

ПРАВИТЕЛЬСТВО РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ  
УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ПРОФЕССИОНАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ «САНКТ-  
ПЕТЕРБУРГСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ»

«СПбГУ»

Кафедра геохимии

**Шубина Наталья Евгеньевна**

**Типохимизм циркона Шумиловского месторождения в Центральном Забайкалье**

Выпускная квалификационная работа по направлению 05.03.01 "Геология" по геофизико-  
геохимической группе профилей работа

Научный руководитель:

к.г.-м.н., доц. Е.В.Баданина

\_\_\_\_\_ 2020  
«\_\_»\_\_\_\_\_ 2020

Заведующий кафедрой:

д.г.-м.н., проф. М.В.Чарыкова

\_\_\_\_\_ 2020  
«\_\_»\_\_\_\_\_ 2020

Санкт-Петербург

2020

## Оглавление

Введение .....	3
Глава 1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ЦИРКОНЕ.....	5
Глава 2. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ.....	7
Глава 3. КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА ШУМИЛОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ .....	8
3.1 Географический очерк. ....	8
3.2. Геологическое строение территории .....	9
3.3. Геологическое строение Шумиловского месторождения.....	11
Глава 4. МОРФОЛОГИЯ И АНАТОМИЯ ЦИРКОНА ШУМИЛОВСКОГО МАССИВА.....	14
Глава 5. ТИПОХИМИЗМ ЦИРКОНА ИЗ ПОРОД ШУМИЛОВСКОГО МАССИВА.....	32
ЗАКЛЮЧЕНИЕ .....	42
Список литературы.....	44

## **Введение**

Работа посвящена изучению особенностей морфологии и примесного состава циркона из пород Шумиловского редкометального гранитного интрузива в Центральном Забайкалье. Вопрос генезиса редкометальных гранитоидов, с которыми часто связаны месторождения полезных ископаемых, является одним из **актуальных** фундаментальных вопросов геологической науки. Минерал циркон, является общепризнанным информативным индикатором условий петрогенезиса гранитоидных пород по ряду причин:

-Широкая распространённость: акцессорный циркон кристаллизуется из расплава на протяжении магматической эволюции массивов гранитоидных пород.

-Циркон относительно химически и физически устойчивый минерал, что позволяет использовать его для изучения первичных генетических особенностей пород.

-Минерал обладает структурой, которая допускает большое количество схем изоморфных замещений. Его анатомия отражает химическую неоднородность состава, связанную с изменениями условий формирования интрузива.

Таким образом, комплексное исследование типоморфных особенностей главного сквозного акцессорного минерала – циркона, может помочь в выявлении геохимических индикаторов для решения генетических проблем – оценки условий минерало- и рудообразования.

**Целью работы** является оценка вариаций примесного состава циркона в процессе фракционирования гранитоидной системы и постмагматического метасоматоза в сложной рудно-магматической системе Шумиловского месторождения. На этой основе - выявление новых геохимических индикаторов состава минералов для решения генетических проблем – оценки условий минерало- и рудообразования.

Для достижения цели были поставлены следующие задачи:

1) Изучение особенностей морфологии и анатомии циркона из пород ряда дифференциатов магматических и метасоматических этапов формирования Шумиловского месторождения.

2) Изучение примесного состава акцессорного циркона из магматических (граниты, онгониты) и метасоматических (кварц-полевошпатовые метасоматиты, грейзены) пород Шумиловского интрузива

3) Выявление особенностей эволюции морфологии и примесного состава акцессорного циркона на магматическом и метасоматическом этапах.

В первой главе приводятся общие сведения о цирконе. Во второй главе описана методика исследования. В третьей - дана геологическая характеристика района и самого месторождения. В четвертой - рассматриваются особенности морфологии и анатомии циркона с использованием его оптических и катодолюминесцентных изображений, а также изображений в обратно-рассеянных электронах. Пятая глава посвящена описанию данных о примесном составе циркона и их графическому представлению. В заключении приведены обобщенные выводы о закономерностях поведения циркона в исследуемых породах. В конце работы составлен список используемой литературы.

Исследования были выполнены на оборудовании ресурсных центров Научного парка СПбГУ «Геомодель», «Нанотехнологии», «Ресурсный центр микроскопии и микроанализа».

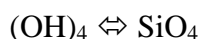
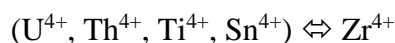
## Глава 1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ЦИРКОНЕ

Циркон – островной силикат с общей формулой  $ZrSiO_4$ . Кристаллизуется в тетрагональной сингонии. В структуре циркона присутствуют изолированные тетраэдры  $[SiO_4]$ , катионы  $Zr^{4+}$  окружены 8 почти равноудаленными кислородами. (<http://www.mindat.org/min-4421.html>).

Циркон обладает разнообразным набором цветов: от бесцветного до серого, красновато-коричневого, зеленого, желтого, коричневого и даже черного. Минерал обладает алмазным, иногда жирным блеском. Цвет порошка белый. Твердость по шкале Мооса – 7.5. Хрупок. Спайность плохая по  $\{110\}$  и  $\{111\}$  или отсутствует, излом раковистый. Плотность:  $4,714 \text{ г/см}^3$ . (<http://www.mindat.org/min-4421.html>).

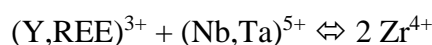
Наиболее развитыми гранями обычно являются грани призмы  $\{100\}$ ,  $\{110\}$  и пирамиды  $\{211\}$ ,  $\{101\}$ . Морфологические характеристики кристаллов связаны с условиями их образования. Так, например, широко используется диаграмма Пюпина, иллюстрирующая зависимость морфотипов циркона от его температуры кристаллизации. (Pupin, 1980) (Рис. 2.1).

Для циркона возможны следующие схемы изоморфизма (Hoskin, Schaltegger, 2003):

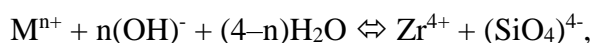
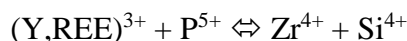


*Гетеровалентный изоморфизм замещения*

*(A) в одной структурной позиции:*

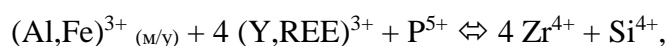


*(B) в двух структурных позициях:*



где M – катион металла, n – число.

*(C) Гетеровалентный изоморфизм с внедрением дополнительного атома в межузельное пространство:*



атомы с пометкой m/y – атомы, внедряются в межузельное пространство.

Аналогичным способом в структуре уравниваются Li и Mo.

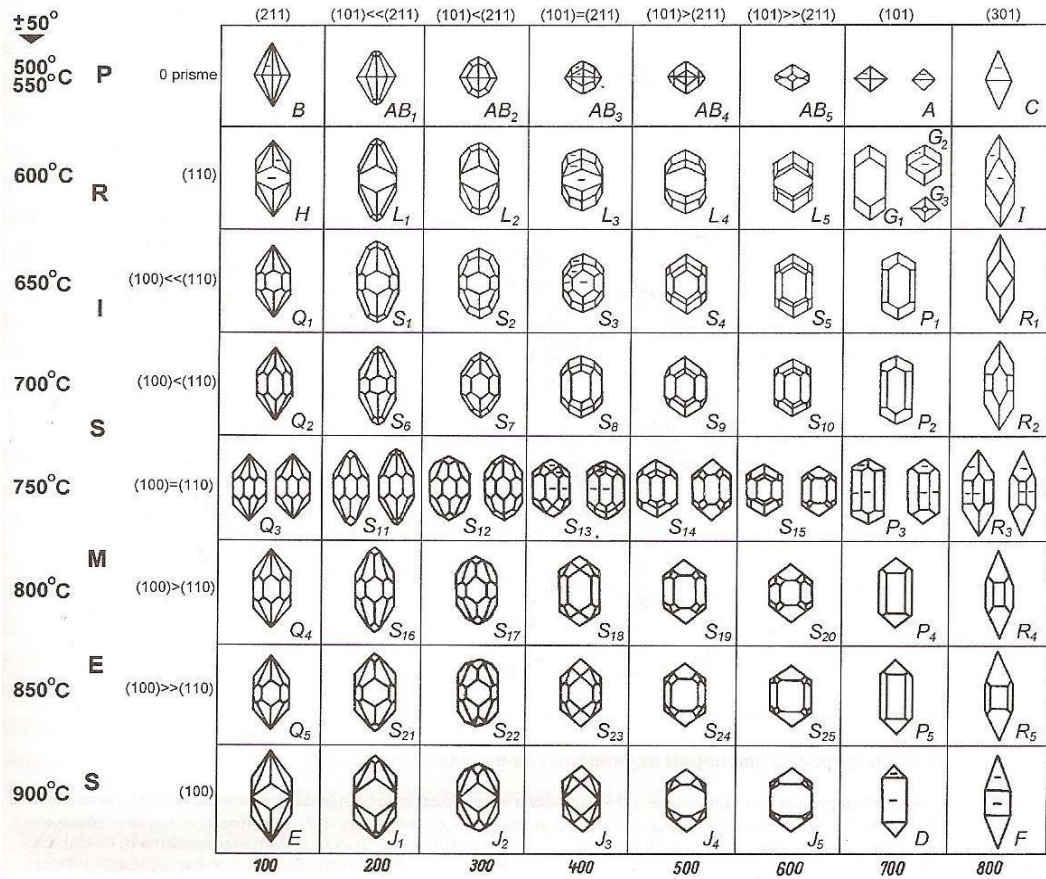


Рис.1 Основные типы и подтипы типоморфной классификации цирконов и соответствующая им геотермометрическая шкала (Purin, 1980).

## Глава 2. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Акцессорный циркон был выделен из 8-ми проб тяжелой фракции, полученных из представительных проб пород Шумиловского месторождения, отобранных во время полевого изучения редкометальных объектов в 90-х годах в рамках выполнения договорных работ НИИ Земной коры СПбГУ с ПГО «Читинским геологоразведочным управлением». Было отобрано:

- 20 зерен из с/з биотитовых порфировидных гранитов (Ш-4085)
- 18 зерен из лейкогранитов (Ш-4068)
- 10 зерен из Кварц-полевошпатовых метасоматитов (Ш-4047)
- 17 зерен из с/з слюдяно-кварцевых грейзенов (Ш-4139)
- 5 зерен из м/з Li-F гранитов (Ш-4037)
- 20 зерен из даек онгонитов (Ш-4141)
- 4 зерна из м/з грейзенизированных Li-F гранитов.

Была описана морфология, выделены морфотипы (по Pupin, 1980) под бинокляром, также сделаны оптические фотографии наиболее представительных зерен (всего 44 фотографии).

Далее были изготовлены 3 шайбы, проанализированные методом микрозондового анализа на Hitachi S-3400N (Ресурсный центр СПбГУ «Геомодель» (всего 370 спектров)).

Получены BSE изображения зерен циркона (всего 70 изображений). А также BSE изображения шлифов из 6 пород Шумиловского массива с зернами циркона.

После чего для изучения внутренней зональности зерен был применен катодоллюминесцентный анализ (всего 40 изображений), параллельно для изучения поверхности зерен получены SE изображения цирконов (всего 40 изображений) на электронном микроскопе Zeiss Supra 40VP с системой CL-регистрации Gatan MonoCL3+, (Ресурсный центр СПбГУ «Нанотехнологии»)

На основании микрозондовых и катодоллюминесцентных исследований было выбрано 20 точек для анализа на ионном зонде Cameca IMS-4f ( ЯФ ФТИАН, Ярославль)

Затем данные были обработаны в программах Excel и TriQuick.

### Глава 3. КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА ШУМИЛОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

#### 3.1 Географический очерк.

Шумиловское месторождение расположено на южных отрогах Ясытайского хребта, на водоразделе рек Шумиловская и Увалистая, административно относится к Красночикийскому району Забайкальского края (рис. 2).

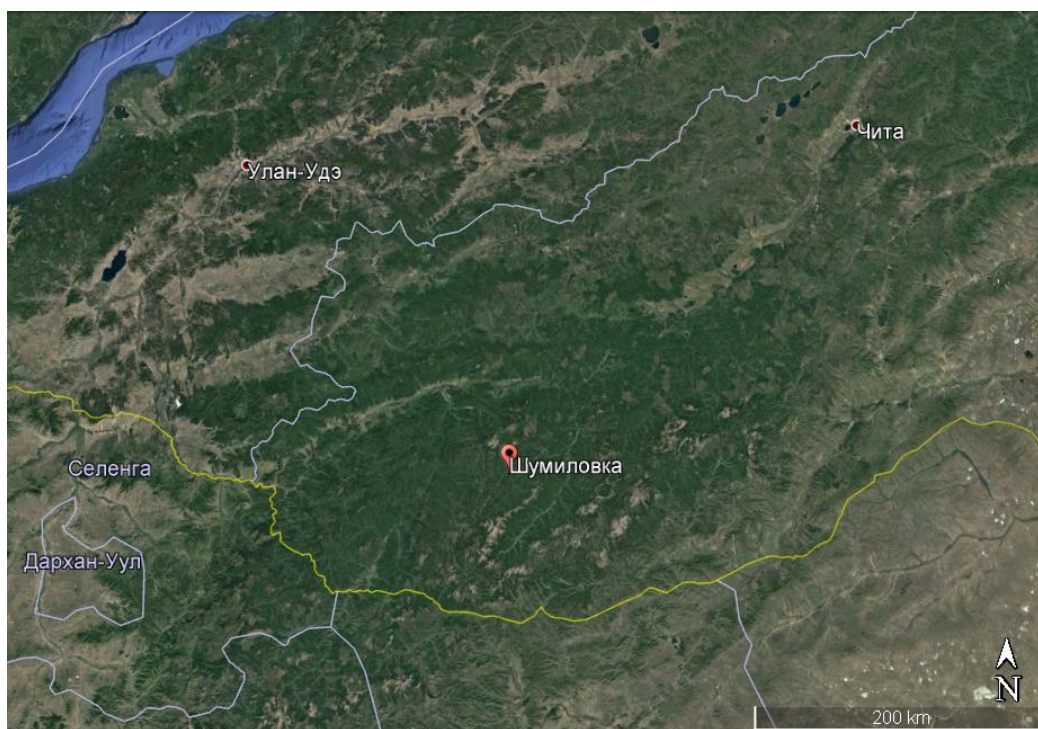


Рисунок 2. Географическое положение Шумиловского месторождения (снимок из *Google Earth*).

Климат района резкоконтинентальный, со значительными колебаниями годовых и суточных температур. Среднегодовая температура равна 0° С. Лето сухое, жаркое со средней температурой в июле от +15 до +18 °С. Зимы морозные и снежные, с большим снежным покровом. Таяние снега заканчивается в конце мая. Среднегодовое количество осадков 400 – 450 мм.

Гидросеть района хорошо развита. Основным является бассейн реки Чикокон, являющейся притоком реки Чикой. Наиболее крупные речки Увалистая и Шумиловская расположены в 3 – 5 км от месторождения. Это горные реки с частым чередованием пологих и широких участков долин с крутыми порожистыми и узкими участками.

Регион характеризуется таежным ландшафтом, значительно распространено предгорное редколесье. Нижние части склонов заняты лиственницей и багульниковым



покровом. С высотой лиственничники сменяются кедрово-лиственничными лесами (Пехтерев С. Н. и др., 2012).

В лесных зонах животный мир представлен белками, куницами, колонками, ондатрами. Встречаются баргузинский соболь, зайцы, бурые медведи, кабаны, рыси. Из копытных: лоси, изюбри, косули, кабарга. Из птиц: тетерева, глухари, рябчики, куропатки, сойки, кедровки, дятлы. Обитатели высокогорного пояса: северные олени и сибирские горные козлы. Большинство из них внесено в Красную книгу Бурятии (<http://www.russian-travels.ru/?p=848>).

### 3.2. Геологическое строение территории

Геологическое строение территории характеризуется сложной террейновой тектоникой, мозаичный вид которой сформировался в ходе наращивания окраины Сибирского континента за счет присоединения в герцинско-киммерийское время микроконтинентов и островных дуг.

Среди данных террейнов выделяют Аргунский, Даурский и Агинский блоки.

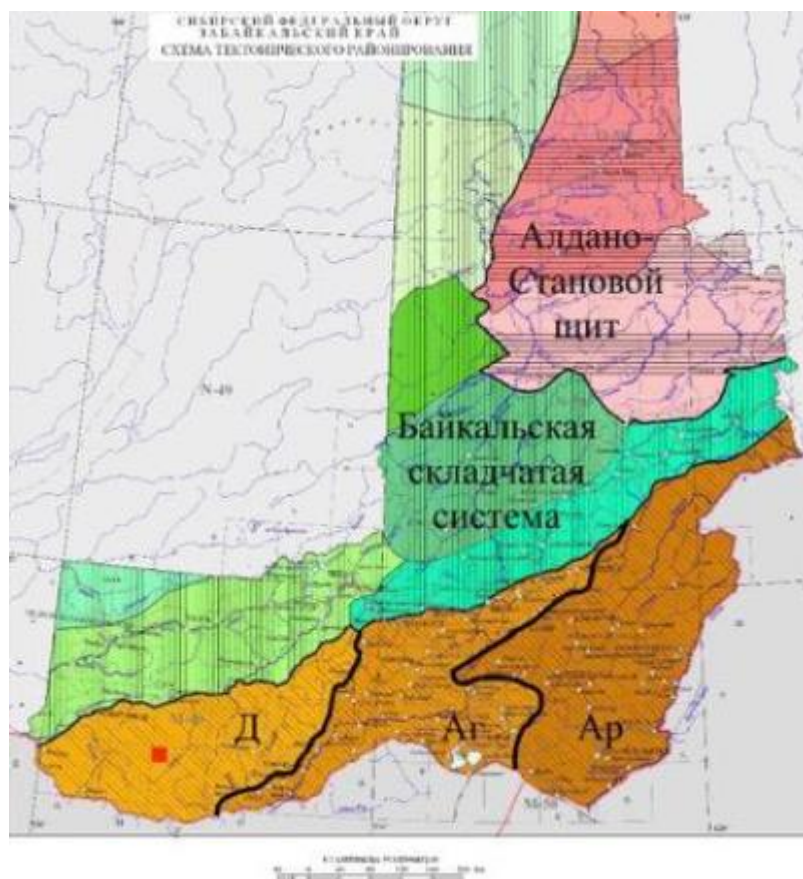


Рисунок 3. Упрощенная тектоническая схема Забайкальского края. Д – Даурская зона, Аг – Агинская зона, Ар – Аргунская зона, Квадрат - Шумиловское месторождение ([http://www.vsegei.ru/ru/info/gisatlas/sfo/zabaykalsky\\_kray/028\\_tecton.jpg](http://www.vsegei.ru/ru/info/gisatlas/sfo/zabaykalsky_kray/028_tecton.jpg)).

Непосредственно Шумиловское месторождение относится к Даурской структурной зоне, которая является фрагментом микроконтинента протерозойско-палеозойского возраста (Гусев и Хаин, 1995).

Предполагается, что Даурский микроконтинент в раннедокембрийское время представлял собой островную дугу (Зорин и др., 1998). Позже, в ходе орогении в герцинское время (поздний карбон-пермь), микроконтинент был присоединен к Сибирскому континенту. В мезозое Даурский террейн испытал тектоно-магматическую реактивизацию, которая проявилась в появлении Хэнтэй-Даурского батолита гранитоидов (Ярмолюк, Коваленко, 2003).

В пределах Даурской зоны выделяется несколько структурных этажей.

Низы разреза Даурской структурной зоны представлены сильнометаморфизованными осадочно-вулканогенными толщами венд-кембрийского возраста. Породы прорываются раннепалеозойскими габбро-диоритами, тоналитами и гранитами (Зорин и др., 1998).

Второй структурный этаж представлен осадочными породами, метаморфизованными в условиях зеленосланцевой фации. Данные толщи связывают с отложениями преддугого или задугового прогиба (Беличенко и др., 1994).

Выше залегают вулканогенно-осадочные кремнистые отложения раннего ордовика-перми. Породы согласно перекрываются пермскими турбидитами. Данный комплекс слагает третий структурный этаж и прорывается средне карбоновыми гранитами.

На первом этапе в киммерийское время происходит магматическая активизация района и формируется Хэнтэй-Даурский гранитоидный, гранодиоритовый и гранит-гранодиорит-порфировый батолит. Структура батолита позволяет отнести его к гранито-гнейсовым куполам. Возраст батолита установлен в интервале 230-195 млн. лет по U-Pb и Rb-Sr изотопным методам датирования (Ярмолюк, Коваленко, 2003).

Вторым этапом киммерийской тектоно-магматической реактивизации зоны является внедрение Асакан-Шумиловского комплекса гранитов (J<sub>2-3</sub>). Петрография пород обширна, от биотитовых порфировидных гранитов до редкометальных литий-фтористых гранитов и гранит-порфиров с вероятным возрастом примерно 140 млн. лет (Шеремет и др., 1974; Гайворонский, 1995).

На завершающем этапе развития зоны проявляется рифтогенная активность. Рифтовые впадины имеют юго-западно-северо-восточное простирание, что характерно для

всего Забайкалья в целом, так и для совместно развивающейся Байкальской складчатой системы, и заполнены вулканогенно-осадочными отложениями мелового возраста.

### 3.3. Геологическое строение Шумиловского месторождения

Шумиловское вольфрамовое месторождение было открыто в 1936 году (Синявин и др., 1995). В ходе поисково-съёмочных работ, проводившихся с 1936 по 1948 год, были разведаны касситерит-вольфрамовые россыпи и мелкие кварцево-жильные Sn-W месторождения.

До 1947 года в основном изучались грейзеновые и кварцево-жильные тела в центральной части интрузива, сам же интрузив как магматическое тело почти не изучался до 1953 года (Синявин и др., 1995).

В 1968-1976 годах Шумиловский рудный узел был оценен как перспективный на обнаружение месторождений вольфрама, бериллия, лития и тантала апогранитового типа. В это же время были получены данные о вещественном составе пород (Шеремет и др., 1974) (Гетманская, Чернов, 1976), изучена структура рудного поля и установлены закономерности распределения грейзеновых тел и даек гранит-порфиоров (Омельяненко и др., 1973-1974) и высказано предположение о взаимосвязи главного рудного тела с флюидами, отделявшимися от мелкозернистых гранитов внутреннего штока (Козлов и др., 1977).

В настоящее время дана общая геохимическая характеристика основных разновидностей гранитов интрузива, а также отдельных метасоматитов (Сырицо и др., 1998), изучен флюидный режим Шумиловской магматической системы и выявлены условия формирования рудоносных грейзенов (Ступак и др., 2008). Разработана расчётная модель фракционирования гранитоидного расплава Шумиловского массива (Абушкевич, 2007). Рудное поле Шумиловского месторождения относится к куполовидному выступу интрузии Асакан-Шумиловского комплекса, залегающим преимущественно среди более древних гранитоидов даурского комплекса (Гайворонский, 1995) (рис. 4).

Фрагмент листа госгеолкарты М-49-ХV  
Масштаб 1:200000

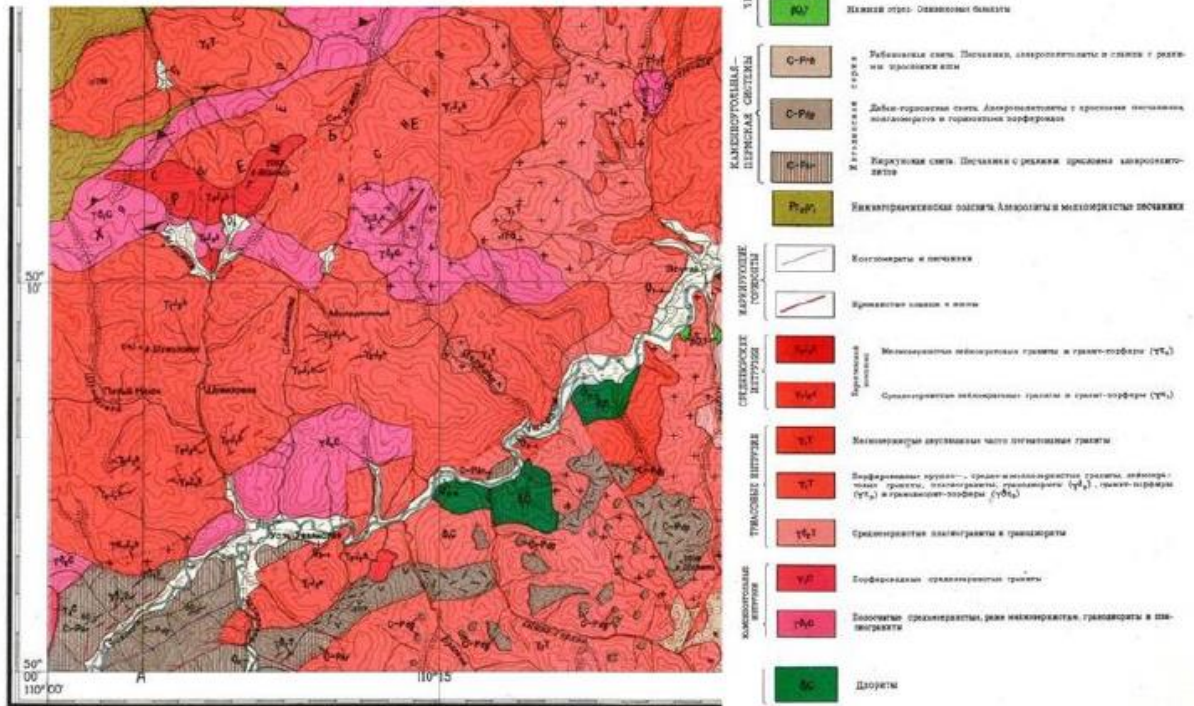


Рисунок 4 Геологическое строение Шумиловского массива. Фрагмент листа госгеолкарты М-49-ХV ([http://www.geolokarta.ru/list\\_200.php?idlist=M-49-XV](http://www.geolokarta.ru/list_200.php?idlist=M-49-XV)).

На уровне современного эрозионного среза в рассматриваемой купольной структуре обнажаются гранито-гнейсы, гранодиориты и амфибол-биотитовые граниты даурского комплекса, и породы Асакан-Шумиловского комплекса. В центральной части купола скважинами вскрыто крупное штокообразное тело протолитионитовых гранитов, которое генетически связано с выходящими на поверхность дайками последней фазы.

К начальным этапам внедрения относится внедрение средне-крупнозернистых биотитовых и лейкократовых гранитов Асакан-Шумиловского плутона в амфибол-биотитовые граниты даурского комплекса. Тогда же формируется купол, образование которого вызывает региональные кольцевые структуры и разломы в виде «битой тарелки».

На следующем этапе происходит внедрение в центральной части купола средне-крупнозернистых гранитов основной фазы мелкозернистых литий-фтористых гранитов. Данный процесс сопровождался внедрением даек. Тогда же начинаются метасоматические преобразования. Грейзены формируются на экзо и эндоконтакте литий-фтористых гранитов и биотитовых гранитов, соответственно формируя мелкозернистые грейзены и среднезернистые грейзены (рис. 4). Вместе с метасоматитами закладываются кварц-

касситерит-вольфрамитовые жилы и пегматоидные тела линзовидной формы. Положение пегматоидных тел контролируется пологопадающей зоной грейзена по среднезернистым гранитам (Сырицо, 1998).

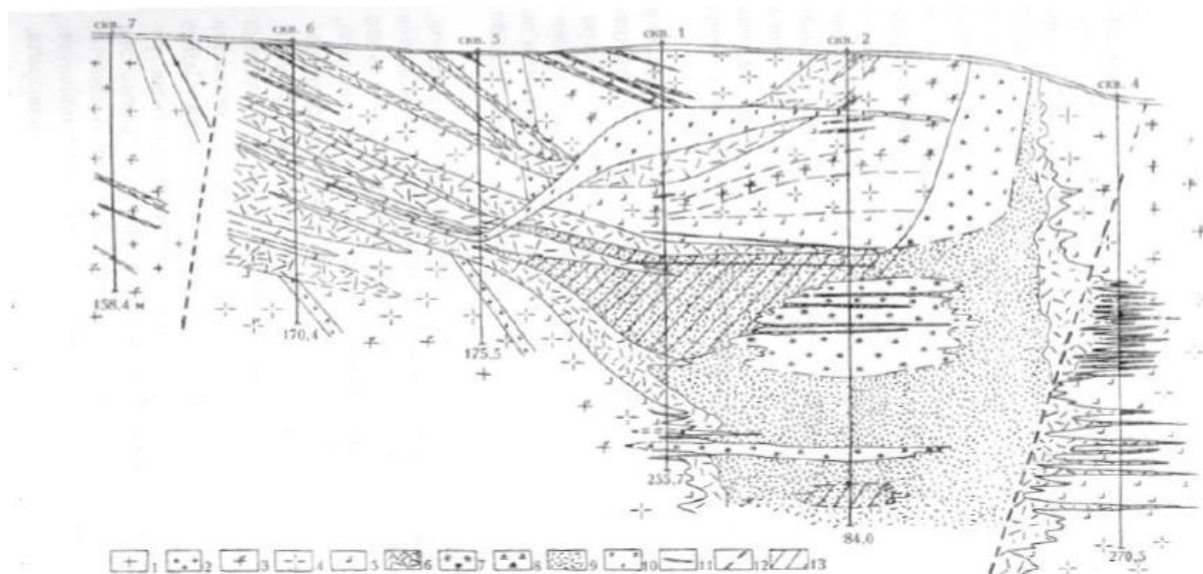


Рис. 1. Схематический геологический разрез центральной части Шумиловского месторождения по линии скважин 7-6-5-1-2-4 (по данным разведочной партии, В. К. Голев, 1970-1972 гг., с дополнениями).  
 1 - среднезернистые двухлюдяные граниты с мориноподобным кварцем; 2 - слабо грейзенизированные; 3 - интенсивно грейзенизированные; 4 - слюдисто-кварц-калцикатовые метасоматиты; 5 - грейзены; 6 - дайки; 7 - мелкозернистые граниты внутреннего штока с протолигнитом и толзам; 8 - фельзит-порфиры; 9 - грейзены по фельзитам и мелкозернистым гранитам; 10 - штокшайдер; 11 - кварцевые жилы; 12 - разрывные нарушения; 13 - основная грейзеновая залежь.

Рисунок 5 Схематический геологический разрез центральной части Шумиловского месторождения (В.К.Голев, 1970-1972 гг).

## Глава 4. МОРФОЛОГИЯ И АНАТОМИЯ ЦИРКОНА ШУМИЛОВСКОГО МАССИВА

Среднезернистые порфировидные биотитовые граниты (Ш-4085). Порода лейкократовая, гипидиоморфнозернистая, размерность зерен средняя. Текстура порфировидная с микроклиновыми вкрапленниками, размером до 3 см. Минеральный состав: Калиевый полевой шпат (25-30%-вкрапленники), плагиоклаз (25-30%), кварц (35%), биотит (8%) (рис. 6).



Рисунок 6. Среднезернистые порфировидные биотитовые граниты (Ш-4085) (Фото Машкина Д.А.)

В биотитовых гранитах циркон встречается по краям зерен слюд (биотита) и кварца, реже по краям альбита и калиевого полевого шпата, а также внутри зерен биотита, совместно с ильменитом, монацитом и апатитом. (рис. 7)

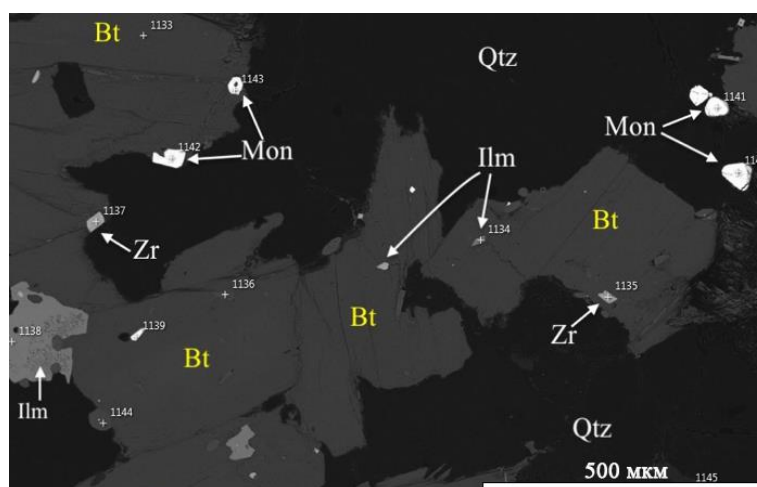


Рисунок 7. BSE изображение циркона в шлифе среднезернистых биотитовых гранитов.

Циркон **среднезернистых порфировидных биотитовых гранитов (Ш-4085)** характеризуется высоким идиоморфизмом, призматическим габитусом (коэффициент удлинения  $K_u=2-3$ ) Размер кристаллов варьируется от 20-80 мкм-в поперечнике и 100-400 мкм-в длину. Кристаллы полупрозрачные, окраска варьирует от светло-серой, светло-коричневой, до коричневой. (рис. 8)

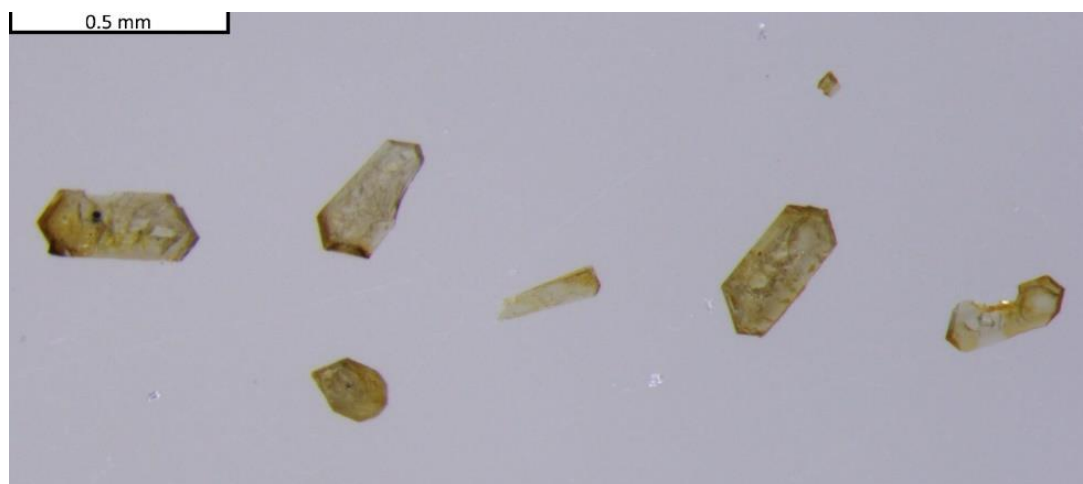


Рисунок 8. Вид зерен циркона из порфировидных биотитовых гранитов.

Морфотип по Pupin - G1 (600С) (рис. 9). Под электронным микроскопом обнаружены включения апатита, монацита (рис. 10), ксенотима, кварца, встречено одно зерно биотита.

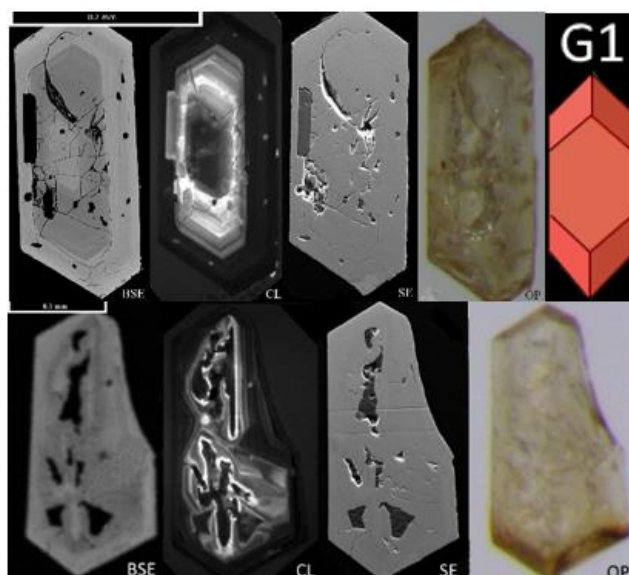


Рисунок 9. Циркон из среднезернистых биотитовых гранитов: Оп-оптические, BSE- в обратно рассеянных электронах, SE- во вторичных электронах, CL- катодолуминесцентные изображения.

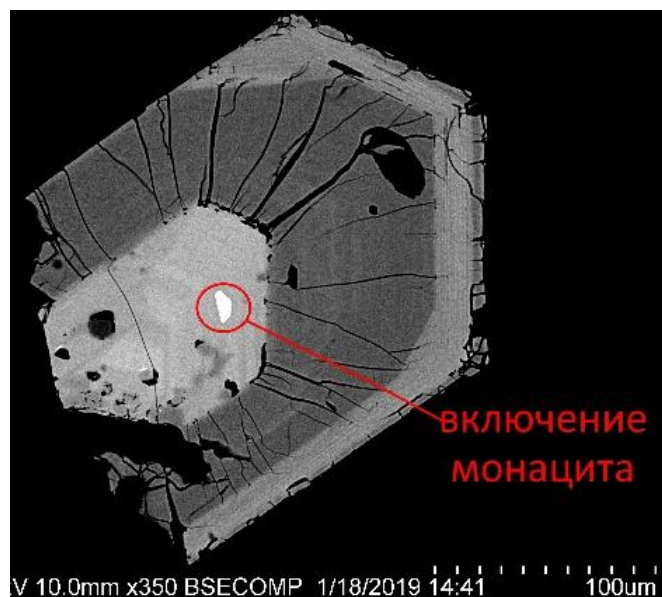


Рисунок 10. Включение монацита в ядре циркона из биотитовых гранитов. BSE изображение.

При изучении циркона методом катодолюминесценции была выявлена ярко выраженная зональность в цирконе. Было выделено три зоны, (рис. 11) I-ядро, II-промежуточная зона с осцилляторной зональностью, III- кайма) В цирконах из биотитовых гранитов встречаются зерна, как с темными так и светлыми ядрами, с четко наблюдаемым чередованием темных и светлых зон в промежуточной зоне II, и метамиктной новообразованной каймой. А также безъядерные зерна с очень тонкой осцилляторной зональностью и с отсутствием каймы (рис. 12).

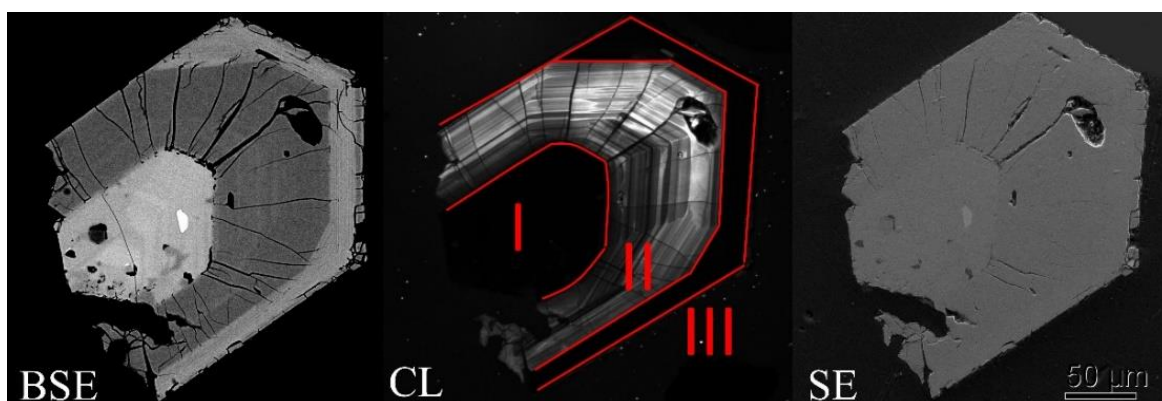


Рисунок 11. Зональное строение циркона: I-ядерная зона, II-промежуточная зона с осцилляторной зональностью, III- поздняя кайма.



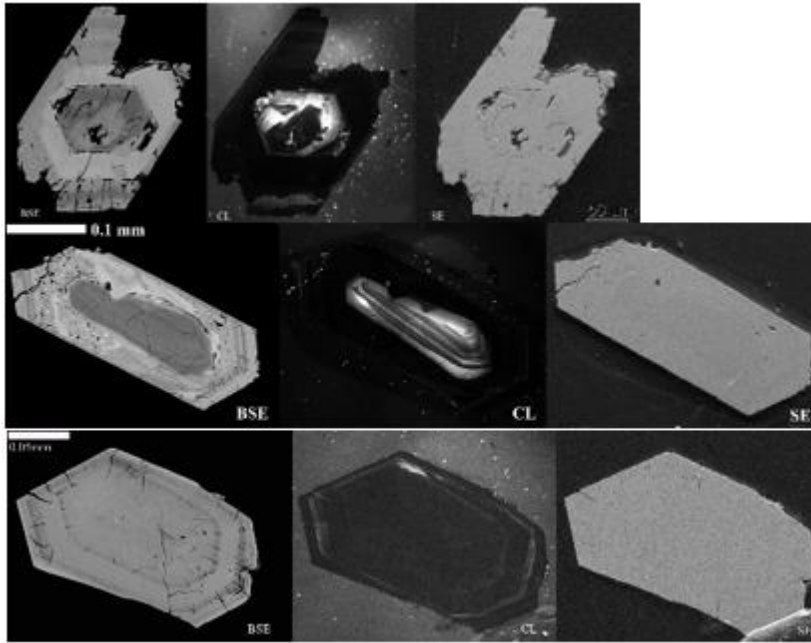


Рисунок 12. Циркон из среднезернистых биотитовых гранитов: BSE- в обратно рассеянных электронах, SE- во вторичных электронах, CL-катодолюминесцентные изображения.

### Ш-4068 Лейкогранит

Структура, гипидиоморфнозернистая, размерность-средняя. Порода обладает массивной текстурой. Минеральный состав: полевые шпаты (Pl = 30%, Kfs = 25%), морионоподобный кварц (35%), биотит (4-5%). По сравнению с среднезернистыми биотитовыми гранитами порода в целом обеднена темноцветными минералами, появляется морионоподобный кварц. Данная порода также относится к гранитам первой фазы. (рис. 13)

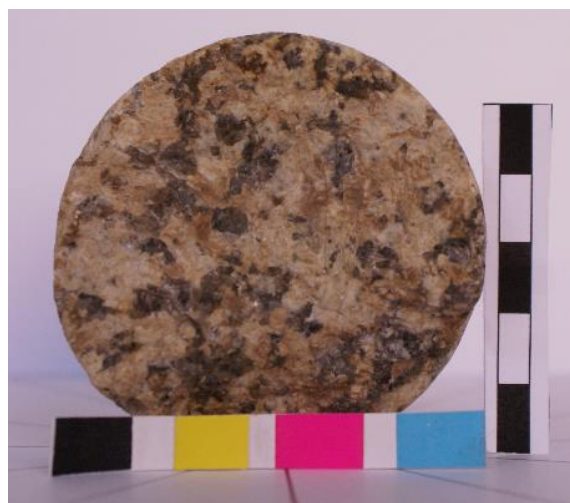


Рисунок 13. Фото лейкогранита Шумиловского массива Ш-4068.

Расположение зерен циркона в лейкогранитах схоже с их расположением в породе среднезернистых биотитовых гранитов: по краям и внутри зерен слюд, либо по краям альбита, калиевого полевого шпата и кварца. Также можно отметить, что зерна циркона в альбите идиоморфнозернистые и обладают гораздо большими размерами (в 5-10 раз) по сравнению с цирконом по краям и внутри биотита. (рис. 14).

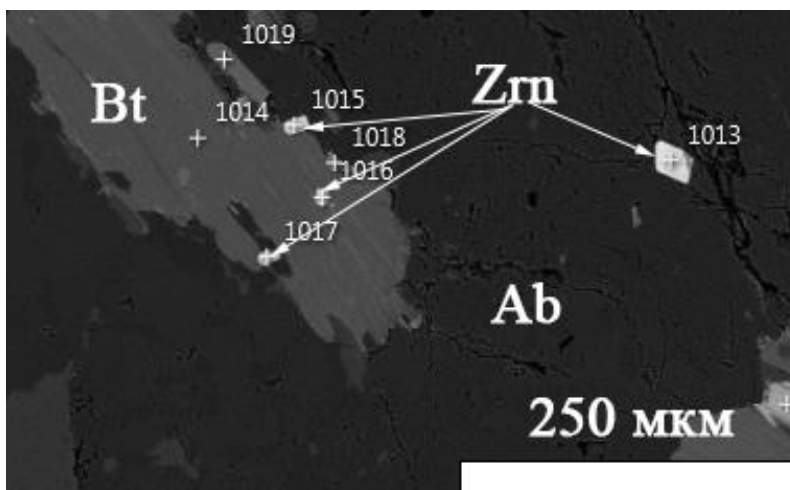


Рисунок 14. BSE изображение циркона в шлифе лейкогранитов.

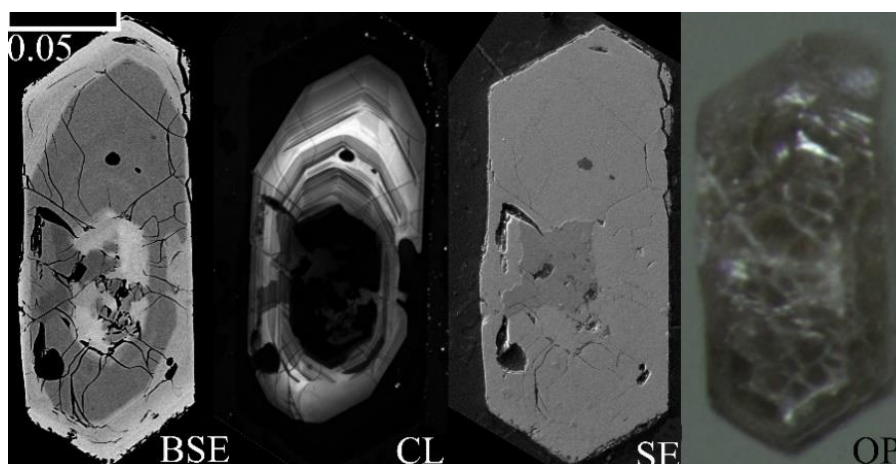


Рисунок 15. Циркон из лейкогранитов: Оп-оптические, BSE- в обратно рассеянных электронах, SE- во вторичных электронах, CL-католюминесцентные изображения.

У цирконов из пробы Ш-4068 коэффициент удлинения варьирует от 2 до 4.5, зерна обладают, серо-коричневой окраской, с шероховатыми гранями, иногда встречается сетка трещин на поверхности граней. Размер кристаллов 60-170 мкм в ширину, 150-470 мкм в длину. Морфотип по Pupin (G1) (600C) (рис. 15). Встречены включения монацита, ксенотима, биотита (рис. 16).



Рисунок 16 Включение биотита в цирконе(Ш-4068).

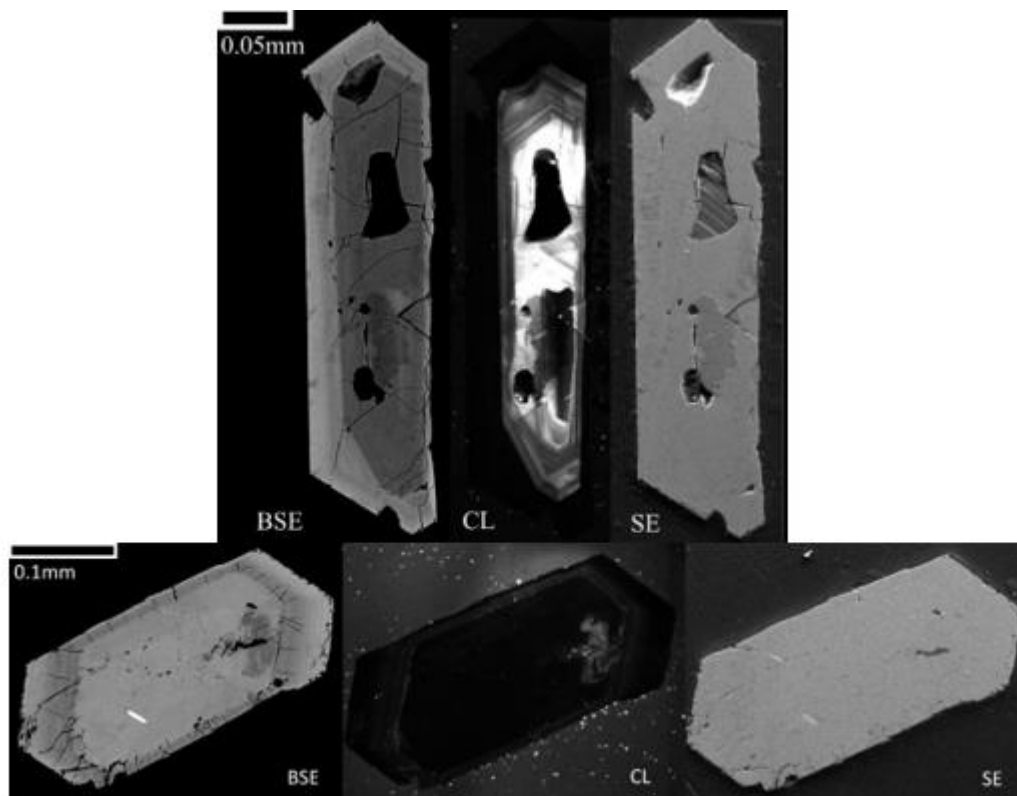


Рисунок 17. Циркон из лейкогранитов: BSE- в обратно рассеянных электронах, SE- во вторичных электронах, CL-католюминесцентные изображения.

В целом внутреннее строение и морфология цирконов из лейкогранитов (Ш-4068) схожи с зернами из порфириовидных гранитов(Ш-4085): также присутствуют зерна с четко и слабо проявленной зональностью, темные и светлые ядра кристаллов (рис. 17).

**Кварц-полевошпатовые метасоматиты (Ш-4047)** обладают серо-зеленой окраской, ее интенсивность связана со степенью метасоматических преобразований; гипидиоморфозернистой структурой, массивной текстурой. Наименее измененные образцы макроскопически схожи с лейкогранитами. В минеральном составе присутствуют: два типа кварца- прозрачный и чёрный (морионоподобный), полевые шпаты, в том числе- розовый микроклин, темные слюды. (рис. 18).



Рисунок 18. Кварц-полевошпатовые метасоматиты (Ш-4047) (Фото Машкин Д.А.).

В кварц полевошпатовых метасоматитах увеличивается количество и размерность акцессорной минерализации в целом, в основном по краям слюд, что находит отражение и в зернах циркона. На рис.. хорошо видно таблитчатое зерно циркона в калиевом полево шпате. Одной из особенностей является ассоциация циркона с ксенотимом, которая не наблюдается в шлифах лейкогранитов и биотитовых гранитов. (рис. 19).

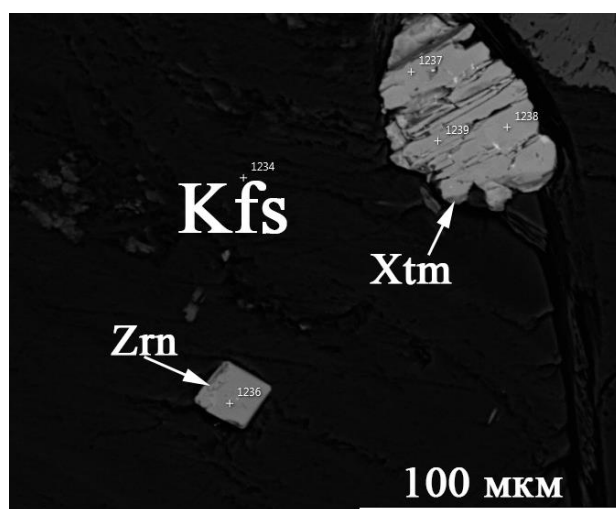


Рисунок 19. BSE изображение циркона в шлифе кварц-полевошпатовых метасоматитов (Ш-4047).



Рисунок 20. Вид зерен циркона из кварц-полевошпатовые метасоматитов.

Для цирконов кварц-полевошпатовых метасоматитов (Ш-4047) характерно большое разнообразие. Посчитан коэффициент удлинения, который варьируется от 1 до 5. Размер кристаллов колеблется от 40-200 мкм-в поперечнике и 300-500 мкм-в длину. Часть кристаллов-почти прозрачные с единичными дефектами, гладкими гранями. Наравне с ними наблюдаются кристаллы с большим количеством включений и дефектов, с шероховатыми гранями, серо-коричневого, коричневого цветов. (рис. 22). Присутствуют включения апатита, кварца (рис. 21) ксенотима, монацита.

Анатомия и морфология имеют много общего с цирконами из вышеописанных пород: зональное строение, наличие темных и светлых ядер, основной морфотип G1 (600С) (по Pupin 1980); из особенностей: более контрастные вариации коэффициентов удлинения.

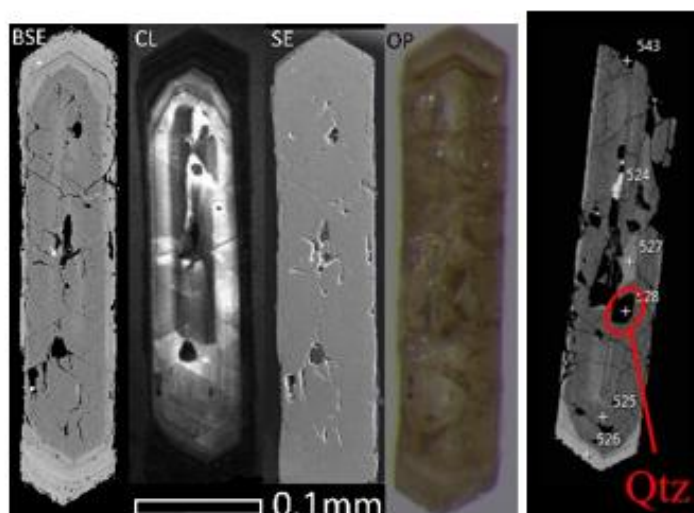


Рисунок 21. Включение кварца в цирконе из кварц-полевошпатовых метасоматитов.

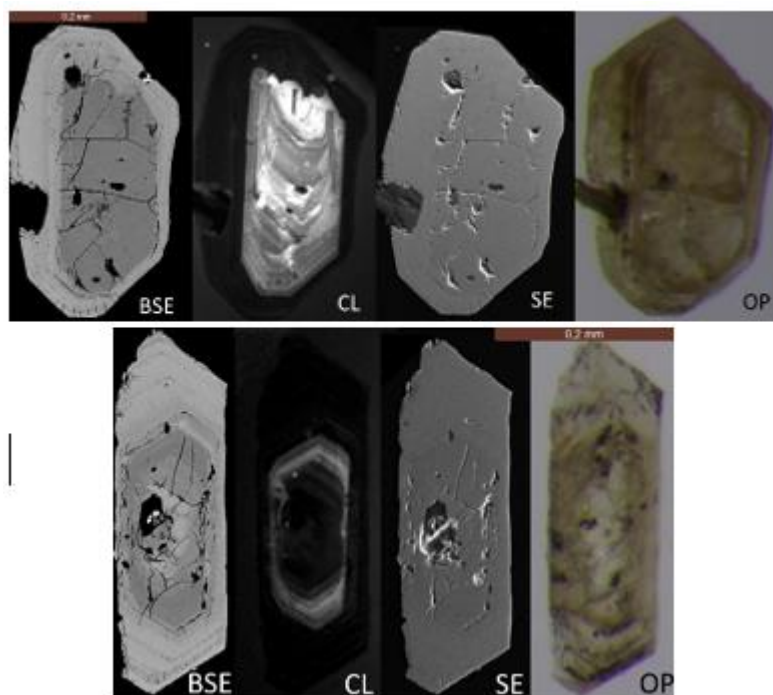


Рисунок 22. Циркон из кварц-полевошпатовых метасоматитов: Оп-оптические, BSE- в обратно рассеянных электронах, SE- во вторичных электронах, CL- катодолюминесцентные изображения.

**Среднезернистые слюдяно-кварцевые грейзены (Ш-4139)** имеют серую, темно-серую окраску, гипидиоморфнозернистую структуру, массивную текстуру. В минеральном составе в различных соотношениях присутствуют кварц, слюды (мусковит) и небольшое количество полевых шпатов. В породе наблюдается заметная вкрапленность сульфидов и вольфрамитов (рис. 23).



Рисунок 23 Среднезернистые кварц-слюдяные грейзены (Ш-4139) (Фото Машкин Д.А.).

В среднезернистых грейзенах продолжается тесная ассоциация циркона с ксенотимом. (рис. 24).

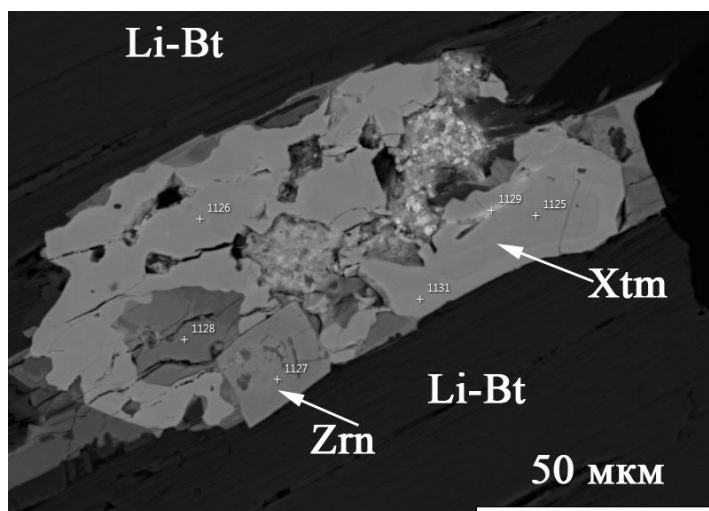


Рисунок 24. BSE изображение циркона в шлифе среднезернистых слюдяно-кварцевые грейзенов.

Для цирконов среднезернистых грейзенов можно выделить два типа цирконов: Первый тип характеризуется почти полной прозрачностью и отсутствием окраски,  $K_u=2-5$ , размерами 20- 170мкм в ширину, 200-500 в длину (рис. 25).

Рисунок 25. Общее фото зерен циркона из порфиридных биотитовых гранитов.



Второй тип имеет коричневую, темнокоричневую окраску, большое количество включений и структурных дефектов,  $K_u=1.5-5$ , размеры 100-300мкм в ширину, 200-700мкм в длину (рис. 25).

Внутри зерен циркона обнаружены включения ксенотима, монацита. большое количество включения апатита, минерал тория (рис. 27). Морфотип по Pupiny G1(600C).

Зерна идеоморфны, зональны, количество зерен с темными ядрами первалирует над зернами со светлыми ядрами на CL изображениях (рис. 26).

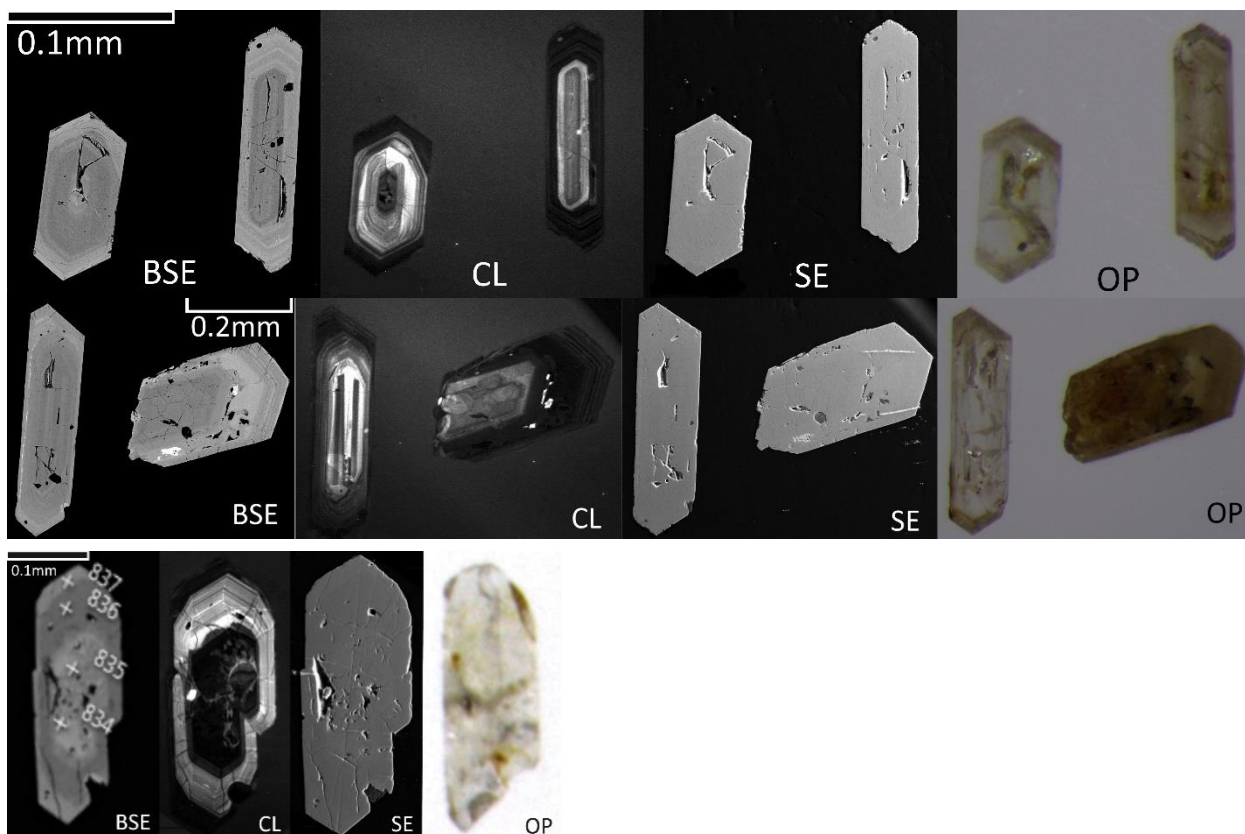


Рисунок 26. Циркон из среднезернистых слюдяно-кварцевые грейзенов: Оп-оптические, BSE- в обратно рассеянных электронах, SE- во вторичных электронах, CL- катодолюминесцентные изображения

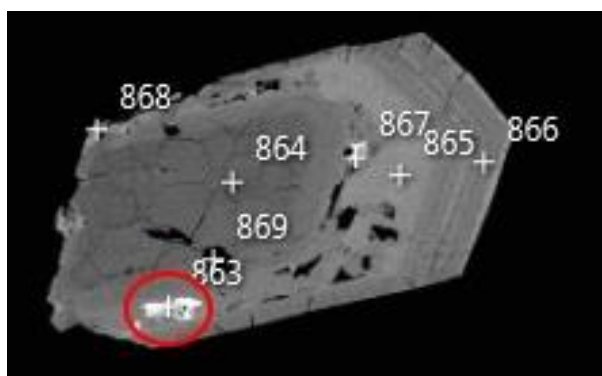


Рисунок 27. Включения минерала тория в цирконе из среднезернистых кварц-слюдяных грейзенов.

### Мелкозернистые протолитионитовые граниты (Ш-4037)

Порода серо-розового цвета. Структура- гипидиоморфнозернистая, размерность зерен заметно мельче по сравнению с вышеописанными породами. Текстура-массивная. Порода состоит из полевых шпатов размером около 1 см, идиоморфного кварца размером около 0,3 см и маленьких (0,1 см) зёрен темной слюды (протолитионит) (рис. 28).





Рисунок 28. Мелкозернистые протолитионитовые граниты (Ш-4037) (Фото Машкин Д.А.)

В Li-F гранитах появляются необычные зерна циркона неправильной формы, с метамиктной структурой. Циркон по-прежнему находится на границе зерен слюд, кварца, полевых шпатов, или внутри зерен слюд. Также циркон продолжает встречаться вблизи зерен ксенотима (рис. 29).

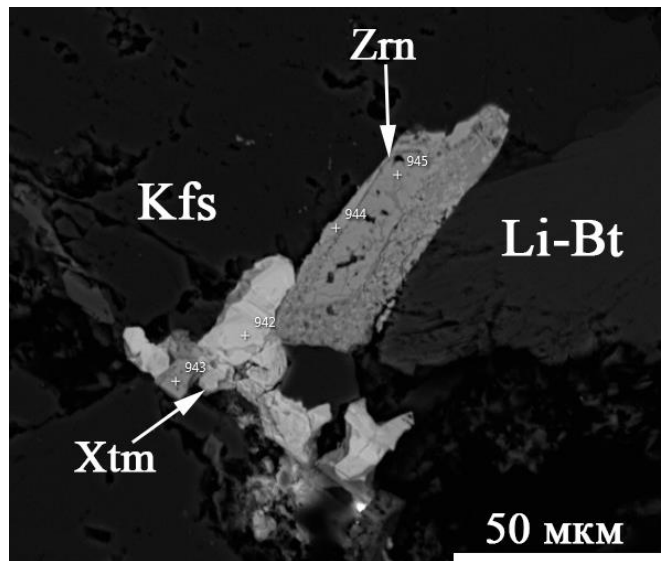


Рисунок 29. BSE изображение циркона в шлифе мелкозернистых протолитионитовых гранитов (Ш-4037).

В рассматриваемых гранитах, в отличие от гранитов первой фазы, часто встречаются метамиктные новообразованные зерна IV генерации (рис. 30).

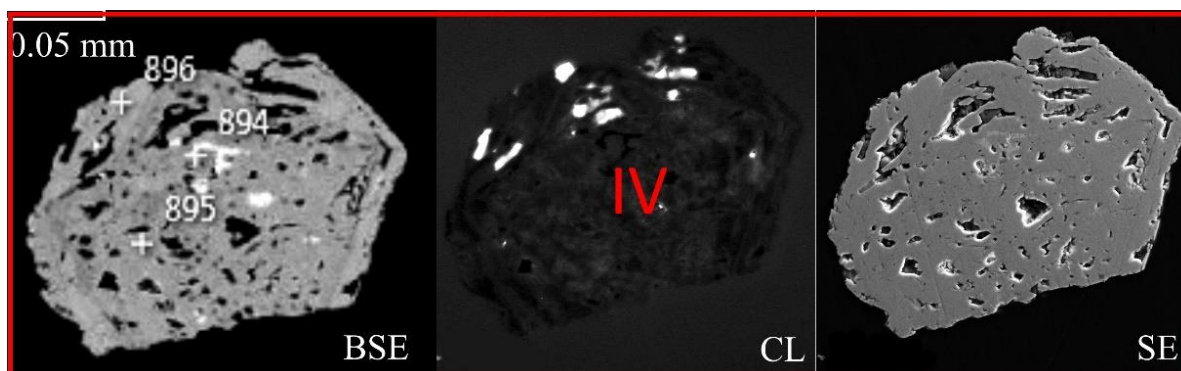


Рисунок 30 Метамиктные зерна циркона в мелкозернистых протолитионитовых гранитах, IV-генерация.

Цирконы мелкозернистых протолитионитовых гранитов характеризуются короткостолбчатым и призматическим габитусом. Кристаллы от гипидиоморфных до идиоморфных. Встречаются зерна различные по длине Коэффициент удлинения варьирует от 1,5 до 4,5. Размер кристаллов от 20 до 100 мкм в поперечнике и от 100 до 300 мкм в длину. По строению зерна циркона характеризуются грубой осцилляторной зональностью ядра. Встречены как темные, так и светлые ядра. В данных цирконах включения не были определены (рис. 31).

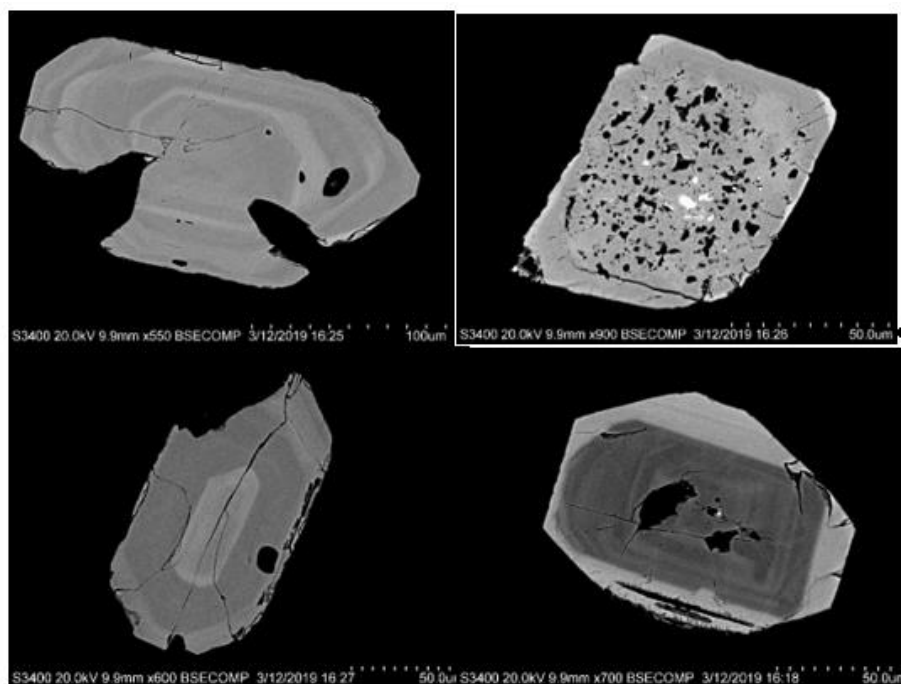


Рисунок 31. Циркон из мелкозернистых протолитионитовых гранитов: Ор-оптические, BSE- в обратно рассеянных электронах, SE- во вторичных электронах, CL- катодоллюминесцентные изображения.

Циркон со стекляннным блеском. В основном бесцветен, однако, отмечаются желтоватые цвета, переходящие в коричневые. Из-за очень маленького размера зерен,

точных выводов о морфотипе сделать нельзя, предположительно G1 (по Pupin 1980г.) (рис. 32).

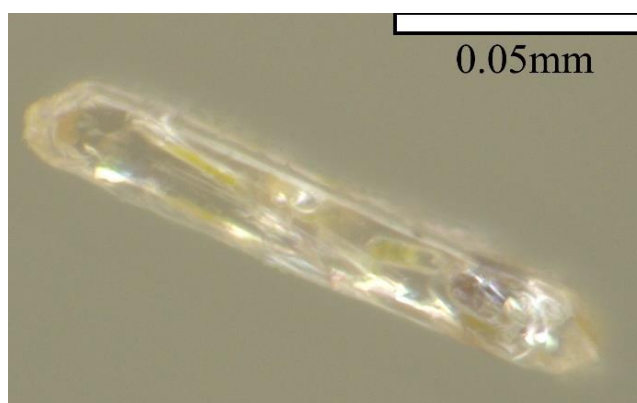


Рисунок 32. Фото циркона из мелкозернистых протолитионитовых гранитов.

**Онгониты (Ш-4141, Ш-22)** представлены светло-серыми до белых породами. Структура от мелко до тонкозернистой, иногда практически афировая. Минеральный состав гранит-порфиров схож с составом Li-F мелкозернистых гранитов внутреннего купола: зёрна кварца, полевые шпаты, слюды и топаз (рис. 33).

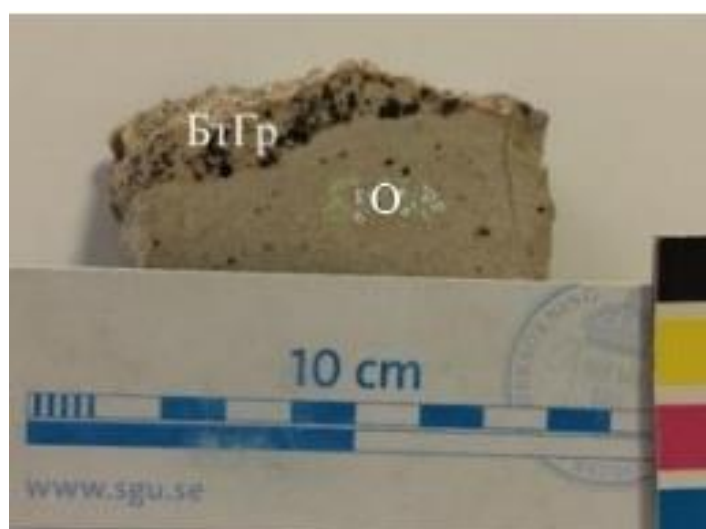


Рисунок 33 Онгониты Шумиловского массива (Ш-4141, Ш-22) (Фото Машкин Д.А.).

В шлифах онгонитов также, как и в протолитионитовых гранитах обнаружены «изъеденные» метамиктные цирконы неправильной формы. Чаще всего циркон встречается по краям и внутри зерен альбита. Иногда находится вместе с рудными минералами. Также были обнаружены очень мелкие (10мкр) игольчатые кристаллы циркона в альбите и кварце. (рис. 34).

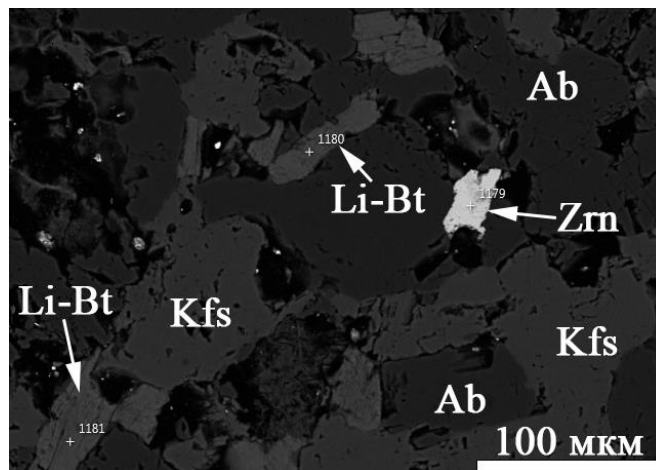


Рисунок 34. BSE изображение циркона в шлифе онгонитов.

Цирконы **онгонитов** характеризуются морфолого-анатомическим многообразием, которое можно свести к двум типам. Кристаллы первого типа шестоватые, гипидиоморфные, призматические ( $Ky = 3-5,5$ ). Ко второму типу можно отнести коротко-призматические ( $Ky = 1,5-2$ ). Встречаются цирконы с метамиктной каймой и полностью метамиктные зерна. Размер зерен варьирует от 4 мкм до 150 мкм в поперечнике, от 10 до 400 мкм. Наблюдаются прозрачные и мутные кристаллы. Зерна светлоокрашенные от бесцветных, желтых до светло коричневых. (рис. 35)

По строению у некоторых зерен циркона обнаруживается тонкая осцилляторная зональность ядра. У некоторых зерен отмечается метамиктная кайма. Наблюдаются полностью преобразованные зерна. Встречены, в основном, темные ядра, редки светлые. В данных цирконах обнаружены включения апатита, кварца, ксенотима, монацита и ториевые и урановые минералы-включения. (Рисунок 37)

Встречены два морфотипа по Pupin: G1(600C) (Рисунок 37), и F (900C) (рис. 36)

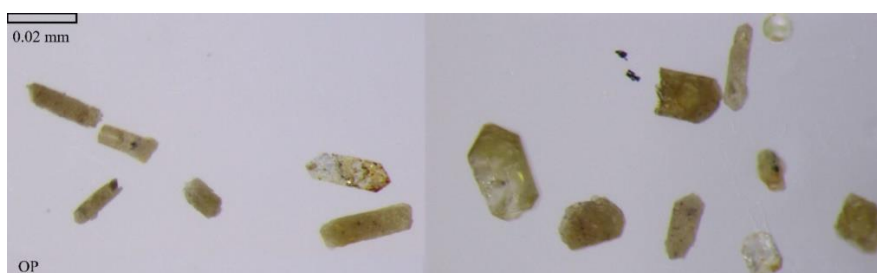


Рисунок 35. Вид цирконов из онгонитов.

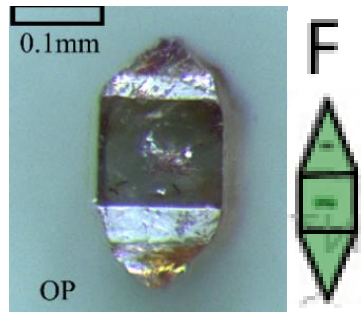


Рисунок 36. Циркон из онгонитов F-типа (по Pupiny1980г).

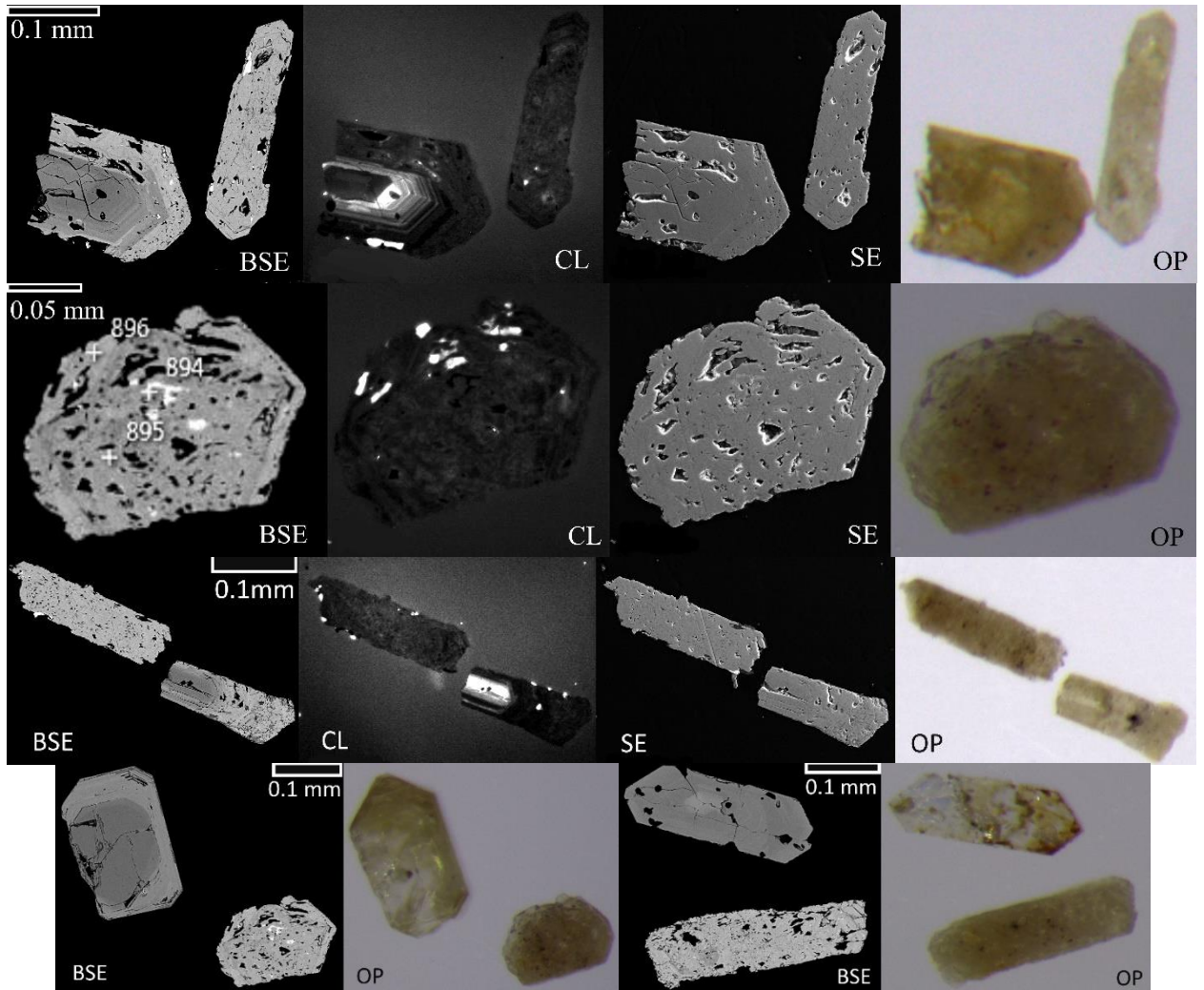


Рисунок 37. Циркон из онгонитов: Оп-оптические, BSE- в обратно рассеянных электронах, SE- во вторичных электронах, CL-катодолюминесцентные изображения.

**Мелкозернистый грейзен (Ш-4040)** серого цвета является аналогом Li-F гранита. Однако в нем почти совсем не узнаются минералы, найденные в протолитионитовых гранитах. Отсутствуют видимые зёрна полевых шпатов, наблюдаются только кварц и слюды (рис. 38).



Рисунок 38. Мелкозернистый грейзен (Ш-4085) (Фото Машкин Д.А.).

Цирконы **мелкозернистых грейзенов** характеризуются двумя типами морфолого-анатомического строения. Кристаллы первого типа призматические ( $Ky = 3$ ), идиоморфнозернистые. Ко второму типу относятся коротко-призматические ( $Ky = 1,2-1,5$ ). Размер зерен варьирует от 60 мкм до 120 мкм в поперечнике, от 200 до 300 мкм в длину. Зерна светлоокрашенные, прозрачные, от бесцветных до желтых. По строению у некоторых зерен циркона обнаруживается осцилляторная зональность ядра. Первичная зональность у короткопризматических кристаллов нарушена и уступает место вторичным извилистым и волнообразным зонам. Границы зон нерезкие. Встречены только светлые ядра. В данных цирконах включения определены не были. Для некоторых зерен можно определить морфотип по Pupin:G1(600C) (рис. 39).

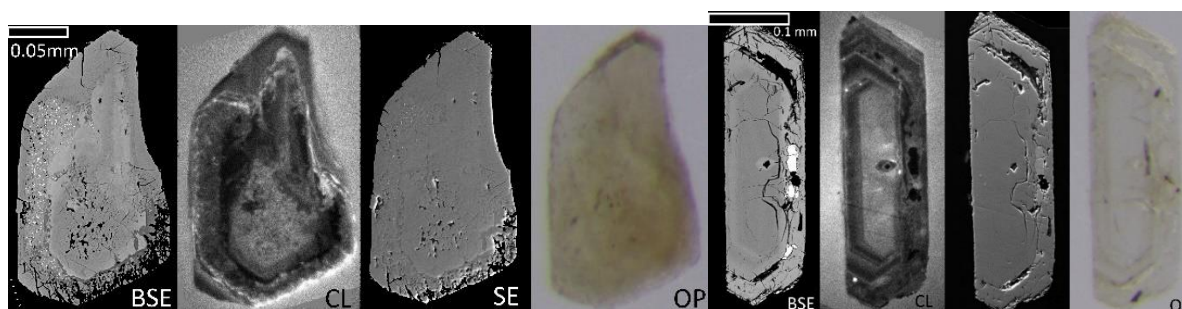


Рисунок 39. Циркон из мелкозернистых грейзенов: Оп-оптические, BSE- в обратно рассеянных электронах, SE- во вторичных электронах, CL-катодолуминесцентные изображения.

Таким образом, подводя итог вышесказанному, можно сделать следующие выводы по морфологическим особенностям цирконов Шумиловского массива.

1. Самым распространенным морфотипом циркона (по Pupin 1980г)- является G1 (более 95%) соответствующий температуре в 600C.

2. В дайках онгонитов обнаружено зерно F типа (по Pupin 1980г.) соответствующее температуре 900С. Предположительно оно образовалось на глубине, и только в последствие было перемещено ближе к поверхности.

3. Выявлено зональное строение циркона (I-ядерная зона, II-промежуточная зона с осцилляторной зональностью, III-кайма).

4. В породах второй фазы внедрения (Li-F гранитах (Ш-4037), развивающимся по ним грейzenам (Ш-4040), и дайках онгонитов) присутствуют метамиктные новообразованные зерна цирконов (IV генерация). А в породах первой фазы внедрения (биотитовым гранитам, лейкогранитам, развивающимся по ним КПШ метасоматитам и слюдяно-кварцевым грейzenам) напротив, подобных зерен-не обнаружено.

5. В метасоматическом ряду первой фазы внедрения цирконы наследуют морфологию и анатомию зерен циркона из первичной породы (биотитовых гранитов).

6. Цирконы мелкозернистых грейzenов наследуют облик цирконов мелкозернистых Li-F гранитов.

## **Глава 5. ТИПОХИМИЗМ ЦИРКОНА ИЗ ПОРОД ШУМИЛОВСКОГО МАССИВА**

Циркон из 8 представительных проб: биотитовых гранитов, лейкогранитов, Li-F гранитов, онгонитов, кварц-полевошатовых метасоматитов и граейzenов изучаемого Шумиловского интрузива был изучен различными методами минералого-геохимических исследований. Внутреннее строение циркона изучалось методом электронной микровископии в обратно-рассеянных электронах (сканирующий электронный микроскоп Hitachi S-3400N, Ресурсный центр «Геомодель» СПбГУ) и катодолюминесцентном изображении (сканирующий электронный микроскоп Zeiss Supra 40VP с системой регистрации катодолюминесценции Gatan MonoCL3+, Ресурсный центр СПбГУ «Нанотехнологии»). На основании полученных изображений была установлена внутренняя зональность циркона – ядра, осцилляторная зональность, поздние каймы. Далее анализ состава минерала выполнялся по установленным зонам. Состав циркона определен методом электронной микровископии – 69 точек-определений (сканирующий электронный микроскоп Hitachi S-3400N, Ресурсный центр «Геомодель» СПбГУ) и методом масс-спектрометрии вторичных ионов – 20 точек определений на Hf, B, Li, Be, H<sub>2</sub>O, F, P, Ca, Ti, Sr, Y, Nb, Cs, Th, U, REE (SIMS) (Cameca IMS-4f, ЯФ ФТИАН РАН, Ярославль). Результаты анализа циркона приведены в таблице 1.



Таблица 1. Данные микроэлементного анализа циркона из пород Шумиловского массива, ppm.

	Ш-4085 биотитовый гранит			Ш-4068- лейкогранит			Ш-4047-ср/з кв-кпш метасоматит			Ш-4139-ср/з кварц-мусковитовый грейзен		
	M1P1	M1P2	M1P3	M1P4	M1P5	M1P6	M1P7	M1P8	M1P9	M2P10	M2P11	M2P12
	I gr	II gr	III gr	I L	II L	III L	I M	II M	III M	I G	II G	I G1
	я св	пз т	к св	я св	пз т	к св	я св	пз т	к св	я т	к св	я св
Hf	23671,48	13571,24	20410,96	19790,72	12247,31	23798,91	24091,80	12942,02	21366,37	12246,60	21158,80	11088,38
B	1,03	0,43	3,58	1,37	0,59	2,06	4,95	3,68	21,07	0,42	0,53	0,17
Li	10,92	0,71	4,66	8,42	0,21	6,36	32,13	0,57	2,89	0,25	2,18	0,11
P	2537,57	302,77	1465,50	1403,63	127,02	1002,19	2369,53	129,21	1150,26	369,47	1564,80	177,43
Ca	66,22	21,77	509,23	164,14	29,96	101,01	228,09	220,31	1408,94	313,35	922,09	139,99
Ti	20,31	11,20	124,07	6,21	7,35	67,33	6,70	25,87	95,39	4,02	3,83	6,56
Sr	2,52	0,39	4,84	3,10	0,63	3,60	5,75	1,63	24,01	2,00	3,44	0,74
Y	13312,67	930,22	3670,56	6890,37	451,07	4655,77	9675,65	511,79	4324,28	1915,63	5635,50	828,47
Nb	236,51	34,02	86,90	118,86	22,93	133,38	161,20	26,32	87,48	23,64	92,64	32,50
Cs	3,29	0,17	1,23	2,01	0,11	1,67	5,69	0,28	1,44	0,56	1,94	0,20
Th	4374,26	257,52	876,81	2431,45	121,24	598,30	1804,03	140,96	713,60	498,90	1769,08	265,94
U	43527,35	1489,34	9146,91	20014,26	427,90	11180,86	29349,46	579,79	9373,59	1465,83	15632,87	760,67
La	0,35	3,43	15,76	1,23	0,19	9,41	1,52	1,76	8,35	4,01	3,96	1,40
Ce	55,40	44,40	117,33	40,97	17,28	56,70	39,11	18,42	36,71	32,78	45,07	28,15
Pr	0,27	3,30	9,09	0,71	0,19	4,73	0,91	0,61	3,73	1,96	3,25	0,72
Nd	4,58	21,95	46,32	5,73	1,94	24,16	7,18	3,18	19,09	14,23	22,46	5,15
Sm	31,08	12,48	18,58	17,83	2,87	17,38	21,21	2,86	14,09	13,79	21,12	5,47
Eu	0,06	1,07	1,16	0,21	0,29	0,81	0,77	0,29	2,08	0,97	0,80	0,55
Gd	256,35	33,07	63,51	133,73	14,08	68,27	168,92	11,84	53,41	52,90	85,95	23,12
Dy	1272,73	100,12	327,27	642,79	45,22	394,36	889,81	44,21	341,23	181,34	475,49	74,20
Er	2299,57	164,63	691,68	1235,29	80,49	909,13	1712,61	87,72	830,10	338,59	1048,31	140,22
Yb	3778,18	288,36	1358,98	2123,15	150,34	1966,32	2961,45	167,90	1821,36	592,31	2215,33	253,17
Lu	525,01	46,70	218,87	307,11	25,63	311,60	423,35	28,14	289,95	95,76	344,37	41,68
Be	1,68	0,35	1,91	2,34	0,26	3,64	8,75	0,39	3,21	1,10	4,31	0,37
H2O	0,12	0,07	0,25	0,21	0,09	0,23	0,15	0,03	0,32	0,06	0,12	0,05
F	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,22	0,02	0,02	0,00
P3Э	8223,57	719,51	2868,55	4508,75	338,51	3762,85	6226,83	366,94	3420,10	1328,65	4266,12	573,84
LREE	91,73	86,62	208,24	66,68	22,76	113,18	70,69	27,12	84,06	67,75	96,67	41,45
HREE	8131,83	632,88	2660,31	4442,07	315,75	3649,67	6156,15	339,82	3336,05	1260,90	4169,46	532,39
U/Th	9,95	5,78	10,43	8,23	3,53	18,69	16,27	4,11	13,14	2,94	8,84	2,86
Th/U	0,10	0,17	0,10	0,12	0,28	0,05	0,06	0,24	0,08	0,34	0,11	0,35
Eu/Eu*	0,00	0,16	0,10	0,01	0,14	0,07	0,04	0,15	0,23	0,11	0,06	0,15
Ce/Ce*	44,17	3,24	2,40	10,75	22,26	2,08	8,16	4,34	1,61	2,87	3,08	6,87
YbN/LaN	15264,32	117,36	120,24	2400,40	1111,45	291,41	2724,01	132,73	304,02	205,85	779,67	251,30
LuN/LaN	14196,38	127,21	129,61	2323,90	1268,14	309,07	2606,29	148,91	323,93	222,74	811,18	276,91
LuN/GdN	16,57	11,43	27,88	18,58	14,73	36,93	20,28	19,24	43,92	14,65	32,42	14,58
SmN/LaN	139,50	5,64	1,83	22,40	23,57	2,86	21,67	2,51	2,61	5,33	8,26	6,04
Li+Cs	14,22	0,88	5,89	10,43	0,32	8,03	37,82	0,84	4,33	0,80	4,12	0,31

элементы	Ш-4037-м/з Li-F гранит		Ш-4141-Онгонит			Ш-22/91-Онгонит		Ш-4040-м/з грейз. гранит
	МЗР37	МЗР38	М2Р14	М2Р15	М2Р16	М2Р17	М2Р18	М2Р13
	I gr2	II gr2	I O	III O	IV O	IV O1	I O1	gr2 G
	я т	к св	я т	к св	метмиктное	метамиктное	я т	я т
Hf	302,57	1183,89	19425,66	89459,66	83930,01	91849,40	18844,87	21081,42
B	0,14	0,02	1,00	3,97	1,90	1,22	2,10	0,40
Li	0,10	0,08	1,11	15,54	7,13	8,16	3,43	8,54
P	51,96	22,61	439,82	1444,30	1349,83	719,90	939,22	937,38
Ca	12,25	1,80	121,35	318,71	187,76	158,07	216,56	58,02
Ti	0,63	0,16	15,55	14,08	39,18	3,89	63,88	3,74
Sr	54,99	0,12	3,32	120,20	10,28	27,06	4,20	1,77
Y	93,69	138,52	2868,18	1706,95	2432,42	918,74	3004,85	2724,22
Nb	4,85	5,23	98,55	203,39	129,21	99,83	237,25	132,31
Cs	0,05	0,04	0,98	167,86	9,45	7,13	1,20	0,61
Th	228,40	42,33	1050,48	2513,67	737,48	902,29	1495,89	646,96
U	81,93	520,89	6833,78	14813,24	12088,73	15009,08	4917,02	7792,40
La	12,06	0,01	3,94	7,46	3,38	2,47	4,77	0,36
Ce	32,18	0,82	38,43	92,99	28,36	22,18	85,07	12,58
Pr	4,31	0,03	4,99	18,42	4,97	3,88	7,08	0,91
Nd	18,66	0,29	31,12	111,71	31,57	20,96	42,70	6,20
Sm	7,56	0,83	40,87	130,28	42,58	35,95	75,49	12,31
Eu	0,14	0,02	0,89	2,09	0,67	0,14	2,31	0,05
Gd	9,54	4,24	85,44	150,79	88,09	70,17	149,29	47,93
Dy	15,57	27,16	364,91	637,37	472,96	398,37	473,19	258,81
Er	17,43	57,59	603,20	1071,73	979,43	807,02	651,83	555,30
Yb	26,55	147,70	1193,77	3783,00	3124,67	3102,85	1378,42	1133,51
Lu	3,80	20,33	172,43	544,87	464,92	456,09	200,04	177,13
Be	13,78	3,80	2,14	19,97	3,36	5,72	1,34	1,10
H2O	0,52	0,85	0,24	0,80	0,27	0,32	0,72	0,26
F	0,09	0,02	0,14	0,12	0,04	0,01	0,06	0,01
РЗЭ	147,79	259,01	2540,00	6550,69	5241,60	4920,08	3070,19	2205,08
LREE	74,91	2,00	120,24	362,93	111,53	85,58	217,42	32,41
HREE	72,88	257,01	2419,76	6187,76	5130,07	4834,50	2852,77	2172,67
U/Th	0,36	12,31	6,51	5,89	16,39	16,63	3,29	12,04
Th/U	2,79	0,08	0,15	0,17	0,06	0,06	0,30	0,08
Eu/Eu*	0,05	0,03	0,05	0,05	0,03	0,01	0,07	0,01

Ce/Ce*	1,10	10,25	2,13	1,95	1,70	1,76	3,59	5,37
YbN/LaN	3,07	15006,41	422,56	707,22	1290,53	1750,03	402,84	4375,87
LuN/LaN	2,94	13823,12	408,50	681,75	1285,16	1721,66	391,27	4576,56
LuN/GdN	3,23	38,77	16,33	29,23	42,70	52,58	10,84	29,90
SmN/LaN	0,97	93,39	16,08	27,06	19,54	22,53	24,51	52,81
Li+Cs	0,15	0,12	2,09	183,39	16,57	15,29	4,63	9,14

**Циркон из биотитовых гранитов.** Как видно из табл.1, циркон из ранней фазы биотитовых гранитов Шумиловского массива имеет чёткое зональное строение, состоящее из трёх зон, различающиеся по составу. Ядерная часть содержит высокие концентрации фосфора (2538 ppm), ниобия (237 ppm), урана (43527 ppm), максимально высокие среди изученных образцов циркона содержания РЗЭ(8224 ppm). Спектр распределения РЗЭ соответствует типичному магматическому циркону с выраженной положительной Се-аномалией и отрицательной Eu-аномалией, соответствующей дифференцированному гранитоидному расплаву. Тяжёлые РЗЭ преобладают над лёгкими (Yb/La нормированное отношение равно 15264). В ядрах нет фтора, однако наблюдается заметное содержание лития (11 ppm) и цезия (3,3 ppm), элементы соответствующие геохимической специализации интрузии. В промежуточной осцилляторной зоне наблюдается падение содержания фосфора, ниобия, иттрия, суммы тяжёлых РЗЭ, выполаживание спектра РЗЭ, стирание Се-аномалии и уменьшение европиевой. Резко падает содержание лития и цезия. Во внешней кайме растёт содержание воды, лёгких РЗЭ относительно тяжёлых. Происходит переход циркона к гидротемальному этапу.

На диаграмме Пеллетера, позволяющей по соотношению величины цериевой аномалии и Sm/La-отношения оценить соотношение магматического и гидротермальных этапов в генезисе циркона, ядра циркона биотитовых гранитов попадают в поле типично магматических цирконов, далее от промежуточной зоны к внешней кайме увеличивается роль гидротермального процесса.

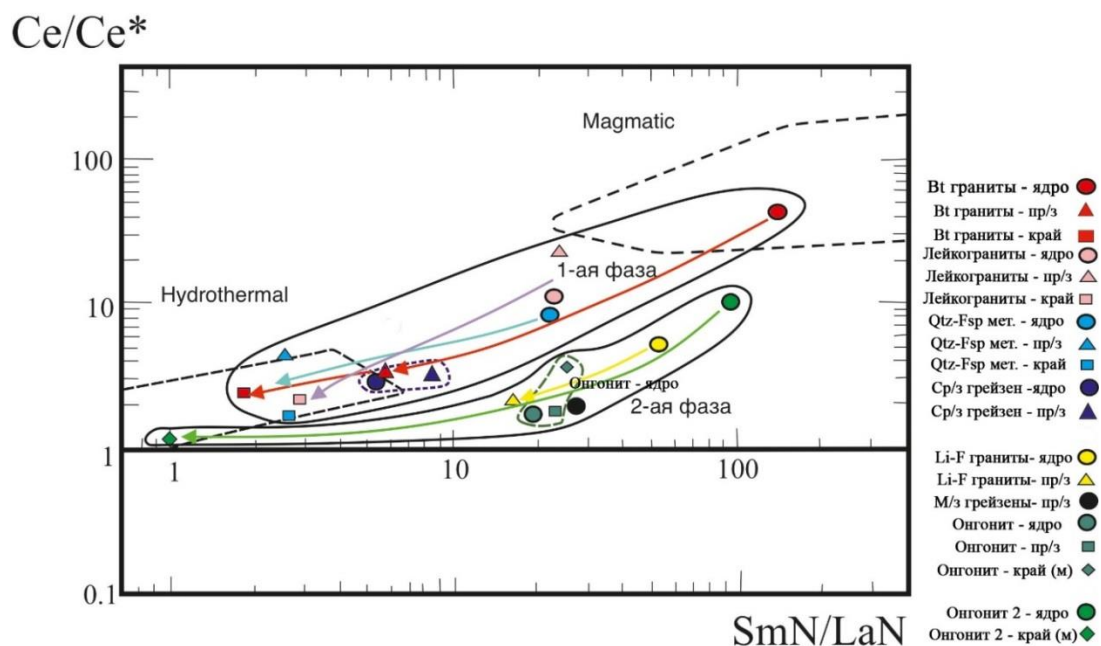


Рисунок 40 Соотношение магматического и гидротермального циркона на диаграмме в координатах SmN/LaN и Ce/Ce\* [Pelleter. 2007].

На треугольной диаграмме примесных элементов Hf - U+Th – Y+REE циркон биотитовых гранитов эволюционирует следующим образом: от ядра к промежуточной зоне возрастает роль гафния, во внешней кайме растёт доля Th+U.

**Циркон из фации лейкогранитов и кварц-полевошпатовых метасоматитов** в целом очень похожи на циркон из биотитовых гранитов. В нем также наблюдается три основные зоны. В ядрах циркона из метасоматитов, развивающихся по биотитовым гранитам всё ещё сохраняется высокое содержание фосфора, ниобия, тяжёлых РЗЭ, при высоких концентрациях лития (до 32 ppm), цезия (до 6 ppm). В ядрах циркона из лейкогранитов отмечаются повышенные содержания ниобия (до 119 ppm), лития (до 8,4 ppm), воды. В промежуточной зоне цирконов из обоих типов пород увеличивается влияние гидротермальных процессов, стирающих вышеперечисленные характеристики ядер. Во внешних каймах растёт содержание бора (до 21 ppm), фтора (до 0,22 ppm) и воды (до 0,32 ppm). На треугольной диаграмме примесных элементов Hf - U+Th – Y+REE циркон лейкогранитов и метасоматитов эволюционирует аналогично циркону из биотитовых гранитов: от ядра к промежуточной зоне возрастает роль гафния, во внешней кайме растёт доля Th+U.

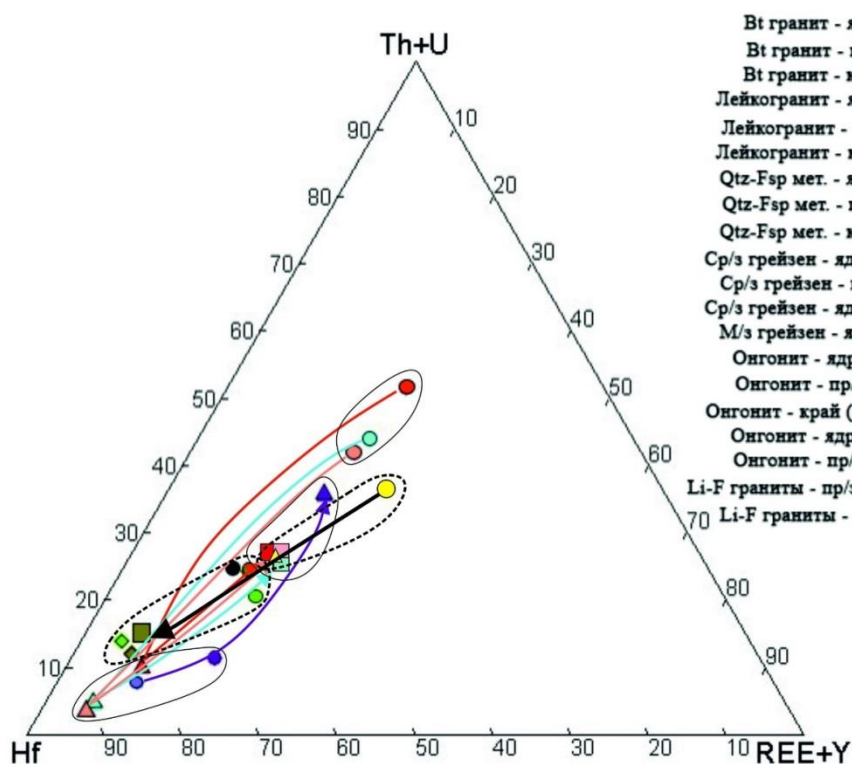


Рисунок 41. Микропримесный состав циркона из рассматриваемых пород Шумиловского массива на тройной диаграмме Hf – (Th + U) – (Y + REE) (Алексеев и др., 2013).

**Циркон из среднезернистых кварц-мусковитовых грейзенов** имеет светлые и тёмные (в CL-излучении) ядра и внешнюю кайму. В цирконе из грейзенов не проявлены черты геохимической специализации Li-F систем. От центра к краю растёт содержание гафния, фосфора, иттрия, тория и тяжёлых РЗЭ. На треугольной диаграмме примесных элементов Hf - U+Th – Y+REE в цирконе из грейзенов от ядра к периферии растёт доля гафния.

**Циркон из Li-F гранитов и онгонитов** второй фазы Шумиловского массива имеет все черты циркона редкометалльных объектов данной специализации (Иванова и др., 2019). В цирконе содержится высокое содержание гафния (до 83460 ppm), лития (16 ppm), ниобия (204 ppm), цезия (168ppm), бериллия (20 ppm), фтора (0,12 ppm), воды (0,8ppm) и лёгких РЗЭ (363 ppm).

На треугольной диаграмме примесных элементов Hf - U+Th – Y+REE циркон из онгонитов эволюционирует в сторону роста гафния за счёт уменьшения роли Th+U, при постоянном REE+Y.

На известной диаграмме Пеллетера [Pelleter, 2007], отражающей соотношение магматического и гидротермального этапов в генезисе циркона, цирконы из литий-фтористых гранитов и онгонитов второй фазы Шумиловского массива попадают в

промежуточное поле между типично магматическими и существенно гидротермальными цирконами. Как видно из рисунка, центральные – ядерные участки цирконов располагаются вблизи «магматической» области, а все промежуточные зоны и каймы зёрен приближаются к гидротермальному полю. Отсутствие в этой выборке «идеальных» магматических цирконов свидетельствует об изначально высокодифференцированном типе изучаемых редкометальных гранитов второй фазы внедрения, видимо уже претерпевших высокую степень воздействия на расплав летучих компонентов. Ядра циркона из онгонитов соответствуют магматическому генезису, внешние зоны – гидротермальному.

**Циркон из мелкозернистых грейзенов** по Li-F гранитами оказался, к сожалению, недостаточно изученным. В CL-лучах, была выделена лишь тёмная ядерная зона. В целом, точка анализа этого циркона на всех диаграммах соответствует гидротермально изменённому циркону Li-F гранитов.

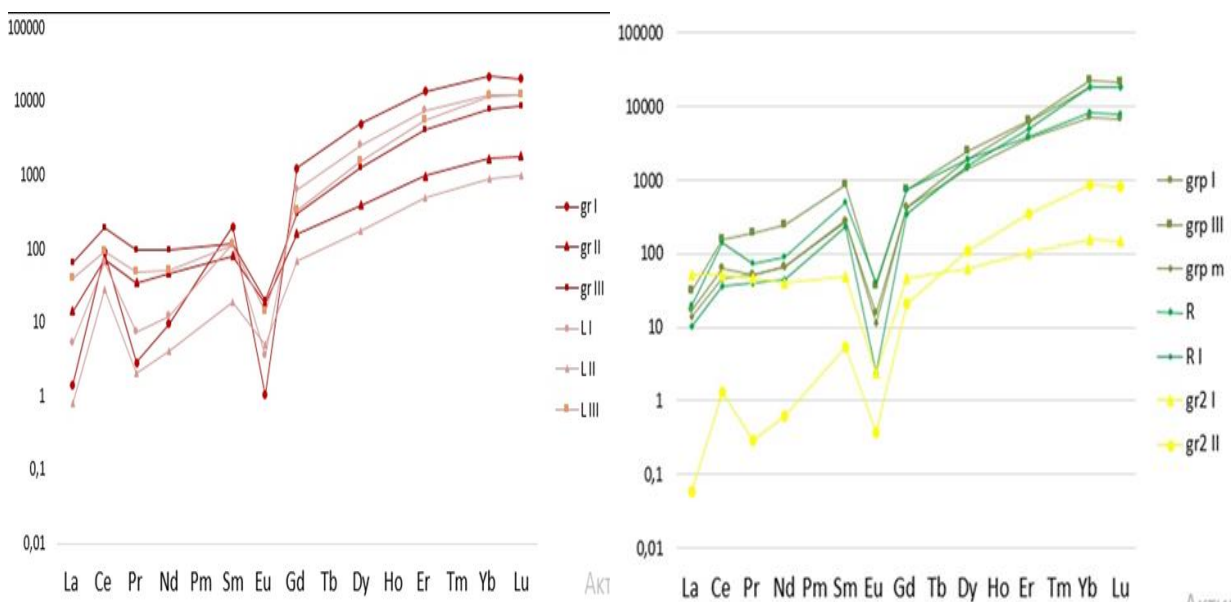


Рисунок 42/ Нормированные на хондрит спектры распределения REE в цирконе из биотитовых гранитов и лейкогранитов ранней фазы (а) и Li-F гранитах и онгонитах поздней фазы Шумиловского массива.

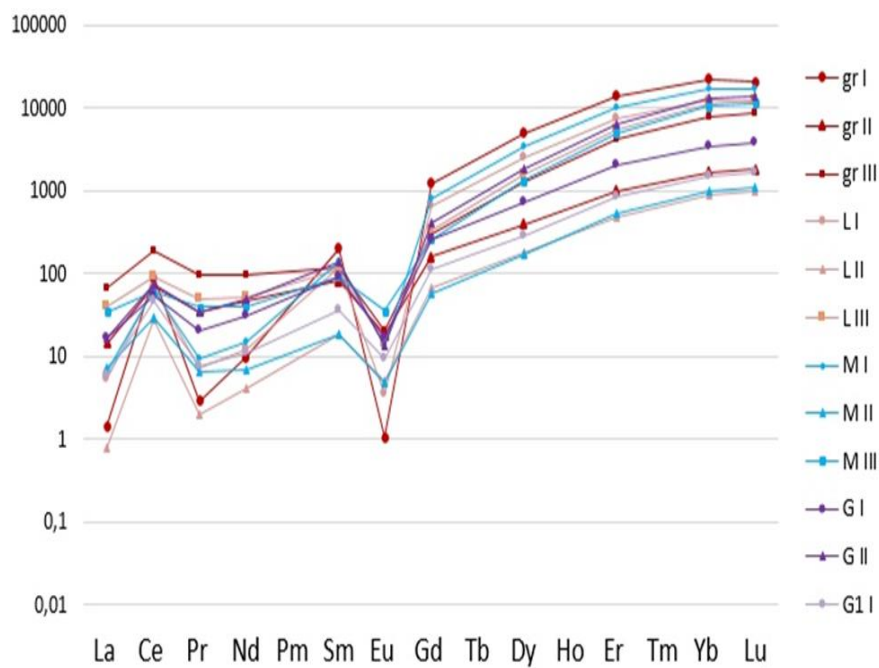


Рисунок 43 Нормированные на хондрит спектры распределения REE в цирконе из пород Шумиловского массива.

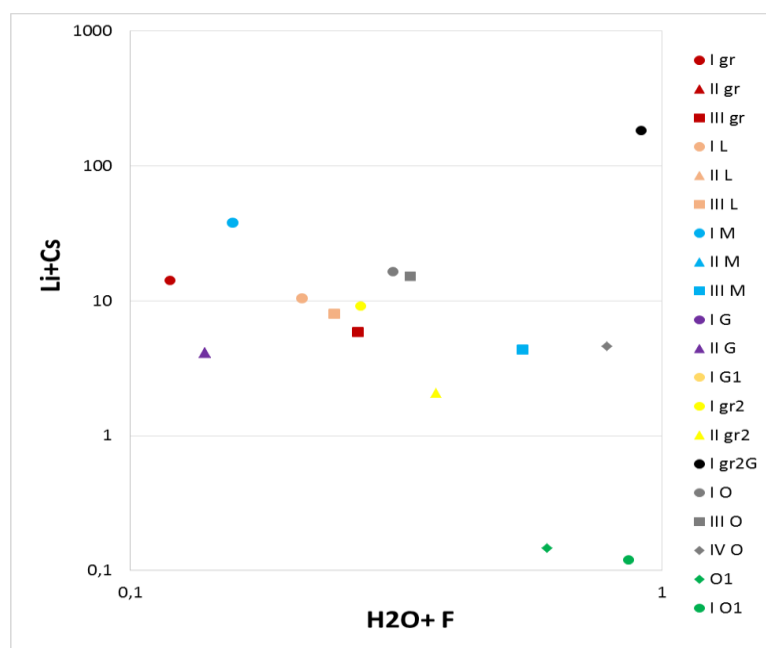


Рисунок 44 Соотношение величины относительной флюидонасыщенности -  $H_2O+F$  и содержания щелочных элементов -  $Li+Cs$  в цирконе из пород Шумиловского массива.

Также на основе данных, предоставленных научным руководителем, был установлен интересный факт, что для гранитоидов данного региона характерно уменьшение содержания циркония в породах с увеличением степени дифференциации (рис. 45).

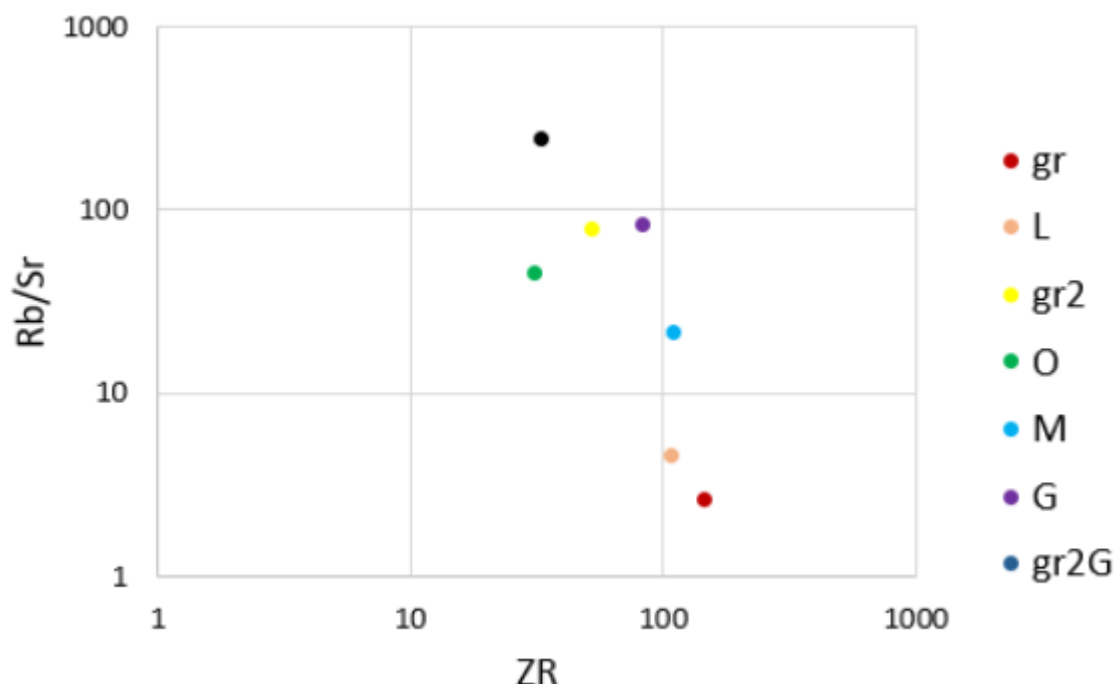


Рисунок 45. График зависимости величины Rb/Sr к Zr в породах Шумиловского интрузива.

Цирконовая термометрия позволяет оценить температурный режим формирования пород изучаемых пород. Температуры для определения генезиса рассчитываются, по так называемому «Ti в цирконе» термометру (Watson et al., 2006, Ferry, 2006).

$$\log(\text{Ti}_{\text{zcn}}) = (6.01 \pm 0.03) - (5080 \pm 30) / T \text{ (K)}$$

$$T = (5080 \pm 30) / ((6.01 \pm 0.03) - \log(\text{Ti}_{\text{zcn}}))$$

Применение данного термометра имеет ограничения по применению – содержание титана в цирконе должно быть меньше 30 ppm Ti, в породе не должно быть рутила. Результаты расчёта температур приведены в таблице .

Таблица 2 Температуры, полученные с помощью «Ti в цирконе» термометру, в С°.

	Биотитовые граниты		Лейкограниты		Метасоматиты		С/з грейзены			Li-F граниты		Онгониты			
	I gr	II gr	I L	II L	I M	II M	I G	II G	IG1	I gr2	II gr2	I O	III O	IV O1	I O1
Ti, ppm	20,31	11,20	6,21	7,35	6,70	25,87	4,02	3,83	6,56	3,74	15,55	14,08	3,89	0,63	0,16
T, °C	800	750	700	715	700	(830)	670	660	(705)	660	(780)	770	660	540	470



Как видно из таблицы 2, биотитовые граниты ранней фазы Шумиловского массива кристаллизовались в интервале температур – 800-750°C. Температура кристаллизации Li-F гранитов и онгонитов несколько ниже - 770-660°C. Температура, полученная по цирконам из кварц-полевошпатовых метасоматитов и грейзенов, вероятно отражает температуру кристаллизации материнских магматических пород, по которым они развивались. В поздних цирконах, соответствующих кристаллизации постмагматических пород содержания титана выше допустимого для расчёта

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных минералого-геохимических исследований циркона из гранитов, онгонитов и метасоматитов редкометальных гранитов Шумиловского массива в Центральном Забайкалье были получены следующие результаты.

1. Выявлены различия в примесном составе циркона из первой и второй фаз внедрения гранитов и метасоматитов, развивающихся по ним. Установлено:

- Ядра циркона биотитовых гранитов характеризуются повышенными содержаниями Р, Li, Cs, Nb, в них отсутствует F, низкая сумма LREE. В оболочках циркона растёт концентрация H<sub>2</sub>O и В, падает содержание Li, Nb, суммы РЗЭ, при слабом возрастании La/Yb отношения, значительном уменьшении степени положительной Ce-аномалии.

В цирконе из кварц-полевошпатовых метасоматитов, развивающихся по биотитовым гранитам, в оболочках наблюдаются максимальные для пород 1 фазы содержания H<sub>2</sub>O, F и, особенно, В, мало Li, минимальное Ce/Ce\*-отношение. Эти данные являются признаками гидротермального воздействия.

- В цирконе из онгонитов второй фазы наблюдаются максимальные содержания Hf, Li, Cs, Be, Nb, H<sub>2</sub>O, повышено содержания F, главное – высокая концентрация LREE, низкое Ce/Ce\*-отношении.

2. Для циркона из пород разных фаз характерны различные тренды эволюции примесного состава по зонам роста (от ядра через осцилляторную зону к внешней кайме). Выявлен парадоксальный факт – ядра биотитовых гранитов наиболее богаты суммарным содержанием примесных элементов. В процессе роста циркона происходит резкое уменьшение Th, U, REE, Y, при возрастании Hf, лишь на позднем этапе прослеживается возрастание Th и U. Цирконы онгонитов изначально богаты примесными элементами – особенно Hf (до 9 масс%), они эволюционируют слабо.

3. Оценены температуры кристаллизации циркона по «Ti-in-zircon» (Ferry, 2007). Температурный режим формирования биотитовых и лейкогранитов порядка 800-750°C, Li-F гранитов и онгонитовых даек – 770-660°C.

4. Цирконы из кварц-полевошпатовых метасоматитов, развивающихся по биотитовым гранитам наследуют примесный состав циркона материнской породы.

Полученные данные по геохимии циркона подтверждают представление о двухфазном строении массива, кроме того, эти данные позволяют полагать, что каждая фаза магматизма завершалась своим метасоматозом.

## Список литературы

- Алексеев В. И., Полякова Е. В., Мачевариани М. М., Марин Ю. Б. Эволюция циркона в посторогенных интрузивных сериях с литий-фтористыми гранитами Дальнего Востока / ЗРМО. 2013
- Гайворонский Б.А. Шумиловское месторождение // Месторождения Забайкалья, М.: Геоинформарк, 1995, т.1, кн.1, с.139-141;
- Гетманская Т.И., Чернов Б.С. Оловянно-вольфрамовая формация // В сб.: Условия образования и критерии поисков промышленных вольфрамовых месторождений Забайкалья, 1976, с.68-131;
- Иванова А.А., Сырицо Л.Ф., Баданина Е.В., Сагитова А.М., Циркон полиформационного тургинского массива с амазонитовыми гранитами (Восточное Забайкалье) и его петрогенетическое значение//Записки Российского минералогического общества. 147 ;6. 2018, с 1-21;
- Пехтерев С.Н., Нечпаев Е.В., Артамонова Н.А., Вологдин М.А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист М-49 – Петровск-Забайкальский. Объяснительная записка // СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012, с. 3-4;
- Синявин В.И. и др. Отчёт Лево-Шумиловской партии о результатах первой стадии предварительной разведки на Шумиловском месторождении за 1990-95 гг. Чита, ПГО “Читагеолсъёмка”, 1995, фонд. м., 16с.;
- Скублов С.Г., Золотарева Г.С. Геохимия циркона из коры выветривания гранитов Павловского выступа, Воронежский кристаллический массив // Записки РМО. 2012. № 1. С. 115-121.
- Ступак Д.Ф., Прокофьев В.Ю., Зарайский Г.П. Условия формирования рудоносных литий-фтористых гранитов Шумиловского месторождения вольфрама, Центральное Забайкалье // Петрология, 2008, т. 16, № 3, с. 331-336;
- Сырицо Л.Ф., Волкова Е.В., Ситников А.Л., Тимохина Л.А. Закономерности распределения петрогенных, редких и рассеянных элементов в породах и рудах Шумиловского вольфрамового месторождения (Центральное Забайкалье) и некоторые вопросы их генезиса // Вопросы геохимии и типоморфизм минералов. СПбГУ, 1998, №5, с.21-39;
- Шеремет Е.М. и др. Редкометальные гранитоиды Ясытай-Шумиловского плутона (Центральное Забайкалье) // Геология и геофизика, 1974, №7, с.26-34;

Pelleter E., Cheilletz A., Gasquet D., Moutaqqi A., Annich M., El Hakour A., Deloule E., Feraud G. Hydrothermal zircons: A tool for ion microprobe U – Pb dating of gold mineralization (Tamlalt – Menhouhou gold deposit – Morocco). // Chemical geology, 2007;

Pupin Jr.P. Zircon and granite petrology //Contrib. To Miner. And Petrol. -1980. V.73. - P.207-220;

Watson, E.B., and Harrison, T.M. (1983) Zircon saturation revisited: Temperature and composition effects in a variety of crustal magma types // Earth and Planetary Science Letters, v.64, p.295-304;

Watson, E. B. & Harrison, T. M. 1984. Accessory minerals and the geochemical evolution of crustal magmatic systems: a summary and prospectus of experimental approaches. PHYS EARTH PLANET INTER 35, 19–30;

[http://www.russian-travels.ru/?p=848;](http://www.russian-travels.ru/?p=848)

[http://www.vsegei.ru/ru/info/gisatlas/sfo/zabaykalsky\\_kray/028\\_tecton.jpg;](http://www.vsegei.ru/ru/info/gisatlas/sfo/zabaykalsky_kray/028_tecton.jpg)

[http://www.geolkarta.ru/list\\_200.php?idlist=M-49-XV;](http://www.geolkarta.ru/list_200.php?idlist=M-49-XV)

[http://www.mindat.org/min-4421.html.](http://www.mindat.org/min-4421.html)