], при переходе от безрудных (существенно калишпатовых) пегматитов к калишпат-альбитовым и альбитовым пегматитам берилл – колумбит – Li фосфаты (монтебразит, трифилин) парагенетического типа (пегматитовое поле Cap de Creus, Испания) содержание свинца в калиевом полевоом шпате уменьшается (от 50–80 до 10–40 ppm).



содержание фосфора коррелирует с пониженным содержанием железа. На диаграмме Fe–P [171] калиевый полевой шпат месторождения Пашки располагается в поле предельно фракционированных LCT пегматитов (рисунок 5.1.5).

### 5.1.3 Плаггиоклаз

Одним из главных минералов продуктивной ассоциации пегматитовых жил месторождения Пашки является щелочной плаггиоклаз. Для изучения изменчивости его состава в пределах жилы № 3, было отобрано 4 образца из нижней части жилы и 9 образцов из верхней части. Результаты анализа плаггиоклаза методом SIMS приведены в **Приложении И, таблица И.1**. В таблице 5.1.4 даны сводные характеристики состава изученного минерала.

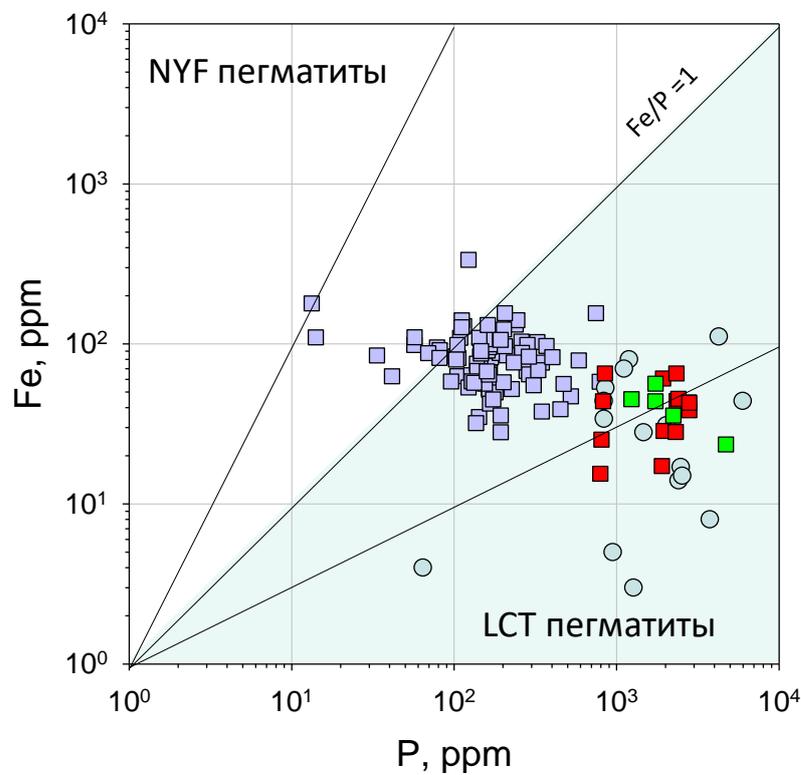


Диаграмма Fe-P для Kfs [171]

Месторождение	LCT пегматиты:
Пашки:	■ Алтай, СЗ Китай [184]
■ верх	○ Бразилия, Австралия, Забайкалье.
■ низ	○ Намибия, США, Испания [171]

Рисунок 5.1.5 – Вариации содержаний Fe и P в калиевом полевоом шпате

Таблица 5.1.3 – Пределы содержаний элементов-примесей (ppm) альбита из жилы № 3

Элемент	Содержание
Li	0.6–45
Rb	0.5–2
Cs	0.03–1
Ba	3.2–30
Sr	5–70
Fe	50–300
P	87–1375
Ti	3–21
Pb	52–546

По данным SIMS анализа, состав щелочного плагиоклаза изменяется в пределах  $Ab_{0.965-0.993}Ort_{0.006-0.014}An_{0.002}$ .

Типоморфными примесями альбита выступают щелочноземельные элементы – Sr и Ba. Их содержания в щелочном плагиоклазе из пегматитов достигают 600 (Sr) и 330 (Ba) ppm. [75]. В альбите месторождения Пашки эти содержания в целом понижены, при этом в их распределении наблюдается зональность: от нижних к верхним горизонтам содержание Sr возрастает от 5–21 до 28–69 ppm, содержание Ba – от 3.2–6.4 до 17–30 ppm (рисунок 5.1.6). В литературе приводятся примеры сходной зональности. По данным работы [53], от безрудных к редкометалльным пегматитам содержания Sr и Ba в плагиоклазе увеличиваются от 23 до 107 ppm (Sr) и от 2 до 90 ppm (Ba).

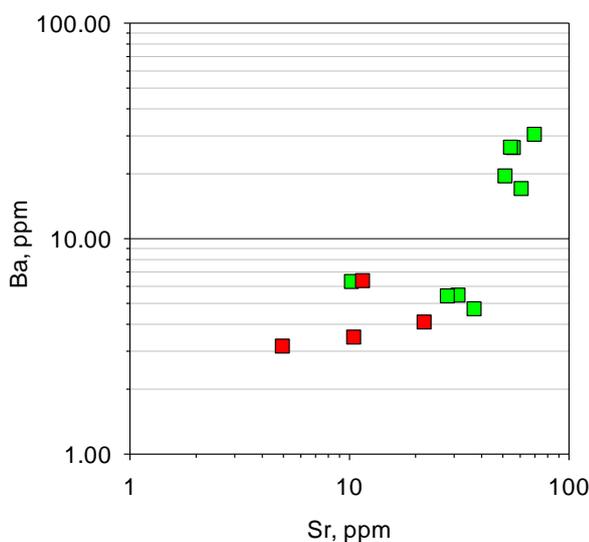


Рисунок 5.1.6 – Вариации содержаний Ba и Sr в альбите. Красное – нижние горизонты жилы № 3, зеленое – верхние горизонты

Подобно калиевому полевому шпату, плагиоклаз месторождения Пашки обогащен фосфором (рисунок 5.1.7). Считается, что такая геохимическая характеристика плагиоклаза служит индикатором промышленных месторождений LCT-пегматитов [184].

#### 5.1.4 Гранат

Типохимические свойства граната рассматривались в предыдущей главе (раздел 4.6 Типохимизм граната). Там же отмечалось, что по содержаниям суммы редкоземельных элементов и иттрия гранат нижних горизонтов жилы № 3 месторождения Пашки в целом сходен с гранатом из гранитов комплекса Лагман, хотя и отличается несколько повышенными содержаниями этих элементов. От нижних к верхним горизонтам жилы содержания  $\Sigma\text{REE}$  и Y в гранате уменьшаются. На редкоземельных спектрах в том же направлении снижаются содержания тяжелых лантаноидов, что приводит к выполаживанию спектров, и уменьшается интенсивность отрицательной европиевой аномалии (рисунок 4.6.10).

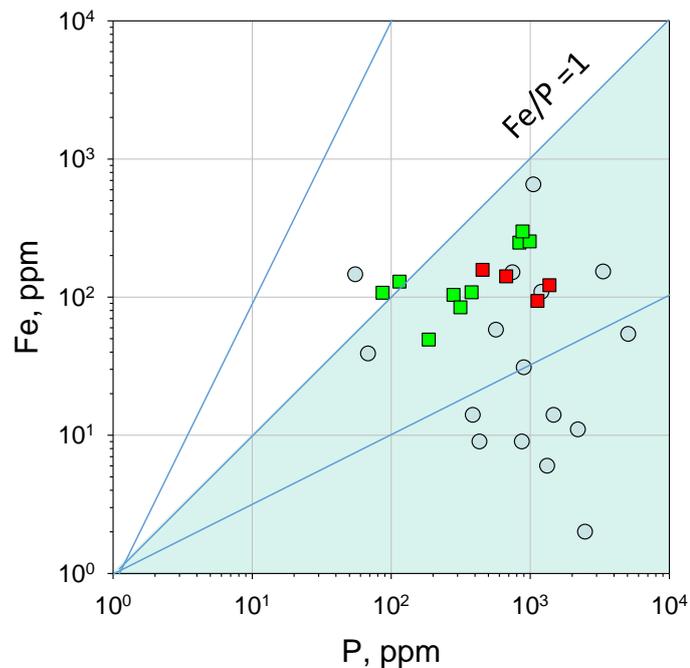


Рисунок 5.1.7 – Диаграмма Fe–P для альбита [171]

Квадратики: красное – нижние горизонты жилы № 3, месторождение Пашки, зеленое – верхние горизонты. Круги: пегматиты Бразилии, Австралии, России (Забайкалье), Намибии, США, Испании [171]

Как известно, Y и тяжелые лантаноиды (Gd–Lu, HREE) являются совместимыми элементами граната в магматических системах [104], в случае граната спессартин-альмандинового ряда благодаря гетеровалентному изоморфизму по схеме  $\text{Y}^{3+}(\text{REE}^{3+}) + \text{Al}^{3+} = \text{Mn}^{2+} + \text{Si}^{4+}$  [120]. При отсутствии аксессуарных минералов-концентраторов иттрия и редкоземельных минералов иттриевой группы (ксенотима, торита, фергусонита, циркона),

гранат выступает главным минералом, кристаллизация которого сопровождается понижением содержаний HREE и Y в остаточном расплаве [111]. Примером кристаллизационной дифференциации пегматитового расплава, связанной с гранатом, служат вариации редкоземельного состава граната из жилы № 3 месторождения Коктогай: от внешних менее фракционированных зон к внутренним более фракционированным зонам содержание  $\Sigma$ HREE здесь уменьшается от 345 до 18 ppm, содержание Y – от 490 до 57 ppm [203].

В пегматитах месторождения Пашки кристаллизация граната на нижних горизонтах происходила из высокофракционированного расплава, обогащенного REE и Y по сравнению с расплавом, из которого образовались лейкограниты комплекса Лагман (рисунок 5.1.8). Формирование этого расплава стало результатом фракционирования материнской магмы, в ходе которого иттрий и лантаноиды вели себя как несовместимые элементы. Дальнейшая его эволюция, сопровождавшаяся формированием пегматитовых жил, протекала на фоне более активного участия граната в процессах фракционирования, что привело к уменьшению содержаний  $\Sigma$ REE и Y на верхних горизонтах.

Кроме иттрия и лантаноидов, гранат из пегматитов Пашки характеризуется зональным распределением высоkozарядных (Zr, Hf) и переходных (Cr, V) элементов. От нижних к верхним горизонтам содержания Zr и Hf уменьшаются, Cr и V – увеличиваются (таблица 5.1.4, рисунок 5.1.9).

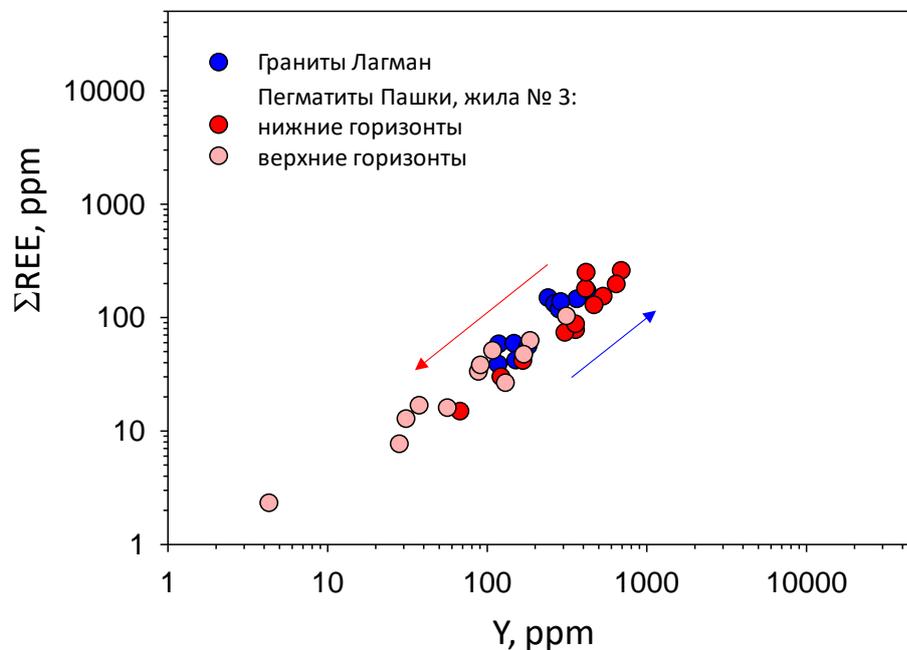


Рисунок 5.1.8 – Диаграмма Y– $\Sigma$ REE для граната из лейкогранитов комплекса Лагман и пегматитов месторождения Пашки. Стрелками показаны направления фракционирования гранитовой магмы: синей – на ранних, красной – на поздних стадиях

Таблица 5.1.4 – Вариации содержаний высокозарядных и переходных элементов в гранате из жилы № 3

Элемент	Содержание, ppm		
	Граниты Лагман	Пегматиты Пашки	
		Нижние горизонты	Верхние горизонты
Zr	6.5–41 (14)	6.6–24 (17.5)	6.1–13.4 (9.9)
Hf	4.1–20 (9.3)	2.6–20 (14.0)	0.65–10.9 (2.4)
Cr	12–26 (19)	5.2–13 (9.5)	9.2–18 (12)
V	6–8.8 (7.6)	0.5–2.5 (2.1)	3.3–5.8 (4.5)

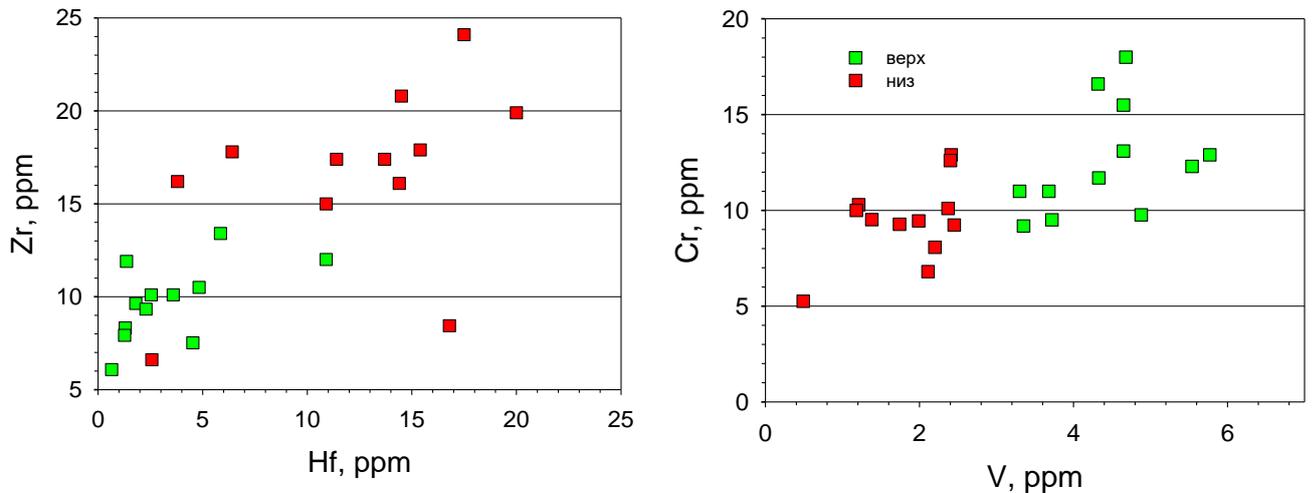


Рисунок 5.1.9 – Вариации содержаний высокозарядных и переходных элементов в гранате из жилы № 3

В обоих случаях наблюдаемую геохимическую зональность трудно объяснить процессами фракционной кристаллизации.

Zr и Hf в магматических системах являются несовместимыми элементами, при этом гафний, обладая несколько меньшим ионным радиусом, электроотрицательностью и потенциалом ионизации, обладает свойством несовместимости в большей степени [69]. Это приводит к преимущественному накоплению гафния в остаточном расплаве, благодаря чему в продуктах фракционирования, особенно в минералах циркония, на фоне роста содержаний гафния, Zr/Hf отношение уменьшается вплоть до значений 7–1 в пегматитах [69]. Как видно на рисунке 5.1.10, подобными значениями (4.2–0.5) характеризуется Zr/Hf отношение в гранате из лейкогранитов Лагман и нижних горизонтов жилы № 3. В тоже время в гранате верхних горизонтов жилы это отношение оказывается повышенным (до 8.7–9.4) при пониженном содержании гафния, что соответствует менее фракционированному расплаву.

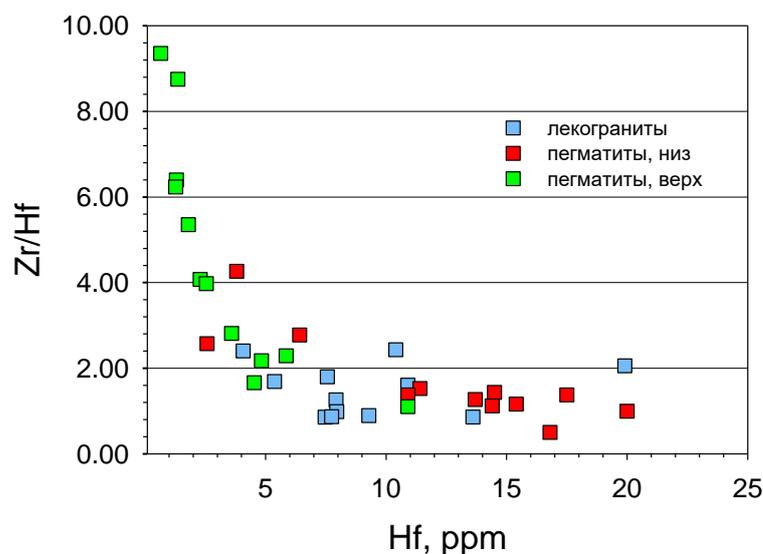


Рисунок 5.1.10 – Диаграмма Zr/Hf – Hf для граната из лейкогранитов Лагман и граната из пегматитовой жилы № 3

Cr и V, наоборот, являются совместимыми элементами и накапливаются в ранних продуктах магматической кристаллизации. Соответственно остаточный расплав должен быть обеднен этими элементами. Тем не менее, гранат верхних горизонтов пегматитовой жилы оказывается обогащенным Cr и V по сравнению с гранатом нижних горизонтов и гранатом из лейкогранитов[50].

Таким образом, вопрос, что послужило причиной обеднения граната верхних горизонтов пегматитовой жилы Zr, Hf и обогащения – Cr, V, остается открытым.

## 5.2 Изотопное датирование пегматитов

До настоящего времени комплексного геохронологического изучения литиевых пегматитов Афганистана не проводилось. В настоящей работе было выполнено исследование пегматитов месторождения Пашки Rb-Sr методом (ID-TIMS). Объектами изотопного анализа, помимо вала породы (WR), стали мономинеральные фракции мусковита и плагиоклаза, выделенные из сподуменового пегматита (проба D-05-1). В результате была получена трехточечная линия регрессии (условно изохрона, с учетом повышенного значения СКВО).

Полученные изотопно-геохимические данные приведены в таблице 5.2.1. Они обращают на себя внимание крайне высоким содержанием Rb в валовой пробе (WR) пегматитов – 1682 ppm, и, соответственно, высоким Rb/Sr отношением. Именно поэтому на изохронном графике (рисунок 5.2.1) точка, отвечающая WR, находится выше точки мусковита, что нетипично для гранитоидов. Такие геохимические характеристики говорят о крайне высокой степени фракционирования пегматитового расплава[51].

Таблица 5.2.1 – Результаты Rb-Sr анализа пробы пегматитов D-05-1 [51]

Образец	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2 $\sigma$
WR	1682	2.556	2020.77	1.337401	69
Ms	1994	3.185	1917.58	1.311110	43
PI	7.530	14.39	1.5156	0.730075	28

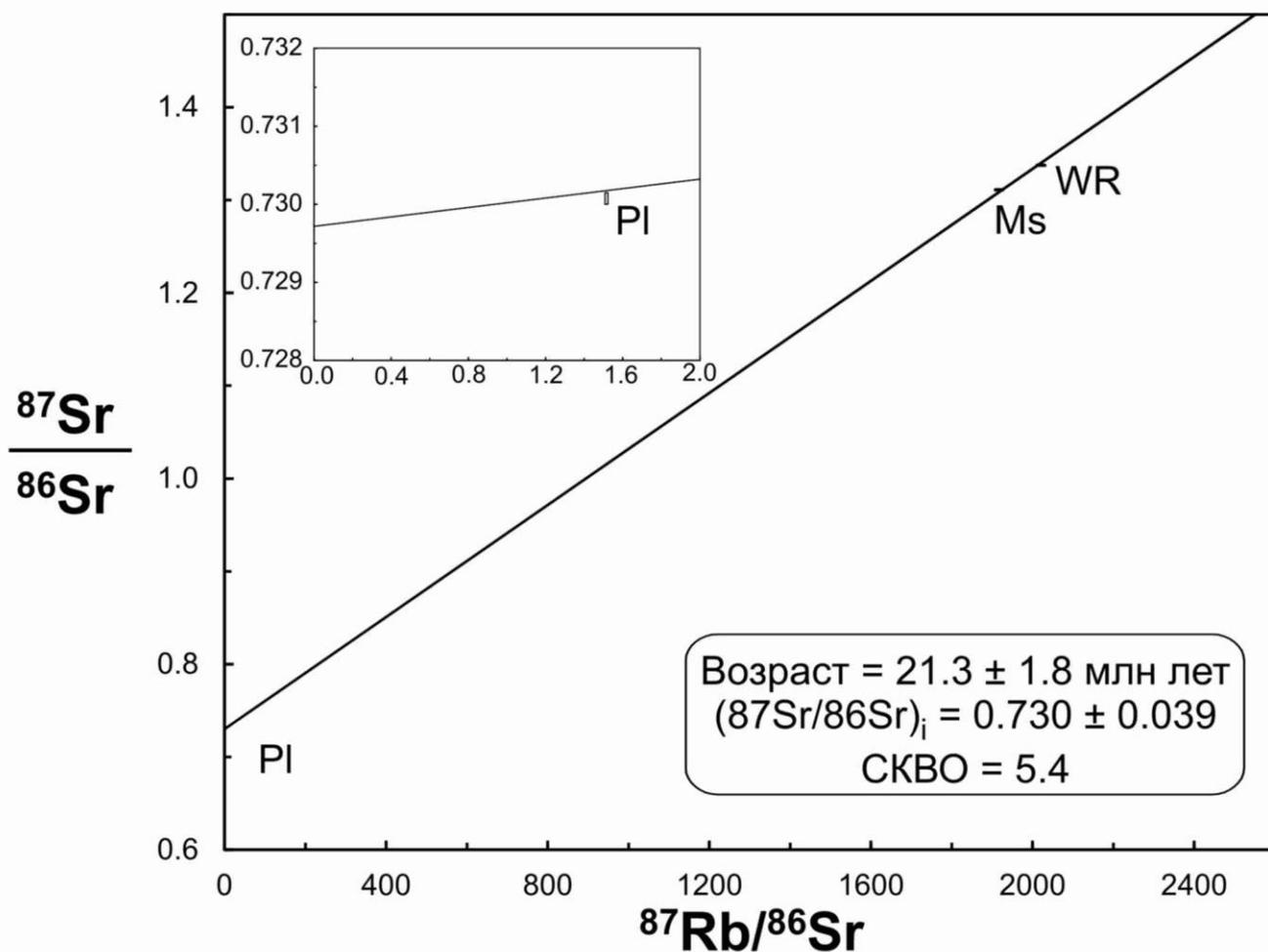


Рисунок 5.2.1 – Rb-Sr диаграмма для пробы пегматитов D-05-1. Размер фигуративных точек отвечает уровню 2 $\sigma$  [51]

Повышенное значение СКВО, равное 5.4, не позволяет считать полученный линейный тренд изохроной в строгом смысле этого термина. Поэтому рассчитанную Rb-Sr методом возрастную оценку  $21.3 \pm 1.8$  млн лет можно рассматривать в качестве приблизительного возраста пегматитов. [51]

Полученный результат согласуется с оценками возраста гранитов и пегматитов провинций Нуристан и Бадахшан, ранее полученных Rb-Sr методом [88], таблица 5.2.2).

Таблица 5.2.2 – Оценки возраста гранитов и пегматитов, полученные Rb-Sr методом (по данным: [88]).

Порода	Возраст, млн лет
Граниты комплекса Лагман	33–31
Пегматиты	27–21

### 5.3 Выводы по главе 5

Показано, что зеленовато-белый сподумен (основная разновидность сподумена на месторождении) характеризуется умеренными (до высоких) содержаниями типоморфных примесей Fe, Mn, Ti, Na. Его отличительной особенностью является необычно высокая степень обогащения цинком, в том числе относительно сподумена из других месторождений Нуристана. Сподумен верхних горизонтов пегматитовых жил обеднен Fe, Ti и Be, но обогащен B по сравнению со сподуменом нижних горизонтов.

Для объяснения выявленных закономерностей предложена модель фракционной кристаллизации, согласно которой на ранних стадиях, в первую очередь на нижних горизонтах, сподумен кристаллизовался из высокофракционированного расплава, обогащенного K, Na, редкими щелочами, Fe, Mn и Zn. Высокая щелочность расплава стала причиной обогащения сподумена Na, сокристаллизация сподумена, шерла и граната – причиной умеренных содержаний Fe и Mn в сподумене. Zn, Ti и Be на ранних стадиях были несовместимыми элементами, вследствие чего расплав был насыщенным этими элементом относительно сподумена.

На более поздних стадиях из остаточного расплава, обедненного Fe и Ti, но обогащенного Mn, Zn, Be, летучими и щелочными компонентами, кристаллизовались минеральные парагенезисы верхних горизонтов. Из остаточного расплава выделялся сподумен, характеризующийся повышенными содержаниями Na, B, но пониженными – Fe и Ti. Сокристаллизация сподумена и граната стала причиной умеренного содержания Mn в сподумене, сокристаллизация сподумена и берилла – Be. Поскольку сподумен верхних горизонтов обогащен цинком, высказано предположение, что он кристаллизовался раньше эльбаита, кристаллизация которого стала эффективным механизмом обеднения остаточного расплава Zn и Mn.

Калиевый полевой шпат – наряду с сподуменом один из главных породообразующих минералов пегматитов месторождения – предельно обогащен редкими щелочами, что служит свидетельством высокого содержания Li, Rb, Cs в расплаве. В распределении примесей редких щелочей наблюдается вертикальная зональность. От нижних к верхним горизонтам содержания Rb и Cs увеличиваются, а содержание Li – падает. Линейная зависимость K/Rb – Cs (в

билогарифмических координатах) является индикатором процесса кристаллизационной дифференциации пегматитового расплава. Еще одной геохимической характеристикой калиевого полевого шпата выступает его обогащенность фосфором. На диаграмме Fe–P [171] калиевый полевой шпат месторождения Пашки располагается в поле предельно фракционированных LCT пегматитов.

Плагиоклаз (альбит) отличается в целом пониженными содержаниями щелочноземельных элементов – Sr и Ba, в распределении которых наблюдается зональность: от нижних к верхним горизонтам их содержания в щелочном плагиоклазе увеличиваются. Подобно калиевому полевоому шпату, плагиоклаз месторождения Пашки обогащен фосфором.

Гранат на месторождении кристаллизовался из высокофракционированного расплава, обогащенного REE и Y по сравнению с расплавом, из которого образовались лейкограниты комплекса Лагман. Формирование этого расплава стало результатом фракционирования материнской магмы, в ходе которого иттрий и лантаноиды вели себя как несовместимые элементы. Дальнейшая его эволюция, сопровождавшаяся формированием пегматитовых жил, протекала на фоне более активного участия граната в процессах фракционирования, что привело к уменьшению содержаний  $\Sigma\text{REE}$  и Y на верхних горизонтах

В результате изотопного датирования пород и минералов Rb-Sr методом получена приблизительная оценка возраста пегматитов Пашки  $21.3 \pm 1.8$  млн лет, которая хорошо согласуется с оценками возраста пегматитов Нуристана, полученными предшественниками.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных исследований изучен минеральный состав сподуменовых пегматитов месторождения Пашки, рассмотрены главные закономерности вертикальной минералого-геохимической зональности продуктивных жил и получены новые данные о процессах эволюции пегматитового расплава.

Показано, что в состав пегматоидных гранитов с гнездами кварц-микроклин-альбитовых пегматитов, слагающих продуктивные жилы, входят шерл и фторэльбаит (нижние горизонты), Mn-Zn-содержащие эльбаит и фторэльбаит, щелочной Na-Li-содержащий берилл (верхние горизонты).

Выявлены характеристики состава породообразующих и акцессорных минералов (повышенные, близкие к предельным, содержания Na, Mn и Zn в сподумене, Li, Na, K – в голубом и бесцветном берилле, Li, Rb, Cs, P – в калиевом полево шпате, P – в альбите, Mn, Zn, F – в эльбаите и фторэльбаите, Mn – в гранате), свидетельствующие о крайне высокой степени фракционирования рудоносной гранитовой магмы.

Установлены основные тренды геохимической эволюции пегматитового расплава: накопление от нижних к верхним горизонтам и от ранних к поздним стадиям щелочных металлов (Na, K, Li, Rb, Cs), Mn, Zn, при уменьшении содержаний Fe, Ti, Y, REE, нашедшие отражение в изменчивости состава сподумена, калиевого полевого шпата, берилла, турмалина и граната. Геохимическим индикатором процессов кристаллизационной дифференциации выступает уменьшение K/Rb отношения с ростом содержаний Rb и Cs в калиевом полево шпате и берилле.

Освещены вопросы распределения элементов-примесей по зонам и секторам роста кристаллов сподумена и берилла, продемонстрирована необходимость учета кристаллохимического фактора при изучении типохимических свойств минералов.

Разработан геохимический критерий генетической связи редкометалльных пегматитов с материнскими гранитами, основанный на особенностях редкоэлементного состава акцессорного граната.

Перспективным направлением дальнейших исследований является изучение кристаллохимии минералов пегматитов с помощью рентгенографических и спектроскопических методов.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бескин, С.М., Марин Ю.Б. Геодинамические типы редкометалльного гранитового магматизма и ассоциирующие с ними месторождения // Записки Горного института. 2013. Т. 200. С. 155-162.
2. Бескин, С.М., Марин Ю.Б. О классификации гранитных пегматитов и пегматитоносных гранитовых систем // Записки РМО. 2017. № 6. С. 1-17.
3. Бескин, С.М., Марин Ю.Б. Особенности гранитовых систем с редкометалльными пегматитами // Записки РМО. 2019а. № 4. С. 1-16.
4. Бескин, С.М., Марин Ю.Б. Пегматитоносные гранитовые системы (систематика и продуктивность). М.: Научный мир, 2019б. 228 с.
5. Власов, К.А. Принципы классификации гранитных пегматитов и их текстурно-парагенетические типы // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1961. № 1. С. 8-29.
6. Геология и полезные ископаемые Афганистана. Под ред. Ш. Абдуллы, В.М. Чмырёва, В.И. Дронова. М. Недра, 1980. Кн. 1. Геология. 535 с. Кн. 2. Полезные ископаемые. 336 с.
7. Гинзбург, А.И. Типоморфизм минералов Справочник / Под ред. Л.В. Чернышевой. — М. // Недра, 1989. — 559, [1] с. ил.; 22.
8. Гинзбург, А.И., Родионов Г.Г. О глубинах образования гранитных пегматитов // Геология рудных месторождений. 1960. № 1. С. 45-54.
9. Гинзбург, А.И., Тимофеев И.Н., Фельдман Л.Г. Основы геологии гранитных пегматитов. М.: Недра, 1979. 296 с.
10. Гордиенко, В.В. Гранитные пегматиты. СПб.: Изд-во СПбГУ, 1996. 272 с.
11. Гордиенко, В.В. Концентрация Li, Rb и Cs в калиевом полевом шпате и мусковите как критерий прогнозной оценки редкометалльного оруденения гранитных пегматитов // Записки ВМО. 1970. № 2. С. 155-164.
12. Дир, У. Породообразующие минералы / У. Дир, Р. Хауи, Дж. Зусман. // Т. 2. Цепочечные силикаты. М.: Мир, 1965. 402 с.
13. Евдокимов, А.Н. Внутреннее строение и закономерности распределения минеральных типов редкометалльных пегматитов в долине Дарай Печ (провинция Кунар, Афганистан) / А.Н. Евдокимов, А. Юсуфзай, АМ. Мусазай // Известия Коми НЦ УрО РАН. Серия «Науки о Земле». 2024. № 3 (69). С. 52–62.
14. Евдокимов, А.Н. Геохимия сподумена из пегматитов гранитоидного комплекса Лагман, Афганистан. А.Н. Евдокимов, А. Юсуфзай // Записки Горного института. 2025. Т. 274. № 16469. С. 45-62.

15. Загорский, В. Е. Редкометалльные пегматиты / В.Е. Загорский, В.М. Макагон, Б.М. Шмакин, В. А. Макрыгина, Л. Г. Кузнецова // Гранитные пегматиты: Т. 2 – 1997. – С. 284.
16. Загорский, В.Е. Геохимия и геохимические критерии специализации мезозойских редкометалльных пегматитов Сибири // Геохимия пегматитов и методы их поисков. Новосибирск: Наука, 1983. С. 75-97.
17. Загорский, В.Е. Гранитные пегматиты / В.Е. Загорский, Л.Г. Кузнецова, В.М. Макагон, В.А. Макрыгина, Б.М. Шмакин // Редкометалльные граниты Том 2. Новосибирск: Наука, 1997. 285 с.
18. Загорский, В.Е. Минералогия миарол в пегматитах Малаханского месторождения турмалина в Забайкалье: полевые шпаты жилы Соседка // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 6. С. 683—697.
19. Золотарёв, А.А. Кристаллохимические формулы и определение видовой принадлежности минералов группы турмалина / А.А. Золотарёв, О.В. Франк-Каменецкая, И.В. Рождественская // Записки РМО. 2006. Т. 135. № 5. С. 1–11.
20. Иванов, М.А. Распределение элементов-примесей по зонам и секторам роста кристаллов сподумена (месторождение Пашки, Нуристан, Афганистан) / М.А. Иванов, **Н. Хамдард**, С.Г. Скублов, В.В. Смоленский // Минералогия. – 2024. – Т. 10. – № 2. – С. 46-57.
21. Касаткин, А.В. Восемь минеральных видов в одном кристалле: уникальная зональность полихромного турмалина из жилы Крутая (Малаханское пегматитовое поле, Забайкалье) / А.В. Касаткин, О.С. Верещагин, Л.А. Горелова, Д.И. // Минералогия. 2024. Т. 10. № 2. С. 5–25.
22. Кузьменко, М.В. Геохимическая специализация и вопросы классификации редкометалльных гранитных пегматитов / М.В. Кузьменко, А.П. Калита, Г.Б. Мелентьев, И.Б. Недумов, Ю. И. Филиппова // Пегматитовые редкометалльные месторождения. М.: ИМГРЭ, 1971. Вып. 1. С. 20–47.
23. Левашова, Е.В. Особенности редкоэлементного состава циркона из лейкогранитов комплекса Лагман (Афганистан) / Е.В. Левашова, **Н. Хамдард** // Материалы XXXV молодежной научной школы-конференции, посвященной памяти члена-корреспондента АН СССР К.О. Кратца и академика РАН Ф.П. Митрофанова Петрозаводск 2024 г. – С. 94-96.
24. Левашова, Е.В. Геохимия циркона из пегматитоносных лейкогранитов комплекса Лагман, провинция Нуристан, Афганистан / Е.В. Левашова, С.Г. Скублов, **Н. Хамдард**, М.А. Иванов, В.С. Стативко // Russian Journal of Earth Sciences. – 2024. – V. 24. – ES2011.
25. Морозова, Л.Н. Сподумен из редкометалльных пегматитов Колмозерского литиевого месторождения (Кольский полуостров) / Л.Н. Морозова, А.В. Базай // Записки РМО. 2019. № 1. С. 65-78.

26. Носова, А.А. Элементы-примеси в клинопироксенах из палеозойских вулканитов Тагильской островной дуги Среднего Урала / А.А. Носова, Л.В. Сазонова, В.В. Наркисова, С.Г. Симакин // Геохимия. 2002. № 3. С. 254-268.
27. Перетяжко, И.С. Условия образования минерализованных полостей (миарол) в гранитных пегматитах и гранитах // Петрология. 2010, Т. 18. № 2. С. 195–222.
28. Портнягин, М.В. Фтор в примитивных магмах офиолитового комплекса Троодос (о. Кипр): методика определения и основные результаты / М.В. Портнягин, С.Г. Симакин, А.В. Соболев // Геохимия. 2002. № 7. С. 691-699.
29. Россовский, Л.Н. Афанитовые сподуменовые дайки, их связь с литиевыми пегматитами и условия образования / Л.Н. Россовский, В.М. Чмырев, Г.К. Еременко, А.С. Салах // Докл. АН СССР. 1976. Т. 226. № 6. С. 1418–1421.
30. Россовский, Л.Н. Геология и условия формирования сподуменовых месторождений Гиндукуша (Афганистан) / Л.Н. Россовский, В.М. Чмырев, Г.К. Еременко, Мир-Акбар // Геология руд. месторождений. 1976. Т. 18. № 6. С. 19—33.
31. Россовский, Л.Н. Геохимические и структурные особенности полевых шпатов из пегматитов зонального поля / Л.Н. Россовский, С.И. Коноваленко, С.С. Кумеев // Геология и геофизика. 1981. Т. 22. № 3. С. 70-77.
32. Россовский, Л.Н. Литиевые месторождения Афганистан / Л.Н. Россовский, В.М. Чмырев, Г.К. Еременко, А.С. Салах // Изв. вузов. Геология и разведка. 1977. № 7. С. 86–93.
33. Россовский, Л.Н. О Южно-Азиатском пегматитовом поясе / Л.Н. Россовский, С.И. Коноваленко // Доклады АН СССР. 1976. Т. 229. № 3. С. 695-698.
34. Россовский, Л.Н. Об одном случае пересечения сподуменовыми пегматитами шерлово-мусковитовых пегматитов / Л.Н. Россовский, А.Н. Шостацкий // Доклады АН ТаджССР. 1963. Т. 4. № 6.
35. Россовский, Л.Н. Уникальный пример вертикальной геохимической зональности в пегматитах Гиндукуша (Афганистан) / Л.Н. Россовский, Б.М. Шмакин // Доклады АН СССР. 1978. Т. 240. № 2. С. 448-451.
36. Скублов, С.Г. Геохимия разновидностей берилла: сравнительный анализ и визуализация аналитических данных методами главных компонент (РСА) и стохастического вложения соседей с t-распределением (t-SNE) / С.Г. Скублов, А.К. Гаврильчик, А.В. Березин // Записки Горного института. 2022. Т. 255. С. 455-469.
37. Скублов, С.Г. Особенности геохимии цирконов из мигматитов Нимнырского блока Алданского щита / С.Г. Скублов, И.С. Седова, В.А. Глебовицкий, И.М. Гембицкая, Л.М. Саморукова // Геохимия. 2010. № 12. С. 1320-1329.

38. Скублов, С.Г. Полифазный Белокурихинский массив гранитов, Горный Алтай: изотопно-геохимическое исследование циркона / С.Г. Скублов, Е.В. Левашова, М.Е. Мамыкина, Н.И. Гусев, А.И. Гусев // Записки Горного института. 2024. Т. 268. С. 552-575.
39. Скублов, С.Г. Примесный состав берилла из сподуменовых пегматитов месторождения Пашки (провинция Нуристан, Афганистан) / С.Г. Скублов, **Н. Хамдард**, М.А. Иванов, А.К. Гаврильчик, В.С. Стативко // Вестник геонаук. – 2024. – № 2. – С. 46-50.
40. Смирнов, С.З. Включения необычных позднемагматических расплавов в кварце пегматитовой жилы Октябрьская (Малханское поле, Центральное Забайкалье) / С.З. Смирнов, И.С. Перетяжко, В.Е. Загорский, М.Ю. Михайлов // ДАН. 2003. Т. 392. № 2. С. 239–243.
41. Смирнов, С.З. Флюидный режим кристаллизации водонасыщенных гранитных и пегматитовых магм: физико-химический анализ // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 9. С. 1643–1663.
42. Соколов, П.В. Цинк-содержащий турмалин из редкометалльных пегматитов / П.В. Соколов, М.Г. Горская, Ю.Л. Кретцер // Записки РМО. 1988. Т. 117. С. 70–74.
43. Солодов, Н.А. Внутреннее строение и геохимия редкометалльных гранитных пегматитов. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 232 с.
44. Солодов, Н.А. Научные основы перспективной оценки редкометалльных пегматитов. М.: Наука, 1971. 290 с.
45. Таран, М.Н. Исследование природы окраски сподуменов / М.Н. Таран, А.Н. Платонов, Л.Н. Россковский, Э.В. Польшин // Кристаллохимия и спектроскопия минералов. Киев: Наук. думка, 1984. С. 31–48.
46. Трегер, В.Е. Оптическое определение породообразующих минералов. // М.: Недра, 1968. 197 с.
47. Федотова, А.А. Геохимия циркона (данные ионного микрозонда) как индикатор генезиса минерала при геохронологических исследованиях / А.А. Федотова, Е.В. Бибикова, С.Г. Симакин // Геохимия. 2008. № 9. С. 980-997.
48. Ферсман, А.Е. Пегматиты. // Т. 1. Гранитные пегматиты. М., Л.: АН СССР, 1940. 712 с.
49. **Хамдард, Н.** Минеральный состав и особенности строения литиевых пегматитов месторождения Пашки (провинция Нуристан, Афганистан) // Материалы Годичного собрания РМО «Минералого-геохимические исследования для решения проблем петро- и рудогенеза, выявления новых видов минерального сырья и их рационального использования» и Федоровской сессии 2023. – СПб. – 2023. – С. 89-90.
50. **Хамдард, Н.** Редкоэлементный состав Fe-Mn гранатов как индикатор вертикальной зональности сподуменовых пегматитов и потенциальный поисковый критерий

(на примере месторождения Пашки, Афганистан) / Н. Хамдард, С.Г. Скублов // Материалы VI Международной конференции молодых ученых и специалистов памяти академика А.П. Карпинского, Санкт-Петербург – 2024 – С. 193-196.

51. **Хамдард, Н.** Первые данные о возрасте сподуменовых пегматитов месторождения Пашки, провинция Нуристан (Афганистан) / Н. Хамдард, С.Г. Скублов // Материалы XXXV молодежной научной школы-конференции, посвященной памяти члена-корреспондента АН СССР К.О. Кратца и академика РАН Ф.П. Митрофанова. – Петрозаводск. – 2024 – С. 202-204.

52. Шмакин, Б.М. Некоторые коренные вопросы геохимии гранитных пегматитов // Геохимия пегматитов и методы их поисков. Новосибирск: Наука, 1983. С. 3-14.

53. Alfonso, P. Geochemistry of feldspars and muscovite in granitic pegmatite from the Cap De Creus Field, Catalonia, Spain / P. Alfonso, J.C. Melgarejo, I. Yusta, F. Velasco // *Canad. Miner.* 2003. Vol. 41. P. 103–116.

54. Allan, B.D. Occurrences and origin of garnets in the South Mountain Batholith, Nova Scotia / B.D. Allan, D.B. Clark // *Can. Mineral.* 1981. Vol. 19. P. 19–24.

55. Anovitz, L.M. Anisotropic dynamics of water ultraconfined in macroscopically oriented channels of single-crystal beryl: A multifrequency analysis / L.M. Anovitz, E. Mamontov, P. ben Ishai, A.I. Kolesnikov // *Physical Review E.* 2013. V. 88. 052306.

56. Aurisicchio, C. Beryl from miarolitic pockets of granitic pegmatites, Elba, Italy: Characterization of crystal chemistry by means of EMP and SIMS analyses / C. Aurisicchio, A.M. Conte, C. De Vito, L. Ottolini // *The Canadian Mineralogist.* 2012. V. 50. P. 1467-1488.

57. Aurisicchio, C. Major and trace element geochemistry of emerald from several deposits: Implications for genetic models and classification schemes / C. Aurisicchio, A.M. Conte, L. Medeghini, L. Ottolini, C. De Vito // *Ore Geology Reviews.* 2018. V. 94. P. 351-366.

58. Aurisicchio, C. Reappraisal of the crystal chemistry of beryl / C. Aurisicchio, G. Fioravanti, O. Grubessi, P.F. Zanazzi // *American Mineralogist.* 1988. V. 73. P. 826-837.

59. Bačík, P. Beryl crystal chemistry and trace elements: Indicators of pegmatite development and fractionation (Damara Belt, Namibia) / P. Bačík, J. Fridrichová, P. Uher, T. Vaculovič, V. Bizovská, R. Škoda, J. Dekan, M. Miglierini, I. Malíčková // *Lithos.* 2021. V. 404. 106441.

60. Baldwin, J. Compositional range of Mn-garnet in zoned granitic pegmatites / J. Baldwin, O. von Knorring // *The Canadian Mineralogist.* 1983. V. 21. P. 683-688.

61. Benham, A.J. Minerals in Afghanistan: rare-metal deposits / A.J. Benham, S. Coats // Afghanistan Geological Survey website. 2007. <https://nora.nerc.ac.uk/id/eprint/10924>

62. Bhandari, S. Magmatic-hydrothermal evolution of the aquamarine-bearing Yamrang Pegmatite, Eastern Nepal: Insights from beryl, garnet, and tourmaline mineral chemistry / S. Bhandari, K. Qin, Q. Zhou, N.J. Evans, B.R. Gyawali, C. He, Z. Sun // *Ore Geology Reviews*. 2023. V. 162. 105713.
63. Bocchio, R. Aquamarine from the Masino-Bregaglia Massif, Central Alps, Italy / R. Bocchio, I. Adamo, F. Caucia // *Gems & Gemology*. 2009. V. 45. P. 204-207.
64. Bosi, F. Fluor-elbaite,  $\text{Na}(\text{Li}_{1.5}\text{Al}_{1.5})\text{Al}_6(\text{Si}_6\text{O}_{18})(\text{BO}_3)_3(\text{OH})_3\text{F}$ , a new mineral species of the tourmaline supergroup / F. Bosi, G.B. Andreozzi, H. Skogby, A.J. Lussier, Y. Abdu, F.C. Hawthorne // *American Mineralogist*. 2013. Vol. 98. P. 297–303.
65. Bosi, F. Fluor-tsilaisite,  $\text{NaMn}_3\text{Al}_6(\text{Si}_6\text{O}_{18})(\text{BO}_3)_3(\text{OH})_3\text{F}$ , a new tourmaline from San Piero in Campo (Elba, Italy) and new data on tsilaisitic tourmaline from the holotype specimen locality / F. Bosi, G.B. Andreozzi, G. Agrosi, E. Scandale // *Mineralogical Magazine*, 2015. Vol. 79. P. 89–101.
66. Breiter, K. Behavior of trace elements in quartz from plutons of different geochemical signature: A case study from the Bohemian Massif, Czech Republic / K. Breiter, L. Ackerman, M. Svojtka, A. Müller // *Lithos*. 2013. V. 175. P. 54-67.
67. Breiter, K. Chemical signature of quartz from S-and A-type rare-metal granites – A summary / K. Breiter, J. Ďurišová, M. Dosbaba // *Ore Geology Reviews*. 2020. V. 125. 103674.
68. Brennan, C.J. Trace element concentrations and chemical zoning of spodumene from magmatic and hydrothermal origins / C.J. Brennan, J.J. Student, T. Hill, T. Martins, M.L.C. Sirbescu // *Ore Geology Reviews*. 2024. V. 169. 106089.
69. Černý, P. Anderson A.J. Extreme fractionation in rare-element granitic pegmatites; selected examples of data and mechanisms / P. Černý, R.E. Meintzer // *The Canadian Mineralogist*. 1985. V. 23. P. 381-421.
70. Černý, P. Evolution of feldspars in granitic pegmatites // (I. Parson ed.) *Feldspars and Their Reactions*. Kluwer Academic Publishers, 1994. P. 501-540.
71. Černý, P. Extreme fractionation and deformation of the leucogranite-pegmatite suite at Red Cross Lake, Manitoba, Canada (IV. Mineralogy) / P. Černý, D.K. Teertstra, R. Chapman, J.B. Selway, F.C. Hawthorne, K. Ferreira, L.E. Chackowsky, X.-J. Wang, R.E. Meintzer // *The Canadian Mineralogist*. 2012. V. 50. P. 1839-1875.
72. Černý, P. Geochemical and morphological features of beryl from the Bikita granitic pegmatite, Zimbabwe / P. Černý, A.J. Anderson, P.B. Tomascak, R. Chapman // *The Canadian Mineralogist*. 2003. V. 41. P. 1003-1011.
73. Černý, P. Geochemical and petrogenetic features of mineralization in rare element granitic pegmatites in the light of current research // *Applied Geochemistry*. 1992. V. 7. P. 393-416.

74. Černý, P. Mineralogy of beryllium in granitic pegmatites. In *Beryllium: mineralogy, petrology and geochemistry* (E. Grew, ed.) // *Rev. Miner. Geochem.* 2002. Vol. 50. P. 405–444.
75. Černý, P. Rare-element granitic pegmatites. Part I: Anatomy and internal evolution of pegmatite deposits // *Geoscience Canada*. 1991. V. 18(2). P. 49-67.
76. Černý, P. Rare-element granitic pegmatites. Part II: Regional to global environments and petrogenesis // *Geoscience Canada*. 1991. V. 18(2). P. 68-81.
77. Černý, P. The classification of granitic pegmatites revisited / P. Černý, T.S. Ercit // *The Canadian Mineralogist*. 2005. V. 43. P. 2005-2026.
78. Chappell, B.W. Two contrasting granite types: 25 years later / B.W. Chappell, A.J.R. White // *Australian Journal of Earth Sciences*. 2001. P. 48. P. 489–499.
79. Charoy, B. The crystal chemistry of spodumene in some granitic aplite-pegmatite of Northern Portugal / B. Charoy, F. Lhote // *Canad. Miner.* 1992. Vol. 30. P. 639–651.
80. Chen, J.F. Petrogenesis of Mesozoic Li-, Cs-, and Ta-rich (LCT) pegmatites from the Neoproterozoic Jiangnan Orogenic Belt, South China: An alternative origin model for the LCT type pegmatite / J.F. Chen, C.H. Wen, Z.H. Lv, J.Z. Huang, J.X. Zhang, Y. Tang, Y. Du, C.H. Cao // *Ore Geology Reviews*. 2023. V. 153. 105276.
81. Claiborne, L.L. Trace element composition of igneous zircon: a thermal and compositional record of the accumulation and evolution of a large silicic batholith, Spirit Mountain, Nevada / L.L. Claiborne, C.F. Miller, J.L. Wooden // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2010. V. 160. P. 511-531.
82. Cocker, M. Chapter 24A. Summary for the Mineral Information Package for the Nuristan Rare-Metal Pegmatite Area of Interest. In book: *Summaries of important areas for mineral investment and production opportunities of nonfuel minerals in Afghanistan*, USGS Afghanistan Project Product no. 199: US Geological Survey Open-File Report 2011-1204, v. 2. Publisher: U.S. Geological Survey.
83. Cui, S. Gemology, spectroscopy, and mineralogy study of aquamarines of three different origins / S. Cui, B. Xu, J. Shen, Z. Miao, Z. Wang // *Crystals*. 2023. V. 13. 1478.
84. Czaja, M. Some complementary data about the spectroscopic properties of manganese ions in spodumene crystals / M. Czaja, R. Lisiecki, M. Kądziołka-Gaweł, A. Winiarski // *Minerals*. 2020. V. 10. 554.
85. Dahlquist, J.A. Magmatic evolution of the Penon Rosado Granite: Petrogenesis of garnet bearing granitoids / J.A. Dahlquist, C. Galindo, R.J. Pankhurst, C.W. Rapela, P.H. Alasino, J. Saavedra, C.M. Fanning // *Lithos*. 2007. Vol. 95. P. 177–207.
86. Danyushevsky, L.V. H<sub>2</sub>O abundance in depleted to moderately enriched mid-ocean ridge magmas; Part I: Incompatible behaviour, implications for mantle storage, and origin of regional

variations / L.V. Danyushevsky, S.M. Eggins, T.J. Falloon, D.M. Christie // *Journal of Petrology*. 2000. V. 41. P. 1329-1364.

87. Debon, F.t P. Major intrusive stages in Afghanistan: typology, age and geodynamic setting / F.t P. Debon , H. Afzali, P. Le Fort, J. Sonet // *Geologische Rundschau*. 1987. V. 76. P. 245-264.

88. Desio, A. On the geological ages of some granites of the Karakoram-Hindukush and Badakhashan (Central Asia) / A. Desio, E. Tongiorgi, G. Ferrara // 22-nd Int. Geol. Congress. Proc. Section 11: Himalayan and Alpine Geology. New Delhi, 1964. P. 479-496.

89. Dessemond, C. Spodumene: the lithium market, resources and processes / C. Dessemond, F. Lajoie-Leroux, G. Soucy, N. Laroche, J.F. Magnan // *Minerals*. 2019. V. 9. 334.

90. Drivenes, K. Crystallization and uplift path of late Variscan granites evidenced by quartz chemistry and fluid inclusions: Example from the Land's End granite, SW England / K. Drivenes, R.B. Larsen, A. Müller, B.E. Sørensen // *Lithos*. 2016. V. 252. P. 57-75.

91. du Bray, E.A. Garnet compositions and their use as indicators of peraluminous granitoid petrogenesis — southeastern Arabian Shield // *Contrib. Mineral. Petrol*. 1988. Vol. 100. P. 205–212.

92. Ertl, A. tourmaline from Austria: structure, chemistry, optical spectra, and relations to synthetic solid solutions / A. Ertl, J.M. Hughes, S. Prowatke, G.R. Rossman, D. London, E.A. Fritz // *American Mineralogist*. 2003. Vol. 88. P. 1369–1376.

93. ESCAP, UN. Geology and mineral resources of Afghanistan. United Nations, 1995.

94. Feng, Y. Lithium, Phosphorus, and rare earth elements in magmatic garnets from granitic Pegmatites: Coupled substitution and petrogenetic implications / Y. Feng, J. Cen, T. Liang, M. Wang, X. Tan, Y. Hao, S. Yan // *Ore Geology Reviews*. 2023. V. 153. 105284.

95. Feng, Y. Origin and petrogenetic implications of garnet from Rb-rich pegmatites in North Qinling Orogen, China / Y. Feng, R. Lei, M. Ju, G. Song, F. Xu // *Geological Journal*. 2017. V. 52. P. 215-237.

96. Filip, J. Crystal chemistry and OH defect concentrations in spodumene from different granitic pegmatites / J. Filip, M. Novák, A. Beran, R. Zbořil // *Phys. Chem. Miner.* 2006. Vol. 32 P. 733–746.

97. Filippov, L. Spodumene flotation mechanism / L. Filippov, S. Farrokhpay, L. Lyo, I. Filippova // *Minerals*. 2019. V. 9. 372.

98. Fridrichová, J. Spectroscopic and bond-topological investigation of interstitial volatiles in beryl from Slovakia / J. Fridrichová, P. Bačík, V. Bizovská, E. Libowitzky, R. Škoda, P. Uher, D. Ozdín, M. Števkó // *Physics and Chemistry of Minerals*. 2016. V. 43. 419-437.

99. Galliski, M.Á. Metallogenesis of the Totoral LCT rare-element pegmatite district, San Luis, Argentina: A review / M.Á. Galliski, M.F. Márquez-Zavalía, D.S. Pagano // *Journal of South American Earth Sciences*. 2019. V. 90. P. 423-439.
100. Gaspar, M. Moretti R. REE in skarn systems: A LA-ICP-MS study of garnets from the Crown Jewel gold deposit / M. Gaspar, C. Knaack, L.D. Meinert // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2008. V. 72. P. 185-205.
101. Goldschmidt, V.M. *Geochemistry*. Clarendon, Oxford, 1954. 730 p.
102. Götze, J. Chemistry, textures and physical properties of quartz—geological interpretation and technical application // *Mineralogical Magazine*. 2009. V. 73. P. 645-671.
103. Götze, J. Trace element incorporation into quartz: A combined study by ICP-MS, electron spin resonance, cathodoluminescence, capillary ion analysis, and gas chromatography / J. Götze, M. Plötze, T. Graupner, D.K. Hallbauer, C.J. Bray // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2004. V. 68. P. 3741-3759.
104. Green T.H. Garnet in silicic liquids and its possible use as a P-T indicator // *Con. Mineral. Petrology*. 1978. Vol. 65. P. 59-67.
105. Green, T.H. SIMS determination of trace element partition coefficients between garnet, clinopyroxene and hydrous basaltic liquids at 2–7.5 GPa and 1080–1200oC / T.H. Green, J.D. Blundy, J. Adam, G.M. Yaxley // *Lithos*. 2000. Vol. 53. P. 165–187.
106. Harrison, T.N. Magmatic garnets in the Cairngorm granite, Scotland // *Mineralogical Magazine*. 1988. Vol. 2(368). P. 659-667.
107. Hawthorne, F.C. Classification of the minerals of the tourmaline group / F.C. Hawthorne, D.J. Henry // *European Journal of Mineralogy*. 1999. Vol. 11. P. 201–215.
108. Heimann, A. The chemical composition of gahnite and garnet as exploration guides to and indicators of rare element (Li) granitic pegmatites // *US Geological Survey, Open-File Report*, 2015. P. 1-24.
109. Henry, D.J. Nomenclature of the tourmaline-supergroup minerals / D.J. Henry, M. Novák, F.C. Hawthorne, A. Ertl, B.L. Dutrow, P. Uher, F. Pezzotta // *Amer Miner*. 2011. Vol. 96. P. 895–913.
110. Hernández-Filiberto, L. Garnet as indicator of pegmatite evolution: The Case study of pegmatites from the Oxford Pegmatite Field (Maine, USA) / L. Hernández-Filiberto, E. Roda-Robles, W.B. Simmons, K.L. Webber // *Minerals*. 2021. Vol 11. Paper 802.
111. Höniĝ, S. Garnet as a major carrier of the Y and REE in the granitic rocks: An example from the layered anorogenic granite in the Brno Batholith, Czech Republic / S. Höniĝ, R. Čopjaková, R. Škoda, M. Novák, D. Dolejš, J. Leichmann, M.V. Galiová // *American Mineralogist*. 2014. Vol. 99. P. 1922–1941.

112. Hoskin, P.W. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2005. V. 69. P. 637-648.
113. Hu, Y. Color characteristics of blue to yellow beryl from multiple origins / Y. Hu, R. Lu // *Gems & Gemology*. 2020. V. 56. P. 54-65.
114. Huang, R.F. Thetitanium-in-quartz (TitaniQ) thermobarometer: a critical examination and re-calibration / R.F. Huang, A. Audétat // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2012. Vol. 84. P. 75–89.
115. Hulsbosch, N. Alkali metal and rare earth element evolution of rock-forming minerals from the Gatumba area pegmatites (Rwanda): Quantitative assessment of crystal-melt fractionation in the regional zonation of pegmatite groups / N. Hulsbosch, J. Hertogen, S. Dewaele, L. André, P. Muchez // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2014. Vol. 132. P. 349–374.
116. Hulsbosch, N. Petrographic and mineralogical characterisation of fractionated pegmatites culminating in the Nb-Ta-Sn pegmatites of the Gatumba area (western Rwanda) / N. Hulsbosch, J. Hertogen, S. Dewaele, L. Andre, P. Muchez // *Geologica Belgica*. 2013. V. 16. P. 105-117.
117. Icenhower, J. Experimental partitioning of Rb, Cs, Sr, and Ba between alkali feldspar and peraluminous melt / J. Icenhower, D. London // *Am. Mineral*. 1996. Vol. 81. P. 719–734.
118. Ivanova, A.A. Zircon from the Turga multiphase massif with amazonite granites (Eastern Transbaikalia) and its petrogenetic significance / A.A. Ivanova, L.F. Syritso, E.V. Badanina, A.M. Sagitova // *Geology Ore Deposits*. 2019. V. 61. P. 707-721.
119. Jacamon, F. Trace element evolution of quartz in the charnockitic Kleivan granite, SW-Norway: The Ge/Ti ratio of quartz as an index of igneous differentiation / F. Jacamon, R.B. Larsen // *Lithos*. 2009. V. 107. P. 281-291.
120. Jaffe, H.W. The role of yttrium and other minor elements in the garnet group // *Amer. Miner.* 1951. Vol. 36. P. 133–155.
121. Jahns, R.H. Experimental studies of pegmatite genesis; I, A model for the derivation and crystallization of granitic pegmatites / R.H. Jahns, C.W. Burnham // *Economic Geology*. 1969. V. 64. P. 843-864.
122. Jiang, P.F. Compositional characteristics of garnet in granite-pegmatite system in Mufushan area and its implications for magmatic evolution and rare metal mineralization / P.F. Jiang, P. Li, J.K. Li, X.M. He, G.H. Shi, X.Q. Huang, Yue LIN, J. Yin // *Acta Petrologica Sinica*. 2023. V. 39. P. 2025-2044.
123. Jiang, Y. Geochemical and spectroscopic features of beryl (aquamarine) from Renli No. 5 pegmatite in Hunan, Central China / Y. Jiang, J. Li, P. Li, Y. Cai, L. Zhang // *Minerals*. 2023. V. 13. 336.

124. Jochum, K.P. MPI-DING reference glasses for in situ microanalysis: New reference values for element concentrations and isotope ratios / K.P. Jochum, B. Stoll, K. Herwig, M. Willbold, A.W. Hofmann, M. Amini, S. Aarburg, W. Abouchami, E. Hellebrand, B. Mocek, I. Raczek // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2006. V. 7. Q02008.
125. Jochum, K.P. The preparation and preliminary characterisation of eight geological MPI-DING reference glasses for in-situ microanalysis / K.P. Jochum, D.B. Dingwell, A. Rocholl, B. Stoll, A.W. Hofmann, S. Becker, A. Besmehn, D. Bessette, H.J. Dietze, P. Dulski, J. Erzinger // *Geostandards Newsletter*. 2000. V. 24. P. 87-133.
126. Jung, C. Fluid-present melting of meta-igneous rocks and the generation of leucogranites: Constraints from garnet major- and trace element data, Lu–Hf whole rock-garnet ages and whole rock Nd–Sr–Hf–O isotope data. / C. Jung, S. Jung, O. Nebel E. Hellebrand, P. Masberg, E. Hoffer // *Lithos*. 2009. Vol. 111. P. 220–225.
127. Kamenetsky, V.S. Enriched end-member of primitive MORB melts: Petrology and geochemistry of glasses from Macquarie island (SW Pacific) / V.S. Kamenetsky, J.L. Everard, A.J. Crawford, R. Varne, S.M. Eggins, R. Lanyon // *Journal of Petrology*. 2000. V. 41. P. 411-430.
128. Kudryashov, N.M. Geochronological and geochemical study of zircon from tourmaline-muscovite granites of the Archaean Kolmozero–Voronya greenstone belt: Insights into sources of the rare-metal pegmatites / N.M. Kudryashov, O.V. Udoratina, M.A. Coble, E.N. Steshenko // *Minerals*. 2020. V. 10. 760.
129. Liu, W.D. Temperature dependences of hydrous species in feldspars / W.D. Liu, Y. Yang, K.Y. Zhu, Q.K. Xia, // *Physics and Chemistry of Minerals*. – 2018. – T. 45. – №. 7. – C. 609-620.
130. Loader, M.A. Controls on the magnitude of Ce anomalies in zircon / M.A. Loader, C.L. Nathwani, J.J. Wilkinson, R.N. Armstrong // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2022. V. 328. P. 242-257.
131. London, D. Granitic pegmatites: an assessment of current concepts and directions for the future // *Lithos*. 2005. V. 80. P. 281-303.
132. London, D. Lithium minerals in pegmatites. In: *Granitic pegmatites in science and industry*. Ed. P. Černý. Short course handbook 8 / D. London, D.M. Burt // *Mineralogical Association of Canada*, 1982. P. 99–133.
133. London, D. Ore-forming processes within granitic pegmatites // *Ore Geology Reviews*. 2018. V. 101. P. 349-383.
134. London, D. Pegmatites // *The Canadian Mineralogist*. Special Publication. 2008. 347 p.
135. London, D. Phosphorus in alkali feldspars of rare-element granitic pegmatites / D. London, P. Černý, J.L. Loomis, J.J. Pan // *Canad. Miner.* 1990. Vol. 28. P. 771–786.

136. London, D. Subsolidus isothermal fractional crystallization // *Amer. Miner.* 2014. Vol. 99. P. 543–546.
137. London, D. The application of experimental petrology to the genesis and crystallization of granitic pegmatites // *The Canadian Mineralogist.* 1992. V. 30. P. 499-540.
138. Lum, J.E. Mineralogical and geochemical characteristics of BERYL (AQUAMARINE) from the Erongo Volcanic Complex, Namibia / J.E. Lum, F. Viljoen, B. Cairncross, D. Frei // *Journal of African Earth Sciences.* 2016. V. 124. P. 104-125.
139. Maneta, V. The potential of lithium in alkali feldspars, quartz, and muscovite as a geochemical indicator in the exploration for lithium-rich granitic pegmatites: A case study from the spodumene-rich Moblan pegmatite, Quebec, Canada / V. Maneta, D.R. Baker // *Journal of Geochemical Exploration.* 2019. V. 205. 106336.
140. Manning, D.A.C. Chemical variation in garnets from aplites and pegmatites, peninsular Thailand // *Mineralogical Magazine.* 1983. V. 47. P. 353-358.
141. McCaffrey, D.M. The crystallization temperature of granitic pegmatites: The important relationship between undercooling and critical metal prospectivity / D.M. McCaffrey, S.M. Jowitt // *Earth-Science Reviews.* 2023. V. 244. 104541.
142. McDonough, W.F. The composition of the Earth / W.F. McDonough, S.S. Sun // *Chemical Geology.* 1995. V. 120. P. 223-253.
143. Merli, M. Crystal-chemical complexity in natural garnets; structural constraints on chemical variability / M. Merli, A. Callegari, E. Cannillo, F. Caucia, M. Leona, R. Oberti, L. Ungaretti // *European Journal of Mineralogy.* 1995. V. 7. P. 1239-1249.
144. Miller, C.F. The role of manganese in the paragenesis of magmatic garnet: An Example from the Old Woman-Piute Range, California / C.F. Miller, E.F. Stoddard // *The Journal of Geology.* 1981. Vol. 89. P. 233-246.
145. Moretz, L. The composition of garnet as indicator of rare metal (Li) mineralization in granitic pegmatites / L. Moretz, A. Heimann, J. Bitner, M. Wise, D. Rodrigues Soares, A. Mousinho Ferreira // *International Symposium on Granitic Pegmatites.* 2013. No. 6. P. 94-95.
146. Morey G.W. The system water-nepheline-albite; a theoretical discussion // *American Journal of Science.* 1957. V. 255. P. 461-480.
147. Morozova, L.N. Li-Cs-Na-Rich beryl from beryl-bearing pegmatite dike No. 7 of the Shongui deposit, Kola Province, Russia / L.N. Morozova, S.G. Skublov, D.R. Zozulya, P.A. Serov, E.S. Borisenko, A.N. Solovjova, A.K. Gavrilchik // *Geosciences.* 2023. V. 13. 309.
148. Morozova, L.N. Spodumene from rare-metal pegmatites of the Kolmozero lithium world-class deposit on the Fennoscandian shield: Trace elements and crystal-rich fluid inclusions /

L.N. Morozova, E.N. Sokolova, S.Z. Smirnov, V.V. Balagansky, A.V. Bazai // *Mineralogical Magazine*. 2021. V. 85. P. 149-160.

149. Müller, A. Alkali-F-rich albite zones in evolved NYF pegmatites: The product of melt immiscibility / A. Müller, J. Sprat, R. Thomas, B.J. Williamson, R. Seltmann // *Canad. Miner.* 2018. Vol. 56. P. 657-687.

150. Müller, A. High-purity quartz mineralisation in kyanite quartzites, Norway / A. Müller, P.M. Ihlen, J.E. Wanvik, B. Flem // *Mineralium Deposita*. 2007. V. 42. P. 523-535.

151. Müller, A. Petrogenetic implications of magmatic garnet in granitic pegmatites from southern Norway / A. Müller, A. Kearsley, J. Spratt, R. Seltmann // *The Canadian Mineralogist*. 2012. V. 50. P. 1095-1115.

152. Müller, A. Quartz and feldspar zoning in the eastern Erzgebirge volcano-plutonic complex (Germany, Czech Republic): evidence of multiple magma mixing / A. Müller, K. Breiter, R. Seltmann, Z. Pécskay // *Lithos*. 2005. V. 80. P. 201-227.

153. Müller, A. Quartz chemistry of granitic pegmatites: Implications for classification, genesis and exploration / A. Müller, W. Keyser, W.B. Simmons, K. Webber, M. Wise, H. Beurlen, I. Garate-Olave, E. Roda-Robles, M.Á. Galliski // *Chemical Geology*. 2021. V. 584. 120507.

154. Müller, A. Quartz chemistry in polygeneration Sveconorwegian pegmatites, Froland, Norway / A. Müller, P.M. Ihlen, A. Kronz // *European Journal of Mineralogy*. 2008. V. 20. 447463.

155. Natkaniec-Nowak, L. "Watermelon" tourmaline from the Paprok mine (Nuristan, Afghanistan) / L. Natkaniec-Nowak, M. Duman'ska-Słowik, A. Ertl // *N. Jb. Miner. Abh.* 2009. Vol. 186/2. P. 185–193.

156. Osborne, Z.R. TitaniQ revisited: expanded and improved Ti-in-quartz solubility model for thermobarometry / Z.R. Osborne, J.B. Thomas, W.O. Nachlas, R.J. Angel, C.M. Hoff, E.B. Watson // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2022. V. 177. 31.

157. Oyarzábal, J. Geochemistry of K-feldspar and muscovite in rare-element pegmatites and granites from the Totoral Pegmatite Field, San Luis, Argentina / J. Oyarzábal, M.Á. Galliski, E. Perino // *Resource Geology*. – 2009. – T. 59. – №. 4. – C. 315-329.

158. Pauly, C. Beryl as indicator of metasomatic processes in the California Blue Mine topaz-beryl pegmatite and associated miarolitic pockets / C. Pauly, A.P. Gysi, K. Pfaff, I. Merkel // *Lithos*. 2021. V. 404. 106485.

159. Pearce, J. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks / J. Pearce, N. Harris, A.G. Tindle // *J. Petrol.* 1984. Vol. 25. P. 956-983.

160. Peltosaari, O.  $\alpha \rightarrow \gamma \rightarrow \beta$ -phase transformation of spodumene with hybrid microwave and conventional furnaces / O. Peltosaari, P. Tanskanen, E.P. Heikkinen, T. Fabritius // *Minerals Engineering*. 2015. V. 82. P. 54-60.

161. Peretyazhko, I.S. Conditions of pocket formation in the Oktyabrskaya tourmaline-rich gem pegmatite (the Malkhan field, Central Transbaikalia, Russia) / I.S. Peretyazhko, V.Y. Zagorsky, S.Z. Smirnov, M.Y. Mikhailov // *Chem. Geol.* 2004. Vol. 210. P. 91–111.
162. Pieczka, A. Towards Zn-dominant tourmaline: a Case of Zn-rich Fluor-Elbaite and Elbaite from the Julianna System at Piława Górna, Lower Silesia, SW Poland / I.S. Peretyazhko, V.Y. Zagorsky, S.Z. Smirnov, M.Y. Mikhailov // *Minerals*. 2018. Vol. 8. Paper 126.
163. Portnyagin, M. Experimental evidence for rapid water exchange between melt inclusions in olivine and host magma / M. Portnyagin, R. Almeev, S. Matveev, F. Holtz // *Earth and Planetary Science Letters*. 2008. V. 272. P. 541-552.
164. Quartieri, S. XAFS characterization of the structural site of Yb in synthetic pyrope and grossular garnets / S. Quartieri, G. Antonioli, C.A. Geiger, G. Artioli, P.P. Lottici // *Physics and Chemistry of Minerals*. 1999. V. 26. P. 251-256.
165. Rahmani Javanmard, S. Geochemistry of garnet in pegmatites from the Boroujerd Intrusive Complex, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran: implications for the origin of pegmatite melts / S. Rahmani Javanmard, Z. Tahmasbi, X. Ding, A. Ahmadi Khalaji, C.J. Hetherington // *Mineralogy and Petrology*. 2018. V. 112. P. 837-856.
166. Rocholl, A.B. Chemical characterisation of NIST silicate glass certified reference material SRM 610 by ICP-MS, TIMS, LIMS, SSMS, INAA, AAS and PIXE / A.B. Rocholl, K. Simon, K.P. Jochum, F. Bruhn, R. Gehann, U. Kramar, W. Luecke, M. Molzahn, E. Pernicka, M. Seufert, B. Spettel // *Geostandards Newsletter*. 1997. V. 21. P. 101-114.
167. Rossovskiy, L.N. Distribution patterns of rare-metal pegmatites in the Hindu Kush (Afghanistan) / L.N. Rossovskiy, V.M. Chmyrev // *International Geology Review*. 1977. V. 19. P. 511-520 (перевод на английский язык статьи: Россовский Л.Н., Чмырев В.М. Закономерности размещения редкометалльных пегматитов Гиндукуша (Афганистан) // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1976. № 5. С. 79– 90).
168. Rossovskiy, L.N. Features of the formation of the rare-metal pegmatites under conditions of compression and tension (as exemplified by the Hindu Kush region) / L.N. Rossovskiy, S.I. Konovafenko // *International Geology Review*. – 1979. – Т. 21. – №. 7. – С. 755-764.
169. Rossovsky, L.N. Rare metallic pegmatite belts of the Hindukush, Eastern Afghanistan // *Geotectonic evolution and metallogeny of the Mediterranean area and Western Asia, Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommissionen. Proc.*, 8. P. 53-58. Vienna: Springer, 1986.
170. Samadi, R. Origin of garnet in aplite and pegmatite from Khajeh Morad in northeastern Iran: A major, trace element, and oxygen isotope approach / R. Samadi, N.R. Miller, H. Mirnejad, C. Harris, H. Kawabata, N. Shirdashtzadeh // *Lithos*. 2014. V. 208. P. 378-392.

171. Sánchez-Muñoz, L. The P-Fe diagram for K-feldspars: A preliminary approach in the discrimination of pegmatites / L. Sánchez-Muñoz, A. Müller, S.L. Andrés, R.F. Martín, P.J. Modreski, O.J.M. de Moura // *Lithos*. 2016. 4128. doi:10.1016/j.lithos.2016.10.030
172. Sardi, F.G. Pegmatitic beryl as indicator of melt evolution: example from the Velasco district, Pampeana Pegmatite Province, Argentina, and review of worldwide occurrences / F.G. Sardi, A. Heimann // *The Canadian Mineralogist*. 2014. V. 52. P. 809-836.
173. Scandale, E. Growth and sector zoning in a beryl crystal / E. Scandale, S. Lucchesi // *European Journal of Mineralogy*. 2000. V. 12. P. 357-366.
174. Selway, J.B. A review of rare-element (Li-Cs-Ta) pegmatite exploration techniques for the Superior Province, Canada, and large worldwide tantalum deposits / J.B. Selway, F.W. Breaks, A.G. Tindle // *Exploration and Mining Geology*. 2005. V. 14. P. 1-30.
175. Shah, S.A. Texture and trace element geochemistry of quartz: a review / S.A. Shah, Y. Shao, Y. Zhang, H. Zhao, L. Zhao // *Minerals*. 2022. V. 12. 1042.
176. Shishkina, T.A. Solubility of H<sub>2</sub>O and CO<sub>2</sub>-bearing fluids in tholeiitic basalts at pressures up to 500 MPa / T.A. Shishkina, R.E. Botcharnikov, F. Holtz, R.R. Almeev, M.V. Portnyagin // *Chemical Geology*. 2010. V. 277. P. 115-125.
177. Simmons, W.B.S. Pegmatite genesis: state of the art / W.B.S. Simmons, K.L. Webber // *European Journal of Mineralogy*. 2008. V. 20. P. 421-438.
178. Sirbescu, M.L.C. Trace element geochemistry of spodumene megacrystals: A combined portable-XRF and micro-XRF study / M.L.C. Sirbescu, K. Doran, V.A. Konieczka, C.J. Brennan, N.M. Kelly, T. Hill, J. Knapp, J.J. Student // *Chemical Geology*. 2023. V. 621. 121371.
179. Skublov, S.G. Trace element zoning of colorless beryl from spodumene pegmatites of Pashki deposit (Nuristan province, Afghanistan) / S.G. Skublov, **N. Hamdard**, M.A. Ivanov, V.S. Stativko // *Frontiers in Earth Science*. – 2024. – V. 12. – 1432222.
180. Smeds S.-A. Zoning and fractionation trends of a peraluminous NYF granitic pegmatite field at Falun, south-central Sweden. // *GFF*. 1994. Vol. 116. Pt. 3. P. 175-184.
181. Smeds, S.-A. Trace elements in potassium-feldspar and muscovite as a guide in the prospecting for lithium- and tin-bearing pegmatites in Sweden // *Journal of Geochemical Exploration*. 1992. V. 42. P. 351-369.
182. Sobolev, A.V. Chaussidon M. H<sub>2</sub>O concentrations in primary melts from island arcs and mid-ocean ridges: Implications for H<sub>2</sub>O storage and recycling in the mantle // *Earth and Planetary Science Letters*. 1996. V. 137. P. 45-55.
183. Tamic N. The solubility of H<sub>2</sub>O and CO<sub>2</sub> in rhyolitic melts in equilibrium with a mixed CO-H<sub>2</sub>O fluid phase / N. Tamic, H. Behrens, F. Holtz // *Chemical Geology*. 2001. V. 174. P. 333-347.

184. Tang, Y. K-feldspar composition as an exploration tool for pegmatite-type rare metal deposits in Altay, NW China / Y. Tang, H. Wang, H. Zhang, Z.-H. Lv // *Journal of Geochemical Exploration*. 2018. V. 185. P. 130-138.
185. Thomas, R. Melt inclusions in pegmatite quartz: complete miscibility between silicate melts and hydrous fluids at low pressure / R. Thomas, J.D. Webster, W. Heinrich // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2000. Vol. 139. P. 394–401.
186. Thomas, R. Water in granite and pegmatite-forming melts / R. Thomas, P. Davidson // *Ore Geology Reviews*. 2012. Vol. 46 P. 32–46
187. Trueman, D.L. Exploration for rare-element granitic pegmatites / D.L. Trueman, P. Černý // *Short course in granitic pegmatites in science and industry*. MAC, Short Course Handbook, 1982. V. 8. P. 463-493.
188. Wang, J. Tectono-metallogenic system in the Altay orogenic belt, China / J. Wang, J. Zhang, R. Ding, T. Fang // *Acta Geologica Sinica*. 2000. V. 74. P. 485-491.
189. Wang, X. Hf contents and Zr/Hf ratios in granitic zircons / X. Wang, W.L. Griffin, J. Chen // *Geochemical Journal*. 2010. V. 44. P. 65-72.
190. Wang, Yttrium zoning in garnet from the Xihuashan granitic complex and its petrological implications / R. Wang, H. Hu, A. Zhang, S. Xu, D. Wang // *Chinese Sci. Bull.* 2003. Vol. 48. P. 1611-1615.
191. Wark, D.A. TitaniQ: a titanium-in-quartz geothermometer / D.A. Wark, E.B. Watson // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2006. V. 152. P. 743-754.
192. Watson, E.B. Crystallization thermometers for zircon and rutile / E.B. Watson, D.A. Wark, J.B. Thomas // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2006. V. 151. P. 413-433.
193. Whalen, J. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis / J. Whalen, K.L. Currie, B.W. Chappell // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1987. Vol. 95. P. 407-419.
194. Whitworth, M.P. Petrogenetic implications of garnets associated with lithium pegmatites from SE Ireland // *Mineralogical Magazine*. 1992. V. 56. P. 75-83.
195. Xia, X.P. Tracing magma water evolution by H<sub>2</sub>O-in-zircon: A case study in the Gangdese batholith in Tibet / X.P. Xia, J. Meng, L. Ma, C.J. Spencer, Z. Cui, W.F. Zhang, Q. Yang, L. Zhang // *Lithos*. 2021. Vol. 404-405. 106445.
196. Yan, H. Magmatic garnet and magma evolution in Cuonadong leucogranites: Constraints from petrology and mineral geochemistry / H. Yan, D. Yu, S. Wang, C. Ma // *Minerals*. 2022. Vol. 12. P. 1275.
197. Yang, W.B. Geochemistry of magmatic and hydrothermal zircon from the highly evolved Baerzhe alkaline granite: implications for Zr–REE–Nb mineralization / W.B. Yang, H.C. Niu,

Q. Shan, W.D. Sun, H. Zhang, N.B. Li, Y.H. Jiang, X.Y. Yu // *Mineralium Deposita*. 2014. V. 49. P. 451-470.

198. Yu, M. The composition of garnet in granite and pegmatite from the Gangdese orogen in southeastern Tibet: Constraints on pegmatite petrogenesis / M. Yu, Q.X. Xia, Y.F. Zheng, Z.F. Zhao, Y.X. Chen, R.X. Chen, X. Luo, W.C. Li, H. Xu // *American Mineralogist*. 2021. V. 106. P. 265-281.

199. Zhang, W. The trace element chemistry of quartz in carbonatite-related REE deposits: Implication for REE exploration / W. Zhang, W.T. Chen, X.C. Zhang, Y.W. Tang // *Ore Geology Reviews*. 2022. V. 149. 105068.

200. Zhang, Y. In situ trace elements in quartz and K-feldspar from felsic igneous rocks: A titanium-in-K-feldspar geothermometer for natural magmatic systems / Y. Zhang, X. Gu, B. Rusk, W. Mao, J. Wang, S. Zheng // *J. Petrol.* 2022. Vol. 63. P. 1–17.

201. Zhao, W.W. Evolution of pegmatite recorded by zoned garnet from the No. 9 dike in the Jiajika Li polymetallic deposit, eastern Tibetan plateau / W.W. Zhao, M.-F. Zhou, Z. Zhao, X.-F. Zhao // *Ore Geology Reviews*. 2023. Vol. 158. Paper 105484. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2023.105484

202. Zheng, B. Gem Elbaite as a recorder of pegmatite evolution: In situ major, trace elements and boron isotope analysis of a colour-zoning tourmaline crystal / B. Zheng, M. Chen // *Crystals*. 2021. Vol. 11. Paper 1363.

203. Zhou, Q. Mineralogy of the Koktokay No. 3 pegmatite, Altai, NW China: implications for evolution and melt–fluid processes of rare-metal pegmatites / Q. Zhou, K. Qin, D. Tang, C. Wang, Ye. Tian, P.A. Sakyi // *Eur. J. Miner.* 2015. Vol. 27 DOI: 10.1127/ejm/2015/0027-2443

**СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ И УСЛОВНЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ**

- P-T – давление–температура ;  
Ma – миллионов лет;  
Spd – сподумен;  
Grt – гранат;  
Ms – мусковит;  
Pl – плагиоклаз;  
Brl – берилл;  
Tur – турмалин;  
Qz – кварц;  
Ab – альбит;  
Srl – шерл;  
Zrn – циркон;  
Kfs – калиевый полевой шпат;  
Fsp – полевой шпат;  
мас.% – массовые проценты;  
SIMS – Secondary Ion Mass Spectroscopy;  
REE – rare earth elements;  
ppm – part per million;  
LCT – Li-Cs-Ta;  
NYF – Nb-Y-F;  
Ort – ортоклаз.

## ПРИЛОЖЕНИЕ А

### Редкоэлементный состав (ppm) голубого и бесцветного берилла

Таблица А.1 – Редкоэлементный состав (ppm) голубого берилла из пегматитов месторождения Пашки

Компо- нент	Фрагмент 1				Фрагмент 2				Фрагмент 3			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Li	1129	1102	1091	952	1046	911	963	949	1243	1270	1342	1996
Cs	347	173	293	278	162	225	267	146	309	252	226	396
Na	5101	4224	4411	4355	4274	4833	4830	3940	4474	4622	5506	6025
K	344	280	338	309	275	336	301	244	397	309	365	193
Rb	48.8	37.1	39.4	39.8	34.9	40.9	37.4	27.7	37.0	40.5	44.9	41.0
Sr	0.64	0.58	1.45	1.45	1.21	1.43	1.08	1.22	3.59	1.14	0.97	0.99
Ca	111	116	166	148	156	202	128	143	245	148	164	129
Mg	444	471	500	479	502	547	538	301	481	344	332	249
Fe	2968	2714	2691	2614	2315	2648	2752	1718	2827	2339	2559	2147
Mn	79.3	84.5	94.5	90.6	87.4	102	94.7	86.8	115	91.1	106	86.7
Ti	73.5	140	189	179	153	170	108	112	581*	119	248	85.2
V	1.15	1.41	1.47	1.25	1.16	1.38	1.17	0.90	2.62	1.11	1.35	1.16
Cr	16.4	22.9	66.3	61.4	51.2	75.4	44.0	52.3	44.3	47.4	47.3	39.9
Co	1.88	1.58	2.62	1.96	1.46	2.17	1.60	1.54	1.56	1.52	1.61	1.39
Sc	21.2	8.26	5.88	4.51	3.98	4.81	4.28	3.90	9.14	3.07	3.76	3.06
Ga	11.0	6.20	6.94	6.69	5.68	6.87	6.23	5.70	8.22	6.01	6.95	5.67
B	0.49	0.48	0.53	0.49	0.53	0.49	0.54	0.68	0.90	0.58	0.57	0.63
F	9.39	9.25	14.4	15.7	23.5	19.3	6.70	15.6	20.3	17.8	31.0	18.3
Cl	2210	2292	2402	1992	2359	2057	1947	1921	2897	2595	2804	3973
H <sub>2</sub> O	36608	34710	33364	29926	32731	29563	32530	31735	29378	31011	30845	30677

Примечание. Звездочкой отмечено содержание Ti, связанное с захватом микровключения.

Таблица А.2 – Редкоэлементный состав (ppm) бесцветного берилла из пегматитов месторождения Пашки

Ростовая зона	Призма (1010)								Пинакоид (0001)							
	Центр							Край	Центр							Край
Точка	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Ca	141	104	179	105	110	98.0	150	63.4	363	177	101	94.8	140	109	45.1	91.6
Cr	36.0	32.4	42.6	34.2	24.1	22.9	42.3	16.6	47.3	51.1	37.0	45.7	47.2	37.8	13.0	40.5
Rb	78.1	81.8	86.6	87.6	112	82.6	101	95.6	67.4	90.3	81.0	79.9	78.1	86.9	95.2	101
Sr	0.86	0.91	1.32	0.76	0.80	0.65	1.05	0.39	2.14	1.43	0.79	0.65	0.90	0.67	0.24	0.65
Cs	161	209	187	213	281	195	243	241	121	177	169	197	162	221	256	315
Ga	4.10	4.95	4.72	5.73	9.68	5.70	7.17	7.52	4.32	5.08	4.42	4.51	4.35	4.23	4.51	4.32
Mn	59.4	79.9	74.0	76.5	75.3	75.7	89.9	84.3	76.9	82.7	77.2	72.9	70.6	78.2	85.5	87.1
V	1.15	1.37	1.35	1.45	1.38	1.26	1.48	2.01	1.86	1.30	1.23	1.23	1.23	1.27	1.48	1.58
Ti	9.83	10.6	10.8	12.3	23.7	12.8	16.8	18.1	23.6	15.4	10.8	8.93	10.4	8.67	8.40	7.91
K	562	668	665	633	910	627	785	766	803	828	667	592	565	562	511	595
Mg	480	493	450	466	451	500	539	558	722	728	768	626	623	612	571	440
Na	6591	7549	6884	7412	8649	7829	8666	8322	7419	8879	8154	7678	6979	7332	7616	8134
Sc	4.84	5.12	2.96	5.55	21.48	5.11	9.13	9.38	1.51	3.01	1.32	2.25	2.37	1.89	1.91	1.78
Fe	920	931	1026	1067	1222	1072	1228	1194	1093	1179	1248	1158	1106	1057	1247	981
Co	0.75	0.97	1.05	1.39	2.49	1.01	1.94	1.52	1.16	1.40	0.82	0.79	0.57	0.62	0.52	1.02
Ni	146	146	171	204	153	103	249	119	180	245	164	204	174	146	56.3	177
B	0.35	0.38	0.25	0.20	0.26	0.18	0.28	0.21	1.03	0.28	0.33	0.36	0.28	0.31	0.25	0.39
Li	3173	3060	2975	3408	3238	3089	3102	3000	3184	3352	2939	3271	2746	3205	2862	3335
H <sub>2</sub> O	31558	29954	29511	34824	30117	23847	25472	22299	27416	29053	20973	35069	23054	33983	23058	28071
F	76.0	111	172	3.16	10.0	12.3	11.8	10.1	21.1	16.3	4.88	11.5	14.9	10.7	11.9	12.9
Cl	5860	6421	6330	5889	6068	6632	6374	6425	6857	6376	5909	5602	5345	5407	5868	6757

## ПРИЛОЖЕНИЕ Б

## Состав турмалина (мас.%)

Таблица Б.1 – Состав турмалина (мас.%) из пегматитов месторождения Пашки

Шайба	1									
№ рис.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	34.83	34.93	37.33	37.64	35.23	35.90	34.93	35.69	35.53	35.66
TiO <sub>2</sub>	0.07	0.11	0.00	0.06	0.04	0.02	0.04	0.07	0.08	0.03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	33.34	33.17	39.21	39.62	36.25	35.85	33.18	36.63	33.89	34.46
FeO	12.82	11.63	2.68	2.49	8.91	8.61	8.92	8.44	9.33	9.75
MnO	0.20	0.08	0.46	0.43	0.51	0.52	0.08	0.09	0.14	0.13
MgO	0.62	2.30	0.24	0.20	0.09	0.10	0.97	0.80	3.44	3.09
CaO	0.08	0.17	0.85	0.73	0.09	0.23	0.05	0.07	0.17	0.07
Na <sub>2</sub> O	1.95	2.09	2.20	2.27	2.25	2.13	1.96	2.04	2.03	1.75
K <sub>2</sub> O	0.05	0.05	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.05	0.03
Li <sub>2</sub> O*	0.42	0.31	1.90	1.95	0.91	1.03	0.67	0.83	0.35	0.28
ZnO	0.35	0.22	0.05	0.06	0.59	0.52	0.83	0.80	0.10	0.10
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
F	0.40	0.40	1.25	1.17	0.61	0.63	0.34	0.52	0.08	0.28
Сумма**	84.71	85.47	84.28	84.33	84.61	84.54	84.33	85.12	84.84	85.35

## Коэффициенты в формуле

□	0.34	0.28	0.18	0.18	0.26	0.27	0.36	0.34	0.31	0.42
Ca	0.01	0.03	0.14	0.12	0.02	0.04	0.01	0.01	0.03	0.01
Na	0.64	0.69	0.68	0.70	0.72	0.69	0.63	0.65	0.66	0.56
Сумма X	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
Mg	0.16	0.58	0.06	0.05	0.02	0.02	0.24	0.20	0.85	0.76
Li*	0.29	0.21	1.22	1.24	0.61	0.69	0.45	0.55	0.23	0.19
Al	0.64	0.51	1.30	1.31	0.98	0.96	0.95	0.98	0.57	0.66
Fe	1.83	1.64	0.36	0.33	1.24	1.19	1.24	1.16	1.30	1.35
Zn	0.04	0.03	0.01	0.01	0.07	0.06	0.10	0.10	0.01	0.01
Mn	0.03	0.01	0.06	0.06	0.07	0.07	0.01	0.01	0.02	0.02
Ti	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
Сумма Y	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
Al	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00
Сумма Z	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00
Si	5.94	5.90	5.94	5.97	5.86	5.95	5.83	5.86	5.92	5.92
Al	0.06	0.10	0.06	0.03	0.14	0.05	0.17	0.13	0.08	0.08
Сумма T	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00
F	0.22	0.21	0.63	0.59	0.32	0.33	0.18	0.27	0.04	0.15
ОН* *	0.78	0.79	0.47	0.41	0.68	0.67	0.82	0.73	0.96	0.85
Сумма W	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
Fe#	0.92	0.74	0.86	0.87	0.98	0.98	0.84	0.86	0.60	0.64

Примечание. \* – содержания рассчитаны при условии В = 3 к.ф., Fe<sub>Σ</sub> = Fe<sup>2+</sup>, ОН+F=4 к.ф., в предположении, что сумма отрицательных зарядов составляет 49 (О = 24.5). \*\* – без учета Li<sub>2</sub>O. Номера анализов (№ рис.) соответствуют номерам точек наблюдения на рисунках 4.3.1–4.3.5. Fe# = Fe/(Fe+Mg).

Продолжение таблицы Б.1

Шайба	1									
№ рис.	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
№ п/п	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO <sub>2</sub>	34.92	35.28	36.40	34.84	35.48	36.57	36.74	36.80	37.09	37.50
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.03	0.04	0.03	0.03	0.00	0.02	0.01	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	36.04	36.10	37.52	35.17	36.37	39.06	39.40	38.93	40.15	40.63
FeO	9.72	9.71	4.94	6.02	7.27	1.44	1.33	1.63	0.39	0.10
MnO	0.38	0.38	0.36	0.31	0.47	1.34	1.39	1.28	1.83	2.23
MgO	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.00	0.00	0.08	0.04	0.01	0.07	0.06	0.05	0.25	0.33
Na <sub>2</sub> O	1.61	1.62	2.63	2.51	1.98	2.40	2.49	2.38	2.31	2.07
K <sub>2</sub> O	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.01	0.02
Li <sub>2</sub> O*	0.56	0.59	1.37	1.19	0.84	1.49	1.52	1.44	1.71	1.85
ZnO	1.76	1.78	2.29	2.11	2.77	2.98	2.94	3.54	1.74	0.11
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
F	0.42	0.24	1.08	0.96	0.44	0.58	0.79	0.86	0.89	0.90
Сумма**	84.89	85.15	85.35	82.01	84.84	84.49	85.16	85.53	84.67	83.90
Коэффициенты в формуле										
□	0.48	0.48	0.16	0.16	0.36	0.24	0.22	0.25	0.25	0.31
Ca	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.04	0.06
Na	0.52	0.52	0.83	0.83	0.64	0.75	0.77	0.74	0.71	0.64
Сумма X	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Li*	0.38	0.40	0.90	0.82	0.56	0.96	0.98	0.93	1.09	1.18
Al	0.98	0.98	1.11	1.01	1.02	1.30	1.31	1.26	1.40	1.50
Fe	1.36	1.35	0.67	0.86	1.01	0.19	0.18	0.22	0.05	0.01
Zn	0.22	0.22	0.27	0.27	0.34	0.35	0.35	0.42	0.20	0.01
Mn	0.05	0.05	0.05	0.04	0.07	0.18	0.19	0.17	0.25	0.30
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма Y	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
Al	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00
Сумма Z	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00
Si	5.86	5.88	5.88	5.94	5.90	5.89	5.88	5.90	5.89	5.93
Al	0.14	0.12	0.12	0.06	0.10	0.11	0.12	0.10	0.11	0.07
Сумма T	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00
F	0.22	0.13	0.56	0.52	0.23	0.30	0.40	0.44	0.45	0.45
OH*	0.78	0.87	0.44	0.48	0.77	0.70	0.60	0.56	0.55	0.55
Сумма W	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
Fe#	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.99	1.00	1.00	1.00	1.00

Продолжение таблицы Б.1

Шайба	1					2				
№ рис.	21	22	23	24	25	1	2	3	4	5
№ п/п	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
SiO <sub>2</sub>	37.68	37.54	37.91	36.75	36.60	36.19	36.31	35.39	34.83	35.11
TiO <sub>2</sub>	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00	0.09	0.00	0.05	0.03	0.04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	41.22	41.57	42.16	38.76	38.44	36.28	36.35	33.76	33.41	33.61
FeO	0.04	0.00	0.00	1.44	2.05	8.25	8.06	12.75	13.18	13.15
MnO	1.64	1.33	0.70	1.22	1.10	0.28	0.30	0.25	0.18	0.18
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.47	0.47	0.54	0.73	0.76
CaO	0.40	0.52	0.44	0.17	0.04	0.09	0.10	0.19	0.13	0.13
Na <sub>2</sub> O	1.94	1.89	1.77	2.52	2.39	2.30	2.29	1.88	1.90	1.86
K <sub>2</sub> O	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.04	0.03	0.04	0.04	0.05
Li <sub>2</sub> O*	1.92	1.96	1.99	1.54	1.39	1.07	1.09	0.48	0.35	0.36
ZnO	0.00	0.00	0.00	3.39	3.75	0.21	0.21	0.32	0.34	0.34
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
F	0.90	1.05	1.14	0.94	0.45	0.89	0.97	0.72	0.30	0.16
Сумма**	83.85	83.93	84.13	85.23	84.84	85.08	85.09	85.88	85.07	85.39
Коэффициенты в формуле										
□	0.34	0.34	0.39	0.19	0.25	0.25	0.25	0.35	0.35	0.37
Ca	0.07	0.09	0.07	0.03	0.01	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02
Na	0.59	0.57	0.53	0.79	0.75	0.73	0.73	0.61	0.63	0.61
Сумма X	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11	0.12	0.13	0.19	0.19
Li*	1.21	1.24	1.25	0.99	0.90	0.71	0.72	0.33	0.24	0.24
Al	1.56	1.58	1.66	1.24	1.22	0.97	0.99	0.66	0.63	0.63
Fe	0.01	0.00	0.00	0.19	0.28	1.13	1.11	1.80	1.88	1.86
Zn	0.00	0.00	0.00	0.40	0.45	0.03	0.02	0.04	0.04	0.04
Mn	0.22	0.18	0.09	0.17	0.15	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01
Сумма Y	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
Al	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00
Сумма Z	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00
Si	5.92	5.89	5.91	5.90	5.91	5.94	5.96	5.96	5.93	5.94
Al	0.08	0.11	0.09	0.10	0.09	0.06	0.04	0.04	0.07	0.06
Сумма T	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00
F	0.45	0.52	0.56	0.48	0.23	0.46	0.50	0.38	0.16	0.08
ОН*	0.55	0.48	0.44	0.52	0.77	0.54	0.50	0.62	0.84	0.92
Сумма W	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
Fe#	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.91	0.91	0.93	0.91	0.91

Продолжение таблицы Б.1

Шайба	2									
№ рис.	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
№ п/п	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40
SiO <sub>2</sub>	36.74	36.97	35.13	35.33	37.80	37.92	37.55	37.99	37.84	35.31
TiO <sub>2</sub>	0.03	0.04	0.01	0.09	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	37.90	36.74	34.02	33.33	41.12	40.57	40.96	41.75	41.58	39.28
FeO	5.23	7.42	12.58	12.15	2.17	2.25	2.03	1.91	1.99	0.00
MnO	0.66	0.41	0.17	0.11	0.33	0.33	0.41	0.51	0.55	1.41
MgO	0.19	0.52	0.99	1.72	0.03	0.03	0.02	0.01	0.01	0.00
CaO	0.08	0.10	0.11	0.13	0.21	0.23	0.40	0.05	0.05	0.46
Na <sub>2</sub> O	2.51	2.35	1.97	2.02	2.11	2.02	2.08	2.06	2.05	1.71
K <sub>2</sub> O	0.03	0.03	0.05	0.05	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01
Li <sub>2</sub> O*	0.36	1.18	0.39	0.35	1.81	1.82	1.84	1.76	1.74	1.79
ZnO	0.85	0.41	0.31	0.30	0.15	0.12	0.16	0.19	0.18	0.01
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
F	1.24	0.88	0.44	0.41	0.82	0.84	1.06	1.06	0.39	0.82
Сумма**	84.46	85.89	85.78	85.55	84.76	84.34	84.70	85.01	84.65	79.06

## Коэффициенты в формуле

□	0.20	0.25	0.34	0.32	0.32	0.34	0.30	0.37	0.37	0.37
Ca	0.01	0.02	0.02	0.02	0.04	0.04	0.07	0.01	0.08	0.08
Na	0.79	0.74	0.64	0.66	0.64	0.62	0.63	0.62	0.55	0.55
Сумма X	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
Mg	0.05	0.13	0.25	0.43	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Li*	0.91	0.77	0.26	0.24	1.14	1.15	1.16	1.10	1.20	1.20
Al	1.14	0.99	0.65	0.55	1.51	1.49	1.49	1.56	1.59	1.59
Fe	0.71	1.00	1.77	1.71	0.28	0.30	0.27	0.25	0.00	0.00
Zn	0.10	0.05	0.04	0.04	0.02	0.01	0.02	0.02	0.00	0.00
Mn	0.09	0.06	0.02	0.02	0.04	0.04	0.05	0.07	0.20	0.20
Ti	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Сумма Y	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
Al	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00
Сумма Z	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00
Si	5.93	5.98	5.91	5.94	5.92	5.96	5.90	5.91	5.88	5.88
Al	0.07	0.02	0.09	0.06	0.08	0.04	0.10	0.09	0.12	0.12
Сумма T	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00
F	0.08	0.45	0.24	0.22	0.41	0.42	0.53	0.26	0.19	0.43
ОН*	0.92	0.55	0.76	0.78	0.59	0.58	0.47	0.74	0.79	0.57
Сумма W	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
Fe#	0.94	0.89	0.88	0.80	0.97	0.98	0.99	0.99	1.00	—





Продолжение таблицы Б.1

Шайба	3									
№ рис.	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
№ п/п	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70
SiO <sub>2</sub>	36.61	36.58	37.17	37.30	37.34	38.15	37.87	38.19	38.21	38.06
TiO <sub>2</sub>	0.06	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	39.23	39.76	40.04	41.41	41.27	42.79	42.84	42.62	42.68	43.07
FeO	1.12	0.62	0.33	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.03
MnO	1.41	1.80	2.24	2.01	1.74	0.58	0.60	0.64	0.65	0.30
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.22	0.25	0.31	0.37	0.53	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10
Na <sub>2</sub> O	2.51	2.37	2.22	2.02	1.92	1.81	1.82	1.82	1.86	1.86
K <sub>2</sub> O	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01
Li <sub>2</sub> O*	1.57	1.63	1.76	1.85	1.91	1.93	1.91	1.94	1.94	1.96
ZnO	3.06	2.14	0.89	0.02	0.02	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
F	1.01	0.71	0.85	1.06	1.02	0.80	0.73	0.52	0.47	0.61
Сумма**	85.25	84.24	84.05	84.27	83.86	84.24	83.99	83.93	84.00	84.05

## Коэффициенты в формуле

□	0.18	0.22	0.26	0.32	0.32	0.44	0.44	0.44	0.43	0.43
Ca	0.04	0.04	0.05	0.06	0.09	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Na	0.78	0.74	0.68	0.62	0.59	0.54	0.55	0.55	0.56	0.56
Сумма X	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Li*	1.01	1.05	1.13	1.17	1.21	1.20	1.19	1.21	1.21	1.22
Al	1.28	1.37	1.42	1.55	1.55	1.72	1.73	1.70	1.70	1.74
Fe	0.15	0.08	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Zn	0.36	0.25	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.19	0.24	0.30	0.27	0.23	0.08	0.08	0.08	0.09	0.04
Ti	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма Y	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
Al	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00
Сумма Z	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00
Si	5.87	5.86	5.91	5.87	5.89	5.91	5.88	5.92	5.92	5.89
Al	0.13	0.14	0.09	0.13	0.11	0.09	0.12	0.08	0.08	0.11
Сумма T	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00
F	0.51	0.36	0.43	0.53	0.51	0.39	0.36	0.26	0.23	0.30
OH*	0.49	0.64	0.57	0.47	0.49	0.61	0.64	0.78	0.77	0.70
Сумма W	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
Fe#	1.00	1.00	1.00	1.00	—	—	—	1.00	1.00	1.00



Продолжение таблицы Б.1

Шайба	3						4			
№ рис.	35	36	37	38	39	40	1	2	3	4
№ п/п	81	82	83	84	85	86	87	88	89	90
SiO <sub>2</sub>	37.88	38.15	38.27	38.39	38.15	38.53	38.95	39.04	39.11	39.19
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.02	0.03	0.00	0.01	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	43.52	43.36	43.23	42.67	42.46	42.43	42.04	41.81	42.08	41.88
FeO	0.07	0.09	0.07	0.29	0.29	0.28	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.12	0.12	0.11	0.15	0.16	0.14	0.17	0.17	0.19	0.18
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.05	0.05	0.05	0.03	0.04	0.03	0.24	0.25	0.25	0.27
Na <sub>2</sub> O	1.91	1.97	1.92	1.71	1.77	1.73	1.67	1.64	1.66	1.68
K <sub>2</sub> O	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02
Li <sub>2</sub> O*	1.94	1.98	1.99	1.94	1.94	1.96	2.08	2.09	2.09	2.12
ZnO	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.00	0.02	0.01	0.02
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
F	0.61	0.43	0.58	0.56	0.27	0.65	1.13	1.18	1.05	0.48
Сумма**	84.20	84.20	84.27	83.84	83.20	83.83	84.25	84.14	84.38	84.01

## Коэффициенты в формуле

□	0.42	0.40	0.42	0.48	0.46	0.48	0.46	0.46	0.46	0.45
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.04	0.04	0.04	0.05
Na	0.57	0.59	0.57	0.51	0.53	0.52	0.50	0.49	0.50	0.50
Сумма X	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Li*	1.20	1.23	1.23	1.21	1.21	1.22	1.29	1.30	1.30	1.32
Al	1.77	1.74	1.74	1.73	1.72	1.72	1.66	1.63	1.65	1.61
Fe	0.01	0.01	0.01	0.04	0.04	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00
Zn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма Y	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	2.98	2.96	2.97	2.95
Al	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00
Сумма Z	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00
Si	5.85	5.88	5.89	5.94	5.94	5.97	6.02	6.04	6.03	6.05
Al	0.15	0.12	0.11	0.06	0.06	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма T	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.02	6.04	6.03	6.05
F	0.30	0.21	0.28	0.27	0.13	0.32	0.55	0.58	0.51	0.37
OH*	0.70	0.79	0.72	0.73	0.87	0.68	0.45	0.42	0.49	0.63
Сумма W	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
Fe#	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	—	—	—	—

Продолжение таблицы Б.1

Шайба	4									
№ рис.	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
№ п/п	91	92	93	94	95	96	97	98	99	100
SiO <sub>2</sub>	39.32	39.10	39.10	38.79	39.00	39.34	38.89	38.75	39.31	39.19
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	41.71	42.00	41.97	41.88	42.38	42.04	42.00	42.58	41.67	41.88
FeO	0.00	0.01	0.00	0.03	0.03	0.06	0.22	0.12	0.00	0.01
MnO	0.18	0.17	0.20	0.18	0.17	0.15	0.23	0.20	0.15	0.15
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
CaO	0.28	0.27	0.27	0.27	0.10	0.12	0.11	0.09	0.16	0.18
Na <sub>2</sub> O	1.67	1.68	1.64	1.62	1.67	1.56	1.65	1.65	1.65	1.69
K <sub>2</sub> O	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
Li <sub>2</sub> O*	2.13	2.10	2.09	2.06	2.03	2.05	2.00	1.98	2.10	2.09
ZnO	0.00	0.01	0.03	0.03	0.00	0.01	0.06	0.02	0.00	0.00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
F	0.95	1.00	1.08	0.87	1.15	0.71	0.99	0.89	0.90	1.06
Сумма**	84.14	84.26	84.33	83.69	84.53	83.99	84.15	84.31	83.90	85.23

## Коэффициенты в формуле

□	0.45	0.45	0.46	0.47	0.48	0.51	0.49	0.49	0.48	0.46
Ca	0.05	0.04	0.04	0.04	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03
Na	0.50	0.50	0.49	0.49	0.50	0.47	0.50	0.50	0.50	0.51
Сумма X	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Li*	1.32	1.30	1.30	1.29	1.26	1.27	1.25	1.23	1.31	1.30
Al	1.59	1.64	1.64	1.66	1.70	1.64	1.67	1.75	1.59	1.62
Fe	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.01	0.00	0.00
Zn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Mn	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма Y	2.93	2.97	2.97	2.98	2.99	2.94	2.98	3.02	2.92	2.95
Al	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00
Сумма Z	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00
Si	6.07	6.03	6.03	6.02	6.01	6.06	6.02	5.98	6.08	6.05
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
Сумма T	6.07	6.03	6.03	6.02	6.01	6.06	6.02	6.00	6.08	6.05
F	0.47	0.49	0.53	0.43	0.56	0.34	0.48	0.44	0.44	0.52
OH*	0.53	0.51	0.47	0.57	0.44	0.66	0.52	0.56	0.56	0.48
Сумма W	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
Fe#	–	1.00	–	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	–	0.27



Продолжение таблицы Б.1

Шайба	5									
№ рис.	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
№ п/п	111	112	113	114	115	116	117	118	119	120
SiO <sub>2</sub>	37.69	37.49	38.03	37.84	38.05	36.87	36.14	36.62	36.49	36.76
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.01	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	40.61	40.97	41.52	42.24	42.13	37.87	38.58	37.62	37.62	37.71
FeO	0.17	0.04	0.02	0.00	0.00	3.32	3.30	3.27	3.42	3.37
MnO	2.45	2.12	1.37	0.83	0.55	0.60	0.65	0.57	0.62	0.63
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.31	0.28	0.35	0.26	0.65	0.17	0.15	0.17	0.18	0.18
Na <sub>2</sub> O	1.88	1.78	1.74	1.64	1.56	2.58	2.49	2.56	2.53	2.58
K <sub>2</sub> O	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03
Li <sub>2</sub> O*	1.78	1.79	1.92	1.90	2.03	1.45	1.33	1.44	1.41	1.45
ZnO	0.16	0.05	0.02	0.00	0.03	3.40	3.47	3.37	3.38	3.32
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
F	0.75	0.92	0.83	0.73	1.03	1.19	0.97	1.27	1.15	1.21
Сумма**	84.03	83.68	83.96	83.57	84.00	86.03	85.78	85.50	85.43	85.82
Коэффициенты в формуле										
□	0.37	0.41	0.41	0.46	0.42	0.16	0.19	0.17	0.17	0.16
Ca	0.05	0.05	0.06	0.04	0.11	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
Na	0.57	0.54	0.53	0.50	0.47	0.81	0.78	0.81	0.80	0.81
Сумма X	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Li*	1.13	1.14	1.21	1.19	1.27	0.94	0.86	0.94	0.92	0.94
Al	1.50	1.56	1.60	1.70	1.65	1.13	1.19	1.13	1.12	1.12
Fe	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.45	0.45	0.44	0.46	0.46
Zn	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.40	0.41	0.40	0.41	0.40
Mn	0.33	0.28	0.18	0.11	0.07	0.08	0.09	0.08	0.09	0.09
Ti	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма Y	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
Al	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00
Сумма Z	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00
Si	5.95	5.93	5.95	5.91	5.92	5.94	5.84	5.94	5.92	5.94
Al	0.05	0.07	0.05	0.09	0.08	0.06	0.16	0.06	0.08	0.06
Сумма T	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00
F	0.38	0.46	0.41	0.36	0.51	0.61	0.50	0.65	0.59	0.62
OH*	0.62	0.54	0.59	0.64	0.49	0.39	0.50	0.35	0.41	0.38
Сумма W	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
Fe#	1.00	1.00	1.00	—	—	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00

Продолжение таблицы Б.1

Шайба	5			
№ рис.	16	17	18	19
№ п/п	121	122	123	124
SiO <sub>2</sub>	36.67	36.11	34.09	36.25
TiO <sub>2</sub>	0.02	0.03	0.00	0.03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	37.43	38.36	36.31	38.30
FeO	3.46	3.32	3.05	2.54
MnO	0.63	0.68	0.66	0.72
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.18	0.15	0.18	0.20
Na <sub>2</sub> O	2.53	2.44	2.37	2.35
K <sub>2</sub> O	0.03	0.03	0.03	0.02
Li <sub>2</sub> O*	1.43	1.31	1.25	1.45
ZnO	3.34	3.57	3.44	3.05
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00
F	1.17	1.14	0.74	0.86
Сумма**	85.46	85.83	80.85	84.31

## Коэффициенты в формуле

□	0.17	0.21	0.18	0.22
Ca	0.03	0.03	0.03	0.03
Na	0.80	0.77	0.79	0.74
Сумма X	1.00	1.00	1.00	1.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00
Li*	0.93	0.85	0.86	0.95
Al	1.11	1.17	1.17	1.24
Fe	0.47	0.45	0.44	0.35
Zn	0.40	0.43	0.44	0.37
Mn	0.09	0.09	0.10	0.10
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма Y	3.00	3.00	3.00	3.00
Al	6.00	6.00	6.00	6.00
Сумма Z	6.00	6.00	6.00	6.00
Si	5.95	5.85	5.84	5.90
Al	0.05	0.15	0.16	0.10
Сумма T	6.00	6.00	6.00	6.00
F	0.60	0.58	0.40	0.44
OH*	0.40	0.42	0.60	0.56
Сумма W	1.00	1.00	1.00	1.00
Fe#	—	—	—	—

## ПРИЛОЖЕНИЕ В

## Состав циркона из лейкогранитов комплекса Лагман

Таблица В.1 – Состав циркона из лейкогранитов комплекса Лагман по данным SEM-EDS (мас.%)

Образец	Участок	Точка	SiO <sub>2</sub>	ZrO <sub>2</sub>	HfO <sub>2</sub>	UO <sub>2</sub>	Сумма
18	2	001	31.64	64.41	2.17	–	98.22
	2	002	32.06	60.78	4.31	2.86	100.01
	2	003	32.94	64.07	2.99	–	100.00
	2	004	31.94	64.92	2.85	–	99.71
	2	005	31.25	61.02	2.16	–	94.43
	2	006	31.44	61.60	2.10	2.61	97.75
	2	007	32.32	66.82	2.30	0.54	101.98
	2	009	31.85	61.21	5.09	1.84	99.99
	1-1	012	31.54	64.70	2.35	–	98.59
	1-1	013	32.02	62.15	4.97	1.33	100.47
	1-1	014	32.93	64.31	3.65	0.63	101.52
	1-1	015	31.63	61.44	5.36	1.01	99.44
	1-1	016	33.00	64.15	3.07	0.64	100.86
	1-1	017	31.77	60.69	5.63	0.90	98.99
	1-2	018	32.05	62.45	4.48	1.89	100.87
	1-2	019	31.92	64.92	2.86	–	99.70
	3	020	32.61	65.80	1.59	–	100.00
	3	021	31.74	65.30	1.20	–	98.24
	4	022	31.76	63.36	2.95	0.63	98.70
	4	023	32.27	64.12	3.61	–	100.00
	4	024	32.37	62.69	1.04	2.74	98.84
	4	025	31.78	63.86	3.94	1.59	101.17
	4	026	32.17	64.08	3.04	0.72	100.01
	5	027	32.35	65.85	1.80	–	100.00
	5	028	32.65	66.59	1.76	–	101.00
	5	029	32.95	63.46	3.46	1.20	101.07
	5	030	32.44	62.67	3.03	1.12	99.26
	5	031	31.96	62.03	3.43	3.81	101.23
	5	032	32.22	64.50	3.27	–	99.99
	5	033	31.87	63.67	2.27	2.19	100.00
	5	034	31.16	62.29	2.94	0.71	97.10

Примечание. Прочерк - содержание элемента ниже порога обнаружения.

Продолжение таблицы В.1

Образец	Участок	Точка	SiO <sub>2</sub>	ZrO <sub>2</sub>	HfO <sub>2</sub>	UO <sub>2</sub>	Сумма
19	6	001	31.75	65.60	3.53	–	100.88
	6	002	32.19	64.31	3.50	–	100.00
	6	003	32.37	65.35	2.28	–	100.00
	7	006	32.02	65.92	3.14	–	101.08
	7	007	32.81	62.98	3.18	1.03	100.00
	7	008	31.68	61.75	4.12	2.46	100.01
	7	009	32.94	62.82	4.23	–	99.99
	8	011	32.52	64.25	2.48	0.37	99.62
	8	012	32.93	64.16	2.90	–	99.99
	8	013	32.02	61.71	3.82	2.44	99.99
	8	014	31.92	65.09	2.99	–	100.00
	8	015	32.11	61.29	3.24	2.12	99.99
	9	017	32.08	62.42	3.63	1.87	100.00
	9	018	31.97	64.73	3.30	–	100.00
	10	021	31.78	63.33	3.40	1.49	100.00
	10	022	32.72	64.08	2.13	–	98.93
	10	023	31.52	61.93	3.92	2.64	100.01

Примечание. Прочерк - содержание элемента ниже порога обнаружения.

Таблица В.2 – Состав циркона из лейкогранитов комплекса Лагман по данным SIMS (ppm)

Компонент	Образец 18									
	1 центр	2 край	3 центр	4 край	5 центр	6 край	7 центр	8 край	9 центр	10 край
La	0.23	0.24	0.34	0.74	0.14	0.56	0.19	0.25	0.20	0.28
Ce	0.45	0.54	3.11	2.62	4.26	5.62	13.9	0.85	14.5	0.77
Pr	0.05	0.06	0.45	0.61	0.09	0.18	0.14	0.17	0.63	0.11
Nd	0.29	0.21	3.94	4.95	1.26	1.48	1.51	1.48	11.5	0.36
Sm	1.94	1.23	7.41	10.5	3.11	3.00	4.09	3.86	14.9	1.08
Eu	0.15	0.11	0.51	1.00	0.11	0.28	0.57	0.14	1.28	0.19
Gd	23.1	12.3	31.7	43.8	17.4	18.3	23.5	19.7	61.8	10.7
Dy	265	112	184	220	74.8	93.2	156	147	219	118
Er	324	124	350	300	122	180	285	177	373	185
Yb	559	221	674	576	168	301	644	330	664	390
Lu	65.4	27.5	92.6	72.4	24.2	48.2	105	43.0	109	45.6
Li	11.2	8.38	2.36	15.5	4.00	5.65	3.48	7.37	1.06	10.7
P	858	424	949	980	309	323	650	617	258	602
Ca	37.5	260	79.0	220	30.0	16.8	59.3	108	56.7	158
Ti	3.03	4.24	4.33	7.52	15.2	22.4	8.21	6.34	12.7	6.51
Sr	1.92	1.12	1.98	3.83	0.78	0.54	4.39	2.35	1.47	2.10
Y	3453	1354	2553	2930	822	1180	1849	1760	2222	1634
Nb	81.5	49.1	47.2	61.2	52.8	69.8	20.9	21.0	20.0	20.1
Ba	0.60	1.12	4.54	4.87	1.67	1.00	6.00	1.70	1.42	0.56
Hf	34502	32846	16436	27962	14464	15892	20845	23439	11190	23949
Th	98.1	54.9	50.8	74.2	111	95.8	204	12.5	242	16.4
U	13880	8583	2853	10703	336	333	5311	5533	1389	7374
Th/U	0.01	0.01	0.02	0.01	0.33	0.29	0.04	0.002	0.17	0.002
Eu/Eu*	0.07	0.08	0.10	0.14	0.05	0.12	0.18	0.05	0.13	0.17
Ce/Ce*	0.97	1.14	1.94	0.95	9.23	4.32	21.14	1.00	9.92	1.07
ΣREE	1240	499	1348	1232	415	651	1233	724	1470	753
ΣLREE	1.02	1.05	7.83	8.92	5.74	7.84	15.7	2.76	26.9	1.52
ΣHREE	1237	497	1332	1212	406	640	1213	717	1427	750
Lu <sub>N</sub> /La <sub>N</sub>	2688	1107	2644	949	1724	823	5453	1636	5220	1560
Lu <sub>N</sub> /Gd <sub>N</sub>	22.9	18.1	23.6	13.4	11.3	21.3	36.2	17.6	14.2	34.6
Sm <sub>N</sub> /La <sub>N</sub>	13.3	8.25	35.2	22.9	36.9	8.52	35.4	24.4	119.0	6.14
T(Ti), °C	647	673	674	718	782	820	726	704	764	706

## Продолжение таблицы В.2

Компонент	Образец 19									
	11 центр	12 край	13 центр	14 край	15 центр	16 край	17 центр	18 край	19 центр	20 край
La	2.88	0.46	0.94	0.33	0.66	0.57	2.44	1.05	1.43	0.47
Ce	21.6	0.65	4.31	0.40	2.35	1.50	15.7	5.47	8.50	0.72
Pr	5.88	0.11	1.28	0.07	0.61	0.39	4.35	1.00	3.67	0.15
Nd	51.8	0.40	10.2	0.26	4.55	2.98	35.8	36.5	34.9	0.62
Sm	107	0.76	17.2	0.51	8.06	5.33	56.4	22.1	49.9	2.11
Eu	4.47	0.07	0.63	0.05	0.34	0.16	2.14	1.08	0.88	0.12
Gd	341	4.42	58.1	4.36	27.1	21.5	198	96.5	140	14.8
Dy	1301	47.5	286	50.8	141	130	1076	544	572	171
Er	1682	103	508	145	267	210	1405	681	668	378
Yb	3624	321	1605	526	1118	646	3482	1942	1886	1274
Lu	459	52.7	275	81.7	205	104	484	298	311	217
Li	12.0	7.11	15.5	5.12	8.31	9.56	17.7	20.6	8.28	14.9
P	4304	516	1458	472	936	759	3435	2436	1862	1298
Ca	222	164	205	43.5	174	58.2	182	187	147	192
Ti	9.20	3.36	5.21	2.91	3.28	2.60	5.48	3.18	2.86	4.88
Sr	3.13	1.78	2.31	1.57	2.66	2.17	3.67	2.38	2.17	2.91
Y	14214	649	3436	953	1715	1406	10296	4917	6457	2507
Nb	132	46.5	48.7	40.1	54.8	53.0	185	29.7	11.2	13.1
Ba	1.67	2.79	0.87	1.18	14.8	1.90	4.58	14.2	2.19	0.76
Hf	22901	22594	23626	28782	22443	23194	17573	28556	22501	29926
Th	102	3.69	23.9	7.09	12.3	7.73	34.6	46.2	34.6	17.5
U	7982	2620	7206	3491	4445	3557	7775	13865	5341	9934
Th/U	0.01	0.001	0.003	0.002	0.003	0.002	0.004	0.003	0.01	0.002
Eu/Eu*	0.07	0.11	0.06	0.10	0.07	0.05	0.06	0.07	0.03	0.06
Ce/Ce*	1.27	0.70	0.95	0.62	0.89	0.77	1.17	1.29	0.90	0.66
ΣREE	7600	531	2766	809	1775	1122	6762	3629	3677	2059
ΣLREE	82.2	1.62	16.7	1.06	8.17	5.44	58.4	44.0	48.5	1.96
ΣHREE	7407	529	2732	807	1759	1111	6645	3561	3578	2055
Lu <sub>N</sub> /La <sub>N</sub>	1532	1106	2812	2370	2994	1765	1909	2720	2091	4431
Lu <sub>N</sub> /Gd <sub>N</sub>	10.9	96.5	38.2	152	61.2	39.1	19.7	25.0	17.9	118.3
Sm <sub>N</sub> /La <sub>N</sub>	59.3	2.65	29.3	2.45	19.6	15.1	37.0	33.6	55.8	7.16
T(Ti), °C	736	655	689	645	653	637	693	651	643	683

## ПРИЛОЖЕНИЕ Г

### Редкоэлементный состав (ppm) кварца

Таблица Г.1 – Редкоэлементный состав (ppm) кварца из месторождения Пашки по данным SIMS

Образец	D2		D33		D3		D31		C1				C8		C6	
Точка	QZ1	QZ2	QZ3	QZ4	QZ5	QZ6	QZ7	QZ8	QZ9	QZ10	QZ11	QZ12	QZ13	QZ14	QZ15	QZ16
Al	215	368	220	188	195	193	113	206	213	243	270	342	242	388	217	203
K	33.2	125	121	55.3	88.6	60.7	31.0	74.9	99.3	114	34.8	121	63.4	169	44.4	62.9
Ca	85.1	111	81.1	70.9	57.0	55.7	89.6	61.2	86.3	73.2	64.9	189	90.2	86.5	67.2	65.1
Rb	0.11	0.36	0.22	0.14	0.22	0.16	0.12	0.20	0.21	0.20	0.25	3.10	0.13	0.34	0.08	0.11
Sr	0.42	0.79	0.58	0.50	0.48	0.48	0.46	0.50	0.51	0.58	0.61	76.0	0.70	0.71	0.49	0.57
Ba	0.44	1.26	0.65	0.67	0.43	0.40	0.61	0.58	0.42	0.60	0.70	1.58	0.90	0.79	0.57	0.57
Ge	9.11	10.9	20.5	20.9	20.4	21.2	11.9	22.7	10.8	12.0	9.37	13.4	13.2	15.3	13.2	10.5
Fe	9.80	22.1	20.0	14.7	75.4	14.2	10.3	12.7	12.7	18.8	13.9	19.1	10.9	19.0	15.0	9.84
Mn	0.94	1.74	1.29	1.00	69.9	0.87	0.79	0.80	0.84	0.90	0.94	2.54	0.92	1.17	1.26	0.69
Ti	8.88	9.19	5.60	4.66	3.71	3.51	3.19	3.31	2.91	2.68	2.09	2.90	8.71	4.38	11.6	6.02
Mg	5.26	9.55	7.11	5.85	4.56	5.13	5.06	5.14	5.94	6.81	5.67	11.0	4.50	6.86	10.2	4.61
Na	8.23	23.3	19.7	7.24	10.2	8.33	7.90	7.91	20.1	21.5	21.8	19.1	9.40	16.5	21.3	16.2
B	1.95	6.65	4.16	3.56	2.90	3.62	0.79	2.69	2.61	2.96	14.3	1.63	1.35	1.79	8.76	3.19
Li	24.4	29.9	11.2	10.0	10.9	15.4	3.34	15.6	14.2	13.5	59.9	26.1	24.7	23.7	83.4	20.4
Be	1.14	2.07	1.06	1.61	0.80	1.13	0.56	0.82	1.18	1.63	1.32	2.29	1.66	2.00	5.23	0.86
T(Ti),°C	521	524	489	477	462	459	453	455	447	443	428	447	520	473	541	494

Примечание. Курсивом помечено содержание, вероятно связанное с захватом микровключения

Продолжение таблицы Г.1

Образец	C9		C2		C3		A7		A2		A51		A53	
Точка	QZ17	QZ18	QZ19	QZ20	QZ21	QZ22	QZ23	QZ24	QZ25	QZ26	QZ27	QZ28	QZ29	QZ30
Al	449	311	252	289	224	336	186	223	224	141	190	119	210	176
K	174	125	173	103	277	186	49.1	125	90.2	23.5	71.9	46.0	127	84.1
Ca	102	97.2	101	63.3	82.2	87.2	101	49.4	56.9	28.9	33.1	18.0	116	41.4
Rb	0.33	0.23	0.31	0.20	0.22	2.67	0.13	0.20	0.21	0.05	0.18	0.13	0.26	0.17
Sr	0.70	0.84	0.77	0.52	0.61	0.72	0.79	0.41	0.53	0.36	0.39	0.23	0.57	0.35
Ba	0.78	0.76	0.77	0.52	0.37	0.74	0.52	0.31	0.51	0.27	0.30	0.14	0.34	0.26
Ge	9.76	9.50	10.4	9.02	8.27	9.23	10.6	9.69	13.8	12.5	17.8	16.8	11.9	11.6
Fe	20.8	17.7	16.5	16.8	9.21	14.6	11.9	10.9	12.6	8.32	10.6	4.52	12.1	7.55
Mn	1.24	1.05	0.92	0.98	0.78	0.91	0.91	0.82	0.70	0.55	0.72	0.36	0.70	0.53
Ti	3.94	4.24	3.23	2.77	4.63	5.19	3.25	5.24	1.66	2.19	3.42	10.5	2.16	2.09
Mg	11.1	6.94	8.73	6.65	13.5	8.59	5.88	4.90	4.87	3.53	5.45	2.65	5.50	4.03
Na	36.3	23.7	35.2	21.0	26.2	31.0	11.9	15.4	17.9	7.23	17.4	10.5	20.2	16.1
B	1.62	1.17	1.81	2.10	1.69	2.01	1.87	1.94	2.02	1.51	2.55	1.75	2.31	2.48
Li	71.1	28.0	10.5	25.1	26.9	24.6	16.4	12.0	15.4	12.4	12.2	13.2	11.1	9.68
Be	1.83	1.77	1.66	1.80	1.22	1.45	1.21	1.20	1.19	0.99	1.51	0.45	0.94	0.86
T(Ti).°C	466	471	454	445	476	484	454	484	415	431	457	533	430	428

## ПРИЛОЖЕНИЕ Д

### Состав граната из лейкогранитов комплекса Лагман и пегматитов месторождения Пашки

Таблица Д.1. – Состав граната из лейкогранитов комплекса Лагман и пегматитов месторождения Пашки по данным SEM-EDS (мас.% и миналы, %)

Образец	Точка	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Сумма	Py	Alm	Gro	Sp
18	001	37.07	20.71	32.23	8.47	1.56	0.74	100.78	6.3	72.3	2.1	19.3
	002	36.79	21.14	31.99	7.52	1.81	0.75	100.00	7.4	73.1	2.2	17.4
	003	37.06	20.66	32.46	7.90	1.40	0.52	100.00	5.7	74.4	1.5	18.3
	010	36.78	20.43	32.34	8.28	1.37	0.80	100.00	5.6	73.0	2.3	19.1
	011	36.95	21.46	32.32	7.00	1.65	0.62	100.00	6.8	74.9	1.8	16.4
	012	36.83	20.83	31.96	8.30	1.23	0.84	99.99	5.0	73.2	2.5	19.3
	013	36.38	20.83	32.41	8.19	1.66	0.53	100.00	6.8	72.6	1.5	19.1
	014	36.85	19.84	32.93	7.83	1.75	0.80	100.00	7.1	72.6	2.3	18.0
	015	36.20	20.26	33.05	8.59	1.31	0.59	100.00	5.4	72.7	1.8	20.1
	023	36.97	20.93	32.51	7.22	1.75	0.61	99.99	7.2	74.4	1.8	16.7
	024	36.77	21.02	32.65	8.34	1.31	0.69	100.78	5.3	73.5	2.0	19.2
	025	37.08	21.05	32.67	7.45	1.19	0.57	100.01	4.9	75.8	1.7	17.5
19	001	36.85	21.64	33.56	5.80	1.65	0.50	100.00	6.8	78.0	1.5	13.7
	002	36.83	20.88	33.94	6.13	1.64	0.59	100.01	6.7	77.5	1.7	14.2
	003	37.04	20.26	34.44	5.99	1.69	0.58	100.00	6.8	77.8	1.7	13.7
	006	36.66	22.22	32.52	6.58	1.56	0.46	100.00	6.5	76.4	1.4	15.7
	007	36.76	21.27	33.45	5.98	2.03	0.51	100.00	8.3	76.4	1.5	13.8
	008	36.52	21.26	33.57	6.71	1.42	0.52	100.00	5.8	77.1	1.5	15.6
	010	36.48	21.05	33.43	6.82	1.93	0.28	99.99	7.9	75.5	0.8	15.9
	011	36.32	21.38	33.48	6.58	1.78	0.46	100.00	7.3	76.0	1.4	15.3
	012	36.26	20.90	33.53	6.80	1.84	0.66	99.99	7.6	74.6	2.0	15.9
003-1	001	36.20	20.53	27.84	14.40	0.69	0.34	100.00	2.9	62.5	1.0	33.7
	002	36.62	21.00	27.70	13.45	0.90	0.34	100.01	3.7	63.9	1.0	31.4

Продолжение таблицы Д.1

Образец	Точка	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Сумма	Py	Alm	Gro	Sp
003-1	003	36.45	20.17	25.64	15.99	0.80	0.95	100.00	3.3	56.8	2.8	37.1
	004	36.38	21.13	26.66	14.54	0.94	0.35	100.00	3.9	61.3	1.0	33.8
	005	36.12	20.62	27.35	14.94	0.68	0.29	100.00	2.8	61.3	0.9	35.0
	006	36.67	20.80	27.39	13.85	0.84	0.45	100.00	3.5	63.0	1.3	32.2
	007	36.55	21.00	27.20	13.96	0.90	0.39	100.00	3.7	62.6	1.1	32.5
	008	37.04	20.84	27.27	13.50	1.08	0.26	99.99	4.5	63.1	0.8	31.6
	009	36.84	21.01	27.15	13.84	0.98	0.19	100.01	4.1	62.9	0.6	32.5
	011	36.46	21.42	27.22	13.87	0.61	0.42	100.00	2.6	63.4	1.3	32.7
004-1	001	36.77	21.28	25.97	14.76	0.85	0.37	100.00	3.5	60.5	1.1	34.8
	002	36.11	20.60	26.46	15.57	0.72	0.53	99.99	3.0	58.9	1.6	36.5
	004	36.29	19.77	26.06	16.90	0.45	0.52	99.99	1.8	57.2	1.5	39.4
	007	36.21	20.12	27.53	14.89	0.77	0.48	100.00	3.2	60.6	1.4	34.8
	008	36.61	20.87	27.60	13.71	0.86	0.35	100.00	3.5	63.5	1.0	31.9
	009	36.63	19.99	27.70	14.70	0.70	0.28	100.00	2.9	62.3	0.8	34.0
	013	36.91	21.12	26.00	14.76	0.90	0.31	100.00	3.7	60.5	0.9	34.8
	014	36.56	21.04	26.81	14.27	0.90	0.43	100.01	3.7	61.7	1.3	33.3
	015	36.80	20.94	27.26	14.19	0.57	0.25	100.01	2.4	63.4	0.7	33.4
	017	36.53	20.87	27.37	14.37	0.60	0.26	100.00	2.5	63.2	0.8	33.6
	018	36.97	20.92	26.29	14.83	0.63	0.37	100.01	2.6	61.3	1.1	35.0
019	36.10	20.73	27.40	14.90	0.54	0.33	100.00	2.2	61.9	1.0	34.9	
002-4	002	36.61	20.97	29.56	12.13	0.33	0.40	100.00	1.4	68.9	1.2	28.6
	003	36.09	21.14	23.91	18.14	0.26	0.47	100.01	1.1	55.0	1.4	42.6
	004	36.16	20.46	26.00	16.74	0.25	0.40	100.01	1.0	58.6	1.2	39.2
	005	36.49	21.31	23.28	18.27	0.24	0.41	100.00	1.0	54.5	1.2	43.3
	006	36.75	20.66	30.26	11.61	0.44	0.28	100.00	1.8	70.1	0.8	27.2
	007	36.30	20.31	28.01	14.34	0.69	0.34	99.99	2.8	62.7	1.0	33.5
	009	36.17	21.06	28.56	13.62	0.18	0.41	100.00	0.7	66.1	1.2	31.9

Продолжение таблицы Д.1

Образец	Точка	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Сумма	Py	Alm	Gro	Sp
002-4	011	36.44	20.68	29.52	12.47	0.55	0.34	100.00	2.2	67.8	1.0	29.0
	012	36.47	20.30	25.11	17.52	0.29	0.32	100.01	1.2	57.2	0.9	40.7
	013	36.11	19.85	31.49	12.52	0.12	0.43	100.52	0.5	68.9	1.3	29.4
	014	36.41	20.80	30.45	11.36	0.50	0.48	100.00	2.0	70.1	1.4	26.5
	015	36.30	20.95	30.09	11.71	0.46	0.48	99.99	1.9	69.4	1.4	27.3
	016	36.64	20.70	30.24	11.85	0.26	0.31	100.00	1.1	70.2	0.9	27.8
	017	36.18	21.39	27.21	14.67	0.13	0.41	99.99	0.5	63.5	1.2	34.7
	018	36.51	20.64	17.23	24.85	0.32	0.45	100.00	1.3	39.6	1.3	57.8
	019	36.37	20.77	29.72	12.45	0.21	0.48	100.00	0.9	68.6	1.4	29.1
	020	36.85	20.75	22.46	19.38	0.12	0.44	100.00	0.5	52.4	1.3	45.8
	022	36.33	21.24	22.84	19.12		0.47	100.00	0.0	53.4	1.4	45.2
	023	36.16	21.09	30.13	12.08	0.17	0.37	100.00	0.7	69.8	1.1	28.4
	024	35.91	19.78	31.44	12.41	0.09	0.37	100.00	0.4	69.2	1.1	29.3
	025	36.45	20.73	29.89	12.05	0.46	0.42	100.00	1.9	68.8	1.2	28.1
	027	36.02	20.51	22.07	20.81	0.19	0.40	100.00	0.8	49.1	1.2	48.9
	032	35.84	20.34	30.59	12.78	0.24	0.20	99.99	1.0	68.2	0.6	30.2
	033	36.37	21.18	29.87	12.00	0.25	0.33	100.00	1.0	69.6	1.0	28.3
034	36.64	20.42	26.38	15.75	0.25	0.56	100.00	1.0	60.7	1.6	36.7	
036	36.66	20.52	30.83	11.66	0.08	0.25	100.00	0.3	71.5	0.7	27.4	
037	36.72	21.25	23.14	18.32	0.25	0.33	100.01	1.1	54.4	1.0	43.6	
003-4	002	36.85	20.55	30.06	11.96	0.38	0.21	100.01	1.6	69.7	0.6	28.1
	003	35.98	20.68	26.23	16.36	0.28	0.48	100.01	1.1	58.9	1.4	38.5
	004	36.43	20.45	30.86	11.53	0.26	0.48	100.01	1.1	70.7	1.4	26.8
	005	36.09	21.45	26.88	15.02	0.07	0.48	99.99	0.3	62.8	1.4	35.5
	006	35.90	19.80	29.13	14.58	0.22	0.36	99.99	0.9	63.6	1.1	34.4
	007	36.88	20.77	29.97	11.57	0.51	0.29	99.99	2.1	69.7	0.9	27.3
	009	35.92	19.41	31.30	11.93	0.39	0.49	99.44	1.6	68.8	1.5	28.1

Продолжение таблицы Д.1

Образец	Точка	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Сумма	Py	Alm	Gro	Sp
003-4	010	36.13	20.85	30.62	11.83	0.20	0.37	100.00	0.8	70.3	1.1	27.7
	013	35.87	19.98	30.40	13.00	0.33	0.42	100.00	1.4	66.7	1.2	30.7
	014	36.48	20.56	30.38	11.50	0.55	0.53	100.00	2.2	69.5	1.6	26.7
	015	35.83	20.30	31.34	11.68	0.50	0.35	100.00	2.1	69.3	1.0	27.6
	016	36.00	20.24	29.83	13.22	0.33	0.38	100.00	1.4	66.4	1.1	31.1
	017	36.27	20.60	29.91	12.56	0.24	0.43	100.01	1.0	68.4	1.3	29.3
	018	36.63	20.71	30.65	11.42	0.29	0.31	100.01	1.2	71.1	0.9	26.8
	019	36.47	20.85	30.43	11.45	0.51	0.29	100.00	2.1	70.2	0.9	26.8

Таблица Д.2 – Примесный состав граната из лейкогранитов комплекса Лагман и пегматитов месторождения Пашки по данным SIMS (ppm)

Образец	19						18		
Точка SIMS	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Точка SEM-EDS	2	1	3	8	7	6	3	2	1
La	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.04	0.01	0.02
Ce	0.04	0.05	0.05	0.06	0.03	0.04	0.07	0.08	0.04
Pr	n.d.	0.01	0.01	0.00	n.d.	0.00	0.01	0.02	0.01
Nd	0.05	0.12	0.07	0.07	0.05	0.04	0.43	0.25	0.06
Sm	0.07	0.21	0.22	0.21	0.11	0.06	2.44	0.44	0.19
Eu	0.02	n.d.	0.01	0.02	0.01	0.03	0.06	0.01	0.01
Gd	1.17	2.15	2.09	1.73	1.72	1.06	11.1	2.68	2.24
Dy	10.5	15.8	24.6	19.0	15.8	12.1	50.6	22.0	23.9
Er	12.3	14.8	33.1	15.6	9.87	11.1	43.1	34.3	38.4
Yb	30.7	23.9	68.1	17.5	13.2	13.0	57.0	80.2	60.6
Lu	3.44	1.96	7.04	1.58	1.18	1.29	6.47	9.64	6.86
Li	39.3	56.8	82.6	60.6	46.6	56.1	98.0	58.9	25.6
Na	226	240	326	254	202	237	435	302	230
Ti	30.4	51.6	51.2	28.5	25.3	27.9	100	79.9	21.8
V	6.05	8.54	8.87	7.72	7.82	7.40	8.00	8.54	6.39
Cr	16.5	18.5	20.2	26.2	21.5	21.7	20.9	16.8	15.2
Y	118	147	273	180	151	117	423	241	264
Zr	9.78	13.6	17.5	9.98	6.40	9.07	40.9	25.3	8.28
Nb	0.13	0.21	0.24	0.08	0.09	0.09	4.09	25.2	0.11
Hf	4.07	7.56	10.9	7.92	7.47	5.37	19.9	10.4	9.28
Ta	1.54	3.04	5.96	3.33	2.77	2.36	13.6	11.1	5.06
Eu/Eu*	0.25	n.d.	0.06	0.08	0.10	0.32	0.04	0.04	0.07
Ce/Ce*	n.d.	1.22	1.25	2.79	n.d.	1.29	0.75	1.08	0.77
ΣREE	58.3	59.1	135	55.7	42.0	38.8	171	150	132
ΣLREE	0.10	0.19	0.14	0.14	0.09	0.12	0.55	0.36	0.13
ΣHREE	58.1	58.7	135	55.4	41.7	38.6	168	149	132
Lu <sub>N</sub> /La <sub>N</sub>	2342	992	5114	1741	1088	521	1564	6566	3132
Lu <sub>N</sub> /Gd <sub>N</sub>	23.7	7.36	27.2	7.40	5.58	9.83	4.71	29.1	24.8
Sm <sub>N</sub> /La <sub>N</sub>	7.80	17.4	26.5	39.1	16.1	3.86	97.9	50.0	14.5

Примечание. n.d. - содержание не определено.

Продолжение таблицы Д.2

Образец	18			003-1 верх					
Точка SIMS	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Точка SEM-EDS	12	11	10	1	3	5	6	8	11
La	0.02	0.01	0.01	0.01	0.10	0.01	0.01	0.01	0.01
Ce	0.06	0.03	0.02	0.05	0.04	0.04	0.03	0.03	0.01
Pr	0.01	0.00	n.d.	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01
Nd	0.14	0.06	0.08	0.08	0.10	0.12	0.04	0.04	0.05
Sm	0.15	0.19	0.23	0.03	0.38	0.14	0.03	0.11	0.04
Eu	0.02	0.02	0.02	0.03	0.09	0.05	0.02	0.05	0.02
Gd	2.27	4.15	2.10	0.40	1.70	1.03	0.05	0.37	0.24
Dy	23.6	37.0	23.2	2.38	11.0	10.7	0.35	4.41	2.61
Er	33.9	42.1	38.9	1.82	11.8	6.33	0.29	3.99	4.02
Yb	51.7	56.0	65.8	2.60	23.4	7.22	1.34	6.38	8.77
Lu	6.35	6.06	7.69	0.28	2.54	0.92	0.16	0.62	0.97
Li	32.4	36.4	26.2	126	74.3	130	115	158	122
Na	204	215	108	204	60.3	150	96.8	169	172
Ti	23.1	27.3	18.5	181	205	210	84.3	277	158
V	7.32	8.51	6.62	4.65	4.88	4.68	3.68	5.77	4.65
Cr	17.5	18.0	12.1	15.5	9.77	18.0	11.0	12.9	13.1
Y	282	364	289	28.1	108	130	4.29	56.2	37.4
Zr	7.84	11.7	6.71	8.32	7.52	10.1	6.08	9.64	7.92
Nb	0.10	0.09	0.05	0.15	0.16	0.11	0.07	0.12	0.11
Hf	7.95	13.6	7.74	1.30	4.53	3.59	0.65	1.80	1.27
Ta	4.88	6.62	5.12	0.66	2.59	1.79	0.57	1.48	1.10
Eu/Eu*	0.08	0.06	0.07	0.93	0.34	0.38	1.15	0.76	0.57
Ce/Ce*	1.47	1.02	n.d.	1.62	0.23	1.66	1.47	1.47	0.24
ΣREE	118	146	138	7.68	51.2	26.5	2.32	16.0	16.8
ΣLREE	0.23	0.11	0.11	0.14	0.26	0.18	0.09	0.07	0.09
ΣHREE	118	145	138	7.48	50.5	26.2	2.19	15.8	16.6
Lu <sub>N</sub> /La <sub>N</sub>	3848	5061	7324	241	237	662	144	980	623
Lu <sub>N</sub> /Gd <sub>N</sub>	22.7	11.8	29.7	5.69	12.1	7.19	24.8	13.3	33.1
Sm <sub>N</sub> /La <sub>N</sub>	15.1	26.5	35.9	4.18	5.96	17.4	4.69	28.3	3.98

Примечание. n.d. - содержание не определено.

Продолжение таблицы Д.2

Образец	004-1 верх						002-4 низ		
Точка SIMS	19	20	21	22	23	24	25	26	27
Точка SEM-EDS	18	17	19	9	8	7	12	15	18
La	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01
Ce	0.03	0.02	0.01	0.04	0.04	0.01	0.05	0.04	0.04
Pr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Nd	0.05	0.11	0.03	0.12	0.10	0.03	0.19	0.09	0.04
Sm	0.05	0.19	0.10	0.15	0.35	0.06	0.64	0.27	0.06
Eu	0.01	0.05	0.03	0.06	0.04	0.04	0.03	0.02	0.01
Gd	0.46	1.60	0.69	1.22	2.74	0.36	5.28	1.67	0.50
Dy	5.47	15.6	6.62	11.8	26.7	2.56	37.7	16.6	5.82
Er	7.69	16.4	9.02	11.8	26.5	2.85	16.4	9.80	4.23
Yb	17.7	25.8	19.6	20.2	41.9	6.28	15.4	11.7	3.79
Lu	1.95	2.54	1.88	1.90	4.86	0.61	2.06	1.22	0.41
Li	122	159	114	147	160	143	171	157	107
Na	150	142	126	189	147	158	214	165	64.1
Ti	139	236	135	224	245	145	235	185	81.6
V	3.30	4.32	3.72	4.33	5.54	3.35	2.41	1.99	0.49
Cr	11.0	16.6	9.51	11.7	12.3	9.18	12.9	9.45	5.25
Y	88.1	186	90.5	169	314	31.0	358	167	67.5
Zr	9.33	13.4	10.1	10.5	12.0	11.9	20.8	17.8	6.61
Nb	0.09	0.10	0.07	0.10	0.09	0.13	0.49	0.43	0.30
Hf	2.29	5.85	2.54	4.83	10.9	1.36	14.5	6.41	2.57
Ta	1.73	3.17	1.92	2.40	4.64	0.83	4.46	2.33	1.82
Eu/Eu*	0.25	0.29	0.34	0.40	0.12	0.76	0.04	0.11	0.23
Ce/Ce*	1.18	0.78	0.36	1.49	1.15	0.22	0.95	1.38	1.36
ΣREE	33.4	62.5	38.0	47.3	103	12.8	77.8	41.5	14.9
ΣLREE	0.10	0.14	0.05	0.18	0.16	0.07	0.27	0.15	0.10
ΣHREE	33.3	62.1	37.8	46.9	103	12.7	76.8	41.0	14.8
Lu <sub>N</sub> /La <sub>N</sub>	1696	2398	1913	1877	2724	310	1055	1219	529
Lu <sub>N</sub> /Gd <sub>N</sub>	34.4	12.8	22.0	12.6	14.3	13.6	3.16	5.92	6.56
Sm <sub>N</sub> /La <sub>N</sub>	6.86	29.6	16.7	25.1	32.2	4.88	54.2	44.7	13.5

Примечание. n.d. - содержание не определено.

Продолжение таблицы Д.2

Образец	002-4			003-4 низ					
Точка SIMS	28	29	30	31	32	33	34	35	36
Точка SEM-EDS	27	24	22	3	2	4	15	14	13
La	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01
Ce	0.04	0.04	0.04	0.05	0.05	0.05	0.03	0.07	0.06
Pr	0.01	n.d.	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01
Nd	0.11	0.06	0.14	0.12	0.11	0.22	0.10	0.19	0.24
Sm	0.59	0.12	0.51	0.26	0.31	0.79	0.20	0.36	0.56
Eu	0.02	0.03	0.03	0.01	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03
Gd	4.61	0.96	4.25	3.12	2.35	5.44	1.82	3.61	4.67
Dy	40.8	9.29	36.5	44.1	31.8	54.1	28.1	39.4	49.0
Er	13.9	6.76	19.7	43.1	50.3	33.8	60.2	72.2	56.8
Yb	11.6	11.5	23.6	57.6	86.5	30.9	143	131	78.5
Lu	1.97	1.20	2.64	5.65	8.89	3.70	16.4	13.1	7.26
Li	115	141	133	86.8	172	192	165	166	212
Na	154	178	130	97.7	188	172	137	162	175
Ti	129	175	167	75.6	200	253	167	206	306
V	1.21	1.74	1.18	1.38	2.40	2.20	2.45	2.11	2.37
Cr	10.3	9.27	10.0	9.52	12.6	8.07	9.23	6.80	10.1
Y	307	122	358	533	414	467	417	693	644
Zr	16.1	16.2	17.4	8.44	17.4	24.1	15.0	17.9	19.9
Nb	0.12	0.26	0.40	0.10	0.24	0.32	0.19	0.33	0.62
Hf	14.4	3.80	13.7	16.8	11.4	17.5	10.9	15.4	20.0
Ta	4.20	1.56	4.61	7.19	6.24	6.76	6.99	9.05	9.63
Eu/Eu*	0.04	0.27	0.07	0.05	0.07	0.05	0.08	0.08	0.06
Ce/Ce*	1.04	n.d.	1.45	1.29	1.49	0.92	0.78	2.47	1.47
ΣREE	73.6	30.0	87.5	154	180	129	250	260	197
ΣLREE	0.17	0.12	0.19	0.19	0.17	0.30	0.16	0.28	0.32
ΣHREE	72.8	29.7	86.7	154	180	128	250	259	196
Lu <sub>N</sub> /La <sub>N</sub>	1384	1037	3100	2697	8143	1888	9696	8918	5249
Lu <sub>N</sub> /Gd <sub>N</sub>	3.46	10.1	5.03	14.6	30.6	5.51	73.0	29.3	12.6
Sm <sub>N</sub> /La <sub>N</sub>	68.4	17.8	99.9	20.8	47.7	66.9	20.0	40.5	67.1

Примечание. n.d. - содержание не определено.

## ПРИЛОЖЕНИЕ Е

### Примесный состав (ppm) сподумена

Таблица Е.1 – Примесный состав (ppm) сподумена нижних в верхних горизонтов жилы № 3

Положение Номер обр. № п/п	Нижние горизонты											
	A2SPD1	A2SPD2	A5SPD3	A5SPD4	A51SPD5	A52SPD7	A52SPD8	B2SPD9	B2SPD10	C2SPD11	C2SPD12	C3SPD13
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
K	11.3	37.3	53.4	35.5	35.3	20.9	168.5	109.6	34.6	20.7	72.5	46.8
Ca	8.2	18.7	15.1	18.3	12.6	5.6	53.2	36.9	52.3	17.8	41.5	36.4
Cr	3.9	19.4	44.0	11.0	16.3	12.3	12.2	10.8	16.3	9.5	10.8	16.2
Ga	51.5	45.6	61.6	55.3	54.9	62.3	56.5	54.9	46.7	44.9	40.9	44.8
Rb	0.39	0.47	0.29	0.24	0.16	0.10	0.60	0.49	0.74	0.61	0.35	0.42
Zr	0.10	0.23	7.57	0.56	0.23	0.24	0.66	0.41	1.27	2.30	0.44	1.29
Cs	0.44	2.86	0.51	1.15	0.06	0.09	1.44	0.36	0.10	0.10	0.21	0.70
Ba	0.08	0.17	0.15	0.26	0.07	0.05	0.55	0.36	0.26	0.11	0.60	0.46
Ta	0.03	н.о.	0.13	0.41	н.о.	0.04	0.54	0.03	0.03	0.08	0.17	0.16
Sn	12.9	35.7	583.2	567.0	150.4	84.3	168.9	292.7	74.1	101.0	21.7	57.9
Nb	0.06	0.30	0.08	1.38	0.07	0.11	0.24	0.06	0.11	0.13	0.31	0.73
Sr	0.14	0.17	0.05	0.15	0.12	0.09	0.68	0.62	0.36	0.15	0.52	0.42
Mn	710	985	592	713	718	761	744	721	646	520	286	296
V	0.24	0.42	0.42	0.40	0.32	0.34	0.44	0.44	0.34	0.35	0.30	0.35
Ti	13.3	18.2	21.3	27.9	8.2	7.6	27.7	14.3	129.0	н.о.	35.0	52.6
Mg	7.24	22.50	2.69	6.80	4.94	3.94	46.61	18.56	19.10	14.31	21.15	18.03
Na	871	1649	1627	2320	1133	1189	1393	1469	1419	1661	1168	1522
B	6.04	24.26	9.44	13.58	9.96	10.60	8.51	7.13	1.84	1.82	13.75	6.33
Be	0.87	1.95	2.25	3.22	0.89	0.90	0.97	1.65	0.79	1.02	0.50	1.94
Li	43004	70083	52416	66905	43177	44721	42280	43007	39161	41435	41561	44790
Fe	1747	3019	832	1092	323	336	1226	1288	2684	2943	1367	1776
Cu	22.8	59.3	9.7	225.3	20.0	15.0	77.1	23.9	103.3	28.6	108.5	204.0
Zn	223	708	295	471	513	353	617	467	893	364	546	768

Примечание. н.о. – не определено.

Продолжение таблицы Е.1

Положение Номер обр.	Нижние горизонты										
	C3SPD14	C4SPD15	C4SPD16	C5SPD17	C5SPD18	C52SPD19	C52SPD20	C7SPD21	C7SPD22	C8SPD23	C8SPD24
№ п/п	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
K	10.8	32.8	29.0	30.0	73.9	23.6	13.3	16.6	18.5	28.7	39.6
Ca	5.8	19.4	18.4	13.0	105.7	6.1	4.1	6.6	10.3	11.9	24.7
Cr	7.7	4.1	11.6	11.0	8.7	9.8	6.9	9.6	11.4	11.9	7.8
Ga	58.3	47.8	45.8	58.5	65.7	56.4	51.3	42.2	45.1	52.6	57.5
Rb	0.43	0.44	0.70	0.49	0.51	0.64	0.59	0.61	0.54	0.53	0.48
Zr	0.60	0.65	0.85	0.60	0.45	0.92	0.90	0.19	0.32	0.99	0.62
Cs	0.15	0.08	0.16	0.13	0.11	0.09	0.04	0.03	0.12	0.20	0.28
Ba	0.11	0.13	0.12	0.09	0.32	0.05	0.03	0.08	0.30	0.29	0.39
Ta	0.03	0.02	0.10	0.08	0.09	0.30	0.03	0.31	0.41	0.04	0.10
Sn	120.0	73.5	51.2	90.3	86.5	45.5	45.3	24.2	35.4	290.7	347.6
Nb	0.04	0.04	0.30	0.13	0.20	0.14	0.06	0.43	0.48	0.13	0.14
Sr	0.14	0.25	0.22	0.18	0.28	0.03	0.05	0.11	0.24	0.21	0.44
Mn	563	454	404	415	334	360	342	384	255	658	632
V	0.56	0.43	0.39	0.35	0.39	0.40	0.40	0.29	0.28	0.73	0.93
Ti	39.4	82.7	67.1	45.2	42.0	65.7	66.6	45.6	50.4	77.0	89.2
Mg	7.95	13.66	13.42	11.96	12.57	8.14	7.32	9.27	12.14	11.51	17.94
Na	1689	1967	1545	1570	1519	1641	1631	983	964	1741	1792
B	2.71	1.78	5.61	3.48	3.04	1.75	1.63	2.47	2.66	3.10	3.18
Be	2.91	1.82	1.33	2.03	1.19	0.81	0.89	0.55	0.42	1.40	1.33
Li	43325	42706	40272	42675	31209	40038	43155	42800	41083	44389	41147
Fe	1842	2474	2596	2025	1488	2758	2716	2679	2468	2206	2352
Cu	28.2	19.1	86.9	33.7	48.6	18.1	12.8	30.6	50.4	46.3	49.8
Zn	195	171	552	354	695	308	275	416	618	477	453

Продолжение таблицы Е.1

Положение	Нижние горизонты										
	Номер обр.	C9SPD25	C9SPD26	C10SPD27	C10SPD28	C12SPD29	C12SPD30	C13SPD31	C13SPD32	SPDN141	SPDN142
№ п/п	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34
K	25.1	35.2	48.3	36.5	49.1	24.3	26.4	24.7	н.о.	н.о.	10.4
Ca	15.4	19.4	40.2	36.2	5.4	7.5	8.1	7.4	н.о.	н.о.	4.8
Cr	8.6	12.8	45.4	9.1	9.8	16.6	10.5	10.2	30.2	55.0	53.7
Ga	36.8	39.8	46.7	49.7	33.9	44.0	44.4	52.8	14.5	15.5	49.5
Rb	0.41	0.37	0.55	0.50	0.40	0.61	0.61	0.52	0.58	1.08	0.47
Zr	0.24	0.57	0.47	0.31	0.72	1.14	1.19	0.69	0.50	1.07	0.62
Cs	0.06	0.04	0.49	0.09	0.16	0.10	0.57	0.08	0.31	0.03	0.02
Ba	0.20	0.25	0.24	0.18	0.09	0.07	0.05	0.06	н.о.	н.о.	н.о.
Ta	0.12	0.08	0.09	0.08	0.13	0.10	0.09	0.09	0.15	0.11	0.12
Sn	52.8	45.4	27.1	41.3	57.4	64.3	54.8	20.2	2.2	3.6	49.6
Nb	0.18	0.09	0.23	0.08	0.23	0.18	0.29	0.14	0.31	0.33	0.12
Sr	0.25	0.26	0.40	0.36	0.06	0.10	0.11	0.12	н.о.	н.о.	н.о.
Mn	518	516	337	392	277	536	445	558	81.6	109	398
V	0.32	1.25	0.26	0.35	0.21	0.34	0.28	0.38	н.о.	н.о.	0.41
Ti	39.1	35.7	30.4	26.9	59.4	83.2	74.9	64.9	12.3	13.7	94.9
Mg	18.64	16.32	22.00	17.32	6.18	12.35	10.89	11.10	2.46	4.08	10.40
Na	1613	1665	996	1201	803	2086	1591	1914	н.о.	н.о.	1587
B	1.49	1.43	17.59	14.97	2.54	2.78	6.80	2.29	15.38	3.70	3.55
Be	0.73	1.31	0.91	1.66	0.40	1.92	2.61	0.83	н.о.	н.о.	1.12
Li	41598	41344	42125	41627	31085	58712	44374	65346	н.о.	н.о.	н.о.
Fe	1643	1481	1776	1795	1345	2974	2775	3531	143	190	1709
Cu	48.7	42.8	48.8	36.4	8.5	27.8	31.1	21.0	59.4	89.1	26.6
Zn	330	480	1052	334	191	455	294	240	781	2181	941

Продолжение таблицы Е.1

Положение Номер обр.	Нижние горизонты					Верхние горизонты					
	SPDN152	SPDN161	SPDN162	SPDN171	SPDN172	SPDN181	SPDN182	SPDN111M	SPDN112	SPDN121	SPDN122
№ п/п	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45
K	46.3	36.7	15.2	28.9	101.5	95.3	12.4	1.7	8.8	6.9	8.9
Ca	12.9	18.7	7.9	70.6	17.8	7.8	8.2	3.1	4.5	2.8	4.2
Cr	38.2	50.6	45.5	48.4	49.9	40.9	36.6	5.0	31.2	43.1	32.6
Ga	45.3	48.8	46.9	46.4	43.9	55.3	54.0	93.9	95.0	47.7	50.0
Rb	0.43	0.84	0.67	0.48	0.54	0.77	0.81	0.38	0.50	0.15	0.11
Zr	0.61	1.07	1.35	0.90	1.03	0.87	0.83	0.26	0.51	0.23	0.25
Cs	0.06	0.11	0.08	0.35	0.15	0.04	0.13	0.47	0.31	0.01	0.15
Ba	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Ta	0.06	0.14	0.15	0.12	0.31	0.09	0.07	0.26	0.09	0.05	0.58
Sn	42.0	34.1	64.0	29.8	20.6	59.1	201.7	190.3	199.3	8.0	25.2
Nb	0.13	0.37	0.29	0.26	0.57	0.28	0.18	0.13	0.19	0.08	0.15
Sr	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Mn	385	396	468	303	214	1258	1279	1452	1448	508	500
V	0.40	0.38	0.42	0.33	0.28	0.39	0.35	3.46	2.86	0.27	0.28
Ti	82.0	52.1	65.0	76.1	47.3	15.4	16.4	39.0	33.8	4.9	5.9
Mg	11.80	7.31	8.35	7.67	11.33	18.74	16.78	2.18	2.44	0.20	1.24
Na	1577	1344	1511	1341	860	1525	1307	1473	1513	990	960
B	3.49	2.42	2.06	н.о.	18.10	3.40	2.73	3.89	4.00	10.00	8.99
Be	0.98	1.25	2.83	1.51	0.57	1.72	1.35	1.94	2.17	0.38	0.39
Li	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Fe	1660	2509	2846	1909	2431	3888	3724	1807	1897	174	179
Cu	46.7	67.3	57.4	60.1	139.9	61.9	40.9	16.0	43.0	25.1	35.8
Zn	1325	1671	1432	1339	2028	1920	1461	115	741	531	485

Продолжение таблицы Е.1

Положение	Верхние горизонты										
	Номер обр.	SPDN131	SPDN132	SPDN191	SPDN192	SPDN1101	SPDN1102	D2SPD33	D2SPD34	D3SPD35	D3SPD36
№ п/п	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56
K	18.1	199.1	18.8	36.9	110.7	17.3	100.0	216.4	84.3	129.9	160.1
Ca	5.6	18.5	5.2	13.5	7.0	4.6	70.8	49.2	38.8	24.1	170.5
Cr	48.6	50.2	35.9	41.4	49.2	37.2	14.1	13.6	16.8	14.0	6.4
Ga	56.0	55.9	53.8	60.6	47.9	45.0	58.7	56.2	68.1	64.7	55.7
Rb	0.41		0.14	0.18	0.19	0.11	0.33	0.20	0.22	0.63	1.30
Zr	0.72	1.35	0.57	0.70	0.87	0.72	0.85	0.30	0.26	0.41	0.21
Cs	6.65		0.17	0.20	0.12	0.08	0.86	0.57	1.04	0.17	0.21
Ba	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.27	0.30	0.16	0.42
Ta	0.11	0.56	0.09	0.30	0.17	0.05	0.91	0.26	0.15	0.22	0.07
Sn	349.5	251.0	200.3	170.4	138.3	105.6	100.3	77.1	33.3	53.3	9.7
Nb	0.26	0.52	0.19	0.28	0.19	0.21	2.20	0.32	0.19	0.15	0.17
Sr	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	3.13	0.41	0.41	0.27	1.31
Mn	438	452	359	331	132	147	425	467	488	576	813
V	0.33	0.31	0.29	0.32	0.32	0.26	0.36	0.40	0.38	0.35	0.58
Ti	5.6	6.1	4.5	5.3	2.5	2.2	15.5	12.0	7.8	6.6	37.8
Mg	1.49	3.27	0.93	1.91	1.81	1.38	27.23	31.74	22.23	11.21	н.о.
Na	1157	1020	1065	1129	873	739	1698	1621	1215	1346	1872
B	16.75	19.22	11.43	16.28	18.49	16.86	22.20	31.04	25.18	14.67	2.96
Be	1.82	1.67	0.91	0.83	0.26	0.22	0.84	0.84	0.82	0.63	1.09
Li	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	38735	44893	41121	42060	41163
Fe	39	54	26	35	26	25	80	29	70	67	н.о.
Cu	60.0	110.7	27.7	59.4	34.7	24.5	263.2	44.8	61.0	29.2	53.8
Zn	953	1188	1362	1727	2338	1509	1072	687	720	454	565

Продолжение таблицы Е.1

Положение	Верхние горизонты										
	Номер обр.	D31SPD38	D5SPD39	D5SPD40	D51SPD41	D51SPD42	DB1SPD43	DB1SPD44	DB2SPD45	DB2SPD46	DB3SPD47
№ п/п	57	58	59	60	61	62	63	64	65	66	67
K	82.1	106.2	117.1	70.0	47.7	42.3	35.3	48.7	49.8	48.1	35.4
Ca	39.1	44.0	48.2	20.9	15.7	15.5	16.7	17.8	14.2	22.7	31.5
Cr	11.0	12.9	5.3	14.7	13.2	13.3	15.0	14.9	8.9	12.4	12.3
Ga	40.0	50.1	47.2	58.2	55.7	62.1	60.3	54.0	60.0	52.2	50.4
Rb	0.65	0.41	0.18	0.13	0.28	0.08	0.09	0.16	0.23	0.09	0.09
Zr	0.11	0.40	0.36	0.59	0.31	0.32	0.31	0.43	0.40	0.27	0.64
Cs	0.06	0.75	1.02	0.74	0.46	0.13	0.08	0.22	0.37	0.13	0.05
Ba	0.18	0.21	н.о.	0.13	0.10	0.10	0.08	0.19	0.04	0.27	0.30
Ta	0.10	0.27	1.03	0.74	0.29	0.15	0.09	0.17	0.14	0.09	0.12
Sn	9.3	50.6	80.3	86.8	75.3	64.9	72.7	56.8	64.6	65.2	69.8
Nb	0.11	0.30	0.40	0.45	0.32	0.47	0.55	0.53	0.21	0.20	0.54
Sr	0.45	0.31	3.36	0.23	0.19	0.21	0.12	0.25	0.18	0.36	0.37
Mn	232	401	472	544	467	255	253	624	570	178	148
V	0.33	0.34	0.27	0.35	0.31	0.32	0.29	0.37	0.27	0.35	0.31
Ti	25.6	9.3	9.4	8.2	7.1	3.1	3.2	9.6	15.1	3.6	2.7
Mg	18.30	8.46	20.65	13.05	11.07	9.22	11.07	12.25	8.20	18.63	21.19
Na	866	1016	993	1451	1287	1195	1228	1538	1559	1371	1204
B	4.40	17.17	20.85	23.90	25.00	19.22	23.69	9.11	16.26	17.62	17.32
Be	0.14	0.41	0.82	0.83	0.68	0.39	0.36	0.93	0.91	0.27	0.21
Li	44644	41188	42283	49236	41460	42308	42202	41841	37852	40951	36332
Fe	2323	71	16	78	38	40	44	540	457	37	25
Cu	23.7	37.9	87.2	93.4	53.9	69.5	45.9	75.1	46.0	76.7	81.7
Zn	456	295	530	968	791	717	778	1246	767	708	783

Продолжение таблицы Е.1

Положение	Верхние горизонты								
	Номер обр.	D3S1SPD49	D3S1SPD50	D3S2SPD51	D3S2SPD52	D3S3SPD53	D3S3SPD54	D3S4SPD55	D3S4SPD56
№ п/п	68	69	70	71	72	73	74	75	76
K	138.4	44.3	97.0	46.6	21.5	29.2	22.0	13.4	40.4
Ca	27.4	20.6	98.2	22.9	5.9	9.5	5.3	6.1	11.3
Cr	17.8	13.6	13.6	13.8	12.8	10.4	13.5	9.7	34.7
Ga	48.0	46.3	48.4	51.1	43.2	43.8	49.4	48.4	72.6
Rb	0.35	0.22	0.25	0.35	0.14	0.18	0.15	0.16	0.98
Zr	0.39	0.29	0.38	0.36	0.16	0.18	0.30	0.24	0.44
Cs	0.66	2.55	0.48	1.62	0.07	0.30	1.74	0.11	0.42
Ba	0.23	0.22	0.55	0.29	0.03	0.10	0.07	0.04	
Ta	0.39	0.13	0.78	0.51	0.03	0.06	0.10	0.03	0.07
Sn	460.4	426.6	26.5	61.0	29.4	38.8	67.2	63.4	112
Nb	0.24	0.14	0.22	0.27	0.23	0.12	0.13	0.13	0.23
Sr	0.28	0.23	0.60	0.33	0.04	0.15	0.10	0.06	
Mn	447	468	405	589	627	531	626	619	180
V	0.33	0.30	0.33	0.31	0.30	0.27	0.30	0.30	0.26
Ti	8.9	10.5	9.3	10.9	6.1	7.1	9.9	8.5	11.2
Mg	14.83	9.75	21.58	11.12	1.42	3.05	4.70	2.49	1.5
Na	1438	1439	1462	1473	1235	1291	1381	1357	335
B	11.47	23.91	30.89	12.48	12.93	10.27	12.71	8.52	0.82
Be	1.47	1.85	0.74	0.80	0.57	0.54	0.90	0.83	0.05
Li	39367	38624	41855	45905	39358	40317	43348	43102	
Fe	375	501	568	691	456	514	493	483	20.7
Cu	47.1	27.8	50.5	37.0	21.4	9.8	29.6	13.9	35.2
Zn	779	609	885	407	525	372	569	318	1172

## ПРИЛОЖЕНИЕ Ж

### Примесный состав (ppm) калиевого полевого шпата

Таблица Ж.1 – Примесный состав (ppm) калиевого полевого шпата нижних в верхних горизонтов жилы № 3

Положение Номер обр.	Нижние горизонты										
	0032К1	0032 К2	0032К3	0032К4	0032К5	0032К6	0032К7	0032К8	0032К15	0032К16	0032К17
№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Li	543	493	297	413	482	495	396	420	222	92	436
Be	3.85	4.98	5.39	5.57	6.19	6.37	6.24	5.77	4.10	4.64	10.7
B	2.23	3.73	4.50	3.60	6.13	5.80	2.99	2.79	3.67	9.57	48.6
Na	9177	9680	4642	7402	9919	9944	7394	9350	9389	57118	9691
Mg	7.92	30.1	31.9	19.3	14.4	11.9	38.6	19.7	10.6	42.0	81.6
P	1898	1950	2310	2347	2798	2777	2400	1932	794	808	2796
K	167512	183810	189786	182154	192054	190871	202187	178303	165031	182116	157491
Ca	16.6	35.2	48.9	30.4	36.9	39.8	65.4	118	42.9	48.0	154
Ti	18.8	28.1	26.7	27.8	33.2	34.4	31.9	26.5	10.7	11.4	34.8
V	1.00	1.09	0.97	0.90	1.24	1.27	0.74	1.22	0.76	0.66	3.15
Cr	3.29	7.92	9.34	6.86	8.64	9.01	9.44	13.5	11.0	11.5	14.7
Mn	73.7	78.8	80.8	86.6	85.2	88.2	82.1	98.5	68.2	71.9	82.6
Fe	17.2	28.6	28.2	44.0	38.5	43.0	45.4	60.8	15.5	25.2	42.9
Ga	23.4	14.4	14.3	13.5	13.2	13.8	15.1	21.5	13.4	15.2	13.4
Rb	2359	2890	2470	2498	2277	2550	2415	2188	2777	2886	2754
Sr	51.4	40.1	12.5	10.9	12.6	12.3	9.91	16.7	19.9	22.8	12.6
Cs	412	140	209	235	95.2	153	215	62.5	262	305	293
Ba	154	37.1	20.6	15.1	18.2	16.0	13.5	120	49.9	60.4	21.5
Pb	110	115	128	160	130	130	151	157	52.1	57.5	92.7

Продолжение таблицы Ж.1

Положение Номер обр.	Верхние горизонты							
	0032K18	0032K21	0032K22	0032K9	0032K10	0032K11	0032K12	0032K14
№ п/п	12	13	14	15	16	17	18	19
Li	611	626	658	92.1	101	128	152	652
Be	6.44	4.45	3.24	3.83	3.71	5.91	7.29	8.55
B	7.89	5.09	3.14	1.96	1.65	3.87	3.98	4.73
Na	6562	7508	7960	8062	7153	11831	10404	6346
Mg	18.6	34.8	3.04	8.47	14.5	9.86	19.6	20.0
P	2334	847	826	1732	1236	2236	1737	4704
K	241422	183113	182808	188960	200399	181501	197910	179331
Ca	77.0	35.6	40.4	56.2	97.5	69.4	71.4	65.9
Ti	29.3	12.6	9.79	22.8	15.0	26.1	23.6	49.7
V	0.76	0.99	0.93	1.05	0.85	1.33	1.24	0.72
Cr	10.2	9.52	9.94	13.1	11.7	14.4	13.9	12.0
Mn	96.9	97.7	93.6	90.7	89.3	85.8	94.1	77.2
Fe	65.4	65.4	43.8	43.8	45.1	35.7	56.4	23.5
Ga	16.3	13.8	14.1	15.1	14.5	18.8	15.4	13.7
Rb	3978	3013	2965	4887	5045	6616	8127	3592
Sr	11.1	25.7	22.7	48.9	51.7	20.5	20.0	14.9
Cs	301	349	378	730	589	911	982	494
Ba	20.4	33.3	33.6	38.7	64.2	36.6	40.9	19.4
Pb	129	79.8	71.0	427	546	438	495	166

## ПРИЛОЖЕНИЕ И

### Примесный состав (ppm) плагиоклаз

Таблица И.1 – Примесный состав (ppm) плагиоклаз нижних в верхних горизонтов жилы № 3

Положение	Нижние горизонты				Верхние горизонты								
	ALBITN11	ALBITN12	ALBITN15	ALBITN16	D3K13M	S061 K19MM	S061K20M	ALBITN3	ALBITN4	ALBITN19	ALBITN5	ALBITN6	ALBITN20
№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
P	1126	1375	454	671	186	115	86.7	281	314	378	834	990	881
K	1894	2546	1950	2608	1556	983	1117	1394	1144	1430	845	1682	2670
Ca	174	174	557	1364	1149	117	1772	1399	270	312	284	4471	4333
Cr	69.7	92.5	95.8	80.2	12.7	13.0	12.5	56.8	54.8	74.0	70.8	73.9	88.0
Ga	10.08	12.0	12.5	15.1	15.7	16.6	14.8	8.32	7.73	8.42	14.4	13.3	12.8
Rb	1.44	1.38	1.23	1.48	1.85	0.54	1.26	0.84	0.75	1.10	0.65	1.09	1.14
Sr	4.94	10.4	21.9	11.5	10.2	60.6	51.1	37.0	31.2	27.9	69.5	55.8	54.2
Cs	0.32	0.03	0.79	0.05	0.55	0.14	0.48	0.32	0.29	0.28	0.11	0.17	0.07
Ba	3.17	3.49	4.10	6.38	6.32	17.09	19.56	4.72	5.47	5.42	30.5	26.5	26.6
Pb	17.26	44.5	17.1	14.9	24.6	12.4	11.8	6.85	6.55	6.89	43.8	116	93.6
Mn	79.4	85.8	86.1	86.4	76.5	79.9	77.1	79.5	74.9	83.4	86.2	92.0	121
V	15.3	15.9	16.3	15.1	13.7	14.7	13.6	15.4	13.8	16.2	14.8	15.1	15.5
Fe	93.9	122	158	141	49.3	130	108	104	84.3	108	248	253	299
Ti	18.1	21.1	8.85	11.0	5.87	4.43	2.93	7.76	8.48	12.3	19.6	21.3	19.1
Mg	6.22	8.30	12.8	14.8	18.6	14.0	9.03	9.83	9.73	12.8	7.97	8.55	8.61
Na	115179	119145	113917	113808	110745	104372	108050	121143	113841	122771	105888	106523	106973
B	1.78	1.45	12.8	2.59	2.27	3.69	3.56	2.45	3.73	2.68	2.43	9.94	8.32
Li	1.28	2.03	28.9	14.6	0.65	4.84	4.53	1.35	1.51	0.59	45.2	25.3	28.9
Be	4.38	6.76	10.2	7.81	2.86	9.49	9.84	1.15	1.72	1.49	20.8	21.8	20.0

## ПРИЛОЖЕНИЕ К

## Акт о внедрении результатов диссертации



Федеральное государственное бюджетное учреждение науки  
 Институт геологии и геохронологии докембрия  
 Российской академии наук (ИГГД РАН)  
 199034, Санкт-Петербург, наб. Макарова, д.2  
 Факс: +7 (812) 3284801, Телефон: +7 (812)3284701  
<http://www.ipgg.ru>  
 e-mail: adm@ipgg.ru

Утверждаю  
 Директор ИГГД РАН  
 член-корр. РАН А.Б. Кузнецов



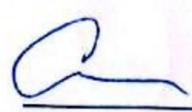
«24» апреля 2025 г.

## АКТ

о внедрении результатов кандидатской диссертации  
 Хамдарда Назифуллы  
 по научной специальности 1.6.4 Минералогия, кристаллография,  
 Геохимия, геохимические методы поисков полезных ископаемых

Специальная комиссия в составе: председатель – В.М. Саватенков;  
 члены комиссии – А.В. Березин, Л.И. Салимгараева, составили настоящий  
 акт о том, что результаты диссертации на тему «Типохимизм минералов и  
 вертикальная зональность сподуменовых пегматитов месторождения  
 Пашки, провинция Нуристан (Афганистан)», представленной на соискание  
 ученой степени кандидата наук, использованы при выполнении НИР  
 ФГБУН Института геологии и геохронологии докембрия Российской  
 академии наук.

Результаты внедрялись при выполнении НИР по теме  
 «Совершенствование изотопных методов датирования докембрийских  
 комплексов и разработка новых геохимических подходов использования  
 минералов-геохронометров», № FMUW-2022-0005. Сроки реализации  
 научной темы: 2022-2026 гг.

Председатель комиссии  
 Старший научный сотрудник  В.М. Саватенков

Члены комиссии:  
 Старший научный сотрудник  А.В. Березин

Научный сотрудник  Л.И. Салимгараева