

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ ИНСТИТУТ  
ГЕОЛОГИИ И ГЕОХРОНОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК  
(ИГД РАН)

*На правах рукописи*

**СТИФЕЕВА Мария Владимировна**

**U-РЬ ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА Ca-Fe ГРАНАТОВ КАК ИСТОЧНИК  
ИНФОРМАЦИИ О ВОЗРАСТЕ ЩЕЛОЧНЫХ,  
ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНЫХ КОМПЛЕКСОВ И ИЗВЕСТКОВЫХ  
СКАРНОВ**

25.00.09 - геохимия, геохимические методы поисков полезных ископаемых

Диссертация на соискание ученой степени  
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:  
Член-корреспондент РАН,  
доктор геолого-минералогических наук  
Котов А.Б.

Санкт-Петербург - 2021

## Оглавление

<b>ОГЛАВЛЕНИЕ</b> .....	<b>2</b>
<b>ВВЕДЕНИЕ</b> .....	<b>4</b>
<b>ГЛАВА 1. КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СА-ФЕ-ГРАНАТОВ</b> .....	<b>7</b>
<b>ГЛАВА 2. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ</b> .....	<b>11</b>
2.1 Минералогические исследования .....	11
2.2 Изучение состава граната.....	11
2.3 U-Pb геохронологические исследования.....	12
<b>ГЛАВА 3. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЩЁЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНЫХ МАССИВОВ, СОСТАВ ГРАНАТОВ И РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ</b> .....	<b>16</b>
3.1 Кольская щелочная провинция .....	17
3.1.1 Массив Африканда.....	18
3.1.2 Ковдорский массив .....	22
3.1.3 Массив Вуориярви .....	25
3.1.4 Салмагорский массив .....	29
3.1.5 Массив Салланлатва .....	32
3.2 Маймечя-Котуйская щелочная провинция .....	39
3.2.1 Гулинский массив .....	40
3.2.2 Массив Одихинча .....	44
3.3 Восточно-Саянская щелочная провинция .....	48
3.3.1 Белозиминский массив .....	48
3.4 Западно-Алданская щелочная провинция (Мурунский массив).....	54
3.5 Сангиленская щелочная провинция (Чикский массив) .....	62
3.6 Провинция Сьюперитор (Канадский щит).....	67
3.6.1 Массив Синдер Лейк.....	69
3.6.2 Массив Эден Лейк .....	75
<b>ГЛАВА 4. СОСТАВ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ СКАРНОВ. СОСТАВ ГРАНАТОВ. РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ</b> .....	<b>80</b>
4.1 Скарны Дашкесанского железорудного месторождения.....	80
4.2 Скарны Карышской группы Cu-Mo-W месторождений (Тум-Карышский массив).....	87

4.3 Скарны Хову-Аксинского Ni-Co-As месторождения.....	91
<b>ГЛАВА 5. ЖЕЛЕЗО-МАГНЕЗИАЛЬНЫЕ ФЛОГОПИТОНОСНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ АЛДАНСКОГО ЩИТА.....</b>	<b>97</b>
<b>ЗАКЛЮЧЕНИЕ .....</b>	<b>102</b>
<b>СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ .....</b>	<b>103</b>
<b>ПРИЛОЖЕНИЕ.....</b>	<b>114</b>

## ВВЕДЕНИЕ

### **Актуальность исследований**

Как известно, циркон, бадделеит, рутил, монацит и титанит являются надёжными минералами-геохронометрами для определения абсолютного возраста горных пород U-Pb методом. Однако для щелочных, щелочно-ультраосновных пород и высокотемпературных метасоматических пород их использование часто затруднено ввиду отсутствия этих минералов или их низкой степени сохранности. В связи с этим поиск новых минералов-геохронометров для датирования таких пород является важной и актуальной задачей современной геохронологии. В настоящей работе в качестве потенциальных U-Pb минералов-геохронометров рассматриваются широко распространенные в различных типах изверженных и метасоматических пород урансодержащие Ca-Fe гранаты.

**Цель** диссертации заключалась в выявлении возможностей и ограничений применения Ca-Fe гранатов в качестве U-Pb минералов-геохронометров для определения возраста щелочных, щелочно-ультраосновных пород и известковых скарнов.

### **Задачи исследований:**

1. Провести комплексные исследования состава и строения Ca-Fe гранатов из различных типов пород.
2. Разработать оптимальную методику предварительной подготовки Ca-Fe гранатов к проведению U-Pb (ID-TIMS) геохронологических исследований.
3. Выполнить U-Pb (ID-TIMS) геохронологические исследования гранатов из щелочных, щелочно-ультраосновных пород и известковых скарнов.

### **Объекты исследований:**

1. Гранаты из магматических пород щелочно-ультраосновных массивов крупнейших изверженных щелочных провинций (Кольская провинция, Маймеч-Котуйская, Восточно-Саянская, Западно-Алданская, Сангиленская, провинция Сьюперитор).
2. Гранаты из известковых скарнов (Дашкесанское железорудное месторождение, Карышская группа Cu-Mo-W месторождений (Туим-Карышский массив), Хову-Аксинское Ni-Co-As месторождение) и железо-магнезиальных флогопитоносных метасоматитов Алданского щита.

**Фактический материал.** Для решения поставленных задач были выполнены U-Pb (ID-TIMS) геохронологические исследования 49 образцов гранатов из 16 реперных магматических комплексов, использовано более 600 анализов гранатов и их минеральных включений на главные и более 100 анализов гранатов на редкие и редкоземельные элементы. Часть проб и

образцов гранатов для проведения геохронологических и геохимических исследований любезно предоставлены: А.А. Арзамасцевым (ИГГД РАН), Н.В. Владыкиным (ИГХ СО РАН), В.В. Врублевским (НБ ТГУ), Ю.Д. Гриценко (МГУ, музей им. Ферсмана), А.В. Никифоровым (ИГЕМ РАН), А.В. Самсоновым (ИГЕМ РАН), А.Р. Шахмурадяном (Университет Манитобы).

**Научная новизна работы** состоит в том, что:

1. Впервые проведены комплексные (минералогические, геохимические, геохронологические) исследования Са-Fe гранатов из пород различного состава, происхождения и возраста.

2. Получены оценки возраста гранатов из щелочных и щёлочно-ультраосновных пород нескольких магматических провинций: Кольской, Маймеча-Котуйской, Восточно-Саянской, Западно-Алданской, Сангиленской, Сьюпериор.

4. Получены прямые оценки возраста формирования известковых скарнов Дашкесанского железорудного месторождения, Карышской группы Cu-Mo-W месторождений (Туим-Карышский массив) и Хову-Аксинского Ni-Co-As месторождения.

4. Получена «прямая» оценка возраста формирования железо-магнезиальных флогопитоносных метасоматитов Алданского щита.

**Практическая значимость работы.** Продемонстрирована возможность использования Са-Fe гранатов в качестве U-Pb минералов-геохронометров для широкого спектра магматических и контактово-метасоматических пород. Полученные результаты имеют принципиальное значение для изучения проблемы последовательности и продолжительности процессов магматизма и рудообразования.

**Защищаемые положения:**

1. По данным U-Pb датирования Са-Fe гранатов, щелочные и щёлочно-ультраосновные магматические комплексы Кольской провинции имеют возраст 373 - 377 млн лет, Маймеча-Котуйской провинции – 247 - 250 млн лет, Восточно-Саянской провинции -  $639 \pm 11$  млн лет, Западно-Алданской провинции -  $131 \pm 1$  млн лет, Сангиленской провинции -  $492 \pm 2$  млн лет и провинции Сьюпериор Канадской щита -  $2715 \pm 4$  млн лет и  $1800 \pm 24$  млн лет.

2. U-Pb возраст Са-Fe гранатов из рудоносных известковых скарнов Дашкесанского железорудного месторождения составляет  $147 \pm 2$  млн лет, Карышской группы Cu-Mo-W месторождений -  $476 \pm 3$  млн лет, Хову-Аксинского Ni-Co-As месторождения -  $399 \pm 2$  млн лет и, наконец, железо-магнезиальных флогопитоносных метасоматитов Алданского щита -  $1901 \pm 5$  млн лет.

3. Полученные оценки U-Pb возрастов Са-Fe гранатов из разновозрастных щелочных и щёлочно-ультраосновных магматических пород, а также рудоносных известковых скарнов совпадают с оценками их возраста, полученными независимыми методами. Это позволяет

рассматривать Са-Fe гранаты как надежные U-Pb минералы-геохронометры, что обусловлено значительным содержанием в них урана, низкой долей обыкновенного свинца и, как правило, высокой устойчивостью их U-Pb изотопной системы в ходе проявления наложенных процессов.

## **ГЛАВА 1. КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА Ca-Fe-ГРАНАТОВ**

Гранаты - группа минералов класса силикатов и их аналогов с островной структурой кристаллической решётки. Они относятся к кубической сингонии, пространственная группа Ia3d. Общая структурная формула:  $\{X_3\}[Y_2](Z_3)\phi_{12}$ , где додекаэдрическая позиция  $\{X\}$  = Ca, Na, Mn, Y, Mg, Fe<sup>2+</sup>; октаэдрическая позиция  $[Y]$  = Fe<sup>3+</sup>, Fe<sup>2+</sup>, Al, Sn, Mn, Mg, Ti, Si, Cr, V, Sc, Zr, U<sup>6+</sup>, Sb, Te; тетраэдрическая позиция  $(Z)$  = Si, Al, As, V, Fe<sup>3+</sup>, Zn, Li, O; позиция  $\phi$  заполнена O, (OH) или F (согласно классификации Grew et al. 2013).

Наличие трёх крупнокатионных позиций и представительный ряд элементов, входящих в структуру, предполагают реализацию большого количества вариантов изоморфных замещений. В природе практически не встречаются гранаты с предельным составом, они представляют собой многокомпонентные серии твёрдых растворов. Именно явлением изоморфизма обусловлены значительные вариации в физических свойствах гранатов - обширный спектр окрасок, вариации по плотности и твёрдости минералов в зависимости от преобладающего компонента.

Традиционная классификация гранатов, предложенная А.Н. Уинчеллом в 1933 году, основана на химическом составе конечных членов изоморфного ряда. Она включает две обширные группы, молекулы в которых объединены согласно образующимся в природе изоморфным сериям: уграндиты (смесь компонентов, соответствующих составу уваровита, гроссуляра и андрадита) и пиральспиты (смесь компонентов, соответствующих составу пироба, альмандина и спессартина). Однако, с течением времени, было открыто большое количество минералов со структурой граната, химический состав которых не удавалось охарактеризовать с помощью имеющейся классификации. Комиссией по новым минералам, номенклатуре и классификации международного минералогического общества (CNMNC-IMA) в 2012 году была предложена новая номенклатура (Grew et al., 2013). Все минеральные виды со структурой граната объединяются в супергруппу граната, которая подразделяется на группы и классы.

Благодаря значительному разнообразию химического состава, гранаты присутствуют в виде породообразующих либо акцессорных минералов большинства типов пород. Объёмноцентрическая кубическая элементарная ячейка обеспечивает устойчивость минеральной структуры гранатов в широком диапазоне температур и давлений, что позволяет использовать эти минералы для определения первичных термодинамических условий образования пород (Соболев, 1964).

Начиная с 80-х годов прошлого века, гранаты пироп-альмандин-спессартинового ряда, широко распространённые в метаморфических породах, используются в качестве минералов-геохронометров. Sm-Nd и Lu-Hf системы в гранатах успешно применяются для определения возраста метаморфических событий (Johnson et al., 2018; Duchêne et al. 1997; van Breemen and Hawkesworth, 1980; Griffin and Brueckner, 1980). Первые попытки U-Pb (ID-TIMS) датирования высокотитанистого андрадита (Barrie et al., 1990) продемонстрировали устойчивость структуры граната к наложенным процессам. Более подробно вопрос использования граната в качестве U-Pb минерала-геохронометра рассматривался в работах (Mezger et al. 1989; Burton and O'Nions, 1991). Для проведения экспериментов использовались гранаты альмандин-пирового ряда, хорошо показавшие себя в качестве минералов-геохронометров метаморфических событий. Но ввиду низкого содержания урана (менее 1 мкг/г) и присутствия большого количества урансодержащих минеральных включений, дальнейшие исследования по использованию U-Pb системы гранатов были приостановлены (DeWolf et al., 1996).

Отечественные учёные также уделяли внимание вопросу присутствия урана в гранатах. Предметом их исследования являлись гранаты из различных типов пород, в том числе и гранаты андрадит-шорломитового ряда. С помощью метода треков осколков спонтанного и нейтронно-индуцированного деления было установлено четыре формы нахождения урана для различных по составу гранатов: равномерно распределённый уран (структурно связанный), плёночная урановая минерализация, присутствие микровключений урансодержащих минералов и флюидная урановая минерализация (Шуколюков и др., 1970; Комаров и др., 1967). Было установлено, что в гранатах ряда шорломит-андрадит практически весь уран входит в кристаллическую структуру минерала, процент урана, который присутствует в другой форме невелик и легко удаляется при выщелачивании (Старик и др., 1955).

Изоморфное вхождение урана в структуру кальциевых гранатов возможно благодаря близости ионных радиусов U и Ca ( $U^{4+}$  0.97 Å,  $Ca^{2+}$  0.99 Å). Механизм частичного замещения кальция ураном описан для многих кальций содержащих минералов: апатита, флюорита, пирохлора (Дойникова, 2010; Mezger et al., 1989; "Основные черты геохимии урана" 1963). В случае с гранатами, для сохранения электронейтральности структуры, одновременно с вхождением урана в доэкаэдрическую позицию  $\{X_3\}$ , в октаэдрическую  $[Y_2]$  и тетраэдрическую ( $Z_3$ ) позиции входят элементы с пониженной валентностью (Rak et al., 2011). Изучение искусственных минералов со структурой граната, не только продемонстрировало возможность изоморфного вхождения урана в кристаллическую решётку, но и позволило выявить, что максимальной ёмкостью в отношении актинидов ферриты со структурой гранатового типа обладают в том случае, когда тетраэдрическая позиция в их структуре полностью занята  $Fe^{3+}$ , а октаэдрическая Zr (Лавёров и др., 2010). Согласно последней классификации, существуют две

группы гранатов, удовлетворяющих этим условиям: группа битиклеита и группа шорломита. Обе группы характеризуются полным отсутствием или частичным дефицитом кремния в тетраэдрической позиции. Однако гранаты группы битиклеита описаны только для одного месторождения в мире (Galuskina et al., 2010) и в данной работе не рассматриваются.

Гранаты группы шорломита являются типичными породообразующими и акцессорными минералами щелочных и щёлочно-ультраосновных пород (Chakmouradian et al., 2005). Характерными особенностями химического состава таких пород являются: низкое содержание кремнезема, значительное обогащение кальцием, щелочами, титаном, железом, а также редкими элементами («Геология месторождений редких элементов», 1972). Это находит свое отражение и в составе гранатов. Недостаток кремния в тетраэдре компенсируется вхождением алюминия и трёхвалентного железа. Именно присутствие большого количества железа и алюминия в структуре способствует образованию изоморфных рядов гранатов группы шорломита с членами группы граната. Наибольшее распространение имеют гранаты состава андрадит-шорломит (хатчеонит, как алюминиевый аналог шорломита)-моримотоит (и два его аналога - железистый и магниевый). Эти компоненты присутствуют в составе всех изученных гранатов из щелочных и щелочно-ультраосновных пород.

Характерной особенностью гранатов из щелочных и щёлочно-ультраосновных пород является высокий уровень накопления редкоземельных элементов. Для изученных гранатов диапазон содержаний изменяется в пределах 405 – 2896 мкг/г. Столь значительная разница в количестве редкоземельных элементов объясняется различным положением гранатов в ряду минералов, образованных в ходе магматической дифференциации, и особенностями состава первичного расплава. Для всех изученных гранатов наблюдается обеднение LREE ( $[La/Sm]_N = 0.04 - 0.66$ ) и максимум содержания для MREE. Поведение HREE, в целом, демонстрирует тенденцию к незначительному обеднению ( $[Sm/Yb]_N = 0.57 - 5.16$ ). Выделяются гранаты из массивов Маймеча-Котуйской провинции, которые резко обеднены HREE ( $[Sm/Yb]_N = 14.89 - 34.06$ ), что, по-видимому, отражает особенности состава магматического источника. Содержание редкоземельных элементов в гранатах выдержанно пределах зёрен и не зависит от колебаний главных элементов. Кристаллохимические особенности гранатов ряда шорломит-моримотоит-андрадит и высокий уровень содержания элементов группы актиноидов в расплавах щелочного и щёлочно-ультраосновного составов (Ферсман, 1939) делают возможным изоморфное вхождение урана в структуру этих минералов. А высокая устойчивость гранатов в ходе различных геологических процессов позволяет использовать U-Pb систему для определения возраста пород (Chakmouradian et al., 2015; Стифеева и др., 2016a, 2016b, 2016c).

В последние годы гранаты также успешно используются для датирования контактово-метасоматических пород и скарнов (Seman et al., 2017; Zhang et al., 2019; Gevedon et al., 2018;

Wafforn et al., 2018; Deng et al., 2017). Их состав в большинстве случаев отвечает ряду андрадит-гроссуляр. Характерной особенностью гранатов из контактово-метасоматических пород и скарнов является их способность реагировать на любые изменения параметров минералообразующей среды. Это проявляется в зональном распределении главных и редких элементов в пределах отдельных зёрен. Прослеживается прямая корреляция между количеством урана и долей андрадитового компонента в составе гранатов из контактово-метасоматических пород (Gevedon et al., 2018; Seman et al., 2017).

## ГЛАВА 2. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

### 2.1 Минералогические исследования

Изучение морфологических особенностей и внутреннего строения кристаллов граната и ассоциирующих с ними традиционных минералов-геохронометров (перовскит, титанит и др.) осуществлялось с использованием оптических методов, электронной микроскопии и нанотомографии. Нами использовался оптический микроскоп Leica DNLP (при увеличении в 500-1000 раз) и нанотомограф Skyscan 2011. Параметры сканирования: напряжение 70 кВ, сила тока 160 мкА, без использования фильтра, размер пикселя - 5.8 мкм, шаг сканирования 0.4°, поворот 360°, усреднение по четырём кадрам. Реконструкция полученного массива теневых изображений производилась с помощью программы "NRecon".

### 2.2 Изучение состава граната

Определение содержаний главных элементов в гранатах выполнено в ресурсном центре СПбГУ "Геомодель" с помощью сканирующего электронного микроскопа Hitachi S-3400N с энергодисперсионным спектрометром Oxford Instruments X-Max20. Обработка спектров производилась с помощью программного пакета AzTec Energy с применением методики TrueQ. Параметры съёмки: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 1.7 нА, рабочее расстояние 10 мм, время накопление спектра в точке (в точечном режиме) – 30 секунд. Количественный расчёт спектров проведён с использованием стандартных образцов природных и синтетических соединений. Кристаллохимические формулы гранатов рассчитаны по общему числу катионов ( $\sum\{X\} + \sum\{Y\} + \sum\{Z\} = 8$ ) (Булах и др., 2014). На основе имеющихся литературных данных (Waychunas, 1987), валентность титана принималась равной 4+. Баланс  $Fe^{2+}/Fe^{3+}$  рассчитывался исходя из стехиометрии граната ( $\sum Kat = 8, \sum An = 12$ ). Распределение Fe и Ti по позициям Y и Z осуществлялось согласно рекомендациям (Grew et al., 2013), который установил, что основная масса Ti в природных гранатах находится в октаэдрической позиции.

Содержание редких и редкоземельных элементов в гранатах определялось в Геологическом институте Болгарской академии наук и в университете Манитобы (Канада). В первом случае использовался ICP-MS масс-спектрометр ELAN DRC Quadrupole, оснащённый системой лазерной абляции UP193FX New Wave. Диаметр луча 50 или 75 мкм, частота 8-10 Гц, поверхностная плотность энергии 3-5 Дж/см<sup>2</sup>. Для калибровки применялись стандарты NIST

612, NIST 610, гранаты «Мали» (Seaman et al., 2017) и внутренний стандарт «Дашкесан» (Stifeeva et al., 2018; Стифеева и др., 2019). Обработка полученных данных осуществлялась с использованием программ «SILLS» и «VizualAge». Расчёт концентрация некогерентных элементов в гранатах выполнен с учётом содержаний  $\text{SiO}_2$ . Для определения микроэлементного состава в университете Манитобы (Канада) использовался LA-ICP-MS масс-спектрометр Thermo Finnigan Element с лазером 213-нм Nd-YAG Merchantek. Диаметр луча 30-40 мкм, частота 5-10 Гц, мощность 80-85%. Энергия падающего импульса составляла 0.03 – 0.07 МДж, что давало поверхностную плотность энергии 4.0 – 5.6 Дж/см<sup>2</sup>. Для калибровки и контроля качества применялся стандарт NIST SRM 610. Обработка полученных данных осуществлялась с использованием программы «Jolite V3».

### 2.3 U-Pb геохронологические исследования

Проведению U-Pb геохронологических исследований предшествовал ряд методических экспериментов, результаты которых, а также опыт работ предыдущих исследователей, легли в основу оптимальной схемы предварительной подготовки минералов.

Эксперименты по использованию граната в качестве U-Pb минерала-геохронометра предпринимались и ранее (DeWolf et al., 1996; Jung et al., 2003, Сергеева и др., 2016). В качестве объекта исследования были выбраны гранаты из метаморфических пород. К. ДеВольф (DeWolf et al., 1996) с соавторами в своей работе использовал метод ступенчатого выщелачивания с применением растворов соляной и азотной кислот. Анализ выщелоков убедительно продемонстрировал присутствие в изучаемых гранатах многочисленных урансодержащих включений (монацит, циркон, ортит) и общий низкий уровень содержания структурно связанного урана. Результаты данных исследований на долгое время остановили попытки использования гранатов в качестве U-Pb геохронометров.

Однако для Ca-Fe-Ti гранатов магматического или контактово-метасоматического генезиса, неоднократно отмечалось высокое содержание именно структурно связанного урана (Старик и др., 1955; Шуколюков и др., 1970; Комаров и др., 1967). Их приуроченность к щелочным и щёлочно-ультраосновным породам, в которых зачастую полностью отсутствуют традиционные минералы-геохронометры, стала причиной возобновления нами U-Pb геохронологических исследований гранатов. Безусловно принять весь уран в качестве структурно связанного элемента и исключить присутствие единичных включений, содержащих уран и свинец, нельзя. Включения могут быть захваченными в процессе роста граната более

ранними минеральными фазами или образоваться позднее вследствие наложенных процессов. В обоих случаях это искажает полученные данные. При подборе методики предварительной обработки гранатов важно было учесть два фактора: эффективность кислот в удалении минеральных и флюидных микровключений на этапе кислотной обработки и неразрушающее действие на структуру граната.

В процессе изучения внутреннего строения гранатов установлены единичные включения апатита, карбонатов и сульфидов. Соляная кислота полностью растворяет апатит и карбонаты; для удаления сульфидных включений необходимо использовать азотную кислоту (Долежал и др., 1968). Однако при воздействии на гранаты даже слабым раствором азотной кислоты наблюдалось частичное растворение минерала и высвобождение в раствор железа. По-видимому, это также вызывала частичную диффузию Pb, что выражалось в резком уменьшении Pb/U отношений, другими словами, происходило нарушение U-Pb системы гранатов. Для U-Pb геохронологических исследований гранатов, в которых присутствуют включения сульфидов, необходимо подбирать индивидуальный режим обработки проб и анализа полученных данных. Пример решения подобной задачи подробно описан в главе № 3.4, посвящённой Мурунскому комплексу.

Дальнейшие эксперименты проводились с использованием раствора соляной кислоты различной концентрации. В гранате из массива Синдер Лейк наблюдались редкие включения карбонатов, которые гипотетически могли содержать уран и свинец. Навеска граната нагревалась в 6 N HCl в течении 30 минут, из раствора отбиралась аликвота. Далее образец разлагался при стандартных условиях: в растворе 29 N HF и 15 N HNO<sub>3</sub> в соотношении 5:1 при температуре 220°C в течение 1-2 суток (Krogh, 1973). В качестве контроля удаления включений для аликвоты выщелока и разложенного остатка определялись Sm/Nd, U/Nd и Th/U отношения.

Результаты эксперимента приведены в Таблице 1. Растворенный остаток и отобранная в процессе выщелачивания аликвота демонстрируют незначительные отличия по измеренным параметрам. Для кислотного выщелока, в сравнении с остатком, отмечается более высокое значение U/Pb отношения и значительно более низкое значение <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb, что указывает на растворение включений, содержащих не радиогенный свинец. Полученные данные убедительно демонстрируют, что уран, содержащийся в гранатах, структурно связан, а не обусловлен присутствием урансодержащих включений. Кислотная обработка проб раствором соляной кислоты эффективно удаляет включения, не нарушая при этом структуру граната.

Таблица 1. Результаты эксперимента по удалению включений из граната.

Проба (CL-140-3)	Sm/Nd	Nd/U	Th/U	U/Pb	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
Остаток HF+HNO <sub>3</sub> (220 <sup>0</sup> , 24 часа)	0.45	29	2.57	1.3	1268
Выщелок 6N HCl (~80 <sup>0</sup> , 30 минут)	0.33	25	2.35	1.6	126

U-Pb (ID-TIMS) исследования гранатов проводились в лаборатории изотопной геологии ИГГД РАН. Отбор проб гранатов для проведения геохронологических исследований осуществлялся с учётом имеющих для каждого образца данных о химическом составе, внутреннем строении зёрен и содержании микроэлементов. Необходимыми критериями являлись: отсутствие твердофазных урансодержащих включений, соответствие химического состава граната ряду андрадит-шорломит-моримотоит, высокое содержание урана и выдержанное U/Th отношение в пределах отдельных зёрен или их фрагментов. Навески гранатов отбирались вручную под биноклем с визуальным контролем гомогенности выбранных фрагментов (размер анализируемых фрагментов не более 200 мкм).

На основании проведённых исследований, предварительная обработка проб гранатов, предложенная ДеВольфом (DeWolf et al., 1996) была модифицирована и включала в себя три этапа. На первом этапе происходила ультразвуковая чистка зёрен в воде от поверхностных загрязнений в течение 15-30 минут. Это также способствовало раскрытию микротрещин и удалению твердофазных минеральных включений. На этапе кислотной обработки пробы нагревались в слабом растворе соляной кислоты (3 – 8 N) в течение 15-30 минут. Заключительный этап заключался в тщательном мытье проб тёплой водой в течение 30 минут. Использовался изотопный индикатор  $^{235}\text{U} - ^{202}\text{Pb}$ . Пробы гранатов разлагались в растворе 29 N HF и 15 N HNO<sub>3</sub> в соотношении 5:1 при температуре 220<sup>0</sup>C в течение 1-2 суток (Krogh, 1973). К высушенной пробе для растворения фторидов добавляли концентрированную HCl и выдерживали при температуре 220<sup>0</sup>C в течение 1-2 суток. Выделение U и Pb осуществлялось в два этапа. На первом этапе использовалась ионнообменная смола BioRad AG 1-X8 100-150 мкм (объём смолы в колонке 0.14 см<sup>3</sup>) с помощью модифицированной методики Ф. Корфу и Д. Андерсена (Corfu and Andersen, 2002), в соответствии с которой матричные элементы (Ca, Fe и др.) удалялись в 3.1 N HCl перед сбором Pb и U в концентрированной HCl и 0.5 N HBr, соответственно. На втором этапе осуществлялась дочистка урана с использованием ионнообменной смолы UTEVA 100-200 мкм (объём смолы в колонке 0.05 см<sup>3</sup>) в соответствии с модифицированной методикой Хорвитца (Horwitz et al., 1992). Процесс очистки происходил в 2 N HNO<sub>3</sub>, сбор в 0.01 N HNO<sub>3</sub>.

Определение изотопного состава Pb и U выполнено на многоколлекторном масс-спектрометре Triton TI в статическом или динамическом режимах (при помощи счётчика ионов). Точность определения U/Pb отношений и содержаний U и Pb составила 0.5%. Холостое загрязнение не превышало 15 пг для Pb и 1 пг для U. Обработка экспериментальных данных осуществлялась в программах "PbDat" (Ludwig, 1991) и "ISOPLOT" (Ludwig, 2012). При расчёте возрастов использованы общепринятые значения констант распада U (Steiger et. al, 1977). Поправки на обычный Pb приведены в соответствии с модельными величинами (Stacey et. al, 1975). Все ошибки приведены на уровне  $2\sigma$ .

Sm-Nd исследования проводились в лаборатории изотопной геологии ИГГД РАН. Использовался изотопный индикатор  $^{149}\text{Sm}$ - $^{150}\text{Nd}$ . Выделение элементов осуществлялось посредством экстракционной хроматографии на колонках LN-Spec (100-150 мкм) фирмы Eichrom. Изотопные составы Sm и Nd измерены на многоколлекторном масс-спектрометре Triton TI. Уровень холостого загрязнения не превышал 0.2 нг для Sm и 0.5 нг для Nd.

### ***ГЛАВА 3. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЩЁЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНЫХ МАССИВОВ, СОСТАВ ГРАНАТОВ И РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ***

Породы щёлочного и щёлочно-ультраосновного состава слагают крупнейшие магматические ареалы Земли. Их формирование связано с мантийным источником вещества, что определяет специфические особенности химического состава: недосыщенность кремнезёмом, значительное обогащение кальцием, титаном, железом и некогерентными элементами (Геология месторождений редких элементов, 1972). Общей характерной чертой всех массивов щелочных и щелочно-ультраосновных пород является их концентрически-зональное строение. Породы, слагающие массивы, могут быть представлены как одной фазой, так и несколькими, сменяющимися по направлению от периферии к центру. Под влиянием процессов магматической дифференциации и флюидного воздействия они образуют тренд пород: от ультраосновных пород, через щелочные до карбонатитов. С щелочными магматическими провинциями связаны богатейшие по запасам месторождения стратегических металлов, что заставляет учёных глубже изучать вопросы строения, состава и происхождения щелочных расплавов.

Определение длительности формирования провинций щелочно-ультраосновных пород и абсолютного возраста входящих в их состав отдельных массивов является актуальной задачей современных геологических и геохронологических исследований. Ввиду многофазного строения массивов, наблюдается интенсивное термальное и флюидное воздействие поздних фаз внедрения на ранее образованные пород. Это является основной причиной нарушения сохранности изотопных систем в минералах пород более ранних фаз. Высокая щелочность и недосыщенность исходных расплавов кремнезёмом также служит препятствием для кристаллизации в большинстве пород щелочных серий циркона - одного из наиболее надежных U-Pb минералов-геохронометров. Кроме того, типичные акцессорные минералы пород щелочно-ультраосновных комплексов (перовскит, титанит, циркон, монацит) часто обеднены ураном и обогащены обыкновенным свинцом (Reguir et al., 2010; Арзамасцев и др., 2007), что накладывает определенные ограничения на их использование для U-Pb геохронологических исследований.

### 3.1 Кольская щелочная провинция

На территории северо-восточной части Фенноскандинавского щита в пределах Лапландско-Кольско-Беломорской коллизионной зоны расположена одна из крупнейших магматических провинций мира – Кольская щелочная провинция. В её состав входят крупнейшие массивы агпаитовых сиенитов Хибин и Ловозера, интрузии щелочно-ультраосновных пород с карбонатами, рои даек щелочных пикритов, меланефелинитов, мелилититов, нефелинитов и карбонатитов, а также щелочные и субщелочные вулканиты (Рисунок 1). Проявление щелочного магматизма на описываемой территории связано с внутриконтинентальной рифтогенной системой, которая инициировала появление глубинных разломов северо-восточного простирания (Магматизм и металлогения рифтогенных систем восточной части Балтийского щита, 1993). Локализация массивов в пределах зоны контролируется сочетанием глубинных разломов запад-северо-западного простирания и главной северо-восточной системой разломов (Римская-Корсакова и др., 2004).

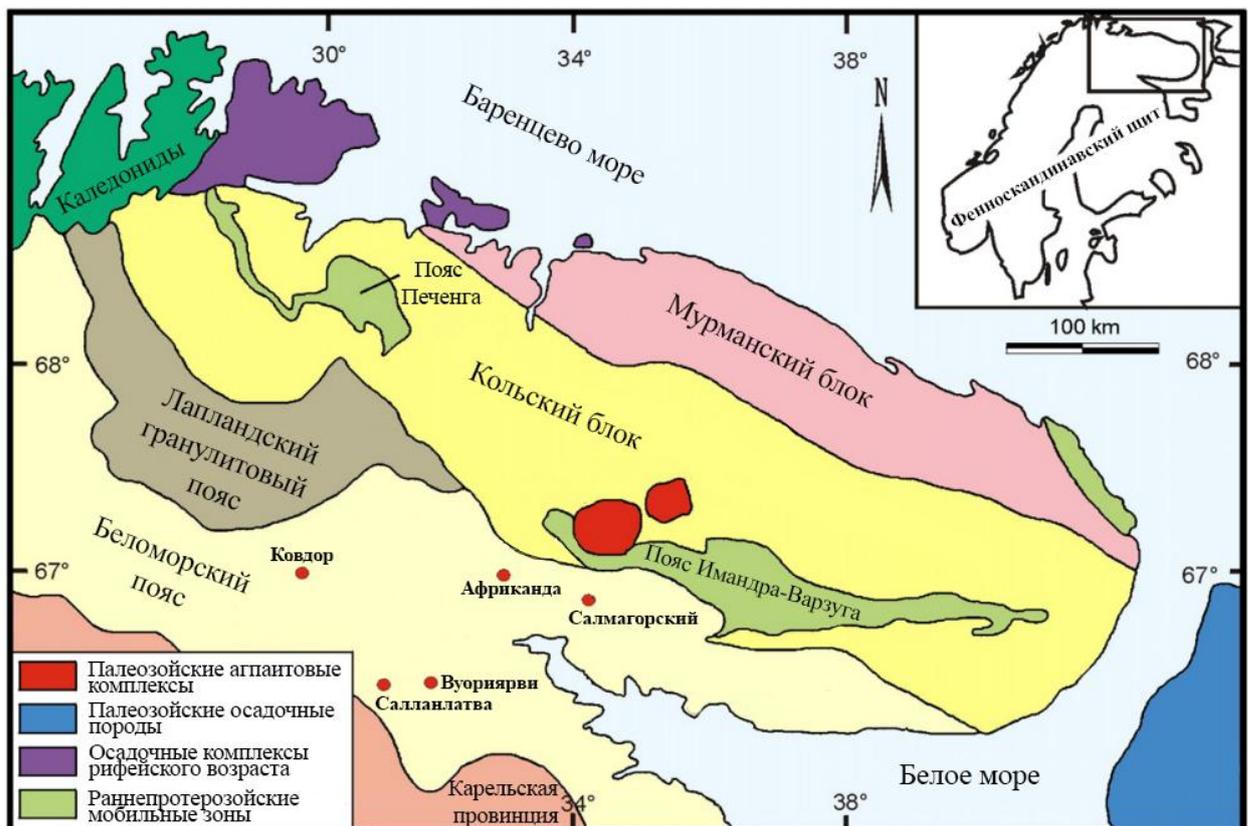


Рисунок 1. Схема размещения палеозойских щелочных интрузий Кольской щелочной провинции (Wu et al., 2013).

За долгие годы исследований для пород Кольской щелочной провинции накоплен большой массив геохронологических данных (Kramm et al., 1993; Kramm, Kogarko, 1994;

Amelin, Zaitsev, 2002; Баянова 2004; Rukhlov, Bell, 2010; Wu et al., 2010a). Это позволило разделить процесс формирования Кольской провинции на три стадии: 1) инициальная стадия (405 - 380 млн лет), в которую происходило заложение Хибинской, Ловозёрской и Контозерской кальдер с частичным заполнением субщелочными вулканитами; 2) главная стадия (380 - 360 млн лет), в течение которой образовались многофазные комплексы Хибин и Ловозера и многочисленные щёлочно-ультраосновные интрузивные комплексы с карбонатитами; 3) заключительная стадия (370 - 360 млн лет) характеризуется формированием даек и трубок взрыва. С группой щелочных и щёлочно-ультраосновных интрузий связано большое количество известных в регионе полезных ископаемых. Поэтому определение длительности процесса формирования массивов является важной геологической задачей. Прямое датирование пород осложняется почти полным отсутствием традиционных минералов-геохронометров (циркона, апатита и др.). Они встречаются в виде редких акцессорных минералов и зачастую подвержены изменениям вследствие наложенных процессов.

Щёлочно-ультраосновные массивы Кольской провинции имеют многофазное, концентрически-зональное строение. На контакте с вмещающими породами наблюдаются зоны фенитизации. Последовательность внедрения пород данных массивов типична для щёлочно-ультраосновных интрузий: оливинит, пироксенит, мелилитовые руды (турьяит, мелилитолит, окаит), мельтейгит-ийолит, нефелиновый или канкринитовый сиенит, карбонатиты и фоскориты. Полный ряд пород представлен в единичных массивах. Для большинства интрузий фиксируются лишь отдельные группы пород.

Гранат является распространённым акцессорным минералом пород фойдолитовой серии щелочных и щёлочно-ультраосновных массивов Кольской магматической провинции. Изучены гранаты из пяти массивов: Африканда, Салланлатва, Салмагора, Вуориярви и Ковдор.

### *3.1.1 Массив Африканда*

Массив Африканда расположен на южном берегу озера Имандра, близ одноимённого посёлка Африканда. Он прорывает архейские гранито-гнейсы, гнейсы и амфиболиты Беломорского подвижного пояса (Рисунок 1). Массив сложен преимущественно пироксенитами, различающимися между собой по составу и текстуре. Внешняя зона представлена нефелиновыми пироксенитами. Далее они сменяются мелкозернистыми пироксенитами. Ближе к центру массива находится мощная зона средне- и крупнозернистых пироксенитов, среди которых встречаются ксенолиты оливинитов и мелилитовых оливинитов,

мельтейгитов, ийолитов и нефелиновых сиенитов. В центральной части массива также закартировано крупное тело кальцит-амфибол-пироксеновых пегматитов, встречаются многочисленные дайки щелочных пегматитов и карбонатитов (Рисунок 2).

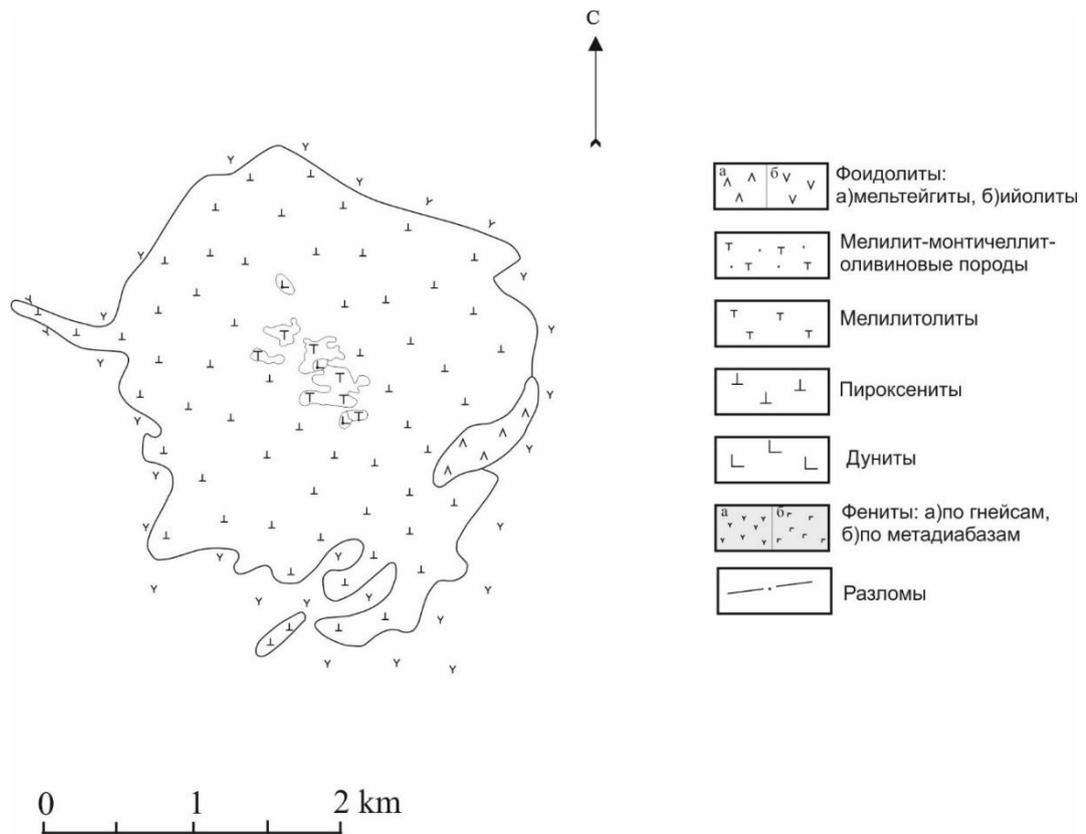


Рисунок 2 Схема строения массива Африканда по данным (Афанасьев, 2011).

Гранат входит в число аксессуарных минералов практически всех щелочных пород массива (Chakhmouradian et al., 2004) в ассоциации с магнетитом, перовскитом, флогопитом, апатитом и титанитом (Кухаренко и др., 1965).

Для проведение изотопных исследований был отобран гранат из кальцит-амфибол-пироксеновых пегматоидных пород. Он ассоциирует с магнезиогастингситом, кальцитом, магнетитом, перовскитом, титанитом, клинохлором и минералами циркония (цирконолит, кальцитит) (Рисунок 3) (Chakhmouradian et al., 2005). Гранат представлен чёрными ромбодэкаэдрическими кристаллами до 3 см в диаметре. В них присутствуют многочисленные газовой-жидкие включения, ориентированные по зонам роста кристаллов и непрозрачные твердофазные включения (титанит), локализованные по трещинам. Состав граната соответствует изоморфному ряду шорломит-моримотоит-андрадит (Рисунок 4). В качестве второстепенного компонента присутствует кимцеит (до 5.5%).

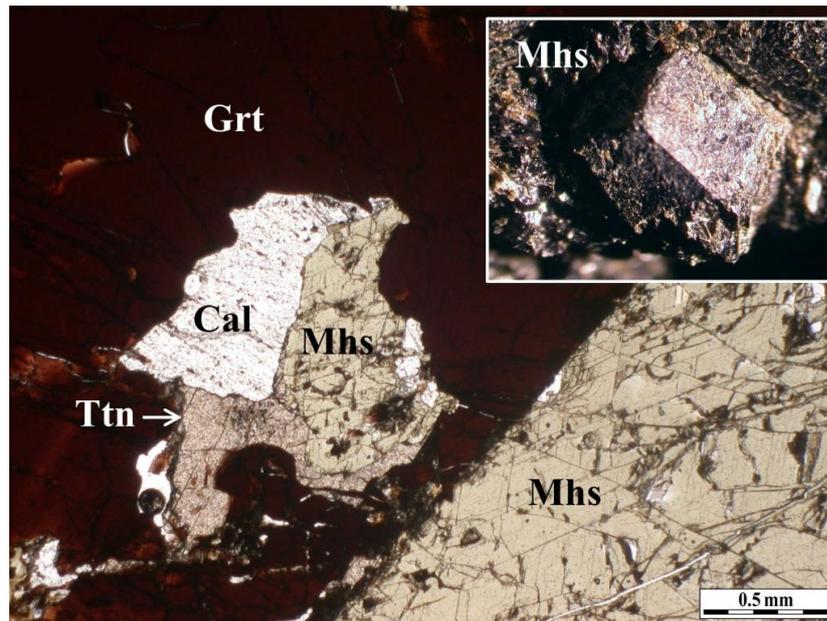


Рисунок 3. Фото шлифа (в проходящем свете) кальцит-амфибол-пироксеновых пегматитов. Grt - гранат, Cal - кальцит, Ttn - титаним, Mhs - магнезиогастингсит.

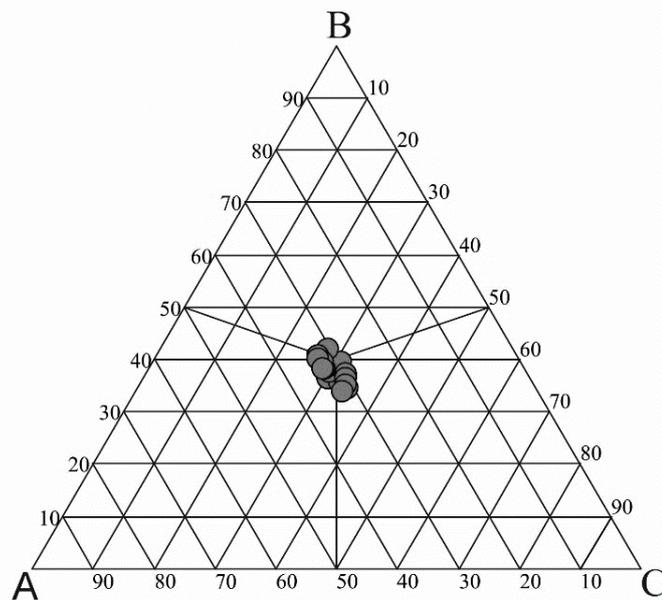


Рисунок 4. Состав граната из кальцит-амфибол-пироксеновых пегматоидных пород массива Африканда. А - моримотоит ( $\text{Ca}_3(\text{Ti}, \text{Fe}^{2+})_2(\text{SiO}_4)_3$ ) + Mg-моримотоит ( $\text{Ca}_3(\text{Ti}, \text{Mg})_2(\text{SiO}_4)_3$ ), В – шорломит ( $\text{Ca}_3\text{Ti}_2(\text{Si}, \text{Fe}^{3+})_3\text{O}_{12}$ ) + хатчеонит ( $\text{Ca}_3\text{Ti}_2(\text{Si}, \text{Al})_3\text{O}_{12}$ ), С – андрадит ( $\text{Ca}_3\text{Fe}^{3+}_2(\text{SiO}_4)_3$ ).

Гранат из массива Африканда характеризуется повышенными содержаниями REE с преобладанием MREE ( $[\text{La}/\text{Sm}]_N = 0.09 - 0.19$ ;  $[\text{Gd}/\text{Yb}]_N = 1.90 - 2.30$ ) (Рисунок 5). Геохронологические исследования проведены для двух навесок граната (Таблица 2, №1, 2). Содержание U составляет 14 и 16 мкг/г, Pb - 0.9 и 1.1 мкг/г. Точки изотопного состава располагаются на конкордии, рассчитанный конкордантный возраст -  $377 \pm 3$  млн лет (СКВО = 0.22) (Рисунок 6). Полученная оценка возраста хорошо согласуется с оценками U-Th-Pb-

возраста (LA-ICP-MS) перовскита из карбонатитов и пироксенитов массива Африканда (Таблица 3).

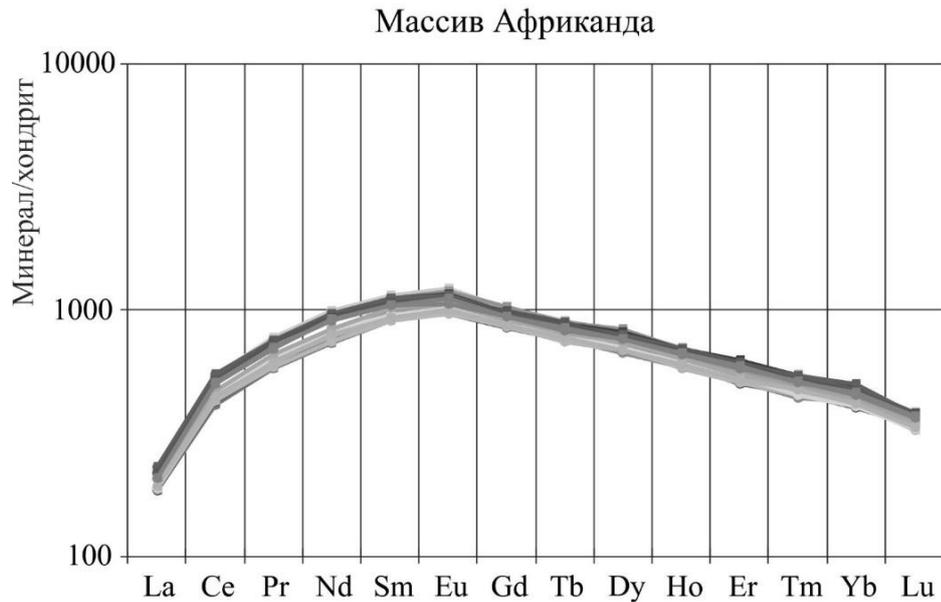


Рисунок 5. График распределения редкоземельных элементов в гранатах из кальцит-амфибол-пироксеновых пегматоидных пород массива Африканда. Нормализовано по (Anders, Grevesse, 1989).

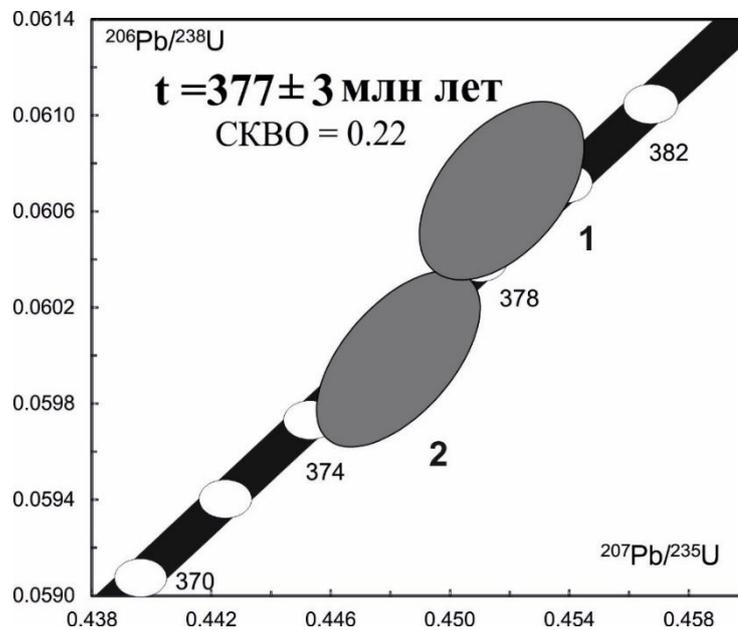


Рисунок 6. Диаграмма с конкордией для граната из кальцит-амфибол-пироксеновых пегматоидных пород массива Африканда. Номера точек соответствуют порядковым номерам в Таблице 2.

## 3.1.2 Ковдорский массив

Ковдорский массив расположен в юго-западной части Кольского п-ова. Он прорывает толщи биотит-олигоклазовых гнейсов и гранито-гнейсов беломорской серии в северо-восточном крыле Ёнско-Лоухского синклинория (Рисунок 1). Он является одним из самых полно дифференцированных массивов щелочно-ультраосновных пород с карбонатитами, входящих в состав Кольской провинции. Ядро массива сложено породами ультраосновной серии - оливинитами и пироксенитами. По направлению от центра к краю они сменяются породами ийолит-мельтейгитовой серии - в южной части массива они представлены ийолитами и ийолит-мельтейгитами, в северной - ийолит-уртитам, уртитам и турьяитами (Кухаренко и др., 1965). На контакте ультраосновных пород ядра и внешней зоной пород фойдолитовой серии широко проявлены контактово-реакционные метасоматиты различного минерального состава. На завершающем этапе магматической истории массива происходило внедрение секущих ранние породы карбонатных жил кальцитового и доломитового состава (Рисунок 7).

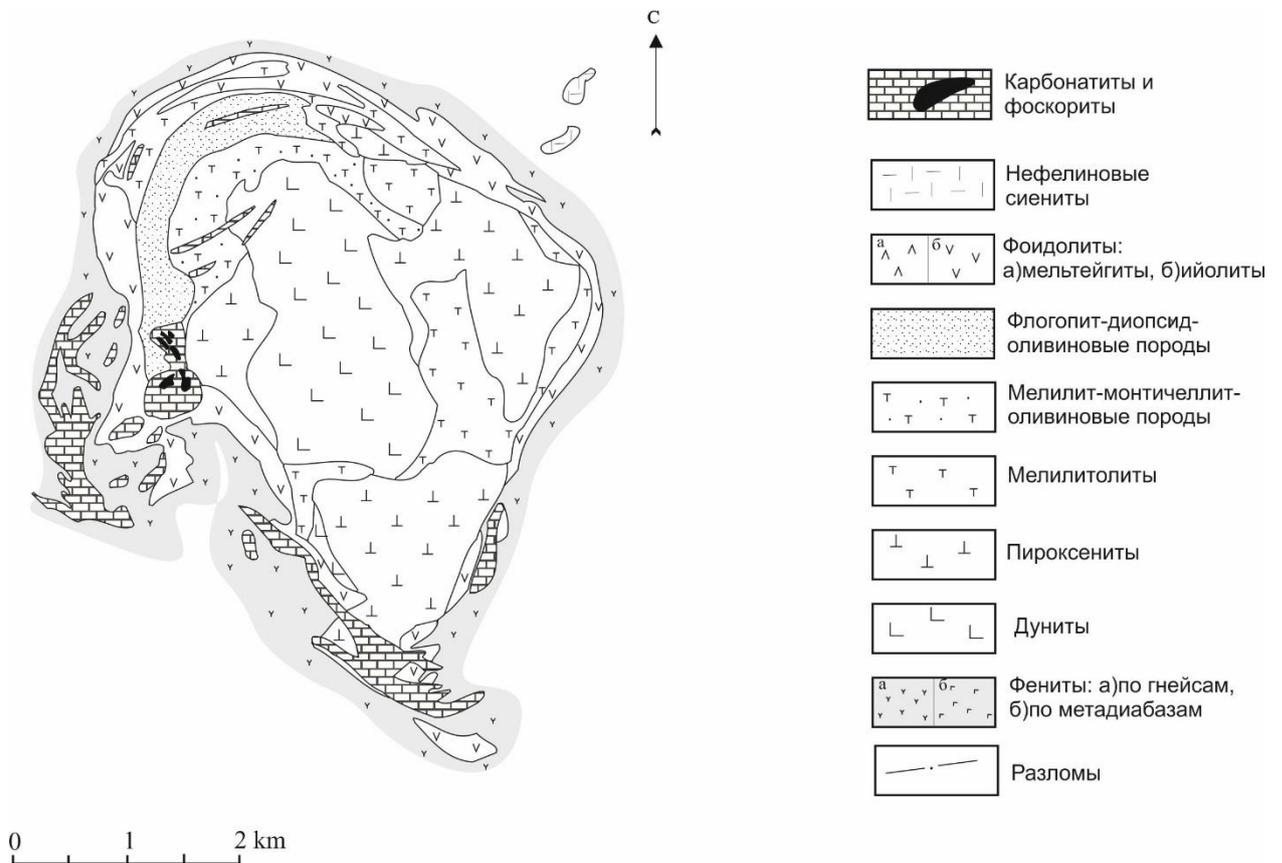


Рисунок 7. Схема строения массива Ковдор по данным (Афанасьев, 2011).

Гранат является одним из главных минералов контактово-метасоматических апооливинитовых пород. В ассоциации с амфиболом, монтичеллитом и флогопитом они слагают полукольцевую зону в северной части массива. Гранат представлен крупными (до 1.5 см в диаметре) хорошо огранёнными кристаллами чёрного цвета. На тонких сколах появляется коричневый оттенок. Химический состав граната соответствует ряду андрадит (41.47 – 46.36%) – моримотоит (29.37 – 33.74%) – шорломит (13.10 – 14.47%) (Рисунок 8). Зональность внутреннего строения кристаллов объясняется чередованием зон с различным соотношением главных компонентов. Гранат из метасоматитов Ковдорского массива характеризуется высоким содержанием REE (997 – 1953 мкг/г) с незначительным обеднением группой LREE ( $[La/Sm]_N = 0.07 - 0.17$ ) и максимумом содержания для MREE ( $[Gd/Yb]_N = 1.44 - 3.55$ ) (Рисунок 9). Th/U отношение изменяется в узком диапазоне значений (0.77 – 3.19), их распределение в пределах зёрен не коррелируется с вариациями количества главных элементов.

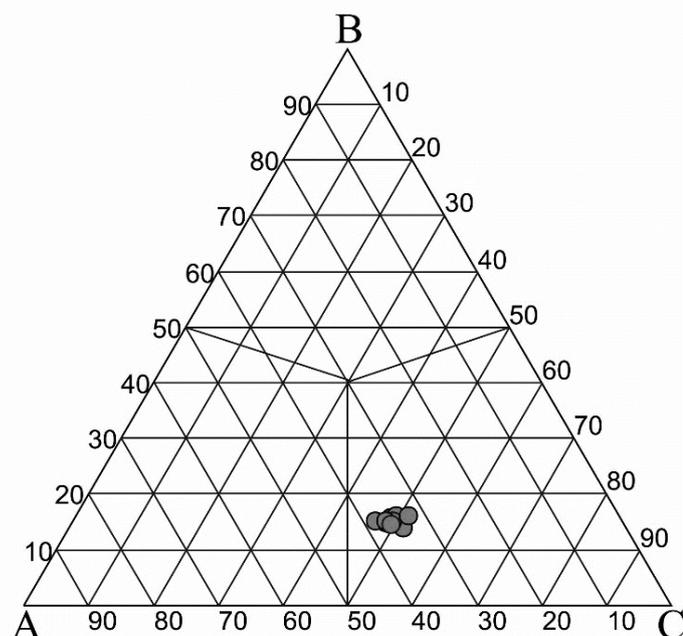


Рисунок 8. Состав граната из апооливинитовых пород массива Ковдор. А - моримотоит ( $\text{Ca}_3(\text{Ti}, \text{Fe}^{2+})_2(\text{SiO}_4)_3$ ) + Mg-моримотоит ( $\text{Ca}_3(\text{Ti}, \text{Mg})_2(\text{SiO}_4)_3$ ), В - шорломит ( $\text{Ca}_3\text{Ti}_2(\text{Si}, \text{Fe}^{3+})_3\text{O}_{12}$ ) + хатчеонит ( $\text{Ca}_3\text{Ti}_2(\text{Si}, \text{Al})_3\text{O}_{12}$ ), С – андрадит ( $\text{Ca}_3\text{Fe}^{3+}_2(\text{SiO}_4)_3$ ).

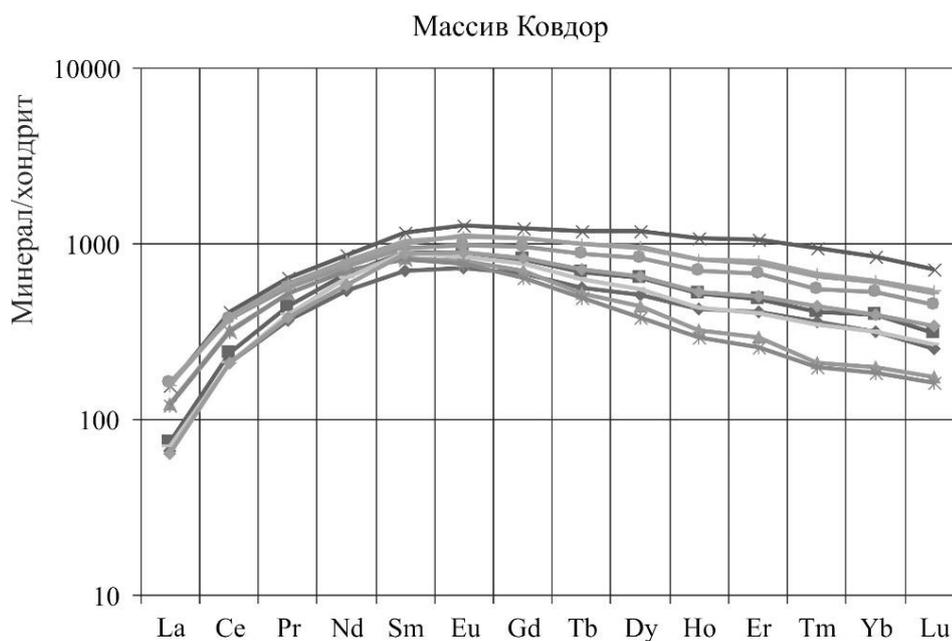


Рисунок 9. График распределения редкоземельных элементов в гранате из апооливинитовых пород массива Ковдор. Нормализовано по (Anders, Grevesse, 1989).

Для проведения U-Pb геохронологических исследований граната из Ковдорского массива, было отобрано две навески фрагментов зёрен. Гранат характеризуется высоким содержанием урана (12.41 – 21.44 мкг/г) и низкой долей обыкновенного свинца ( $\text{Pb}_c/\text{Pb}_t = 0.07 - 0.08$ ) (Таблица 2, №3, 4). Конкордантный возраст  $377 \pm 1$  млн лет (СКВО = 1.4) (Рисунок 10).

Полученная оценка возраста в пределах погрешности хорошо согласуется с данными для карбонатитов и пироксенитов Ковдорского массива (Таблица 3).

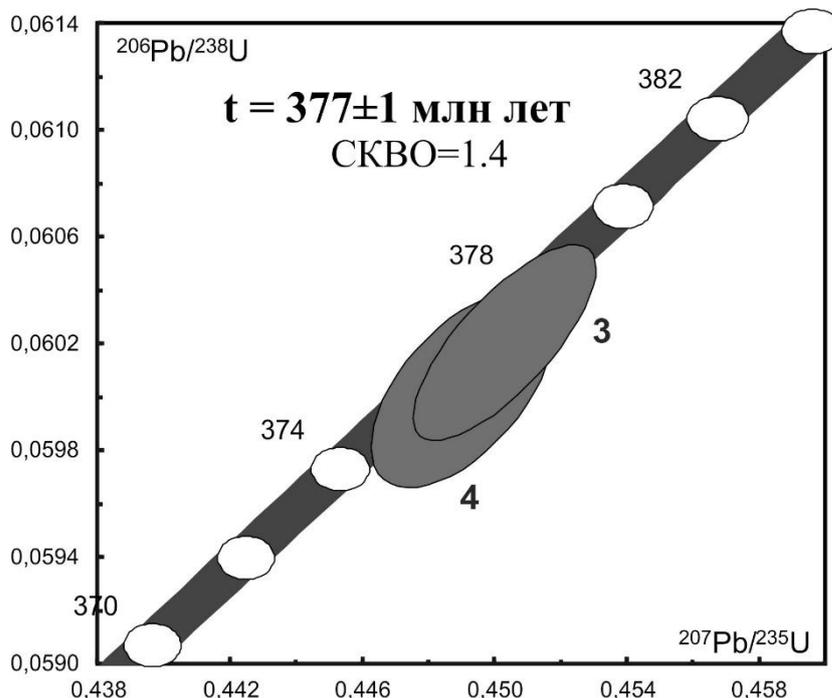


Рисунок 10. Диаграмма с конкордией для граната из апооливинитовых пород массива Ковдор. Номера точек соответствуют порядковым номерам в Таблице 2.

### 3.1.3 Массив Вуориярви

Массив Вуориярви расположен на берегу одноимённого озера, в 20 км юго-западнее посёлка Аллакурти. Массив локализован в зоне сочленения архейских гранито-гнейсов Беломорского подвижного пояса с протерозойским осадочно-вулканогенным комплексом (Кухаренко и др., 1965) (Рисунок 1). Центральная часть массива сложена пироксенитами, оливинитами и оливин-пироксеновыми породами (Афанасьев, 2011). Пироксениты преобладают над другими породами и делятся на рудные, расположенные во внутренней части, и нефелиновые, тяготеющие к краевым частям. Реже встречаются породы ийолит-мельтейгитовой серии, которые слагают периферийные части массива и в виде пегматоидных обособлений секут ультраосновные и щелочные породы. В восточной части массива представлены маломощные линзообразные тела апатито-форстерито-магнетитовые породы и жильные карбонатиты (Рисунок 11).

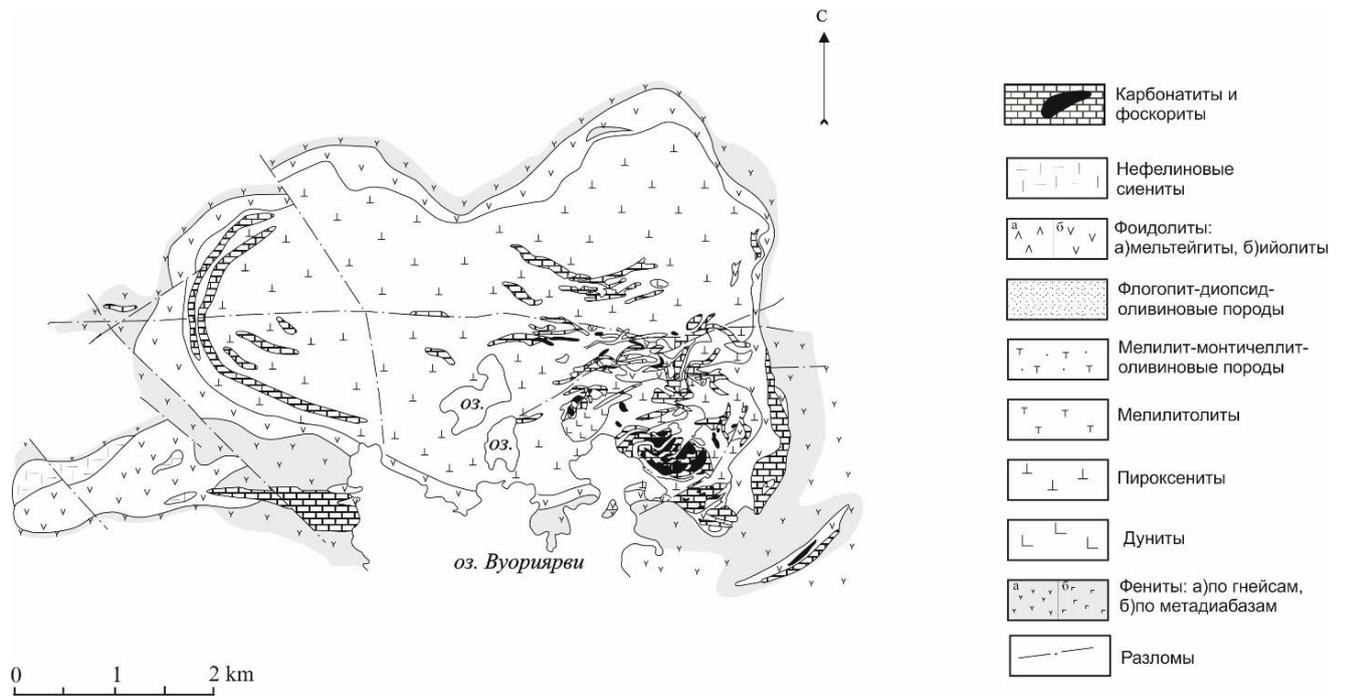


Рисунок 11. Схема строения массива Вуориярви по данным (Афанасьев, 2011).

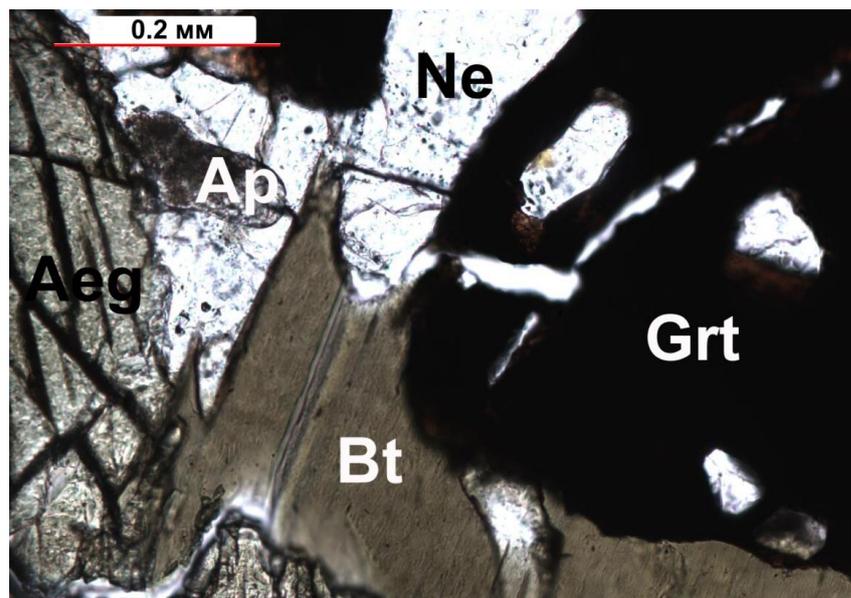


Рисунок 12. Фото шлифа (в проходящем свете) пегматоидного пироксенита массива Вуориярви. Grt - гранат, Ap - апатит, Bt - биотит, Ne - нефелин, Aeg - эгирин.

Гранаты входят в число породообразующих минералов ийолитов (до 25%) и ийолитуртитов (до 8%), а также в качестве акцессорных минералов встречается в пегматоидных пироксенитах. Последние распространены в западной части массива вблизи контакта массивных пироксенитов с ийолитами (Кухаренко и др., 1965). Пегматоидные пироксениты сложены преимущественно диопсидом, амфиболом и апатитом, акцессорная минерализация представлена перовскитом и гранатом (Рисунок 12).

Гранат из пегматоидного пироксенита (проба 96/57) представлен мелкими (3 - 8 мм) зёрнами чёрного цвета. Изредка наблюдаются элементы природной огранки. Изучение тонких фрагментов зёрен показало наличие единичных включений мелких (< 30 мкм) зёрен апатита. Состав граната отвечает изоморфной серии андрадит-шорломит-моримотоит (Рисунок 13). Наблюдаются вариации в содержании железа ( $\text{FeO} = 17.25 - 21.75$  вес.%). Среднее содержание  $\text{TiO}_2$  составляет 15.79 вес.%. Отмечается примесь циркония ( $\text{ZrO}_2$  не более 1.5 вес.%) и натрия ( $\text{Na}_2\text{O}$  не более 1.5 вес.%). Содержание REE в гранате не демонстрирует вариаций в пределах зёрен (ссылка на таблицу) (Рисунок 14). Редкоземельные элементы нефракционированы ( $[\text{La}/\text{Yb}]_N = 0.13 - 0.27$ ), отмечается заметное обогащение MREE  $[\text{Sm}/\text{La}]_N = (5.88 - 8.11)$  и  $[\text{Sm}/\text{Yb}]_N = (0.95 - 1.65)$ . Наблюдается положительная корреляция между содержаниями U, REE, FeO и, в меньшей степени, Ti. Отрицательную корреляцию с этой группой элементов при этом демонстрирует Al.

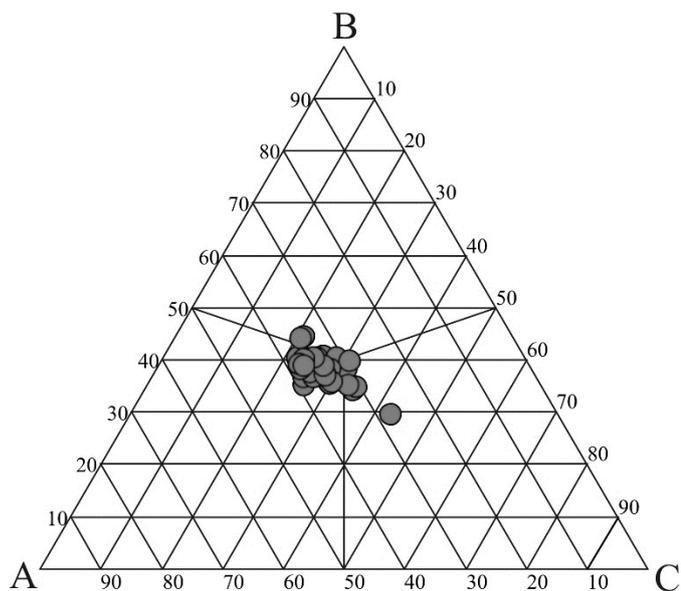


Рисунок 13. Состав граната из пегматоидного пироксенита массива Вуориярви (проба 96/57). А - моримотоит  $(\text{Ca}_3(\text{Ti}, \text{Fe}^{2+})_2(\text{SiO}_4)_3)$  + Mg-моримотоит  $(\text{Ca}_3(\text{Ti}, \text{Mg})_2(\text{SiO}_4)_3)$ , В – шорломит  $(\text{Ca}_3\text{Ti}_2(\text{Si}, \text{Fe}^{3+})_3\text{O}_{12})$  + хатчеонит  $(\text{Ca}_3\text{Ti}_2(\text{Si}, \text{Al})_3\text{O}_{12})$ , С – андрадит  $(\text{Ca}_3\text{Fe}^{3+}_2(\text{SiO}_4)_3)$ .

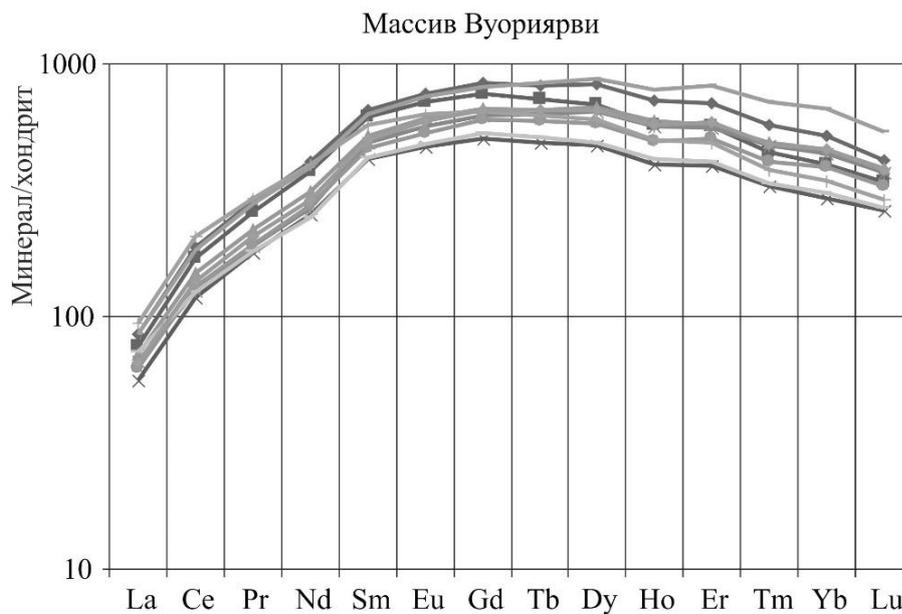


Рисунок 14. График распределения редкоземельных элементов в гранатах из пегматоидного пироксенита массива Вуориярви (проба 96/57). Нормализовано по (Anders, Grevesse, 1989).

Геохронологические исследования проведены для двух микронавесок граната. Содержание U в гранате 6.92 и 15.76 мкг/г соответственно. Доля  $Pb_c$  ( $Pb_c/Pb_t$ ) равна 0.49 и 0.46 (Таблица 2, № 5, 6). Точки изотопного состава граната из пегматоидного пироксенита массива Вуориярви расположены близ конкордии. Среднее значение возраста, рассчитанного по  $^{206}Pb/^{238}U$ ,  $373 \pm 2$  млн лет (Рисунок 15). Полученные данные совпадают в пределах погрешности с U-Pb возрастом бадделеита из карбонатитов массива Вуориярви:  $377 \pm 4$  млн лет (Вауанова et al., 1997) (Таблица 3).

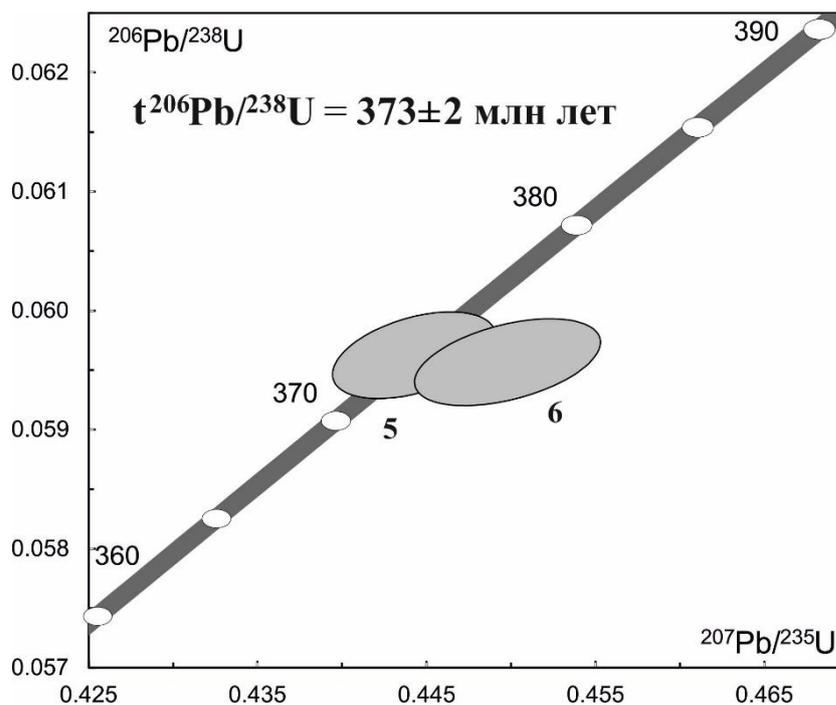


Рисунок 15. Диаграмма с конкордией для граната из пегматоидного пироксенита массива Вуориярви. Номера точек соответствуют порядковым номерам в Таблице 2.

### 3.1.4 Салмагорский массив

Салмагорский массив расположен в 30 км к югу от города Апатиты, на восточном фланге Беломорского подвижного пояса (Рисунок 1). Он прорывает биотит-амфиболовые гнейсы беломорской серии архея. Периферическая зона массива сложена ультраосновными породами (оливинитами и пироксенитами), центральная часть - породами фойдолитовой серии. В центральной части массива присутствуют тела мелилитовых и монтчеллитовых пород, а также жильные карбонатиты, представленные преимущественно сёвитами (Рисунок 16). Гранат в ассоциации с титаномagnetитом и титанитом является акцессорным минералом ийолитов, мельтейгитов и турьяитов.

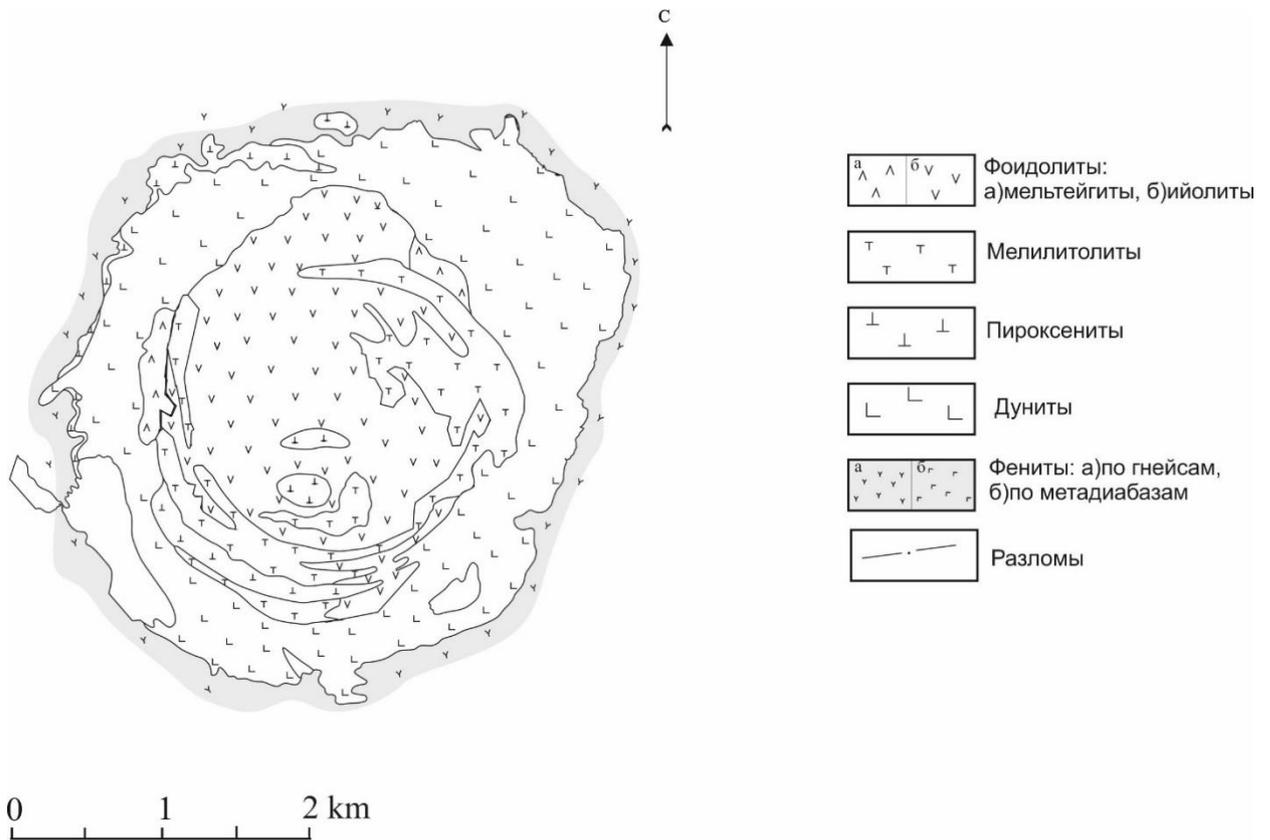


Рисунок 16. Схема строения Салмагорского массива по данным (Афанасьев, 2011).

Для U-Pb геохронологических исследований использовался гранат из крупнозернистых ийолитов. Химический состав граната соответствует изоморфному ряду андрадит-моримотоит-шорломит (Рисунок 17). Характеризуется увеличением содержания титана от центра к краевым частям зёрен. Стоит отметить более высокое содержание моримотоитового компонента в сравнении с гранатами из других массивов Кольской провинции.

По характеру распределения REE гранат из Салмагорского массива можно разделить на две группы. Первая группа представлена гранатами с повышенными концентрациями LREE. Для второй группы гранатов характерны более низкие содержания LREE и повышенные содержания MREE (Рисунок 18). Распределение U и REE в гранате из ийолитов Салмагорского массива имеют положительную корреляцию вне зависимости от состава зон. Ti демонстрирует отрицательную корреляцию с U и группой REE.

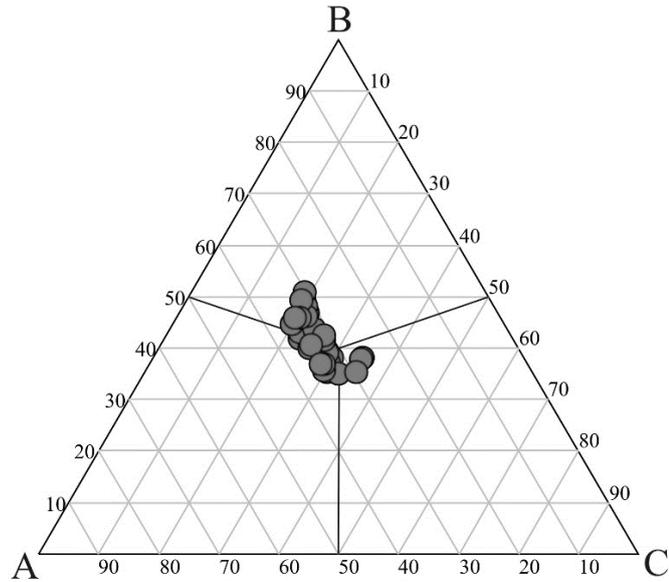


Рисунок 17. Состав граната из крупнозернистых ийолитов Салмагорского массива. А - моримотоит ( $\text{Ca}_3(\text{Ti}, \text{Fe}^{2+})_2(\text{SiO}_4)_3$ ) + Mg-моримотоит ( $\text{Ca}_3(\text{Ti}, \text{Mg})_2(\text{SiO}_4)_3$ ), В - шорломит ( $\text{Ca}_3\text{Ti}_2(\text{Si}, \text{Fe}^{3+})_3\text{O}_{12}$ ) + хатчеонит ( $\text{Ca}_3\text{Ti}_2(\text{Si}, \text{Al})_3\text{O}_{12}$ ), С - андрадит ( $\text{Ca}_3\text{Fe}^{3+}_2(\text{SiO}_4)_3$ ).

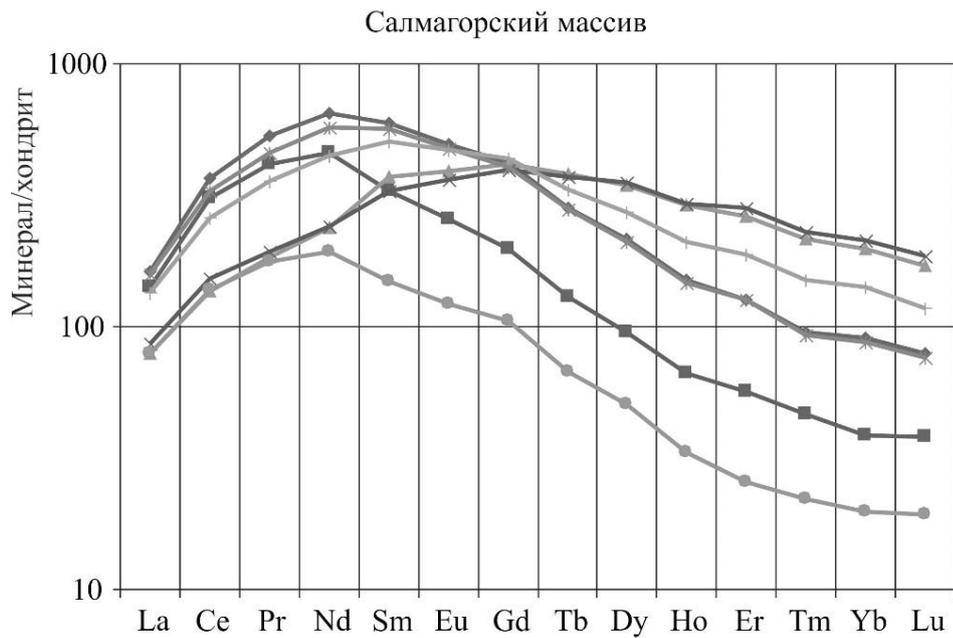


Рисунок 18. График распределения редкоземельных элементов в гранатах из крупнозернистых ийолитов Салмагорского массива. Нормализовано по (Anders, Grevesse, 1989).

Результаты проведённых геохронологических исследований для двух микронавесок граната из крупнозернистых ийолитов Салмагорского массива демонстрируют незначительные вариации в содержании U – 6.5 и 8.8 мкг/г соответственно. Доля нерадиогенного свинца  $Pb_c$  ( $Pb_c/Pb_t$ ) не превышает 0.33 (Таблица 2, № 7, 8). На диаграмме с конкордией точки изотопного состава расположены на конкордии. Возраст соответствует  $377 \pm 1$  млн лет (СКВО = 0.40; вероятность - 53%) (Рисунок 19).

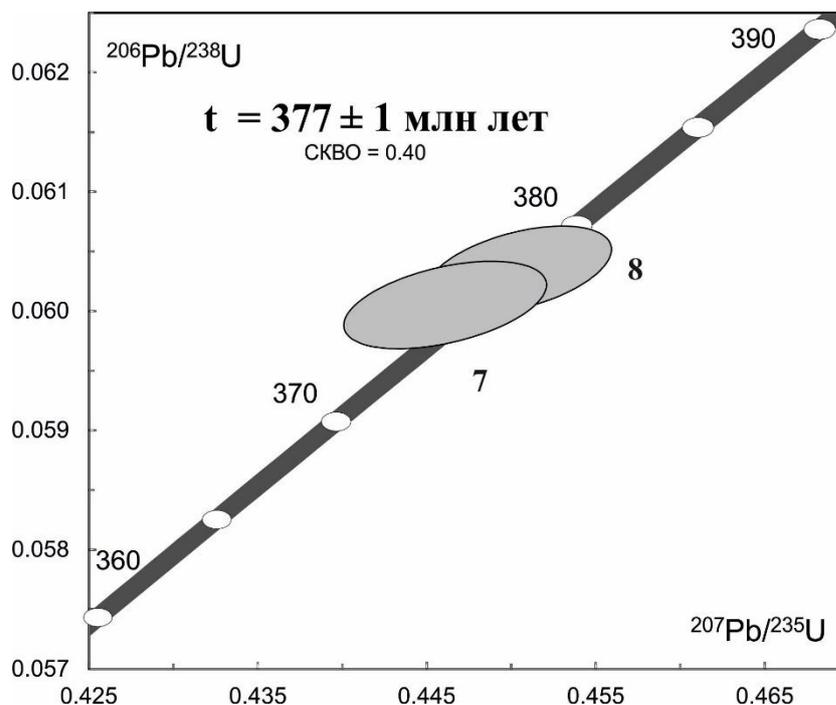


Рисунок 19. Диаграмма с конкордией для граната из крупнозернистых ийолитов Салмагорского массива. Номера точек соответствуют порядковым номерам в Таблице 2.

### 3.1.5 Массив Салланлатва

Салланлатвинский массив находится в зоне сочленения Беломорского пояса и Карельского кратона, где прорывает толщу раннепротерозойских метадиабазов Куоляярвинской структуры (Рисунок 1). Преобладающим типом пород массива являются мельтейгиты, слагающие его периферическую часть (Кухаренко и др., 1965; Афанасьев, 2011). По направлению к центру они сменяются уртит-ийолитами. Самые поздние породы массива представлены карбонатитами, локализованными в центральной части массива (Рисунок 20). Как в ийолитах, так и в карбонатитах встречаются ксенолиты пироксенитов, относящихся к наиболее ранней фазе. Гранат в ийолитах и пегматоидных породах фойдолитовой серии присутствует в качестве порообразующего или акцессорного минерала.

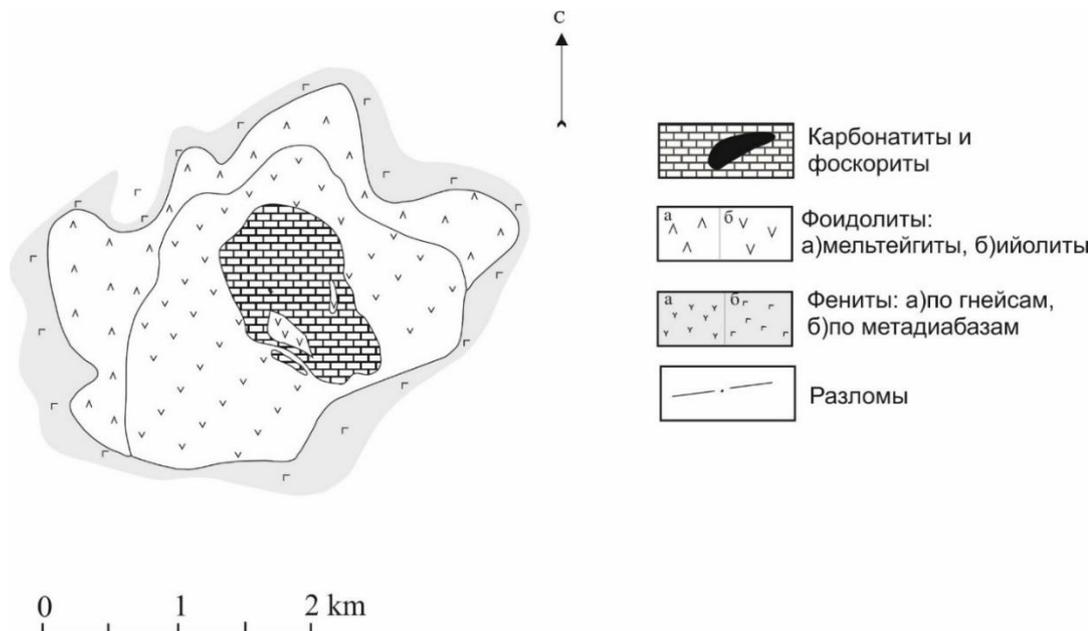


Рисунок 20. Схема строения массива Салланлатва по данным (Афанасьев, 2011).

Изучены гранаты из двух типов пород массива: массивных мелкозернистых ийолитов (проба С-25/50) и пегматоидных ийолитов (проба С-32/130). Гранат из мелкозернистого ийолита представлен черными изометричными зёрнами со смолянистым блеском, в тонких сколах имеющими тёмно-коричневый цвет. В них по трещинам развиваются кальцит, оксиды железа и отмечаются единичные включения апатита. Гранат из пегматоидного ийолита образует мелкие округлые зёрна (до 3 - 5 мм), расположенные среди крупных зональных зёрен эгирина и нефелина (Рисунок 22). Кроме того, в пегматоидных ийолитах встречаются прожилки, сложенные изометричными зёрнами граната (Рисунок 22).

Гранаты из мелкозернистого и пегматоидного ийолитов различаются по составу. Гранат из мелкозернистого ийолита относится к изоморфному ряду андрадит (38.40 – 74.75%) – моримотоит (11.11 – 33.98%) – шорломит (13.13 – 26.64%). На тройной диаграмме фигуративные точки состава этого граната лежат в поле андрадита (Рисунок 21). В качестве второстепенных компонентов присутствуют кимцеитовый (до 1.25%) и кальдеритовый (до 1.10%) миналы. Гранат из пегматоидного ийолита по составу отвечает ряду моримотоит (30.49 – 54.65%) – шорломит (21.20 – 36.18%) – андрадит (12.01 – 31.56%) с несколько другими содержаниями главных компонентов. Фигуративные точки состава этого граната на тройной диаграмме соответствуют полю моримотоита (Рисунок 21). Второстепенные компоненты присутствуют в большем количестве – кимцеит до 3.75%, кальдерит до 1.2%.

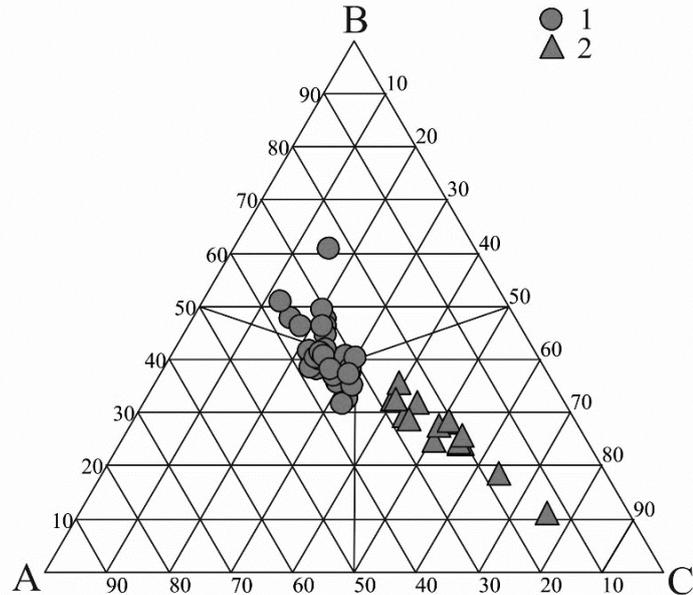


Рисунок 21. Состав гранатов из пегматоидных (1) и мелкозернистых (2) ийолитов массива Салланлатва. А - моримотоит ( $\text{Ca}_3(\text{Ti}, \text{Fe}^{2+})_2(\text{SiO}_4)_3$ ) + Mg-моримотоит ( $\text{Ca}_3(\text{Ti}, \text{Mg})_2(\text{SiO}_4)_3$ ), В – шорломит ( $\text{Ca}_3\text{Ti}_2(\text{Si}, \text{Fe}^{3+})_3\text{O}_{12}$ ) + хатчеонит ( $\text{Ca}_3\text{Ti}_2(\text{Si}, \text{Al})_3\text{O}_{12}$ ), С – андрадит ( $\text{Ca}_3\text{Fe}^{3+}_2(\text{SiO}_4)_3$ ).

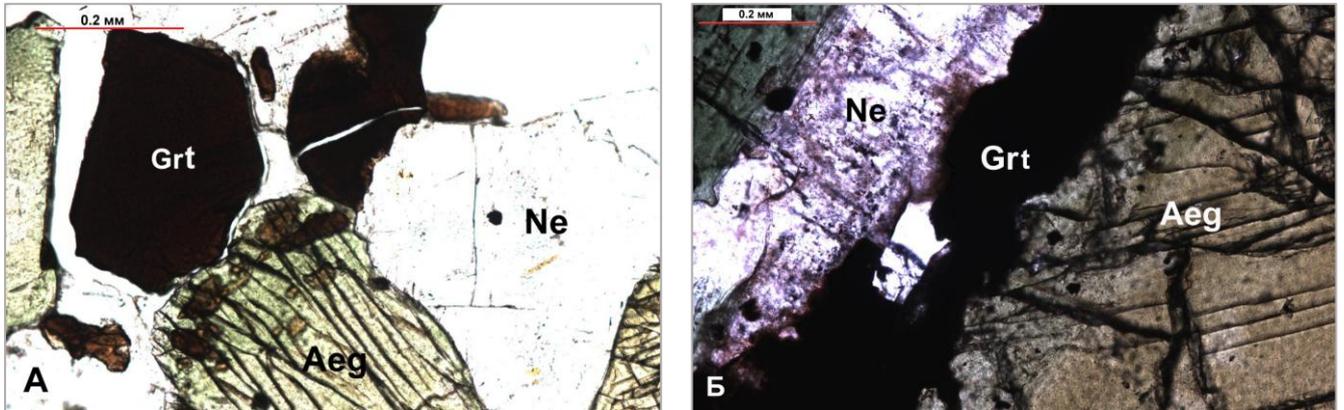


Рисунок 22. Фото шлифов (в проходящем свете) А - массивные мелкозернистые ийолиты (проба С-25/50), Б - пегматоидные ийолиты (проба С-32/130). Grt - гранат, Ne - нефелин, Aeg - эгирин.

Гранаты демонстрируют высокий уровень накопления REE (642 – 1139 мкг/г). Различия наблюдаются в поведении отдельных групп элементов. Гранаты из мелкозернистых ийолитов более обогащены LREE (Рисунок 23) и, прежде всего, Pr и Nd, а гранаты пегматоидных ийолитов - MREE (Рисунок 23). Следует также отметить, что гранаты из мелкозернистых ийолитов характеризуются большими вариациями содержаний U (3.53 – 16.8 мкг/г) по сравнению с гранатами из пегматоидных ийолитов (6.98 – 13.40 мкг/г). При этом наблюдается положительная корреляция содержаний U и REE в гранатах мелкозернистых и пегматоидных ийолитов в зонах, обогащённых Ti, и отрицательная корреляция U с Ca и Al.

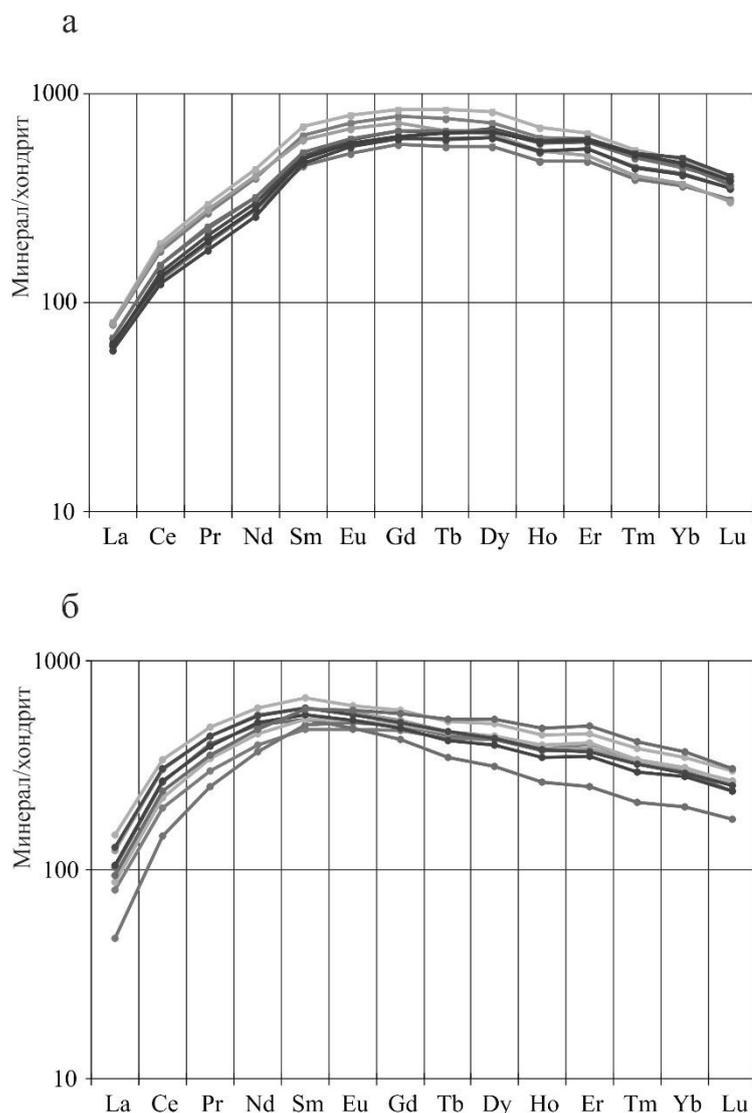


Рисунок 23. График распределения редкоземельных элементов в гранатах массива Салланлатва. Нормализовано по (Anders, Grevesse, 1989). Обозначения: а – гранат из мелкозернистого ийолита (проба С-25/50), б – гранат из пегматоидного ийолита (проба С-32/130).

Для геохронологических исследований использована микронавеска граната из мелкозернистого ийолита и две микронавески граната из пегматоидного ийолита. Гранат из мелкозернистого йолита характеризуется низким содержанием U – 5.78 мкг/г,  $(Pb_c/Pb_t) = 0.24$  (Таблица 2, № 11). Конкордантный возраст этого граната -  $375 \pm 2$  (СКВО = 0.01, вероятность – 92%) (Рисунок 24).

Содержание U в гранатах из пегматоидного ийолита составляет 8.5 – 6.7 мкг/г, а доля  $Pb_c$  ( $Pb_c/Pb_t$ ) – 0.66 – 0.18 (Таблица 2, № 9, 10). Для одной из микронавесок граната получена конкордантная оценка возраста  $378 \pm 3$  млн лет (СКВО = 0.08; вероятность - 78%). Среднее значение возраста, рассчитанное по отношению ( $^{206}Pb/^{238}U$ ) для двух микронавесок граната

составляет  $378 \pm 1$  млн лет, которое совпадает с оценкой возраста граната из мелкозернистого ийолита.

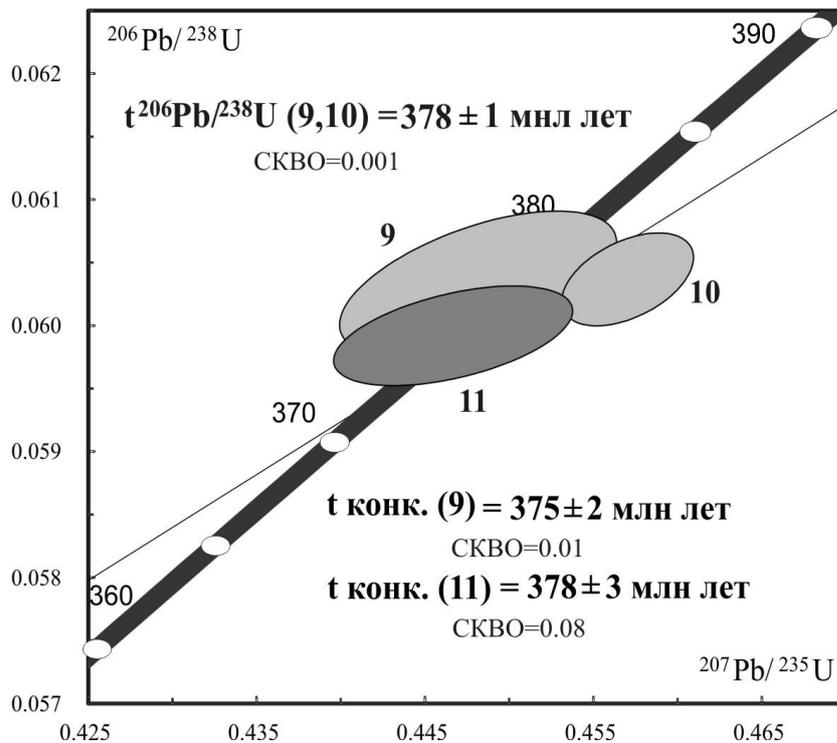


Рисунок 24. Диаграмма с конкордией для гранатов из мелкозернистых и пегматоидных ийолитов массива Саланлатва. Номера точек соответствуют порядковым номерам в Таблице 2.

Таблица 2. Результаты U-Pb геохронологических исследований гранатов из щёлочно-ультраосновных массивов Кольской щелочной провинции.

Название массива	Номер п/п	Навеска, мг	Pb, мкг/г	U, мкг/г	Pbc/Pbt	Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн. лет		
						$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
Африканда	1	1.50	1.42	16.5	0.13	258	0.0540±2	0.3455±2	0.4517±21	0.0607±1	0.49	380±1	379±2	371±9
	2	1.30	0.98	14.1	0.01	616	0.0542±1	0.2792±2	0.4483±19	0.0600±1	0.58	376±1	376±2	379±8
Ковдор	3	1.37	1.35	12.41	0.07	284	0.0542±2	0.8838±1	0.4490±19	0.0600±1	0.58	376±2	376±1	381±8
	4	1.89	2.16	20.91	0.07	433	0.0542±2	0.7855±1	0.4503±22	0.0602±2	0.75	377±2	377±1	381±7
Вуориярви	5	0.98	0.97	8.02	0.49	69.36	0.0540±4	0.1338±1	0.4442±39	0.0597±2	0.44	373±1	373±1	373±18
	6	1.29	0.54	4.82	0.46	73.45	0.0547±5	0.1251±1	0.4498±46	0.0596±2	0.46	377±1	373±1	403±21
Салмагорский массив	7	1.24	0.91	8.78	0.33	89.64	0.0541±5	0.2820±1	0.4504±48	0.0603±2	0.47	378±1	378±1	377±21
	8	1.20	0.69	6.52	0.35	85.05	0.0539±6	0.2813±1	0.4461±52	0.0601±2	0.46	375±1	376±1	366±23
Салланлатва (пр. 32/130, м/з ийолит)	9	1.15	1.07	8.5	0.07	113.17	0.0539±7	1.1367±1	0.4482±69	0.0603±3	0.56	376±2	378±1	366±29
	10	2.58	1.2	6.67	0.18	116.74	0.0549±4	1.7746±1	0.4570±34	0.0604±2	0.47	382±1	378±1	408±15
Салланлатва (пр. 25/50, пегматоидный ийолит)	11	1.18	0.81	5.78	0.24	84.89	0.0541±6	1.0189±1	0.4467±58	0.0599±3	0.49	375±1	375±1	374±26

Примечания: <sup>a</sup> изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный Pb; Rho - коэффициент корреляции ошибок  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  -  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ; Pbc - обычный Pb; Pbt - общий Pb. Величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащим цифрам после запятой.

Таблица 3. Геохронологические данные для пород щёлочно-ультраосновных массивов Кольской провинции по данным (Баянова и др., 2002).

Массив	Порода	Минерал	Метод	Возраст (млн лет)	Автор
Вуориярви	Карбонатит	Бадделеит	U-Pb	377±4	Bayanova et al, 2001
	Турьяит	Перовскит	U-Pb (LA-ICP-MS)	368±3	Арзамасцев, Фу-Ян Ву, 2014
	Пироксенит нефелиновый	Перовскит	U-Pb (LA-ICP-MS)	372±4	Арзамасцев, Фу-Ян Ву, 2014
	Ийолит	Перовскит	U-Pb (LA-ICP-MS)	361±3	Арзамасцев, Фу-Ян Ву, 2014
Ковдор	Карбонатит кальцитовый и доломитовый	Циркон	Pb-Th	377.6±0.7	Amelin, Zaitsev, 1997
	Карбонатит	Циркон	Th-Pb	377.6±1.1	Amelin, Zaitsev, 2002
	Карбонатит, фоскорит	Бадделеит	U-Pb	378.5±0.2	Amelin, Zaitsev, 2002
	Карбонатит	Бадделеит	U-Pb	380±3	Баянова и др., 1997
	Пироксенит	Цирконолит	U-Pb (LA-ICP-MS)	380±5	Wu et al., 2010c
	Пироксенит	Перовскит	U-Pb (LA-ICP-MS)	382±3	Арзамасцев, Фу-Ян Ву, 2014
Африканда	Пироксенит	Перовскит	U-Pb (LA-ICP-MS)	379±5	Арзамасцев, Фу-Ян Ву, 2014
	Мельтейгит	Перовскит	U-Pb (LA-ICP-MS)	376±5	Арзамасцев, Фу-Ян Ву, 2014
	Пироксенит	Перовскит	U-Pb (LA-ICP-MS)	374±10	Reguir et al., 2010

Возрастные границы главного этапа формирования Кольской щелочной провинции были выделены на основании большого количества геохронологических данных, полученных разными методами, и по существующим оценкам составляют 380 – 360 млн лет (Kramm et. al, 1994). Однако для получения данных использовалось ограниченное число минералов-геохронометров ввиду их плохой сохранности или, для некоторых пород, полного отсутствия.

Также необходимо добавить, что ранее полученные данные в большинстве случаев относятся к раннему или к заключительным этапам формирования щелочно-ультраосновных интрузий Кольской провинции. При этом породы фойдолитовой серии оставались не изученными в геохронологическом плане.

Получены оценки U-Pb возраста гранатов из кальцит-амфибол-пироксеновых пегматоидов массива Африканда, апооливинитов массива Ковдор, пироксенитов массива Вуориярви, крупнозернистых ийолитов Салмагорского массива, мелкозернистых ийолитов и пегматоидных ийолитов массива Салланлатва. Результаты для всех массивов согласуются между собой и находятся в интервале 373 - 377 млн лет (Таблица 2). Что свидетельствует о менее продолжительном интервале проявления главного этапа щелочно-ультраосновного магматизма в пределах Кольской щелочной провинции, чем это предполагалось ранее.

### **3.2 Маймеча-Котуйская щелочная провинция**

Маймеча-Котуйская провинция щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов расположена в северо-восточной части Сибирской платформы. Площадь провинции 74300 км<sup>2</sup>, она занимает западную часть Анабарского щита от Среднесибирского плоскогорья до верховьев р. Котуй. Восточной границей служит Койтукай-Монхоолинский глубинный разлом, а западной – восточный борт Тунгусского бассейна. Маймеча-Котуйская провинция включает 32 щелочно-ультраосновных массива, большое количество различных по составу даек и силлы, карбонатитовые тела и кимберлиты.

Проявление щелочного магматизма в этом регионе связывают с деятельностью Сибирского Суперплюма (Когарко, 2011), инициировавшего также возникновение крупнейшей магматической провинции мира – Сибирских платобазальтов. Для всех щелочно-ультраосновных массивов отмечается многофазность и концентрическая зональность строения. Наиболее дифференцированным является массив-гигант – Гулинский. На его примере хорошо прослеживается последовательность внедрения пород, характерных для всех массивов Маймеча-Котуйской щелочной провинции: дуниты, пироксениты (рудные и оливиновые разновидности), мелилитовые породы, щелочные (якупирангиты, мельтейгиты), ийолиты, различные по составу сиениты. Заключительному этапу формирования фоскоритовых и карбонатитовых пород предшествует процесс образования зон карбонатной переработки (или автореакционных скарнов) (Эпштейн, 1994). В других щелочно-ультраосновных массивах представлено значительно меньшее разнообразие.

Вопрос о синхронности формирования Маймеча-Котуйской провинции и Сибирских платобазальтов всесторонне изучается многочисленными исследователями (Dalrymple et al., 1995; Kamo et al., 2003, 1996; Basu et al., 1992; Arndt et al., 1998; Lightfoot et al., 1993; Walker et al., 1993; Wooden et al., 1993; Когарко и др., 2011). Однако практически полное отсутствие традиционных минералов-геохронометров затрудняет получение «прямых» оценок возраста Маймеча-Котуйской провинции. Исключение представляет данные U-Pb возраста бадделеита из карбонатитов Гулинского массива ( $250.2 \pm 0.3$  млн лет) (Kamo et al., 2003). Однако внедрение карбонатитовых пород завершает формирование щелочно-ультраосновных массивов. Поэтому получение оценок возраста ранних фаз щелочно-ультраосновных интрузий является важной задачей для определения длительности процесса формирования провинции.

Кальциевые гранаты являются распространёнными акцессорными минералами карбонатизированных мелилитовых пород, мельтейгитов и ийолитов. Также они характерны для контактовых зон пород, где был проявлен контактово-реакционный метасоматоз и широко распространен в пегматоидных обособлениях (Gritsenko, 2018).

### *3.2.1 Гулинский массив*

Гулинский массив расположен на границе Сибирской платформы и Хатангского прогиба, между реками Котуй и Маймеча. Площадь массива составляет порядка 1500 км<sup>2</sup>. С севера массив перекрывают мезо-кайнозойские отложения Хатангского прогиба, в южной части вмещающими породами служат вулканы раннетриасового возраста. Структурный контроль осуществляется субмеридиональной Таймыро-Байкальской и субширотной Енисейско-Котуйской палеорифтогенными структурами (Соболев и др., 2009).

Основную часть массива составляет мощный пояс пород первой фазы, сложенный дунитами и пироксенитами. Внедрению дифференцированной щелочно-ультраосновной магмы на следующем этапе предшествовало формирование мощной системы трещин. По ним в несколько стадий последовательно внедрялись мельтейгиты, меланефелиниты и якупирангит-мельтейгиты. Далее происходило формирование линзовидных и жильных тел ийолитов, ийолит-пегматитов и эгириновых сиенитов. Завершают становление массива жильные фоскоритовые и карбонатитовые породы, локализованные в центральной части (Рисунок 25).

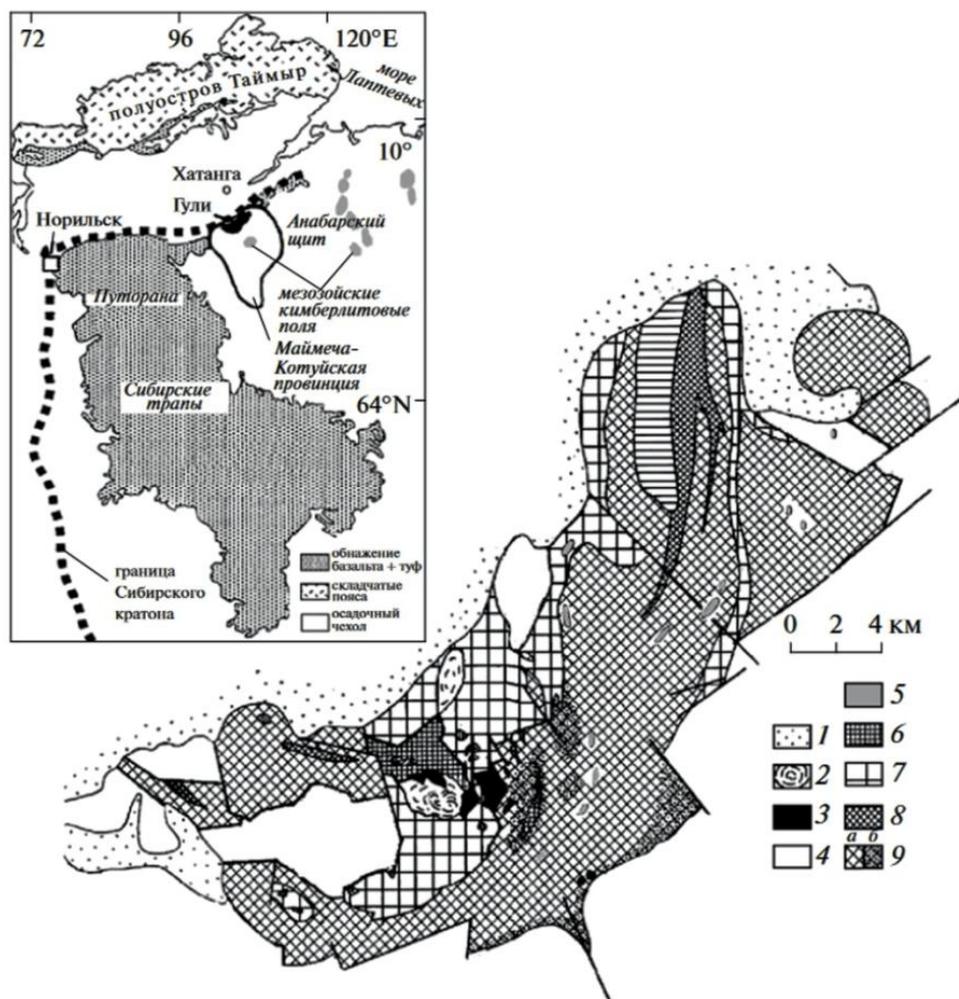


Рисунок 25. Упрощённая схема строения Гулинского массива по данным (Когарко, 2011). 1 - мезозойские отложения; 2 - карбонатный комплекс; 3 - мелелит-содержащие породы; 4 - меймечиты; 5 - сиениты, кварцевые сиениты, шонкиниты, гранитовые дайки; 6 - ийолиты, мельтейгиты, якупирангиты; 7 - меланефелиниты, нефелиновые пикриты, биотит-пироксеновые пикриты; 8 - косьвиты; 9 - дуниты (а), изменённые дуниты (б).

Гранат в ассоциации с пироксеном, флогопитом и кальцитом слагает контактово-реакционные зоны в мелелит-содержащих породах (Рисунок 26). Размер зёрен варьирует от нескольких миллиметров до 3-4 см в поперечнике. Крупные фрагменты граната насыщенно чёрного цвета с сильным смолянистым блеском. На тонких сколах появляется тёмно-коричневый оттенок. При большом увеличении видны газово-жидкие и карбонатные включения.

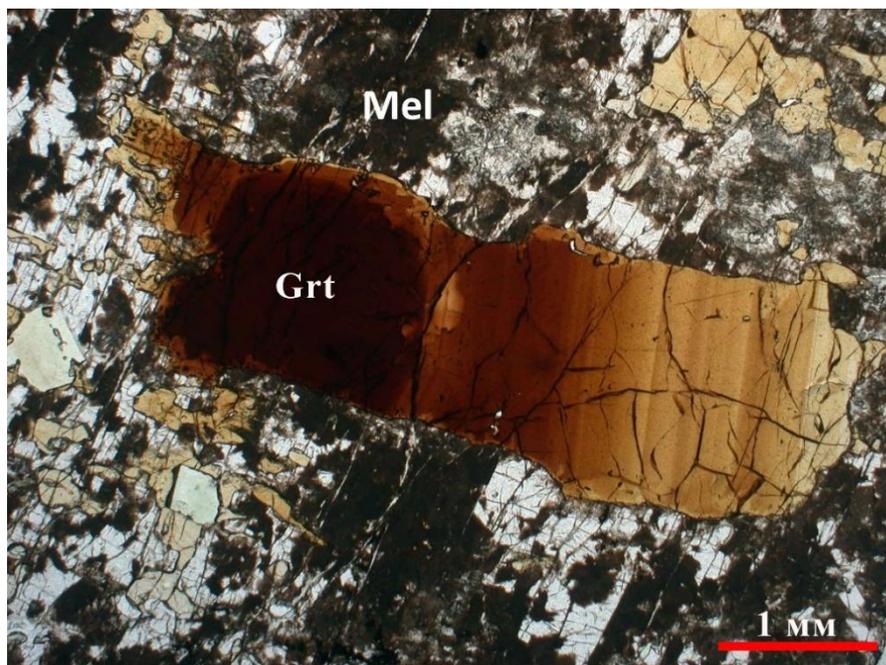


Рисунок 26 Фото шлифа (в проходящем свете) метасоматизированной мелилит-содержащей породы. Гранат (Grt) замещает мелилит (Mel).

Состав граната соответствует изоморфному ряду андрадит-хатчеонит-моримотоит (Рисунок 27) с преобладающим количеством андрадитового компонента (65 - 80%). В подчинённом количестве в составе присутствуют голдманит (до 1.64%) и гроссуляр (до 8.51%). Гранаты Гулинского массива характеризуются высоким содержанием REE (225 - 483 мкг/г). Для них характерно обогащение MREE ( $[La/Sm]_N = 0.34 - 0.49$ ) и резкое обеднение HREE ( $[Gd/Yb]_N = 10.96 - 14.21$ ) (Рисунок 28). Содержание U в пределах зёрен изменяется от 6 до 12 мкг/г, Th от 2 до 10 мкг/г. Зоны, обогащённые титаном, характеризуются высоким содержанием U и Th. В целом, Th/U отношение меняется в пределах 0.35 - 1.09. Наблюдается положительная корреляция между содержаниями U, REE и Ti. Отрицательную корреляцию с этой группой элементов демонстрирует Al.

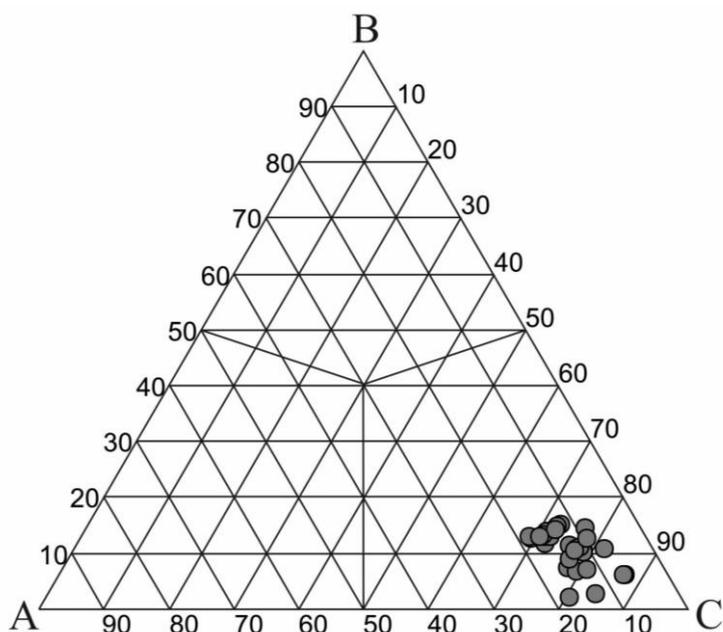


Рисунок 27. Состав граната из контактово-реакционных зон мелилит-содержащих пород Гулинского массива. А - моримотоит ( $\text{Ca}_3(\text{Ti}, \text{Fe}^{2+})_2(\text{SiO}_4)_3$ ) + Mg-моримотоит ( $\text{Ca}_3(\text{Ti}, \text{Mg})_2(\text{SiO}_4)_3$ ), В – шорломит ( $\text{Ca}_3\text{Ti}_2(\text{Si}, \text{Fe}^{3+})_3\text{O}_{12}$ ) + хатчеонит ( $\text{Ca}_3\text{Ti}_2(\text{Si}, \text{Al})_3\text{O}_{12}$ ), С – андрадит ( $\text{Ca}_3\text{Fe}^{3+}_2(\text{SiO}_4)_3$ ).

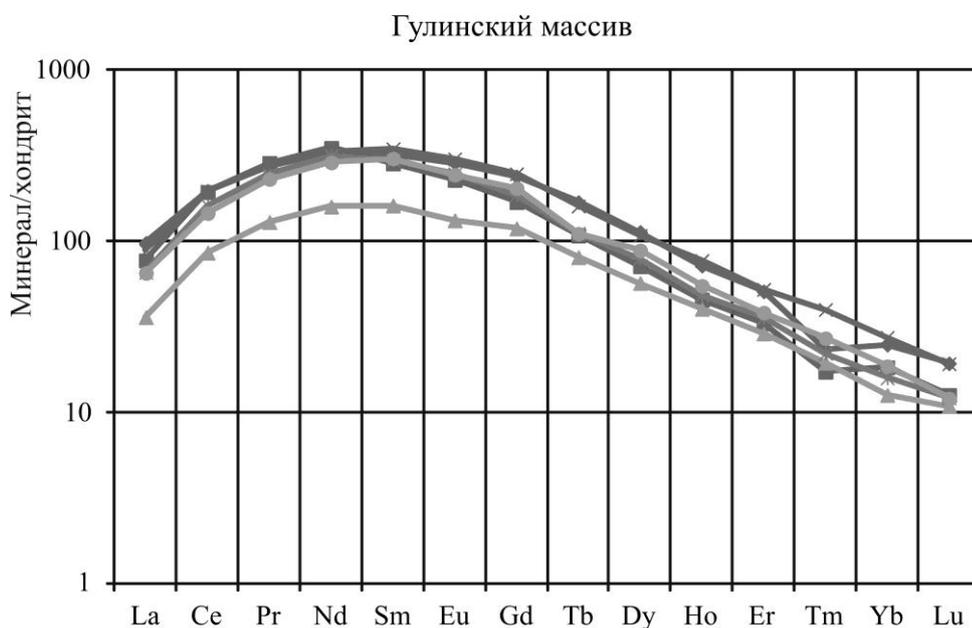


Рисунок 28. График распределения редкоземельных элементов в гранате из контактово-реакционных зон мелилит-содержащих пород Гулинского массива. Нормализовано по (Anders, Grevesse, 1989).

U-Pb изотопные исследования проведены для двух микронавесок граната из Гулинского массива (Таблица 4, № 1, 2). Содержание U достигает 7 мкг/г, отношение  $\text{Pb}_0/\text{Pb}_t$  не превышает 0.32. Гранат характеризуется незначительной возрастной дискордантностью (Рисунок 33).

Возраст рассчитан по отношению  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  и составляет  $247\pm 6$  млн лет (СКВО = 1.3). Полученные данные в пределах погрешности согласуются с возрастом бадделеита из карбонатитов Гулинского массива -  $250\pm 0.3$  млн лет (Kamo et al., 2003).

### 3.2.2 Массив Одихинча

Массив Одихинча является вторым по площади щелочно-ультраосновным массивом Маймеча-Котуйской провинции. Он расположен в 60 км от Гулинского массива на правом берегу р. Котуй. Вмещающие породы - доломиты среднекембрийского возраста.

Массив имеет концентрически-зональное строение и преимущественно сложен ийолитами. Они слагают центральную и частично периферийные части массива. По направлению от центра к краю ийолиты изменяются от крупно- до среднезернистых разновидностей. Пегматоидные разновидности ийолитов распространены по всей площади массива. В виде ксенолитов также встречаются оливинитовые и мелилитовые породы. Карбонатные породы встречаются в виде маломощных даек в восточной части интрузива (Рисунок 29).

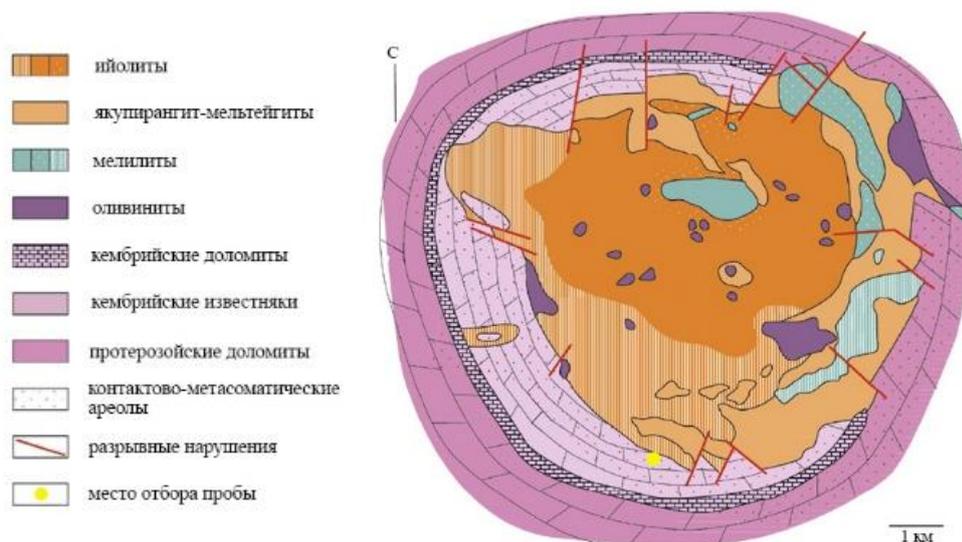


Рисунок 29. Схема геологического строения массива Одихинча по данным (Егоров, 1991; Gritsenko et al., 2018).

Для массива Одихинча гранат является одним из главных породообразующих минералов пегматоидных пород флогопит-пироксен-гранат-мелилитового и гранат-нефелинового состава (Рисунок 30). Кристаллы граната в пегматоидных обособлениях достигают 35 см в диаметре и

встречаются в сростаниях с диопсидом и нефелином. Для исследований был отобран образец граната из пегматоидной жилы. Состав граната соответствует изоморфному ряду андрадит-моримотоит-шорломит с преобладающим количеством андрадитового компонента (до 73%) (Рисунок 31). В подчинённом количестве в качестве постоянной примеси присутствуют кальдерит (до 0.95%) и голдманит (до 1.5%). Распределение группы REE в пределах зёрен равномерное, отмечается обогащение LREE и MREE и обеднение HREE ( $[La/Yb]_N = 5 - 30$ ) (Рисунок 32). Распределение Th и U достаточно однородно (Th = 27 - 43 мкг/г, U = 17 - 25 мкг/г), среднее значение Th/U составляет 1.65. Наблюдается положительная корреляция между Ti, U и группой REE.

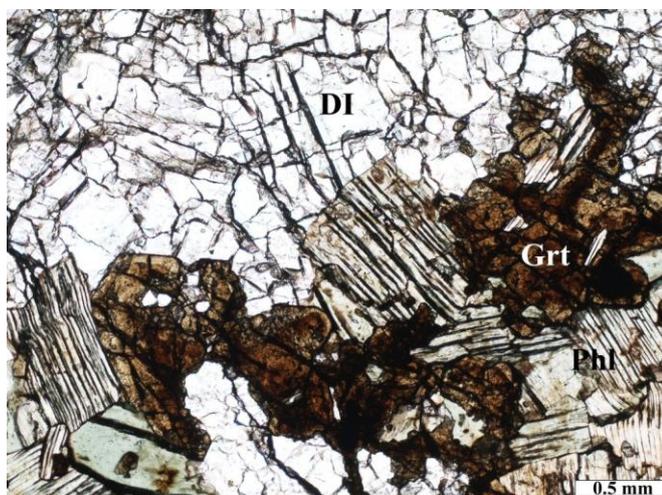


Рисунок 30. Фото шлифа (в проходящем свете) пегматоидной породы флогопит-пироксен-гранат-мелилитового состава из массива Одихинча. Grt - гранат, Di - диопсид, Phl - флогопит.

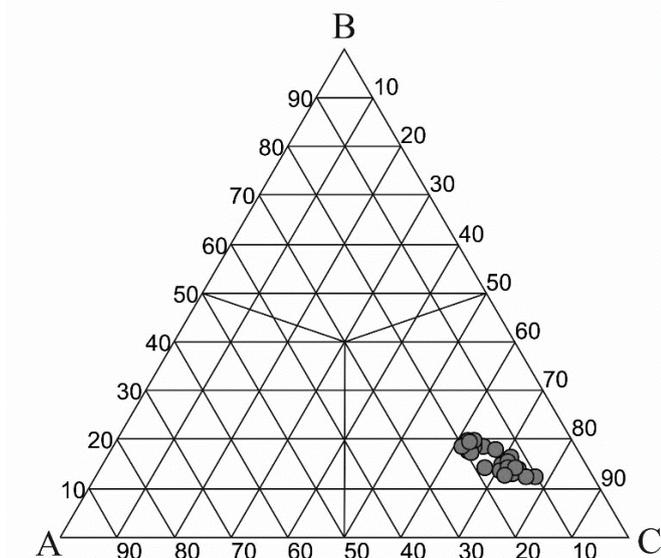


Рисунок 31. Состав граната из пегматоидной породы флогопит-пироксен-гранат-мелилитового состава массива Одихинча. А - моримотоит ( $Ca_3(Ti, Fe^{2+})_2(SiO_4)_3$ ) + Mg-моримотоит ( $Ca_3(Ti, Mg)_2(SiO_4)_3$ ), В – шорломит ( $Ca_3Ti_2(Si, Fe^{3+})_3O_{12}$ ) + хатчеонит ( $Ca_3Ti_2(Si, Al)_3O_{12}$ ), С – андрадит ( $Ca_3Fe^{3+}_2(SiO_4)_3$ ).

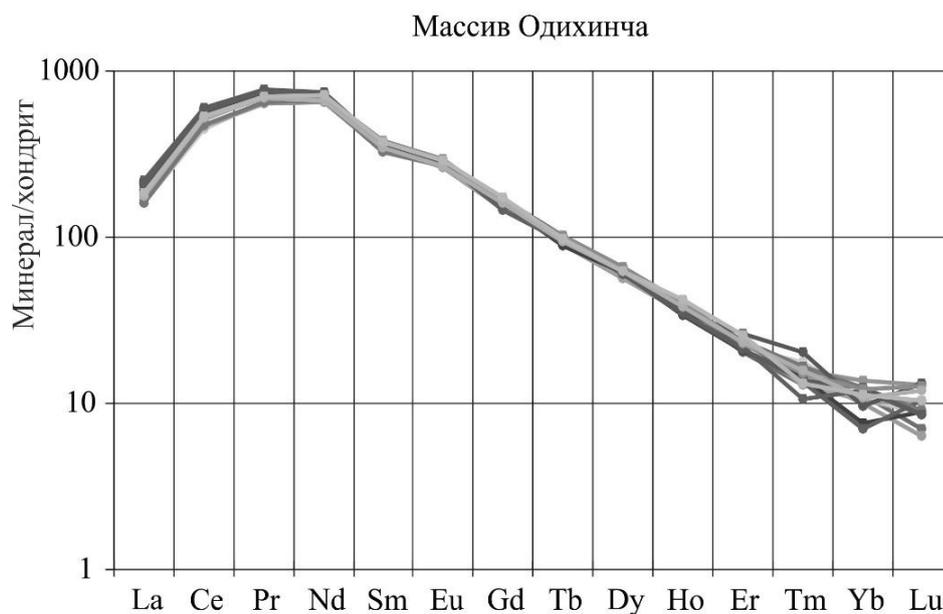


Рисунок 32. График распределения редкоземельных элементов в гранате из пегматоидной породы флогопит-пироксен-гранат-мелилитового состава массива Одихинча. Нормализовано по (Anders, Grevesse, 1989).

U-Pb исследования были проведены для двух навесок граната из массива Одихинча (Таблица 4, № 3, 4). Гранат характеризуется сравнительно высоким для гранатов содержанием U (13.64 и 16.02 мкг/г) и малой долей обыкновенного свинца ( $Pb_c/Pb_t$  0.08 и 0.14). Изученный гранат (№4, Таблица 4.) характеризуется конкордантным возрастом  $250 \pm 1$  млн лет (СКВО = 0.77) или незначительно дискордантен (№3, Таблица 4) (Рисунок 33). Среднее значение возраста, рассчитанного по отношению  $^{206}Pb/^{238}U$ , составляет  $250 \pm 6$  млн лет (СКВО = 1.3). Следует заметить, что абсолютное значение возраста для массива Одихинча получено впервые. Оценка возраста в пределах погрешности согласуется с U-Pb возрастом граната мелилит-содержащих пород Гулинского массива.

Результаты, полученные для гранатов из пород щелочной серии массива Одихинча и Гулинского массива, согласуются между собой в пределах погрешности и совпадают с U-Pb возрастом бадделеита Гулинского массива -  $250 \pm 0.3$  млн лет (Kamo et al., 2003). На основании результатов проведённых исследований можно полагать, что породы щелочной серии щёлочно-ультраосновных массивов Маймеча-Котуйской щелочной провинции образовались в интервале 247 - 250 млн лет.

Таблица 4. Результаты U-Pb геохронологических исследований гранатов из контактово-реакционных зон мелилит-содержащих пород Гулинского массива и пегматоидной породы флогопит-пироксен-гранат-меллитового состава массива Одихинча (Маймеча-Котуйской щелочная провинция).

Массив	Номер п/п	Навеска, мг	Pb, мкг/г	U, мкг/г	Pbc/Pbt	Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн. лет		
						$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
Гулинский	1	1.15	0.43	7.01	0.32	112.35	0.0518±3	0.2067±1	0.0390±1	0.2788±19	0.42	247±6	250±2	278±14
	2	2.80	0.23	3.99	0.26	140.42	0.0517±2	0.2397±1	0.0389±2	0.2397±19	0.73	246±1	249±2	271±11
Одихинча	3	1.05	1.03	16.05	0.14	221.60	0.0515±3	0.5781±1	0.0395±1	0.2794±16	0.45	249±1	250±2	261±14
	4	1.10	0.82	13.64	0.08	236.15	0.0514±3	0.5705±2	0.0395±1	0.2800±19	0.50	250±1	251±2	257±15

Примечания: <sup>a</sup> изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный Pb; Rho - коэффициент корреляции ошибок  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  -  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ; Pbc - обычный Pb; Pbt - общий Pb. Величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащим цифрам после запятой.

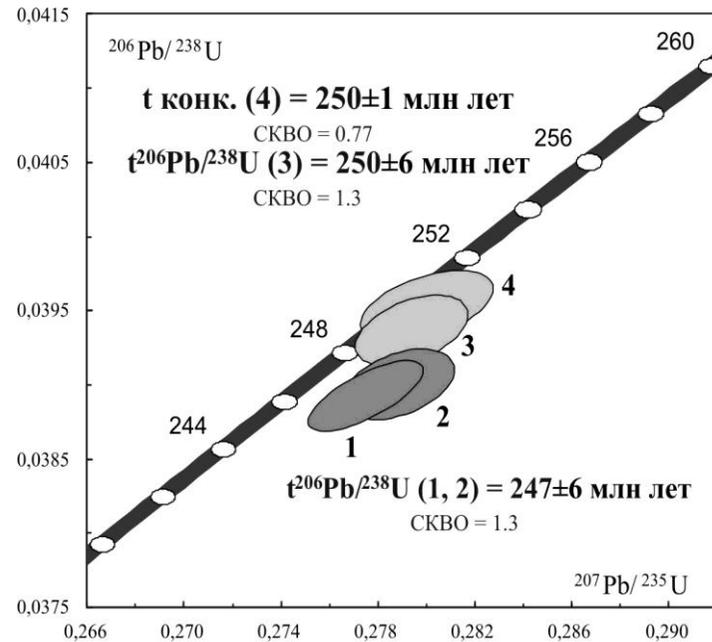


Рисунок 33. Диаграмма с конкордией для гранатов из контактово-реакционных зон мелилит-содержащих пород Гулинского массива и пегматоидной породы флогопит-пироксен-гранат-меллитового состава массива Одихинча (Маймеча-Котуйская щелочная провинция). Номера точек соответствуют порядковым номерам в Таблице 4.

### 3.3 Восточно-Саянская щелочная провинция

Вдоль юго-западной и южной границ Сибирского кратона, в области его сочленения со складчатыми сооружениями Восточного Саяна, расположена Восточно-Саянская зона редкометального щелочного магматизма. Её формирование связано с заложением рифейского Ийско-Урикского грабена на завершающем этапе обособления Сибирского кратона (Ярмолюк, 2005, 2011) и активным воздействием плюма (Ярмолюк, Кузьмин, 2012). Восточно-Саянская зона включает несколько крупных рудных районов: Тайшетский, Зиминский, Бельский и Жидойский. Наибольший интерес представляет Белозиминский (Нижне-Саянский) массив, вмещающий одно из крупнейших в России ниобиевых месторождений.

#### *3.3.1 Белозиминский массив*

Площадь Белозиминского (Нижне-Саянского) массива около 18 км<sup>2</sup>. Он вытянут в северо-западном направлении и прослежен на глубину до 800 м (Андреева и др., 2007). Массив локализован в зоне сочленения разломов северо-западного простирания. Вмещающими его породами - верхнепротерозойские песчаники и сланцы с пластообразными телами кварцитов и согласно залегающими дайками диабазов (Фролов, Белов, 1999).

Массив имеет концентрически-зональное строение. Центральная часть сложена различными типами карбонатитов - кальцитовыми, кальцит-доломитовыми и анкеритовыми. Серии ультраосновных и щелочных пород представлены щелочными пироксенит-якупирангитами, породами мельтейгит-ийолит-уртитового ряда, мелилитами, нефелиновыми и щелочными сиенитами, породами пикритовой группы (Андреева и др., 2007). Они образуют полукольцевую периферийную зону массива (Фролов, Белов, 1999) (Рисунок 34).

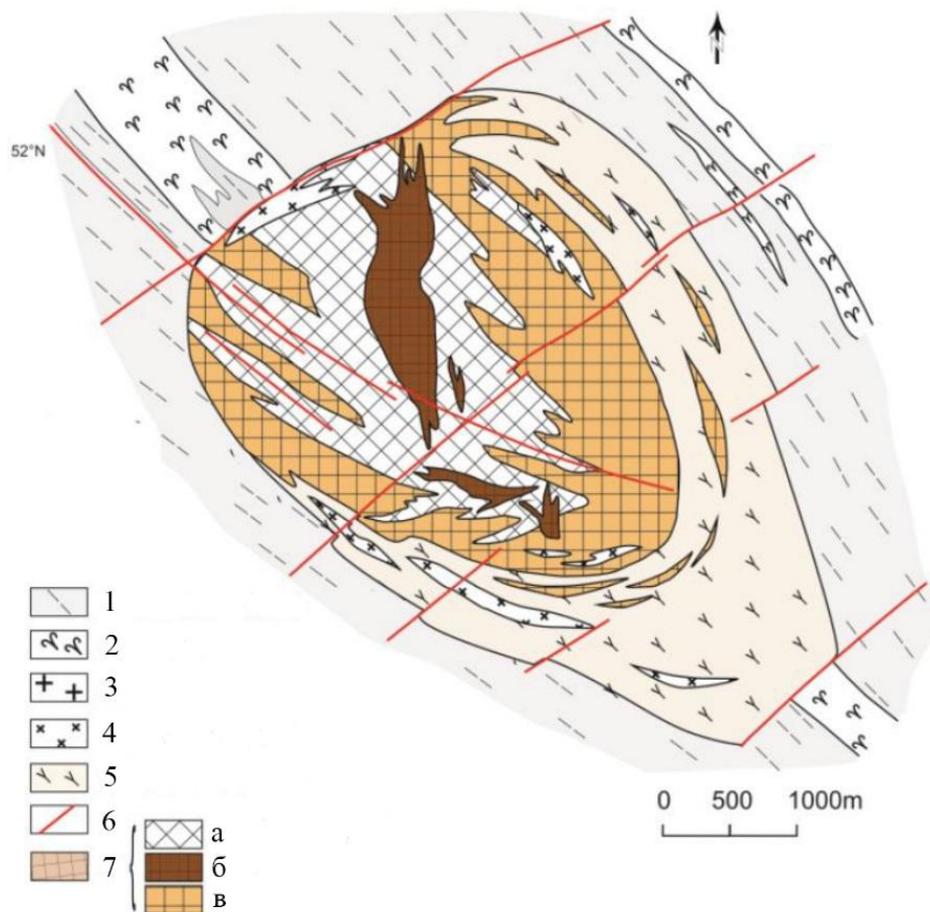


Рисунок 34. Схема геологического строения Белозиминского массива по данным (А.А. Фролова, 1975; Панкратьев и др., 2004). 1 – сланцы, песчаники; 2 – долериты; 3 – граниты; 4 – нефелиновые сиениты; 5 – мельтейгит-ийолиты; 6 – разломы; 7 – карбонаты: а) кальцит-доломитовые, б) анкеритовые, в) кальцитовые.

Гранат входит в число породообразующих минералов йиолитовв ассоциации с нефелином и диопсидом (содержатся практически в равных количествах: 30 - 35%). Содержание граната в бескарбонатных разновидностях ийолитов не превышает 15%, в карбонатсодержащих ийолитах до 20%. Он представлен крупными кристаллами (до 1.5 мм), которые иногда образуют срастания с перовскитом (Рисунок 35). Акцессорными минералами являются карбонаты, перовскит, апатит и титанит.

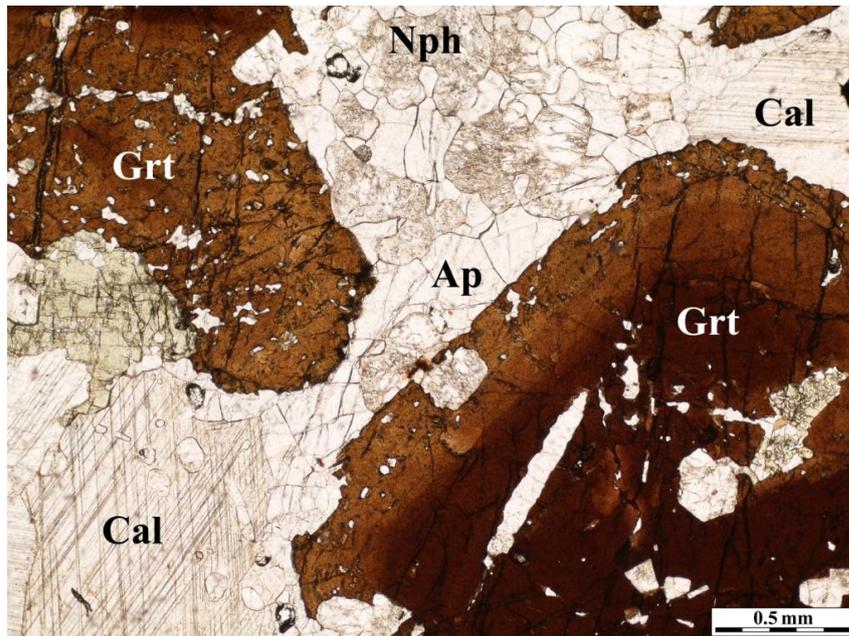


Рисунок 35. Фотография шлифа (в проходящем свете) карбонатсодержащих ийолитов Белозиминского массива. Grt - гранат, Ap - апатит, Cal - кальцит, Nph - нефелин.

Для проведения U-Pb геохронологических исследований был отобран образец граната из крупнозернистых карбонатсодержащих ийолитов. Гранат представлен кристаллами тёмно-коричневого цвета. В них присутствуют флюидные включения, ориентированные параллельно зонам роста и твердофазные включения, представленные реликтами пироксена и единичными зёрнами апатита. У некоторых зёрен граната отмечается присутствие реакционных кайм титанита. Химический состав гранатов из ийолитов соответствует изоморфному ряду андрадит (35-69%) - шорломит (7 - 29%) - моримотоит (15 - 28%) (Рисунок 36). Также в составе присутствуют кимцеитовый (до 1,5%), кальдеритовый (до 1,3%), гольдманитовый (до 1,65%) и гроссуляровый (до 10%) компоненты. Отмечается химическая зональность зёрен, выраженная в уменьшении содержания титана от центра к периферии. Гранаты обогащены REE, характерно уменьшение содержания от внутренних зон (в среднем содержание 1467 мкг/г) к краевым зонам (в среднем 995 мкг/г). График распределения REE пологий ( $[La/Sm]_N = 0.33 - 0.52$ ) и идентичен для всех зон кристаллов (Рисунок 37). Наблюдается незначительное обогащение MREE ( $[Sm/La]_N = 6.66 - 10.48$ ;  $[Sm/Yb]_N = 3.45 - 3.48$ ). Th/U также демонстрирует тренд к уменьшению отношения от центра к периферии зёрен (0.85 - 0.37).

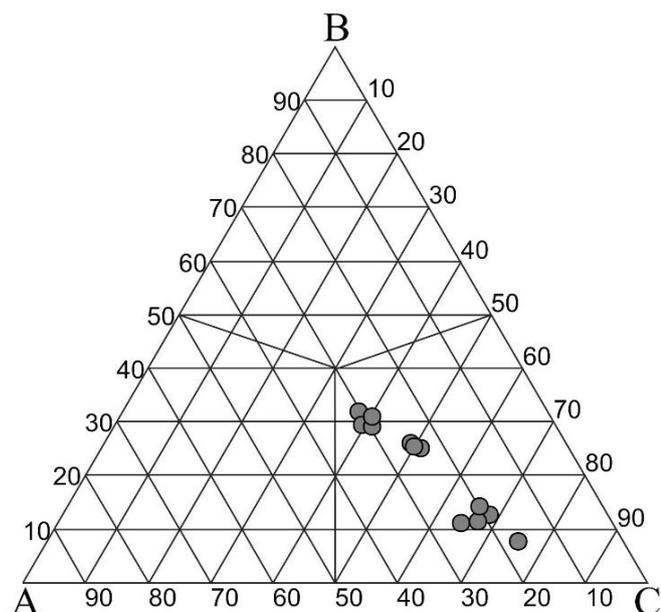


Рисунок 36. Состав граната из крупнозернистых карбонатсодержащих ийолитов Белозиминского массива. А - моримотит ( $\text{Ca}_3(\text{Ti}, \text{Fe}^{2+})_2(\text{SiO}_4)_3$ ) + Mg-моримотит ( $\text{Ca}_3(\text{Ti}, \text{Mg})_2(\text{SiO}_4)_3$ ), В – шорломит ( $\text{Ca}_3\text{Ti}_2(\text{Si}, \text{Fe}^{3+})_3\text{O}_{12}$ ) + хатчеонит ( $\text{Ca}_3\text{Ti}_2(\text{Si}, \text{Al})_3\text{O}_{12}$ ), С – андрадит ( $\text{Ca}_3\text{Fe}^{3+}_2(\text{SiO}_4)_3$ ).

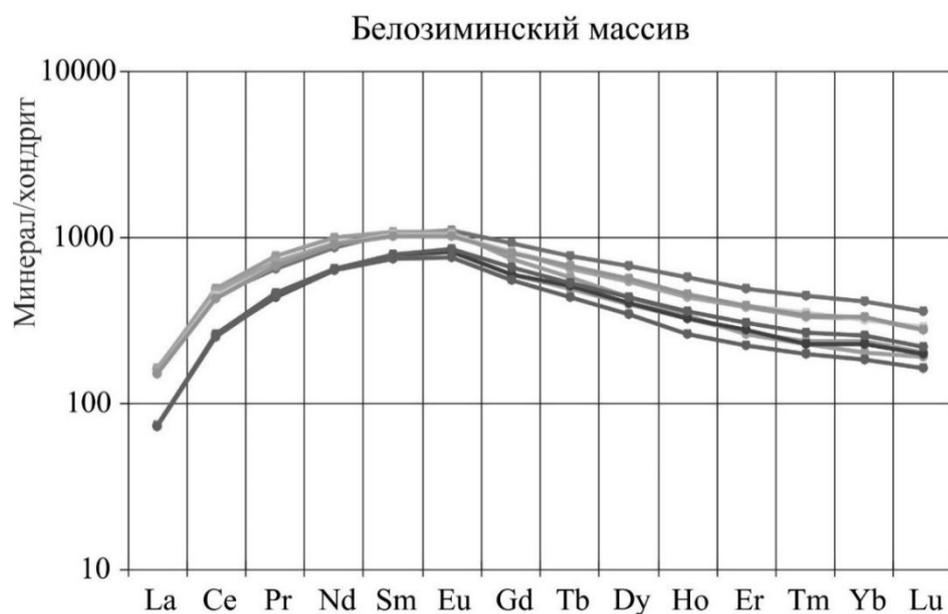


Рисунок 37. График распределения редкоземельных элементов в гранате из крупнозернистых карбонатсодержащих ийолитов Белозиминского массива. Нормализовано по (Anders, Grevesse, 1989).

Для геохронологических исследования было отобрано три навески визуально чистых и гомогенных зёрен граната. Ввиду наличия различных минеральных включений, которые могут исказить информацию о концентрации U и Pb в гранатах, для одной из проб был введён

дополнительный микрозондовый контроль. Проанализированные гранаты характеризуются высоким содержанием U (39 - 46 мкг/г) и низкой долей обыкновенного Pb ( $Pb_{bc}/Pb_t = 0.01-0.20$ ) (Таблица 5). Точки изотопного состава характеризуются незначительной дискордантностью (1.4 - 4%), верхнее пересечение дискордии с конкордией составляет  $639 \pm 11$  млн лет, а нижнее пересечения соответствует  $-325 \pm 1000$  млн лет, СКВО=0.22 (Рисунок 38). Среднее значение возраста ( $^{207}Pb/^{206}Pb$ ), рассчитанное для трёх навесок граната составляет  $645 \pm 6$  млн лет (СКВО = 0.41). Полученная оценка возраста  $645 \pm 6$  млн лет согласуется с имеющимся U-Pb возрастом циркона из нефелиновых сиенитов -  $643 \pm 4.0$  млн лет (Ярмлюк и др., 2005) и Ar-Ar возрастом флогопита -  $645 \pm 6$  млн лет из анкеритовых карбонатитов (Doroshkevich et al., 2016).

Таблица 5. Результаты изотопных U-Pb исследований граната из крупнозернистых карбонатсодержащих ийолитов Белозиминского массива

Номер п/п	Навеска, мг	Pb, мкг/г	U, мкг/г	Pbc/Pbt	Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн. лет		
					$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
1	0.38	4.33	38.9	0.01	303	0.0613±3	0.1840±2	0.8530±58	0.1010±4	0.57	626±4	620±2	648±12
2	0.36	5.75	38.8	0.10	279	0.0611±2	0.3988±1	0.8567±40	0.1017±2	0.58	628±3	624±1	643±8
3	0.31	7.55	46.4	0.20	145	0.0611±2	0.2505±2	0.8689±30	0.1032±2	0.53	635±2	633±1	642±5

Примечания: <sup>a</sup> изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный Pb; Rho - коэффициент корреляции ошибок  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  -  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ . Величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащим цифрам. Pbc - обычный Pb, Pbt - общий Pb.

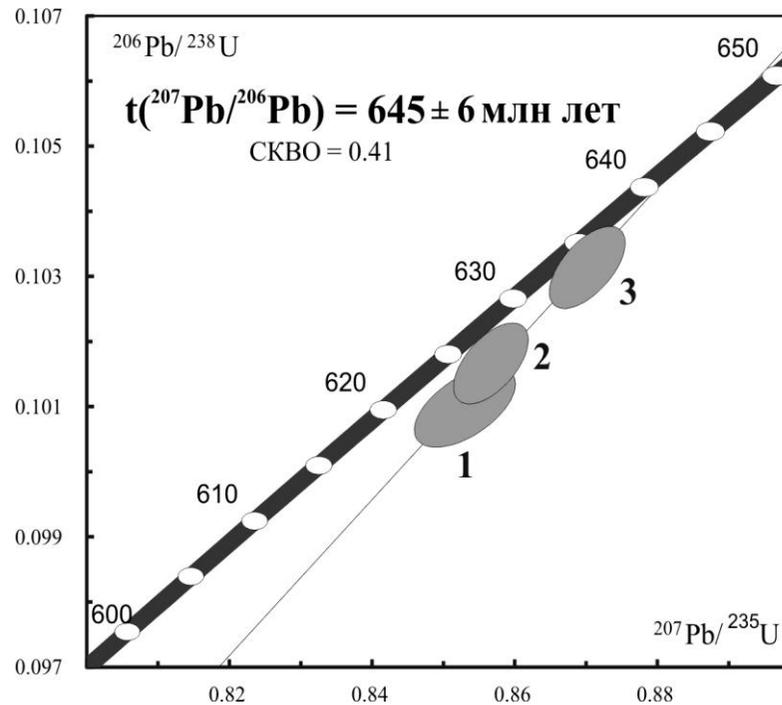


Рисунок 38. Диаграмма с конкордией для граната из крупнозернистых карбонатсодержащих ийолитов Белозиминского массива. Номера точек соответствуют порядковым номерам в Таблице 5.

### 3.4 Западно-Алданская щелочная провинция (Мурунский массив)

В пределах Алданского щита выделяется несколько провинций щелочных пород, связанных с мезозойским и позднепалеозойским этапами магматической активизации (Дворник, 2015). Одна из них - Западно-Алданская провинция калиево-щелочных пород с лампроитами и карбонатитами. В её состав входят Мурунский и Южно-Сакунский массивы.

Мурунский массив щелочных пород и карбонатитов расположен в северо-западной части Алданского щита, на границе Якутии и Иркутской области, в междуречье рр. Чара и Токко. Он является самым крупным (150 км<sup>2</sup>) интрузивным образованием Западно-Алданской щелочной провинции и представляет собой многофазную концентрически-зональную интрузию (Владыкин, 2009) (Рисунок 39).

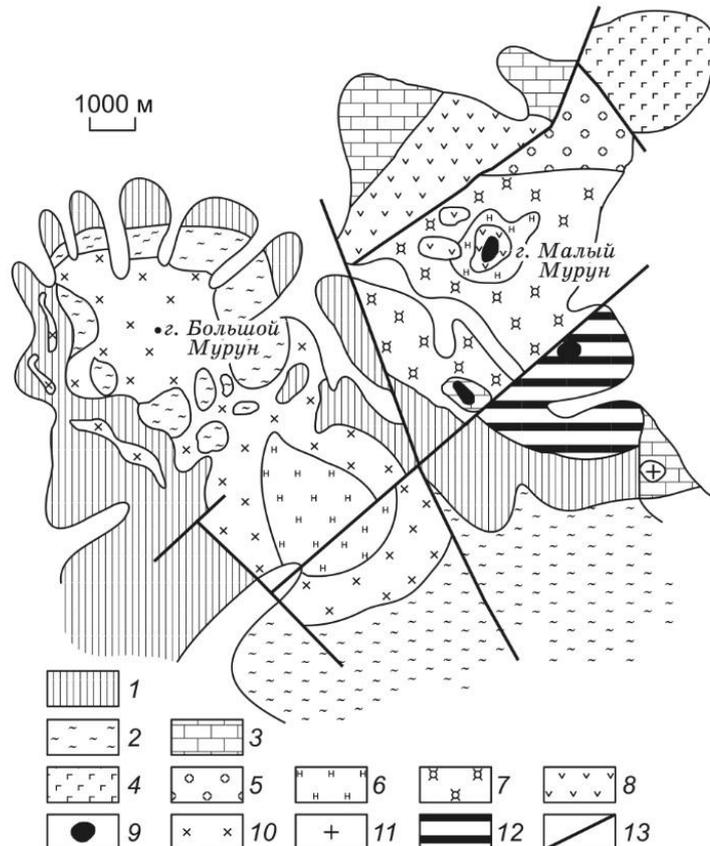


Рисунок 39. Схема геологического строения Мурунского комплекса (Владыкин, 2016). Обозначения: 1 – архейские гранитогнейсы; 2- протерозойские кварцевые песчаники; 3 – доломиты; 4-12 – породы массива: 4 – расслоенный комплекс Vt-пироксенитов; 5 – псевдолейцитовые сиениты; 6 – нефелиновые сиениты; 7 – щелочные сиениты; 8 – эффузивный комплекс лейцитовых фонолитов, лейцитовых лампроитов; 9 – эгириниты; 10 – щелочные и кварцевые сиениты; 11 – щелочные граниты; 12 – породы чароитового комплекса; 13 – разломы.

Характерной чертой строения массива является наличие широко ряда дифференциатов от К-щелочно-ультраосновных пород до щелочных гранитов с уникальными силикатно-карбонатными породами. В настоящее время выделяют четыре фазы образования (Владыкин, 2000): 1) ранняя фаза (калиевые ультраосновные щелочные породы); 2) главная фаза (расслоенные серии сиенитов, щелочные граниты и сиенит-пегматиты); 3) вулканическая фаза (лейцитовые фонолиты, лейцититы, лейцитовые лампроиты, лейцитовые тингуаиты, эвдиалитовые луювриты); 4) поздняя фаза (калиевые силикатно-карбонатные породы и чароит-карбонатитовой серии). Мурунский массив широко известен благодаря уникальным минералогическим находкам, многие из которых в мире больше не встречаются (чароит, мурунскит, владыкинит и др.).

Гранаты входят в число породообразующих минералов пород ранней и главной фаз и встречаются в виде редких акцессорных минералов в вулканических породах комплекса. Для геохронологических исследований использовались гранаты из пород ранней магматической фазы Маломурунского массива: кальсилитовых ийолитов (обр. Ча-229) и пироксен-микроклиновых пегматитов с кальсилитом (обр. Ча-163).

В кальсилитовых ийолитах (обр. Ча-229) гранат наряду с пироксеном, биотитом и кальсилитом входит в число породообразующих минералов. Акцессорные минералы представлены титанитом, апатитом и магнетитом. Для проведения исследований была использована монофракция граната с размерностью < 2 мм. Окраска зёрен равномерная – в крупных фрагментах насыщенно чёрного цвета с характерным смолянистым блеском, на тонких сколах появляется коричневый оттенок. Состав граната соответствует ряду андрадит (48.38 – 73.45%) – моримотоит (11.92 – 27.10%) – шорломит (9.56 – 22.46%) (Рисунок 40). Отмечается присутствие в составе Zr (кимцеитовый компонент до 3.5%) и V (голдманитовый компонент до 1.65%). Изучение граната в проходящем и отражённом свете показало наличие редких минеральных включений сульфидов (пирит, халькопирит; не более 20 мкм) и апатита; также в незначительном количестве присутствуют карбонатные включения. Гранат из ийолитов характеризуется сравнительно невысоким уровнем содержания REE (437 – 580 мкг/г). Наблюдается резкое обеднение LREE ( $[La/Sm]_N = 0.07 - 0.09$ ), обогащение MREE и HREE ( $[Gd/Yb]_N = 1.44 - 1.60$ ) (Рисунок 41). Содержания U и Th высокое (46 - 76 мкг/г и 69-102 мкг/г соответственно), распределение этих элементов в пределах зёрен достаточно равномерное ( $Th/U = 0.96 - 1.36$ ). Наблюдается положительная корреляция между Th и REE, в меньшей степени между U и Ti. Отрицательную корреляцию демонстрируют Ti с Th и REE.

Пироксен-микроклиновые пегматиты (обр. Ча-163) сложены микроклином, пироксеном, гранатом, биотитом и кальсилитом. Акцессорные минералы представлены титанитом, апатитом и вадситом. Гранат встречается в виде округлых зёрен (до 2-3 мм в диаметре). Окраска

изменяется от чёрной в крупных фрагментах до тёмно-коричневой на тонких сколах. В проходящем и отражённом свете обнаружены мелкие (<20 мкм) включения сульфидов, часто расположенные по зонам роста. Состав граната соответствует изоморфному ряду андрадит (58.07 – 81.83%) – моримотоит (4.43 – 29.12%) – шорломит (3.99 – 11.99%) и характеризуется большим содержанием андрадитового компонента в сравнении с гранатом из ийолитов (Рисунок 40). Гранат из пегматитов характеризуется меньшим содержанием примесных элементов (присутствует кальдеритовый минал, содержание до 1.08%). Гранаты из пироксен-микроклиновых пегматитов характеризуются более высоким содержанием REE (782 – 1447 мкг/г), чем гранаты из ийолитов. График распределения пологий (Рисунок 41). Наблюдается незначительное обеднение LREE ( $[La/Sm]_N = 0.11 - 0.14$ ) и более резкое преобладание MREE ( $[Gd/Yb]_N = 2.04 - 3.81$ ) в сравнении с гранатом из ийолитов. Содержание U составляет 21 - 36 мкг/г, тогда как Th демонстрирует более высокий уровень накопления (81 - 122 мкг/г). Зональности в распределении этих элементов не наблюдается, Th/U отношение меняется в незначительных пределах (3.05 – 3.81). Наблюдается положительная корреляция в содержаниях U, REE, Th и Ti.

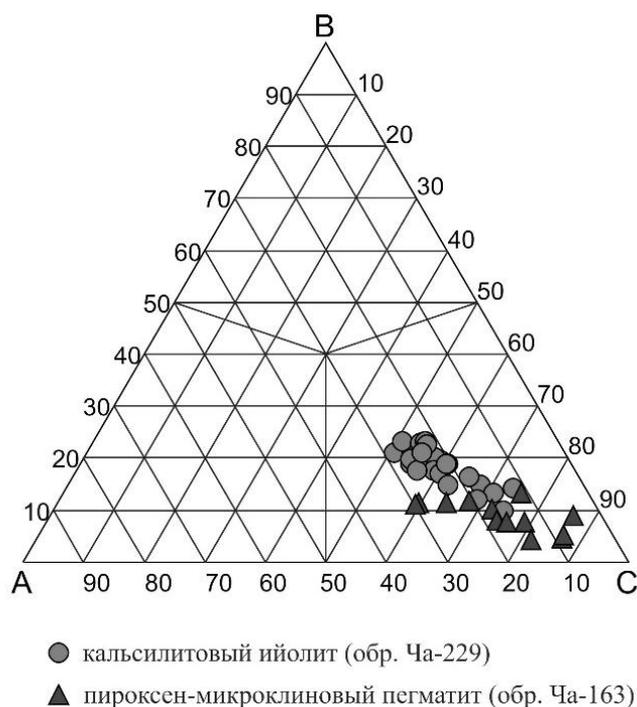


Рисунок 40. Состав гранатов из щелочных пород Мурунского массива. A - моримотоит ( $Ca_3(Ti, Fe^{2+})_2(SiO_4)_3$ ) + Mg-моримотоит ( $Ca_3(Ti, Mg)_2(SiO_4)_3$ ), B - шорломит ( $Ca_3Ti_2(Si, Fe^{3+})_3O_{12}$ ) + хатчеонит ( $Ca_3Ti_2(Si, Al)_3O_{12}$ ), C - андрадит ( $Ca_3Fe^{3+}_2(SiO_4)_3$ ).

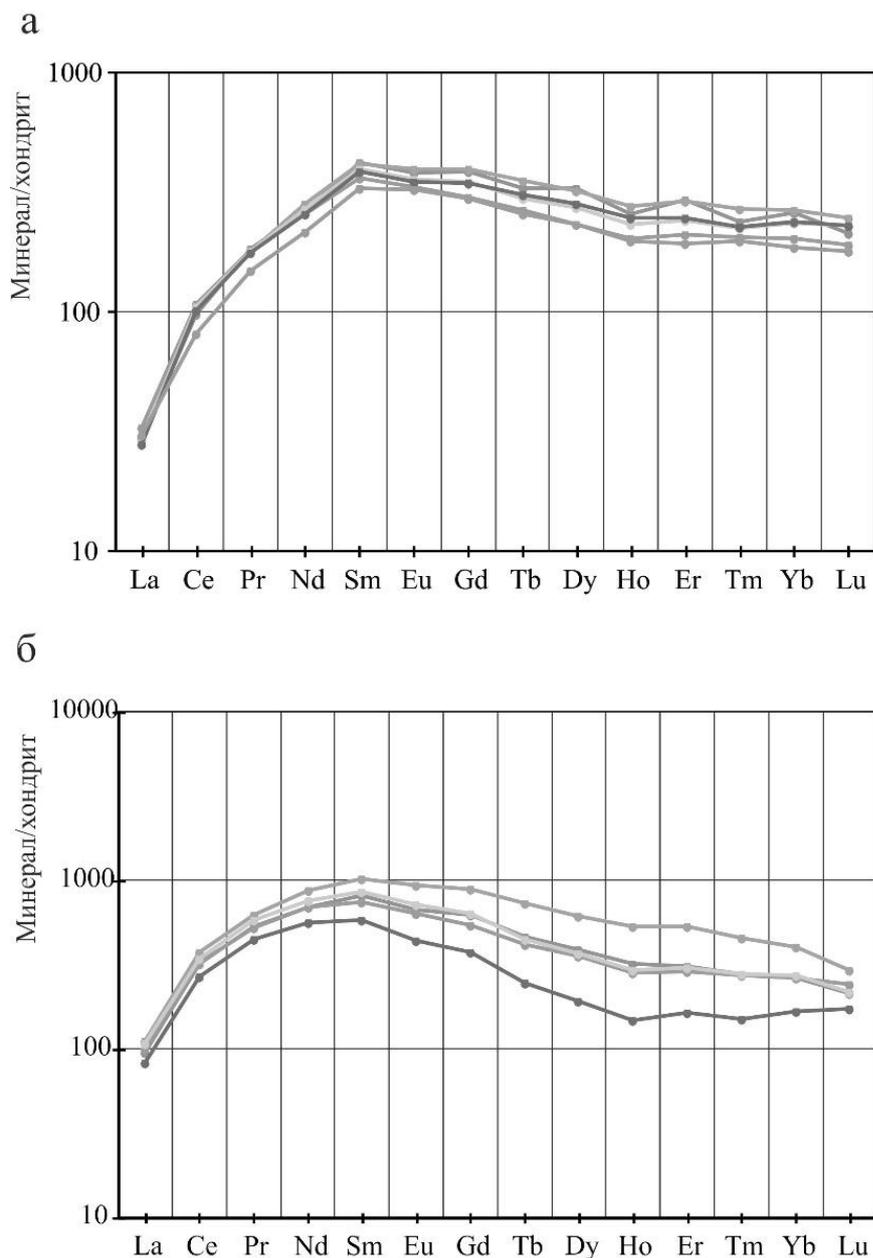


Рисунок 41. График распределения редкоземельных элементов в гранатах из щелочных пород Мурунского массива. а – кальсилитовый ийолит (обр. Ча-229), б – пироксен-микроклиновый пегматит (обр. Ча-163). Нормализовано по (Anders, Grevesse, 1989).

Для проведения геохронологических исследований были использованы три микронавески граната из кальсилитовый ийолитов (обр. Ча-229) и три навески из пироксен-микроклиновых пегматитов (обр. Ча-163). Гранат из ийолитов характеризуется высоким содержанием урана (46 – 62 мкг/г) и высокой долей обыкновенного свинца (до 55%) (Таблица 6, № 1 – 3). Гранат из пегматитов содержит меньше урана (5 – 16 мкг/г), но также характеризуется довольно высоким уровнем обыкновенного свинца (до 42%) (Таблица 6, № 4 – 6). Вероятная причина столь высокого содержания обыкновенного свинца заключается в захваченных в процессе кристаллизации включениях сульфидов. Из-за их незначительного

размера (менее 20 мкм) практически невозможно при микроскопическом отборе проб идентифицировать фрагменты гранатов с включениями.

Известно, что для разложения большинства минералов класса сульфидов используется концентрированная азотная кислота (Долежал и др., 1968). Для удаления включений из граната из пироксен-микроклиновых пегматитов нами был проведён эксперимент по изменению стандартных условий разложения ( $\text{HF}+\text{HNO}_3$ ) (№4, Таблица 6), т.е. использовалась только плавиковая кислота. Изученный гранат характеризуется существенно меньшей долей обыкновенного свинца (19%), более высоким отношением  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (97.64) и U/Pb отношением (20.42) по сравнению с другими навесками граната из пироксен-микроклиновых пегматитов, для которых использовалась стандартная методика разложения. Проведенный эксперимент указывает на значительный вклад свинца из сульфидных включений в изотопный баланс Pb гранатов из Мурунского массива.

Для корректировки полученных для гранатов изотопных данных были введены поправки на изотопный состав свинца галенитов из различных пород Мурунского массива (Владыкин и др., 1995). Результаты U-Pb-геохронологических исследований представлены на Рисунке 42 и в Таблице 6. На Рисунок 42 видно, что гранат из кальсилитовых ийолитов (проба Ча-229), поправки на обычный свинец которого введены в соответствии модельными величинами (№ 2,3; Таблица 6) (Stacey, Kramers, 1975), характеризуется обратной возрастной дискордантностью. В тоже время введение поправки на изотопный состав свинца галенитов из щелочных гранитов, существенно увеличивает отношение  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ , при этом точки изотопного состава граната, образуют дискордию, нижнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту  $130\pm 1$  млн лет, а верхнее -  $3448\pm 360$  млн лет (СКВО=1.03) (Рисунок 42).

Точки изотопного состава граната из пироксен-микроклинового пегматита (проба Ча-163), поправки на обычный свинец которого введены в соответствии со стандартными модельными величинами, располагаются на конкордии, однако гранат с большей долей обычного свинца (Таблица 6, № 6) явно имеет заниженный возраст ( $127\pm 1$  млн лет) по сравнению с возрастом граната с более высокой величиной  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  ( $131\pm 1$  млн лет), при разложение которого нам удалось минимизировать вклад сульфидов. Как видно из Таблицы №6 и на Рисунок 42, использование поправки на изотопный состав свинца галенитов из щелочных сиенитов также, как и для граната из пробы Ча-229, приводит к значительному изменению U/Pb отношений. Точки состава граната образуют дискордию, нижнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту  $131\pm 1$  млн лет, а верхнее -  $5750\pm 2100$  млн лет (СКВО=0.49).

Полученные оценки возраста  $130\pm 1$  млн лет и  $131\pm 1$  млн лет в пределах погрешности совпадают и согласуются с имеющимся Ar-Ar данными о возрасте токкоита, тинаксита, франкаменита и микроклина из чароитсодержащих пород Мурунского массива -  $135.86\pm 0.26$  млн лет (Иванов и др., 2018).

На примере результатов геохронологических исследований гранатов из пород Маломурунского массива продемонстрированы возможные ограничения для использования кальциевых гранатов в качестве универсального U-Pb геохронометра. Несмотря на высокое содержание урана в гранатах из щелочных пород этого массива (5 – 62 мкг/г), присутствие включений сульфидов может приводить к искажению возраста. Для каждого граната необходимо проводить детальное изучение внутреннего строения. В случае наличия свинец- или урансодержащих включений, необходимо корректировать применяемый для гранатов режим предварительной обработки и разложения. Также для получения корректных результатов допустимо использовать поправку на изотопный состав свинца когенетических гранату сульфидов.

Таблица 6. Результаты изотопных U-Pb исследований гранатов из щелочных пород Мурунского массива

Название пород	Номер п/п	Навеска, мг	Pb, мкг/г	U, мкг/г	Pbc/Pbt	Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн. лет корректир***		
						$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
Кальсилитовый ийолит (Ча-229)	1	1.70	2.36	47.23	0.50	68.66	*0.0604±3	0.3488±1	*0.1777±19	*0.0213±2	0.89	166±2	136±1	619±11
	2	1.10	2.39	45.59	0.55	59.79	*0.0505±5	0.3510±1	*0.1427±16	*0.0205±1	0.42	135±1	131±1	219±24
	3	1.10	3.27	62.26	0.54	61.68	*0.0521±4	0.3702±1	*0.1490±20	*0.0207±2	0.81	141±2	132±1	292±18
Пироксен-микроклиновый пегматит (Ча-163)	4	1.12	0.62	12.66	0.19	97.64	**0.0501±6	1.1871±1	**0.1438±18	**0.0208±1	0.46	136±2	133±1	200±26
	5	1.77	0.29	4.84	0.42	52.31	**0.0539±9	0.9538±1	**0.1533±28	**0.0206±1	0.43	145±3	131±1	370±37
	6	1.15	0.90	15.85	0.34	69.30	**0.0525±5	1.1247±1	**0.1496±15	**0.0207±1	0.49	142±1	132±1	306±21

Примечания: <sup>a</sup> – изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; \* - изотопные отношения, скорректированные на изотопный состав Pb из галенитов щелочных гранитов Мурунского массива; \*\* - изотопные отношения, скорректированные на изотопный состав Pb из галенитов щелочных сиенитов Мурунского массива; \*\*\* - возраст, скорректированный на изотопный состав Pb из галенитов; Pbc – обычный свинец; Pbt – общий свинец; Rho – коэффициент корреляции ошибок отношений  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  –  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ . Величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащим цифрам.

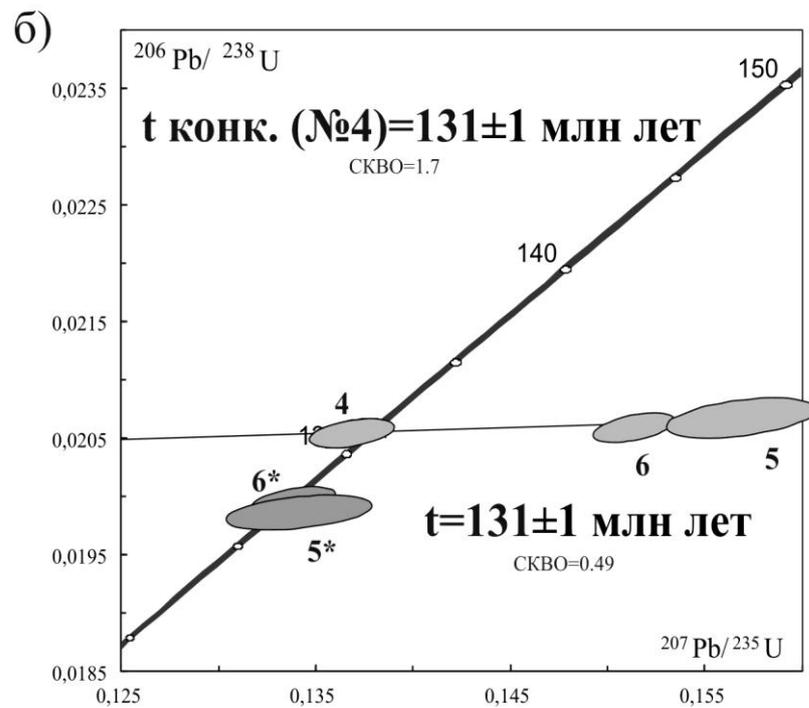
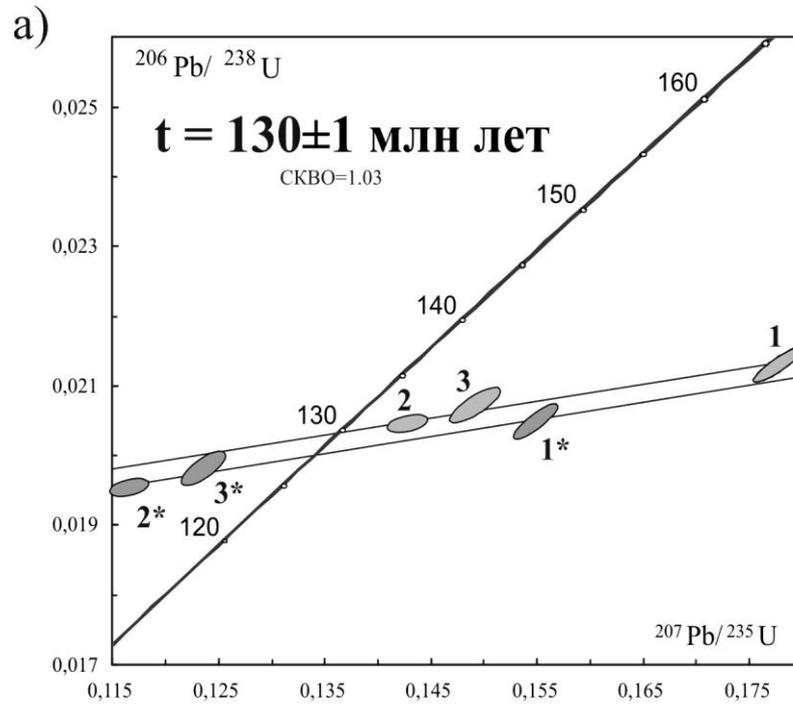


Рисунок 42. Диаграмма с конкордией для гранатов из щелочных пород Мурунского массива. а) – кальсилитовые ийолиты (обр. Ча-229), б) – тироксен-микроклиновые пегматиты (обр. Ча-163). Номера точек соответствуют порядковым номерам в табл.б.

Примечания: \* - точки изотопного состава без корректировки на изотопный состав свинца галенитов.

### 3.5 Сангиленская щелочная провинция (Чикский массив)

Сангиленская (Тувинско-Монгольская) щелочная провинция расположена в южной части Алтае-Саянской сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса (Юго-Восточная Тува). На территории этого магматического ареала выделяется два этапа щелочного магматизма. С первым этапом связано формирование небольших по площади дифференцированных массивов, сложенных серией пород эгирин-геденбергитовых фойяитов, ювитами и ийолит-уртитамми (Яшина, 1982; Андреева и др., 1984). Массивы, сложенные щелочными и нефелиновыми сиенитами, относятся ко второму этапу проявления щелочного магматизма Сангиленского нагорья (Врублевский и др., 2014; Никифоров и др., 2018).

Площадь массива около 2,5 км<sup>2</sup>. Он расположен в центральной части Сангиленского нагорья близ крупного регионального разлома. В плане массив представляет собой систему вытянутых в северо-западном направлении сближенных субвертикальных тел щелочных пород, прорывающих обогащенные углистым веществом докембрийские мраморы чартысской и нарынкой свит (Рисунок 43). Строение тел неравномерное. Наблюдается полосчатое чередование ийолит-уртитов, ийолитов и мельтейгитов.

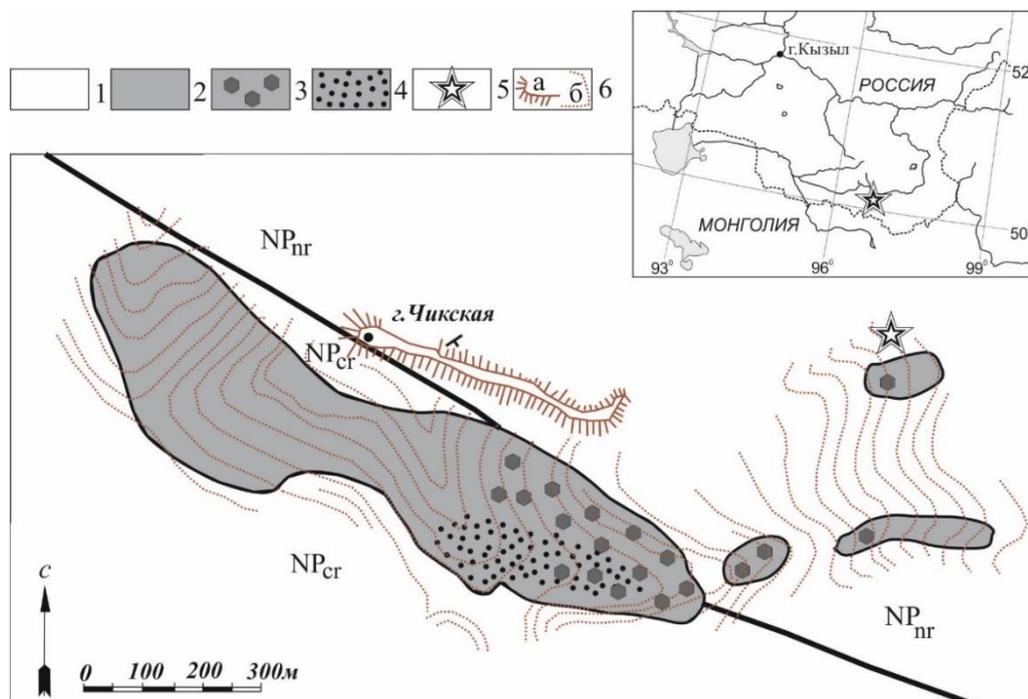


Рисунок 43. Схематическая геологическая карта Чикского массива по (Кононова, 1957) с дополнениями. 1 – мрамора чартысской ( $NPr_{cr}$ ) и нарынкой ( $NPr_{nr}$ ), свит; 2 – разнотелные ийолиты; 3 – гранатосодержащие ийолиты; 4 – карбонатные и силикатно-карбонатные породы; 5 – место отбора пробы; 6 – границы: а – геологические; б – тектонические.

Гранат является распространённым акцессорным минералом ийолитов Чикского массива. Ийолиты представляют собой крупно-гигантозернистые массивные породы, состоящие главным образом из нефелина (60-65%) и пироксена (Fe-салит-геденбергит) (20-25%) (Рисунок 44). В качестве акцессорных минералов постоянно присутствуют кальцит (1-5 %) и апатит (до 5 %), а также встречаются пирит, пирротин и титанит. Содержание граната в породах варьирует в пределах 5-10% (максимальное содержание отмечено в восточной части массива).

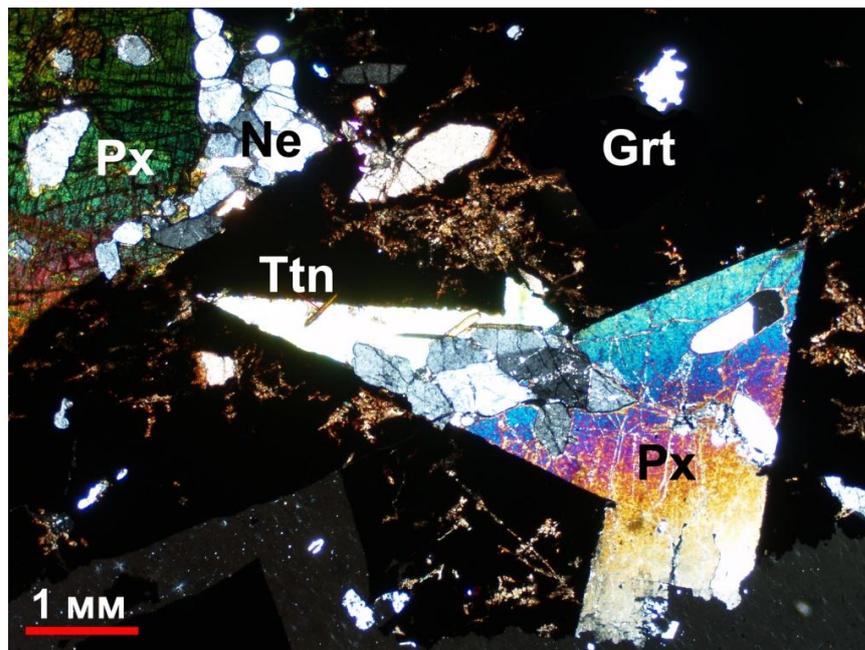


Рисунок 44. Фото шлифа (проходящий свет, скрещенные николи) из ийолитов Чикского массива. Grt - гранат, Px - пироксен, Ne - нефелин, Ttn - титанит.

Гранат образует ромбододекаэдрические кристаллы чёрного цвета, размер которых достигает 1 см в поперечнике. В них присутствуют включения магнетита, титанита и графита, а также многочисленные газовой-жидкие включения. В краевых трещиноватых частях зёрен наблюдаются включения перовскита. Состав граната соответствует ряду андрадит (28-72%) - моримотоит (14 - 46%)-шорломит (19 - 25%) (Рисунок 45) Постоянно в составе присутствует гроссуляровый компонент (7 - 19%). Отмечается зональное строение зёрен: центральные части характеризуются присутствием гроссулярового компонента и большим обогащением андрадитовым компонентом. Гранаты характеризуются высоким и выдержанным содержанием REE (747 - 793 мкг/г). Отмечается обеднение LREE ( $[La/Sm]_N = 0.06 - 0.07$ ) и обогащение HREE ( $[Gd/Yb]_N = 0.69 - 0.79$ ) с максимумом содержания для Er (Рисунок 46). Содержания U и Th в гранатах не демонстрируют значимых вариаций (19 - 25 мкг/г и 2.9 - 3.4 мкг/г соответственно), Th/U отношение выдержано и изменяется в узком диапазоне 0.14 - 0.16. Наблюдается положительная корреляция между U, Th и  $Fe_{tot}$ . Отрицательную зависимость эта группа элементов демонстрирует с Al и Mg.

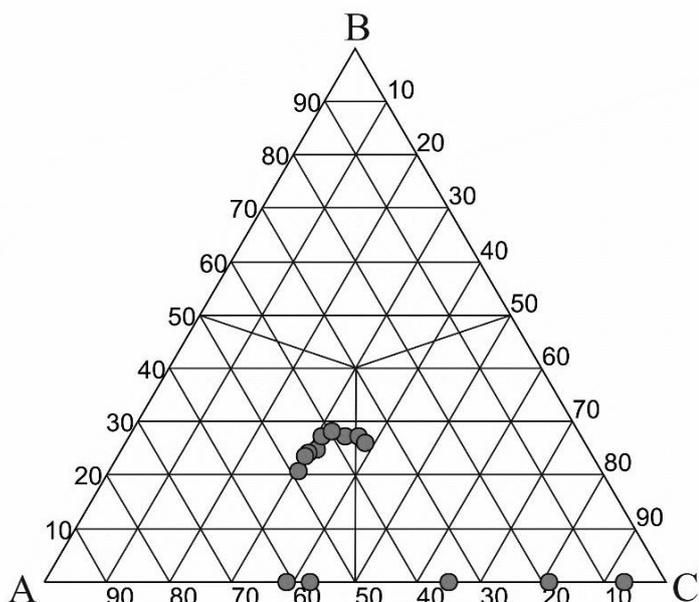


Рисунок 45. Состав граната из ийолитов Чикского массива. А - моримотит ( $\text{Ca}_3(\text{Ti}, \text{Fe}^{2+})_2(\text{SiO}_4)_3$ ) + Mg-моримотит ( $\text{Ca}_3(\text{Ti}, \text{Mg})_2(\text{SiO}_4)_3$ ), В – шорломит ( $\text{Ca}_3\text{Ti}_2(\text{Si}, \text{Fe}^{3+})_3\text{O}_{12}$ ) + хатчеонит ( $\text{Ca}_3\text{Ti}_2(\text{Si}, \text{Al})_3\text{O}_{12}$ ), С – андрадит ( $\text{Ca}_3\text{Fe}^{3+}_2(\text{SiO}_4)_3$ ).

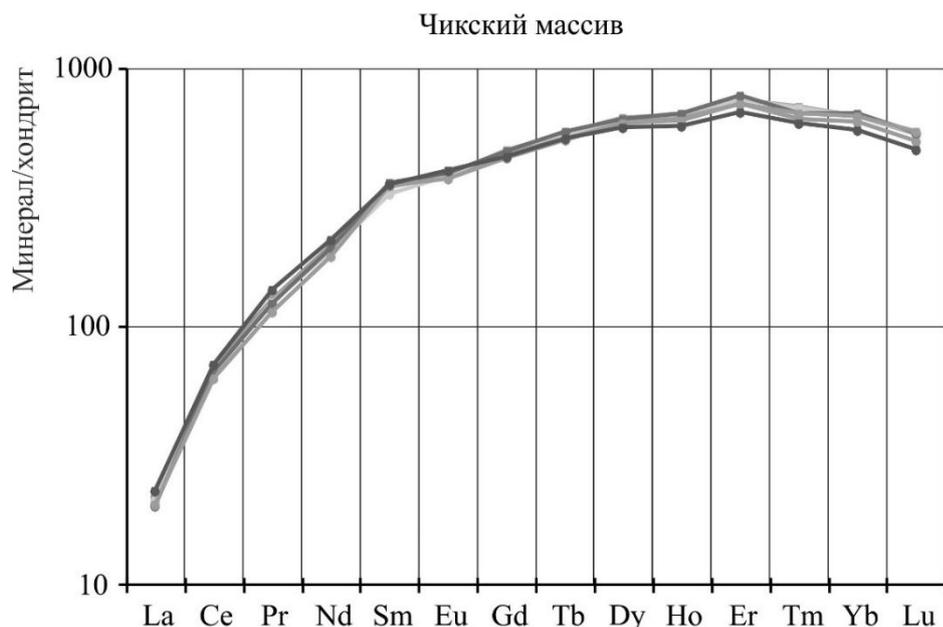


Рисунок 46. График распределения редкоземельных элементов в гранате из ийолитов Чикского массива. Нормализовано по (Anders, Grevesse, 1989).

U-Pb геохронологические исследования проведены для трех микронавесок (0.4-1.8 мг) граната (Таблица 7). Изученный гранат характеризуется сравнительно высокими содержаниями урана (14-16 мкг/г) и низкой долей обыкновенного свинца ( $\text{Pbc}/\text{Pbt} = 0.07-0.1$ ). На диаграмме с конкордией (Рисунок 47) точки изотопного состава граната располагаются вблизи конкордии (№ 1, 2; Таблица 7; коэффициент дискордантности  $< 1\%$ ) или на конкордии (№ 3; Таблица 7). Конкордантный возраст граната (№ 3; Таблица 7) составляет  $492 \pm 2$  млн лет (СКВО=0.01).

вероятность - 92%) и совпадает с оценкой возраста ( $492 \pm 6$  млн лет, СКВО=0.6), рассчитанной по отношению  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  для всех проанализированных микронавесок граната (Рисунок 47).

Полученные U-Pb оценки возраста для граната совпадают в пределах погрешности с Sm-Nd оценками возраста для апатита и граната из этой же пробы -  $489 \pm 9$  млн лет (СКВО=0.86) (Сальникова и др., 2018). Возраст формирования Чикского массива ( $492 \pm 6$  млн лет) свидетельствует о проявлении щелочного магматизма в южной части Алтае-Саянской области на рубеже кембрия и ордовика.

Таблица 7. Результаты U-Pb геохронологических исследований граната из ийолита Чикского массива

Номер п/п	Навеска, мг	Pb, мкг/г	U, мкг/г	Pbc/ Pbt	Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн. лет		
					$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
1	1.8	1.19	14.5	0.10	489	0.0570±1	0.0485±1	0.0779±1	0.6117±12	0.69	483±1	485±1	490±3
2	0.38	1.32	16.2	0.07	275	0.0568±3	0.1172±2	0.0785±3	0.6150±43	0.54	487±2	487±3	486±15
3	1.13	1.35	16.4	0.09	504	0.0570±2	0.0503±1	0.0793±2	0.6237±25	0.61	492±1	492±2	493±7

Примечания: <sup>a</sup> – изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; Pbc – обычный свинец; Pbt – общий свинец; Rho – коэффициент корреляции ошибок отношений  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  –  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ . Величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащим цифрам.

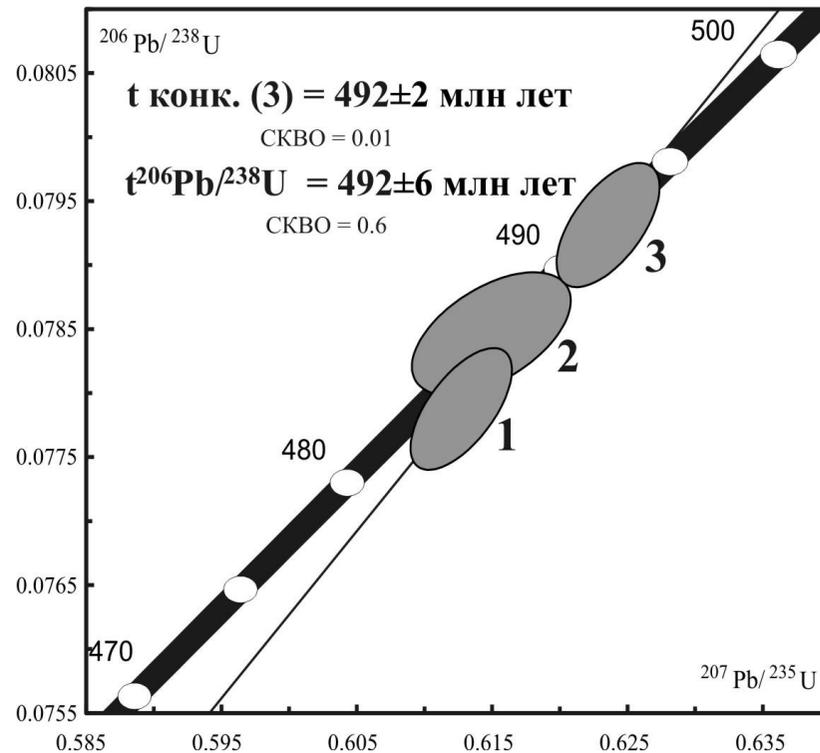


Рисунок 47 Диаграмма с конкордией для граната из ийолитов Чикского массива. Номера точек соответствуют порядковым номерам в Таблице 7.

### 3.6 Провинция Сьюпериор (Канадский щит)

Канадский щит занимает обширную площадь на северо-востоке Северной Америки. С запада он ограничен складчатой системой Кордильер, а с востока системой Северных Аппалачей. Канадский щит является самым крупным выходом докембрийских пород в мире. Благодаря этому, изучение геологического строения щита в значительной степени способствует пониманию закономерностей развития древней земной коры.

В строении Канадского щита выделяется несколько провинций, сложенных породами различного состава и возраста, объединённых друг с другом и вулканогенно-осадочными поясами. Наиболее крупная из них – провинция Сьюпериор, занимающая юг центральной части щита, к северу от озера Верхнее и южнее Гудзонова залива (Рисунок 48). Структурный план северной части провинции определяется системой подвижных поясов, сложенных породами, испытавшими высокоградиентный метаморфизм в интервале 2.74 – 2.67 млрд лет. Южная часть представляет собой коллаж из неоархейских гранит-зеленокаменных террейнов, формирование которых происходило на этапе 2.78 – 2.70 млрд лет (Percival et al., 2012). Более поздние процессы затрагивают преимущественно краевые части провинции. Протерозойское время характеризуется этапом коллизии между центральной частью провинции и другими архейскими террейнами. В это же время в структурах новообразованных орогенных поясов был интенсивно проявлен щелочно-ультраосновной магматизм. Известные на данной территории массивы объединены в Циркум-Сьюпериор пояс щелочных пород и карбонатитов (Ciborowski et al., 2017), относящийся к крупным магматическим провинциям (LIP).

Нами были изучены два массива (позднеархейского и раннепротерозойского возраста) щелочных пород, являющихся типичными представителями постколлизийного щелочного магматизма.

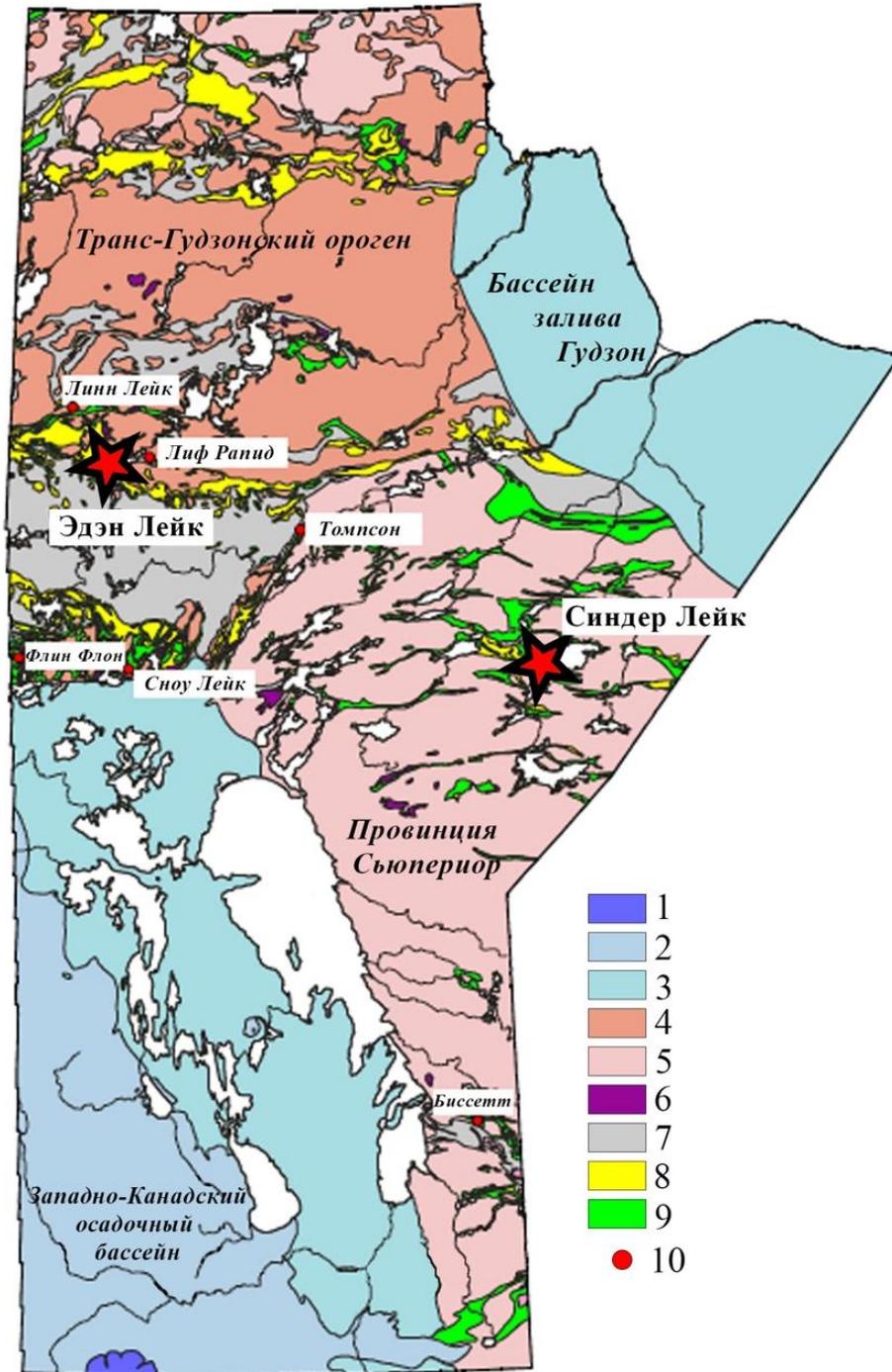


Рисунок 48. Схема геологического строения восточной части провинции Сьюпериор (Геологический служба Манитобы). 1 – кайнозойские образования; 2 – мезозойские образования; 3 – палеозойские образования; 4 – протерозойские граниты и гнейсы; 5 – архейские граниты и гнейсы; 6 – основные и ультраосновные интрузивные породы; 7 – метагравиты; 8 – метасадочные породы; 9 – основные и щелочные метавулканические породы; 10 – зеленокаменные пояса.

### 3.6.1 Массив Синдер Лейк

Массив Синдер Лейк расположен в зоне сочленения северной части провинции Сьюпериор и террейна Норт-Карибоу, в структурах зеленокаменного пояса Оксфорд-Лейк – Кни-Лейк (Рисунок 49). Коллизия этих блоков предположительно произошла 2.72 - 2.71 млрд лет назад (Lin et al., 2006; Percival et al., 2006) и сопровождалась этапом постколлизийного щелочного магматизма 2725 – 2703 млн лет (Corcey et al., 2000; Lin et al., 2006; Chakhmouradian et al., 2008a; Kressall et al., 2010). Щелочные породы представлены: массивами сиенитов, дайками карбонатитов, лампрофирами, силлами шошонитовых лав, осадочными и вулканогенно-осадочными породами (Chakhmouradian et al., 2008a).

Массив Синдер Лейк представляет собой концентрически-зональную интрузию округлой формы с максимальным диаметром 10 км. Он прорывает архейские метавулканические породы зеленокаменного пояса. Вдоль контакта со вмещающими породами наблюдается мощная зона фенитизации. Массив сложен различными по составу сиенитами. По минеральному составу выделяют следующие разновидности: мелкозернистые нефелиновые сиениты, канкринит-нефелиновые сиениты, порфирировидные канкринит-сиениты, вишневитовые сиениты и крупнозернистые сиениты пегматоидного облика. В меньшем объёме присутствуют карбонатные породы, которые завершали магматическую историю развития массива. Они представлены карбонат содержащими жилами и прожилками, секущими сиенитовые породы.

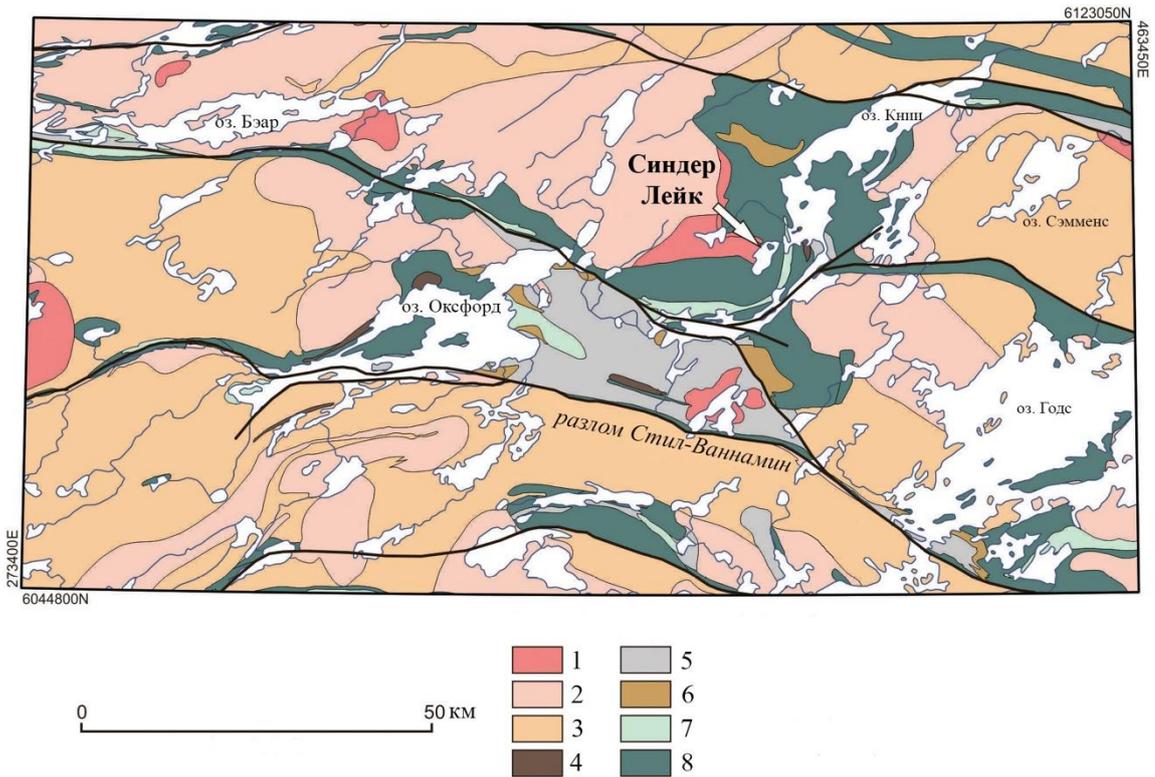


Рисунок 49. Схема геологического строения района Манитоба (провинция Сьюпериор) (по данным геологической службы Манитобы). 1-4 – интрузивные породы: 1 – лейкограниты, сиениты; 2 – гранодиориты; 3 – тоналит-трондьемитовые гнейсы; 4 – габбро, пироксениты, перидотиты; 5-8 – осадочные и вулканогенно-осадочные породы: 5 – граувакка; 6 – конгломераты; 7 – вулканические породы кислого и среднего состава; 8 – вулканические породы основного состава, амфиболиты.

Гранат является типичным акцессорным минералом всех разновидностей сиенитовых пород, представленных в массиве Синдер Лейк. Для проведения геохронологических исследований использовался гранат из пегматоидного сиенита. Гранат слагает практически мономинеральные прожилки (шириной до 20 см) и представлен крупными тёмно-коричневыми кристаллами. Зёрна трещиноватые, по трещинам развиваются карбонат и поздняя разновидность мелкозернистого граната жёлтого цвета (Рисунок 50). Минеральная ассоциация в прожилках представлена также (менее 5%) титанитом, флогопитом, магнетитом, рибекитом, редкими зёрнами эгирина и альбита. Данный парагенезис гранатовых жил свидетельствует о том, что гранаты первой генерации - крупные тёмно-коричневые зёрна - кристаллизовались из остаточных щелочных расплавов, а мелкозернистые агрегаты жёлтого цвета являются продуктом метасоматической переработки карбонатного этапа.

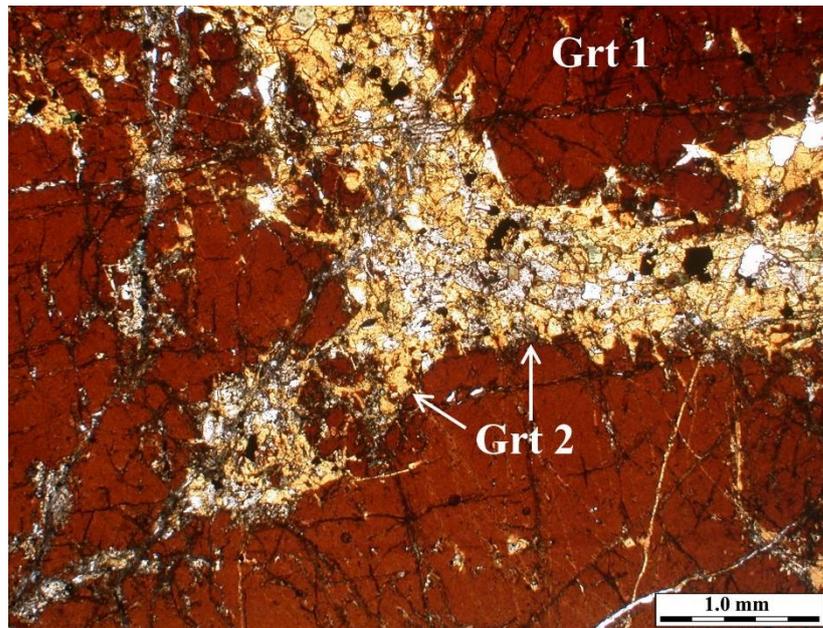


Рисунок 50. Фотография шлифа пегматоидного сиенита массива Синдер Лейк в проходящем свете. Трещина в магматическом гранате (Grt 1), по которой развивались контакто-метасоматический гранат (Grt 2), мелкозернистые агрегаты кальцита и эгирина.

Химический состав магматических гранатов соответствует андрадиту (60.01 - 62.14%) с постоянным присутствием в составе шорломитового (14.32 - 14.88%), моримотоитового (17.37 - 19.65%), кимцеитового (0.73 - 0.88%) и кальдеритового (1.29 - 1.41%) компонентов (Рисунок 51). Гранаты метасоматического генезиса также являются андрадитами (62.18 - 63.99%) с примесью шорломитового (13.45 - 15.01%), моримотоитового (16.26 - 18.32%), кимцеитового (0.89 - 1.11%) и кальдеритового (1.25 - 1.41%) миналов (Рисунок 51). Магматический гранат отличается более высоким содержанием  $\Sigma\text{REE}$  (1800 - 4000 мкг/г) в сравнении с поздним метасоматическим гранатом ( $\Sigma\text{REE} = 1335 - 2615$  мкг/г). Первый тип гранатов отличается сравнительно пологими графиками распределения ( $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 0.36 - 0.39$ ). Отмечается обогащение MREE ( $(\text{Sm}/\text{La})_{\text{N}} = 11.65 - 13.34$ ). Второй тип гранатов демонстрирует значительное обеднение LREE и обогащение MREE ( $(\text{Sm}/\text{La})_{\text{N}} = 97.68 - 275.69$ ). При этом гранаты обеих генераций демонстрируют схожий характер распределения HREE ( $(\text{Sm}/\text{Yb})_{\text{N}}$  4.34 - 5.12 и 2.58 - 3.39 соответственно) (Рисунок 52). Для граната поздней генерации характерна зональность в распределении REE, тогда как магматические гранаты практически однородны по содержанию как петрогенных, так редкоземельных элементов. Концентрации U и Th в магматических гранатах существенно выше, чем в гранатах поздней генерации. Th/U отношение меняется в пределах 2.16 - 2.73 и 0.91 - 1.50 соответственно.

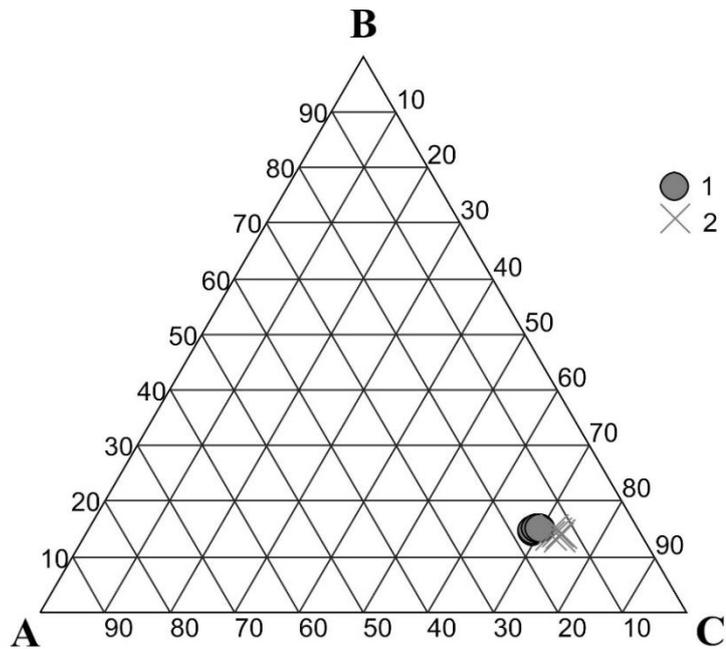


Рисунок 51. Состав гранатов из пегматоидных сиенитов массива Синдер Лейк. 1 – магматические гранаты, 2 – метасоматические. А – моримотоит ( $\text{Ca}_3(\text{Ti}, \text{Fe}^{2+})_2(\text{SiO}_4)_3$ ) + Mg-моримотоит ( $\text{Ca}_3(\text{Ti}, \text{Mg})_2(\text{SiO}_4)_3$ ), В – шорломит ( $\text{Ca}_3\text{Ti}_2(\text{Si}, \text{Fe}^{3+})_3\text{O}_{12}$ ) + хатчеонит ( $\text{Ca}_3\text{Ti}_2(\text{Si}, \text{Al})_3\text{O}_{12}$ ), С – андрадит ( $\text{Ca}_3\text{Fe}^{3+}_2(\text{SiO}_4)_3$ ).

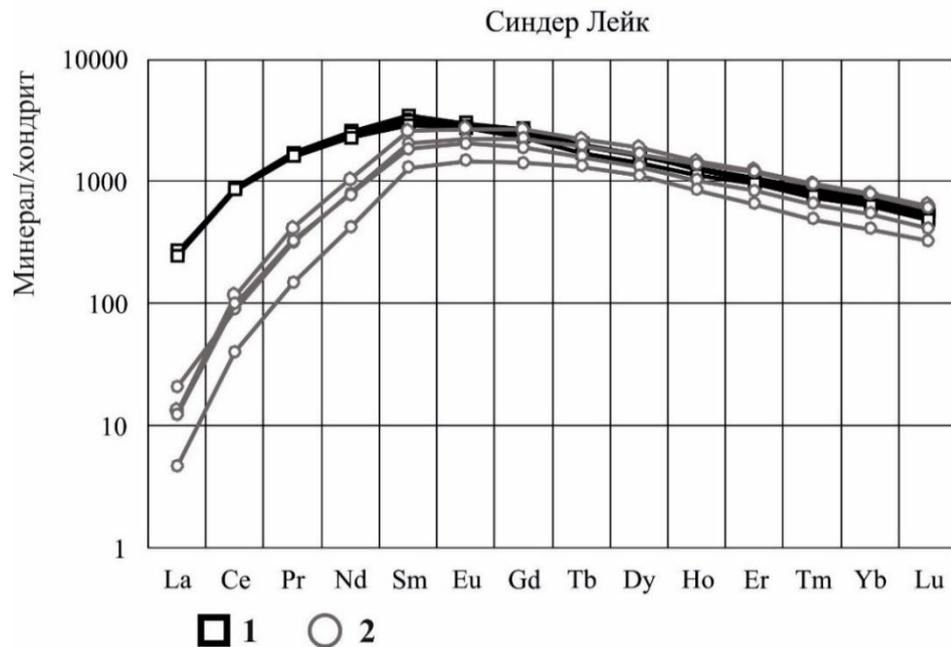


Рисунок 52. График распределения редкоземельных элементов в гранатах массива Синдер Лейк. Нормализовано по (Anders, Grevesse, 1989). 1 – магматические гранаты, 2 – метасоматические гранат.

Для проведения геохронологических исследований использовался магматический гранат. Было проанализировано пять навесок (0.11 – 1.05 мг) визуалью чистых фрагментов граната. Размер отдельных фрагментов не превышал 100 мкм. Гранат характеризуется высоким содержанием U (7 – 13 мкг/г) и низкой долей обыкновенного свинца ( $Pb_{cs}/Pb_t < 0.12$ ) (Таблица 8). Точки изотопного состава образуют дискордию, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту  $2715 \pm 4$  млн лет (нижнее пересечение составляет  $120 \pm 49$  млн лет, СКВО = 1.17) (Рисунок 53). Полученные данные хорошо согласуются с возрастом циркона из монцогранитов  $2721 \pm 16$  млн лет (Kressall et al., 2010) и возрастом циркона из вишневитовых сиенитов  $2705 \pm 2$  млн лет (Chakmouradian et al., 2008a).

Результаты исследований граната архейского возраста из пегматоидных сиенитов массива Синдер Лейк свидетельствуют о сохранности его U-Pb изотопной системы и перспективности использования кальциевых гранатов для датирования раннедокембрийских щелочных образований.

Таблице 8. Результаты изотопных U-Pb исследований гранатов из пегматоидных сиенитов массива Синдер Лейк

Номер п/п	Навеска, мг	Pb, мкг/г	U, мкг/г	Pbc/Pbt	Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн. лет		
					$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
1	0.11	6.57	8.54	0.06	234	0.1857±1	0.7119±1	11.427±33	0.4462±12	0.86	2559±8	2378±6	2705±3
2	0.36	5.18	6.73	0.04	500	0.1864±1	0.6971±1	11.947±24	0.4648±9	0.82	2600±5	2461±3	2711±2
3	-	-	-	0.12	140	0.1853±1	0.6961±1	10.561±53	0.4133±16	0.85	2485±12	2230±11	2701±4
4	0.57	11.87	13.63	0.04	611	0.1866±1	0.7155±1	13.122±26	0.5098±10	0.96	2688±5	2656±4	2713±1
5	1.05	8.11	10.00	0.11	1268	0.1858±1	0.7068±1	12.444±37	0.4858±14	0.99	2639±8	2552±8	2705±1

Примечания: <sup>a</sup> – изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; Pbc – обычный свинец; Pbt – общий свинец; Rho – коэффициент корреляции ошибок отношений  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  –  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ . Величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащим цифрам.

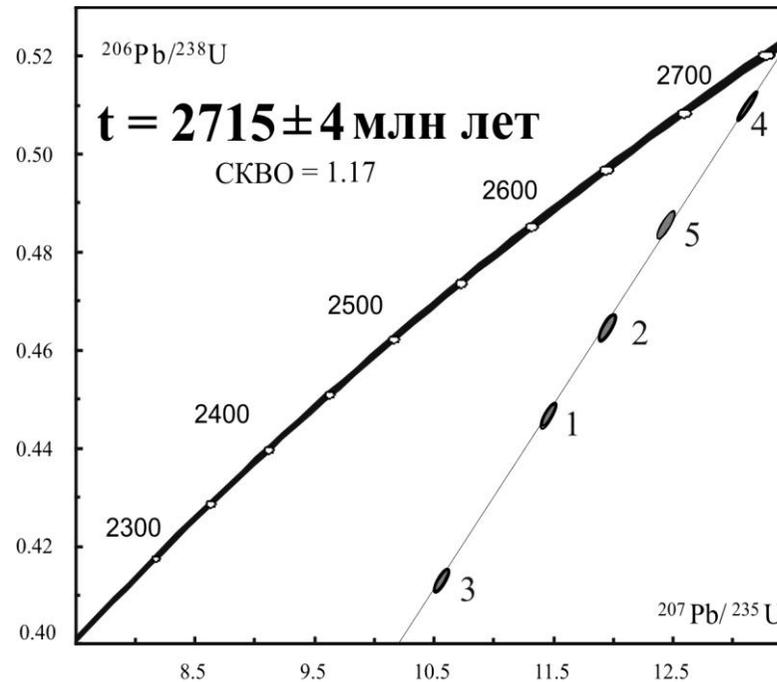


Рисунок 53. Диаграмма с конкордией для граната из пегматоидных сиенитов массива Синдер Лейк. Номера точек соответствуют порядковым номерам в Таблице 8.

## 3.6.2 Массив Эден Лейк

Интрузивный комплекс Эден Лейк расположен в южной части Транс-Гудзонского орогена в пределах Райдер зоны (Рисунок 54а). Она представляет собой протяжённую область вулканических и вулканогенно-осадочных пород палеопротерозойского возраста 1.92 – 1.83 млрд лет (Baldwin и др., 1987). Коллизия этой части Транс-Гудзонского орогена с северо-западной частью провинции Сьюперieur произошла в интервале 1.83 – 1.80 млрд лет (Bickford et al., 1990) и сопровождалась интенсивным щелочным магматизмом. Площадь массива около 30 км<sup>2</sup>. Он сложен сиенитами нескольких разновидностей - от меланократовых пироксен-полевошпатовых до лейкократовых кварц содержащих сиенитов (Chakhtouradian et al., 2008b; Mumin, 2002). Карбонатные породы в виде жил и прожилков пересекают сиениты с образованием контактово-реакционных зон (Рисунок 54 б).

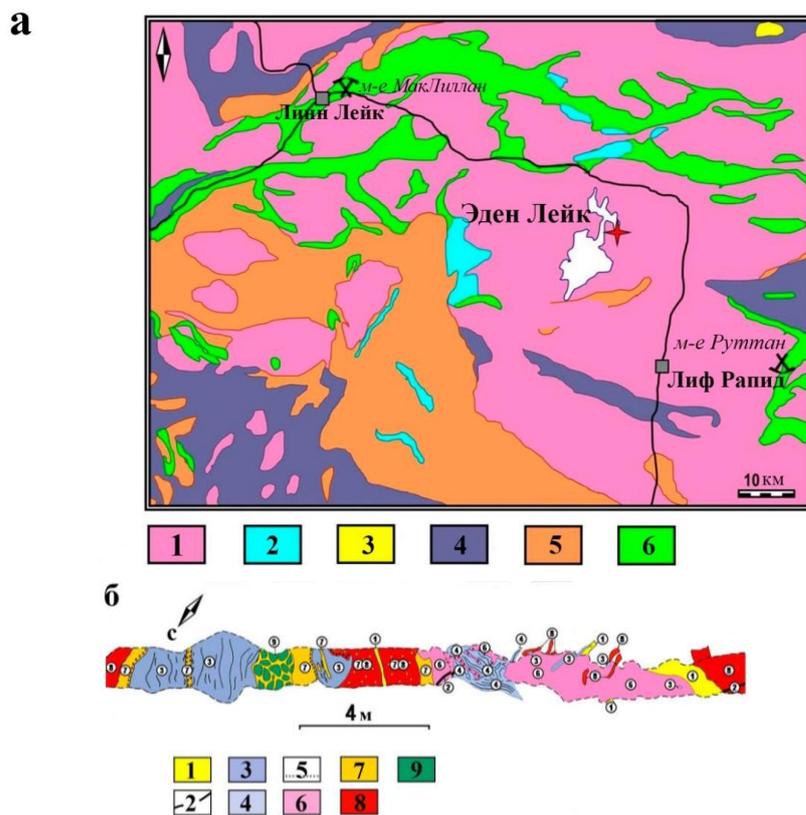


Рисунок 54. Геологическая карта палеопротерозойского вулканического пояса Линн Лейк (а) и геологический разрез массива Эден Лейк (б) по данным (Chakhtouradian et al., 2008b).

(а): 1 – гранит; 2 – габбро; 3 – щелочные породы; 4 – гнейсы, сланцы и мигматиты; 5 – метаконгломераты и аркозовые гнейсы; 6 – метавулканические породы и амфиболиты.

(б): 1 – гранитные пегматиты; 2 – кварцевые жилы; 3 – кальцитовые карбонатиты; 4 – силикокарбонатиты; 5 – зоны фенитизации; 6 – кварцевые щелочно-полевошпатовые сиениты; 7 – лейкократовые щелочно-полевошпатовые сиениты; 8 – мезократовые щелочно-полевошпатовые сиениты с плагиоклазом; 9 – монзониты/меланосиениты.

Гранат является продуктом контактово-метасоматических процессов между щёлочными и карбонатными породами. Он встречается в ассоциации с крупнозернистым клинопироксеном, микроклином и кальцитом (Рисунок 55). Размер отдельных зёрен граната достигает 3 см в диаметре. Кристаллы имеют насыщенную тёмно-коричневую окраску. Внутри зёрен присутствуют крупные (до 1 мм) минеральные включения кальцита, альбита, эгирин-авгита и магнетита, которые легко идентифицируются при визуальном отборе фрагментов кристаллов под биноклем.

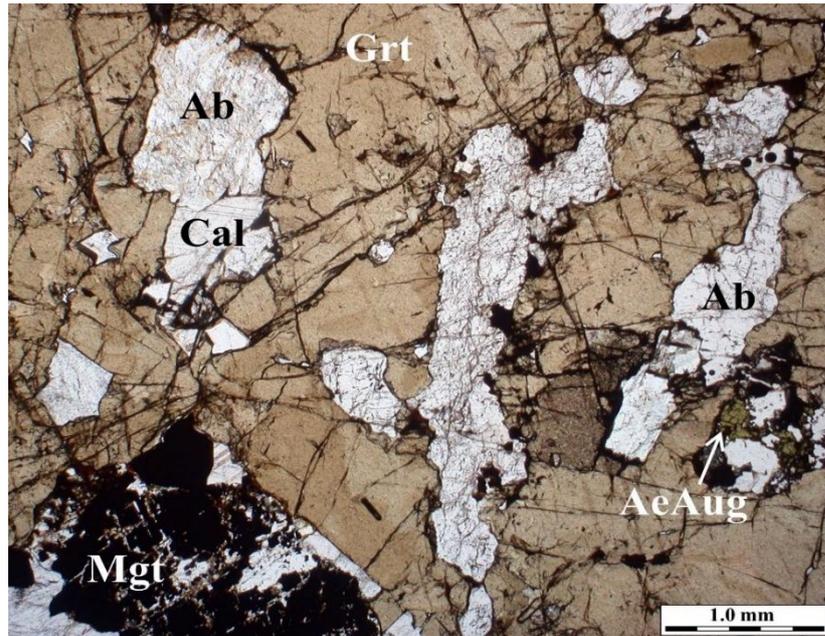


Рисунок 55. Фото шлифа в проходящем свете контактовой зоны карбонатитов и сиенитов массива Эден Лейк. Пойкилитовый кристалл граната (Grt) с включениями кальцита (Cal), альбита (Ab), эгирин-авгита (Ae-Aug) и магнетита (Mgt).

Химический состав граната соответствует андрадиту (91.17 - 97.42%) с постоянной примесью спессартинового (0.07 - 1.52%) и алмандинового (менее 0.5%) компонентов (Рисунок 56). В зонах с низким содержанием андрадитового компонента присутствуют гроссуляровый (0.50 - 6.12%) и редко шорломитовый (до 1.5%) миналы. Распределение REE в пределах зёрен неоднородное. Центральные зоны характеризуются более высокими содержаниями ( $\sum\text{REE} = 1406 - 1849$  мкг/г) с преимущественным обогащением HREE ( $(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{N}} = 0.52 - 0.90$ ). Краевые части зёрен значительно обеднены REE ( $\sum\text{REE} = 557 - 855$  мкг/г) и характеризуются пониженным содержанием HREE ( $(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{N}} = 0.97 - 3.99$ ) и большим содержанием LREE (Рисунок 57). Содержание U и Th уменьшаются от центра к краевым частям, однако, Th/U отношение выдержано для всех зон зёрен граната ( $\text{Th}/\text{U} = 0.01 - 0.07$ ).

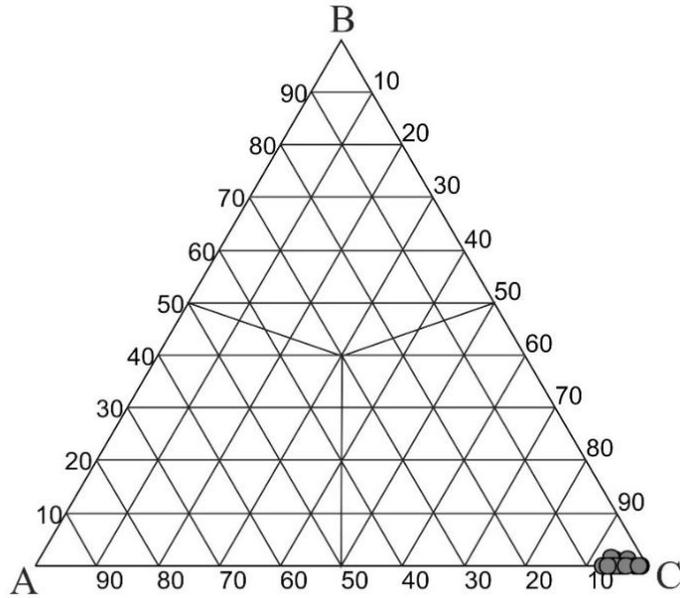


Рисунок 56. Состав граната из контактово-реакционных зон массива Эден Лейк. А - моримотоит ( $Ca_3(Ti, Fe^{2+})_2(SiO_4)_3$ ) + Mg-моримотоит ( $Ca_3(Ti, Mg)_2(SiO_4)_3$ ), В – шорломит ( $Ca_3Ti_2(Si, Fe^{3+})_3O_{12}$ ) + хатчеонит ( $Ca_3Ti_2(Si, Al)_3O_{12}$ ), С – андрадит ( $Ca_3Fe^{3+}_2(SiO_4)_3$ ).

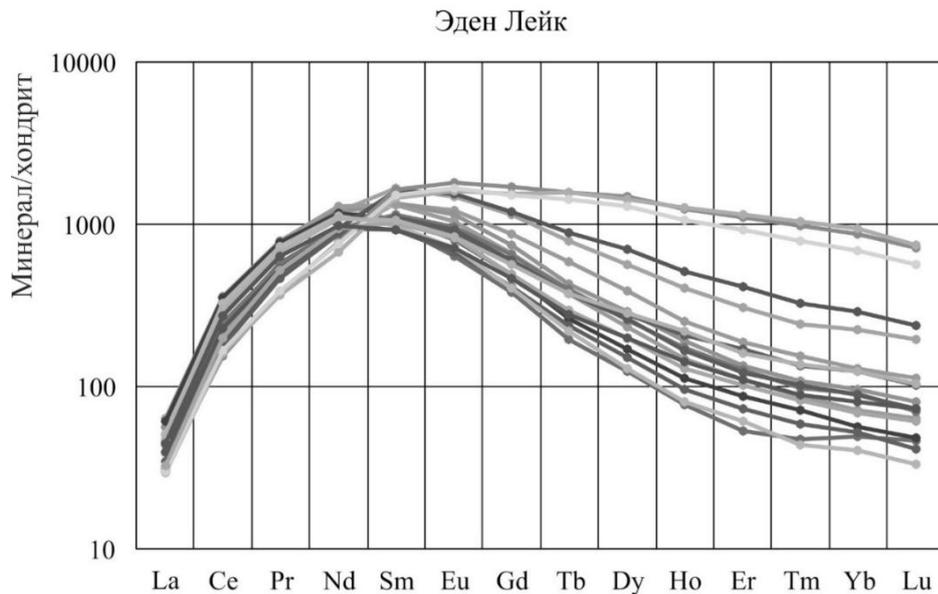


Рисунок 57. График распределения редкоземельных элементов в гранате из контактово-реакционных зон массива Эден Лейк. Нормализовано по (Anders, Grevesse, 1989).

Для проведения U-Pb геохронологических исследований использовались четыре навески «тонких» фрагментов зёрен, тщательно отобранных под бинокляром. На каждом этапе предварительной обработки проб производился тщательный визуальный контроль на предмет удаления включений. Гранат из массива Эден Лейк характеризуется сравнительно высоким содержанием U (4.08 – 5.09 мкг/г) и низкой долей обыкновенного свинца ( $Pb_c/Pb_t = 0.03 - 0.37$ ) (Таблица 9). Точки изотопного состава образуют дискордию, верхнее пересечение которой с

конкордией соответствует возрасту  $1800 \pm 24$  млн лет, а нижнее -  $816 \pm 450$  млн лет (СКВО = 0.45) (Рисунок 58). Полученная оценка возраста в пределах погрешности согласуется с возрастом циркона из карбонатитов массива Эден Лейк (не опубликованные данные Шахмурадян А.Р.). Щелочной магматизм Рейндер зоны связан с постколлизийным этапом развития северо-западного сегмента провинции Сьюпериор (Bickford et al., 1990).

Таблица 9. Результаты изотопных U-Pb исследований граната из контактово-реакционных зон щёлочно-ультраосновного массива

Эден Лейк

Номер п/п	Навеска, мг	Pb, мкг/г	U, мкг/г	Pbc/Pbt	Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн. лет		
					$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
1	0.19	1.77	5.09	0.14	195	0.1075±2	0.0174±1	4.551±18	0.3069±9	0.75	1740±5	1725±5	1759±5
2	0.66	1.28	4.18	0.03	432	0.1089±2	0.0201±1	4.607±16	0.3069±9	0.79	1751±5	1725±5	1781±4
3	0.60	1.29	4.08	0.04	220	0.1087±3	0.0289±1	4.670±28	0.3114±12	0.77	1762±11	1747±7	1779±8
4	0.89	2.30	4.58	0.37	101	0.1094±6	0.0447±2	4.757±33	0.3153±13	0.57	1777±13	1767±7	1790±11

Примечания: <sup>a</sup> изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный Pb; Rho - коэффициент корреляции ошибок  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  -  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ . Величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащим цифрам. Pbc - обычный Pb, Pbt - общий Pb.

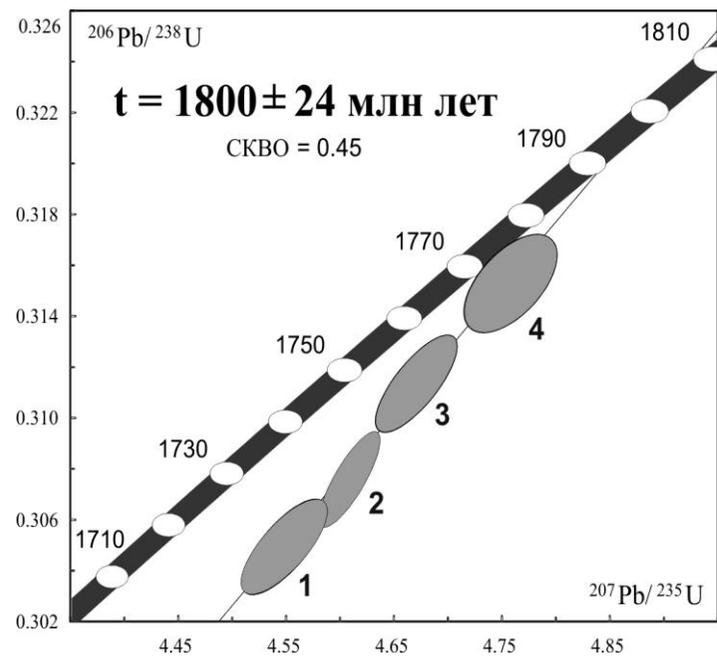


Рисунок 58 Диаграмма с конкордией для граната из массива Эден Лейк. Номера точек соответствуют порядковым номерам в Таблице

#### **ГЛАВА 4. СОСТАВ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ СКАРНОВ. СОСТАВ ГРАНАТОВ. РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ**

Скарновые месторождения широко распространены на всех континентах и имеют важное промышленное значение. С ними связаны крупнейшие месторождения железа, вольфрама, свинца, цинка и других полезных ископаемых. Зачастую датирование скарнов представляет собой сложную задачу в связи с отсутствием надёжных первичных минералов-геохронометров. Геохронологические исследования были сфокусированы главным образом на датировании рудных минералов скарнов: молибденита, титанита, вольфрамита, пирротина, ретроградных минералов (флогопит, мусковит), редких акцессорных минералов – ортита и везувиана, а также минералов гидротермального генезиса – циркона и бадделеита (Gevedon et al., 2018; Wafforn et al., 2018). Следует отметить, что процессы скарнообразования и оруденения могут быть оторваны во времени друг от друга, тем самым сокращая ряд потенциально пригодных для датирования минералов-геохронометров.

##### **4.1 Скарны Дашкесанского железорудного месторождения**

Дашкесанский рудный комплекс расположен в пределах Сомхето-Карабахской структурно-фациальной зоны Малого Кавказа (Азербайджанская республика). Детальное изучение данного района многочисленными исследователями позволило выделить большое число рудных и нерудных месторождений различного генезиса. С Дашкесанским массивом связаны рудопрооявления кобальта, железо-марганца, меди и других металлов. Вмещающие рудные скарны породы представлены верхнеюрскими вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями. В формировании Дашкесанского интрузивного комплекса выделяют четыре магматические фазы (Кашкай, 1965; Шипулин 1968; Садыхов, 2019): 1) габброидные породы, с которыми связано гематитовое рудопрооявление; 2) гранитоиды; 3) жилы гранит-аплит-аляскитового состава, внедрение которых сопровождалось интенсивными процессами скарнообразования; 4) дайковый комплекс (долериты и лампрофиры) (Рисунок 59).

По минеральным ассоциациям рудные скарны Дашкесана делятся на три типа: гранатовые, пироксен-гранатовые, дашкесанитовые и гранатовые с гематитом. В числе породообразующих минералов скарнов Дашкесана присутствуют магнетит и гранат.

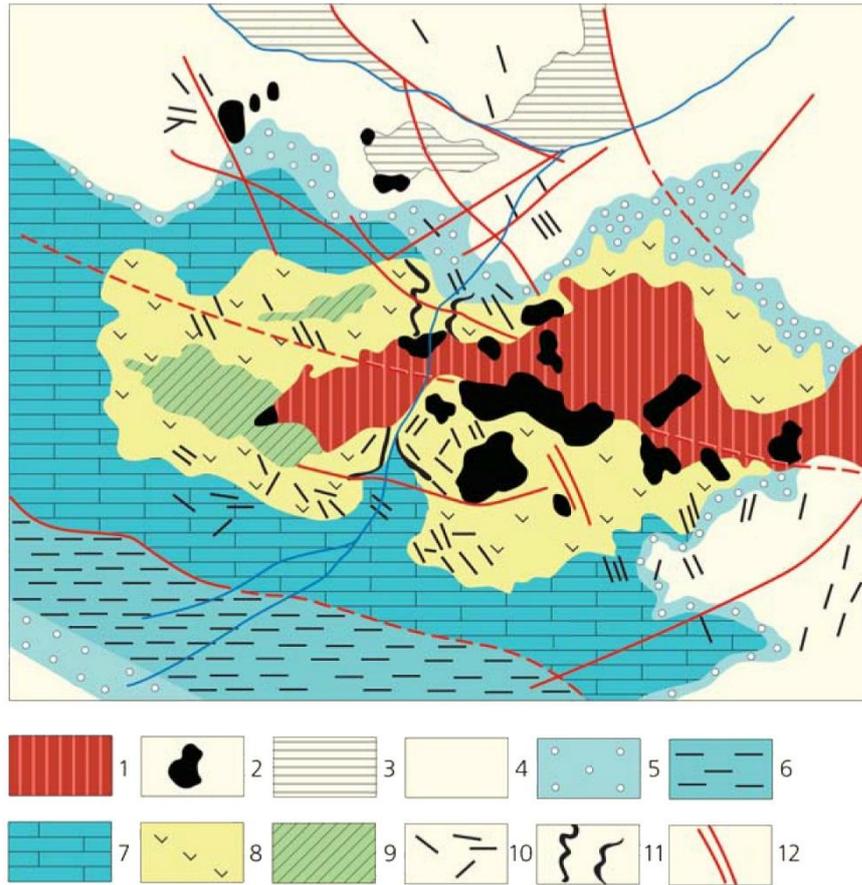
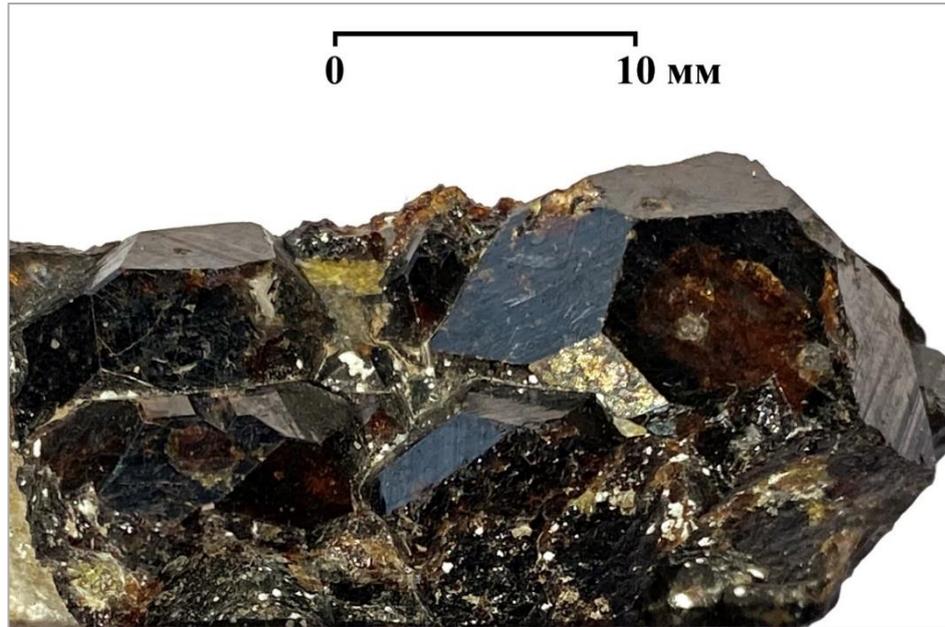


Рисунок 59. Схема геологического строения Дашкесанского железорудного месторождения по данным (Кашкай, 1965). 1 – гранитоиды; 2 – габброиды; 3 – туфопесчаники, кварцевые порфиры и их туфы; 4 – туффиты, туфобрекчи, диабазовые порфириты; 5 – лапиллиевые магнетитовые туфы, туффиты; 6 – аргиллиты; 7 – мраморизированные известняки; 8 – туфы, туффиты, роговики, скарны; 9 – диабазовые порфириты; 10 – дайки основного состава; 11 – магнетитовые руды; 12 – разрывные нарушения.

В скарнах Дашкесанского месторождения гранат встречается в виде (Кашкай, 1965): 1) мелкозернистых агрегатов (0.03 - 0.05 мм); 2) агрегатов крупных кристаллов (0.5 - 7 см) с чёткими кристаллографическими очертаниями; 3) щёток мелких (до 2-3 мм) идиоморфных кристаллов. На основании химического состава гранаты делятся на две группы. В первой из них преобладает андрадитовый компонент, а во второй - гроссуляровый минерал. Гранаты первой группы имеют тёмно-бурый и буро-красный цвет (Рисунок 60). Гранаты второй группы обладают жёлто-зелёной окраской.



*Рисунок 60. Гранат из скарнов месторождения Дашкесан.*

Был изучен гранат с северо-восточного участка Дашкесанского месторождения. Он представлен крупными (до 1,5 см) фрагментами кристаллов тёмно-коричневого цвета с хорошо выраженными гранями дельтоэдра  $\{211\}$  (Рисунок 60). На гранях наблюдается характерная штриховка - скульптура роста. Измельчённый гранат изучался в проходящем и отражённом свете. В тонких сколах цвет минерала меняется от светло-коричневого до коричневого, присутствуют первичные газовой-жидкие включения, расположенные по зонам роста и поздние газовые и газовой-жидкие включения, локализованные в трещинах. Твердофазные включения не обнаружены, что подтверждается результатами нанотомографических исследований кристалла граната. Пересчет на нормативный молекулярный состав химических анализов изученных гранатов представлен в табл. Помимо основных компонентов - андрадита (60 - 86 %) и гроссуляра (10 - 36 %), наблюдается присутствие в незначительных количествах: спессартина (2 - 3 %), моримотоита (0,1 - 4 %), хатчеонита (0,1 - 3,4 %) и альмандина (0,1 - 3,8 %) (Рисунок 61). Все точки составов лежат в поле В (соответствует сумме андрадитового и шорломитового миналов), однако наблюдаются вариации в содержании гроссулярового компонента и незначительные колебания второстепенных миналов. Подобные изменения, выраженные в увеличении содержания железа и уменьшении содержания алюминия от центра к периферии зёрен, являются характерной чертой гранатов из скарнов (Власова и др., 1984).

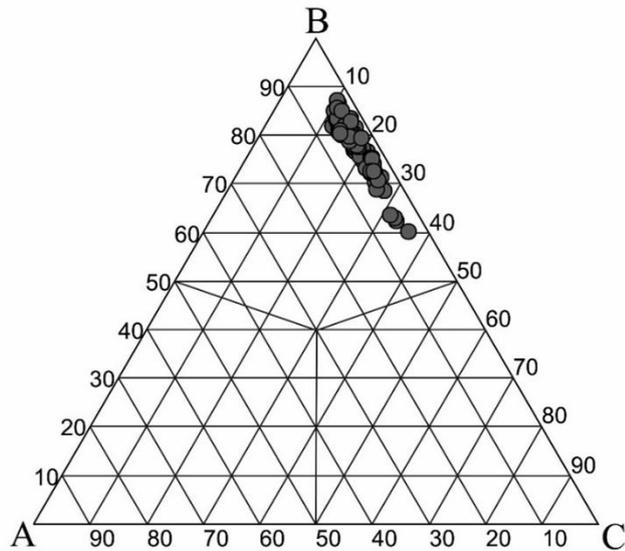


Рисунок 61. Диаграмма состава граната из скарнов Дашкесанского железорудного месторождения. Обозначения (содержания компонентов в %): А – спессартин + пироп + альмандин; В – андрадит + моримотоит + хатченионит; С – гроссуляр.

Содержание REE в гранатах изменяется в пределах 151 - 366 мкг/г. Наблюдается уменьшение содержания элементов данной группы от центра к периферии зёрен (Рисунок 62). Характерно обогащение MREE ( $[La/Sm]_N = 0.12 - 0.21$ ) и значительное обеднение HREE ( $[Gd/Yb]_N = 2.24 - 19.35$ ) (Рисунок 62). Коэффициенты накопления LREE и MREE изменяются в узком диапазоне для всех зон зёрен граната, тогда как степень обеднения HREE демонстрирует значительные вариации. Подобное поведение HREE характерно для гранатов из скарнов (T.Deng et al., 2018) и является отражением изменений условий кристаллообразующей среды.

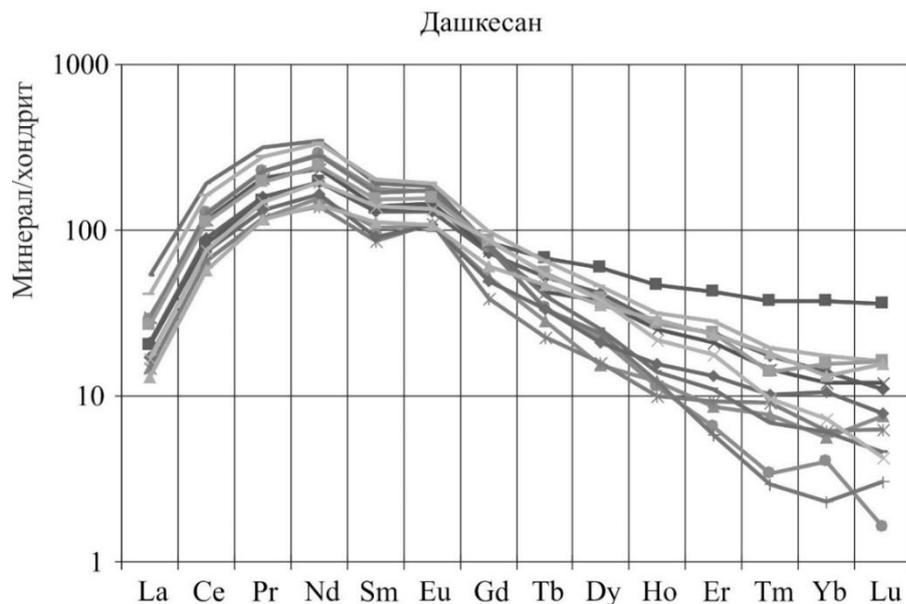


Рисунок 62. График распределения редкоземельных элементов в гранатах из скарнов месторождения Дашкесан. Нормализовано по (Anders, Grevesse, 1989).

Содержания U и Th в пределах зёрен варьируют в узком диапазоне ( $[Th/U] = 0.97 - 1.93$ ). Более высокое содержание урана характерно для зон граната, обогащённых железом (Рисунок 63).

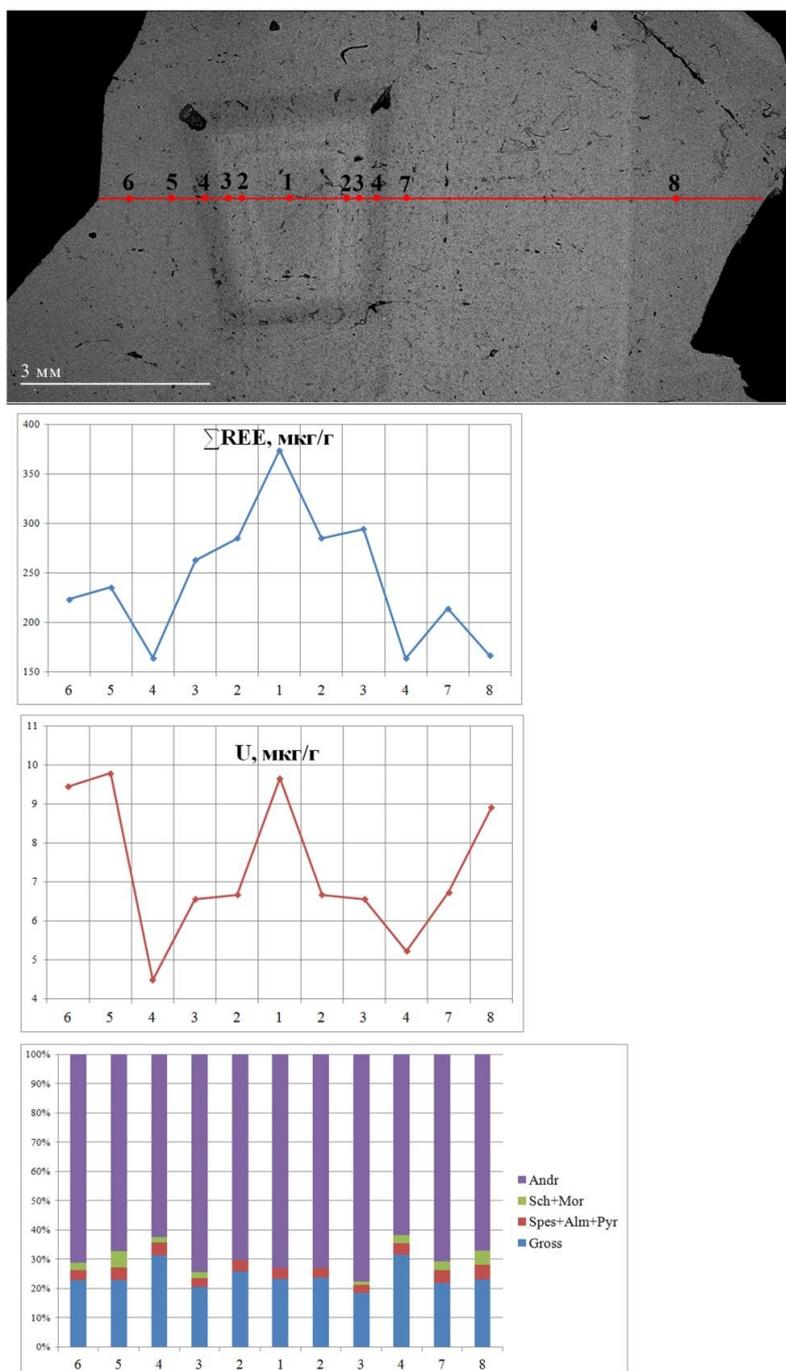


Рисунок 63. Содержание редких и главных элементов в различных зонах граната из скарнов Дашкесанского железорудного месторождения.

Для проведения геохронологических U-Pb исследований были отобраны три микронавески (<1мг) визуально однородных и «чистых» фрагментов (0.15 – 0.2 мкм) граната. Изученный гранат характеризуется сравнительно высокими для гранатов и

воспроизводящимися содержаниями U (8-8.5 мкг/г), низким содержанием Pb (0.2-0.3 мкг/г) и низкой долей обыкновенного Pb ( $Pb_c/Pb_t = 0.01 - 0.17$ ) (Таблица 10). Точки изотопного состава граната № 1 и 2 располагаются на конкордии, величина конкордантного возраста составляет  $147 \pm 2$  млн лет, СКВО=0.87, вероятность конкордатности 0.35 (Рисунок 64). Точка изотопного состава № 3 располагается несколько правее конкордии. Для этого граната характерно более древнее значение возраста  $^{207}Pb/^{206}Pb$  (Таблица 10, № 3) и более высокая доля обыкновенного свинца ( $Pb_c/Pb_t=0.17$ ). По-видимому, это связано с присутствием более древней компоненты обычного Pb, источником которого могут быть включения сульфидов. Среднее значение возраста ( $^{206}Pb/^{238}U$ ), рассчитанное для трех проанализированных микронавесок граната, составляет  $147 \pm 3$  млн лет (СКВО=4.5).

Для граната из скарнов месторождения Дашкесан были проведены U-Pb (LA-ICP-MS) исследования. Полученная оценка возраста ( $143 \pm 5$  млн лет) в пределах погрешности согласуется с результатами U-Pb ID-TIMS (Рисунок 65). Наблюдается однородность в распределении урана в пределах зёрен граната.

Возраст гранатов из скарнов Дашкесанского месторождения ( $147 \pm 2$  млн лет) согласуется с позднеюрским возрастом полифазного Дашкесанского магматического комплекса (Керимов и др., 2009; Мустафаев, 2007; Садыхов, 2019) и свидетельствует о формировании железорудной ассоциации месторождения на рубеже юрского и мелового этапа эндогенной активности региона.

Таблица 10. Результаты U-Pb изотопных исследований граната из скарнов Дашкесанского железорудного месторождения.

Номер п/п	Навеска, мг	Pb, мкг/г	U, мкг/г	Pbc/ Pbt	Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн. лет		
					$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
1	3.34	0.24	8.26	0.01	192.40	0.0487±7	0.3898±1	0.1554±24	0.0232 ±1	0.42	147±2	148±1	132±33
2	2.47	0.29	8.47	0.15	205.46	0.0489±3	0.4096±1	0.1545±12	0.0229±1	0.48	146±1	146±1	145±17
3	1.59	0.27	8.16	0.17	169.40	0.0509±13	0.3323±1	0.1613±15	0.0229±5	0.39	152±2	146±1	239±32

Примечания: *a* – изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; Pbc – обычный свинец; Pbt – общий свинец; Rho – коэффициент корреляции ошибок отношений  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  –  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ . Величины ошибок ( $2\sigma$ ) соответствуют последним значащим цифрам.

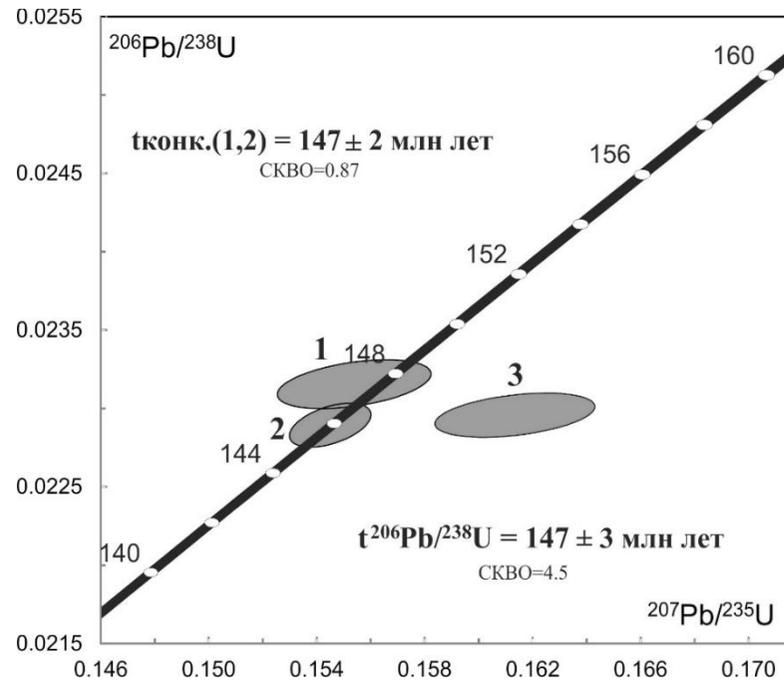


Рисунок 64. Диаграмма с конкордией для граната из скарнов Дашкесанского железорудного месторождения. Номера точек соответствуют порядковым номерам в Таблице 10.

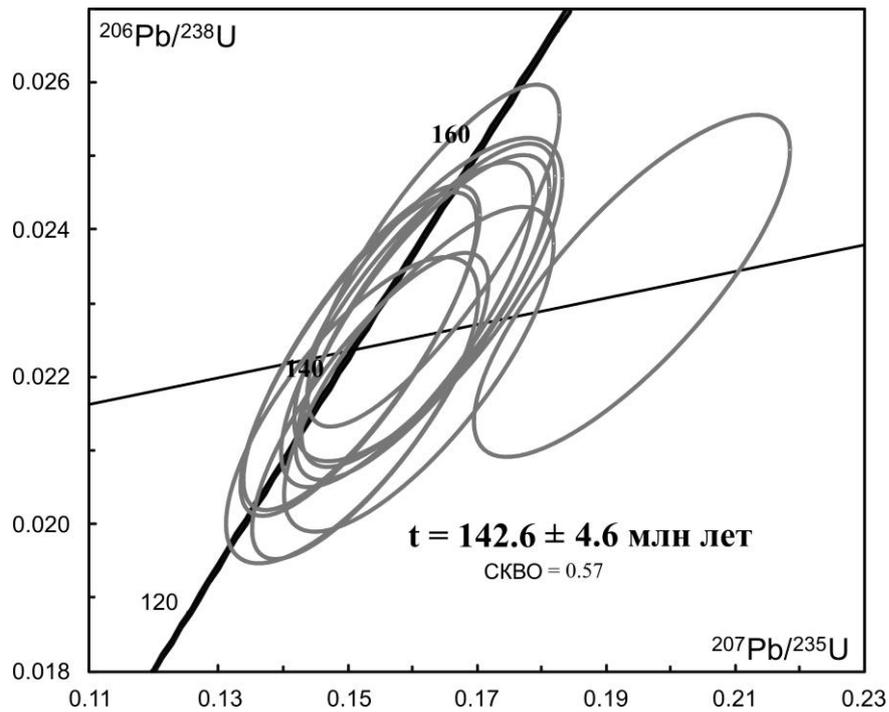


Рисунок 65. Диаграмма с конкордией для граната из скарнов месторождения Дашкесан (LA-ICP-MS)

#### 4.2 Скарны Карышской группы Cu-Mo-W месторождений (Туим-Карышский массив)

В пределах восточного склона Кузнецкого Алатау (западная часть Центрально-Азиатского складчатого пояса) широко проявлены контактово-метасоматические месторождения различной рудной специализации и разного возраста.

В области сочленения Чебаково-Балахтинской впадины и Батенёвско-Беллыкского антиклинория распространены известковые рудоносные скарны. Они приурочены к зоне контакта гранодиоритов Туим-Карышского массива с метаморфизованными карбонат содержащими породами. С этими скарнами связана Карышская группа Cu-Mo-W месторождений. Структурным фактором контроля оруденения является комбинация серий разрывных нарушений, что делает вмещающие толщи зоной высокой проницаемости (Шиканов, 2013). Под действием гранитоидных интрузий вмещающие известняки метаморфизованы в грубозернистый мрамор, в которых в виде вытянутых линзообразных тел встречаются скарновые породы (Рисунок 66). Скарны отличаются пёстрым минеральным составом. В качестве порообразующих минералов выделяют гранат и пироксен. В меньших количествах присутствуют везувиан, волластонит и эпидот (Шиканов, 2013). Для них характерна богатая ассоциация рудных минералов.

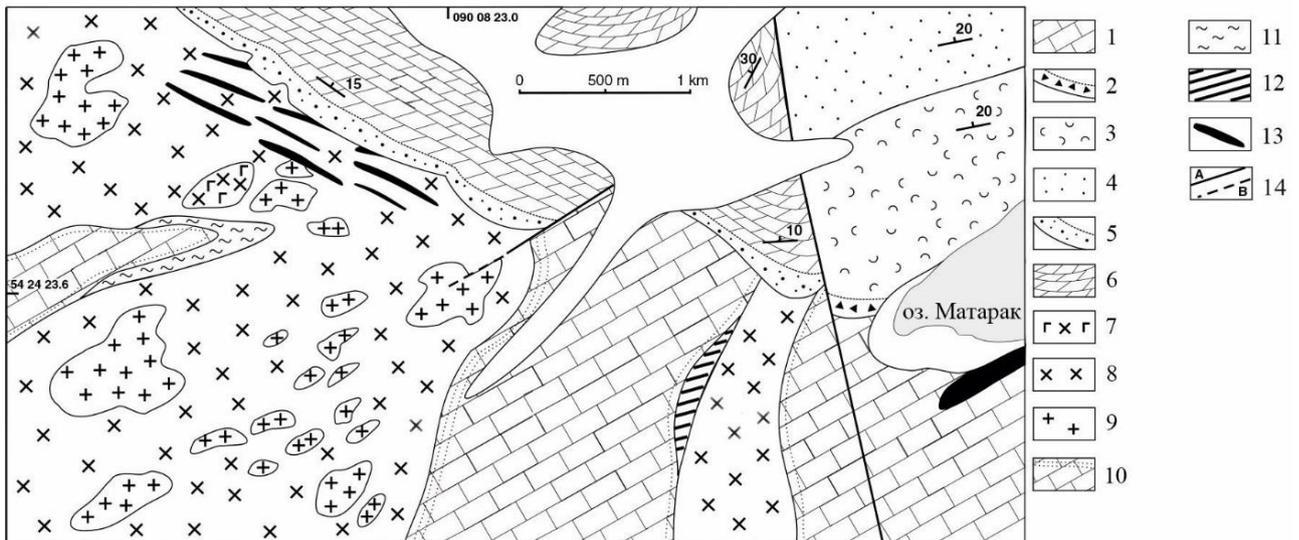


Рисунок 66 Модифицированная геологическая схема строения северного участка контактовой зоны Туим-Карышского массива с отложениями Минусинского прогиба по данным (J. De Grave et al., 2011). Обозначения на карте: 1 – известняки и кремнистые сланцы; 2 – контактово-реакционная зона; 3 – трахитовые туфы, щелочные андезиты и базальты; 4 – осадочные породы с вулканической брекчией; 5 – базальтовые конгломераты; 6 – известняки; 7 – габбро-диориты; 8 – кварцевые диориты; 9 – лейкограниты; 10 – контактово-реакционная зона; 11 – гранат содержащие скарны; 12 – магнетит содержащие скарны; 13 – дайки и силлы диабазов; 14 – разрывные нарушения: а) закартированные, б) предполагаемые.

Гранат встречается в виде мелких зёрен чёрного цвета (Рисунок 67). Присутствие включений или дефектов не обнаружено.

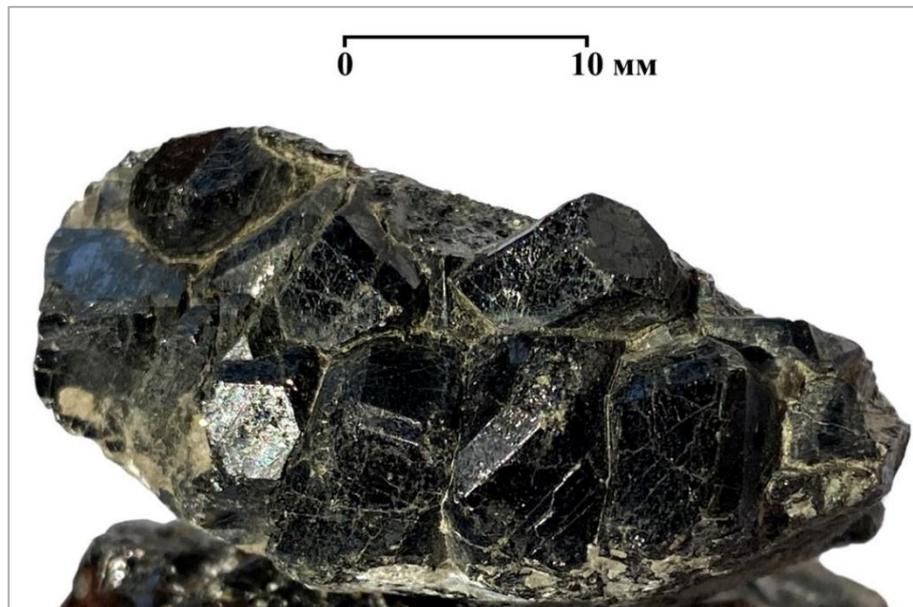


Рисунок 67. Гранат из скарнов Туим-Карышского массива

Химический состав граната соответствует андрадиту (93 - 97%) с незначительным количеством гроссулярового компонента (не более 5%). Содержание REE не превышает 150 мкг/г. Гранаты характеризуются низким содержанием HREE и значительным обогащением

LREE ( $[La/Sm]_N = 22.3 - 60.9$ ) (Рисунок 68). Содержание U высокое (39.00 – 69.00 мкг/г), Th/U отношение выдержанное ( $Th/U = 0.05 - 0.08$ ). Наблюдается положительная корреляция между содержанием U, Th и REE.

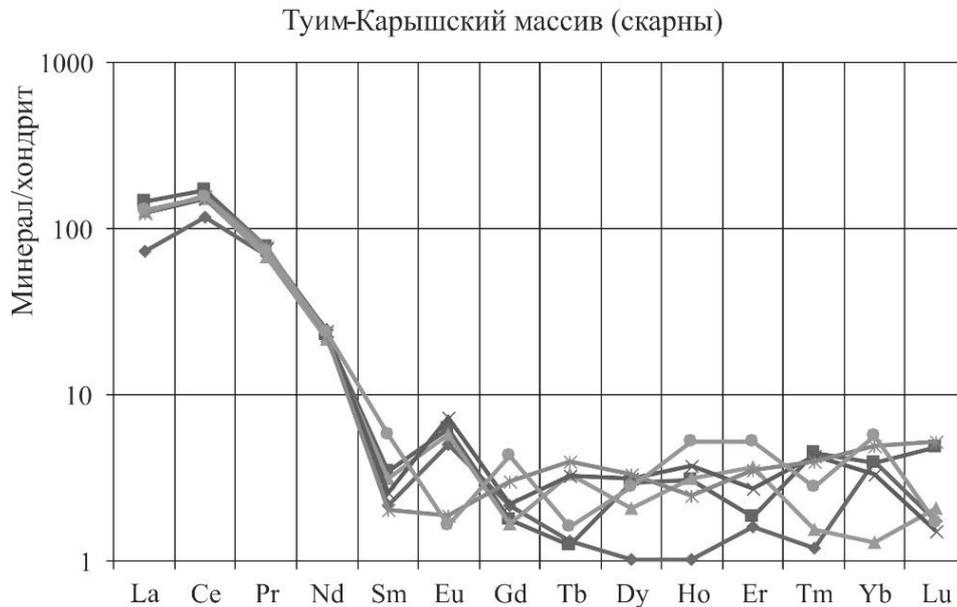


Рисунок 68. График распределения редкоземельных элементов в гранате из скарнов Туим-Карышского массива. Нормализовано по (Anders, Grevesse, 1989).

Для U-Pb исследований было отобрано три навески фрагментов зёрен граната из скарнов Туим-Карышского массива. Гранаты характеризуются высоким содержанием U (12.55 – 41.31 мкг/г) и низкой долей обыкновенного свинца ( $Pb_c/Pb_{tot} = 0.08 - 0.12$ ) (Таблица 11). Гранат характеризуется конкордантным возрастом  $478 \pm 4$  млн лет (СКВО=0.62) или незначительно дискордантен (1,3%). Среднее значение возраста ( $^{207}Pb/^{206}Pb$ ) граната всех проанализированных микронавесок составляет  $476 \pm 4$  млн лет (СКВО=0.38) (Рисунок 69).

Полученная оценка возраста образования скарнов хорошо согласуется с U-Pb (ID-TIMS) возрастом циркона из кварцевого диорита  $470 \pm 4$  млн лет (Руднев и др., 2002) и U-Pb (LA-ICP-MS) возрастом циркона из гранодиоритов Туим-Карышского массива  $477 \pm 5$  млн лет (Де Грейв и др., 2011).

Таким образом, в результате проведенных геохронологических исследований получена «прямая» оценка возраста богатых по запасам рудоносных известковых скарнов Карышской группы Cu-Mo-W месторождений.

Таблица 11. Результаты изотопных U-Pb исследований граната из скарнов Туим-Карышского массива

Номер п/п	Навеска, мг	Pb, мкг/г	U, мкг/г	Pbc/Pbt	Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн. лет		
					$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
1	1.63	1.00	12.55	0.12	339.47	0.0566±3	0.0199±1	0.5914±41	0.0757±3	0.67	472±3	471±2	477±11
2	1.71	2.65	34.57	0.08	634.57	0.0566±1	0.0180±1	0.5981±10	0.0766±1	0.88	476±1	476±1	476±2
3	1.52	3.23	41.31	0.08	672.21	0.0565±1	0.0201±1	0.6027±16	0.0773±1	0.71	479±1	480±1	472±4

Примечания: <sup>a</sup> изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный Pb; Rho - коэффициент корреляции ошибок  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  -  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ . Величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащим цифрам. Pbc - обычный Pb, Pbt - общий Pb.

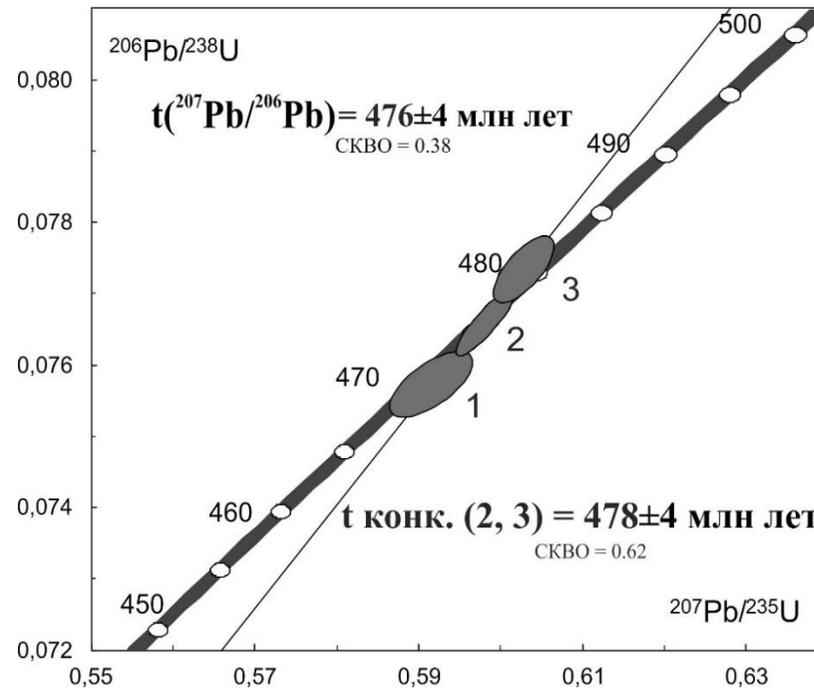


Рисунок 69. Диаграмма с конкордией для граната из скарнов Туим-Карышского массива. Номера точек соответствуют порядковым номерам в Таблице 11.

### 4.3 Скарны Хову-Аксинского Ni-Co-As месторождения

Хову-Аксинское Ni-Co-As гидротермальное месторождение входит в состав Алтае-Саянской кобальтовой металлогенической провинции, одной из крупнейших по запасам в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса. Она расположена в пределах Убсунур-Хову-Аксинской зоны пересечения глубинных разломов на границе Восточно-Таннуольского антиклинория и Тувинского межгорного прогиба. В течение раннего и среднего палеозоя в аккреционно-коллизийной геодинамической обстановке на данной территории был широко проявлен полициклический магматизм. Наличие высокопроницаемых участков пересечения глубинных разнонаправленных разломов, осложнённых системой трещин и сдвиговых деформаций, способствовало проявлению интенсивных контактово-метасоматических и гидротермальных изменений пород. Процессы скарнирования наиболее интенсивно проявлены на участках трещиноватости и дробления в осадочно-вулканогенных породах нижнего кембрия, терригенно-карбонатных осадках силура и осадочно-вулканогенных породах нижнего девона (Рисунок 70).

Морфологически скарновые тела представляют собой линзовидные и жилообразные залежи различной мощности, сохранившие реликтовую текстуру исходных пород. По минеральному составу выделяют пироксеновые, гранат-пироксеновые и пироксен-скаполитовые разновидности скарнов. Ni-Co-As оруденение в пределах Хову-Аксинского месторождения развивалось в два этапа. Первый этап 368-383 млн лет, (Лебедев и др., 2019) связан с образованием на завершающих этапах контактово-метасоматических процессов зон, сложенных кварцем, кальцитом, хлоритом и сульфидами кобальта. Второму этапу рудогенеза предшествует внедрение даек диабазов, плагиопорфиров и заложение новых систем разрывных нарушений и зон дробления пород (Лебедев, 1971). Второй этап - 250–195 млн лет (Лебедев и др., 2019) характеризуется внедрением кварц-карбонатных жил с большим количеством рудных минералов.

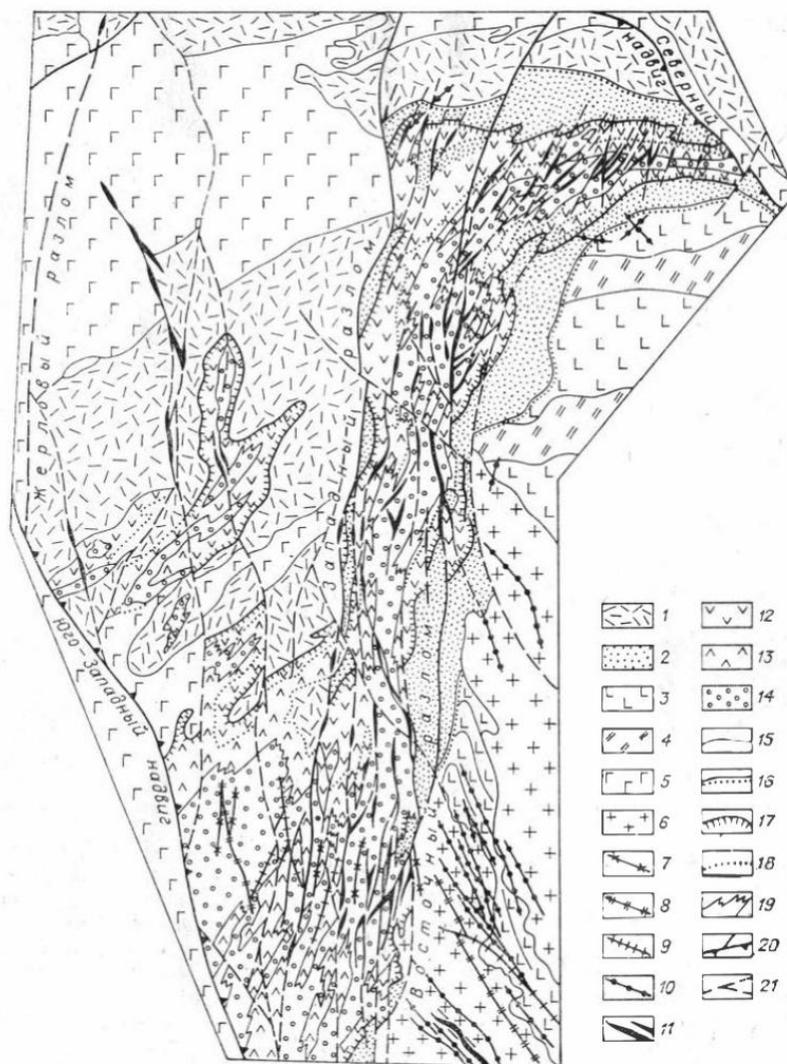


Рисунок 70. Схема геологического строения Хову-Аксинского рудного поля (Борисенко и др., 1984). Обозначения: 1 – порфириты, порфиры, туфоконгломераты; 2 – конгломераты, песчаники, алевриты, известняки; 3,4 – базальтовые порфириты, альбитофиры и их туфы; 5 – габбро-диабазы и оливиновые дайки; 6 – штоки гранофилов, сиенит-порфилов и граносиенит-порфилов; 7–10 – дайки (7 – доскарновые микродиабазы, 8 – послескарновые дорудные лабрадор-битовнитовые порфириты, 9 – дорудные пироксен-плагиоклазовые диабазы к акцессорными сульфидами, 10 – сиенит-порфиры с акцессорными сульфосолями); 11–14 – гидротермальные и метасоматические образования: 11 – кварц-карбонатные жилы с кобальтовой минерализацией, 12 – кварц-полевошпатовые метасоматиты, 13 – пренитсодержащие апоскарны, 14 – известковые скарны; 15 – границы интрузивных массивов; 16 – границы несогласного залегания стратифицированных комплексов; 17 – граница внешнего контура метасоматически изменённых пород; 18 – границы постепенного перехода между метасоматитами разного состава; 19 – границы скарновой залежи; 20 – разломы надвигового типа; 21 – сбросы и сбросо-сдвиги.

Гранат является одним из основных породообразующих минералов скарновых пород. Он представлен крупными (до 2 см) хорошо огранёнными кристаллами (Рисунок 71). Зёрна граната трещиноватые, по трещинам развиваются хлорит и карбонат. Окраска зёрен неоднородная: от тёмно-коричневой в центре зёрен до желтовато-коричневой в краевых частях (Рисунок 72). Это

связано с присутствием структур распада в центральных зонах граната (состав включений соответствует Mg-Са гранату и Mg пироксену).

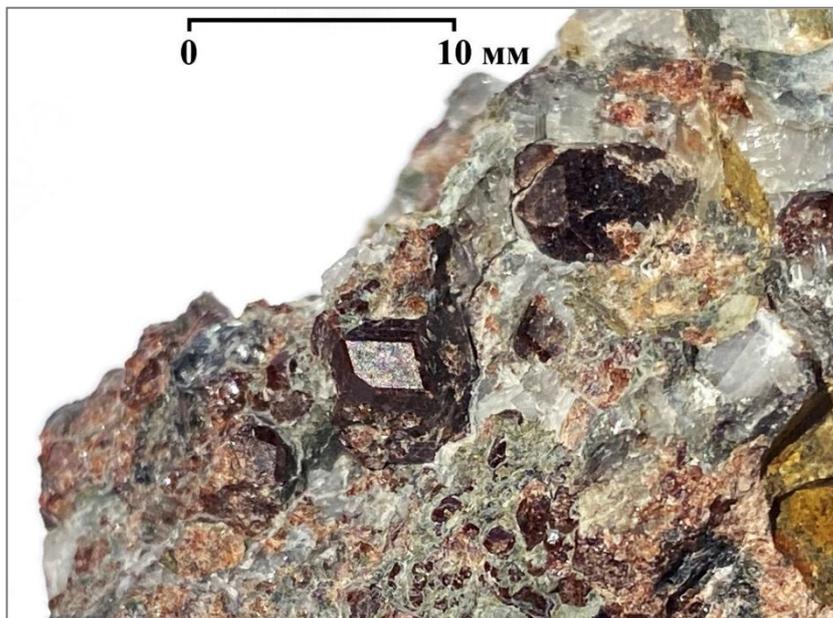


Рисунок 71. Образец скарновой породы с идиоморфными кристаллами граната (Хову-Аксинское месторождение).

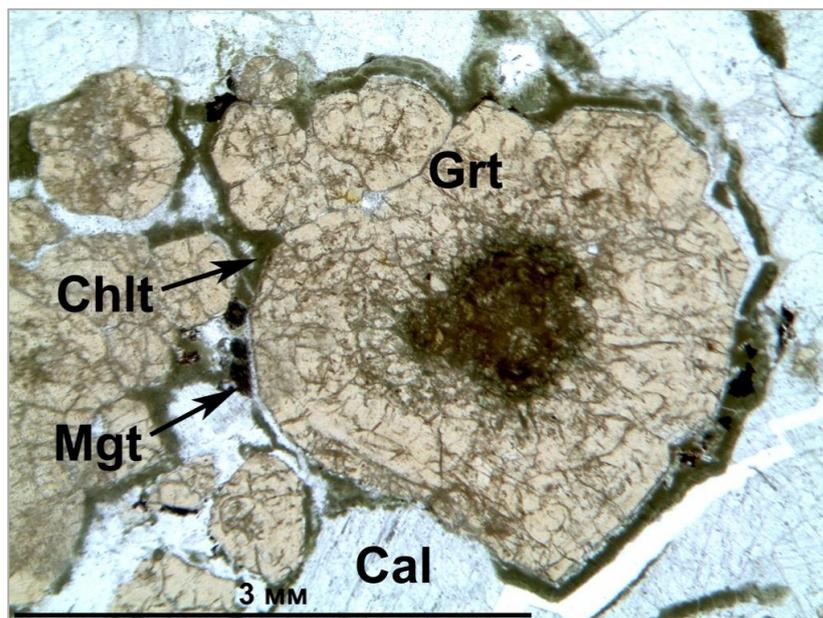


Рисунок 72. Фото шлифа (в проходящем свете) скарнов Хову-Аксинского месторождения. Grt - гранат, Chlt - хлорит, Cal - кальцит, Mgt - магнетит.

Состав граната отвечает ряду андрадит-гроссуляр с преобладающим количеством андрадитового компонента (52-79%). В значительно меньших количествах присутствуют шорломитовый, моримотоитовый, альмандиновый и спессартиновый компоненты (не более 4%) (Рисунок 73). Содержание REE в сравнении с исследованными гранатами схожего генезиса не высокое (37.5 – 97.2 мкг/г). Характерно обеднение LREE ( $[La/Sm]_N = 0.01 - 0.02$ ) и

обогащение MREE ( $[Gd/Yb]_N = 1.32 - 6.56$ ) (Рисунок 74). Различий между распределением данной группы элементов между краевыми и центральными частями зёрен не наблюдается. Фиксируется положительная корреляция между уровнями содержания U и REE.

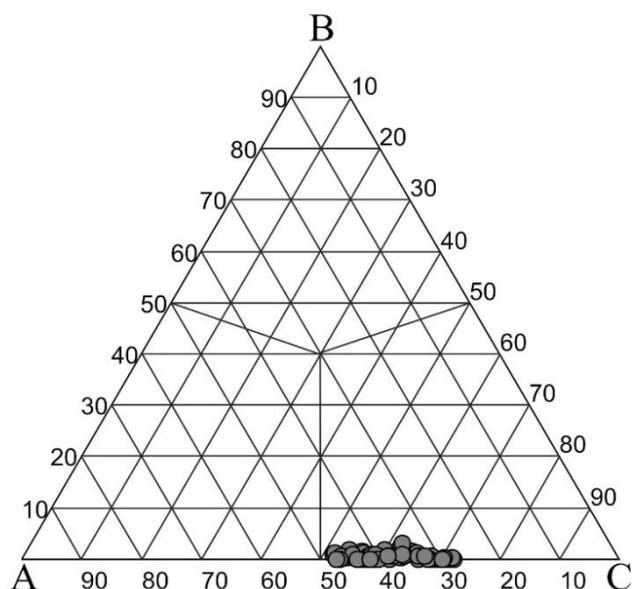


Рисунок 73. Состав граната из скарнов Хову-Аксинского месторождения. А - моримотоит ( $Ca_3(Ti, Fe^{2+})_2(SiO_4)_3$ ) + Mg-моримотоит ( $Ca_3(Ti, Mg)_2(SiO_4)_3$ ), В - шорломит ( $Ca_3Ti_2(Si, Fe^{3+})_3O_{12}$ ) + хатчеонит ( $Ca_3Ti_2(Si, Al)_3O_{12}$ ), С - андрадит ( $Ca_3Fe^{3+}_2(SiO_4)_3$ ).

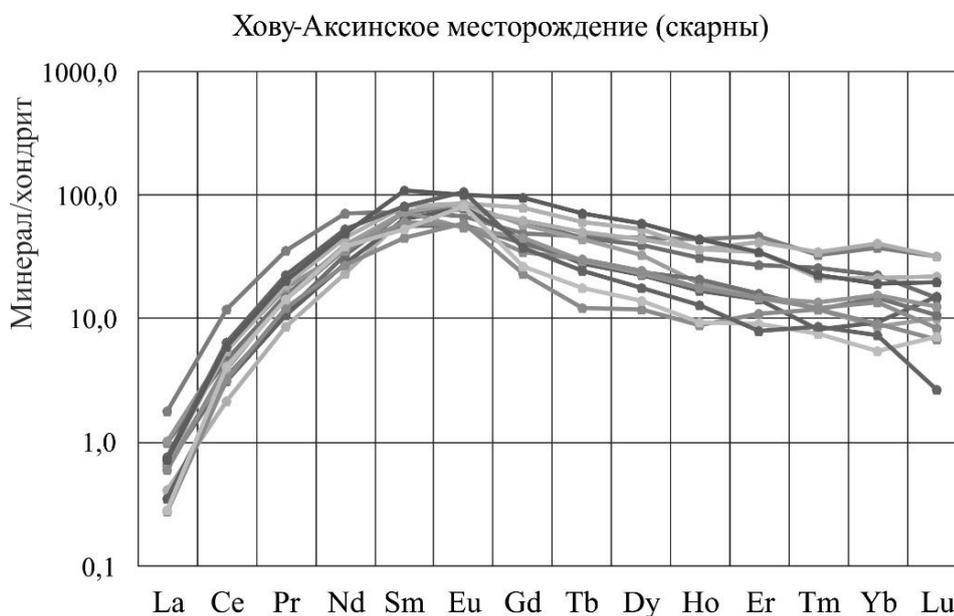


Рисунок 74 График распределения редкоземельных элементов в гранатах из скарнов Хову-Аксинского месторождения. Нормализовано по (Anders, Grevesse, 1989).

Для проведения U-Pb геохронологических исследований отбирались фрагменты кристаллов наиболее тёмного цвета. Проанализированы три микронавески граната. Содержание U изменяется в пределах 10.76 - 29.48 мкг/г. Отмечается низкая доля обыкновенного свинца

( $Pb_c/Pb_{tot} = 0.07 - 0.42$ ) (Таблица 12). Точки изотопного состава образуют дискордию, нижнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту  $399 \pm 2$  млн лет (СКВО = 0.082) (Рисунок 75).

Полученная оценка возраста граната незначительно древнее оценки Ar-Ar возраста -  $383 \pm 5$  млн лет (Лебедев и др., 2019) флогопита из Со-скарнов месторождения Хову-Аксы. Нельзя исключать, что это обусловлено разницей в температуре закрытия U-Pb и Ar-Ar систем различных минералов. В этом случае, мы можем сделать вывод о более древнем, чем предполагалось ранее, возрасте Хову-Аксинского Ni-Co-As месторождения. В то же время, разница в возрасте  $\sim 16$  млн лет может соответствовать длительности контактово-метасоматических процессов, завершившихся рудообразованием. Результаты изучения граната из скарнов месторождения Хову-Аксы свидетельствуют об устойчивости его U-Pb системы в ходе наложенных гидротермальных процессов, следовательно, его можно использовать в качестве надёжного геохронометра для оценки возраста месторождений подобного генезиса.

Таблица 12. Результаты изотопных U-Pb исследований граната из скарнов Хову-Аксинского месторождения

Номер п/п	Навеска, мг	Pb, мкг/г	U, мкг/г	Pbc/Pbt	Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн. лет		
					$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
1	0.62	0.87	10.76	0.27	126.36	0.0555±4	0.0231±1	0.4910±45	0.0641±2	0.49	405±4	400±1	435±18
2	0.46	1.88	29.48	0.07	346.74	0.0566±1	0.0104±1	0.5023±25	0.0635±2	0.51	413±2	402±1	476±10
3	1.69	1.37	12.97	0.42	100.68	0.0589±3	0.0248±1	0.5293±34	0.0651±1	0.47	431±3	407±1	564±13

Примечания: <sup>a</sup> изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный Pb; Rho - коэффициент корреляции ошибок  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  -  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ . Величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащим цифрам. Pbc - обычный Pb, Pbt - общий Pb.

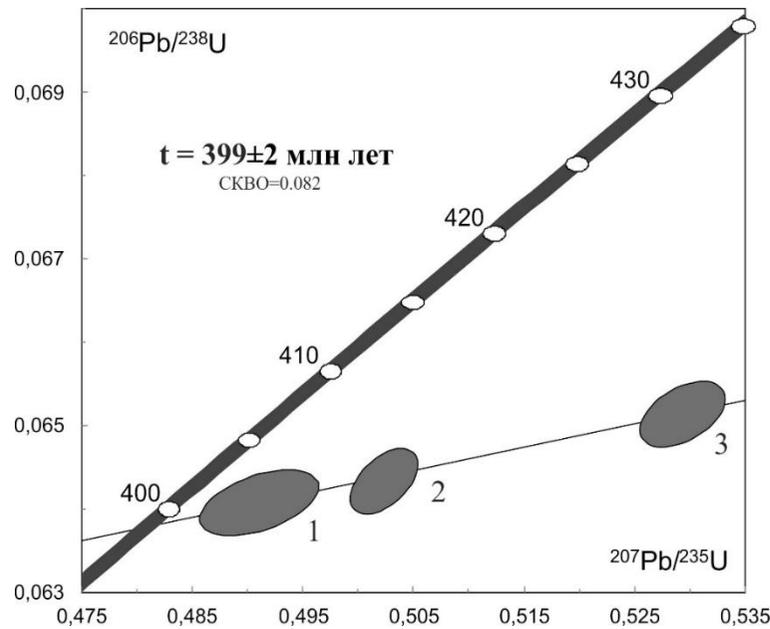


Рисунок 75. Диаграмма с конкордией для граната из скарнов Хову-Аксинского месторождения. Номера точек соответствуют порядковым номерам в Таблице 12.

## **ГЛАВА 5. ЖЕЛЕЗО-МАГНЕЗИАЛЬНЫЕ ФЛОГОПИТОНОСНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ АЛДАНСКОГО ЩИТА**

Существует ряд пород, которые по минеральному составу схожи со скарнами, однако, ввиду отсутствия контакта с интрузивным телом, не могут быть отнесены к формации скарнов. Такие образования известны в пределах Алданского геоблока (Алданский щит, Южная Якутия). На данной территории расположены богатейшие по запасам флогопитоносная и железорудные провинции.

В геологическом строении восточной части Западно-Алданского мегаблока принимают участие тоналит-трондьемитовые ортогнейсы тимптонского комплекса и супракрустальные образования курумканской и федоровской толщ алданского гранулитогнейсового мегакомплекса (Котов, 2003) (Рисунок 76). Рудоносные контактово-метасоматические породы приурочены к карбонатсодержащим горизонталам фёдоровской толщи, среди которых выделяют: мраморы, кальцифиры и доломиты. Продуктивные карбонатсодержащие породы перемежаются основными кристаллическими сланцами и гнейсами. При этом железорудные месторождения приурочены к карбонатным породам, а флогопитовые локализованы в алюмосиликатных породах (Шепель, 1983). Области наиболее интенсивной метасоматической переработки приурочены к системам глубинных разломов, осложнённым зонами вторичного рассланцевания (Шабынин, 1974). Предполагается, что формирование месторождений связано с миграцией железо-магнезиально-кальциевого флюида по этим зонам (Дук и др., 1975). Большинство метасоматитов, встречающихся на описываемой территории, относятся к формации магнезиальных скарнов. Контактво-метасоматические породы известкового состава распространены значительно реже и представляют собой пространственно обособленные линзовидные и гнездообразные тела. Они отмечены в метасоматитах Тимптонской группы флогопитовых месторождений и железорудных месторождений Леглиерского рудного поля (Лицарёв, 1961; Шабынин, 1974). Характерной особенностью минерального состава известковых метасоматитов является повышенная железистость фемических минералов. Они сложены ферриавгитом, андрадитом, эпидотом, ортитом, сине-зелёной роговой обманкой, титанитом, скаполитом. Рудная минерализация представлена поздним магнетитом и гематитом (Перцев и др., 1988).

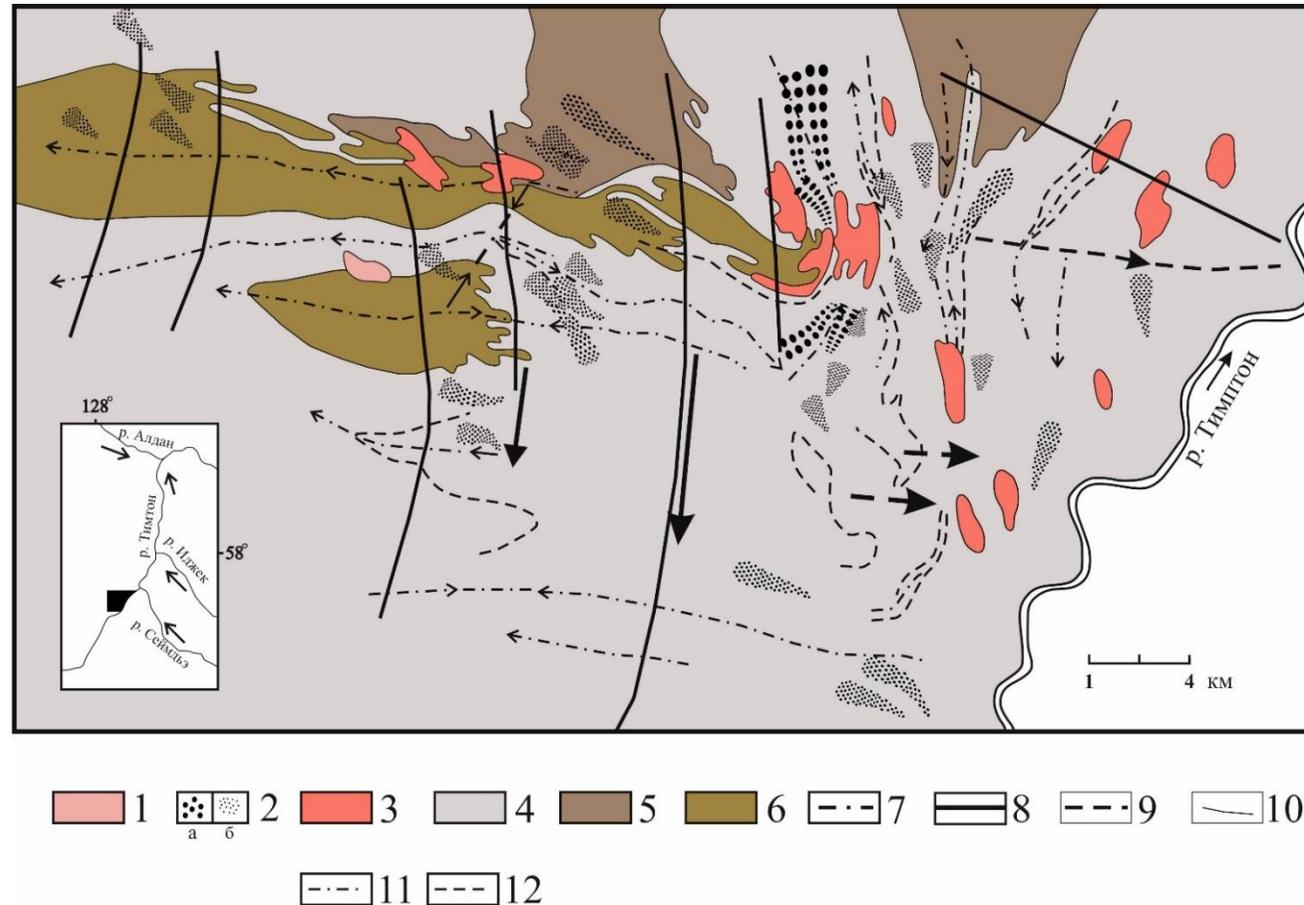


Рисунок 76. Схематическая структурно-геологическая карта междуречья Курунг-Хоонку-Эгете-Тимптон. По В.П. Дуку, М.Е. Салье и В.С. Байковой (Дук и др., 1975). Упрощена. 1 – субцелочные граниты и лейкограниты; 2 – зоны и участки гранитизированных пород: а - ?; б – «верхнеэгетинские» гранитоиды; 3 – субцелочные граниты и лейкограниты; 4 – кристаллические сланцы, гнейсы, мрамора и кальцифиры фёдоровской толщи; 5 – высокоглинозёмистые гнейсы курумканской толщи; 6 – плагиогнейсы нестратифицируемого инфракрупального комплекса; 7 – осевые поверхности складок  $F_7$ ; 8 – осевые поверхности складок  $F_6$ ; 9 – осевые поверхности складок  $F_5$ ; 10 – осевые части мегасерий и зон вторичного расщепления  $S_4$ ; 11 – осевые поверхности складок  $F_3$ ; 12 – осевые поверхности складок  $F_{1+2}$ . Стрелками показано направление погружения шарниров указанных складок.

Нами изучен гранат из пород диопсид-андрадитового состава участка р. Курунг-Хоонку, относящегося к Леглиерской группе месторождений. Данные породы слагают неправильные, жиллообразные тела во вмещающих алюмосиликатных толщах фланговых частей месторождений (Шабынин, 1974). Цвет минерала изменяется от коричнево-чёрного в крупных фрагментах, до зеленовато-коричневого на тонких сколах. По химическому составу гранат соответствует андрадиту (75-90%) с постоянным присутствием альмандина, хатчеонита, гроссуляра и Mg-моримотоита (Рисунок 77). Гранаты характеризуются высоким и выдержанным содержанием REE ( $\Sigma\text{REE} = 3389 - 3785$  мкг/г). Прослеживается обогащение HREE ((Gd/Yb) = 0.47 - 0.49), резкое обеднение LREE ((La/Yb) = 0.06 - 0.07) и ярко выраженная отрицательная европиевая аномалия (Eu/Eu\* = 0.43) (Рисунок 78). Содержание U и Th выдержано в пределах зёрен (56.48 - 59.46 мкг/г и 9.24 - 10.29 мкг/г соответственно), Th/U отношение не демонстрирует значимых вариаций (Th/U = 0.16 - 0.18). Распределение REE и U демонстрируют положительную корреляцию.

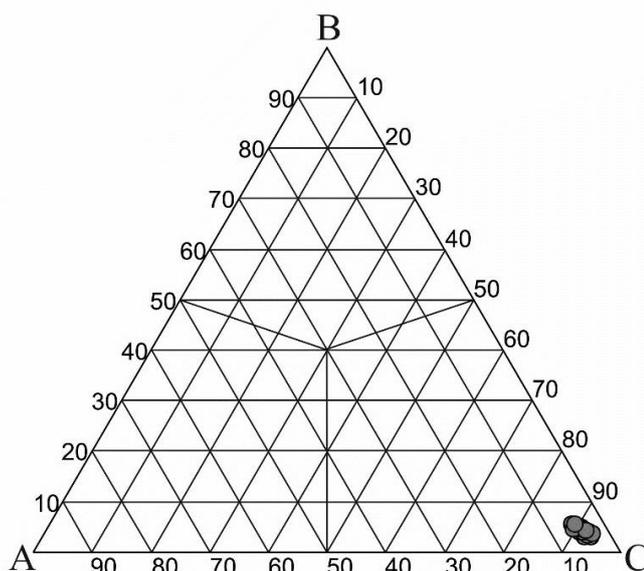


Рисунок 77. Состав граната из контактово-метасоматических пород участка Курунг-Хоонку. А - моримотоит ( $\text{Ca}_3(\text{Ti}, \text{Fe}^{2+})(\text{SiO}_4)_3$ ) + Mg-моримотоит ( $\text{Ca}_3(\text{Ti}, \text{Mg})(\text{SiO}_4)_3$ ), В – шорломит ( $\text{Ca}_3\text{Ti}_2(\text{Si}, \text{Fe}^{3+}_2)\text{O}_{12}$ ) + хатчеонит ( $\text{Ca}_3\text{Ti}_2(\text{Si}, \text{Al}_2)\text{O}_{12}$ ), С – андрадит ( $\text{Ca}_3\text{Fe}^{3+}_2(\text{SiO}_4)_3$ ).

## Курунг-Хоонку

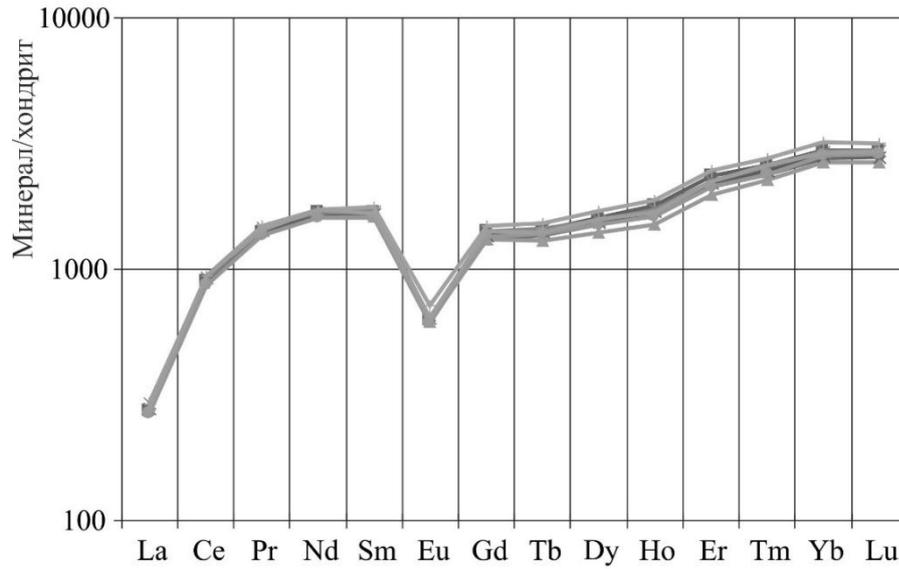


Рисунок 78. График распределения редкоземельных элементов в гранате из метасоматитов участка Курунг-Хоонку. Нормализовано по (Anders, Grevesse, 1989).

Содержание U в гранате достигает 58 мкг/г, а доля обыкновенного свинца не превышает 0.2 нг (Таблица 13). Он характеризуется незначительной (1-2%) возрастной дискордантностью. Верхнее пересечение дискордии с конкордией, рассчитанной для трех точек изотопного состава граната, составляет  $1901 \pm 5$  млн лет (СКВО=0.46) (Рисунок 79). Полученная оценка возраста хорошо согласуется с U-Pb возрастом циркона из Иджекского массива чарнокитов -  $1916 \pm 10$  млн лет (Бибикина и др., 1986), метасоматитов Тыркандинской зоны разрывных нарушений ( $1919 \pm 4$  млн лет; Сальникова и др., 2006) образование которых связано с завершающими этапами раннепротерозойской эндогенной активности Алданского щита.

Полученные результаты являются первой «прямой» оценкой возраста процессов формирования рудоносных железо-магнезиальных метасоматитов Алданского щита и свидетельствуют о высокой устойчивости U-Pb системы кальциевых гранатов в ходе процессов мезозойской тектоно-магматической активизации, проявленных в докембрийских комплексах южной части Сибирского кратона.

Таблица 13. Результаты U-Pb изотопных исследований граната участка Курунг-Хоонку.

Номер п/п	Навеска, мг	Pb, мкг/г	U, мкг/г	Pbc/ Pbt	Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн. лет		
					$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
1	1.12	20.03	58.35	0.01	4777	0.1163±0.4	0.5112±1	5.428±76	0.3385±5	0.97	1889±3	1880±3	1900±1
2	0.41	16.84	48.70	0.03	1593	0.1163±0.4	0.5083±1	5.366±149	0.3347±9	0.99	1879±5	1861±5	1900±1
3	1.00	11.55	33.44	0.001	1990	0.1163±0.4	0.5124±1	5.383±70	0.3356±4	0.97	1882±2	1866±2	1901±1

Примечания: <sup>a</sup> изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный Pb; Rho - коэффициент корреляции ошибок  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  -  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ; Pbc - обычный Pb; Pbt - общий Pb. Величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащим цифрам после запятой.

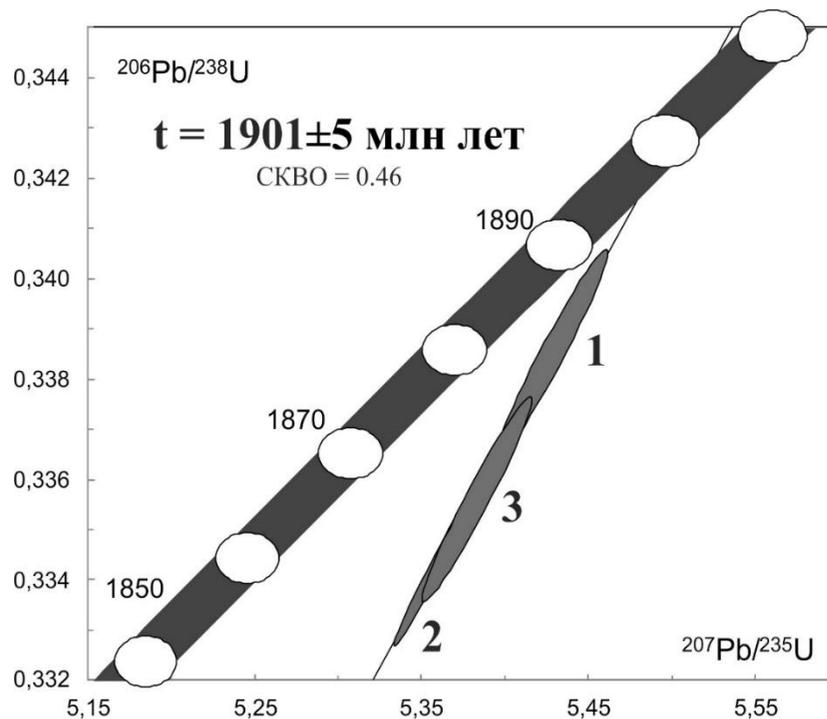


Рисунок 79. Диаграмма с конкордией для граната из участка Курунг-Хоонку. Номера точек соответствуют порядковым номерам в Таблице 13.

## **ЗАКЛЮЧЕНИЕ**

В диссертационной работе представлены результаты минералогических, геохимических и геохронологических U-Pb (ID-TIMS) исследований Ca-Fe-гранатов из щёлочно-ультраосновных пород и высокотемпературных метасоматитов. Гранаты из щёлочно-ультраосновных пород по составу соответствуют ряду андрадит - шорломит - моримотоит. Они характеризуются высоким содержанием некогерентных элементов, включая REE (405 - 2896 мкг/г). Отличительной особенностью распределения REE в изученных гранатах из щелочных и щёлочно-ультраосновных пород является отчётливо выраженным максимумом для группы MREE. В пределах отдельных зёрен гранатов содержание REE изменяется в узком диапазоне и не зависит от вариаций количества главных элементов. Состав гранатов из высокотемпературных метасоматических пород соответствует ряду андрадит-гроссуляр с постоянным присутствием Ti-содержащих компонентов. Эти гранаты также демонстрируют высокий уровень накопления REE (104 - 3538 мкг/г). В пределах зёрен прослеживается отрицательная корреляция между REE и Al.

Установлено, что присутствие урана в этих гранатах не связано с урансодержащими включениями. Эмпирическим путём подобран оптимальный режим обработки минерала перед проведением U-Pb (ID-TIMS) геохронологических исследований. Продемонстрирована необходимость комплексного изучения состава и строения гранатов для корректной интерпретации полученных результатов.

Проведены U-Pb геохронологические исследования гранатов из щелочных и щёлочно-ультраосновных пород ряда крупнейших магматических провинций: Кольская провинция, Маймеча-Котуйская, Восточно-Саянская, Западно-Алданская, Сангиленская, Сьюпериор. Полученные данные согласуются с независимыми оценками возраста по другим минералам.

Результаты изучения Ca-Fe-гранатов из скарновых пород (Дашкесанское железорудное месторождение, Карышской группы Cu-Mo-W месторождений (Туим-Карышский массив), Хову-Аксинского Ni-Co-As месторождения и железо-магнезиальных флогопитоносных метасоматитов Алданского щита) также демонстрируют возможность использования U-Pb системы Ca-Fe-гранатов для получения оценок возраста скарнообразования и сопутствующего оруденения.

Полученные результаты свидетельствуют о большом потенциале Ca-Fe-гранатов в качестве U-Pb минералов-геохронометров для различных пород.

**СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. Андреева Е.Д., Кононова В.А., Свешникова Е.В., Яшина Р.М. Щелочные породы/Магматические горные породы. Т. 2. М.: Наука, 1984. – 415 с.
2. Андреева И.А., Коваленко В.И., Никифоров А.В., Кононова Н.Н. Состав магм, условия образования и генезис карбонатсодержащих ийолитов и карбонатитов щелочного карбонатитового комплекса Белая Зима (Восточный Саян, Россия) // Петрология. 2007. Т. 15. №6. – С. 594-619.
3. Арзамасцев А.А., Арзамасцева Л.В., Травин А.В. и др. Длительность формирования полифазной магматической системы палеозойских щелочных комплексов центральной части Кольского полуострова: U-Pb, Rb-Sr, Ar-Ar данные // Докл. АН. 2007. Т. 413. № 5. – С. 666–670.
4. Афанасьев Б.В. Минеральные ресурсы щёлко-ультраосновных массивов Кольского полуострова. СПб: Изд-во «Роза ветров», 2011. – 224 с.
5. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма: автореф. дис. д-ра г.-м. наук: 25.00.01 / Баянова Тамара Борисовна. – М., 2002. - 198 с.
6. Баянова Т.Б., Пожиленко В.И., Смолькин В.Ф., Кудряшов Н.М., Каулина Т.В., Ветрин В.Р. Каталог геохронологических данных по северо-восточной части Балтийского щита. (Приложение №3 к монографии "Геология рудных районов Мурманской области"). Апатиты: Изд. КНЦ РАН. 2002. – 53 с.
7. Бибикина Е.В., Другова Г.М., Дук В.Л., Невский Л.К., Левченков О.А., Морозова И.М. Геохронология Алдано-Витимского щита // Методы изотопной геологии и геохронологическая шкала. М.: Наука, 1986. – С. 135-139.
8. Борисенко А.С., Лебедев В.И., Тюлькин В.Г. Условия образования гидротермальных кобальтовых месторождений. Новосибирск: Наука, 1984. –172 с.
9. Булах А.Г., Золотарёв А.А., Кривовичев В.Г. Структура, изоморфизм, формулы, классификация минералов. СПб. Изд-во С.-Петербур. ун-та. 2014. –132 с.
10. Владыкин Н.В. Модель зарождения и кристаллизации ультраосновных-щелочных-карбонатитовых магм Сибирского региона, проблемы их рудоносности, мантийные источники и связь с плюмовым процессом. // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. – С. 889-905.
11. Владыкин Н.В. Петрология калиево-щелочных лампроит-карбонатитовых комплексов, их генезис и рудоносность // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 12. – С. 1443-1455.

12. Владыкин Н.В., Сандиминова Г.П., Изотопный состав свинца в породах Мурунского ультракалиевого щелочного массива / В кн.: XIV симпозиум по геохимии изотопов. Москва. 1995. – С.38-39.
13. Власова Д.К., Подлесский К.В., Кудря П.Ф., Боронихин В.А., Муравицкая Г.Н. Зональность гранатов в скарновых месторождениях // Записки всесоюзного минералогического общества. 1984. Т. 113. В. 5. – С. 560-577.
14. Врублевский В.В., Никифоров А.В., Сугоракова А.М., Лыхин Д.А., Козулина Т.В., Юдин Д.С. Возраст и природа щелочных пород Дахунурского плутона, юго-восточная Тува // Известия Томского политехнического университета. 2014. Т. 324. №1. – С. 146-153.
15. Геология месторождений редких элементов. Выпуск 35. Геология, минералогия и генезис карбонатитов. / Под ред. А.И. Гинзбурга. М.: Недра. 1972. – 184 с.
16. Дворник Г.П. Метасоматизм и золотопорфировое оруденение калиевых щелочных массивов: дис. ... д-ра г.-м. наук: 25.00.11 / Дворник Геннадий Петрович. - Екатеринбург, 2015. – 44 с.
17. Добровольская М.Г., Рогова В.П., Вальясов Л.Н., Новая находка калийсодержащего талкусита в чароитовых породах Мурунского массива // Докл. АН СССР. 1982. Т. 267. № 5. – С. 1214-1217
18. Добровольская М.Г., Рогова В.П., Цепин А.И., Малов В.С. О сульфидной минерализации в чароитовых породах // Минерал. Журн. 1980. Т. 2. № 6. – С. 3-13
19. Дойникова О.А., Сидоренко Г.А. К минералогии четырёхвалентного урана // Новые данные о минералах. М.: 2010. Вып. 45. – С. 79 - 90.
20. Докучиц Э.Ю. Особенности химического и минерального состава чароитовых пород Мурунского массива // Вестник Иркутского государственного технического университета. 2014. № 1 (84). – С. 34-40
21. Долежал Я., Повондра П., Шульцек З. Методы разложения горных пород и минералов // М.: Мир. 1968. – 276 с.
22. Дук В.Л., Салье М.Е., Байкова В.С. Структурно-метаморфическая эволюция и флогопитоносность гранулитов Алдана. Ленинград: Наука. 1975. – 227 с.
23. Жариков В.А., Русинов В.Л., Маракушев А.А., Зарайский Г.П., Омеляненко Б.И., Перцев Н.Н., Расс И.Т., Андреева О.В., Абрамов С.С., Подлесский К.В. Метасоматизм и метасоматические породы. Москва. 1998. – 492 с.
24. Иванов А.В., Горовой В.А., Гладкочуб Д.П., Шевелев А.С., Владыкин Н.В. Первые прецизионные данные о возрасте чароитовой минерализации (Восточная Сибирь) // ДАН. 2018. Т. 478. № 6. – С. 657-661.

25. Кашкай М.А. Петрология и металлогения Дашкесана и других железорудных месторождений Азербайджана. Москва. 1965. – 749 с.
26. Керимов Р.Б., Ахмедова Т.Г. Тез. докл. IV Всероссийский Симпозиум по вулканологии и палеовулканологии “Вулканизм и геодинамика”, 2009 г., г. Петропавловск-Камчатский
27. Когарко Л.Н., Зартман Р.Э. Новые данные о возрасте Гулинской интрузии и проблема связи щелочного магматизма Маймеча-Котуйской провинции с Сибирским суперплюмом (данные по изотопии U-Th-Pb системы) // Геохимия. 2011. № 5. – С. 462-472
28. Комаров А.Н. Применение треков осколков спонтанного и индуцированного деления урана в минералах в геохронологии и геохимии: дис. ... канд. г.-м. наук: 04.00.00 / Комаров Альберт Николаевич. Ленинград, 1967. – 179 с.
29. Кононова В.А. Уртит-ийолитовые интрузии Тувы и роль метасоматических процессов при их формировании // Изв. АН СССР. Серия геол. 1957. № 5. – С.37-55.
30. Котов А.Б. Граничные условия геодинамических моделей формирования континентальной коры Алданского щита: дис. ... д-ра г.-м. наук: 25.00.01 / Котов Александр Борисович. – Санкт-Петербург, 2003. – 79 с.
31. Кухаренко А.А., Орлова М.П., Булах А.Г., Багдасарова Э.А., Римская-Корсакова О.М., Нефедин Е.И., Ильинский Г.А., Сергеев А.С., Абакумова Н.Б. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. М.: Недра. 1965. – 755 с.
32. Лаверов Н.П., Юдинцев С.В., Лившиц Т.С., Стефановский С.В., Лукиных А.Н., Юинг Р.Ч. Искусственные минералы со структурой пирохлора и граната: матрицы для иммобилизации актинидсодержащих отходов // Геохимия. 2010. № 1. – С. 3-16.
33. Лебедев В.И. О дайках Хову-Аксынского рудного поля // Материалы по геологии Тувинской АССР. Кызыл: Тувинск. Кн. Изд-во. 1971. – С. 74-86.
34. Лебедев В.И., Боровиков А.А., Гущина Л.В., Шабалин С.И. Физико-химическое моделирование гидротермальных процессов рудообразования Ni-Co-As ( $\pm$ U-Ag), Co-S-As ( $\pm$ Au-W), Cu-Co-As ( $\pm$ Sb-Ag) месторождений // Геол. Рудн. Месторождений. 2019. Т. 61. № 3. – С. 31-63.
35. Лицарёв М.А. Генезис флогопитоносных месторождений Алдана. М.: Изд-во Акад. Наук СССР. 1961. – 167 с.
36. Магматизм и металлогения рифтогенных систем восточной части Балтийского щита. / под ред. А.Д. Щеглова. СПб.: Недра. 1993. – 242 с.

37. Магматизм и металлогения рифтогенных систем восточной части Балтийского щита. [А.Д. Щеглов, В.Н. Москалева, Б.А. Марковский и др.] / под ред. А.Д. Щеглова. СПб: Недра. 1993. – 243 с.
38. Мустафаев М.А. Раннеюрский базальтоидный вулканизм континентальной окраины Кавказского сегмента Мезотетиса: геология, петрология и геодинамика // Вестник Бакинского Университета. Серия естественных наук. 2007. № 4. – С. 139-155
39. Никифоров А.В., Ярмолук В.В., Сальникова Е.Б., Сугоракова А.М., Анисимова И.В. Этапы формирования нефелинсодержащих пород Сангиленского нагорья // в сборнике: Петрология магматических и метаморфических комплексов. Материалы X Всероссийской петрографической конференции с международным участием. 2018. – С. 262-266.
40. Панкратьев П.В., Чаплыгина А.С., Чаплыгина И.С. Основы учения о полезных ископаемых: Методические указания к лабораторному практикуму по магматическим и флюидно-магматическим месторождениям. Оренбург: ГОУ ОГУ. 2004. – 64 с.
41. Перцев Н.Н., Кулаковский А.Л. Железоносный комплекс Центрального Алдана: полиметаморфизм и структурная эволюция. М.: Наука. 1988. – 237 с.
42. Римская-Корсакова О.М., Краснова Н.И. Геология месторождений Ковдорского массива / под ред. Г.Ф. Анастасенко. СПб.: Изд-во С.-Петербур. Ун-та. 2002. – 146 с.
43. Руднев С.Н., Владимирова А.Г., Бабин Т.А., Борисов С.М., Бибикова Е.В., Котов А.Б., Пономарчук В.А., Травин А.В., Сальникова Е.Б., Левченко Ю.В. «Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Алтае-Саянской складчатой области» // Материалы всероссийской научной конференции «Петрология магматических и метаморфических комплексов». Томск. 2002. – С. 201 – 207.
44. Садыхов Э.А. Мезозойские плутонические комплексы Лок-Гарабагской зоны Малого Кавказа: геохимическая характеристика, возраст и магматические источники: автореф. дис. канд. г.-м. наук / Садыхов Эмин Али оглы. - Санкт-Петербург, 2019. – 20 с.
45. Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Казанский В.И., Глебовицкий В.А., Перцев Н.Н., Яковлева С.З., Федосеенко А.М., Плоткина Ю.В. Раннепротерозойский возраст Тыркандинской зоны разрывных нарушений Алданского щита: результаты U-Pb датирования фрагментов единичных зёрен циркона // ДАН. 2006. Т. 408. № 4. – С. 503-507
46. Сальникова Е.Б., Стифеева М.В., Никифоров А.В., Ярмолук В.В., Котов А.Б., Анисимова И.В., Сугоракова А.М., Врублевский В.В. Гранаты ряда андрадит-шорломит-моримотоит – потенциальные минералы-геохронометры для U-Pb-датирования ультраосновных щелочных пород // ДАН. 2018а. Т. 480. № 5. – С. 583-586

47. Сальникова Е.Б., Стифеева М.В., Шахмурадян А.Р., Глебовицкий В.А., Регир Е.П. U-Pb-систематика шорломита из кальцит-амфибол-пироксеновых пегматитов массива Африканда // ДАН. 2018б. Т. 478. № 4. –С.443-446
48. Сергеева Н.А., Ризванова Н.Г., Богомолов Е.С., Лобиков А.Ф., Левский Л.К. Гранат – U-Pb изотопный геохронометр // Записки РМО. 2016. Ч. CXLV. № 5. – С. 96-110.
49. Соболев А.В., Соболев С.В., Кузьмин Д.В., Малич К.Н., Петрунин А.Г. Механизм образования сибирских меймечитов и природа их связи с траппами и кимберлитами // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 12. – С. 1291-1333.
50. Соболев Н.В. Парагенетические типы гранатов. М.: Наука. 1964. – 203 с.
51. Старик И.Е., Мурина Г.А., Крылов А.Я. Критерий пригодности минералов для определения их возраста гелиевым методом // Изв. АН СССР. № 2. 1955. – С. 67 - 71.
52. Стифеева М.В., Сальникова Е.Б., Самсонов А.В., Котов А.Б., Гриценко Ю.Д. U-Pb возраст граната из скарнов Дашкесанского месторождения (Малый Кавказ) // ДАН. 2019. Т. 487. № 5. – С. 554-557.
53. Ферсман А.Е. Геохимия. (Том IV) Ленинград: Госхимтехиздат. Ленингр. Отд-ние. 1939. – 355 с.
54. Фролов А.А. Структура и оруденение карбонатитовых массивов. М.: Недра. 1975. – 161 с.
55. Фролов А.А., Белов С.В. Комплексные карбонатитовые месторождения Зиминского рудного района (Восточный Саян, Россия) // Геология рудных месторождений. 1999. № 2. – С. 109-130.
56. Шабынин Л.И. Рудные месторождения в формации магнизиальных скарнов. М.: Недра. 1974. – 287 с.
57. Шепель А.Б. Закономерности размещения и зональность оруденения Леглиер-Тимптонского рудного пояса (Алданский Щит) [Текст] / А.Б. Шепель, Ю.Д. Зубков // Геология рудных месторождения зоны БАМ. – Новосибирск: Наука, 1983. – С. 54-65.
58. Шиканов Р.П. Особенности локализации и строения метасоматических образований Туимо-Карышской группы месторождений // Молодежь и наука: сборник материалов IX Всероссийской научно-технической конференции студентов, аспирантов и молодых учёных с международным участием. Красноярск: Сибирский федеральный ун-т. 2013.
59. Шипулин Ф.К. Интрузивы и рудообразование (на пр. Дашкесана). М. 1968. – 215 с.
60. Шуколюков Ю.А. Деление ядер урана в природе. М.: Атомиздат. 1970. – 272 стр.
61. Эпштейн Е.М. Геолого-петрологическая модель и генетические особенности рудоносных карбонатитовых комплексов. М.: Недра. 1994. – 256 с.

62. Ярмолук В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б. и др. Позднерифейский рифтогенез и распад Лавразии: данные геохронологических исследований щелочно-ультраосновных комплексов южного обрамления Сибирской платформы // ДАН. 2005. Т. 404. № 3. – С. 400–406.
63. Ярмолук В.В., Кузьмин М.И. Позднепалеозойский и раннемезозойский редкометальный магматизм Центральной Азии: этапы, области и обстановки формирования. // Геология рудных месторождений. 2012. Т. 54. № 5. – С. 375-399.
64. Ярмолук В.В., Лыхин Д.А., Шурига Т.Н., Воронцов А.А., Сугоракова А.М. Возраст, состав пород, руд и геологическое положение бериллиевого месторождения Снежное: к обоснованию позднепалеозойской Восточно-Саянской редкометальной зоны (Россия) // Геология руд. месторождений. 2011. Т. 53. № 5. – С. 438–44
65. Яшина Р.М. Щелочной магматизм складчато-глыбовых областей. М.: Наука. 1982. – 274 с.
66. Amelin Ju.V., Zaitsev A.N. Precise geochronology of phosphates and carbonatites: The critical role of U-series disequilibrium in age interpretations // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2002. V. 66. № 13. – P. 2399–2419.
67. Anders E., Grevesse N. Abundances of the elements: meteoritic and solar // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1989. V. 53. – P. 197–214.
68. Arndt N., Chauvel C., Czamanske G., Fedorenko V. Two mantle sources, two plumbing systems: tholeiitic and alkaline magmatism of the Maymecha River basin, Siberian flood-basalt province // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1998. V. 133. – P. 297–313.
69. Barrie C.T. U-Pb garnet and titanite age for the Bristol Township lamprophyre suite, western Abitibi Subprovince, Canada // *Can. J. Earth Sci.* 1990. 27. 1451-1456.
70. Baldwin D.A., Syme E.C., Zwanzig H.V., Gordon T.M., Hunt P.A., Stevens R.D. U-Pb zircon ages from Lynn Lake and Rusty Lake metavolcanic belts, Manitoba: two ages of Proterozoic magmatism // *Can. J. Earth Sci.* 1987. 24, 1053-1456.
71. Basu A.R., Poreda R.J., Renne P.R., Teichmann F., Vasiliev Y.R., Sobolev N.V., Turrin B.D. High-He-3 plume origin and temporal spatial evolution // *Science*. 1995. V. 269. – P. 822–825.
72. Bayanova T.B., Kirnarski Yu.M., Levkovich N.V. A U-Pb study of baddeleyite from rocks of the Kovdor massif // ДАН. 1997. Т. 356. – С.509.
73. Burton K.W., O’Nions R.K. High-resolution garnet chronometry and the rates of metamorphic processes // *Earth and Planetary Science Letters*. 1991. V. 107. 3-4. – P. 649-671.
74. Chakhmouradian A.R., Bohm C.O., Kressal R.D., Lenton P.G. Evaluation of the age, extent and composition of the Cinder Lake alkaline intrusive complex, Knee Lake area, Manitoba (part

of the NTS 53L15). Report of Activities 2008 // Manitoba Science, Technology, Energy and Mines, Manitoba Geological Survey. 2008a. – P. 109-120.

75. Chakhmouradian A.R., McCammon C.A. Schorlomite: a discussion of the crystal chemistry, formula, and inter-species boundaries // *Physics and Chemistry of Minerals*. 2005. V.32. – P. 277-289.

76. Chakhmouradian A.R., Mumin A.H., Demeny A., Elliot B. Postorogenic carbonatites at Eden Lake, Trans-Hudson Orogen (northern Manitoba, Canada): Geological setting, mineralogy and geochemistry // *Lithos*. 2008b. 103, 503-526.

77. Chakhmouradian A.R., Zaitsev A.N. Afrikanda: an association of ultramafic, alkaline and alkali-silica-rich carbonatitic rocks from mantle-derived melts // *Mineralogical Society Series*. 2004. V. 10. – P. 247-291.

78. Ciborowski T. Jake R., Minifie M.J., Kerr A.C., Ernst R.E., Baragar B., Millar I.L. A mantle plume origin for the Paleoproterozoic Circum-Superior Large Igneous Province // *Precambrian Research*. 2017. V. 294. – P. 189-213.

79. Corfu, F., Andersen, T. B. U–Pb ages of the Dalsfjord Complex, SW Norway and their bearing on the correlation of allochthonous crystalline segment of the Scandinavian Caledonides // *Inter. Journal of Earth Science*. 2002. V. 91. – P. 955-963.

80. Corkery M.T., Cameron H.D.M., Lin S., Skulski T., Whalen J.B., Stern R.A. Geological investigations in the Knee Lake belt (part of NTS 53L). Report of Activities 2000. Manitoba Geological Survey. – P. 129-136

81. Dalrymple B.G., Czamanske G.K., Fedorenko V.A., Si" monov O.N., Lanphere M.A., Likhachev A.P. A reconnaissance  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronological study of ore-bearing and related rocks, Siberian Russia // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1995. V. 59. – P. 2071–2083.

82. Deng X.D., Li J.W., Luo T., Wang H.Q. Dating magmatic and hydrothermal processes using andradite-rich garnet U-Pb geochronology // *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 2017. 172(9).

83. Deng X.D., Li J.W., Luo T., Wang H.Q. Dating magmatic and hydrothermal processes using andradite-rich garnet U-Pb geochronometry // *Contributions to Mineralogy and Petrology* 2017. V.172. – P.1-11.

84. DeWolf C., Zeissler C.J., Haliday A., Mezger K., Essene E., The role of inclusions in U-Pb and Sm-Nd garnet geochronology: stepwise dissolution experiments and trace uranium mapping by fission track analysis // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1996. V. 60. – P. 121-134.

85. DeWolf, C. P., Zeissler, C. J., Halliday, A. N., Mezger, K., and Essene, E. J. The role of inclusions in U-Pb and Sm-Nd garnet geochronology: Stepwise dissolution experiments and trace

uranium mapping by fission track analysis // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1996. V. 60. – P. 121–134.

86. Doroshkevich, A.G., Veksler, I.V., Izbrodin, I.A., Ripp, G.S., Khromova, E.A., Posokhov, V.F., Travin, A.V., Vladykin, N.V., 2016. Stable isotope composition of minerals in the Belaya Zima plutonic complex, Russia: implications for the sources of the parental magma and metasomatizing fluids. *J. Asian Earth Sci.* 116, 81–96.

87. Duchene S., Blichert-Toft J., Luais B., Telouk P., Lardeaux J., Albarede F. The Lu-Hf dating of garnets and the ages of the Alpine high-pressure metamorphism // *Nature*. 1997. V. 387. – P. 586-588.

88. Galuskina I.O., Galuskin E.V., Armbruster T., Lazic B., Dzierzanowski P., Gazeev V.M., Prusik K., Pertsev N.N., Winiarski A., Zadov A.E., Wrzalik R., Gurbanov A.G. Bitikleite-(SnAl) and bitikleite-(ZrFe): New garnets from xenoliths of the Upper Chegem volcanic structure, Kabardino-Balkaria, Northern Caucasus, Russia // *American Mineralogist*. 2010. V. 95. – P. 959-967.

89. Gevedon M., Seman S., Barnes J.D., Lackey J.S., Stockli D.F. Unraveling histories of hydrothermal systems via U-Pb laser ablation dating of skarn garnet // *Earth and Planetary Science Letters*. 2018. 498:237-246.

90. Grave J.D., Glorie S., Zhimulev F.I., Buslov M.M., Elburg M., Vanhaecke F., Van den haute P. Emplacement and exhumation of the Kuznetsk-Alatau basement (Siberia): implications for the tectonic evolution of the Central Asian Orogenic Belt and sediment supply to the Keznetsk, Minusa and West Siberian Basins // *Terra Nova*. 2011. V. 23. – P. 248-256.

91. Grew E.S., Locock A.J., Mills S.J., Galuskina I.O., Galuskin E.V., Halenius U. Nomenclature of the garnet supergroup // *American Mineralogist*. 2013. V. 98. – P. 785-811.

92. Griffin W.L., Brueckner H.K. Caledonian Sm-Nd ages and crustal origin for Norwegian eclogites // *Nature*. 1980. V.285. – P. 319-321.

93. Gritsenko, Yu. D., Gerasimova, E.I. Unique crystals of morimotoite from pegmatite of the Odikhincha alkaline pluton, Siberia, Russia // *Mineralogical Almanac*. 2018. V. 23. issue 1.

94. Horwitz E. P., Dietz M. L., Chiarizia R., Diamondm H., Essling A. M., Graczyk D. Separation and preconcentration of uranium from acidic media by extraction chromatography // *Analitica Chimica Acta*. 1992. V. 266. – P. 25–37.

95. Johnson T.A., Vervoort J.D., Ramsey M.J., Aleinikoff J.N., Southworth S. Constraints on the timing and duration of orogenic events by combined Lu-Hf and Sm-Nd geochronology: An example from the Grenville orogeny // *Earth and Planetary Science Letters*. 2018. V. 501. – P. 152-164.

96. Jung S., Mezger K., U-Pb garnet chronometry in high-grade rocks – case studies from the central Damara orogeny (Namibia) and implications for the interpretation of Sm-Nd garnet ages and the role of high U-Th inclusions // *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 2003. 146: 382-396.
97. Kamo S.L., Czamanske G.K., Amelin Y., Fedorenko V.A., Davis D.W., Trofimov V.R. Rapid eruption of Siberian floodvolcanic rocks and evidence for coincidence with the Permian-Triassic boundary at 251 Ma // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2003. V. 214. – P. 75–91.
98. Kamo S.L., Czamanske G.K., Krogh T.E. A minimum U–Pb age for Siberian floodbasalt volcanism // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1996. V. 60. – P. 3505–3511.
99. Kramm U., Kogarko L.N. Nd and Sr isotope signatures of the Khibina and Lovozero apaitic centres, Kola Alkaline Province, Russia // *Lithos*. 1994. V. 32. – P. 225–242.
100. Kramm U., Kogarko L.N., Kononova V.A., Vartiainen H. The Kola Alkaline Province of the CIS and Finland: Precise Rb-Sr ages define 380-360 age range for all magmatism // *Lithos*. 1993. V. 30. – P. 33-44.
101. Kressal R.D., Chakmouradian A.R., Bohm C.O., Petrological and geochemical investigation of the Cinder Lake alkaline intrusive complex, Knee Lake area. East-central Manitoba (part of NTS 53L15). Report of activities. 2010. Manitoba Innovation, Energy and Mines, Manitoba Geological Survey. – P. 146-158.
102. Krogh T.E. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1973. V. 37. – P. 485–494.
103. Lightfoot P.C., Hawkesworth C.J., Hergt J., Naldrett A.J., Gorbachev N.S., Fedorenko V.A., Doherty W. Remobilisation of the continental lithosphere by a mantle plume: major-, trace-element, and Sr-, Nd-, and Pb- isotope evidence from picritic and tholeiitic lavas of the Noril'sk district, Siberian trap, Russia // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1993. V. 114. – P. 171–188.
104. Lin S., Davis D.W., Rotenberg E., Corkery M.T., Bailes A.H. Geological evolution of the northwestern Superior Province: Clues from geology, kinematics and geochronology of the gods Lake Narrows area, Oxford-Stull terrane, Manitoba // *Can.J. Earth Sci.* 2006. 43, 749-765.
105. Ludwig, K. R. PbDat for MS-DOS, version 1.21 U.S. Geological Survey Open-File Report 88-542. 1991. – 35 p.
106. Ludwig, K.R. Isoplot 3.70. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center Special Publications. 2003. V. 4. – 70 p.
107. Mezger K., Hanson G.N., Bohlen S.R. U-Pb systematics of garnet: dating the growth of garnet in the Late Archean Pikwitonei granulite domain at Cauchon and Natawahunan Lakes, Manitoba, Canada // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1989. 101. – P. 136-148.

108. Mumin A.H. Discovery of a carbonatite complex at Eden Lake (NTS 64C9), Manitoba // Report of Activities 2002, Manitoba Industry, Trade and Mines, Manitoba Geological Survey. – P. 187-197.
109. Percival J. A., Skulski T., Sanborn-Barrie M., Stott G., Leclair A.D., Corkery M.T., Boily M. Geology and tectonic evolution of the Superior Province, Canada // Geological Association of Canada – Special Paper. 2012. 49:321-378.
110. Percival J.A., Sanborn-Barrie M., Skulski T., Stott G.M., Helmstaedt H., White D.J. Tectonic evolution of the western Superior Province from NATMAP and Lithoprobe studies // Can. J. Earth Sci. 2006. 43, 1085-1117.
111. Rak Zs., Ewing R.C., Becker U. Role of iron in the incorporation of uranium in ferric garnet matrices // Physical review B 84, 2011, 155128.
112. Reguir E.P., Camacho A., Yang P., Chakhmouradian A.R., Kamenetsky V.S., Halden N.M. Trace-element study and uranium-lead dating of perovskite from the Afrikanda plutonic complex, Kola Peninsula (Russia) using LA-ICP-MS // Miner. Petrol. 2010. V.100. – P. 95 - 103.
113. Rukhlov A.S., Bell K. Geochronology of carbonatites from the Canadian and Baltic Shields, and the Canadian Cordillera: clues to mantle evolution // Miner. and Petrol. 2010. V. 98. – P. 11–54.
114. Seaman S., Stockli D.F., McLean N.M., U-Pb geochronology of grossular-andradite garnet. // Chemical Geology. 2017. V. 460. – P. 106–116.
115. Seman S., Stockli D.F., McLean N.M. U-Pb geochronology of grossular-andradite garnet // Chemical Geology. 2017. V. 460. – P. 106-116.
116. Stacey, J.S., Kramers, J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth and Planetary Science Letters. 1975. V. 26. – P. 207- 221.
117. Steiger, R.H. Jäger, E., Subcommission on geochronology: 865 convention of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth and Planetary Science Letters. 1977. V. 36. – P. 359-362.
118. Stifeeva M., Salnikova E., Plotkina Y., Peytcheva I., Vassilieva R. Andradite from Dashkesan iron skarn deposit as a potential standard reference material for U-Pb geochronological studies. National Conference with international participation "GEOSCIENCES 2018", Abstracts, Review of the Bulgarian Geol Soc 79(3): 61-62
119. Van Breemen O., Hawkesworth C.J. Sm-Nd isotopic study of garnets and their metamorphic host rocks. Transactions of the Royal Society of Edinburgh // Earth Sciences V. 71. 1980. – P. 97 – 102.

120. Wafforn S., Seman S., Kyle J.R., Stockli D., Leys C., Sonbait D., Cloos M. Andradite garnet U-Pb geochronology of the big Gossan skarn, Ertzberg-Grasberg mining district, Indonesia // *Economic Geology*. 2018. 113(3):769-778.
121. Walker R.J., Morgan J.W., Horan M.F., Czamanske G.K., Krogstad E.J., Bouse R.M., Fedorenko V.A., Kunilov V.E. Re-Os isotopic evidence for an enriched-mantle source for the Norilsk-type, ore-bearing intrusions, Siberia // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1993. V. 58. – P. 4179–4197.
122. Waychunas G.A. Synchrotron radiation XANES spectroscopy of Ti in minerals: Effects of Ti bonding distances, Ti valence, and site geometry on absorption edge structure // *American Mineralogist*. 1987. V. 72. – P. 89-101.
123. Wooden J.L., Czamanske G.K., Fedorenko V.A., Arndt N.T., Chauvel C., Bouse R.M., King Bi-Shia W., Knight R.J., Siems D.F. Isotopic and trace-element constraints on mantle and crustal contribution to Siberian continental flood basalts, Noril'sk area, Siberia // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1993. V. 57. – P. 3677–3704.
124. Wu F.-Y., Arzamastsev A.A., Mitchell R.H., Li Q.-L., Sun J., Yang Y.-H., Wang R.-C. Emplacement age and Sr-Nd isotopic compositions of the Afrikanda alkaline ultramafic complex, Kola Peninsula, Russia // *Chemical Geology*. 2013. V. 353. – P. 210-229.
125. Wu F.-Y., Yang Y.-H., Marks M.A.W. et al. In situ U-Pb, Sr, Nd, and Hf isotopic analysis of eudialyte by LA-(MC)-ICP-MS // *Chemical Geology*. 2010a. V. 273. – P. 8–34.
126. Zhang S., Chen H., Shu Q., Zhang Y., Chu G., Cheng J., Tian J. Unveiling growth histories of multi-generational in a single skarn deposit via newly-developed LA-ICP-MS U-Pb dating of grandite // *Gondwana Research*. 2019. 73:65-76.

## ПРИЛОЖЕНИЕ

Таблица 14. Состав граната из кальцит-амфибол-пироксеновых пегматитов массива Африканда.

Компоненты		Массив Африканда																		
	SiO <sub>2</sub>	27.81	27.25	27.83	27.86	27.6	27.63	27.8	27.38	27.94	27.27	27.34	27.98	27.21	27.43	27.1	26.79	27.86	27.35	26.75
	TiO <sub>2</sub>	14.81	15.21	14.65	15.32	14.83	14.15	14.12	13.7	15.14	15.57	15.31	15.75	15.32	15.17	15.44	15.07	14.12	13.89	14.06
	ZrO <sub>2</sub>	1.6	1.81	1.72	1.71	2.08	1.89	2.72	2.65	1.73	1.51	1.47	1.31	1.57	2.05	1.8	1.66	2.16	2.03	2.12
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.54	2.41	2.66	2.46	2.5	2.44	2.66	2.56	2.36	2.5	2.4	2.5	2.5	2.47	2.32	2.41	2.58	2.6	2.51
	FeO <sub>i</sub>	19.04	18.4	19.03	19.12	18.53	18.84	18.73	18.75	18.35	18.53	18.79	18.78	18.39	18.62	18.8	18.22	19.04	18.69	18.44
	MnO	n.d.	0.33	n.d.	n.d.	n.d.	0.34	n.d.	0.28	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.						
	MgO	1.26	1.34	1.24	1.31	1.27	1.23	1.26	1.26	1.34	1.24	1.22	1.44	1.25	1.24	1.16	1.24	1.32	1.32	1.24
	CaO	32.36	32.26	32.35	32.64	32.28	32.19	31.98	31.57	32.18	31.88	31.73	32.22	32.06	32.07	31.88	31.6	32.11	31.65	31.73
	Сумма	99.42	99.01	99.48	100.42	99.09	98.71	99.27	97.87	99.04	98.5	98.26	99.98	98.3	99.33	98.5	96.99	99.19	97.53	96.85
X	Ca	2.91	2.92	2.91	2.91	2.92	2.92	2.90	2.90	2.91	2.90	2.90	2.88	2.92	2.90	2.91	2.92	2.90	2.91	2.94
	Mn	-	0.02	-	-	-	0.02	-	-	-	-	-	-	-	0.02	-	-	-	-	-
	Mg	0.09	0.05	0.09	0.09	0.08	0.05	0.10	0.10	0.09	0.10	0.10	0.12	0.08	0.08	0.09	0.08	0.10	0.09	0.06
Y	Ti	0.94	0.97	0.93	0.96	0.94	0.90	0.90	0.88	0.96	0.99	0.98	0.99	0.98	0.96	0.99	0.98	0.90	0.90	0.91
	Fe <sup>3+</sup>	0.66	0.61	0.67	0.62	0.61	0.70	0.63	0.67	0.58	0.57	0.59	0.58	0.59	0.59	0.56	0.59	0.68	0.70	0.68
	Fe <sup>2+</sup>	0.27	0.23	0.27	0.27	0.28	0.22	0.30	0.28	0.31	0.32	0.32	0.32	0.28	0.29	0.32	0.28	0.27	0.25	0.22
	Zr	0.07	0.07	0.07	0.07	0.09	0.08	0.11	0.11	0.07	0.06	0.06	0.05	0.07	0.08	0.07	0.07	0.09	0.08	0.09
	Mg	0.07	0.11	0.07	0.08	0.08	0.10	0.05	0.06	0.08	0.06	0.05	0.06	0.08	0.08	0.06	0.08	0.07	0.07	0.10
Z	Si	2.34	2.30	2.34	2.32	2.33	2.34	2.35	2.35	2.36	2.32	2.33	2.34	2.31	2.32	2.31	2.31	2.35	2.34	2.31
	Al	0.25	0.24	0.26	0.24	0.25	0.24	0.26	0.26	0.23	0.25	0.24	0.25	0.25	0.25	0.23	0.25	0.26	0.26	0.26
	Fe <sup>3+</sup>	0.41	0.46	0.40	0.44	0.42	0.42	0.39	0.40	0.41	0.43	0.43	0.42	0.43	0.44	0.46	0.44	0.39	0.39	0.43

Примечания: n.d. – ниже порога обнаружения. Количество Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и FeO рассчитано по балансу зарядов.

Таблица 15. Содержание микроэлементов (мкг/г) в гранате из кальцит-амфибол-пироксеновых пегматитов массива Африканда.

Компо- ненты	Массив Африканда																			
	Sc	145	148	137	150	139	148	162	163	162	143	144	135	147	144	141	152	162	141	151
V	521	515	508	541	519	541	512	495	521	509	511	499	496	508	511	475	503	490	514	500
Cr	18.1	17.3	12.6	18.4	16.3	15.8	13.4	5.9	14.7	11.4	15	15	9	13.5	10.1	12.7	15.1	12.6	12.2	12.3
Co	14.3	14.7	14.8	14.9	14.3	13.3	12.4	12.7	13.2	13.8	14.0	14.3	15.3	14.5	13.9	14.2	14.3	14.5	13.7	13.5
Ni	1.43	1.26	2.11	1.26	1.68	1.53	1.33	1.18	1.91	1.62	1.01	1.26	2.02	1.56	2.15	1.19	2.15	1.21	1.71	1.38
Zn	123	133	135	136	132	125	125	118	121	127	127	127	138	127	131	130	134	132	126	121
Y	775	796	812	875	847	853	880	845	857	791	766	757	760	771	751	753	795	773	859	834
Nb	223	245	246	287	282	268	271	262	266	218	225	233	244	228	221	253	258	243	261	252
Zr	10730	10980	10660	12300	11830	13040	18020	17400	18320	11300	10240	9710	9910	11050	10880	11450	12560	10650	14230	14120
Pb	0.44	0.54	0.62	0.87	0.62	1.07	0.79	0.68	0.77	0.38	0.41	0.47	0.42	0.63	0.40	0.53	0.57	0.48	0.76	0.67
Th	10.2	11.9	10.9	18.3	17.9	18.1	18.4	17.7	18.3	8.96	9.68	10.3	9.32	14.8	9.14	12.5	13.0	11.2	17.1	16.9
U	15.8	17.0	16.4	19.7	18.8	19.1	17.5	17.3	17.5	14.9	15.6	15.7	15.9	15.9	16.0	16.7	17.2	16.4	17.8	17.3
La	43.3	44.6	44.5	52.9	50.5	53.2	50.7	51.5	53.9	43.5	43.5	44.1	44.0	48.0	43.7	44.7	47.9	45.1	51.2	48.9
Ce	261	274	27	327	321	321	323	321	330	248	254	264	262	277	257	273	283	267	311	306
Pr	54.2	57.4	56.2	68.5	67.2	65.1	67.3	66.1	67.1	51.6	52.0	52.6	52.1	55.0	51.9	56.9	58.9	54.2	65.6	62.9
Nd	352	378	373	448	436	426	424	424	438	333	338	342	338	354	336	374	378	358	424	407
Ta	139	144	139	168	164	160	163	158	164	133	134	137	135	134	132	139	149	136	158	153
Sm	55.4	58.7	59.0	68.1	66.7	65.0	64.6	63.5	64.2	55.4	53.6	54.0	55.3	57.0	54.0	56.8	59.9	56.3	62.6	62.1
Eu	172	181	175	201	202	193	191	189	191	166	167	167	167	173	168	171	179	170	194	185
Gd	28.4	30.1	29.9	32.7	32.2	31.9	31.9	31.4	31.6	27.5	27.3	28.0	27.4	28.1	26.9	28.6	29.3	28.0	32.3	30.0
Tb	172	177	183	198	201	194	197	193	192	169	167	167	163	170	167	169	179	167	185	186
Dy	34.2	35.6	34.7	39.3	38.7	37.3	38.5	38.8	38.4	33.2	33.4	32.5	32.6	32	32.7	33.8	35.4	33.4	38.1	36.7
Ho	86.7	87.7	87.6	95.8	96.0	94.6	99.0	96.8	95.8	85.2	79.0	81.1	82.0	80.9	80.1	84.8	86.4	82.7	95.4	92.3
Er	11.8	11.9	11.6	13.2	12.3	12.5	13.2	12.8	13.1	11.2	11.0	10.7	10.6	10.9	11.2	10.9	11.5	11.5	12.6	12.5
Tm	69.3	71.2	71.9	77.4	76.2	74.3	79.4	77.4	81.5	69.0	65.3	67.4	68.2	67.6	67.5	66.1	69.5	67.5	75.7	73.6
Yb	8.31	8.6	8.83	9.35	9.28	8.94	9.25	9.16	9.15	8.44	8.15	8.18	8.17	8.28	7.88	7.96	8.42	8.08	9.13	8.86
Lu	43.3	44.6	44.5	52.9	50.5	53.2	50.7	51.5	53.9	43.5	43.5	44.1	44.0	48.0	43.7	44.7	47.9	45.1	51.2	48.9
Сумма REE	1487	1560	1547	1799	1773	1737	1752	1733	1769	1433	1433	1456	1445	1496	1436	1517	1574	1485	1715	1665
Th/U	0.65	0.70	0.67	0.93	0.95	0.95	1.05	1.02	1.05	0.60	0.62	0.65	0.58	0.93	0.57	0.75	0.75	0.68	0.96	0.98
(La/Sm) <sub>N</sub>	0.20	0.19	0.20	0.20	0.19	0.21	0.19	0.20	0.21	0.21	0.20	0.20	0.20	0.22	0.21	0.20	0.20	0.21	0.20	0.20
(Gd/Yb) <sub>N</sub>	2.05	2.10	2.02	2.14	2.19	2.14	1.99	2.02	1.94	1.99	2.11	2.05	2.02	2.12	2.05	2.14	2.13	2.09	2.12	2.08

Таблица 16. Состав граната из апооливинитовых пород массива Ковдор.

Компоненты		Массив Ковдор											
SiO <sub>2</sub>		32.65	32.61	32.46	32.57	32.57	32.44	32.29	32.97	32.57	32.57	32.25	32.8
TiO <sub>2</sub>		11.06	11.2	11.04	11.10	10.80	10.94	11.13	10.32	10.95	10.95	10.9	10.85
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		1.41	1.38	1.5	1.43	1.58	1.68	1.54	1.53	1.51	1.51	1.56	1.54
FeO <sub>t</sub>		20.76	21.12	21.17	21.02	21.16	21.04	21.1	21.35	21.09	21.09	21.24	20.67
MgO		1.29	1.29	1.27	1.28	1.13	1.1	1.15	1.15	1.21	1.21	1.1	1.24
CaO		32.84	32.4	32.57	32.60	32.75	32.81	32.78	32.67	32.68	32.68	32.95	32.9
Сумма		100.01	100.00	100.01	100.01	100.00	100.01	99.99	99.99	100.00	100.00	100.00	100.00
X	Ca	2.90	2.86	2.88	2.88	2.89	2.90	2.90	2.88	2.89	2.89	2.91	2.90
	Mg	0.10	0.14	0.12	0.12	0.11	0.10	0.10	0.12	0.11	0.11	0.09	0.10
Y	Ti	0.69	0.69	0.68	0.69	0.67	0.68	0.69	0.64	0.68	0.68	0.68	0.67
	Fe <sup>3+</sup>	1.26	1.28	1.28	1.27	1.30	1.29	1.27	1.34	1.29	1.29	1.28	1.27
	Mg	0.06	0.02	0.03	0.04	0.03	0.03	0.04	0.03	0.04	0.04	0.05	0.05
Z	Si	2.69	2.69	2.68	2.69	2.68	2.67	2.66	2.72	2.69	2.69	2.66	2.70
	Fe <sup>3+</sup>	0.17	0.18	0.18	0.18	0.16	0.16	0.19	0.14	0.17	0.17	0.19	0.15
	Al	0.14	0.13	0.15	0.14	0.15	0.16	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15

Примечания: *n.d.* – ниже порога обнаружения. Расчёт осуществлялся на нормированные значения.

Таблица 17. Содержание микроэлементов (мкг/г) в гранате из апооливинитовых пород массива Ковдор.

Компоненты	Массив Ковдор									
Sc	193	203	142	314	157	261	286	246	188	225
V	1730	1618	1636	1036	1667	1194	1056	999	1883	1963
Cr	137	139	156	142	177	271	287	274	129	161
Co	17.4	19.6	10.8	18.4	10.1	17.2	16.9	19.5	18.2	21.3
Ni	5.15	3.57	3.18	4.45	2.98	3.94	3.84	5.71	4.37	6.93
Cu	6.38	5.02	4.47	5.19	3.85	5.40	4.84	6.47	4.68	5.73
Zn	123	141	96.7	143	92.5	137	119	144	131	134
Ga	25.4	28.6	24.0	39.1	22.5	37.0	35.1	38.6	26.1	27.4
Y	584	715	508	1374	454	934	1082	1061	616	733
Nb	579	656	509	666	503	552	507	599	670	538
Ta	91.8	88.4	102	41.6	100	47.6	36.7	49.0	118	86.7
Zr	15143	14034	2344	29725	2648	29736	20998	29368	12658	14491
Sn	49.5	59.9	34.5	107	29.8	87.9	97.5	106	47.7	53.1
Pb	1.61	2.19	2.79	1.44	2.62	5.51	0.92	1.73	2.56	1.75
Th	53.7	57.1	77.5	32.5	79.3	41.0	21.7	25.1	70.0	53.7
U	21.7	25.6	27.1	33.4	24.8	29.7	28.2	29.8	29.3	25.7
La	15.7	17.5	28.9	36.5	28.1	38.2	36.9	37.6	16.4	15.0
Ce	126	145	195	246	191	225	229	234	126	126
Pr	32.9	39.5	46.6	56.6	46.4	50.6	53.0	52.7	35.1	34.0
Nd	244	305	321	393	317	336	365	355	289	263
Sm	104	131	122	169	121	140	153	147	132	129
Eu	40.9	50.5	45.1	71.6	43.4	55.3	61.0	62.5	47.3	49.8
Gd	132	161	138	241	126	189	212	212	151	165
Tb	20.4	25.1	19.0	43.0	18.0	31.9	36.1	36.1	22.8	25.8
Dy	124	154	107	287	93.2	201	233	228	133	159
Ho	23.5	29.1	18.1	60.0	16.4	39.1	45.4	45.0	24.1	29.8
Er	64.9	77.8	46.4	169	40.7	108	128	122	64.6	80.5
Tm	8.79	10.0	5.06	22.9	4.78	13.5	16.4	15.9	8.45	10.7
Yb	51.5	63.9	32.2	139	30.3	86.6	100	99.3	51.9	64.8
Lu	6.15	7.59	4.28	17.3	3.95	10.9	13.1	12.6	6.50	8.24
Сумма REE	997	1218	1128	1953	1080	1524	1682	1660	1109	1160
Th/U	2.47	2.23	2.85	0.97	3.19	1.38	0.77	0.84	2.39	2.09
(La/Sm) <sub>N</sub>	0.09	0.08	0.15	0.13	0.15	0.17	0.15	0.16	0.08	0.07
(Gd/Yb) <sub>N</sub>	2.12	2.09	3.55	1.44	3.44	1.80	1.75	1.77	2.41	2.10

Таблица 18. Состав граната из пегматоидного пироксенита массива Вуориярви (проба 96/57).

Компо- ненты	Массив Вуориярви (проба 96/57)																				
	SiO <sub>2</sub>	25.55	25.75	25.11	25.36	26.22	25.58	27.1	27.75	28.11	26.73	26.71	26.51	26.31	26.66	26.79	26.03	27.3	28.61	27.93	27.63
TiO <sub>2</sub>	16.08	16.28	16.35	16.43	16.62	16.54	14.12	14.2	14.64	15.47	16.05	16.28	16.47	15.29	15.76	16.17	15.3	13.46	14.45	14.64	
ZrO <sub>2</sub>	1.56	1.37	1.29	1.52	1.64	1.50	0.97	1.22	1.53	1.51	1.41	1.6	1.41	1.24	1.18	1.29	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.29	2.29	2.27	2.32	2.28	2.5	2.47	2.49	2.53	2.3	2.48	2.39	2.24	2.2	2.34	1.28	0.88	0.78	0.78	2625	
FeO <sub>t</sub>	17.83	17.97	17.8	17.81	18.09	17.73	18.3	18.55	18.38	17.67	17.25	18.02	18.31	18.4	18.44	19.89	19.26	21.2	20.46	18.75	
MnO	n.d.	n.d.	0.33	n.d.	0.39	n.d.	n.d.	n.d.	0.35	0.37	0.37	n.d.	n.d.	0.31	n.d.	0.29	0.47	0.42	0.42	0.31	
MgO	1.26	1.34	1.18	1.25	1.35	1.13	1.27	1.25	1.38	1.13	1.14	1.3	1.21	1.31	1.36	0.57	0.93	0.58	0.78	1.2	
CaO	31.41	31.34	31.4	31.68	31.78	31.28	31.35	32.08	32.16	31.61	31.61	32.35	31.91	31.73	31.97	31.68	31.44	31.25	31.11	31.94	
Na <sub>2</sub> O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.30	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.34	n.d.	n.d.	
Сумма	95.98	96.34	95.73	96.37	98.37	96.26	95.58	97.54	99.08	96.79	97.32	98.45	97.86	97.14	97.84	97.2	95.58	96.64	95.93	97.58	
X	Ca	2.94	2.92	2.95	2.96	2.91	2.92	2.92	2.93	2.90	2.93	2.90	2.95	2.93	2.93	2.93	2.95	2.95	2.89	2.91	2.92
	Mg	0.06	0.08	0.03	0.04	0.07	0.08	0.08	0.07	0.07	0.04	0.02	0.05	0.07	0.05	0.07	0.03	0.02	0.02	0.06	0.05
	Mn	-	-	0.02	-	0.03	-	-	-	0.02	0.03	0.03	-	-	0.02	-	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02
	Na	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.05	-	-	-	-	-	-	0.06	-	-
Y	Ti	1.06	1.07	1.08	1.08	1.07	1.08	0.92	0.91	0.93	1.01	1.04	1.04	1.06	0.99	1.01	1.06	1.01	0.87	0.95	0.94
	Fe <sup>3+</sup>	0.52	0.51	0.53	0.51	0.49	0.47	0.71	0.71	0.65	0.55	0.57	0.53	0.50	0.62	0.59	0.51	0.60	0.84	0.67	0.69
	Fe <sup>2+</sup>	0.25	0.27	0.21	0.23	0.27	0.31	0.24	0.24	0.26	0.28	0.21	0.25	0.29	0.22	0.25	0.33	0.29	0.23	0.34	0.24
	Mg	0.11	0.09	0.13	0.12	0.11	0.07	0.09	0.09	0.10	0.10	0.13	0.11	0.09	0.12	0.10	0.05	0.10	0.05	0.04	0.10
	Zr	0.07	0.06	0.06	0.06	0.07	0.06	0.04	0.05	0.06	0.06	0.06	0.07	0.06	0.05	0.05	0.05	-	-	-	0.04
Z	Si	2.23	2.24	2.20	2.21	2.24	2.23	2.36	2.37	2.37	2.31	2.29	2.26	2.26	2.29	2.29	2.26	2.39	2.47	2.44	2.36
	Fe <sup>3+</sup>	0.53	0.53	0.56	0.55	0.53	0.51	0.39	0.38	0.38	0.45	0.46	0.50	0.52	0.48	0.48	0.61	0.52	0.45	0.48	0.41
	Al	0.24	0.23	0.23	0.24	0.23	0.26	0.25	0.25	0.25	0.23	0.25	0.24	0.23	0.22	0.24	0.13	0.09	0.08	0.08	0.23

Примечания: n.d. – ниже порога обнаружения. Количество Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и FeO рассчитано по балансу зарядов.

Таблица 19. Содержание микроэлементов (мкг/г) в гранате из пегматоидного пироксенита массива Вуориярви (проба 96/57).

Компо- ненты	Массив Вуориярви							
Sc	62.1	60.2	141	133	150	135	40.4	132
V	596	614	969	873	896	910	611	809
Cr	10.7	8.84	27.0	23.7	34.2	20.8	8.56	19.6
Co	16.6	16.4	16.6	18.9	15.9	15.5	14.0	16.7
Ni	1.42	2.27	1.60	2.92	1.51	2.59	1.60	2.25
Cu	2.82	3.38	3.56	29.9	18.4	4.27	3.48	4.54
Zn	149	151	235	219	237	237	129	217
Ga	41.6	37.2	46.5	41.2	44.5	43.7	36.1	41.3
Y	952	827	847	598	844	737	698	622
Nb	253	228	335	236	252	271	245	206
Ta	18.0	18.8	13.3	9.67	11.1	13.5	19.7	12.2
Zr	12010	10609	7549	6473	8159	7507	10358	7417
Sn	41.7	38.1	52.7	46.4	51.8	50.4	33.1	47.9
Pb	0.28	0.27	0.43	0.16	1.29	0.58	0.17	0.13
Th	2.95	2.26	2.41	1.55	1.54	1.95	3.32	1.60
U	9.03	7.01	12.67	9.23	9.97	9.85	7.25	6.92
La	19.9	18.0	16.7	13.2	15.6	14.8	22.0	17.1
Ce	114	103	90.2	72.3	76.3	79.0	125	75.2
Pr	25.5	23.1	19.7	16.1	16.9	17.2	26.2	16.2
Nd	185	171	141	114	122	124	181	112
Sm	97.1	91.4	76.8	61.9	71.4	68.6	84.0	63.0
Eu	42.4	39.4	34.3	26.5	31.9	29.7	35.3	27.0
Gd	164	150	131	100	122	118	127	104
Tb	30.0	26.3	23.9	17.6	23.0	21.5	22.6	18.6
Dy	201	167	162	115	157	140	147	118
Ho	40.0	32.0	32.9	22.1	31.6	27.6	28.0	23.3
Er	111	89.9	91.0	62.7	89.2	80.1	77.3	64.9
Tm	13.9	10.9	11.8	7.92	11.6	9.92	9.20	8.19
Yb	84.5	64.8	74.4	48.0	71.7	63.8	56.2	50.5
Lu	10.2	8.30	9.39	6.42	9.05	7.96	7.08	6.54
Сумма REE	1140	996	916	684	849	803	948	705
Th/U	0.33	0.32	0.19	0.17	0.15	0.20	0.46	0.23
(La/Sm) <sub>N</sub>	0.13	0.12	0.14	0.13	0.14	0.13	0.16	0.17
(Gd/Yb) <sub>N</sub>	1.61	1.92	1.46	1.72	1.41	1.53	1.87	1.71

Таблица 20. Состав граната из крупнозернистых ийолитов Салмагорского массива.

Компоненты		Салмагорской массив																				
SiO <sub>2</sub>		28.2	28.18	28	27.73	27.82	27.25	28.69	28.34	28.38	28.31	28.54	28.73	28.54	28.5	28.13	27.7	27.75	27.67	28.04	28.77	
TiO <sub>2</sub>		16.23	16.12	16.99	15.76	16.42	17.15	17.05	15.99	15.66	16.01	15.8	15.58	15.84	15.99	15.23	17.02	17.46	16.77	15.61	16.8	
ZrO <sub>2</sub>		0.24	0.71	0.42	0.25	0.58	0.26	0.41	n.d.	0.34	0.25	0.3	0.65	0.37	0.34	0.29	n.d.	n.d.	0.31	1.09	0.49	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		0.95	0.83	0.71	1.26	1.18	1.05	0.45	1.05	1.14	0.84	0.56	0.68	1.17	1.23	1.02	0.94	1.13	1.37	0.77	0.32	
FeO <sub>T</sub>		20.94	20.88	20.69	20.74	20.29	20.13	20.85	20.55	20.72	20.9	20.98	21.05	21.35	20.73	21.18	20.54	20.02	19.96	20.5	20.92	
MnO		0.35	0.5	0.41	0.3	0.36	0.34	0.39	0.4	0.43	0.4	0.43	0.29	0.33	0.39	0.36	0.42	0.32	0.34	0.52	0.45	
MgO		1.15	1.2	1.11	1.18	1.1	1.07	0.85	1.04	1.06	1.00	1.04	0.97	1.11	1.05	1.08	1.04	1.06	1.05	1.1	0.79	
CaO		32.93	32.39	32.67	32.22	32.56	32.14	32.56	32.72	32.52	32.66	32.28	32.58	32.69	32.68	32.34	32.58	32.54	32.55	32.23	32.2	
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.44	0.56	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.43	n.d.	n.d.	
Na <sub>2</sub> O		n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.52	n.d.	n.d.	0.36	0.4	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.28	0.16	0.22	0.48	
Сумма		100.99	100.81	101	99.44	100.31	99.39	101.77	100.09	100.25	100.73	100.77	101.09	101.4	100.91	99.63	100.24	100.56	100.61	100.08	101.22	
X	Ca	2.93	2.89	2.91	2.91	2.92	2.91	2.87	2.93	2.91	2.90	2.87	2.90	2.89	2.91	2.91	2.92	2.90	2.90	2.90	2.86	
	Mn	0.02	0.04	0.03	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.04	0.03
	Mg	0.05	0.07	0.06	0.07	0.06	0.07	0.02	0.04	0.06	0.01	0.03	0.07	0.08	0.07	0.06	0.05	0.03	0.05	0.03	0.03	
	Na	-	-	-	-	-	-	0.08	-	-	0.06	0.06	-	-	-	-	-	0.05	0.03	0.04	0.08	
Y	Ti	1.01	1.01	1.06	1.00	1.03	1.09	1.06	1.00	0.98	1.00	0.99	0.97	0.98	1.00	0.96	1.07	1.09	1.05	0.98	1.05	
	Fe <sup>3+</sup>	0.62	0.57	0.51	0.65	0.56	0.50	0.49	0.62	0.63	0.63	0.56	0.51	0.64	0.61	0.69	0.54	0.51	0.50	0.59	0.48	
	Fe <sup>2+</sup>	0.27	0.31	0.33	0.27	0.30	0.33	0.35	0.29	0.30	0.24	0.32	0.41	0.30	0.31	0.27	0.31	0.30	0.33	0.27	0.39	
	Zr	0.01	0.03	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	-	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01	-	-	0.01	0.04	0.02	
	V	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.02	0.03	-	-	-	-	-	0.02	-	-
	Mg	0.09	0.08	0.08	0.07	0.08	0.07	0.09	0.09	0.07	0.11	0.10	0.05	0.05	0.06	0.07	0.08	0.10	0.08	0.11	0.07	
Z	Si	2.34	2.35	2.33	2.33	2.33	2.30	2.36	2.37	2.37	2.35	2.37	2.39	2.36	2.37	2.36	2.32	2.31	2.30	2.35	2.38	
	Al	0.09	0.08	0.07	0.12	0.12	0.10	0.04	0.10	0.11	0.08	0.05	0.07	0.11	0.12	0.10	0.09	0.11	0.13	0.08	0.03	
	Fe <sup>3+</sup>	0.57	0.57	0.60	0.54	0.56	0.59	0.59	0.53	0.52	0.57	0.58	0.54	0.53	0.51	0.54	0.59	0.58	0.56	0.57	0.58	

Примечания: n.d. – ниже порога обнаружения. Количество Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и FeO рассчитано по балансу зарядов.

Таблица 21. Содержание микроэлементов (мкг\%) в гранате из крупнозернистых ийолитов Салмагорского массива.

Компоненты	Массив Салмагорский							
Sc	17.8	9.54	49.2	29.8	22.3	8.29	22.3	
V	870	901	742	897	795	868	796	
Cr	21.8	12.7	16.5	37.2	22.5	13.3	21.1	
Co	23.9	25.2	23.4	24.2	20.3	51.8	22.6	
Ni	4.07	5.37	6.62	4.79	4.41	10.10	6.70	
Cu	3.63	4.03	15.4	3.17	7.89	4.93	22.8	
Zn	187	202	196	190	179	322	163	
Ga	22.4	22.9	23.0	21.6	21.4	15.9	21.0	
Y	232	115	435	441	225	57.2	336	
Nb	387	675	249	276	355	381	306	
Ta	40.7	86.2	18.1	11.6	32.1	23.6	22.8	
Zr	1892	2966	4232	5885	1633	2610	1243	
Sn	9.61	8.17	21.3	20.7	9.37	8.98	12.9	
Pb	0.41	0.60	0.74	0.15	1.06	n.d.	1.39	
Th	11.1	26.5	2.78	2.38	11.3	1.19	8.15	
U	12.4	11.8	8.19	8.92	12.8	5.18	11.3	
La	38.2	33.5	18.6	20.2	37.0	18.6	31.8	
Ce	221	186	82.1	92.2	198	83.0	157	
Pr	47.5	37.2	16.3	17.2	41.1	15.9	31.8	
Nd	294	207	108	110	260	87.4	203	
Sm	87.3	48.5	54.7	48.5	83.8	21.8	74.5	
Eu	27.6	14.3	22.0	20.3	26.8	6.87	26.4	
Gd	82.8	38.9	82.1	77.8	80.1	20.7	85.8	
Tb	10.3	4.75	13.8	13.4	10.2	2.44	12.1	
Dy	52.3	23.1	83.7	85.4	51.1	12.3	66.5	
Ho	8.40	3.69	16.2	16.3	8.17	1.85	11.6	
Er	20.1	8.99	42.0	44.9	20.1	4.10	29.9	
Tm	2.32	1.13	5.22	5.57	2.25	0.54	3.65	
Yb	14.7	6.28	32.2	34.5	14.2	3.21	22.9	
Lu	1.93	0.93	4.17	4.52	1.85	0.47	2.88	
Сумма REE	908	614	581	590	835	279	761	
Th/U	0.89	2.24	0.34	0.27	0.88	0.23	0.72	
(La/Sm) <sub>N</sub>	0.27	0.43	0.21	0.26	0.28	0.53	0.27	
(Gd/Yb) <sub>N</sub>	4.64	5.13	2.11	1.87	4.65	5.34	3.09	

Таблица 22. Состав гранатов из мелкозернистых ийолитов (проба С-25/50) и пегматоидных ийолитов (проба С-32/130) массива Салланлатва.

Компоненты	Массив Салланлатва																				
	С-25/50										С-32/130										
SiO <sub>2</sub>	30.3	30.1	29.77	30.15	30.53	29.97	29.59	30.06	31.09	29.74	26.96	26.49	26.63	26.18	26.78	26.8	26.72	27.45	26.51	26.61	
TiO <sub>2</sub>	7.91	10.34	9.89	9.78	10.01	10.89	10.09	9.65	5.67	12.83	15.06	14.65	15.24	15.12	15.52	15.43	15.88	15.09	15.05	15.18	
ZrO <sub>2</sub>	n.d.	n.d.	n.d.	0.3	n.d.	0.29	0.34	0.41	n.d.	0.23	1.42	1.37	1.06	1.19	1.4	1.17	1.55	n.d.	0.85	0.87	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.12	1.15	1.16	1.11	1.12	0.93	1.06	0.81	1.33	1.01	2.13	2.16	2.09	2.16	2.14	2.23	2.3	1.49	1.64	1.47	
FeO <sub>1</sub>	23.14	22.57	22.68	22.84	23.02	22.83	22.58	22.96	23.3	22.27	18.38	17.83	17.87	18.08	17.87	18.1	17.62	18.67	18.37	18.53	
MnO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.33	0.28	n.d.	0.37	n.d.	0.32	0.27	0.48	0.3	n.d.	0.28	0.28	0.35	0.47	n.d.	0.3	
MgO	0.47	0.65	0.52	0.62	0.6	0.7	0.51	0.45	0.4	0.74	1.12	0.95	1.27	1.2	1.21	1.35	1.35	0.97	1.03	1.06	
CaO	31.27	31.26	31.43	31.83	31.94	31.78	30.84	31.53	31.63	31.68	31.91	31.02	31.44	31.32	31.58	31.4	31.68	31.47	31.35	31.14	
Na <sub>2</sub> O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.24	n.d.	0.3	0.27	0.29	n.d.								
Сумма	94.21	96.07	95.45	96.63	97.55	97.67	95.01	96.24	93.42	98.82	97.52	95.25	95.89	95.25	96.79	96.76	97.45	95.6	94.81	95.16	
X	Ca	2.94	2.89	2.93	2.93	2.91	2.90	2.90	2.92	2.98	2.87	2.93	2.91	2.93	2.95	2.93	2.91	2.92	2.94	2.96	2.94
	Mg	0.06	0.08	0.07	0.08	0.08	0.09	0.07	0.06	0.05	0.09	0.01	-	0.04	0.05	0.05	0.07	0.06	0.02	0.04	0.04
	Mn	-	-	-	-	0.02	0.02	-	0.03	-	0.02	0.02	0.04	0.02	-	0.02	0.02	0.03	0.03	-	0.02
	Na	-	-	-	-	-	-	-	0.04	-	0.05	0.04	0.05	-	-	-	-	-	-	-	-
Y	Ti	0.52	0.67	0.65	0.63	0.64	0.70	0.67	0.63	0.38	0.82	0.97	0.97	1.00	1.00	1.01	1.00	1.03	0.99	1.00	1.00
	Fe <sup>3+</sup>	1.30	1.05	1.12	1.12	1.12	1.02	1.05	1.18	1.51	0.93	0.68	0.68	0.59	0.60	0.55	0.58	0.52	0.63	0.59	0.57
	Fe <sup>2+</sup>	0.18	0.27	0.24	0.24	0.24	0.27	0.27	0.17	0.11	0.25	0.16	0.17	0.24	0.24	0.28	0.27	0.27	0.28	0.27	0.29
	Zr	-	-	-	0.01	-	0.01	0.01	0.02	-	0.01	0.06	0.06	0.05	0.05	0.06	0.05	0.06	-	0.04	0.04
	Mg	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.13	0.12	0.12	0.10	0.10	0.10	0.11	0.10	0.10	0.10
Z	Si	2.66	2.60	2.59	2.59	2.60	2.56	2.59	2.60	2.74	2.51	2.31	2.32	2.32	2.30	2.32	2.31	2.30	2.39	2.34	2.34
	Fe <sup>3+</sup>	0.22	0.28	0.29	0.30	0.29	0.35	0.30	0.32	0.13	0.39	0.48	0.45	0.47	0.48	0.47	0.46	0.47	0.45	0.49	0.51
	Al	0.12	0.12	0.12	0.11	0.11	0.09	0.11	0.08	0.14	0.10	0.21	0.22	0.21	0.22	0.22	0.23	0.23	0.15	0.17	0.15

Примечания: n.d. – ниже порога обнаружения. Количество Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и FeO рассчитано по балансу зарядов.

Таблица 23. Содержание микроэлементов (мкг/г) в гранатах из мелкозернистых ийолитов (проба С-25/50) и пегматоидных ийолитов (проба С-32/130) массива Салланлатва.

Компо- ненты	Массив Салланлатва																		
	С-25/50									С-32/130									
Sc	20.6	9.40	7.72	6.99	10.4	16.8	8.32	8.98	13.4	47.9	147	45.3	133	50.3	86.7	141	180	182	137
V	448	671	470	558	545	502	503	547	546	586	860	619	922	601	850	937	812	935	919
Cr	25.8	11.9	11.1	8.29	11.8	22.2	15.6	16.2	18.5	8.53	35.7	9.04	30.8	9.40	10.6	28.1	26.2	45.3	22.3
Co	19.2	14.3	19.6	13.5	18.0	20.7	19.1	16.9	21.1	16.4	14.9	15.8	15.3	15.1	14.1	15.3	16.0	14.0	14.7
Ni	2.72	2.01	1.90	2.57	3.04	2.82	2.56	2.55	2.87	1.79	1.78	1.44	1.60	2.56	1.88	1.70	n.d.	1.87	1.33
Cu	7.75	3.29	4.20	2.12	7.28	6.11	30.6	3.16	5.24	3.42	4.85	3.30	2.80	4.71	4.04	3.19	3.33	3.53	3.59
Zn	113	123	99.1	60.5	90.0	104	100	86.4	110	148	237	151	256	163	160	225	228	223	232
Ga	18.1	24.2	19.9	18.9	19.0	18.6	20.3	18.6	18.6	39.1	43.3	39.1	43.9	36.8	35.5	42.3	42.0	45.7	44.5
Y	487	505	577	369	518	509	493	476	594	841	689	899	768	751	294	858	783	832	835
Nb	141	328	402	229	248	143	316	187	180	230	266	254	324	229	228	292	216	302	297
Ta	22.8	24.7	78.7	35.9	42.2	28.5	57.7	32.1	34.9	20.5	10.4	21.8	15.1	17.7	19.4	15.5	9.32	8.95	12.2
Zr	2686	2405	2849	1964	2610	2585	2465	2288	2676	9647	7754	9846	7321	9333	4629	7890	10214	8888	8033
Sn	20.0	11.7	17.9	10.7	17.1	19.4	15.6	15.8	20.1	35.8	47.5	34.9	46.3	36.6	35.9	51.1	53.6	51.8	54.5
Pb	2.58	1.06	0.76	0.93	1.27	0.44	12.1	0.65	0.48	0.30	0.24	0.30	0.17	0.49	0.42	n.d.	0.14	0.08	0.42
Th	14.5	28.3	24.1	26.5	19.9	12.0	23.3	16.7	14.3	2.81	1.60	2.96	3.41	2.75	4.35	2.56	1.35	1.67	1.66
U	3.89	16.8	7.09	7.14	6.71	3.53	6.92	5.55	4.73	7.65	10.4	8.53	13.4	6.98	7.47	11.4	8.78	13.4	10.7
La	18.8	11.0	34.6	24.3	28.9	20.6	30.2	24.9	22.2	18.5	14.5	19.1	15.9	18.8	19.8	14.7	13.9	16.0	14.9
Ce	119	87.4	204	159	181	133	183	161	144	107	78.3	115	91.2	110	115	83.8	73.8	91.6	80.3
Pr	26.5	22.4	43.1	35.6	39.1	30.5	38.8	34.8	31.7	23.8	17.2	26.5	20.6	24.9	25.5	18.6	15.9	20.1	17.4
Nd	180	166	270	224	251	203	246	229	213	178	126	197	144	181	173	135	117	145	127
Sm	69.5	72.8	97.5	77.2	87.9	77.3	87.0	81.3	86.9	92.9	66.4	102	74.2	88.1	67.7	73.0	67.8	77.2	71.2
Eu	26.2	28.3	34.3	26.7	31.5	29.0	30.9	29.1	32.6	40.4	29.1	44.2	31.7	38.2	24.4	33.4	31.1	34.1	32.2
Gd	90.9	95.5	114	83.1	102	97.3	100	94.0	110	153	112	165	121	142	77.0	129	119	129	122
Tb	15.4	16.1	18.7	12.6	16.6	16.4	16.7	15.1	19.0	27.5	20.2	30.4	21.8	24.0	11.4	23.4	22.0	24.1	23.4
Dy	102	102	121	75.8	105	106	104	95.8	128	175	134	198	148	154	62.9	164	148	161	159
Ho	20.8	20.6	24.5	14.6	21.1	22.0	20.9	19.1	26.4	34.3	26.4	37.9	29.1	29.4	10.8	33.1	29.5	32.3	32.5
Er	63.6	59.2	70.9	39.8	60.4	64.4	58.7	55.3	77.8	96.1	75.7	103	86.0	80.3	28.1	96.9	85.8	93.2	93.6
Tm	8.20	7.87	9.26	5.12	7.98	8.20	7.80	7.09	9.91	11.8	9.41	13.0	10.8	9.75	3.26	12.5	10.7	11.8	12.3
Yb	47.8	47.0	56.0	32.6	49.6	50.3	47.1	45.4	59.9	71.8	58.4	78.0	67.6	60.2	20.3	79.9	66.6	73.6	75.0
Lu	6.19	5.83	7.21	4.25	6.45	6.36	6.19	5.82	7.45	9.32	7.54	9.44	8.53	7.33	2.91	9.86	8.53	8.89	9.28
Сумма REE	795	742	1105	815	989	865	977	898	969	1040	776	1139	871	968	642	907	810	918	871
Th/U	3.73	1.69	3.40	3.72	2.96	3.41	3.36	3.02	3.02	0.37	0.15	0.35	0.25	0.39	0.58	0.23	0.15	0.13	0.16
(La/Sm) <sub>N</sub>	0.17	0.10	0.22	0.20	0.21	0.17	0.22	0.19	0.16	0.13	0.14	0.12	0.13	0.13	0.18	0.13	0.13	0.13	0.13
(Gd/Yb) <sub>N</sub>	1.57	1.68	1.68	2.11	1.70	1.60	1.76	1.71	1.52	1.77	1.59	1.75	1.48	1.94	3.13	1.34	1.48	1.45	1.35

Таблица 24. Состав граната из меллитит-содержащих пород Гулинского массива.

Компо- ненты	Гулинский массив																				
	SiO <sub>2</sub>	32.49	31.65	34.35	35.12	33.47	33.02	33.77	31.61	31.82	32.56	32.33	32.13	32.13	32.46	32.62	32.72	32.94	32.86	32.51	32.01
TiO <sub>2</sub>	6.75	7	2.78	2.82	5.29	5.61	4.73	7.25	7.35	5.81	5.07	7.2	7.44	6.93	5.58	5.09	5.55	5.54	7.39	7.49	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.44	1.43	2.81	1.38	1.85	1.71	1.82	1.48	1.5	1.77	1.77	1.51	1.44	1.59	1.55	1.71	1.85	1.65	1.46	1.57	
FeO <sub>t</sub>	23.06	22.46	23.36	23.93	24	23.51	22.52	22.83	23.56	23.22	22.57	22.98	22.56	23.06	22.99	23.27	23.21	23.25	23.15	23.3	
MgO	0.72	0.72	0.71	0.26	0.6	0.62	0.66	0.74	0.74	0.73	0.5	0.75	0.88	0.73	0.68	0.66	0.68	0.7	0.82	0.78	
CaO	32.63	32.38	32.38	33.21	33.08	32.91	32.83	32.51	33.11	32.3	32.36	32.18	32.56	33.02	32.82	32.47	33.01	32.66	33.25	33.43	
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.d.	n.d.	n.d.	0.46	n.d.	0.37	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.											
Сумма	97.09	95.64	96.39	97.18	98.29	97.38	96.33	96.42	98.08	96.39	94.6	96.75	97.01	97.79	96.24	96.29	97.24	96.66	98.58	98.58	
X	Ca	2.96	2.98	2.92	2.95	2.97	2.98	2.97	2.98	2.94	3.00	2.93	2.95	2.97	2.99	2.96	2.98	2.96	2.97	2.99	3.00
	Mg	0.04	0.02	0.08	0.05	0.03	0.02	0.03	0.02	0.06	-	0.07	0.05	0.03	0.01	0.04	0.02	0.04	0.03	0.01	-
Y	Fe <sup>3+</sup>	1.39	1.37	1.59	1.55	1.51	1.50	1.38	1.41	1.49	1.54	1.35	1.33	1.40	1.52	1.50	1.52	1.51	1.36	1.39	1.59
	Ti	0.43	0.45	0.18	0.33	0.35	0.30	0.46	0.46	0.37	0.33	0.46	0.47	0.44	0.36	0.33	0.35	0.35	0.46	0.47	0.18
	Fe <sup>2+</sup>	0.13	0.10	0.06	0.09	0.09	0.10	0.10	0.06	0.10	0.06	0.17	0.13	0.10	0.05	0.11	0.06	0.08	0.10	0.06	0.01
	Mg	0.05	0.07	0.01	0.03	0.04	0.06	0.06	0.07	0.03	0.06	0.03	0.06	0.06	0.08	0.04	0.06	0.05	0.07	0.08	0.06
	Al	-	-	0.17	-	-	0.04	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.16
	V	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.02	-	-	-	-	-
Z	Si	2.75	2.72	2.89	2.79	2.78	2.86	2.69	2.67	2.77	2.80	2.73	2.72	2.72	2.77	2.78	2.77	2.78	2.71	2.67	2.89
	Al	0.14	0.14	0.11	0.18	0.17	0.14	0.15	0.15	0.18	0.18	0.15	0.14	0.16	0.16	0.17	0.18	0.16	0.14	0.15	0.11
	Fe <sup>3+</sup>	0.11	0.14	-	0.03	0.05	-	0.16	0.18	0.05	0.02	0.12	0.14	0.12	0.07	0.05	0.05	0.06	0.15	0.18	-

Примечания: n.d. – ниже порога обнаружения. Количество Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и FeO рассчитано по балансу зарядов.

Таблица 25. Содержание микроэлементов (мкг/г) в гранате из мелилит-содержащих пород Гулинского массива.

Компоненты	Гулинский массив					
Sc	33.1	58.9	23.3	30.1	28.2	32.1
V	1377	1220	1716	1422	1404	1433
Cr	9.97	13.5	10.0	26.5	10.5	6.08
Co	5.66	3.32	2.09	4.54	3.36	3.29
Ni	3.64	n.d.	n.d.	n.d.	2.32	2.14
Cu	2.51	2.33	1.02	1.93	1.97	2.11
Zn	24.4	18.4	6.43	25.4	18.7	16.6
Ga	14.9	14.4	14.7	15.0	14.2	13.7
Y	105	60.3	64.3	113	72.0	78.7
Nb	281	171	153	290	212	209
Ta	9.01	6.52	3.47	8.81	8.12	7.32
Zr	332	329	142	309	224	221
Sn	6.53	3.96	3.04	7.31	4.18	3.88
Pb	0.42	n.d.	n.d.	0.42	0.32	0.32
Th	6.43	10.1	2.19	7.77	10.2	9.13
U	12.2	9.29	6.20	11.5	10.5	11.6
La	23.0	18.1	8.44	20.7	15.4	15.3
Ce	119	117	51.8	119	97.7	88.1
Pr	25.3	25.6	11.5	24.2	22.0	20.6
Nd	154	159	72.2	151	143	131
Sm	47.3	42.0	23.8	51.2	44.0	44.9
Eu	16.1	12.8	7.42	17.0	13.9	13.7
Gd	47.1	33.3	23.4	48.8	36.7	40.2
Tb	6.16	3.93	2.93	5.84	4.06	4.02
Dy	27.5	17.3	13.8	26.2	19.2	21.5
Ho	4.01	2.53	2.24	4.29	2.71	3.05
Er	8.10	5.24	4.59	8.32	5.70	6.09
Tm	0.56	0.42	0.47	0.97	0.54	0.66
Yb	4.03	2.97	2.05	4.46	2.58	3.02
Lu	0.47	0.31	0.26	0.47	0.29	0.29
Сумма REE	483	441	225	483	408	392
Th/U	0.53	1.09	0.35	0.67	0.97	0.79
(La/Sm) <sub>N</sub>	0.49	0.43	0.35	0.40	0.35	0.34
(Gd/Yb) <sub>N</sub>	11.66	11.21	11.41	10.96	14.21	13.31

Таблица 25. Состав граната из пегматоидной породы флогопит-пироксен-гранат-мелилитового состава массива Одихинча

Компо- ненты	Массив Одихинча																				
	SiO <sub>2</sub>	32.25	32.73	32.97	31.85	32.2	32.86	32.66	31.78	33.23	31.75	31.76	32.04	31.64	31.83	32.5	31.82	33.27	33.27	31.26	32.66
TiO <sub>2</sub>	6.86	7.27	7.25	7.66	7.54	6.97	7.63	9.16	7.47	8.97	9.21	8.99	9.44	8.32	6.82	8.43	6.03	6.33	9.56	7.97	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.68	1.68	1.62	1.83	2	1.87	1.96	1.63	2.04	1.66	1.85	1.86	1.5	1.38	1.63	1.3	1.68	1.6	1.69	1.76	
FeO <sub>t</sub>	23.27	23.01	22.96	21.79	21.78	22.38	22.47	21.06	22.07	21.29	21.01	21.13	22.42	23	22.89	22.54	23.3	23.29	20.74	22.17	
MnO	0.32	0.32	n.d.	0.29	0.38	0.35	0.33	0.37	0.36	0.4	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.							
MgO	0.67	0.78	0.88	0.88	0.61	0.75	0.84	0.92	0.94	0.95	0.83	0.84	0.68	0.72	0.85	0.84	0.78	0.8	1.02	0.73	
CaO	33.09	33.09	33.37	33.08	32.99	33.61	33.37	33.06	33.37	33.34	33.25	32.98	33.14	32.8	33.2	33.02	33.39	33.31	33.07	32.94	
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.49	n.d.	0.5	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.													
Сумма	98.63	98.88	99.05	97.09	97.12	98.44	98.93	97.61	99.12	98.25	98.29	98.19	99.15	98.42	98.75	98.35	98.45	98.6	97.34	98.23	
X	Ca	2.96	2.95	2.96	2.99	2.99	3.00	2.96	2.98	2.95	2.99	2.98	2.96	2.96	2.94	2.96	2.96	2.97	2.97	2.99	2.95
	Mg	0.02	0.03	0.04	0.01	0.01	-	0.04	0.02	0.05	-	-	0.02	0.02	0.03	0.02	0.01	0.03	0.03	0.01	0.05
	Mn	0.02	0.02	-	-	-	-	-	-	-	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	-	-	-	-
Y	Fe <sup>3+</sup>	1.37	1.37	1.37	1.34	1.32	1.39	1.34	1.16	1.33	1.22	1.18	1.19	1.18	1.28	1.36	1.27	1.48	1.44	1.15	1.27
	Ti	0.43	0.45	0.45	0.49	0.48	0.44	0.48	0.58	0.46	0.56	0.58	0.57	0.59	0.52	0.43	0.53	0.38	0.40	0.61	0.50
	Fe <sup>2+</sup>	0.11	0.11	0.11	0.07	0.14	0.08	0.12	0.16	0.14	0.09	0.13	0.16	0.16	0.13	0.10	0.10	0.07	0.10	0.13	0.19
	Mg	0.06	0.06	0.07	0.10	0.06	0.09	0.07	0.10	0.07	0.13	0.11	0.09	0.06	0.06	0.09	0.10	0.07	0.06	0.12	0.04
	V	0.03	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.03	-	-	-	-	-
Z	Si	2.69	2.72	2.73	2.69	2.72	2.73	2.71	2.68	2.74	2.66	2.66	2.68	2.63	2.67	2.70	2.67	2.77	2.76	2.64	2.73
	Al	0.17	0.16	0.16	0.18	0.20	0.18	0.19	0.16	0.20	0.16	0.18	0.18	0.15	0.14	0.16	0.13	0.16	0.16	0.17	0.17
	Fe <sup>3+</sup>	0.14	0.12	0.11	0.13	0.08	0.08	0.10	0.16	0.06	0.18	0.16	0.13	0.22	0.20	0.14	0.21	0.07	0.08	0.19	0.09

Примечания: n.d. – ниже порога обнаружения. Количество Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и FeO рассчитано по балансу зарядов.

Таблица 26. Содержание микроэлементов (мкг/г) в гранате из пегматоидной породы флогопит-пироксен-гранат-мелилитового состава массива Одихинча.

Компо- ненты	Массив Одихинча														
Sc	13.1	13.4	14.4	16.2	16.2	15.4	12.8	13.4	13.2	13.6	14.8	13.4	16.2	14.7	14.7
V	799	817	839	988	949	952	837	847	854	983	981	842	1052	974	980
Cr	4.64	1.73	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	3.02	1.87	3.14	1.72	6.66	4.73	2.91	6.76
Co	8.68	7.94	7.90	7.83	5.96	7.61	7.62	9.17	7.02	6.19	7.96	9.24	7.46	7.76	6.99
Ni	0.43	1.10	n.d.	0.55	0.58	0.31	1.32	2.52	1.81	1.24	3.17	1.72	1.28	1.64	1.64
Zn	291	278	270	167	193	174	280	264	271	179	207	280	180	176	186
Y	32.1	32.8	32.9	36.7	35.8	35.4	34.0	34.7	34.4	36.4	35.3	33.6	37.3	37.6	36.9
Nb	1313	1261	1198	583	801	699	1328	1258	1236	701	908	1263	701	754	802
Zr	309	315	313	348	356	336	297	309	299	292	330	302	345	330	328
Pb	1.22	1.03	1.04	0.75	0.77	0.92	1.29	1.03	0.92	0.84	0.99	1.25	0.92	0.77	0.79
Th	42.4	41.1	39.3	26.6	33.6	28.7	43.1	42.2	40.2	27.9	34.4	41.7	30.7	30.6	31.2
U	24.7	23.4	21.8	16.4	20.3	18.8	24.6	24.0	23.7	13.6	20.3	23.7	19.6	19.3	20.8
La	49.2	47.5	47.7	37.4	43.4	38.7	49.7	51.4	48.6	37.4	44.9	49.2	43	41.3	43.1
Ce	340	339	328	268	308	279	353	356	347	283	331	352	313	310	317
Pr	64.4	65.7	64.8	58.2	62.6	56.6	66.8	68.4	66.6	57.1	64.7	67.5	62.2	60.9	62.3
Nd	326	322	316	292	318	292	323	337	317	294	317	327	307	296	318
Sm	51.4	50.8	51.6	49.9	53.6	48.5	53.6	52.8	53.0	47.9	55.3	51.3	55.1	50.1	54.5
Eu	15.1	15.9	14.6	15.0	15.4	15.3	15.7	15.6	15.6	14.8	16.1	15.1	16.4	15.0	16.1
Gd	31.0	31.2	29.1	32.3	32.2	30.7	31.2	31.6	28.4	31.4	33.1	30.7	32.1	31.4	33.6
Tb	3.29	3.28	3.40	3.46	3.60	3.55	3.21	3.58	3.37	3.54	3.64	3.51	3.65	3.39	3.53
Dy	13.7	13.6	14.57	15.6	14.9	14.1	14.6	14.6	15.2	14.4	15.2	14.5	15.8	15.0	15.0
Ho	2.05	1.96	1.97	2.25	2.16	1.9	1.87	1.94	2.09	1.97	1.96	1.89	2.21	2.12	2.31
Er	3.22	3.47	3.73	3.37	3.77	3.62	3.24	3.46	3.73	3.72	4.1	3.34	3.58	3.71	4.04
Tm	0.31	0.35	0.31	0.43	0.38	0.37	0.34	0.25	0.32	0.40	0.48	0.33	0.36	0.38	0.32
Yb	1.82	1.62	1.67	1.74	2.23	1.64	1.22	1.92	1.13	2.01	1.55	2.01	1.97	1.75	1.83
Lu	0.17	0.15	0.21	0.21	0.31	0.25	0.21	0.21	0.25	0.22	0.32	0.21	0.31	0.29	0.25
Сумма REE	902	896	877	780	860	786	918	939	902	792	888	918	857	831	872
Th/U	1.72	1.75	1.80	1.53	1.65	1.52	1.75	1.76	1.69	1.50	1.70	1.76	1.57	1.59	1.50
(La/Sm) <sub>N</sub>	0.60	0.59	0.58	0.47	0.51	0.50	0.58	0.61	0.57	0.49	0.51	0.60	0.49	0.52	0.50
(Gd/Yb) <sub>N</sub>	14.1	15.9	14.4	15.3	11.9	15.5	21.1	13.6	20.8	12.9	17.7	12.6	13.5	14.8	15.2

Таблица 27. Состав граната из крупнозернистых карбонатсодержащих ийолитов Белозиминского массива.

Компоненты		Белозиминский массив															
		ядро							край								
SiO <sub>2</sub>		27.91	29.27	28.84	30.46	28.88	30.13	30.28	30.05	33.31	33.08	32.81	33.94	33.94	33.01	32.31	32.54
TiO <sub>2</sub>		14.13	13.1	13.41	11.19	14.04	11.79	11.58	11.75	7.02	6.42	6.56	5.02	4.92	6.39	7.28	7.09
ZrO <sub>2</sub>		0.74	0.64	0.74	n.d.												
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		2.24	3.47	3.37	3.31	3.62	3.75	3.82	3.77	4.12	4.41	4.17	2.52	3.15	4.37	4.11	3.42
FeO <sub>t</sub>		19.65	18.47	18.03	19.01	18.06	19.05	18.61	18.46	20.02	20.34	19.17	22.85	22.59	20.13	19.87	20.5
MnO		0.33	0.29	n.d.	0.39	0.38	0.42	0.46	0.39	0.37	0.39	0.56	0.55	0.49	0.42	0.4	n.d.
MgO		0.84	1.08	1.13	0.64	1.05	1.04	1.04	0.99	0.74	0.6	0.75	0.54	0.46	0.63	0.61	0.56
CaO		32.01	32.13	32.51	32.48	32.48	32.04	32.54	32.36	32.84	32.79	31.94	32.78	32.69	32.62	32.81	32.54
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.45	0.39	0.41	0.44	0.6	0.45	n.d.
Сумма		97.85	98.45	98.6	97.48	98.51	98.22	98.33	97.77	98.42	98.48	96.35	98.61	98.68	98.17	97.84	96.65
X	Ca	2.93	2.89	2.94	2.94	2.92	2.87	2.91	2.91	2.91	2.90	2.90	2.90	2.90	2.90	2.90	2.94
	Mn	0.05	0.09	0.06	0.03	0.06	0.10	0.06	0.06	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	-
	Mg	0.02	0.02	-	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.05
Y	Ti	0.91	0.83	0.85	0.71	0.88	0.74	0.73	0.74	0.44	0.40	0.42	0.31	0.31	0.40	0.46	0.45
	Fe <sup>3+</sup>	0.75	0.83	0.81	1.01	0.81	0.99	1.02	0.99	1.22	1.23	1.15	1.43	1.39	1.20	1.22	1.26
	Fe <sup>2+</sup>	0.26	0.26	0.23	0.24	0.23	0.23	0.18	0.20	0.16	0.18	0.21	0.15	0.17	0.20	0.16	0.18
	Zr	0.03	0.03	0.03	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Al	-	-	-	-	-	-	-	-	0.15	0.16	0.18	0.06	0.12	0.17	0.10	0.09
	V	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	-
Z	Mg	0.06	0.05	0.08	0.05	0.07	0.03	0.07	0.06	0.03	-	-	-	-	-	-	0.02
	Si	2.38	2.46	2.43	2.57	2.42	2.52	2.53	2.52	2.75	2.73	2.77	2.81	2.81	2.74	2.69	2.75
	Al	0.23	0.34	0.34	0.33	0.36	0.37	0.38	0.37	0.25	0.27	0.23	0.19	0.19	0.26	0.31	0.25
Fe <sup>3+</sup>		0.39	0.20	0.23	0.10	0.22	0.11	0.10	0.10	-	-	-	-	-	-	-	-

Примечания: n.d. – ниже порога обнаружения. Количество Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и FeO рассчитано по балансу зарядов.

Таблица 28. Содержание микроэлементов (мкг/г) в гранате из крупнозернистых карбонатсодержащих ийолитов Белозиминского массива.

Компо- ненты	Белозиминский массив									
	ядро					край				
Sc	11.9	1.95	5.34	5.46	5.06	3.15	3.32	2.89	2.57	
V	941	973	1118	1170	1105	2286	2134	1723	2245	
Cr	0.35	n.d.	0.64	0.92	1.35	n.d.	6.24	1.77	n.d.	
Co	5.50	5.37	4.19	4.69	4.29	3.13	2.93	2.71	2.35	
Ni	0.13	0.03	0.34	n.d.	n.d.	0.35	0.41	n.d.	n.d.	
Zn	61.2	114	56.5	57.1	53.1	47.8	44.7	63.3	52.5	
Y	739	473	609	616	609	474	483	508	410	
Nb	1094	1080	1156	1032	1046	450	475	433	440	
Zr	4690	653	2360	2277	2298	968	1023	954	781	
Pb	2.36	4.10	2.92	2.56	2.68	1.14	1.21	1.01	1.10	
Th	31.3	53.2	37.1	36.0	37.7	14.0	13.6	13.1	13.5	
U	44.3	45.9	47.7	46.7	45.6	36.8	37	33.1	38.6	
La	37.5	37.6	37.8	35.4	34.9	17.4	17.2	17.1	17.0	
Ce	267	295	281	267	258	155	153	158	150	
Pr	57.8	68.3	62.7	59.7	59.5	40.0	39.2	41.4	39.5	
Nd	392	451	415	404	404	286	288	290	283	
Ta	193	282	220	199	207	67.4	75.4	70.0	68.4	
Sm	153	158	152	150	150	112	115	116	109	
Eu	61.7	59.6	58.3	57.7	57.0	45.3	45.46	47.4	42.6	
Gd	179	145	159	160	156	117	118	128	109	
Tb	28.1	20.6	23.1	24.5	24.1	17.9	18.5	19.3	15.6	
Dy	164	105	130	137	136	95.2	96.8	106	83.1	
Ho	31.8	18.6	24.3	25.3	25.3	17.9	18.1	19.7	14.6	
Er	77.7	41.7	59.8	61.7	61.9	42.6	43.9	48.3	35.64	
Tm	10.7	5.45	8.05	8.46	8.16	5.76	5.53	6.43	4.76	
Yb	67.0	32.8	52.7	51.7	53.2	38.2	37.2	41.1	29.9	
Lu	8.62	4.65	6.67	6.99	6.67	4.89	4.82	5.34	3.93	
Сумма REE	1536	1444	1471	1451	1435	995	1001	1044	938	
Th/U	0.71	1.16	0.78	0.77	0.83	0.38	0.37	0.40	0.35	
(La/Sm) <sub>N</sub>	0.15	0.15	0.16	0.15	0.15	0.10	0.09	0.09	0.10	
(Gd/Yb) <sub>N</sub>	2.20	3.65	2.49	2.57	2.42	2.52	2.62	2.58	3.02	

Таблица 29. Состав гранатов из кальсилитовых ийолитов и пироксен-микроклиновых пегматитов Мурунского массива.

Компо- ненты	Маломурунский массив																				
	кальсилитовый ийолит (обр. Ча-229)										пироксен-микроклиновый пегматит (обр. Ча-163)										
SiO <sub>2</sub>	27.08	26.17	26.05	26.25	26.05	26.38	26.76	26.41	26	26.4	34.15	34.81	34	33.49	33.18	33.04	35.3	33.39	33.02	32.77	
TiO <sub>2</sub>	16.09	17.09	17.39	17.12	17.12	16.87	17.05	16.84	16.94	16.85	4.48	2.53	4.64	5.68	7.17	6.64	2.66	8.52	8.1	7.93	
ZrO <sub>2</sub>	1.3	1.48	1.36	1.65	1.55	1.52	1.59	1.56	1.66	1.62	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.62	1.54	1.7	1.51	1.62	1.65	1.7	1.71	1.62	1.74	n.d.	n.d.	0.52	0.45	0.43	0.43	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
FeO <sub>t</sub>	19.91	18.73	18.54	18.73	18.99	19.1	19.3	19.02	18.95	19.01	26.98	27.24	25.82	25.59	24.88	25.13	27.17	24.61	24.77	24.49	
MnO	0.4	0.5	0.5	0.43	0.41	0.51	0.52	0.39	0.51	0.47	0.46	0.3	0.35	0.31	0.38	n.d.	0.27	0.43	0.36	0.41	
MgO	1.36	1.39	1.35	1.29	1.33	1.28	1.34	1.23	1.33	1.29	n.d.	n.d.	0.27	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
CaO	32.22	31.71	31.79	31.84	31.62	31.64	31.95	31.97	31.55	31.83	33.19	33.33	32.75	32.74	32.53	32.88	33.56	32.47	32.75	32.28	
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.56	0.52	n.d.	n.d.	n.d.	0.53	n.d.	0.54	n.d.	0.56	n.d.	0.68	n.d.	0.48	0.37	0.53	0.82	n.d.	n.d.	n.d.	
Na <sub>2</sub> O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.27	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.59	n.d.	n.d.	
Сумма	100.54	99.13	98.68	98.82	98.69	99.48	100.21	99.67	98.56	99.77	99.26	98.89	98.62	98.74	98.94	98.65	99.78	100.01	99	97.88	
X	Ca	2.89	2.89	2.91	2.91	2.89	2.87	2.88	2.90	2.89	2.88	2.96	2.98	2.92	2.94	2.92	2.96	2.97	2.88	2.95	2.94
	Mg	0.08	0.07	0.06	0.06	0.08	0.08	0.09	0.07	0.07	0.08	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Mn	0.03	0.04	0.04	0.03	0.03	0.04	0.04	0.03	0.04	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03		0.02	0.03	0.03	0.03
	Na	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.04	-	-	-	-	0.09	-	-
	Fe <sup>2+</sup>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.01	-	-	0.03	0.05	0.04	-	-	0.03	0.03
Y	Ti	1.01	1.09	1.12	1.10	1.10	1.08	1.08	1.07	1.09	1.07	0.28	0.16	0.29	0.36	0.45	0.42	0.17	0.53	0.51	0.51
	Fe <sup>3+</sup>	0.51	0.37	0.43	0.43	0.45	0.39	0.46	0.40	0.46	0.40	1.59	1.66	1.64	1.39	1.25	1.29	1.61	1.37	1.20	1.20
	Fe <sup>2+</sup>	0.31	0.34	0.28	0.30	0.30	0.36	0.31	0.35	0.28	0.35	0.13	0.14	0.04	0.22	0.28	0.26	0.18	0.10	0.29	0.29
	Mg	0.09	0.11	0.11	0.11	0.09	0.08	0.08	0.08	0.10	0.08	-	-	0.03	-	-	-	-	-	-	-
	Zr	0.05	0.06	0.06	0.07	0.06	0.06	0.07	0.06	0.07	0.07	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
V	0.03	0.03	-	-	-	0.03	-	0.03	-	0.03	-	0.04	-	0.03	0.02	0.03	0.04	-	-	-	-
Z	Si	2.26	2.22	2.22	2.24	2.22	2.24	2.25	2.23	2.22	2.23	2.84	2.90	2.83	2.81	2.78	2.78	2.92	2.76	2.77	2.78
	Al	0.16	0.15	0.17	0.15	0.16	0.16	0.17	0.17	0.16	0.17	-	-	0.05	0.04	0.04	0.04	-	-	-	-
	Fe <sup>3+</sup>	0.58	0.62	0.61	0.61	0.61	0.60	0.58	0.60	0.61	0.60	0.16	0.10	0.12	0.15	0.17	0.18	0.08	0.24	0.23	0.22

Примечания: n.d. – ниже порога обнаружения. Количество Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и FeO рассчитано по балансу зарядов.

Таблица 30. Содержание микроэлементов (мкг/г) в гранатах из кальсилитовых ийолитов и пироксен-микроклиновых пегматитов Мурунского массива.

Компоненты	Кальсилитовый ийолит (обр. Ча – 229)						Пироксен-микроклиновый пегматит (обр. Ча-163)				
Sc	103	101	102	82,0	79,3	79,6	71,5	69,1	62,6	82,4	62,9
V	1715	1414	1636	1661	1637	1313	1549	1870	1388	1541	2288
Cr	724	621	687	511	516	587	20,8	24,2	16,6	19,3	15,4
Co	5,06	6,94	5,78	5,61	5,47	5,47	3,30	2,47	5,01	3,96	1,64
Ni	6,85	5,74	6,27	5,22	3,84	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	2,18	n.d.
Cu	3,98	4,95	4,44	4,12	3,12	7,15	7,96	6,23	6,60	7,66	3,47
Zn	89,3	130	111	94,9	89,4	97,6	114	86,9	192	154	44,7
Ga	20,9	35,5	22,7	23,9	22,4	26,1	5,98	5,89	6,08	5,55	6,94
Y	361	287	385	336	345	274	577	519	837	554	338
Nb	88,1	92,7	96,1	84,6	78,9	53,1	237	214	138	163	207
Ta	10,70	12,42	10,40	9,27	9,00	9,27	3,57	2,44	5,26	5,70	1,02
Zr	2793	4179	4023	2422	2188	3125	1220	1148	1348	1468	979
Sn	37,1	40,2	45,1	38,2	42,3	37,3	46,4	43,8	37,5	44,2	46,1
Pb	0,69	4,32	3,42	1,71	1,43	8,42	1,74	2,22	1,09	1,55	1,08
Th	86,3	84,1	102	83,6	83,6	68,6	122	114	97,2	112	80,5
U	75,1	76,5	75,1	70,2	67,8	71,4	36,5	30,0	31,9	36,2	21,1
La	6,95	7,67	6,83	6,79	6,53	7,11	22,4	23,4	26,2	25,3	19,3
Ce	58,8	65,1	61,0	63,7	61,0	48,7	195	197	225	208	162
Pr	16,3	16,1	15,9	15,8	15,7	13,3	47,3	46,3	55,7	51,7	39,5
Nd	118	116	128	121	116	97,0	312	314	391	344	252
Sm	61,7	53,2	61,3	58,1	56,4	48,1	119	110	149	125	86,1
Eu	21,2	18,5	22,0	19,9	19,4	18,1	37,8	35,5	52,2	40,2	24,6
Gd	75,6	59,1	77,4	69,0	67,5	58,1	123	106	173	125	73,5
Tb	11,9	9,61	12,8	10,8	11,2	9,32	16,7	15,1	26,4	16,1	8,98
Dy	79,6	56,4	78,1	66,1	68,5	56,5	93,8	85,7	150	89,2	46,7
Ho	14,3	11,2	15,4	12,9	13,6	11,0	17,7	15,8	29,4	16,4	8,16
Er	46,3	33,4	46,1	38,1	39,1	30,6	49,2	45,9	84,4	48,4	25,9
Tm	5,76	4,93	6,51	5,39	5,48	4,78	6,77	6,55	10,9	6,70	3,61
Yb	42,1	32,8	43,2	37,9	38,8	30,0	43,1	43,1	65,3	44,4	27,3
Lu	5,17	4,64	5,97	5,56	5,54	4,35	5,18	5,82	7,15	5,30	4,22
<b>Сумма REE</b>	<b>564</b>	<b>489</b>	<b>580</b>	<b>532</b>	<b>525</b>	<b>437</b>	<b>1087</b>	<b>1050</b>	<b>1447</b>	<b>1146</b>	<b>782</b>
Th/U	1,15	1,10	1,36	1,19	1,23	0,96	3,36	3,79	3,05	3,10	3,81
(La/Sm) <sub>N</sub>	0,07	0,09	0,07	0,07	0,07	0,09	0,12	0,13	0,11	0,13	0,14
(Gd/Yb) <sub>N</sub>	1,48	1,49	1,48	1,50	1,44	1,60	2,35	2,04	2,19	2,33	2,22

Таблица 31. Состав граната из ийолитов Чикского массива.

Компо- ненты		Чикский массив																
SiO <sub>2</sub>		36.23	36.26	33.87	31.05	30.95	31.05	31.23	31.27	31.38	30.63	30.88	31.41	31.36	31.36	34.82	36.23	36.26
TiO <sub>2</sub>		3.88	1.78	7.97	14.4	13.81	14.42	13.74	14.92	13.81	14.21	14.88	14.8	14.27	13.98	4.82	3.88	1.78
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		4.93	4.39	3.56	3.64	4.48	4.37	4.37	4.03	3.58	3.82	3.94	3.72	3.53	2.98	4.29	4.93	4.39
FeO <sub>t</sub>		21.17	23.41	20.42	18.31	18.72	18.24	17.69	19.16	18.3	19.01	18.94	17.4	19.29	18.85	20.2	21.17	23.41
MnO		0.27	n.d.	0.39	0.38	n.d.	0.35	0.35	0.36	n.d.	0.32	0.32	0.33	n.d.	0.34	0.33	0.27	n.d.
CaO		34.31	33.76	33.33	32.17	32.15	32.25	32.05	32.4	32.11	31.93	32.29	33.06	32.73	33.03	33.7	34.31	33.76
Сумма		100.79	99.6	99.54	99.95	100.11	100.68	99.43	102.14	99.18	99.92	101.25	100.72	101.52	100.54	98.16	100.79	99.6
X	Ca	2.95	2.94	2.94	2.86	2.85	2.85	2.86	2.83	2.88	2.85	2.84	2.92	2.86	2.92	2.86	2.95	2.94
	Mn	0.02	-	0.03	0.03	-	0.02	0.02	0.02	-	0.02	0.02	0.02	-	0.02	0.02	0.02	-
	Fe <sup>2+</sup>	-	-	-	0.11	-	0.13	-	0.15	0.12	0.13	0.14	0.06	0.09	0.05	-	-	-
Y	Ti	0.23	0.11	0.49	0.90	0.86	0.89	0.86	0.91	0.87	0.89	0.92	0.92	0.88	0.87	0.30	0.23	0.11
	Fe <sup>3+</sup>	1.25	1.47	1.09	0.62	0.73	0.66	0.65	0.63	0.64	0.68	0.63	0.58	0.69	0.67	1.23	1.25	1.47
	Fe <sup>2+</sup>	0.17	0.12	0.31	0.48	0.57	0.45	0.58	0.46	0.49	0.44	0.45	0.50	0.44	0.46	0.17	0.17	0.12
	Al	0.37	0.36	0.13	-	-	-	0.03	-	-	-	-	-	-	-	0.30	0.37	0.36
Z	Si	2.91	2.94	2.79	2.58	2.56	2.56	2.60	2.55	2.62	2.55	2.54	2.59	2.56	2.59	2.88	2.91	2.94
	Al	0.09	0.06	0.21	0.36	0.44	0.42	0.40	0.39	0.35	0.37	0.38	0.36	0.34	0.29	0.12	0.09	0.06
	Fe <sup>3+</sup>	-	-	-	0.06	-	0.02	-	0.07	0.02	0.08	0.08	0.05	0.10	0.12	-	-	-

Примечания: n.d. – ниже порога обнаружения. Количество Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и FeO рассчитано по балансу зарядов.

Таблица 32. Содержание микроэлементов (мкг/г) в гранате из ийолитов Чикского массива.

Компоненты	Чикский массив					
Sc	3.59	4.87	2.99	n.d.	3.82	3.47
V	72.9	95.9	93.5	80.7	76.1	77.5
Cr	11.3	14.3	11.5	10.3	n.d.	11.8
Co	12.2	13.5	12.9	12.7	12.8	10.8
Cu	6.21	5.37	5.87	5.73	5.07	4.89
Zn	195	127	139	184	147	184
Ga	22.5	23.5	22.9	22.8	23.2	22.6
Y	827	857	862	859	831	788
Nb	65.7	48.4	49.2	60.3	56.2	72.3
Ta	11.6	8.35	8.38	10.3	10.2	13.8
Zr	1375	1408	1415	1426	1331	1269
Sn	10.5	9.19	10.5	9.06	10.02	11.7
Pb	n.d.	0.45	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Th	3.28	2.88	2.88	3.22	2.86	3.40
U	22.7	18.9	18.6	21.3	20.2	24.7
La	5.16	4.87	5.01	4.76	4.82	5.45
Ce	42.9	40.0	39.8	40.4	38.2	42.9
Pr	11.4	11.1	11.0	11.0	10.2	12.4
Nd	93.0	91.3	89.4	91.7	84.5	97.7
Sm	52.9	51.4	48.3	52.8	51.9	52.5
Eu	21.4	21.4	21.6	22.0	21.0	22.6
Gd	90.5	93.4	95.3	93.8	88.8	89.8
Tb	19.8	20.5	20.2	20.6	19.3	19.3
Dy	150	156	155	155	148	143
Ho	35.2	36.7	37.1	37.2	34.9	33.2
Er	117	120	121	125	115	107
Tm	15.5	17.2	17.1	16.1	16.1	14.8
Yb	101	106	107	108	107	93.7
Lu	12.7	13.5	13.8	13.6	13.9	11.8
<b>Сумма REE</b>	768	784	781	793	754	747
Th/U	0.14	0.15	0.16	0.15	0.14	0.14
(La/Sm) <sub>N</sub>	0.06	0.06	0.07	0.06	0.06	0.07
(Gd/Yb) <sub>N</sub>	0.74	0.73	0.74	0.72	0.69	0.79

Таблица 33. Состав гранатов из пегматоидных сиенитов массива Синдер Лейк.

Компоненты	Массив Синдер Лейк									
	Магматические гранаты					Метасоматические гранаты				
SiO <sub>2</sub>	31.45	31.43	31.48	31.38	31.29	31.61	31.65	31.29	31.19	31.45
TiO <sub>2</sub>	7.76	7.61	7.67	7.82	7.72	7.34	7.25	7.25	7.43	7.28
ZrO <sub>2</sub>	0.42	0.38	0.35	0.41	0.41	0.45	0.53	0.42	0.44	0.51
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.55	1.59	1.54	1.57	1.58	1.63	1.61	1.57	1.57	1.59
FeO <sub>t</sub>	23.23	23.33	23.46	23.17	23.05	23.29	23.26	23.22	23.28	23.36
MnO	0.41	0.45	0.42	0.41	0.43	0.40	0.41	0.44	0.42	0.44
MgO	0.43	0.44	0.41	0.43	0.44	0.44	0.42	0.43	0.42	0.42
CaO	30.98	31.17	31.04	31.16	31.11	31.14	31.13	31.14	31.08	31.05
Сумма	96.22	96.39	96.38	96.35	96.03	96.30	96.26	95.76	95.84	96.10
X	Ca	2.86	2.87	2.86	2.87	2.87	2.87	2.87	2.88	2.87
	Mg	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
	Mn	0.06	0.06	0.05	0.05	0.06	0.06	0.05	0.05	0.05
	Fe <sup>2+</sup>	0.06	0.04	0.06	0.05	0.04	0.05	0.05	0.03	0.04
Y	Ti	0.50	0.49	0.50	0.51	0.50	0.47	0.47	0.47	0.47
	Fe <sup>3+</sup>	1.32	1.35	1.33	1.33	1.34	1.37	1.39	1.39	1.38
	Fe <sup>2+</sup>	0.16	0.14	0.16	0.15	0.15	0.13	0.12	0.12	0.12
	Zr	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Z	Si	2.71	2.70	2.71	2.70	2.70	2.72	2.72	2.70	2.71
	Al	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16
	Fe <sup>3+</sup>	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.12	0.12	0.14	0.13

Примечания: *n.d.* – ниже порога обнаружения. Количество Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и FeO рассчитано по балансу зарядов.

Таблица 34. Микроэлементный состав гранатов из пегматоидных сиенитов массива Синдер Лейк

Компоненты	Синдер Лейк							
	Магматические гранаты				Метасоматические гранаты			
Sc	5.82	8.25	6.90	8.37	5.62	5.91	4.70	4.71
V	1540	1480	1530	1550	1600	1430	1300	1280
Cr	4.55	7.31	6.72	9.55	4.74	n.d.	4.45	3.50
Zn	93.2	91.3	97.4	86.3	52.0	71.1	78.4	49.0
Y	1650	1820	1770	1700	2010	1840	1490	1180
Nb	29.2	35.3	38.1	29.2	2.25	1.77	1.88	0.74
Ta	3.4	3.3	3.5	2.6	0.09	0.09	0.05	0.02
Zr	2700	4000	3340	3400	1970	2030	1090	510
Th	33.2	40.3	42.2	33.4	0.53	0.48	0.20	0.13
U	15.3	14.8	15.4	13.1	0.52	0.32	0.22	0.26
La	61.1	61.5	63.3	57.1	3.14	4.94	2.90	1.18
Ce	530	520	520	510	70.8	54.6	60.4	24.2
Pr	152	148	147	141	37.4	28.7	29.9	13.6
Nd	1150	1130	1110	1030	470	360	350	190
Sm	510	470	460	420	380	300	270	190
Eu	167	155	155	152	150	123	114	82
Gd	530	490	500	450	520	440	370	280
Tb	73.2	70.4	71.8	62.2	80.3	71.4	58.3	48.0
Dy	410	400	390	350	460	410	320	270
Ho	69.1	71.5	72.4	62.3	81.4	77.3	57.4	47.5
Er	163	171	171	151	195	190	133	104
Tm	19.2	20.7	20.7	18.1	23.2	22.8	15.8	11.8
Yb	110	118	117	102	130	128	88.2	66.0
Lu	12.2	12.8	13.6	11.8	15.5	14.7	10.3	7.92
Сумма REE	3956	3838	3810	3517	2615	2223	1878	1335
Th/U	2.16	2.70	2.73	2.52	1.02	1.50	0.91	0.50
(La/Sm) <sub>N</sub>	13.3	12.3	11.6	11.8	196	97.7	149	276
(Gd/Yb) <sub>N</sub>	5.12	4.40	4.34	4.55	3.23	2.59	3.39	3.18

Таблица 35. Состав граната из контактово-реакционных зон массива Эден Лейк

Компо- ненты	Эден Лейк																				
	SiO <sub>2</sub>	35.75	35.25	35.56	35.68	35.12	36.08	35.53	35.11	35.17	35.66	34.79	35.72	35.47	35.51	34.7	34.78	35.53	35.09	35.76	34.99
TiO <sub>2</sub>	n.d.	0.4	0.45	n.d.	n.d.	n.d.	0.41	n.d.													
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.64	1.66	1.57	1.71	0.62	1.91	1.52	1.33	1.61	1.78	0.55	1.7	1.22	1.39	1.15	1.44	1.26	1.37	1.61	0.76	
FeO <sub>t</sub>	27.27	26.81	26.95	26.68	28.51	27.29	27.72	27.01	27.02	26.9	27.7	26.54	27.41	26.87	27.45	27.67	27.73	27.98	26.9	28.39	
MnO	0.37	0.47	0.51	0.31	0.42	0.43	0.49	0.48	0.36	0.33	0.42	0.45	0.54	0.64	0.56	0.62	0.44	0.47	0.46	0.51	
CaO	32.47	32.39	32.6	32.61	32.26	32.88	32.47	32.08	32.5	32.74	32.37	32.72	32.03	32.52	31.35	31.55	31.97	31.68	32.55	31.81	
Сумма	97.5	96.98	97.64	96.99	96.93	98.59	98.14	96.01	96.66	97.41	95.83	97.13	96.67	96.93	95.21	96.06	96.93	96.59	97.28	96.46	
X	Ca	2.91	2.92	2.92	2.94	2.92	2.91	2.90	2.92	2.94	2.94	2.94	2.90	2.93	2.89	2.88	2.89	2.88	2.92	2.90	2.91
	Mn	0.03	0.03	0.04	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.04	0.05	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03
	Fe <sup>2+</sup>	0.05	0.04	0.04	0.04	0.02	0.04	0.05	0.03	-	0.03	0.02	0.06	0.01	0.05	0.04	0.08	0.06	0.04	0.04	0.05
Y	Fe <sup>3+</sup>	1.85	1.85	1.84	1.83	2.00	1.85	1.88	1.89	1.90	1.86	1.84	1.88	1.88	1.92	1.93	1.88	1.92	1.84	1.98	1.85
	Al	0.15	0.13	0.13	0.17	0.03	0.17	0.11	0.12	0.13	0.16	0.16	0.12	0.13	0.10	0.11	0.12	0.11	0.16	0.05	0.15
	Ti	-	0.03	0.03	-	-	-	0.03	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Z	Si	2.99	2.97	2.97	3.00	2.97	2.98	2.96	2.99	2.97	2.98	3.00	3.00	2.99	2.98	2.96	3.00	2.97	3.00	2.97	2.99
	Al	0.01	0.03	0.03	-	0.03	0.02	0.04	0.01	0.03	0.02	-	-	0.01	0.02	0.04	-	0.03	-	0.03	0.01

Примечания: n.d. – ниже порога обнаружения. Количество Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и FeO рассчитано по балансу зарядов.

Таблица 36. Микроэлементный состав граната из контактово-реакционных зон массива Эден Лейк.

Компо- ненты	Эден Лейк																
	Sc	0.96	1.02	0.96	1.01	1.01	1.03	0.85	0.83	1.39	1.05	1.38	1.62	0.87	1.31	0.97	1.16
V	263	187	205	190	161	161	150	204	293	172	305	551	144	717	157	175	166
Cr	n.d.	4.99	n.d.	n.d.	3.55	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.						
Co	3.87	5.88	4.44	3.74	3.15	2.94	1.42	3.99	3.68	2.83	5.76	5.93	2.34	6.23	3.45	0.93	3.34
Ni	4.64	4.02	6.73	4.27	1.65	0.97	1.40	4.36	5.03	1.28	3.13	4.54	n.d.	4.39	n.d.	n.d.	1.12
Zn	10.4	9.09	7.4	8.59	8.78	8.4	7.66	7.95	10.2	7.76	13.8	14.9	8.08	14.9	6.4	9.25	8.62
Y	753	355	393	333	255	365	204	365	849	325	1820	1787	196	1596	277	371	261
Nb	14.5	19.2	20.8	24.3	24.1	32.7	44.3	19.8	12.6	25.0	10.7	12.4	42.8	8.82	25.9	56.3	59.8
Ta	0.97	0.94	1.13	1.25	1.20	2.17	2.03	1.29	1.06	1.79	0.66	0.67	2.35	0.35	1.50	2.10	2.31
Zr	203	127	140	129	162	86.2	79.0	112	208	128	188	226	86.8	219	91.6	164	98.6
Sn	18.1	17.0	18.0	18.7	15.2	14.0	13.6	14.8	21.0	14.3	23.5	24.6	15.3	27.3	13.0	13.3	13.8
Pb	0.12	0.12	0.09	0.15	0.15	0.09	0.06	0.08	0.09	0.10	0.05	0.06	0.10	0.03	0.81	0.06	0.04
Th	0.25	0.21	0.27	0.30	0.34	0.10	0.16	0.16	0.16	0.18	0.14	0.12	0.21	0.09	0.20	0.14	0.11
U	7.13	7.01	7.63	8.88	8.93	6.55	7.34	6.85	5.03	6.38	4.87	4.05	7.79	2.68	4.79	5.40	6.94
La	11.7	12.9	13.4	15.0	14.4	7.05	8.13	10.2	9.31	7.06	7.30	6.93	12.0	7.08	7.65	11.2	10.5
Ce	175	200	199	219	212	107	143	149	138	113	93.4	96.6	195	99.8	120	181	165
Pr	60.54	63.3	65.6	70.9	68.3	41.2	51.7	50.2	47.5	44.5	33.8	32.7	64.9	34.9	46.7	59.8	56.7
Nd	536	524	541	579	530	394	430	427	427	419	349	305	508	341	431	492	448
Sm	246	194	199	193	158	160	135	167	238	161	242	214	143	223	151	155	137
Eu	82.4	58.0	63.7	57.8	45.0	49.2	37.6	54.2	85.9	51.6	100	90.3	40.1	92.5	46.0	47.3	39.9
Gd	224	130	147	131	97.2	117	80.4	127	236	119	333	303	79.4	296	97.5	110	90.4
Tb	28.6	14.6	15.5	13.5	9.62	13.9	8.69	14.4	32.5	13.6	57.6	56.9	7.91	51.3	10.7	13.7	10.1
Dy	136	62.7	70.6	56.5	41.2	67.9	36.6	62.0	170	63.2	363	348	31.6	312	48.7	69.4	48.7
Ho	22.7	9.75	10.7	8.29	6.21	11.6	5.38	9.63	28.5	9.32	69.4	70.6	4.51	58.8	7.19	12.2	7.94
Er	49.1	20.5	21.3	17.4	13.9	26.9	11.7	20.0	65.1	19.4	176	184	9.77	146	16.3	25.3	17.7
Tm	5.91	2.50	2.62	2.12	1.74	3.23	1.44	2.36	7.91	2.46	23.8	25.02	1.05	19.3	2.00	3.33	2.17
Yb	36.5	14.5	15.6	11.6	9.24	20.1	8.47	14.8	46.9	14.5	143	153	6.59	113	11.3	20.3	13.0
Lu	4.76	1.76	1.97	1.55	1.17	2.51	1.01	1.71	5.76	1.77	17.3	18.2	0.80	13.7	1.48	2.52	1.79
Сумма REE	1620	1309	1367	1377	1208	1022	959	1110	1538	1039	2008	1905	1104	1809	997	1204	1048
Th/U	0.01	0.04	0.04	0.03	0.04	0.03	0.04	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04
(La/Sm) <sub>N</sub>	0.03	0.04	0.04	0.05	0.06	0.03	0.04	0.04	0.02	0.03	0.02	0.02	0.05	0.02	0.03	0.05	0.05
(Gd/Yb) <sub>N</sub>	5.06	7.39	7.78	9.29	8.70	4.81	7.85	7.08	4.16	6.79	1.93	1.63	9.96	2.17	7.12	4.48	5.73

Таблица 37. Состав граната из скарнов месторождения Дашкесан.

Компоненты	Дашкесан (скарны)																				
	SiO <sub>2</sub>	37.38	37.32	36.54	36.27	36.04	35.59	35.79	36.91	36.42	36.69	36.52	35.64	37.3	36.41	36.6	36.51	36.65	37.18	36.42	36.08
TiO <sub>2</sub>	0.37	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.51	0.73	0.91	0.92	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.93	1.05	1.28	n.d.	0.6	n.d.	n.d.	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.09	4.8	4.21	3.29	3.79	4.4	4.89	5.15	4.96	3.78	4.85	3.02	3.8	5.98	6.5	6.05	5.47	6.68	5.34	4.79	
FeO <sub>t</sub>	23.43	24.09	24.54	25.46	24.95	23.39	22.65	23.07	22.69	25.45	23.51	25.88	25.32	21.24	20.49	21.34	21.92	20.49	22.02	23.2	
MnO	0.87	0.85	0.87	0.85	0.82	0.96	1.19	0.92	1.12	1.16	0.88	0.72	1.07	1.01	1.22	1.02	0.85	0.96	0.87	0.95	
CaO	33.44	32.94	33.23	32.6	32.85	32.68	32.62	33.42	32.69	32.19	32.54	32.33	32.31	33.06	33.08	33.25	33.16	33.51	32.85	32.61	
Сумма	100.58	100	99.39	98.47	98.45	97.53	97.87	100.38	98.8	99.27	98.3	97.59	99.8	98.63	98.94	99.45	98.05	99.42	97.5	97.63	
X	Ca	2.87	2.85	2.90	2.88	2.90	2.90	2.88	2.88	2.86	2.82	2.86	2.88	2.81	2.89	2.87	2.88	2.91	2.89	2.90	2.89
	Mn	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.07	0.08	0.06	0.08	0.08	0.06	0.05	0.07	0.07	0.08	0.07	0.06	0.07	0.06	0.07
	Fe <sup>2+</sup>	0.07	0.08	0.02	0.05	0.01	0.01	0.03	0.06	0.06	0.10	0.08	0.03	0.08	0.04	0.04	0.05	0.03	0.04	0.04	0.03
Y	Fe <sup>3+</sup>	1.48	1.52	1.65	1.70	1.70	1.61	1.53	1.47	1.46	1.64	1.54	1.77	1.58	1.38	1.32	1.36	1.47	1.31	1.48	1.57
	Al	0.48	0.46	0.38	0.31	0.33	0.38	0.43	0.45	0.45	0.36	0.47	0.26	0.36	0.54	0.59	0.53	0.53	0.63	0.52	0.45
	Ti	0.02	-	-	-	-	0.03	0.05	0.05	0.06	-	-	-	-	0.06	0.06	0.08	-	0.04	-	-
	Fe <sup>2+</sup>	0.02	0.02	-	-	-	-	-	0.02	0.03	-	-	-	0.06	0.02	0.03	0.03	-	0.03	-	-
Z	Si	3.00	3.00	2.97	2.99	2.96	2.95	2.95	2.97	2.98	3.00	3.00	2.97	3.00	2.97	2.97	2.95	3.00	2.99	3.00	2.98
	Al	-	-	0.03	0.01	0.04	0.05	0.05	0.03	0.02	-	-	0.03	-	0.03	0.03	0.05	-	0.01	-	0.02

Примечания: n.d. – ниже порога обнаружения. Количество Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и FeO рассчитано по балансу зарядов.

Таблица 38. Содержание микроэлементов (мкг/г) в гранате из скарнов месторождения Дашкесан.

Компо- ненты	Дашкесан											
V	227	244	231	254	221	239	248	265	310	252	206	242
Cr	8.12	11.5	11.3	12.9	11.0	10.2	8.61	15.0	10.7	9.88	9.91	8.49
Ga	12.3	11.9	8.54	11.8	7.96	9.90	9.81	13.1	8.07	11.3	10.4	11.8
Y	36.9	64.5	15.3	31.3	14.2	12.8	12.0	41.3	24.0	36.6	36.3	28.3
Nb	182	193	75.1	124	70.9	105.3	125	172	79.2	141.31	104.63	114.89
Zr	n.d.	3.09	31.9	1.88	33.8	n.d.	n.d.	n.d.	39.6	2.44	n.d.	n.d.
Sn	39.0	45.4	43.5	32.0	40.8	44.6	45.3	47.7	26.4	38.8	37.2	49.8
Pb	3.17	2.21	0.53	1.15	0.92	1.07	0.72	1.03	0.94	0.81	1.47	0.81
Th	12.6	15.1	7.6	12.4	6.8	11.6	12.3	16.0	8.27	11.8	13.3	8.78
U	9.44	15.5	4.48	6.55	4.94	6.55	6.38	9.34	5.50	7.06	8.90	6.73
La	4.98	4.78	3.51	7.05	3.49	6.82	6.54	9.63	4.07	6.36	3.03	4.00
Ce	53.8	50.3	39.6	69.6	39.6	76.7	75.8	97.9	45.0	67.1	34.7	46.1
Pr	14.3	13.4	10.6	18.3	10.5	20.4	20.2	24.9	11.8	17.6	10.3	13.2
Nd	88.8	88.3	70.3	106	62.9	130	129	151	74.3	110	65.01	88.0
Sm	19.0	19.8	15.4	20.6	12.7	26.3	25.0	29.6	13.6	22.6	16.4	20.6
Eu	7.28	7.92	5.94	8.18	6.13	9.54	9.89	10.7	6.04	8.82	6.10	7.58
Gd	14.5	16.6	10.2	14.8	7.68	15.5	15.4	19.2	9.78	17.0	12.0	17.5
Tb	1.89	2.46	1.03	1.55	0.83	1.23	1.23	2.37	1.21	2.01	1.70	1.98
Dy	10.2	14.4	3.71	9.04	3.85	5.38	5.79	11.2	5.10	9.51	8.68	9.29
Ho	1.55	2.62	0.68	1.42	0.56	0.64	0.68	1.75	0.87	1.53	1.61	1.22
Er	3.81	6.75	1.37	3.34	1.48	1.04	0.94	4.50	2.13	3.79	3.76	2.85
Tm	0.43	0.91	0.19	0.35	0.22	0.08	0.07	0.48	0.25	0.34	0.44	0.23
Yb	2.28	6.12	0.92	1.98	1.00	0.66	n.d.	2.87	1.73	2.55	2.17	1.19
Lu	0.27	0.87	0.18	0.30	0.15	n.d.	0.07	0.40	0.19	0.40	0.38	0.10
<b>Сумма REE</b>	223	235	164	263	151	294	291	366	176	270	166	214
Th/U	1.34	0.97	1.70	1.89	1.39	1.77	1.93	1.72	1.50	1.67	1.49	1.30
(La/Sm) <sub>N</sub>	0.16	0.15	0.14	0.21	0.17	0.16	0.16	0.20	0.19	0.18	0.12	0.12
(Gd/Yb) <sub>N</sub>	5.25	2.24	9.20	6.18	6.34	19.35	18.95	5.54	4.67	5.52	4.58	12.15

Таблица 39. Состав граната из скарнов Туим-Карышского массива.

Компоненты		Туим-Карышский массив (скарны)																			
SiO <sub>2</sub>		36.2	35.68	35.71	35.44	35.56	35.76	35.52	34.79	36.21	35.64	35.05	35.00	36.4	35.66	35.07	35.03	36.16	35.28	35.41	35.11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		1.40	0.73	0.78	0.77	0.88	0.68	0.85	0.86	1.13	1.28	1.07	1.11	1.23	1.00	0.97	1.01	0.87	0.75	0.95	1.13
FeO <sub>t</sub>		27.19	27.72	27.93	27.5	27.69	27.94	27.44	27.35	27.54	26.91	27.07	26.66	27.43	27.73	26.92	27.29	28.11	28.04	27.67	26.81
MnO		0.37	0.48	0.35	0.56	0.39	0.54	0.43	0.41	0.55	0.61	0.53	0.52	0.48	0.50	0.43	0.55	0.43	0.41	0.48	0.39
MgO		n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.11	n.d.	0.13	0.17	n.d.	0.10	n.d.	0.13	0.12	n.d.	0.19	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
CaO		33.96	33.16	33.08	33.1	33.24	33.21	33.17	32.84	33.17	33.12	32.78	32.81	33.83	33.38	32.91	32.76	33.77	33.5	33.31	33.23
Сумма		99.12	97.77	97.85	97.37	97.87	98.13	97.54	96.42	98.6	97.66	96.5	96.23	99.49	98.27	96.49	96.64	99.34	97.98	97.82	96.67
X	Ca	2.99	2.97	2.96	2.98	2.97	2.97	2.98	2.98	2.94	2.96	2.97	2.98	2.97	2.97	2.98	2.97	2.98	3.00	2.98	3.00
	Mn	0.03	0.03	0.02	0.04	0.03	0.04	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.04	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03
	Mg	-	-	-	-	0.01	-	0.02	0.02	-	0.01	-	0.02	0.01	-	0.02	-	-	-	-	-
Y	Fe <sup>3+</sup>	1.91	1.96	1.95	1.97	1.98	1.97	1.97	2.02	1.89	1.92	1.96	1.96	1.92	1.97	1.97	1.98	1.97	2.04	1.99	1.96
	Al	0.11	0.06	0.06	0.05	0.05	0.05	0.06	0.03	0.11	0.10	0.07	0.08	0.10	0.06	0.06	0.06	0.06	0.02	0.05	0.08
Z	Si	2.98	2.98	2.98	2.98	2.97	2.98	2.97	2.95	3.00	2.98	2.97	2.97	2.98	2.96	2.96	2.96	2.97	2.94	2.96	2.96
	Al	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03	0.05	-	0.02	0.03	0.03	0.02	0.04	0.04	0.04	0.03	0.06	0.04	0.04

Примечания: n.d. – ниже порога обнаружения. Количество Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и FeO рассчитано по балансу зарядов.

Таблица 40. Содержание микроэлементов (мкг/г) в гранате из скарнов Туим-Карышского массива.

Компоненты	Туим-Карышский массив (скарны)					
Sc	n.d.	n.d.	n.d.	2.03	n.d.	1.36
V	16.3	18.9	18.6	20.5	19.2	19.7
Cr	58.2	17.2	21.2	24.1	13.4	9.00
Co	0.75	1.10	1.09	0.74	0.85	1.09
Zn	n.d.	4.43	n.d.	4.76	6.94	5.84
Ga	8.32	9.84	9.06	10.2	9.74	9.72
Y	6.68	10.3	6.57	8.84	8.66	10.1
Nb	0.93	32.0	10.3	25.7	24.1	36.7
Ta	n.d.	0.23	0.26	0.13	0.15	0.15
Zr	6.97	6.66	3.52	5.16	4.93	4.95
Sn	7.72	7.58	7.62	8.01	8.36	7.91
Pb	n.d.	n.d.	n.d.	0.41	n.d.	0.36
Th	1.89	4.62	3.77	4.60	4.07	5.33
U	39.0	69.0	55.9	58.9	62.2	64.4
La	17.1	34.1	29.9	29.2	29.1	30.1
Ce	70.3	102	90.9	90.5	95.0	92.9
Pr	6.18	6.94	6.04	6.72	6.86	6.48
Nd	11.3	10.5	9.81	11.0	10.3	10.9
Sm	0.32	0.51	0.47	0.38	0.30	0.85
Eu	0.28	0.35	0.32	0.41	0.11	0.09
Gd	0.43	0.35	0.33	0.44	0.59	0.85
Tb	0.05	0.05	0.12	0.12	0.15	0.06
Dy	0.25	0.72	0.50	0.76	0.80	0.68
Ho	0.06	0.17	0.17	0.21	0.14	0.29
Er	0.26	0.29	0.59	0.44	0.56	0.84
Tm	0.03	0.11	0.04	0.10	0.10	0.07
Yb	0.64	0.63	0.21	0.54	0.81	0.92
Lu	0.04	0.12	0.05	0.04	0.13	0.04
Сумма REE	107	157	139	141	145	145
Th/U	0.05	0.07	0.07	0.08	0.07	0.08
(La/Sm) <sub>N</sub>	33.7	42.0	40.1	47.7	60.9	22.3
(Gd/Yb) <sub>N</sub>	0.55	0.46	1.28	0.67	0.61	0.77

Таблица 41. Состав граната из скарнов Хову-Аксинского месторождения.

Компоненты		Хову-Аксинское месторождение (скарны)																			
	SiO <sub>2</sub>	37.36	37.63	37.66	36.66	37.63	37.24	37.16	36.58	37.04	36.68	37.08	36.88	37.44	37.65	35.5	36.08	36.54	36.34	36.58	36.73
	TiO <sub>2</sub>	0.26	0.24	0.43	n.d.	0.14	0.18	n.d.	0.25	0.43	n.d.	0.3	n.d.	0.08	n.d.	0.15	0.18	0.27	0.44	0.09	0.11
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.47	9.21	9.8	6.3	8.48	7.34	9.81	9.28	9.12	6.81	8.15	6.87	9.54	10.65	9.3	10.03	8.95	7.81	8.53	8.05
	FeO <sub>t</sub>	17.4	18.19	17.56	21.74	19.29	20.59	17.87	17.97	18.05	20.79	19.26	20.91	18.4	17.08	17.47	17.07	17.98	19.58	18.58	19.24
	MnO	0.78	0.66	0.51	0.36	0.66	0.47	0.67	0.64	0.62	0.54	0.6	0.45	0.6	0.63	0.65	0.64	0.67	0.55	0.56	0.45
	MgO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.07	n.d.												
	CaO	33.56	33.6	33.95	33.43	33.75	33.68	33.78	33.18	33.6	33.43	33.34	33.59	33.89	33.62	32.32	32.6	33.17	33.25	33.47	33.58
	Сумма	99.82	99.53	99.91	98.49	99.94	99.5	99.37	97.91	98.85	98.25	98.73	98.69	99.95	99.63	95.38	96.6	97.56	97.96	97.81	98.17
X	Ca	2.85	2.87	2.88	2.91	2.88	2.89	2.88	2.88	2.89	2.91	2.88	2.91	2.88	2.85	2.87	2.86	2.89	2.90	2.91	2.91
	Mg	-	-	-	-	-	-	0.01	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Mn	0.05	0.04	0.03	0.02	0.04	0.03	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.04	0.04	0.05	0.04	0.05	0.04	0.04	0.03
Y	Al	0.93	0.86	0.90	0.58	0.79	0.68	0.88	0.85	0.83	0.64	0.76	0.64	0.86	0.97	0.86	0.92	0.83	0.71	0.78	0.74
	Fe <sup>3+</sup>	1.08	1.11	1.07	1.43	1.20	1.31	1.17	1.16	1.14	1.38	1.21	1.37	1.17	1.04	1.18	1.11	1.17	1.29	1.24	1.27
Z	Si	2.96	3.00	2.98	2.98	2.99	2.99	2.96	2.96	2.97	2.98	2.99	2.99	2.97	2.98	2.95	2.95	2.97	2.96	2.97	2.98
	Al	0.04	-	0.02	0.02	0.01	0.01	0.04	0.04	0.03	0.02	0.01	0.01	0.03	0.02	0.05	0.05	0.03	0.04	0.03	0.02

Примечания: n.d. – ниже порога обнаружения. Количество Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и FeO рассчитано по балансу зарядов.

Таблица 42. Содержание микроэлементов (мкг/г) в гранате из скарнов Хову-Аксинского месторождения.

Компо- ненты	Хову-Аксинское месторождение (скарны)													
Sc	7.49	n.d.	14.8	n.d.	3.27	3.29	7.08	1.51	n.d.	n.d.	n.d.	1.87	n.d.	
V	119	172	107	221	104	88.0	84.0	78.1	45.2	188	45.4	68.4	228	
Cr	19.2	9.95	276	9.05	18.6	27.2	20.8	10.6	9.30	7.69	9.27	8.38	8.48	
Co	2.11	1.27	1.35	0.96	0.87	1.89	1.22	1.04	4.85	1.30	1.14	0.82	0.96	
Ni	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	3.24	n.d.							
Zn	6.03	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	44.5	4.86	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
Y	70.7	45.3	26.4	57.6	20.1	22.8	24.6	24.3	13.7	52.7	13.9	15.8	56.8	
Nb	12.7	7.36	4.75	10.8	4.59	8.64	10.9	9.22	6.09	10.4	8.35	7.30	10.8	
Zr	116	12.8	129	11.2	29.6	57.4	139	38.3	11.8	16.5	19.6	13.4	4.47	
La	0.42	0.15	0.16	0.10	0.08	0.23	0.24	0.14	0.07	0.17	0.07	0.18	0.17	
Ce	7.26	2.02	2.35	1.29	1.87	2.80	3.39	2.56	1.96	3.28	2.46	3.88	3.62	
Pr	3.20	1.00	1.35	0.76	0.95	1.38	1.59	1.27	1.09	1.68	1.28	1.98	1.82	
Nd	32.1	14.7	17.9	10.6	12.5	16.8	16.0	16.3	12.4	20.2	17.5	23.9	22.1	
Ta	10.7	10.6	10.8	9.71	9.52	8.24	10.6	8.93	6.61	11.9	7.81	11.9	15.9	
Sm	3.73	4.30	4.76	4.35	4.39	3.25	3.06	3.10	3.34	4.85	4.50	6.00	5.63	
Eu	9.68	11.9	11.3	12.3	8.47	7.91	8.83	6.80	4.56	15.7	5.24	7.44	18.7	
Gd	1.70	1.63	1.59	1.84	1.02	1.08	1.06	1.09	0.45	2.20	0.64	0.89	2.58	
Tb	10.9	9.52	7.97	10.6	5.49	5.80	5.58	5.93	2.85	12.8	3.39	4.34	14.4	
Dy	2.45	1.72	1.06	2.00	0.93	1.16	1.00	1.00	0.49	2.05	0.51	0.71	2.42	
Ho	7.34	4.37	2.56	6.65	2.29	2.57	2.36	2.35	1.77	5.44	1.45	1.27	5.52	
Er	0.80	0.62	0.29	0.84	0.20	0.29	0.33	0.30	0.29	0.52	0.18	0.21	0.55	
Tm	6.05	3.71	1.42	6.52	1.53	2.36	2.51	2.22	1.47	3.51	0.90	1.19	3.15	
Yb	0.77	0.35	0.25	0.78	0.37	0.26	0.30	0.20	0.17	0.54	0.17	0.06	0.48	
Lu	0.42	0.15	0.16	0.10	0.08	0.23	0.24	0.14	0.07	0.17	0.07	0.18	0.17	
Сумма REE	97.2	66.6	63.7	68.3	49.7	54.1	56.9	52.2	37.5	84.9	46.1	64.0	97.1	
(La/Sm) <sub>N</sub>	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	
(Gd/Yb) <sub>N</sub>	1.32	2.64	6.56	1.56	4.56	2.77	2.91	2.53	2.56	3.69	4.79	5.17	4.91	

Таблица 43. Состав граната из контактово-метасоматических пород участка Курунг-Хоонку

Компо- ненты		Курунг-Хоонку																			
SiO <sub>2</sub>		33.72	34.18	33.62	34.05	34.18	33.61	33.82	33.59	34.00	34.35	33.90	34.00	34.19	33.86	34.81	34.03	34.39	34.31	34.22	33.58
TiO <sub>2</sub>		1.07	0.94	1.02	1.18	1.04	0.95	1.02	1.01	1.04	0.98	1.11	0.96	1.09	1.09	1.09	0.97	1.01	1.02	0.96	1.20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		2.05	1.97	1.84	2.09	1.94	1.96	2.09	2.05	2.15	2.03	2.10	2.05	2.11	1.83	2.22	2.09	2.11	2.10	2.13	2.01
FeO <sub>t</sub>		26.76	26.82	26.70	26.84	27.15	26.87	26.81	27.16	26.80	27.55	26.97	26.62	26.97	26.99	27.20	26.95	27.19	26.74	26.66	26.49
MnO		0.52	0.57	0.52	0.44	0.60	0.47	0.53	0.61	0.53	0.48	0.63	0.60	0.53	0.69	0.57	0.55	0.56	0.53	0.60	0.61
CaO		30.33	30.08	29.91	30.33	30.24	29.99	30.20	30.08	30.14	30.37	30.08	30.05	30.05	30.32	30.28	30.00	30.05	30.28	29.93	30.07
Сумма		94.44	94.56	93.6	94.94	95.15	93.84	94.47	94.5	94.64	95.76	94.78	94.29	94.95	94.77	96.17	94.59	95.3	94.98	94.49	93.96
X	Ca	2.82	2.79	2.81	2.80	2.79	2.81	2.80	2.79	2.79	2.79	2.80	2.78	2.81	2.76	2.78	2.77	2.80	2.78	2.81	2.82
	Fe <sup>2+</sup>	0.14	0.17	0.16	0.16	0.16	0.16	0.14	0.17	0.18	0.17	0.16	0.18	0.14	0.20	0.18	0.19	0.16	0.18	0.15	0.14
	Mn	0.04	0.04	0.04	0.03	0.04	0.03	0.04	0.04	0.03	0.05	0.04	0.04	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05	0.04
Y	Fe <sup>3+</sup>	1.80	1.75	1.79	1.76	1.78	1.81	1.83	1.76	1.79	1.78	1.76	1.74	1.81	1.71	1.77	1.74	1.74	1.73	1.78	1.80
	Al	0.13	0.16	0.13	0.15	0.14	0.14	0.12	0.16	0.14	0.14	0.16	0.17	0.12	0.19	0.16	0.17	0.17	0.18	0.13	0.13
	Ti	0.07	0.06	0.07	0.08	0.07	0.06	0.07	0.07	0.06	0.07	0.06	0.07	0.07	0.07	0.06	0.07	0.07	0.06	0.08	0.07
	Fe <sup>2+</sup>	-	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	-	0.01	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.03	0.01	0.02	0.02	0.03	0.01	-
Z	Si	2.92	2.96	2.94	2.94	2.94	2.93	2.91	2.94	2.94	2.93	2.95	2.95	2.93	2.96	2.95	2.96	2.96	2.97	2.93	2.92
	Al	0.08	0.04	0.06	0.06	0.06	0.07	0.09	0.06	0.06	0.07	0.05	0.05	0.07	0.04	0.05	0.04	0.04	0.03	0.07	0.08

Примечания: *n.d.* – ниже порога обнаружения. Количество Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и FeO рассчитано по балансу зарядов.

Таблица 44. Содержание микроэлементов (мкг/г) в гранатах из контактово-метасоматических пород участка Курунг-Хоонку.

Компо- ненты	Курунг-Хоонку							
	Sc	10.4	10.7	9.7	9.6	11.4	8.4	11.7
V	507	542	466	507	531	499	568	526
Cr	12.0	9.61	n.d.	n.d.	7.17	10.7	26.5	8.95
Co	0.59	0.90	1.23	0.89	1.05	0.76	0.84	0.73
Ni	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Cu	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Zn	43.8	46.5	43.4	57.7	39.0	45.2	37.3	37.4
Ga	26.0	27.7	27.5	29.5	27.0	27.0	28.3	27.0
Y	2617	2769	2487	2679	2788	2615	2962	2805
Nb	8.46	7.82	8.15	8.71	8.40	7.84	8.77	8.88
Ta	0.41	0.45	0.36	0.38	0.40	0.30	0.58	0.42
Zr	860	881	848	886	905	845	929	902
Sn	81.1	81.7	81.7	83.0	83.9	81.6	80.4	85.5
Pb	1.98	2.06	2.15	2.58	1.60	2.61	2.46	1.83
Th	9.66	10.02	9.24	9.52	9.94	9.29	10.29	9.98
U	56.5	56.5	58.3	58.9	59.2	56.4	58.6	59.5
La	66.0	64.3	67.2	66.1	69.2	63.0	68.2	66.2
Ce	541	540	552	560	564	521	571	566
Pr	123	125	128	127	131	121	132	129
Nd	750	758	769	762	766	722	782	784
Sm	240	249	238	245	250	236	262	244
Eu	35.1	35.1	34.6	36.2	36.1	34.1	40.4	35.9
Gd	260	280	260	269	280	267	295	278
Tb	49.4	52.1	47.4	51.3	52.5	50.1	55.2	51.0
Dy	365	389	338	374	378	367	417	385
Ho	91.2	99.4	84.3	95.1	96.2	90.6	105	94.1
Er	338	375	313	352	358	341	394	357
Tm	57.7	63.1	55.1	60.1	62.5	57.5	67.0	62.5
Yb	447	485	435	462	476	458	520	470
Lu	67.9	72.6	64.9	68.0	72.0	69.5	76.5	71.7
Сумма REE	3434	3589	3389	3530	3591	3397	3785	3593
Th/U	0.17	0.18	0.16	0.16	0.17	0.16	0.18	0.17
(La/Sm) <sub>N</sub>	0.17	0.16	0.18	0.17	0.17	0.17	0.16	0.17
(Gd/Yb) <sub>N</sub>	0.48	0.48	0.49	0.48	0.49	0.48	0.47	0.49