

Учреждение Российской академии наук
Кольский научный центр
Геологический институт

Т.В. КАУЛИНА

**ОБРАЗОВАНИЕ И ПРЕОБРАЗОВАНИЕ ЦИРКОНА
В ПОЛИМЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСАХ**

Апатиты
2010

Печатается по постановлению
Президиума Кольского научного центра российской академии наук

УДК 550.42:550.93:552.4(470.21)

Каулина Т.В.

Образование и преобразование циркона в полиметаморфических комплексах

- Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН. 2010. – 144 с.

В книге представлены результаты комплексного минералогического, геохимического и изотопно-геохронологического изучения и сравнения типов циркона из разновозрастных высокометаморфизованных полиметаморфических комплексов. В качестве объектов исследования выбраны хорошо изученные геологически и петрологически породы Лапландского гранулитового и Беломорского подвижного поясов. На основе обобщения оригинальных и литературных данных выявлены общие закономерности образования и преобразования метаморфогенного циркона при гранулитовом, эклогитовом и амфиболитовом метаморфизме, и определен механизм роста циркона в этих условиях.

Книга рассчитана на специалистов в области геохронологии и изотопной геологии, а также петрологов и геологов, и будет полезна студентам геологических специальностей вузов.

Ил. – 44, табл. – 7, библиогр. – 371 назв.

Под ред. Академика РАН, проф. **Ф.П.Митрофанова**

Рецензенты: проф., д.г.-м.н. **Ю.А. Балашов**, проф. д.г.-м.н. **Н.Е. Козлов**

Исследования выполнялись при финансовой поддержке Российского Фонда Фундаментальных исследований (инициативные проекты: 01-05-64218, 04-05-64059, 07-05-00759)

**FORMATION AND RECRYSTALLIZATION OF ZIRCONS
IN POLYMETAMORPHIC COMPLEXES**

The book presents the results of mineralogical, geochemical and isotope-geochronological study and comparison of zircons from high-grade polymetamorphic complexes of different age. As objects of study, well-studied (geologically and petrologically) rocks of the Lapland granulite and the Belomorian mobile belts have been chosen. Compilation of original and published data allowed revealing general regularities of formation and transformation of metamorphic zircons during granulite, eclogite and amphibolite facies metamorphism, and determination of mechanism of zircon growth in these conditions.

The book is designed for professionals in the field of geochronology and isotope geology, petrology and geology, and will be useful to students of geological specialties.

Важным условием для разработки геодинамических моделей является оценка времени и продолжительности проявления эпизодов метаморфизма и связанных с ними метасоматических процессов. Основная проблема датирования метаморфических и, особенно, полиметаморфических комплексов заключается в неоднозначной привязке геохронологических данных к петрологически полученному P-T-t тренду. В высокотемпературных комплексах, значительная часть эволюции которых проходит при температуре выше 800°C, методы датирования (обычно Rb-Sr и Sm-Nd) метаморфических минералов, участвующих в минеральных реакциях, не подходят в связи с относительно низкими температурами закрытия изотопных систем в них. В настоящее время используется U-Pb метод датирования граната (Mezger et al., 1989; Burton and O'Nions, 1991; DeWolf et al., 1996), силлиманита, клинопироксена и др. (Левченков и др., 2003). Тем не менее, датирование этих минералов U-Pb методом не всегда возможно именно в полиметаморфических комплексах, когда происходит неоднократный рост минерала, а низкие содержания урана не позволяют датировать отдельные зоны локальным методом. Поэтому, во многих случаях циркон является единственным геохронометром, пригодным для датирования высокотемпературных полиметаморфических процессов. Разные зоны циркона могут отражать всю историю метаморфической эволюции породы, и одной из задач при изучении метаморфических комплексов является определение условий образования циркона и его места в P-T-t истории породы. Циркон не участвует ни в одной минеральной реакции, с помощью которой можно определить изменение термодинамических параметров метаморфизма, поэтому достаточно трудно выявить процессы, контролирующие рост метаморфогенного циркона. К тому же, в полиметаморфических породах обычно присутствуют цирконы нескольких генераций, отвечающих разным процессам и условиям.

Благодаря быстрому развитию минералого-геохимических методов исследования акцессорных минералов (изучение внутреннего строения в катодолюминесценции и отраженных электронах, изучение содержания и распределения элементов примесей в отдельных зонах минерала) появляется возможность получить необходимую информацию об условиях генезиса циркона.

Помимо изучения морфологии и структуры зерен циркона и определения содержания индикаторных для циркона элементов и их соотношений (U, Th/U, Hf, Y), широкое развитие получили методы исследования содержания и распределения редкоземельных элементов между цирконом и сосуществующими минералами. Также появилась возможность напрямую определять температуру кристаллизации циркона по содержанию в нем Ti (Watson et al., 2006; Harrison et al., 2007). Все это в комплексе с локальными U-Pb методами датирования и детальными геолого-петрологическими данными, позволяет делать выводы о связи роста циркона с определенными процессами, реакциями и термодинамическими условиями. Таким образом, микроструктурные характеристики и микроанализ циркона, наряду с выявлением

минеральных равновесий и распределением микропримесей между цирконом и соседними силикатными минералами, обеспечивают понимание факторов, контролирующих изменения и рост циркона.

В настоящее время, особенно в зарубежной литературе, накоплен огромный объем данных, касающихся условий формирования метаморфогенного циркона. При высокотемпературном метаморфизме гранулитовой фации рост циркона обычно связывают либо с субсолидусными метаморфическими реакциями с участием Zr-содержащих силикатов (Frazer et al., 1997, Degeling et al., 2001; Möller et al., 2003), либо с кристаллизацией из расплава, образовавшегося в результате парциального плавления (например, Vavra et al., 1996, 1999; Rubatto, 2002; Whitehouse and Platt, 2003). При высокобарическом метаморфизме рост циркона в кислых гнейсах эклогитовой фации обычно связан с процессами частичного плавления (Hermann et al., 2001, Liu et al., 2004 и др.). В породах основного состава – эклогитах рост метаморфогенного циркона происходит обычно из водного флюида одновременно с гранатом, что выражается в специфическом характере распределения редкоземельных элементов в цирконе (например, Rubatto and Hermann, 2003). Существующий в породе циркон может быть частично или полностью перекристаллизован либо в результате твердофазной диффузии и высокотемпературного отжига (Schaltegger et al., 1999; Hoskin and Black, 2000), либо под воздействием флюидов (Pidgeon et al., 1998; Möller et al., 2002; Geisler et al., 2007).

Тем не менее, несмотря на большой объем данных, касающихся образования циркона при метаморфизме разных параметров, выявленные закономерности носят скорее статистический, нежели детерминированный характер. Поскольку, несмотря на детальные петролого-геохронологические исследования, не всегда удается привязать образование-преобразование циркона к петрографически доказанным субсолидусным минеральным реакциям с участием других силикатных фаз или с образованием расплава. Дополнительная информация может быть получена с привлечением результатов кристаллогенетических исследований, перспективность и необходимость использования которых в качестве основы для интерпретаций процессов минералообразования представляются очевидными.

В данной работе, на основе анализа литературных данных, касающихся генезиса циркона при метаморфизме и исследований циркона из геологически и петрологически хорошо изученных высокометаморфизованных комплексов Кольского полуострова, проведена попытка выявить общие закономерности и механизмы образования и роста циркона в условиях полиметаморфизма.

Объекты исследования и используемые методы

Изучение метаморфогенного циркона было проведено на основе высокометаморфизованных пород Беломорского подвижного пояса, Лапландского гранулитового пояса и пояса Тана, представляющих собой структуры, в которых отмечено неоднократное проявление процессов метаморфизма. В Беломорском поясе были исследованы архейские эклогитоподобные породы района Широкой и Узкой Салмы, которые являются уникальными природными объектами, относящимися к начальным этапам

развития пояса. В них не только чередуются процессы высоких давлений и температур, но и представлен весь диапазон метаморфических событий от архея до протерозоя. Также были изучены друзиты полуострова Толстик и острова Кривой Ковдинского архипелага (СЗ Беломорье). Для Лапландского гранулитового пояса исследования проводились в центральной и южной его частях, в зоне сочленения с подстилающим его поясом Тана и в Колвицко-Умбинской зоне.

Для циркона проведено комплексное минералогическое, геохимическое и изотопно-геохронологическое изучение. Химический состав циркона изучался на электронно-зондовом микроанализаторе Cameca MS-46 (ГИ КНЦ РАН, Апатиты). Анатомия кристаллов циркона в отраженных электронах и в катодлюминесценции, а также состав включений определялись с помощью сканирующего электронного микроскопа LEO 1450 с энергодисперсионным спектрометром RÖNTEC (ГИ КНЦ РАН, Апатиты) и электронного микроскопа Jeol JSM-6480LV с приставками для локального рентгеноспектрального энергодисперсионного и волнового микроанализа (МГУ, Москва). Анализ редких земель в цирконе проводился в Ярославском филиале ФТИАН на ионном микрозонде Cameca IMS-4F и в Центре Изотопных Исследований ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского (Санкт-Петербург) методом LA-ICPMS. Датирование циркона проводилось как классическим U-Pb методом на масс-спектрометре Finnigan MAT-262 (ГИ КНЦ РАН, Апатиты), так и локальным U-Th-Pb методом на масс-спектрометре вторичных ионов SHRIMP-II (ЦИИ ВСЕГЕИ) и на ионном микрозонде Cameca IMS 1270 (NORDSIM) в Музее естественной истории (Стокгольм, Швеция).

Автор глубоко благодарен всем коллегам, которые помогли при работе над книгой: Академику РАН Ф.П.Митрофанову, д.г.-м.н, профессору Ю.А.Балашову – за консультации и замечаниям при обсуждении рукописи; Т.Б.Баяновой, Н.Е.Козловой, В.О.Япаскурту, М.Ю.Синай, М.В.Минцу, Л.И.Нерович, В.В.Балаганскому, А.И.Щипанскому – за плодотворные научные дискуссии; Е.В.Апанасевич, Е.Э.Савченко, Л.И.Лялиной, Л.И.Коваль, С.Г.Симакину, Е.В.Потапову, С.Л.Преснякову, И.Н.Капитонову – за помощь при выполнении аналитических работ, а также О.А.Беляеву, А.Н.Конилову и А.А.Щипанскому - за любезно предоставленные геологические материалы. Автор глубоко признателен А.Э.Гликину и В.Д.Франке, которые привили автору любовь к изучению роста кристаллов, а также М.Н.Богдановой и М.М.Ефимову, под чьим руководством автор начинал изучать геологию Кольского полуострова.

Глава 1

ОСНОВНЫЕ ПРОЦЕССЫ ОБРАЗОВАНИЯ И ПРЕОБРАЗОВАНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКОГО ЦИРКОНА – СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ

1. Циркон, образующийся в условиях высоких температур метаморфизма гранулитовой фации

1.1. Морфология и внутреннее строение

Во всех описанных в литературе гранулитовых комплексах метаморфический циркон представлен кристаллами практически одного облика - это изометричные или округлые до эллипсоидных кристаллы (рис.1 а-с) с алмазным блеском и высокой прозрачностью (Тугаринов, Бибилова 1980; Краснобаев, 1986; Бибилова и др., 1993; Schaltegger et al., 1999; Vavra et al., 1999; Degeling et al., 2001 и др.). Их часто описывают как «многоплоскостные сферические», изометричные многогранного облика или в «форме футбольного мяча» (soccerball) - термин, предложенный Г. Ваврой (Vavra et al. 1996), но не прижившийся в русскоязычной литературе, хотя он очень точно отражает огранку кристаллов (рис.1, а). Кристаллы циркона обычно бесцветны или слабоокрашены в желтовато-розовые тона. Отличаются отсутствием или слабо выраженной зональностью с широкими зонами, хотя часто могут проявлять секториальную зональность (например, Vavra et al. 1996, 1999; Schaltegger et al. 1999; Hoskin and Black, 2000; Kelly and Harley 2005).

В одной и той же пробе могут присутствовать как изометричные, так и идиоморфные удлиненные кристаллы циркона того же цвета и прозрачности (рис.1, д). Изометричная форма связывалась с кристаллизацией в условиях большого давления, высокой температуры и пространственной стесненности (Краснобаев, 1986; Тугаринов, Бибилова, 1980). В породах гранулитовой фации умеренных и низких давлений кристаллизуются идиоморфные удлиненные зерна циркона (Тугаринов, Бибилова, 1980). По описаниям А.А. Краснобаева для гранулитов лапландского типа высоких температур и давлений (850-950°C, 10-12 кбар) характерны максимально округлые (шаровидные) без включений однородные прозрачные кристаллы с множеством иррациональных мелких граней. В умеренно- и низкобарических гранулитах алданского (750-800°C, 7-8 кбар) и ладожского (650-700°C, 3-4 кбар) типов развиты удлиненные и эллипсоидальные зерна циркона, иногда с признаками зональности и мелких включений (Краснобаев, 1986). С точки зрения Т. Кроу, при гранулитовом метаморфизме породы пребывают при циркон-образующих температурах в течение долгого времени и записывают много эпизодов роста циркона. В основных породах, имеющих низкие дометаморфические содержания циркона, при переходе к гранулитовому метаморфизму образуются многоплоскостные сферические кристаллы циркона с низким содержанием урана (до 50 ppm). Вторая стадия цирконообразования наступает при плавлении цирконий-содержащих минералов (пироксен, титанит, гранат, ильменит) или в результате миграции флюида в дилатантные зоны, циркон этого этапа представлен короткими эвгедральными кристаллами (Krogh, 1993).

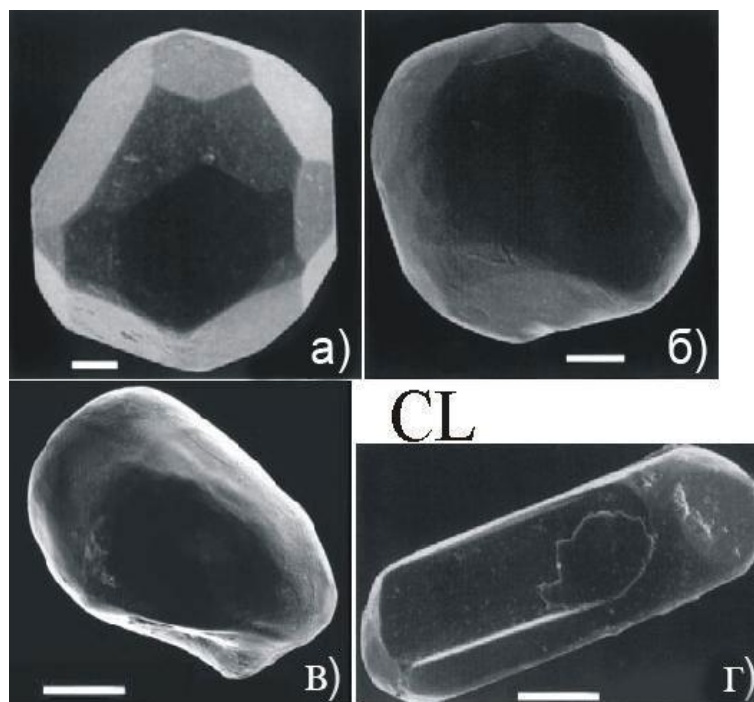


Рис.1. Морфология кристаллов циркона гранулитовой фации (Вогезы, восточная Франция - Schaltegger et al., 1999; Hoskin and Schaltegger, 2003). Шкала 30 мкм

При изучении гранулитового циркона в отраженных электронах (BSE) и в катодоллюминесценции (CL) выявлена тонкая ростовая зональность и специфическая секториальная зональность с зигзагообразными границами между секторами роста, впервые описанная Г.Ваврой как зональность «елочкой» (Vavra et al., 1996) (рис. 2). Шалтеггер с соавторами (Schaltegger et al., 1999) объясняют секториальную зональность многоплоскостного циркона высокотемпературным субсолидусным ростом. С другой стороны, Г.Вавра с соавторами (Vavra et al., 1996) связывают образование изометричного циркона «типа футбольного мяча» с проградным высокотемпературным анатексисом, а образование секториальной зональности «елочкой» - с колебаниями скоростей роста граней. При высоких температурах растущие грани переходят от состояния атомно-гладких к атомно-шероховатым, соответственно вызывая переход от послыного к более быстрому адсорбционному механизму роста и обратно, что и приводит в образованию зигзагообразных границ между секторами. Если грани растущего кристалла остаются постоянно гладкими, что является обычным для многогранных кристаллов, атомно-шероховатые кристаллические грани из-за гораздо более высоких скоростей роста исчезают из морфологии. Переход гладких граней к атомно-шероховатому состоянию приводит к увеличению скорости их роста, таким образом, число граней на растущем кристалле увеличивается, и рост становится изометричным (Vavra et al., 1996, 1999 и ссылки там).

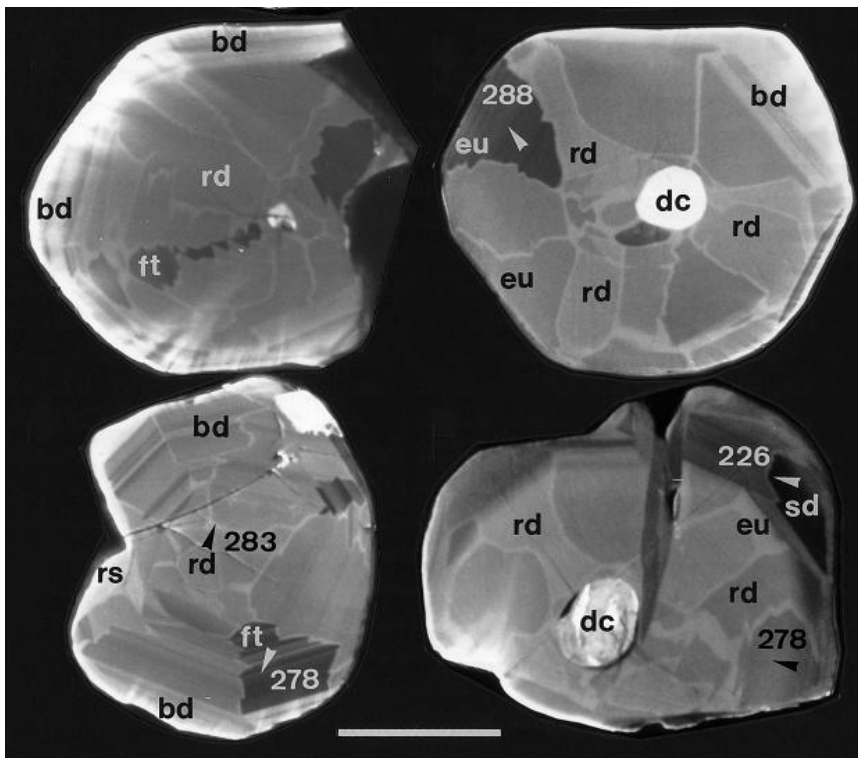


Рис.2. Внутреннее строение кристаллов циркона в катодолюминесценции (из пелитовых слоев метагранулитов Ивреа зоны, южные Альпы (Vavra et al., 1996)). Шкала 50 мкм. Обозначения: dc – детритовое ядро; rd – радиальная секториальная зональность; ft – секториальная зональность елочкой; bd – плоские зоны роста; rs – поверхности, округленные резорбцией; eu – эвгедральные поверхности стадий роста; sd – дискретные периферийные зоны

Изометричная форма кристаллов циркона, также, может быть связана с низкой активностью H_2O при гранулитовом метаморфизме, поскольку развитие призмы $\{110\}$ в цирконе связано с адсорбцией H_2O , что стабилизирует грань призмы и снижает темпы ее роста (Woensdregt, 1992). В H_2O -недосыщенных анатектических расплавах в «сухих» условиях гранулитовой фации рост призмы $\{110\}$ не тормозится и образующиеся кристаллы циркона изометричны.

1.2. Содержание элементов-примесей

Один из подходов, который может быть использован для связи роста циркона с P-T эволюцией является изучение примесного состава самих зерен циркона. Обычно, гранулитовый циркон отличается низким содержанием элементов-примесей, в том числе U, Th (< 100 ppm) и Hf ($< 1\%$) (например, Краснобаев, 1986; Бибилова, 1989; Bibikova et al., 1991; Krogh et al., 1983), что и обуславливает высокую кристалличность циркона, образованного в условиях

гранулитового метаморфизма и характерную конкордантность изотопных возрастов (Бибикова и др., 1993). Наряду с этим существуют данные, что состав метаморфического циркона¹ в равновесии с анатектическим расплавом мало отличается от магматического циркона в отношении U, Hf и Y (Rubatto, 2002).

Отношение Th/U, которое считается значимым критерием для определения обстановок образования циркона в магматических, метаморфических и гидротермальных условиях (Бибикова, 1989, Heaman et al., 1990, Belousova et al., 2002), в условиях гранулитового метаморфизма не всегда можно однозначно трактовать. Например, в работе Д. Рубатто (Rubatto, 2002) для гранулитового циркона лейкосом приводится низкое Th/U отношение (<0,1) и даже отмечается, что низкое Th/U отношение – «единственное систематическое отличие метаморфогенного циркона, растущего в равновесии с анатектическим расплавом от магматического циркона». Такие же низкие Th/U отношения в гранулитовом цирконе отмечены и в других работах (например, Schaltegger et al. 1999; Hoskin and Black, 2000; Rubatto et al., 2001). С другой стороны, во многих случаях в метаморфическом цирконе из гранулитов зафиксированы средние и высокие Th/U отношения (от 0,15 до 3,2 - Pidgeon, 1992; Vavra et al., 1999; Bingen et al., 2001; Harley et al., 2001; Carson et al., 2002; Moller et al., 2003; Hokada and Harley, 2004; Hokada et al., 2004; Kelly and Harley, 2005).

Собственно говоря, Th/U отношение, как и для магматического циркона, должно отражать в первую очередь состав источника (расплава или флюида) из которого кристаллизуется циркон, а не температурные условия метаморфизма. Хотя, например, в гранулитах Зоны Ивреа (Южные Альпы) Th/U отношение в цирконе растет по мере увеличения степени метаморфизма: от низких значений в цирконе верхнего предела амфиболитовой фации до средних и высоких в цирконе из пород переходной зоны и гранулитовой фации, соответственно (Vavra et al., 1999).

Для корректного использования Th/U отношения надо рассмотреть факторы, контролирующие соотношение тория и урана в цирконе. Концентрации Th и U в цирконе в первую очередь зависят от наличия элемента в среде кристаллизации и распределения Th и U между цирконом и сосуществующими минералами, расплавами и флюидами. Например, в зоне Ивреа-Вербано в северо-западной Италии переход от пород гранулитовой фации низких давлений к породам гранулитовой фации повышенных давлений характеризуется резким увеличением Th/U отношения в породе, связанного со снижением содержания U. Обоеднение U и сопутствующее увеличение Th/U связано с повышением фракционирования U относительно Th сначала в расплаве, а затем во флюидной фазе, образовавшейся в конце кристаллизации лейкосом (Vavra & Montero, 1999). Естественно, в цирконе из этих пород Th/U отношение также будет меняться. К понижению Th/U отношения в цирконе может привести одновременный рост с таким минералом, как монацит, в котором Th является одним из основных структурных составляющих (Möller et al., 2003 и ссылки там; Vavra et al., 1999).

¹ Обзор по геохимии циркона разного генезиса представлен в сборнике *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* № 53, полностью посвященном циркону (Zircon, 2003).

Таким образом, величина Th/U отношения в гранулитовом цирконе может быть переменной, но поскольку эта величина реагирует на условия кристаллизации, то совместно с другими геохимическими критериями может быть использована для определения генезиса циркона.

1.3. Распределение редкоземельных элементов в цирконе

Типичный спектр распределения нормированных к хондриту концентраций РЗЭ в неизменном цирконе магматического генезиса представлен на рис.3, а. Характерным признаком является крутой подъем линии распределения от La к Lu с положительной Ce и отрицательной Eu аномалиями. Такой рисунок связан с уменьшением ионного радиуса редкоземельных элементов в ряду La-Lu и, соответственно, резким увеличением содержания более тяжелых РЗЭ (Tb-Lu), чей ионный радиус ближе по размеру к иону Zr^{4+} (0.84 Å), который они замещают в структуре циркона. Обычно нормированные содержания тяжелых редких земель в магматическом цирконе возрастают от ~100 для Tb до 10^4 для Lu с отношениями $(Sm/La)_n$ в пределах 57-547 и $(Lu/Gd)_n$ - 16-74 (Hoskin and Shaltegger, 2003 и ссылки там). Наличие Ce и Eu аномалий связано с присутствием в расплаве Ce^{+4} (0.97 Å) и Eu^{+2} (1,25 Å), что соответственно увеличивает содержание Ce и уменьшает содержание Eu в цирконе. Отклонения от стандартного распределения РЗЭ в цирконе: увеличение содержания легких редкоземельных элементов, изменение величины Ce и Eu аномалий и уменьшение содержания тяжелых редких земель свидетельствуют об изменениях в среде кристаллизации и могут быть использованы для расшифровки условий роста циркона.

Как уже отмечалось выше, метаморфический циркон, растущий в равновесии с анатектическим расплавом, по составу и распределению редкоземельных элементов может не очень отличаться от магматического (рис.3, б) и, по мнению некоторых авторов, такой циркон может считаться «магматическим» по определению (например, Hoskin and Black, 2000). С другой стороны, описан гранулитовый циркон, растущий из расплава, который обеднен средними редкоземельными элементами, что объясняется пониженным содержанием средних редких земель в самом расплаве (Rubatto et al., 2001; Rubatto, 2002). То есть, результирующий РЗЭ рисунок может отклоняться от типичных магматических распределений в зависимости от состава и объема расплава (Whitehouse and Kamber, 2003).

Совместный рост циркона с другими метаморфическими минералами может влиять на содержание и распределение РЗЭ в цирконе. Метаморфический циркон в условиях высоких и сверхвысоких температур очень часто растет одновременно с гранатом, что приводит к понижению содержания в цирконе тяжелых редкоземельных элементов и плоскому спектру их распределения (рис. 3, в) (Schaltegger et al. 1999; Bea and Montero, 1999; Rubatto et al., 2001; Hermann et al., 2001; Rubatto, 2002; Rubatto and Hermann, 2003; Whitehouse and Platt, 2003). Конкурентный рост монацита может привести к уменьшению содержания легких редкоземельных элементов.

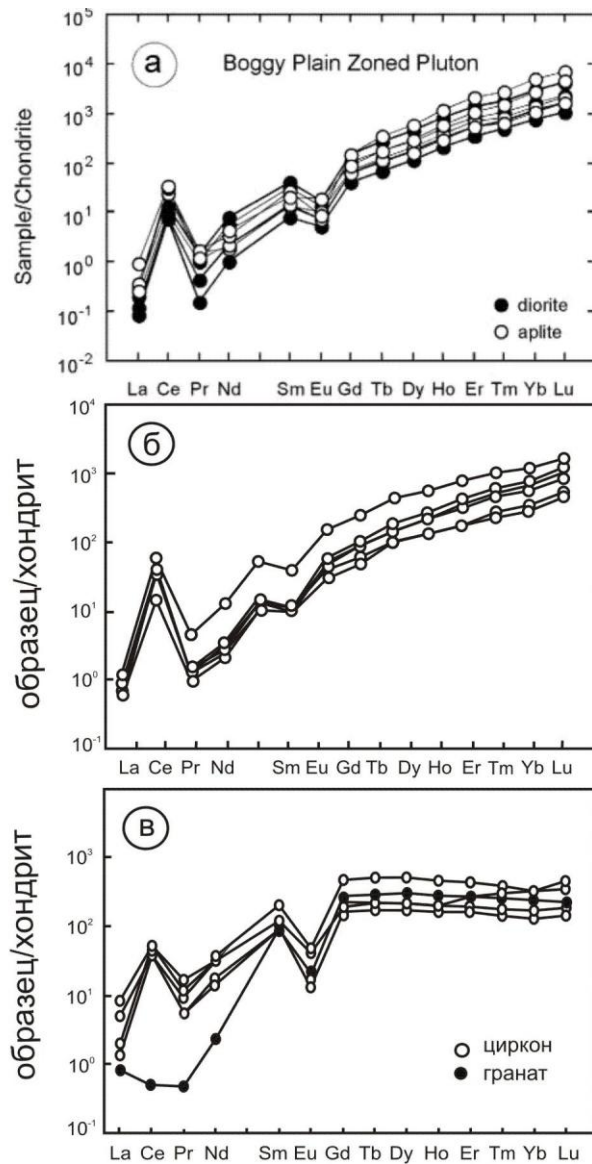


Рис. 3. Примеры распределения РЗЭ в цирконе разного генезиса: а) в магматическом (из Hoskin and Shaltegger, 2003); б) в гранулитовом, растущем без граната (Bingen et al., 2004); в) в гранулитовом, растущем вместе с гранатом (Kelly and Harley, 2005)

Величины Ce и Eu аномалий в гранулитовом цирконе варьируют в разных пробах. Циркон в магматических и метаморфических породах обычно имеет положительную Ce и отрицательную Eu аномалию (Hoskin and Shaltegger, 2003). Величина Ce аномалии регулируется количеством Ce^{4+} в расплаве и определяется отношением Ce^{4+}/Ce^{3+} , которое является в первую очередь функцией фугитивности кислорода (Hoskin and Schaltegger, 2003; Балашов, Скублов, 2009). Величина Eu аномалии также зависит от отношения Eu^{2+}/Eu^{3+} или от состояния окисления при кристаллизации. При этом Eu аномалия может быть связана с кристаллизацией полевого шпата, поскольку Eu^{2+} избирательно замещает Ca в плагиоклазе (Bingen et al., 2004). Уменьшение Eu аномалии рассматривается либо как унаследованное из дометаморфической породы, либо как кристаллизация в отсутствие плагиоклаза (Rubatto, 2002). Таким образом, состав и распределение REE в цирконе могут отражать состав исходного расплава, условия кристаллизации и сосуществующий парагенезис и, следовательно, позволяют соотносить образование циркона с определенными метаморфическими стадиями и привязывать его U-Pb возраст к конкретному участку P-T эволюции, зарегистрированной например гранатом (Whitehouse and Platt, 2003).

Наиболее перспективным методом, используемым для выявления места циркона в метаморфической эволюции породы, является определение равновесного распределения РЗЭ между цирконом и сосуществующими метаморфическими минералами (Schaltegger et al., 1999; Rubatto, 2002; Whitehouse and Platt, 2003; Harley and Kelly, 2007 и др.). Отсутствие экспериментальных данных осложняется тем, что существующие эмпирические оценки коэффициентов распределения $D_{REE}(Zrn/Grt^2)$ для тяжелых редких земель иногда существенно различаются для пород высоких температур и высоких давлений (рис. 4) (Harley et al., 2007), поэтому решить, какие распределения D_{REE} отражают равновесие циркон-гранат довольно сложно. Тем не менее, в отсутствие прямых экспериментальных данных единственным реальным подходом к этому вопросу остается эмпирический, основанный на сравнении $D_{REE}(Zrn/Grt)$ в исследуемом образце с измеренными для граната и циркона, которые кристаллизуются в лейкосомах (например, Harley et al., 2001; Rubatto, 2002), или в однозначно определенных структурных соотношениях (Whitehouse and Platt, 2003). В настоящее время считается, что равновесное

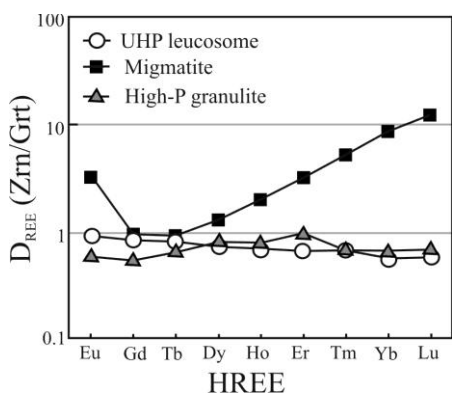


Рис.4. Примеры распределения тяжелых редкоземельных элементов между цирконом и гранатом в высокотемпературных породах (из Harley et al., 2007). Циркон, который кристаллизуется в равновесии с гранатом, будет иметь значения D (D_{REE} – коэффициент распределения) близкие к 1. Белые кружки - Harley et al. 2001; черные квадраты - Rubatto 2002; серые треугольники - Whitehouse and Platt 2003

распределение РЗЭ между цирконом и бедным Ca, Fe-Mg гранатом при высокой температуре выражается в значениях $D_{HREE}(Zrn/Grt)$ близких к единице (или немного меньше) (Harley et al., 2001; Whitehouse and Platt, 2003; Hokada and Harley, 2004). Значения $D_{REE}(Zrn/Grt)$ могут быть использованы не только для проверки равновесия между датированными доменами циркона и метаморфическим гранатом, но и для определения последовательности роста циркона и граната.

1.4. Условия роста гранулитового циркона

В условиях гранулитовой фации новый циркон может образоваться либо в субсолидных условиях, либо в результате анатексиса (Schaltegger et al., 1999,

² Обозначения минералов здесь и далее по Р. Кретцу (Kretz, 1983).

Rubatto et al., 2001). С точки зрения Шалтеггера, циркон в гранулитах образуется в результате обоих процессов, которые последовательно сменяют друг друга: субсолидусный рост приводит к образованию округлых секториально-зональных зерен циркона; появление межгранулярного флюида или расплава на начальной стадии дегидратационного плавления выражается в растворении уже существующих зерен циркона и последующем их обрастании; расширенное плавление приводит к росту эвтектических призматических кристаллов циркона с осцилляторной зональностью. Причем, в результате субсолидусного роста циркон демонстрирует переменные концентрации РЗЭ, что свидетельствует о неравновесности условий. Тонкая межгранулярная пленка флюида или расплава приводит к равновесному распределению РЗЭ между цирконом и расплавом и распределению РЗЭ, сходному с магматическим цирконом (Schaltegger et al., 1999). Г. Вавра с соавторами (Vavra et al., 1996) считают, что изометричный или "типа футбольного мяча" циркон растет при проградном высокотемпературном анатексисе за счет растворения мельчайших кристалликов циркона (присутствующих в метапелитах) и последующей кристаллизации на оставшихся ядрах. Ростом из расплава при частичном плавлении объясняют образование гранулитового циркона и другие исследователи (например, Whitehouse and Platt, 2003; Kelly et al., 2002; Kelly and Harley, 2005). Анатексис продуцирует рост цирконов на детритовых ядрах в рестите и новую кристаллизацию магматических цирконов в ассоциирующих лейкосомах (Vavra et al., 1996, Vavra et al., 1999).

Хокада и Харлей (Hokada and Harley, 2004) объясняли многофазный рост зерен циркона инъекциями, сопровождавшимися уравниванием с вмещающими породами во время кристаллизации расплава в после-пиковых условиях. Ключом к такой интерпретации являлась информация о микропримесном составе циркона и граната. Структурно более поздние, секториально-зональные и незональные оболочки и каймы на зернах циркона в кристаллизующихся парциальных расплавах более обеднены тяжелыми редкими землями, чем ранние зерна циркона. Гранаты имеют плоское распределение тяжелых редких земель и показывают заметное снижение содержания Zr к краям зерен, в сочетании с незначительным снижением общего содержания HREE. Эти химические изменения свидетельствуют о том, что инъецирующий расплав сначала осаждал циркон, который не был в равновесии с вмещающим гранат гнейсом. Затем циркон уравнился с вмещающей породой и, тем самым, обеднил гранат в отношении Zr и тяжелых редких земель. При этом редкоземельные элементы во внешних зонах циркона и граната соответствуют равновесному $DREE(Zrn/Grt)$ распределению близкому к единице.

Присутствие расплава также подтверждается расположением большей части зерен циркона в интерстициях. Известно, что небольшое количество силикатного расплава в породе, как правило, собирается на краях (ребрах) зерен с образованием трубочек обычно тригональной призматической формы, поперечное сечение которых определяется соотношением межфазной энергии между твердыми и жидкими фазами (Watson et al., 1989 и ссылки там). Такое распределение является результатом минимизации межфазной энергии. Это означает, что хотя 71% из отдельных зерен циркона заключены в главные фазы (преимущественно в биотит и гранат), это, как правило, очень мелкие кристаллы. А 70% массы циркона (и, следовательно, 70% всех содержащихся

в цирконе элементов), содержится в цирконах, располагающихся по границам зерен (Watson et al., 1989).

Поскольку циркон не участвует в реакциях образования основных минералов и относительно нерастворим в расплаве (Watson and Harrison, 1983; Watson, 1996), обмен элементами между цирконом и сосуществующим гранатом значительно усиливается при наличии расплава. Более того, появление расплава является главным фактором, контролирующим перераспределение РЗЭ, Y, Th и U между аксессуарами и главными фазами в условиях гранулитового метаморфизма (Bea and Montero, 1999).

Подтверждением присутствия расплава или флюида является и резорбционная поверхность детритовых ядер во всех гранулитовых комплексах. Но отсутствие специфических структур замещения в детритовых ядрах, характерное для цирконов, взаимодействующих с гидротермальным флюидом, свидетельствует в пользу роста циркона из расплава, а не из флюида (Tichomirowa et al., 2005). Тем не менее, возможность переноса редкоземельных элементов высокофтористым флюидом при гранулитовом метаморфизме описана в работе Пан и Флит (Pan and Fleet, 1996). Они сообщили об аномально высоких, по сравнению с предшествующими породами амфиболитовой фации, содержаниях редкоземельных элементов и HFSE в основных гранулитах провинции Сьюпериор (Канада), и привели доводы в пользу переноса REE и HFSE в виде фторидных комплексов во флюидах во время проградного метаморфизма гранулитовой фации.

1.5. Источники Zr при гранулитовом метаморфизме

В циркон-содержащих породах, наиболее очевидный источник Zr - существующий циркон. То есть, потенциальный механизм для роста нового циркона - растворение существующего циркона в процессе парциального плавления (Watson and Harrison, 1983) и последующей рост нового циркона как нового зерна или обрастания в ходе кристаллизации расплава (Roberts and Finger, 1997; Frazer et al., 1997; Hokada and Harley, 2004). В этом случае, новый рост циркона должен сопровождаться признаками растворения существующих зерен, что часто отмечается в виде округления-растворения ядер циркона предшествующей генерации (Shaltegger et al., 1999; Vavra et al., 1996, 1999; Tichomirowa et al., 2005). С другой стороны, образующиеся при парциальном плавлении насыщенные SiO₂ расплавы обладают низкой растворимостью по отношению к циркону и, следовательно, не могут растворить предыдущий циркон (Watson and Harrison, 1983). Г. Вавра с соавторами предлагают другой механизм для объяснения формирования больших количеств циркона при анатексисе метапелитов - это процесс, известный как Оствальдово созревание. В ходе этого процесса, анатектический расплав (матрица) является пересыщенным по отношению к более крупным зернам, и недосыщенным по отношению к более мелким. Поэтому крупные зерна растут за счет мелких. Очень маленькие пылевидных зерна циркона, вероятно, весьма многочисленны в пелитовых осадках, хотя до сих пор не исследованы, и, контактируя с капельками анатектического расплава, они легко растворяются, тем самым пересыщая прилегающий расплав, где начинают обрастать крупные детритовые зерна циркона (Vavra et al., 1996, 1999 и ссылки там). В подтверждение

механизма Оствальдова созревания могут служить эксперименты Ауэrsa с коллегами (Ayers et al., 2003) по перекристаллизации циркона в кварците при температуре 1000°C в присутствии H₂O. В условиях эксперимента уже через несколько часов происходит перекристаллизация циркона с существенным укрупнением зерен.

Источником Zr в расплаве могут быть и другие минералы, содержащие достаточно высокие примеси Zr и участвующие в реакциях плавления. Zr будет сконцентрирован в расплавной фазе согласно коэффициенту распределения для Zr между минералами и сосуществующим силикатным расплавом (Green, 1994). Обычные реакции плавления при проградном метаморфизме коровых пород вовлекают потребление сначала мусковита, потом биотита, в реакциях типа: $Bt + Pl + Qtz = Grt + Px + \text{расплав}$. Существует точка зрения (Vavra et al., 1996), что при разрушении биотита высвобождался Zr, адсорбированный на гранях биотита. Считается также, что источником Zr для образования нового циркона может быть гранат, который содержит до 100 ppm Zr (Frazer et al., 1997, Degeling et al., 2001) и что циркон мог образовываться при декомпрессионной реакции $Grt + Sill + Qtz \Rightarrow Crd$ с повышением давления H₂O и анатексисом (Degeling et al., 2001).

Как уже отмечалось в предыдущем разделе, считается, что рост из расплава не единственный механизм образования циркона. В высокометаморфизованных породах обычно отмечается несколько стадий роста циркона, включая его субсолидусный рост при твердофазных метаморфических реакциях (например, Schaltegger et al., 1999; Black et al., 1986; Williams et al., 1996; Hanchar and Miller, 1993). В этом случае, рост циркона будет вызван метаморфическими реакциями, включающими распад фаз, содержащих Zr. Возраст этого нового циркона будет отражать время проявления этих реакций, позволяя напрямую коррелировать возраст циркона с петрологически полученными трендами метаморфизма (Frazer et al., 1997). Измерения концентрации Zr в основных минералах пород гранулитовой фации метаморфизма показали, что только гранат и роговая обманка содержат существенные количества циркония (60-130 ppm) и именно участие этих минералов в реакции, приводящей к образованию не содержащих цирконий фаз, может высвободить достаточное количество Zr, чтобы объяснить, по крайней мере, некоторый новый рост циркона (Frazer et al., 1997). Проградный распад граната при метаморфизме сверхвысоких температур высвобождает достаточное количество Y и Zr для производства высоко-Y циркона (Möller et al., 2003). С другой стороны, концентрации Zr в гранате из гранулитовых комплексов могут варьировать от 10 до 93 ppm (Kelly and Harley, 2005). Пироксен и ильменит также являются значительными источниками циркония, который может стать доступным во время метаморфизма и привести к образованию циркона (Farges et al., 1994; Moller et al., 2003; Bingen et al., 2001).

Не вполне ясен механизм переноса Zr к месту роста циркона, поскольку перенос вещества до места кристаллизации происходит на незначительные расстояния – порядка мм до 1 см (Walter and Wood, 1984) или же циркон при твердофазной реакции должен расти рядом с минералом, который распадается (например, Bingen et al. 2001). Собственно, только в работе Бингена (Bingen et al., 2001) описан циркон, который действительно мог развиваться в ходе субсолидусной реакции при распаде ильменита. В гранулитах каледонского

покрова Линдос (западная Норвегия) вдоль наружного края зерен ильменита наблюдаются прерывистые короны, состоящие из округлых или плоских, размером ~ 10 μm , кристалликов циркона. Авторы предполагают, что магматический ильменит был одним из основных источников Zr для формирования метаморфического циркона. Решетка ильменита может вмещать значительные количества циркония (до 1 весового % ZrO_2 - Tompkins and Haggerty, 1985). Согласно коэффициенту разделения Zr ильменит/расплав (0,3 для базальтовых магм - McCallum and Charette, 1978; 0,5-10 для риолитовых магм - Eward and Griffin, 1994), Zr является совместимым элементом в ильмените во время магматической кристаллизации и магматический ильменит, вероятно, является значительным резервуаром циркония во многих разновидностях пород (Bingen et al., 2001).

1.6. Что отражает U-Pb возраст гранулитового циркона или место циркона в P-T эволюции породы

Чтобы определить место циркона в P-T эволюции надо определить либо время образования анатектического расплава или реакции, при которой образуется расплав, либо соотнести субсолидусный рост циркона с распадом определенных минералов при метаморфизме (Fraser et al., 1997; Pan, 1997; Degeling et al., 2001; Kelly and Harley, 2005). Это вопрос, который имеет большое значение для интерпретации U-Pb возраста.

Широко распространено мнение, что возраст циркона при гранулитовом метаморфизме отражает пик P-T условий, поскольку циркон имеет высокую температуру закрытия U-Pb системы. Но многие авторы указывают на ошибочность этого представления (например, Roberts and Finger, 1997; Whitehouse and Platt, 2003), не говоря уже о том, что температурный пик метаморфизма может не совпадать с пиком давления.

Собственно, существует два мнения по поводу соотношения стадий метаморфизма и времени кристаллизации циркона. Предполагается, что некоторый рост циркона в субсолидусных условиях может происходить на проградной стадии гранулитового метаморфизма (возможно вблизи пиковых условий) либо за счет процессов растворения/пересадения, либо при распаде Zr-содержащих фаз (Harley, 2002; Carson et al., 2002). Г. Вавра с соавторами при описании пород, метаморфизованных в условиях перехода от амфиболитовой к гранулитовой фации, высказали мнение, что образование нового циркона на детритовых ядрах начинается уже на проградной стадии гранулитового метаморфизма (Vavra et al., 1999).

При наличии процессов парциального плавления и кристаллизации циркона из этих расплавов имеется больше доказательств в пользу роста циркона при декомпрессии. Экспериментальные исследования М.Робертса и Ф.Фингера (Roberts and Finger, 1997) и данные по растворимости циркона (Watson and Harrison, 1983) показывают, что при высоких температурах ($>900^\circ\text{C}$) и давлениях (>8 кбар) насыщение Zr гранитного расплава таково, что циркон должен растворяться в расплаве, а не расти. Кристаллизация нового циркона в таком расплаве начинается только при снижении давления до 6,5-6 кбар при $T \sim 900^\circ\text{C}$, когда растворимость Zr в расплаве уменьшится (Roberts and Finger, 1997). То есть, кристаллизация циркона из парциальных расплавов при

гранулитовом метаморфизме происходит при субизотермической декомпрессии. Этот же вывод подтверждается исследованиями циркона, равновесного с каймами граната в гранулитах Кордильера-Бетика, южная Испания (Whitehouse and Platt, 2003). Включения силлиманита в каймах граната позволяют предположить, что каймы росли во время декомпрессии, а обогащение Са этих кайм записало начало частичного плавления. Дегелинг с соавторами (Degeling et al., 2001) на основе изучения гранулитов Рогаланда (юго-западная Норвегия) предполагает рост циркона во время декомпрессии до 5.6 кбар по реакции $Grt + Sil + Qtz \rightarrow Crd$ (Degeling et al., 2001). По данным Келли и Харлея (Kelly and Harley, 2005) при пиковых условиях, установленных для комплекса Напье (восточная Антарктида) ($> 1000-1100^{\circ}\text{C}$, $P = 10$ кбар; Harley and Motoyoshi, 2000) большая часть кислых пород должна будет пройти некоторую степень частичного плавления, и следовательно, циркон будет растворяться. В этом случае трудно ожидать рост циркона на пике метаморфизма. После пиковых условий, комплекс Напье претерпел незначительную декомпрессию до 8 кбар (Hollis and Harley, 2002), за которой следовало длительное субизобарическое остывание, что предполагает, что основной рост циркона начался значительно позже пиковых условий метаморфизма.

1.7. Перекристаллизация и отжиг циркона в условиях высоких температур

Считается, что при высоких параметрах метаморфизма, помимо роста нового циркона, происходит перекристаллизация циркона предыдущей генерации (детритового или магматического циркона протолита). Процессы перекристаллизации приводят к своеобразным внутренним структурам в цирконе: образование незональных участков, стирающих первичную ростовую зональность; образование криволинейных, извилистых зон, которые пересекают и срезают ростовую зональность; отдельные зоны могут стать прерывистыми или усеченными; часто в незональных перекристаллизованных областях сохраняются реликты (тени) первичных зональных структур (рис.5). Такого типа вторичные структуры были описаны во многих работах, например: Black et al., 1986; Pidgeon, 1992; Pidgeon et al., 1998; Schaltegger et al., 1999; Vavra et al., 1999; Hoskin and Black, 2000; Möller et al., 2002; Tichomirova et al., 2005. Существует мнение, что конечным результатом перекристаллизации является полная перекристаллизация первичного циркона, и что циркон из высокометаморфизованной породы, не имеющий признаков ростовой зональности, является результатом полной перекристаллизации, а не нового роста (Hoskin and Black, 2000).

Существуют разные точки зрения на условия и механизмы протекания процессов перекристаллизации в цирконе. Хоскин и Блэк (Hoskin and Black, 2000), считают, что перекристаллизация происходит в твердом состоянии по механизму твердофазной диффузии без участия флюидов. Доказательством твердофазной, изохимической (в масштабе кристалла) перекристаллизации, считается сохранность первичных структур в виде теней, наличие "смешанных" изотопных возрастов и перераспределение микроэлементов между обогащенным фронтом кристаллизации и обедненными перекристаллизованными областями (Hoskin and Black, 2000; Schaltegger et al., 1999).

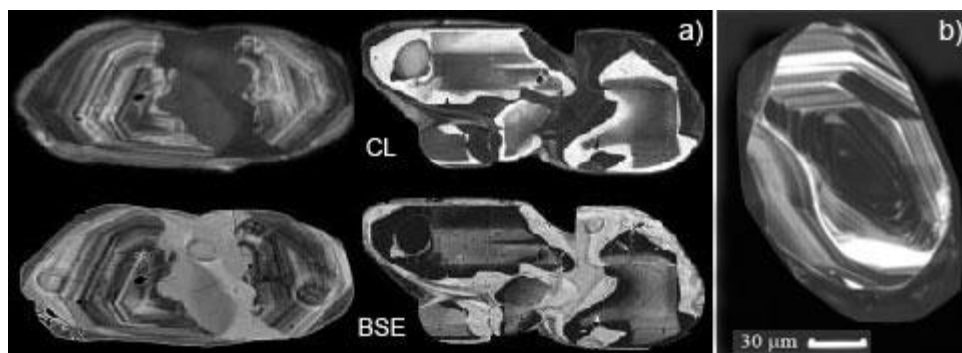


Рис.5. Примеры структур перекристаллизации в цирконе: а) магматический циркон из гнейсов гранулитовой фации (Рогаланд, ЮЗ Норвегия - Möller et al., 2002); б) магматический циркон из гранитов (Вогезы – Hoskin & Schaltegger, 2003)

Часто перекристаллизацию связывают с процессами отжига (Hoskin and Black, 2000; Schaltegger et al., 1999; Tichomirova et al., 2005), поскольку перекристаллизация исходного циркона сопровождается очищением перекристаллизованных областей от примесей - катионов с ионными радиусами значительно отличающимися от Zr и Si. Предполагается, что отжиг происходит в деформированных областях решетки, которые нарушены высоким содержанием микроэлементов или большим различием в радиационных повреждениях между соседними зонами. Механизм или движущая сила перекристаллизации, предложенная Хоскином и Блэком (Hoskin and Black, 2000) - это термоактивированная миграция элементов-примесей и дефектов через кристалл, начиная с участков наибольшей деформации решетки. Соответственно в перекристаллизованных участках происходит стирание U-Pb возраста.

Перераспределение элементов в цирконе при отжиге вызывает большие сомнения. Хоскин и Блэк предполагают, что перекристаллизация циркона была вызвана процессом объемной диффузии частиц и дефектов. Наздала с соавторами указывают, что точечные дефекты (которыми являются и элементы-примеси) являются наиболее стабильными и долго не отжигаются (Nasdala et al., 2001). К тому же, в природном цирконе диффузия Pb, PЗЭ и четырехвалентных катионов очень медленная, даже при высокой температуре (Cherniak et al., 1997 а,б; Lee et al., 1997), хотя в цирконе с радиационно-поврежденной структурой диффузия Pb происходит гораздо быстрее (Cherniak et al., 1991). С другой стороны, структурная перестройка или вызванное простым термальным отжигом восстановление кристалличности, в отличие от процесса перекристаллизации, не обязательно сопровождается потерей радиогенного свинца (Nasdala et al., 2001). Следовательно, не только перераспределение примесей, но и нарушение U-Pb и Th-Pb возрастов вряд ли возможно только в результате термального воздействия даже в метамиктных цирконах, если нет взаимодействия с расплавной или флюидной фазой. Тем более, по данным Пиджена, подобные процессы перекристаллизации часто наблюдаются в цирконе из гранитоидов, не подвергавшихся высокотемпературному

метаморфизму (Pidgeon, 1992) и рассматриваются как результат воздействия флюидов на поскристаллизационной стадии остывания (Pidgeon et al., 1998).

Мёллер с соавторами, наряду с твердофазной диффузией предлагает перекристаллизацию по механизму растворения-пересадения в присутствии флюидной фазы (Möller et al., 2002). Этот же механизм рассматривается в работе (Tomaschek et al., 2003). Считается, что отличие циркона, образованного по механизму растворения-пересадения в том, что он не сохраняет теневые текстуры и часто имеет пористые области. Иногда в результате перекристаллизации в цирконе выделяются фазы U-Th-силикатов (Tomaschek et al., 2003) или ксенотима (Pidgeon, 1992; Pan, 1997), как продуктов реакции.

Исследования последних лет показали, что процесс перекристаллизации циркона может идти как по механизму твердофазной диффузии, так и путем растворения-пересадения. И в том и в другом случае он обязательно связан с присутствием флюида или расплава (Geisler et al., 2007 и ссылки там). Высокие температуры при этом не обязательны, чаще наоборот, перекристаллизация связана с заключительными процессами низкотемпературной флюидной переработки. Подробнее эти процессы будут рассмотрены в разделе 3 данной главы.

2. Циркон, образующийся в условиях метаморфизма эклогитовой фации

Эклогитовая фация метаморфизма объединяет породы высоких (~12-23 кбар) и сверхвысоких (>23-25 кбар) давлений, разделяемых по линии перехода кварц-коэсит (Liou et al., 2004). Собственно эклогиты (метаморфическая горная порода основного состава, состоящая из *Omp+Grt+Qtz+Rt*) встречаются в виде глубинных ксенолитов в кимберлитовых трубках, а также в виде линз и будин в гнейсах метаморфических комплексов высоких и сверхвысоких давлений. За последние десятилетия опубликовано много работ по исследованию зон субдукции и возможных механизмов их образования (Platt 1986, 1993; Соболев и др., 1989; Maruyama et al., 1996; Добрецов, 2000, Перчук, Филиппо, 2000; Gerya et al., 2002). В этих исследованиях показывается, что P-T условия, необходимые для формирования высокобарных пород, создаются при субдукции (в том числе континентальной) литосферных плит. Образование коровых эклогитов обычно рассматривается в рамках двух геодинамических моделей: субдукции океанической коры (Тихоокеанский тип) и субдукции континентальной коры в результате континентальной коллизии (Гималайский тип) (Liou et al., 2004).

2.1. Комплексы сверхвысоких давлений

В настоящее время установлено более 20 террейнов сверхвысоких давлений, они расположены в пределах основных внутриконтинентальных коллизионных поясов и имеют общие структурные и литологические характеристики. Континентальные породы подвергались ультравысокобарному метаморфизму при T от ~700 до 1000°C и P > 28 и до 50 кбар, отвечая глубине от ~100 до 150 км (Liou et al., 2004)

Запись ультравысокобарных событий сохраняется только в мафитовых эклогитах, представленных в виде линз и будин, поскольку вмещающие их

кварц-полевошпатовые породы (пара или ортогнейсы) полностью ретроградно изменяются при эксгумации (Liou et al., 2004; Kaneko et al., 2003). Только некоторые из этих пород содержат включения коэсита в цирконе, гранате и омфците, и/или микроалмазы в гранате и цирконе. Сохранность минералов-индикаторов высоких давлений в процессе эксгумации может быть обеспечена при их консервации в виде включений в цирконе или гранате (Liou et al., 2003; Liou et al., 2004). Многие новые террейны были открыты только благодаря идентифицированию включений коэсита (или коэситовых псевдоморфоз) или алмазов в цирконе (Katayama et al., 2001).

Циркон из гнейсов комплексов сверхвысоких давлений часто отражает все стадии преобразования породы, поскольку разные зоны на первичномагматическом (или детритовом) цирконе содержат как включения минералов низких давлений, так и включения коэсита и алмаза (рис.6). Детальные исследования минеральных включений в ядре, мантии и оболочке циркона из эклогитов и вмещающих гнейсов помогают проследить проградную и ретроградную P-T эволюцию различных комплексов сверхвысоких давлений (Katayama et al., 2001; Kaneko et al., 2003; Liu et al., 2004).

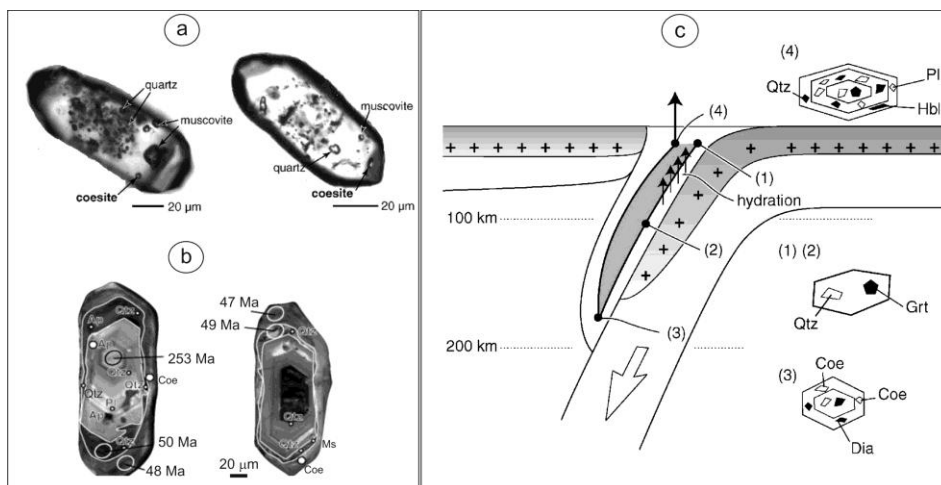


Рис.6. Циркон в поясах сверхвысоких давлений. Циркон из коэсит-содержащих гнейсов (СЗ Гималаи). Включения низкобарических фаз (кварц и мусковит) в ядре и включения коэсите в оболочке (из Kaneko et al., 2003): а) вид в проходящем свете; б) вид в катодолуминесценции; в) схематическая диаграмма, показывающая обрастание детритового циркона (стадия 1) во время субдукции (стадия 2 и пик – стадия 3) и эксгумации (стадия 4) супракрустальных пород (из Liou et al., 2004).

Чаще возраст метаморфизма сверхвысоких давлений определяется по циркону из гнейсов эклогитовой фации, а не собственно эклогитов. Циркон из гнейсов более информативен: во-первых, потому, что содержит включения коэсита или алмаза, что редко встречается в цирконе из эклогитов, во-вторых, он обычно отражает все стадии эволюции породы в нескольких зонах роста. Наличие включений минералов-индикаторов сверхвысоких давлений в цирконе

позволяет напрямую связать его возраст с параметрами метаморфизма; при этом не требуется дополнительного изучения циркона для интерпретации полученного возраста. Возможно именно поэтому данные, касающиеся состава и распределения РЗЭ в цирконе из пород сверхвысоких давлений, несколько ограничены.

Д. Герман с соавторами описывают распределение РЗЭ в доменах циркона из алмазоносных пород Кокчетавского массива, образовавшихся при метаморфизме сверхвысоких давлений и последующем гранулитовом метаморфизме. Распределение РЗЭ в обоих доменах одинаковое, они обеднены средними и тяжелыми РЗЭ, что отвечает росту совместно с гранатом. Отличаются домены только составом включений. Считается, что близкий химический состав доменов циркона обусловлен ростом из расплава как при метаморфизме сверхвысоких давлений, так и при гранулитовом метаморфизме. Появление расплава связывается с декомпрессией (Herman et al., 2001; Herman, Green, 2000). В. Шатский с соавторами интерпретирует возраст циркона с включениями алмаза из пород Кокчетавского массива, как отвечающий проградной стадии метаморфизма сверхвысоких давлений и не связанный с появлением расплава, образующегося при декомпрессии (Shatsky et al., 1999). Д. Гебауэр с соавторами объясняют образование зональности в цирконе при сверхвысоких давлениях либо ростом из локальных расплавов, либо из сверхкритических флюидов (Gebauer et al., 1997) и считают, что образование циркона происходит при пиковых условиях метаморфизма.

А. Перчук при исследовании гранатов из комплексов сверхвысоких и высоких давлений, а также в результате эксперимента, выявил специфические пятнистые микроструктуры в гранате, которые могут считаться диагностическим признаком процессов плавления (Перчук, 2003). По данным других исследователей, образование микроалмазов (а соответственно и сингенетичного циркона) в террейнах сверхвысоких давлений связано с С-О-Н сверхкритическими флюидами (например, Stockhert et al., 2001). С другой стороны, растворимость H_2O и CO_2 в силикатном расплаве увеличивается с ростом давления, а росту алмаза способствует равновесие силикатного расплава с флюидом (Маракушев, Перчук, 1974; Рябчиков, 1980; Haggerty, 1986; Симаков, 1988, 2003).

2.2. Комплексы высоких давлений

Если в комплексах сверхвысоких давлений связь времени образования циркона с P-T эволюцией породы устанавливается по включениям УНР-минералов в цирконе, то в породах высоких давлений индикаторные включения обнаруживаются не всегда, поэтому циркон в этих породах изучен более всесторонне.

Породы эклогитовой фации обычно содержат округлый или изометричный малозональный циркон с низким содержанием U (50-100 ppm) и низким Th/U отношением (Rubatto, 2002; Carswell et al., 2003; Rubatto and Hermann, 2003; Bingen et al., 2004). Схожими характеристиками часто обладает и циркон гранулитовой фации метаморфизма, что затрудняет генетическую идентификацию циркона в полиметаморфических комплексах.

Циркон из эклогитов иногда содержит включения граната, омфациита и рутила, что однозначно определяет его рост в условиях эклогитовой фации метаморфизма (Rubatto et al., 1998; Rubatto and Hermann, 2003; Carswell et al., 2003). В большинстве же случаев для определения генезиса циркона из эклогитов в отсутствие включений используется содержание элементов-примесей в нем (U, Th, PЗЭ).

2.2.1. Распределение редкоземельных элементов в цирконе

Пример характерного распределения PЗЭ элементов в цирконе из эклогитов представлен на рис.7. Эклогитовый циркон обеднен всеми элементами, особенно тяжелыми редкими землями, по сравнению с магматическим цирконом и не имеет европиевой аномалии, что согласуется с эклогитовым парагенезисом, содержащим гранат и не содержащим плагиоклаза (Rubatto, 2002; Rubatto and Hermann, 2003; Bingen et al., 2004).

Обеднение тяжелыми редкими землями связано с совместным ростом с гранатом (Rubatto and Hermann, 2003; Bingen et al., 2004). Отсутствие европиевой аномалии, которая всегда присутствует в магматическом и

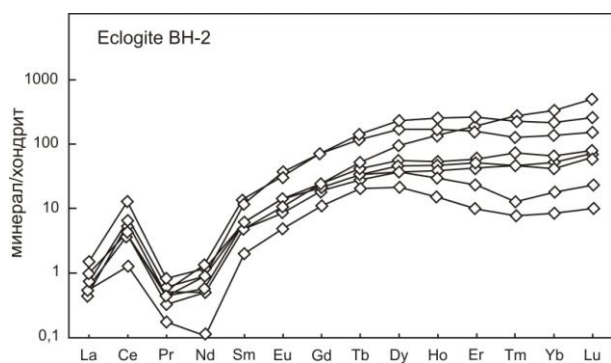


Рис. 7. Распределение редкоземельных элементов в цирконе из эклогитов Берген Аркс (Bingen et al., 2004)

гранулитовом цирконе, является важным признаком эклогитового циркона. Эта черта связана с отсутствием плагиоклаза, выступающего в качестве концентратора Eu при высокобарическом метаморфизме. То есть, в гранулитовом и магматическом цирконе отрицательная Eu аномалия тоже может быть связана с плагиоклазом (его присутствием), а не только с окислительными условиями. Таким образом, отсутствие Eu аномалии соответствует осаждению циркона при

сравнительно окислительных условиях, в отсутствии плагиоклаза и из объема породы ранее не обедненной Eu. Это является доказательством кристаллизации циркона во время метаморфизма эклогитовой фации, в ходе которого происходил распад полевого шпата (Rubatto 2002; Sun et al. 2002; Rubatto and Hermann 2003; Bingen et al., 2001, 2004).

Общее обеднение PЗЭ и низкое Th/U отношение эклогитового циркона может быть связано с соосаждением с минералами группы эпидота, в частности с алланитом, который преимущественно концентрирует легкие PЗЭ и торий (Hermann, 2002; Zack et al., 2002; Rubatto and Hermann, 2003; Bingen et al., 2004).

Исследование эклогитовых жил в офиолитовом комплексе Монвизо (западные Альпы), в которых отмечается очевидное сосуществование циркона, омфациита и граната позволило авторам определить набор коэффициентов распределения элементов-примесей для этих минералов при высоких давлениях.

Эти коэффициенты могут использоваться для определения равновесия между фазами в породах, где текстурные свидетельства равновесия выражены неявно (Rubatto, Herman, 2003).

2.2.2. Рост циркона из флюида при эклогитовом метаморфизме

Геологические исследования эклогитовых комплексов показывают, что флюид играет основную роль при метаморфизме эклогитовой фации. Ярким примером является метаморфический комплекс Берген Аркс (юго-западная Норвегия), представляющий собой серию Каледонских покровов, надвинутых на протерозойские породы фундамента. Полевые наблюдения показывают, что эклогитизация безводного протолита (анортозитов и гранулитов) проявлена лишь на участках проникновения флюида; там, где флюид был недоступен, осталась большая масса неизмененных пород (Austrheim, 1987; Jamtveit et al., 1990, 2000; Bingen et al., 2001, 2004). Количество эклогитов, по сравнению с неизмененным протолитом, зависит от деформации, поскольку в сдвиговых зонах образуются дополнительные трещины, расширяющие область проникновения флюида (Austrheim, 1987; Jamtveit et al., 2000). Флюид запускает минеральные реакции, приводящие к образованию эклогитового парагенезиса $Grt+Omp+Qtz$ (Prg, Phn, Am, Czo, Rt). То есть, образование эклогитов связано не с локальными изменениями T и P , поскольку весь массив находится в одинаковых условиях, и не с вариациями состава исходных пород, а именно с тем, что минеральные реакции в безводном протолите прошли только в доступных для флюида участках (Austrheim, 1987; Jamtveit et al., 1990; Bingen et al., 2001, 2004). На наличие свободной флюидной фазы указывают развитые внутри и вдоль трещин водные минералы, а именно фенгит, клиноцоизит и амфибол, развивающиеся вместе с гранатом и омфацитом (Austrheim et al., 1997), а также исследования флюидных включений (Andersen et al., 1991). Исследования других эклогитовых комплексов петрологическими и изотопными методами также свидетельствуют о наличии водного флюида и подтверждают, что метаморфические реакции, ведущие к стабилизации как высокобарных, так и ультравысокобарных эклогитовых парагенезисов ограничены наличием или доступностью флюида. (Rubatto et al., 1998; Philippot and Selverstone, 1991; Nadeau et al., 1993; Rubatto and Hermann, 2003; Carswell et al., 2001; Engvik et al., 2000; Wain et al., 2001).

Изучение эклогитового метаморфизма в покрове Линдос (Берген Аркс) показали, что метаморфизм носит изохимический характер, хотя он и связан с введением флюида. (Bingen et al., 2004 и ссылки там). Как следствие, формирование и состав метаморфического циркона происходил в химически замкнутой системе в масштабе всей породы. Поскольку циркуляция флюида имеет локальный характер, то растворенные элементы из вмещающей породы переносятся на короткие расстояния (Nadeau et al., 1993)

Обеднение эклогитового циркона практически всеми элементами-примесями связано с низкой мобильностью U , Th и $P3Э$ в условиях эклогитового метаморфизма. Тем не менее, присутствие циркона и рутила в эклогитовой жиле Монвизо свидетельствует о переносе высокозарядных элементов на короткие расстояния в водных флюидах. Однако, концентрация Zr и Hf в водном флюиде, по меньшей мере, в 10 раз меньше значений

примитивной мантии (Rubatto, Hermann, 2003). Экспериментальные исследования подтверждают, что в условиях субдукции не происходит значительного переноса элементов (Chalot-Prat et al., 2003; Spandler et al., 2003, 2004). Мобильность LILE, благодаря высокой растворимости во флюидных фазах, может быть значительно выше в зависимости от температуры, чем мобильность редкоземельных и высокозарядных элементов. Большинство легких редкоземельных элементов могут напрямую переходить из минералов протолита в новообразованные метаморфические фазы (Tang et al., 2007).

2.2.3. Что отражает U-Pb возраст циркона эклогитовой фации

Хотя, явное сосуществование циркона, омфацита и граната в эклогитах позволяет легко связать возраст циркона с данными о метаморфических давлениях и температурах (например, Rubatto, Hermann, 2003), остаются, однако, некоторые неопределенности в отношении точного толкования полученного возраста (Carswell et al., 2003). Многие исследователи считают, что поскольку циркон является продуктом эклогитизации, следовательно, его U-Pb возраст интерпретируется как время протекания эклогит-формирующих реакций в присутствии флюидной фазы. То есть, это возраст взаимодействия флюид-порода, которое не обязательно происходит при максимальных P-T условиях (например, Bingen et al., 2004; Carswell et al., 2003). Тем более что, как уже отмечалось, максимальные давление и температура не обязательно совпадают (Whitehouse and Platt, 2003). Протолит мог находиться в P-T условиях эклогитовой фации достаточно задолго до того, как начал реагировать. Моделирование системы резервуар-поток (Bjornerud et al., 2002) показало, что процесс эклогитизации может проходить меньше, чем за 1 млн. лет. То есть, маловероятно, что возраст циркона отражает выход из P-T условий эклогитовой фации, поскольку эклогит-формирующие реакции до момента поступления флюида были заторможены. Также маловероятно, что полученный возраст точно записывает время, когда порода была при максимальном давлении, т. е. на максимально достигнутой глубине субдукции (Bjornerud et al., 2002; Carswell et al., 2003). Однако Карсвелл Д. с соавторами предполагают, что любые интервалы времени между зарегистрированным максимальным давлением, максимальной температурой и притоком флюида, способствующего росту высокобарических минералов, скорее всего, были короткими и находятся в пределах ошибки получаемого U -Pb возраста циркона (Carswell et al., 2003). Это подтверждается моделированием процессов субдукции и исследованиями УНР террейнов, которые показывают, что временной интервал между пиком метаморфизма и подъемом пород на коровый уровень очень мал, в пределах 10-12 млн. лет (Shatsky et al., 1999; Перчук, 2003; Kaneko et al., 2003).

2.2.4. Отличие эклогитового циркона от других типов циркона, растущих из флюида

Еще Д. Рубатта и Д. Герман отмечали, что высокобарический эклогитовый циркон, растущий из водного флюида, отличается от других цирконов, связанных с водными флюидами и формирующихся в различных РТ условиях (Rubatto and Hermann, 2003). Примером эклогитового циркона служит

циркон из жилы Монвизо. Циркон с весьма схожими морфологическими характеристиками и сходным внутренним строением был описан в метаморфической жиле среди пород эклогитовой фации зоны Сессия-Ланзо (западные Альпы) (Rubatto et al., 1999; Rubatto and Gebauer, 2000). В этом случае жила и содержащийся в ней циркон образовались при низком давлении, в ходе проградного метаморфизма (Rubatto et al., 1999) и при кристаллизации из метаморфического флюида. Рисунок распределения РЗЭ циркона Сессия-Ланзо отличается от циркона Монвизо и отражает *Pl*-содержащий (отрицательная аномалия Eu) безгранатовый (обогащение HREE) парагенезис, характерный для фации зеленых сланцев. Жилы Монвизо и зоны Сессия-Ланзо являются примером кристаллизации циркона при аналогичных процессах (циркуляции флюида) в различных условиях и позволяют сделать дополнительный акцент на важности привязки образования циркона к метаморфическим условиям (Rubatto, Hermann, 2003).

Надо добавить, что в понятие «циркон, растущий из флюида», в данном случае, мы не включаем так называемый «гидротермальный циркон» (Hoskin et al. 1998), который образуется из водного флюида при низких давлениях (<2 кбар), низкой температуре (<500°C) и высоком отношении вода/порода (Corfu et al., 2003). Такой циркон обладает определенными чертами, отличающими его от всех других типов циркона. В этот набор отличий входит губчатая структура, связанная с высоким содержанием флюидных включений (Hoskin et al. 1998), высокое содержание обыкновенного свинца (Watson et al. 1997), повышенные содержания F, LREE, Nb, Ta и других несовместимых элементов (Rubin et al. 1989, Hoskin et al. 1998).

3. Процессы перекристаллизации и замещения в цирконе в присутствии водных флюидов

За последние 20 лет, в связи с развитием методов исследования внутреннего строения минералов в катодолюминесценции (CL) и отраженных электронах (BSE), описано много кристаллов циркона из разных пород со сложным внутренним строением (Corfu et al., 2003). Оно характеризуется извилистыми, срезающими первичную ростовую зональность зонами неправильной формы, проникающими внутрь «затекками» вещества внешних зон и наличием пористых или богатых включениями областей. Присутствие таких вторичных структур означает, что первичные кристаллы циркона не всегда были в равновесии с окружающей средой (рис.5, 8).

Хотя считается, что циркон ($ZrSiO_4$) довольно устойчив в коровых и верхне-мантийных условиях, известно также, что растворимость циркона повышается в присутствии воды, флюидов, обогащенных CO_2 , а также в щелочных растворах и магмах (Тугаринов, Бибилова, 1980; Ризванова и др., 1996; Liferovich et al., 2001; Watson and Harrison, 1983; Watson, 1996; Азимов, 2003). Способность циркона к изменению возрастает у кристаллов с нарушенной структурой: либо вследствие метамиктности (Макеев, 1981), либо механической трещиноватости или пластической деформации (Reddy et al., 2007). Кристаллы циркона с высокими концентрациями U и Th обычно более подвержены изменениям, поскольку автооблучение при радиоактивном распаде

этих элементов со временем вызывает серьезное нарушение кристаллической структуры (Макеев, 1981; Ewing et al., 2003 и ссылки там).

Экспериментальные исследования и изучение природного циркона показали, что процессы изменения первичного циркона могут идти двумя способами (Geisler et al, 2007 и ссылки там):

1) в цирконе с нарушениями кристаллической структуры, вызванными автооблучением, структурная и химическая перестройка происходит в результате диффузионно-реакционных процессов в присутствии водных флюидов. Водные фазы распространяется внутрь и "катализирует" структурную перестройку. Развиваются поры наноразмеров, возрастает содержание растворимых элементов типа Ca, Al и Fe, и выносятся радиогенный Pb;

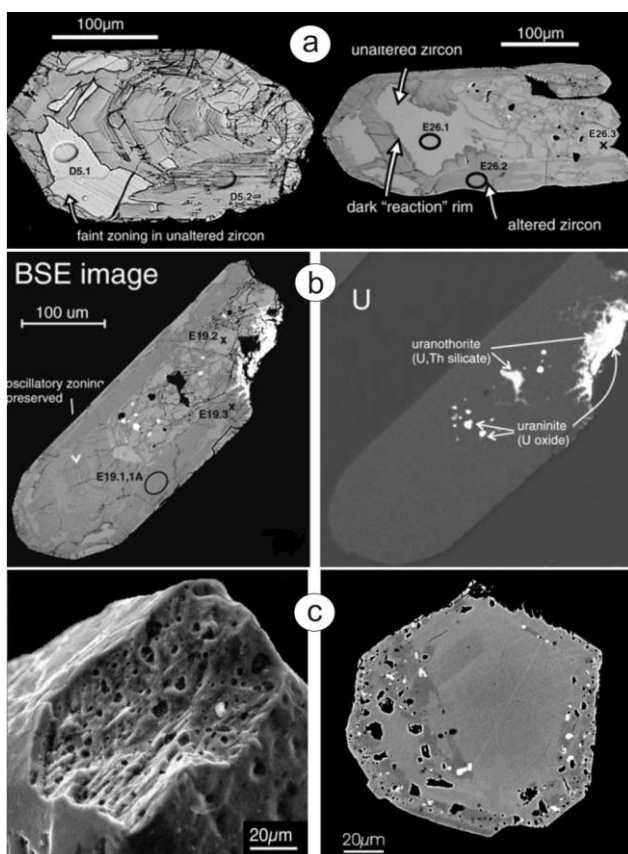


Рис.8. а, б - циркон из гранитной дайки, гнейсовый комплекс Акаста (СЗ Канада – Rayner et al., 2005); с – пористый и содержащий включения Y-HREE-Th фаз (светлые участки в BSE) циркон из метаплагиогранита (о.Сирос, Греция - Tomaschek et al., 2003)

2) в цирконе с неповрежденной кристаллической структурой подобные внутренние вторичные изменения могут образовываться путем двойного процесса растворения-переосаждения при взаимодействии с водными флюидами или расплавами. Прореагировавшие области обычно имеют более низкое содержание редких элементов, могут содержать микронные поры и включения

урановых, ториевых и иттриевых фаз, первоначально присутствующих в виде твердых растворов.

3.1. Перекристаллизация метамиктного циркона по механизму твердофазной диффузии

Главным условием этого процесса (по Geisler et al., 2007) является нарушенная структура циркона и воздействие на него водного флюида. Давно известно, что выщелачивание радиогенного Pb из природного метамиктного циркона при взаимодействии с водным флюидом является причиной эпизодической потери Pb и дискордантных U-Pb возрастов циркона (Silver и Deutsch, 1963; Ewing et al., 1982; Бибикова, 1989; Ризванова и др., 1996; Левченко и др., 1998).

Процесс диффузии облегчается присутствием в цирконе проницаемых метамиктных участков. Нарушение кристаллической структуры циркона (метамиктизация) связано с тем, что во время радиоактивного распада образующийся дочерний изотоп за счет упругих соударений образует в кристаллической матрице полностью беспорядочный (аморфный) коллизионный каскад диаметром ~5 нм (рис.9). Кроме того высвобождается высокоэнергетическая, но легкая α -частица (ядро He), которая создает в кристаллической матрице, окружающей аморфный каскад отдачи несколько сотен отдельных смещений атомов вдоль трека 16-22 мкм длиной. То есть, на начальной стадии автооблучения изолированные аморфные области окружены слегка разориентированным кристаллическим материалом, на более поздней стадии несколько изолированных, разориентированных нанокристаллических островков находятся в аморфной матрице (Geisler et al., 2003 а, б). Моделирования молекулярной динамики при радиоактивном распаде в цирконе показали, что аморфные области состоят из обедненного веществом ядра приблизительно 2-3 нм в диаметре, окруженного зоной повышенной плотности (Trachenko et al., 2003). Как следствие, поврежденный радиацией циркон имеет уникальную микроструктуру, в которой аморфные области и, в особенности, области низкой плотности представляют собой участки, где возможен более интенсивный химический транспорт (Ewing et al., 2003; Geisler et al., 2007).

Т. Гейслер с сотрудниками показали, что обработка радиационно-нарушенных кристаллов циркона в различных водных растворах (чистая H₂O, HCl, CaCl₂, и AlCl₃) приводит к образованию в цирконе проникающих внутрь изогнутых областей, неправильной формы криволинейных зон, которые напоминают найденные в природном цирконе (Geisler et al., 2003a). Экспериментально измененные области характеризуются более высоким свечением в катодолюминесценции по сравнению с неизменными областями, что объясняется процессом восстановления поврежденной структуры. Сравнение между "сухим" и "гидротермальным" отжигом показало, что восстановление структуры значительно увеличивается в присутствии воды (Pidgeon et al., 1995; Geisler et al., 2003a). Перекристаллизацией и рост циркона за счет аморфной фазы внутри прореагировавших доменов происходит при экспериментальных температурах выше 200°C. Ниже 200°C происходит только незначительное восстановление (Geisler et al., 2003a).

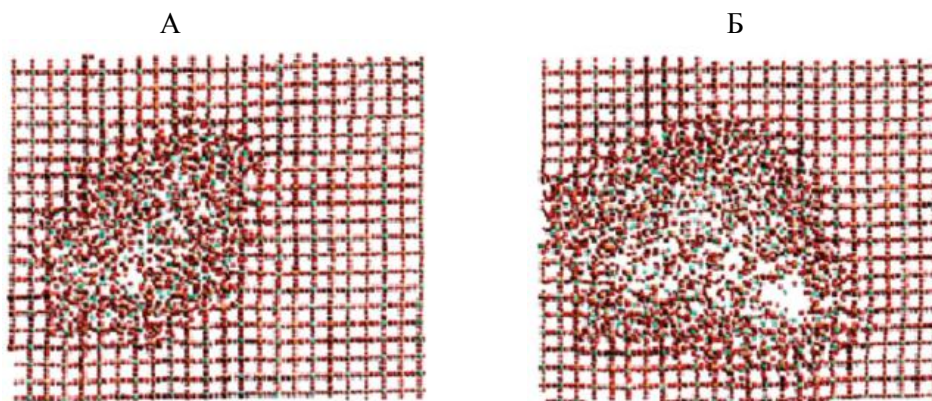


Рис.9. Моделирование молекулярной динамики радиоактивного распада:

А - одно событие распада, выражающееся в образовании каскада нарушений с обедненным центром и уплотненными краями; Б - второе событие распада, выражающееся в перекрывании коллизионных каскадов (из Geisler et al. 2007)

Предлагается, что диффузия водных фаз (возможно протонов) в радиационно-нарушенную структуру циркона "катализирует" структурные процессы восстановления. Поскольку кристаллические области занимают меньший объем (до 18%) создается напряжение, которое частично снимается образованием трещин, или образуются поры, которые восполняют дефицит объема (Geisler et al., 2004; Schmidt et al., 2006). Трещины и поры обеспечивает пути для быстрого химического обмена между фронтом реакции и флюидом. Микрондзовые исследования показывают, что в экспериментально-прореагировавших областях существенно увеличилось количество Ca, Al, Fe, а также водных фаз (Geisler et al., 2003a, 2004). Подобные химические особенности описаны в природных цирконах, где концентрации Ca, Al, Fe, и различных других элементов в измененных областях могут достигать нескольких весовых процентов (например, Krogh and Davis, 1975; Geisler et al., 2003c; Romano et al., 2004; Rayner et al., 2005). Эти "неформульные" элементы несовместимы со структурой циркона и вероятно, растворены в аморфных остатках внутри прореагировавших областей (Geisler et al., 2003a; Rayner et al., 2005). Кроме того, гидротермально измененный природный циркон относительно обогащен легкими REE (например, Hoskin, 2005). Концентрации "неформульных" растворимых катионов уменьшаются по направлению к фронту реакции, что является еще одним свидетельством механизма, контролируемого диффузией (Geisler et al., 2003b). При этом циркон отдает переменное количество Zr, Si, Hf, REE, U, Th, и радиогенного Pb во флюид (Pidgeon et al., 1995; Sinha et al., 1992; Geisler et al., 2003a; Schmidt et al., 2006). Возраст неизменных участков циркона остается прежним, а из измененных участков происходит вынос радиогенного свинца, приводя к дискордантным возрастам (Geisler et al., 2003a). Это сказывается на линейной растяжке точек вдоль линии дискордии, то есть ее нижнее пересечение с конкордией указывает на время эпизодической потери Pb, следовательно - на время флюидного воздействия на циркон.

3.2. Перекристаллизация циркона по механизму растворения – переосаждения

Образование вторичных структур в цирконе может происходить по механизму растворения-переосаждения. Томашек с соавторами описали вторичные области, срезающие первичные зоны роста в кристаллах высоко-У циркона, который имел ненарушенную кристаллическую структуру во время изменения (Tomashek et al., 2003). Они интерпретируют эти особенности как процесс растворения-переосаждения при реакции с метаморфическим флюидом в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма. Основу процесса составляет растворение одних участков циркона с последующим ростом других участков. В общем случае, когда высокотемпературный магматический циркон реагирует при более низких температурах с водным флюидом, процесс растворения-переосаждения произведет циркон, который содержит, в среднем, меньше малых и редких элементов, чем родительский циркон. Это означает, что состав водного флюида, получающийся при растворении богатого примесями циркона, находится в равновесии с новым цирконом, который имеет более низкое содержание примесей. Движущую силу процесса замещения как раз и обеспечивает различие растворимостей (Geisler et al., 2007 и ссылки там). Поскольку новые химически более чистые области имеют меньший объем, чем родительский циркон, дефицит объема восполняется порами. Подтверждением этого являются более низкие концентрации малых и редких элементов в богатых включениями и порами новых областях циркона по сравнению с неизменными областями того же кристалла (Geisler et al., 2007 и ссылки там). Механизм растворения-переосаждения предложен для многих других минеральных реакций замещения (Putnis, 2002; Гликин, 2004). В предельном случае, процесс растворения-переосаждения может привести к полной замене одного циркона другим с сохранением внешней формы или кристаллической морфологии родительского циркона, как в псевдоморфозах (Putnis, 2002; Putnis et al., 2005).

Считается, что перекристаллизация циркона по механизму растворения-переосаждения может происходить и в кристаллическом цирконе, но с достаточно высокими содержаниями урановых, ториевых и иттриевых фаз, первоначально присутствующих в виде твердых растворов, которые в процессе перекристаллизации могут образовывать минеральные включения уранинита, торианита, ксенотима и пр. (Geisler et al., 2007, Tomashek et al., 2003; Pan, 1997; Spandler et al., 2004; Xie et al., 2005; Soman et al., 2006 ; Martin et al., 2008).

Сформировавшиеся в процессе растворения-переосаждения, новые области циркона, могут иметь конкордантные U-Pb изотопные возрасты, если не случится второго флюидного воздействия. Кроме того, процесс растворения-переосаждения обычно приводит к уменьшению содержания U и Th в новом цирконе. Метамиктизация, в процессах растворения-переосаждения циркона, играет существенную роль, поскольку метамиктные участки более растворимы (например, Krogh and Devis, 1975; Левченков и др., 1998).

Двойной процесс растворения-переосаждения принципиально отличается от процессов, в которых растворение и рост разделены во времени, ибо последние приводят к образованию хорошо известных для циркона структур типа «ядро-оболочка».

Оба механизма перекристаллизации схематично показаны на рис.10 (из Geisler et al., 2007)

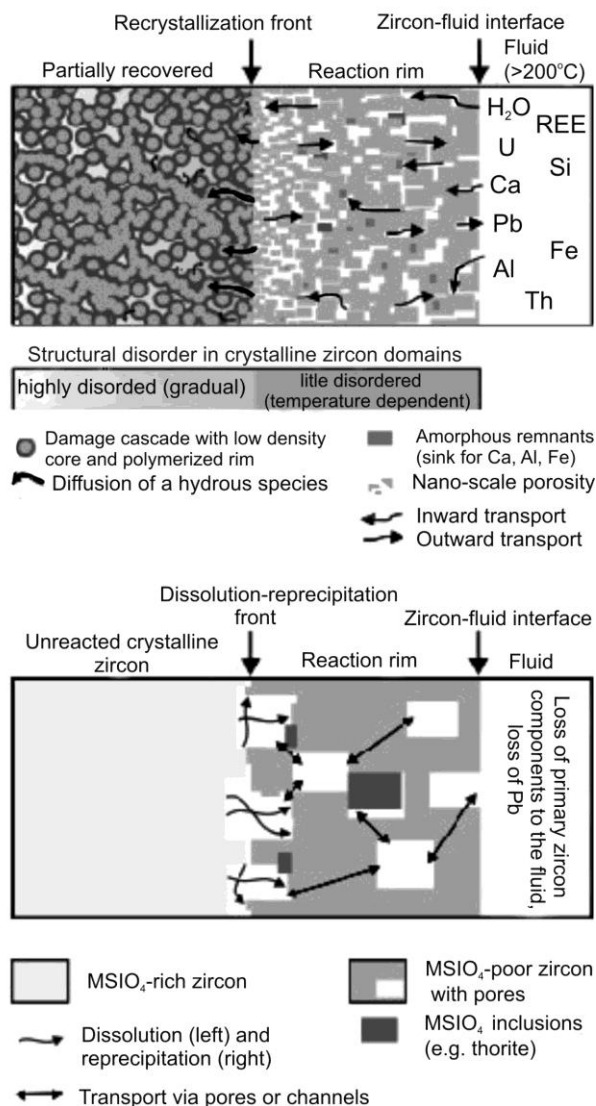


Рис. 10. Схема перекристаллизации циркона при взаимодействии с флюидом (Geisler et al., 2007):

А - механизм диффузионно-реакционного процесса; В - механизм растворения-перееосаждения

3.3. Перекристаллизация циркона в присутствии расплава

Хотя известно, что циркон может растворяться в расплавах в зависимости от состава расплава, содержания воды и температуры (Watson and Harrison, 1983; Watson, 1996) и что длительное пребывание циркона в расплаве несомненно приводит к нарушению U-Pb изотопной системы (Бибикова и др.,

1998), до сих пор не было однозначно доказано, что природные кристаллы циркона могут перекристаллизовываться с образованием вышеописанных структур при реакции с расплавом. Вероятно, это достаточно редкий случай. Похожие структуры в цирконе были получены экспериментально (Tomaschek, 2004). Композиционно зональные кристаллы циркона $(Zr,Y)(Si,P)O_4$ были образованы в результате охлаждения от 1250°C и испарения флюса. В исходном цирконе, богатом YPO_4 , образовались участки, обедненные YPO_4 и поры микронного размера, отмечающие криволинейный фронт реакции. Другим примером, перекристаллизации ранее сформированного циркона при взаимодействии с расплавом, являются его кристаллы, выросшие из силикатного расплава, образованного во время аварии на Чернобыльской АЭС. В этих кристаллах первичная осцилляторная ростовая зональность (обогащенные U зоны роста) частично срезана неправильной формы изогнутыми низко урановыми областями с порами (Geisler et al., 2005).

Таким образом, при реакции циркона с водными флюидами и расплавами образование новых структур замещения в цирконе может идти посредством двух предложенных механизмов (Geisler et al., 2007 и ссылки там).

С точки зрения Т. Гейслера (Geisler et al., 2007) при датировании необходимо распознавать эти механизмы, поскольку это важно для интерпретации U-Pb возрастов. Процесс диффузионного обмена вызывает только частичную потерю радиогенного Pb, приводя к некоторой дискордантности данных, то есть прореагировавшие области сохраняет изотопную память. Однозначным химическим признаком изменения радиационно-поврежденного циркона путем диффузионно-реакционного процесса является наблюдаемое обогащение, на уровне весовых %, "неформульными" элементами, такими как Ca, Al и Fe. Маловероятно, что обогащение "неформульными" элементами произойдет во время процесса растворения-пересадения, потому что во время этого процесса родительский циркон полностью растворяется прежде, чем новый кристаллический циркон пересаживается. Это также относится к унаследованному, радиогенному или обыкновенному Pb, так как Pb (как Ca, Al и Fe) не входит в существенном количестве в структуру нового циркона. В результате, новые области, сформировавшиеся в процессе растворения-пересадения, будут иметь конкордантные U-Pb изотопные данные. Скорее всего, в природе эти механизмы могут действовать одновременно.

Ф. Корфу в отдельный процесс выделяет изменения в цирконе под действием флюида без перекристаллизации (рис.11). При внедрении флюида по трещинам в цирконе (чаще высоко-урановом) образуются неширокие измененные участки вдоль трещин (Corfu et al., 2003). Процессы изменения приводят к гидратации циркона и выщелачиванию некоторых элементов, таких как Pb, с привнесением таких элементов как Fe и Ca. Измененные зоны более растворимы, чем кристаллический циркон (Corfu et al., 2003 и ссылки там). Хотя вероятнее всего это начальная стадия процесса перекристаллизации.

Анализ литературных данных показывает, что подобные структуры замещения часто встречаются в цирконе из гранитоидов (Pidgeon, 1992; Vavra et al., 1999; Moller et al., 2003; Rayner et al., 2005; Corfu et al., 2003 и ссылки там), что связано с повышенными содержаниями U, приводящими к метамиктности структуры. Зависимость степени метамиктности природного циркона от их

возраста и содержания U показывает, что существенное нарушение структуры у докембрийских цирконов обнаруживается при содержаниях урана 1000 ppm и выше (у цирконов моложе 1 млн. лет аморфная структура обнаруживается при содержаниях урана несколько тысяч ppm) (Ewing et al., 2003). Влияние радиационных нарушений на стабильность U-Pb системы в цирконе продемонстрирована Вильямсом, который показал, что дискордантность становится значительной, только когда достигается порог содержания U (Williams 1992). Радиационные нарушения, связанные с невысоким содержанием урана в цирконе могут уравниваться природным отжигом (например, Lumpkin and Ewing 1988; Meldrum et al., 1998; Nasdala et al., 2001). Фактическая степень нарушения структуры и подверженность флюидному воздействию будет зависеть от периода между кристаллизацией циркона и моментом флюидного воздействия на него, а также от термальной истории породы. К тому же не все поврежденные области в природном цирконе могут быть доступны для флюида.

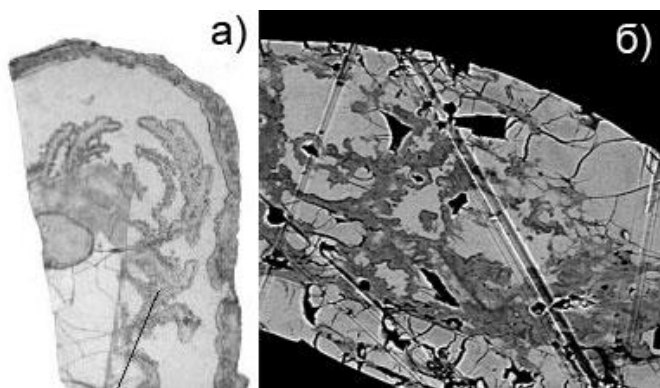


Рис.11. Изменения в цирконе вдоль трещин и зон роста:
 а) Corfu et al., 2003; б) циркон из микроклиновых гранитов пояса Тана
 (Кольский п-ов)

Структуры, связанные с процессом растворения-пересадения часто отмечаются в цирконе из пород океанической коры (офиолитовые комплексы – Rubatto et al., 1998; Tomaschek et al., 2003; океанические габбро - Kaczmarek M.-A. et al., 2008;). Вероятно, это связано как с определенным составом циркона (высокие содержания Th, Y, HREE) так и с гидротермальной деятельностью в условиях морского дна (например, Spandler et al., 2004). Подобные структуры перекристаллизации, вызванные процессом растворения-пересадения с образованием пор и микровключений, обогащенных U, Th и Y отмечены в цирконах современной океанической коры, где перекристаллизация циркона связывается с воздействием водно-солевых флюидов, содержащих хлор (Grimes et al., 2009).

Резюме

Обзор литературы показывает, что накоплен огромный объем данных по морфологии, внутреннему строению и составу циркона из разных пород.

Качественный скачек произошел за последние два десятилетия, по мере совершенствования методов изучения внутреннего строения циркона в комплексе с методами локального датирования. Изучение геохимии циркона практически развилось в отдельное направление. Тем не менее, многие вопросы до сих пор не решены однозначно.

Наиболее хорошо изучен циркон, образующийся в условиях гранулитового и эклогитового метаморфизма, что связано с особой важностью датирования этих процессов для реконструкции геодинамических обстановок. Тем не менее, до сих пор существуют разные точки зрения на механизм роста циркона при гранулитовом метаморфизме: из расплава, из флюида или путем перекристаллизации существовавшего циркона. Только в редких работах рассматриваются источники циркония для образования метаморфогеного циркона. Для эклогитового циркона нерешенных вопросов существенно меньше, хотя и здесь есть разночтения. Меньше всего исследован циркон, образующийся в условиях амфиболитового метаморфизма, то есть он обычно исследуется побочно в ходе датирования гранулитовых или эклогитовых комплексов. Что касается низкотемпературных преобразований циркона, то только в последние годы появились работы, посвященные изучению механизма этого процесса. И самое главное, практически нет работ, посвященных выявлению общих закономерностей образования и преобразования циркона в природе.

Глава 2

ОБРАЗОВАНИЕ ЦИРКОНА ПРИ МЕТАМОРФИЗМЕ ГРАНУЛИТОВОЙ ФАЦИИ

1. Лапландские гранулиты

Лапландский гранулитовый пояс (ЛГП) образует широкую дугу высокометаморфизованных пород, которые прослеживаются от каледонского фронта в Норвегии, через финскую Лапландию на 100 км вглубь Кольского полуострова, где пояс практически исчезает. Вдоль северного побережья Белого моря пояс опять появляется, образуя свою юго-восточную ветвь в районе Порьей губы Белого моря (рис.12). Пояс сложен высокометаморфизованными комплексами пара- и ортопород. Парапороды или кондалитовый комплекс (Meriläinen, 1976) включает в себя: гранат-полевошпат-кварцевые и гранат-кварц-полевошпатовые кислые гранулиты с ленточным кварцем; гранат-полевошпат-кварцевые и гранат-кварц-полевошпатовые гранитоиды, которые из-за почти полного сходства минерального и геохимического состава часто также называют кислыми гранулитами (Ранний докембрий..., 2005); гранат-биотитовые глиноземистые гнейсы с силлиманитом и кордиеритом (последний отсутствует в породах южной части пояса и широко представлен на севере), а также незначительно представленные метаизвестково-карбонатные породы. Кислые гранулиты и глиноземистые гнейсы с силлиманитом широко развиты на южном фланге ЛГП, где слагают полосу шириной в плане до 20 км (бассейн р.Юриййоки). Гранитоиды здесь встречаются редко, но они вместе с глиноземистыми гнейсами с силлиманитом и кордиеритом почти полностью слагают северный фланг пояса (бассейн р.Лотты). Ортопороды ЛГП объединены в комплекс, который традиционно называют чарнокитовым (Meriläinen, 1976). Гиперстеновые и двупироксеновые гранулиты, преимущественно, среднего состава и гиперстеновые гранитоиды, резко преобладающие в составе комплекса (Ранний докембрий..., 2005), по вещественному составу, в основном, соответствуют эндербитам. Небольшой объем комплекса составляют метаультрабазиты.

С юга Лапландский гранулитовый пояс окаймляется поясом Тана, который сложен метаморфизованным вулканоплутоническим комплексом, представленным пироксеновыми и амфиболовыми сланцами и гнейсами, гранатовыми амфиболитами, биотит-кварц-полевошпатовыми гнейсами и гранитогнейсами. Они интродуцированы разнообразными ультраосновными, основными и кислыми породами, среди которых преобладают габброанортозиты, габбро, кварцевые диориты, гранодиориты и плагиомикроклиновые граниты.

В целом ЛГП представляет собой клиновидную дугообразную пластину, которая вместе с подстилающим поясом Тана надвинута к югу на гранитогнейсы Беломорского подвижного пояса (Meriläinen, 1976; Gaal et al., 1989; Marker et al., 1990; Walther, Flüh, 1993; Kozlov et al., 1995; Сейсмогеологическая..., 1997).

Геологическим исследованиям ЛГП и пояса Тана посвящено много работ как в нашей стране (Беляев, 1971; Виноградов и др., 1980; Козлов и др., 1990; Глебовицкий, 1993; Минц и др., 1996; Прияткина, Шарков, 1979) так и за рубежом (Barbey et al., 1984; Escola, 1952; Gaal et al., 1989; Hörmann et al., 1980; Marker, 1985; Meriläinen,

1976; Raith et al., 1982). В настоящее время, наибольшее распространение получила плейт-тектоническая модель, согласно которой развитие Лапландских гранулитов и пояса Тана происходило в протерозое по полному циклу Уилсона (Raith et al., 1982, Barbey et al., 1984, Marker, 1985, Балаганский и др., 1998, 2006; Балаганский, 2002). Альтернативные модели формирования гранулитов Лапландии были предложены Л.Л. Перчуком с соавторами (Перчук и др., 1999) – модель гравитационного всплывания, основанная на эффекте гравитационного перераспределения масс горных пород в земной коре и Ф.П. Митрофановым – модель Кольского коллизии. Согласно модели Ф.П. Митрофанова Лапландско-Кольвицкий гранулитовый пояс представляет собой обдукционную пластину в Кольском раннепротерозойском коллизии сооружении. То есть, часть пластин ЛГП сложена обдукционными интразональными образованиями нижней коры, другая – магматическими породами (анортозитами, чарнокит-эндербитами), а третья, особенно среди кислых гранулитов, возможно, является супраконтинентальными образованиями позднего архея и (или) раннего протерозоя (Митрофанов и др., 1995; Митрофанов, 2001; Филатова, 2000; Филатова и др., 2002).

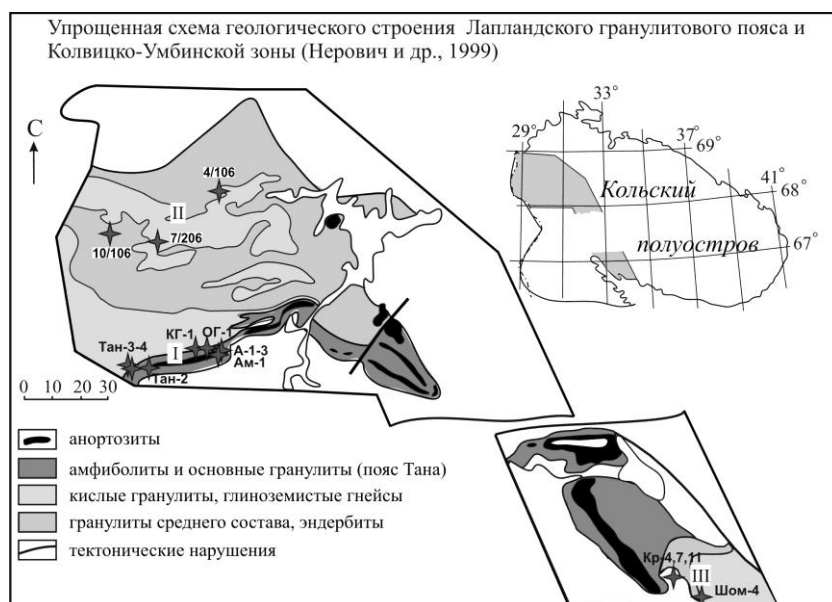


Рис.12. Схема геологического строения ЛГП, пояса Тана и Кольвицко-Умбинской зоны с точками отбора геохронологических проб. Районы исследования: I - междуречье Яурийоки-Падос; II – бассейн р.Лотты; III – Порья губа (Составлена Л.И.Нерович на основе Геологической карты Кольского региона масштаба 1:500000 (1996))

Полистадийность метаморфической эволюции Лапландского пояса впервые была установлена Мерилайненом (Merilainen, 1976) и подтверждена в дальнейшем исследованиями многих геологов. В настоящее время, по совокупности литературных данных, в истории ЛГП выделяется три этапа метаморфизма: (1) ранний гранулитовый умереннобарический, (2) наложенный гранулитовый высокобарический, нарастающий вниз по разрезу ЛГП и связанный с надвиганием гранулитов на пояс Тана, и (3) регрессивный, ранняя

стадия которого протекала в условиях гранулитовой, а заключительная – в условиях амфиболитовой фации (Прияткина, Шарков, 1979; Hörmann et al. 1980; Gaál et al, 1989; Barbey, Raith, 1990; Daly, Bogdanova, 1991; Глебовицкий, 1993; Фонарев, Крейлен, 1995; Belyaev, Kozlov, 1997; Другова, Скублов, 2000; Балаганский, 2002; Беляев, Петров, 2002, 2005).

Известные геохронологические данные, в основном, касаются второго этапа гранулитового метаморфизма, связанного с надвигом ЛГП на пояс Тана, возраст которого оценивался в 1.91-1.95 млрд. лет (Тугаринов, Бибилова, 1980; Bernard-Griffiths et al., 1984; Nuhma, 1996), по более точным данным - 1925 ± 1 млн. лет (Бибилова и др., 1993). Только несколько датировок могут иметь отношение к возрасту раннего гранулитового умереннобарического метаморфизма: 1950 ± 10 млн. лет (Sm-Nd - Daly, Bogdanova, 1991); 1970 ± 50 млн. лет (Rb-Sr – Kozlov et al., 1993) и 1972 ± 12 млн. лет - SHRIMP-II датирование центральных частей низкоуранового циркона с высокоурановыми обрастаниями возраста 1911 ± 12 млн. лет (Астафьев и др., 2006).

В результате надвига ЛГП породы пояса Тана частично метаморфизованы в условиях гранулитового метаморфизма, с проявлением инвертированной метаморфической зональности по мере удаления от контакта с перекрывающим их ЛГП (Прияткина, Шарков, 1979; Hörmann et al., 1980; Barbey et al., 1984; Krill, 1985; Berthelsen, Marker, 1986; Козлова и др., 1991; Перчук, Кротов, 1998). Для пород пояса Тана также характерны признаки полистадийного метаморфизма. Разные авторы выделяют от трех до четырех температурных стадий (Meriläinen, 1976; Barbey, Raith, 1990; Фонарев, Крейлен, 1995; Перчук и др., 1999 и др.).

Петролого-геохронологические исследования были проведены в междуречье Юрийюки-Падос (зона сочленения ЛГП с поясом Тана) и в центральной части Лапландского гранулитового пояса в бассейне р.Лотты (рис.12).

1.2. Междуречье Юрийюки-Падос

Междуречье Юрийюки-Падос является зоной сочленения трех комплексов: Лапландского гранулитового, Тана и корватундровского (рис.13). В качестве границ между ними приняты тектонические нарушения надвиговой природы. Объем и содержание комплекса лапландских гранулитов и комплекса Тана не совсем традиционны, по крайней мере, для западной литературы. Лапландские гранулиты, кроме кислых гранулитов (кондалитового комплекса) и гиперстеновых диоритов (чарнокитового комплекса), включают в себя и толщу «основных гранулитов».

Метаморфизм в пределах исследованного района возрастает с юга на север от ставролит-мусковитовой и кианит-биотитовой зон (амфиболитовая фация) в корватундровском комплексе до гранулитовой фации в северной части развития Тана комплекса и в лапландском гранулитовом комплексе (Карта минеральных фаций..., 1992; Перчук, Кротов, 1998). Подобное распределение зон метаморфизма рассматривается как проявление инвертированной метаморфической зональности, вызванной надвиганием гранулитового пояса.

Район исследований захватывает лишь наиболее южную часть Лапландского гранулитового пояса, сложенную преимущественно бластомилонитизированными полосчатыми силлиманит-гранат-биотитовыми, гранат-биотитовыми гнейсами и гранат-полевошпат-кварцевыми гранулитами (кондалитовый комплекс). Гранат-

биотитовые гнейсы, как правило, более мелкозернистого и однородного сложения, образуют маломощные (до 1 м) прослои, чаще линзы, среди более крупнозернистых силлиманитсодержащих гнейсов и рассматриваются (вслед за К. Мерилайненом (Merilainen, 1976) в качестве реликтов субстрата. Эти гнейсы наименее деформированы и сохраняют следы наиболее ранних деформаций и метаморфических парагенезисов (Беляев, Петров, 2002). В подчиненном развитии относительно кондалитов находятся изверженные породы, слагающие пластообразные или линзовидные тела основного и среднего состава, различной мощности и протяженности: эндербиты, гиперстеновые диориты, нориты, реже ультрабазиты). К ЛГП отнесена также толща так называемых «основных гранулитов», представленная тонким чередованием мезо- и лейкократовых двупироксеновых, гранат-пироксеновых, амфибол-пироксеновых, биотит-пироксеновых кристаллосланцев и лейкократовых гранат-кварц-полевошпатовых пород. Эта толща протягивается вдоль южной границы ЛГП, подстилая кислые гранулиты (кондалиты) и являясь структурно конформной с ними. Более того, переход от основных гранулитов к кислым в исследованном районе постепенный, через зону их взаимного чередования, что свидетельствует о принадлежности их к единому структурно-метаморфическому комплексу (Козлов и др., 1990; Belyaev, Kozlov, 1997). Такое понимание объема ЛГП противоречит распространенному в западной литературе, где граница между ЛГП и поясом Тана проводится по надвиговому контакту, разделяющему кондалиты и основные гранулиты (Gaal et al., 1989). Последние, таким образом, отнесены в состав пояса Тана.

Пояс Тана, в структурном плане, представляется как зона тектонического меланжа с набором пластин, линз и чешуй, сложенных породами разного возраста и разных геотектонических обстановок, например, ЛГП и Карельской провинции, и внедрившимися в них свекофенскими базитовыми интрузиями (Marker, 1985; Berthelsen, Marker, 1986; Балаганский и др., 1998; и др.). Деформированность пород комплекса и метаморфизм его отчетливо возрастает от амфиболитовой фации, характерной для южной части пояса, до гранулитовой, развитой в северной части пояса, непосредственно под гранулитовым комплексом. Здесь же отмечены и эклогитоподобные породы (Козлова, Реженева, 1998). Для метаморфизма пояса установлена проградная направленность (Перчук и др., 1999). Наличие реликтов амфибола и эпидота в клинопироксене из высокометаморфизованных амфиболитов предполагает условия более раннего этапа метаморфизма в 660°C и 6.5 кбар, а кульминационного - в 800-850°C и 11-12 кбар. На регрессивном этапе температуры снижались до 510°C и 4.5 кбар. Проведенное О.А.Беляевым петрологическое исследование гранат-биотитовых пород комплекса из района Яврозера показало, что условия кульминации тектонометаморфизма в этом районе достигали 860-960°C и 12-14 кбар.

В районе исследований породы Тана пояса представлены, в основном, гранатовыми амфиболитами, амфибол-биотитовыми гнейсами, биотитовыми гранитогнейсами, метаанортозитами Яврозерского массива и телами плагио-микроклиновых гранитов. Породы, в основной своей части, сильно деформированы.

Из пород ЛГП были изучены кислые гранулиты - силлиманит-гранат-биотитовые гнейсы с ленточным кварцем (пробы Тан-3 и КГ-1); основные гранулиты: амфибол-двупироксеновые кристаллосланцы из прослоя в кислых гранулитах (ОГ-1) и биотит-двупироксеновые кристаллосланцы (Тан-4) из толщи основных гранулитов, а также гранат-амфиболовые гнейсы Тана пояса (Тан-2) (рис.13).

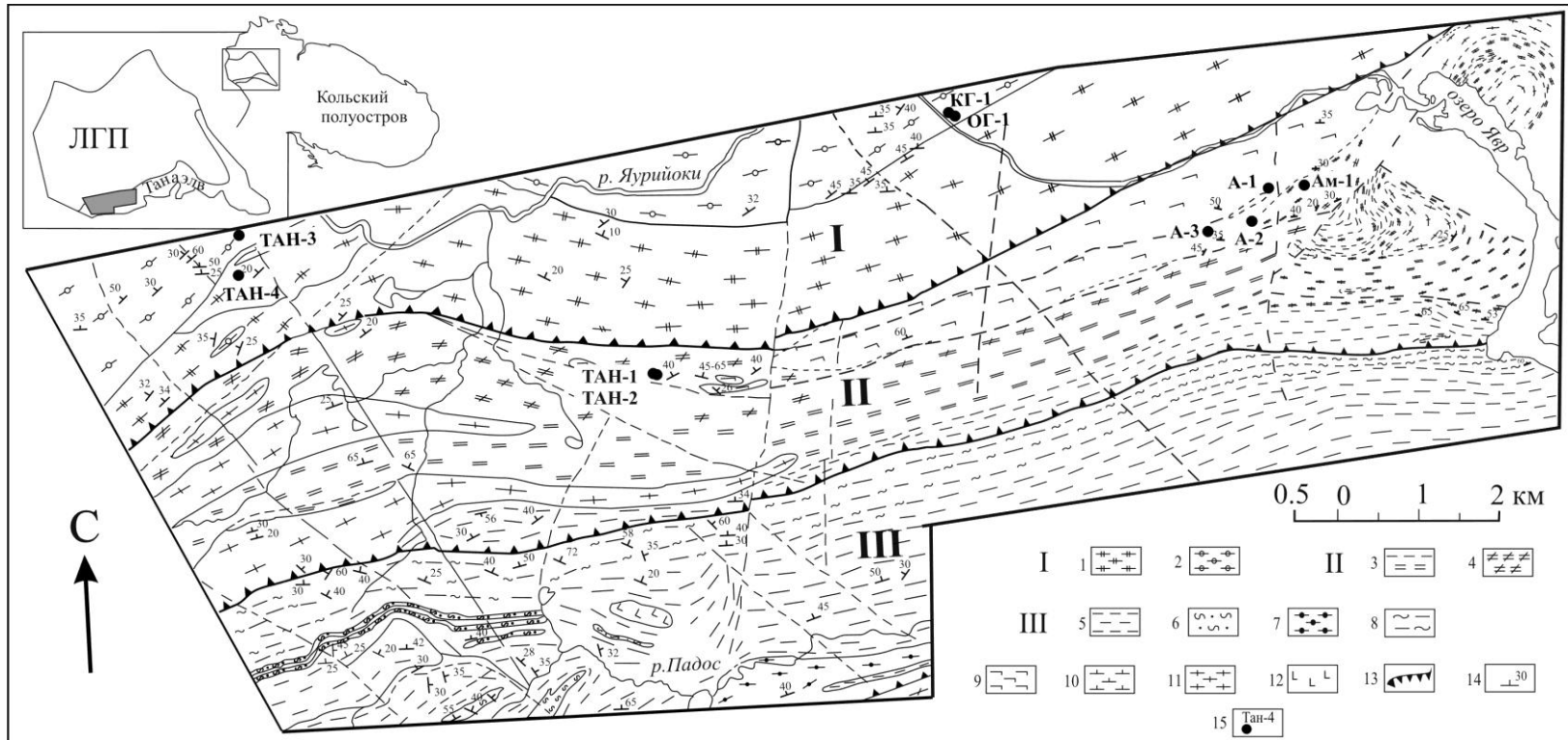


Рис.13. Структурно-геологическая карта междуречья Яурийоки-Падос и оз.Явр (составлена Л.Н. Латышевым (Основные черты..., 1968)).

Условные обозначения:

I – Лапландский комплекс: 1 – двупироксеновые (гиперстен-диопсидовые) кристаллосланцы; 2 – кислые гранулиты; II – Кандалякшская серия (пояс Тана по Балаганскому и др., 2006): 3 – биотитовые, амфибол-биотитовые гнейсы; 4 – гранатые и гранат-клинопироксеновые амфиболиты; III – Корватундровская серия: 5 – биотитовые гранат-биотитовые амфибол-биотитовые гнейсы; 6 – двуслюдяные сланцы; 7 – сланцеватые амфиболиты; 8 – мигматизированные биотитовые и биотит-мусковитовые гнейсы; 9 – анортозиты; 10 – гипербазиты; 11 – плагиомикроклиновые граниты; 12 – габбро; 13 – надвиги; 14 – элементы залегания; 15 – точки отбора проб

1.2.1. Морфология и внутреннее строение циркона

Во всех изученных пробах отмечено два типа метаморфического циркона. Первый представлен округлыми или изометричными до субидiomорфно-призматическими (в основных гранулитах) крупными кристаллами с алмазным блеском и высокой прозрачностью (рис.14, а). Они бесцветны или слабоокрашены в желтовато-розовые тона. Циркон этого типа характеризуется низкими содержаниями урана (< 150 ppm), высокими Th/U и Zr/Hf отношениями (0.6-0.7 и 42-49, соответственно), типичными для метаморфогенного циркона, сформированного при высоких P-T параметрах (Бибикова и др., 1993). Второй тип циркона представлен изометричными или короткопризматическими коричневыми и темно-коричневыми кристаллами (рис. 14, б) с высоким содержанием урана (до 1000 ppm) и низким Th/U отношением (<0.2). Циркон этой генерации может образовывать как самостоятельные кристаллы, так и оболочки на кристаллах циркона первого типа. Ассоциация этих двух разновидностей циркона часто встречается в породах, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации. Первый тип описан в литературе, как типичный

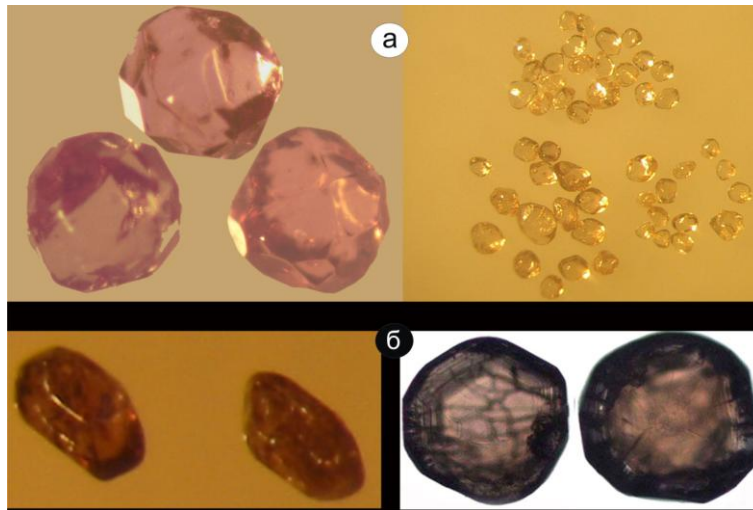


Рис.14. Типичный циркон в породах, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации:

а) бесцветный прозрачный; б) коричневый; размер зерен 100-300 мкм

гранулитовый циркон (Тугаринов, Бибикова 1980; Бибикова и др., 1993; Schaltegger et al., 1999; Vavra et al., 1999; Degeling et al., 2001; и др.). Характерные для него невысокие содержания урана и высокие Th/U и Zr/Hf отношения связываются с минимальным количеством элементов-примесей при кристаллизации в условиях высоких температур и давлений гранулитовой фации (Краснобаев, 1986; Бибикова, 1989). Циркон второго типа характерен для заключительного регрессивного этапа эволюции гранулитовых поясов разного возраста (Бибикова, 1989; Краснобаев, 1986; Нерович, 1999; Бибикова и др., 2004). Возраст циркона первого типа во всех изученных пробах - 1915 ± 3 млн. лет (Каулина, 2002; Каулина и др., 2005). Циркон второго типа описан для многих пород в пределах ЛПП, Тана пояса и Колвицко-Умбинской зоны, возраст его во всех изученных породах: 1910-1904 млн. лет

(Митрофанов и др., 1993; Нерович, 1999, Каулина и др., 2004, 2005; Фриш и др., 1996). В зарубежной литературе циркон этого типа изучен мало, чаще он не выделяется в отдельный морфологический тип, а описывается как высокоурановые каймы ($U \sim 1200 - 1400 \text{ ppm}$) или домены в цирконе первого типа (например, Harley and Kelly, 2007; Hermann et al., 2001; Tichomirova et al., 2005; Friedl et al., 2003). При этом образование этих кайм или доменов зачастую рассматривается как результат изменения первичного циркона при взаимодействии с расплавом или флюидом (Tichomirova et al., 2005; McLelland et al. 2001).

При изучении циркона первого типа (собственно гранулитового) в отраженных электронах (BSE) и в катодолюминесценции (CL) выявлена тонкая ростовая зональность и специфическая секториальная зональность, с зигзагообразными границами между секторами роста, впервые описанная Г.Ваврой (Vavra et al., 1996) как зональность «с елочным узором» (рис.15). Такой тип зональности объясняется резкими колебаниями скоростей роста граней кристалла при высоких температурах и пересыщениях, когда растущие грани переходят от состояния атомно-гладких к атомно-шероховатым, соответственно вызывая переход от послойного к более быстрому адсорбционному механизму роста и обратно (Sunagawa 1978; Чернов и др., 1980; Портнов, Чупрунов, 2006). Колебания температуры вызывают колебания в механизме роста граней, а соответственно в скоростях роста, что и выражается в зональности «елочкой». Если грани растущего кристалла остаются постоянно атомно-гладкими, что является нормальным случаем роста для многогранных кристаллов, атомно-шероховатые грани из-за более высоких скоростей роста исчезают из морфологии. Как только температура повышается, или пересыщение растёт, атомно-плоские грани становятся атомно-шероховатыми. Таким образом, число граней на кристалле увеличивается, и рост становится изометричным (Чернов и др., 1980). Следовательно, изометричная форма гранулитовых цирконов объясняется не стесненными условиями роста при высоких давлениях, а скорее высокими температурами. Обычно равновесная форма кристаллов образована плоскими гранями, причем наибольшие по размеру грани имеют наиболее простые индексы. Остальные грани представлены в виде плоскостей, притупляющих ребра и вершины между главными гранями. Общие закономерности зависимости формы кристаллов от температуры и пересыщения показывают, что при повышении температуры наблюдается тенденция к изменению формы кристалла к более сложной и изометричной. Но при дальнейшем повышении температуры форма кристалла опять переходит к более простой. В области этой температуры облик кристалла будет меняться в зависимости от пересыщения. С увеличением пересыщения облик кристалла от сравнительно простого (когда скорости роста разных граней сильно отличаются) перейдет к сложному и изометричному (когда скорости роста близки – область пересечения кинетических кривых роста граней), и далее снова к более простому облику с инверсией в развитии присутствующих в кристалле простых форм (Трейвус, 1988; Трейвус, Франке, 1995). То есть, образование изометричного гранулитового циркона связано с довольно узкой областью условий температура-пересыщение. Изменение температуры и/или пересыщения приводит к появлению идиоморфных удлиненных кристаллов, как, например, в пробе основных гранулитов (рис.15 – проба ОГ-1), хотя все кристаллы близки по химическому составу (табл.1) и имеют один возраст.

В цирконе второго типа (диафторическом) обычно четко проявлена эвгедральная ростовая зональность, которая хорошо видна даже в иммерсионном препарате, а не только в катодолюминесценции и отраженных электронах, но в изученных пробах циркон демонстрирует тусклое свечение в катодолюминесценции, связанное, скорее всего, с метамиктностью структуры, вызванной высоким содержанием урана (рис.16).

1.2.2. Распределение РЗЭ

Циркон первого типа в кислых гранулитах (проба Тан-3) имеет плоский спектр распределения тяжелых РЗЭ (рис.15), что обычно говорит о росте совместно с гранатом (Schaltegger et al. 1999; Rubatto 2002; Rubatto and Hermann 2003; Whitehouse and Platt 2003). Равновесие между этими двумя минералами подтверждается также близким к единице коэффициентом распределения ($D_{\text{REE}}(\text{Zrn}/\text{Grt}) = 0,9-1,3$) тяжелых РЗЭ между цирконом и гранатом, что свидетельствует об образовании циркона одновременно с парагенезисом $\text{Grt} + \text{Qtz} + \text{Pl} + \text{Kfs} + \text{Bt} + \text{Sill} + \text{Rt}$ в кислых гранулитах. Циркон в пробе гранат-амфиболовых гнейсов (проба Тан-2) содержит меньше редкоземельных элементов (общее содержание РЗЭ = 50-120 ppm), но имеет сходный характер распределения РЗЭ с коэффициентом $D_{\text{HREE}}(\text{Zrn}/\text{Grt}) = 0,9-1,6$ близком к единице, что также свидетельствует о росте в присутствии граната. Характер распределения РЗЭ в цирконе из основных гранулитов сходен с распределением РЗЭ в магматическом цирконе: крутой наклон линии распределения РЗЭ с повышением содержания тяжелых РЗЭ ($\text{Yb}/\text{Gd}(n) = 32-70$) и четко выраженной положительной Ce ($\text{Ce}/\text{Ce}^* = 31-60$) и отрицательной Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.2-0.7$) аномалией при общем высоком содержании РЗЭ (500-1500 ppm) (рис.15, табл.1), что согласуется с отсутствием граната в парагенезисе ($\text{Opx} + \text{Cpx} + \text{Am} + \text{Pl} + \text{Qtz}$) породы.

Распределение РЗЭ в разных участках диафторического циркона меняется от подобного магматическому (в участках с хорошо проявленной зональностью (точка 4 на рис.16) до менее фракционированного с обогащением легкими РЗЭ в более метамиктных доменах. В распределении РЗЭ обнаруживается так называемый тетрадный эффект, который связан с немонотонным характером изменения свойств в ряду лантаноидов при заполнения f-орбитали и разбиении лантаноидов по свойствам на четыре группы: La-Nd, Pm-Gd, Gd-Ho, Er-Lu. В пределах каждой тетрады профиль распределения РЗЭ имеет свой характер, накладываемый на общий линейный профиль фракционирования (Вау, 1996; Новожилов, Азаров, 2007 и др.). Обычно появление тетрадного эффекта в породах (и минералах в них) объясняют взаимодействием расплава с водным флюидом (Zhao et al., 2002). В нашем случае, появление тетрадного эффекта и его корреляция со степенью метамиктности, связаны, скорее всего, с последующим флюидным воздействием на метамиктный циркон, которое сопровождалось также выносом легких и тяжелых РЗЭ, поскольку циркон пробы Шом-4 содержит в несколько раз меньше РЗЭ, чем менее измененный циркон в пробе Тан-3 (табл.1).

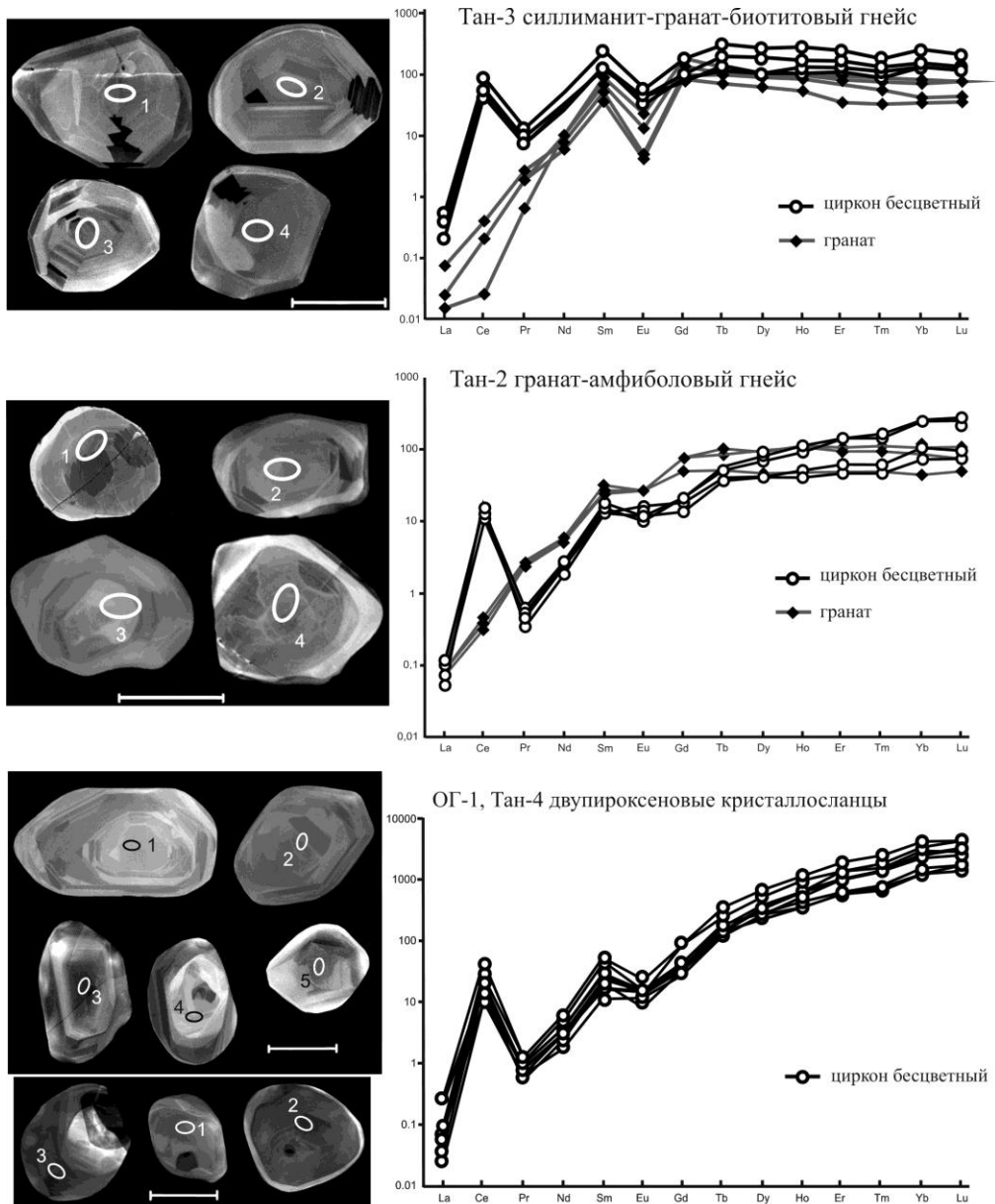


Рис.15. Внутреннее строение циркона первого типа (гранулитового) в катодолюминесценции с точками LA-ICPMS анализа и характер распределения РЗЭ, нормированных к хондриту (по McDonough and Sun, 1995) в цирконе и гранате изученных проб. Шкала 200 мкм

Таблица 1

Содержание редкоземельных элементов в цирконе и гранатах из пород гранулитовой фации района междуречья Юурийоки-Падос

Минерал	Проба	№ точки	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	ΣREE	Ybn Lan	Ybn Gdn	Eu Eu*	Ce Ce*	T°C
Гранат-амфиболовые гнейсы																						
Zrn	Тан-2	1	0,01	6	0,03	0,8	2	0,6	3	1	10	3	10	2	17	2	57	1953	8	0,8	53	815
		2	0,02	8	0,06	1	2	0,7	4	2	20	6	23	4	40	6	117	3253	12	0,7	36	831
		3	0,03	9	0,04	1	2	0,6	4	2	17	5	22	4	39	5	124	2006	11	0,6	52	843
		4	0,02	7	0,06	1	2	0,9	4	1	11	2	8	1	12	2	51	736	4	1	31	788
Grt	Тан-2	1	0,02	0,2	0,3	2	4	2	10	2	11	3	8	1	7	1	51	589	0,9	0,7	0,2	н/о
		2	0,02	0,3	0,3	3	5	2	15	3	23	6	19	3	18	2	98	1286	1	0,5	0,3	н/о
		3	0,02	0,2	0,2	3	4	2	16	4	22	6	16	2	13	2	90	896	1	0,5	0,3	н/о
Кислые гранулиты																						
Zrn	Тан-3	1	0,1	32	0,7	15	21	2	17	5	28	6	19	2	23	3	174	344	2	0,4	14	935
		2	0,1	26	0,6	13	19	2	16	4	29	7	21	3	22	3	167	666	2	0,3	12	971
		3	0,1	35	0,9	13	18	2	22	7	49	10	27	3	26	3	216	349	1	0,4	12	967
		4	0,1	50	1	25	36	4	36	12	68	16	40	5	43	5	340	498	1	0,3	13	946
Grt	Тан-3	1	н/а	н/а	0,2	5	15	1	39	5	27	6	16	2	14	2	133	-	0,4	0,1	-	н/о
		2	0,004	0,02	0,06	5	11	1	29	4	24	7	14	2	12	2	109	4481	0,5	0,1	0,1	н/о
	КГ-1	2	0,02	0,3	0,3	4	9	0,3	19	4	23	5	11	1	7	1	85	553	0,5	0,1	0,3	н/о
1		0,01	0,1	0,2	3	6	0,3	17	3	16	3	6	1	6	0,9	62	1371	0,4	0,1	0,2	н/о	
Zrn (кор)	Тан-3	1	0,3	6	0,2	2	4	1	11	7	88	26	143	26	249	42	605	1145	27	0,4	6	н/о
		2	5	49	6	54	30	9	43	16	131	30	137	27	269	37	841	73	8	0,7	2	н/о
		3	2	17	1	12	4	1	5	1	12	4	21	4	60	13	157	48	16	0,8	3	н/о
		4	0,04	15	0,1	1	2	0,3	2	1	14	6	30	6	75	14	166	2864	43	0,6	45	н/о
		5	7	58	4	23	6	1	22	6	63	20	78	14	186	36	523	36	11	0,3	3	н/о
	Шом-4	1	2	11	2	14	12	3	23	7	28	3	8	1	7	1	121	6	0,4	0,5	1	н/о
		2	1	10	2	10	15	4	18	4	17	2	6	1	4	0,7	94	5	0,3	0,6	2	н/о
		3	0,04	4	0,2	5	10	0,2	9	3	11	1	2	0,2	2	0,3	47	74	0,3	0,1	5	н/о

Все анализы выполнены методом LA-ICPMS (система лазерного пробоотбора DUV-193, оснащенная AgF эксимерным лазером COMPEX-102 (193 нм), и многоколлекторным масс-спектрометром с ионизацией в индуктивно связанной плазме Neptune) в ЦИИ ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург).

Окончание таблицы 1

Минерал	Проба	№ точки	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	ΣREE	Yb Lan	Yb Gdn	Eu Eu*	Ce Ce*	Т°С
Основные гранулиты (биотит-двупироксеновые и амфибол-двупироксеновые гнейсы и сланцы) ЛГП и пояса Танаэльв																						
Zrn	Тан-4	1	0,02	13	0,1	2	4	1	8	6	68	21	92	17	215	43	486	19873	34	0,4	42	861
		2	0,02	17	0,1	3	8	1	18	9	131	53	215	39	487	71	1051	29922	32	0,3	39	883
		3	0,06	10	0,1	2	4	1	9	7	77	25	99	20	255	42	549	5714	35	0,4	28	850
	ОГ-1	1	0,02	6	0,1	1	2	1	7	6	97	37	219	45	552	112	1085	44887	100	1	29	899
		2	0,1	27	0,1	3	7	1	19	13	170	65	319	62	688	105	1479	13890	43	0,2	61	888
		3	0,1	8	0,1	1	3	1	8	5	85	35	169	33	432	81	861	10424	70	1	25	884
		4	0,01	9	0,1	1	3	1	6	5	58	20	95	19	207	34	457	32407	40	0,3	49	878
5	0,01	7	0,1	1	2	1	6	4	69	29	160	35	378	65	757	88680	78	1	31	913		
Grt	Тан-4	3	0,02	0,2	0,2	2	3	2	12	2	13	3	11	1	9	2	60	587	1	1	0,3	н/о
		2	0,01	0,1	0,1	1	2	1	7	2	12	3	9	1	8	1	45	843	1	1	0,3	н/о
		1	0,03	0,2	0,2	2	4	1	18	5	38	10	30	4	30	5	147	1454	2	0,4	0,3	н/о

Номера точек соответствуют номерам на рисунке 15.

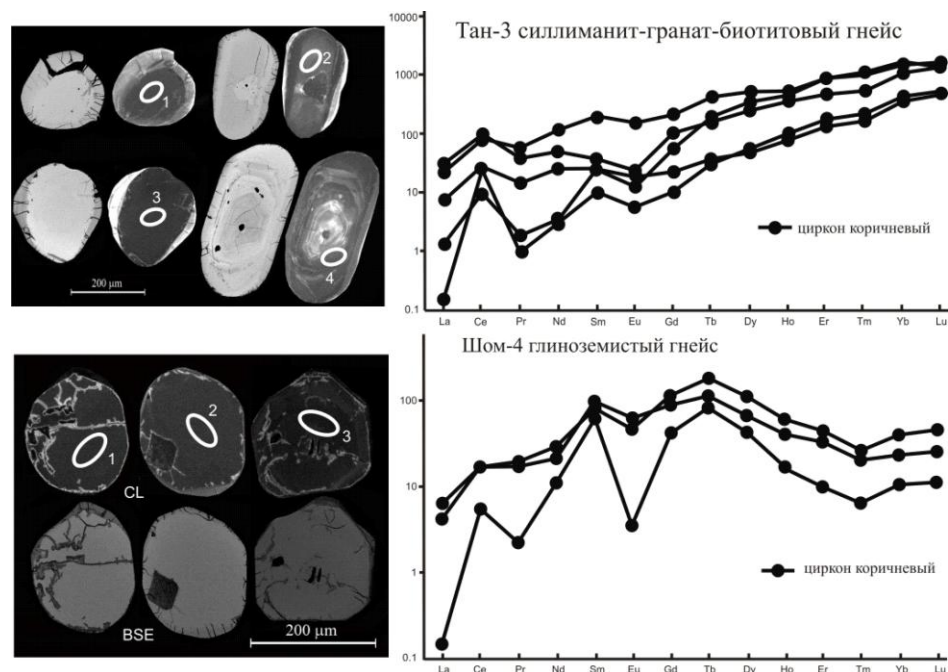


Рис.16. Распределение РЗЭ в диафорическом цирконе в глиноземистых гнейсах ЛГП и Умбинского блока (вид в катодолюминесценции и отраженных электронах)

1.2.3. Температура кристаллизации циркона

Недавние исследования (Watson et al., 2006; Harrison et al., 2007) показали, что перераспределение Ti между цирконом и рутилом при их совместном росте в кислых расплавах является функцией температуры, и содержание Ti в цирконе может являться индикатором температуры кристаллизации. Хотя четырехвалентный катион Ti при соответствующей активности кислорода, может изовалентно замещать цирконий без компенсации заряда, теоретические расчеты показали, что доминирующим замещением в цирконе является $Ti^{4+} = Si^{4+}$ (Harrison et al., 2005), что согласуется с растворимостью Ti в кварце (Wark and Watson, 2004; Остапенко и др., 2007), где Si^{4+} основной катион. На основе экспериментов Ватсон с соавторами разработали термометр «Ti-in-zircon», который теперь успешно используется (Watson et al., 2006).

По содержанию Ti определена температура кристаллизации гранулитового циркона (табл.1). Для циркона из кислых и основных гранулитов (проба Тан-3 и ОГ-1) получены температуры кристаллизации 880-950°C и 940-970°C, соответственно. Максимальные температуры метаморфизма, определенные для этого района (оз.Явр, рис.12, 13) В.И.Фонаревым с соавторами - 925-890°C (Фонарев и др., 1994; Фонарев, Крейлен, 1995). Хотя в породах основного состава ими были отмечены температуры 950-970°C. По данным О.А. Беляева пиковые параметры метаморфизма достигали 860-960°C и 12-14 кбар. Температуры кристаллизации циркона в основных гранулитах и гранат-амфиболовых гнейсах зоны сочленения ЛГП и пояса Тана в районе

Яурийоки-Падос несколько ниже: 850-880 и 790-840°C, соответственно, что согласуется с петрологическими данными по температурам гранулитового метаморфизма этого района (780-860°C - Daly, Bogdanova, 1991; Перчук и др., 1999; Беляев, Петров, 2002).

1.2.4. Условия роста циркона

Большая часть исследователей приходит к выводу, что в условиях гранулитовой фации новый циркон растет из анатектического расплава, образующегося при дегидратационном плавлении пород (Schaltegger et al., 1999; Rubatto et al., 2001; Vavra et al., 1996; 1999; Whitehouse and Platt, 2003; Kelly et al., 2002; Kelly and Harley, 2005). Во-первых, поскольку циркон в лейкосомах и рестите близок по морфологии и геохимическим характеристикам, во-вторых, именно наличие расплава обеспечивает «дальний перенос» элементов и приводит к равновесному распределению РЗЭ между цирконом и расплавом. В этом случае циркон характеризуется стандартно-высокими концентрациями РЗЭ, на том же уровне, что и в магматических породах (Schaltegger et al., 1999; Rubatto, 2002). Если циркон растет одновременно с гранатом, то обмен элементами между этими минералами значительно усиливается при наличии расплава. Более того, появление расплава является главным фактором, контролирующим перераспределение РЗЭ, Y, Th и U между акцессориями и главными фазами в условиях гранулитового метаморфизма (Bea and Montero, 1999). Это подтверждается сравнением с цирконом эклогитовой фации, для которого доказан рост из флюида и который обеднен всеми элементами. Объем расплава, образующегося в каждом конкретном случае, зависит от степени плавления породы. Иногда, о небольшом объеме расплава, в котором растет циркон, свидетельствует необычное положение детритовых ядер (или центров роста), расположенных не в центре, а ближе к краю нового зерна (Vavra et al., 1996), как, например, в основных гранулитах пробы Тан-4 (рис.15, с). Небольшой объем расплава может отражаться также в обеднении циркона всеми РЗЭ, как, например, в пробе гранат-амфиболовых гнейсов (проба Тан-2, рис.15, б), о чем свидетельствуют криволинейные формы кристаллов циркона в них, в отличие от хорошо ограненных кристаллов в кислых и основных гранулитах.

В породах ЛГП широко развиты синметаморфические процессы частичного плавления с образованием мигматитов, анатектит- и диатектит-гранитов, реститизации и метасоматоза (Barbey, Raith, 1990; Козлов, Козлова, 1998; Бибикова и др., 1993; Ранний докембрий..., 2005).

Поскольку начальный анатектический расплав был кислого состава, он имел низкую растворимость по отношению к циркону (см. Watson and Harrison 1983) и большой приток Zr вызвал высокое пересыщение. Высокое пересыщение в сочетании с высокой температурой привело к образованию изометричных кристаллов (Sunagawa 1978; Чернов и др., 1980 и др.). Зависимость формы кристаллов от температуры проявляется в основных гранулитах пробы ОГ-1, где понижение температуры кристаллизации от 950 до 870°C коррелирует с переходом от призматических форм к изометричным.

Обычная реакция плавления при гранулитовом метаморфизме коровых пород: $Bt + Pl + Qtz \Rightarrow Crd/Grt + Opx + Kfs$ + расплав. Модельные расчеты, основанные на экспериментальных данных по растворимости Zr (Roberts and Finger, 1997; Watson,

Harrison, 1984) показали, что рост циркона в условиях гранулитового метаморфизма из такого расплава происходит на стадии изотермальной декомпрессии при снижении давления до 6 кбар. Изучение включений в цирконе кислых гранулитов р-на Явр-Падос показали, что в гранулитовом цирконе встречаются полифазные включения $Kfs+Qtz$, а также $Kfs+Qtz+Pl$ и включения Bt (Лялина, 2001). То есть, образование циркона происходило одновременно с образованием парагенезиса $Grt + Bt + Pl + Sil + Qtz(\pm Kfs)$. По петрологическим данным Л.Л. Перчука, рост граната и силлиманита происходил на стадии изотермической декомпрессии в условиях гранулитовой фации с падением давления до 6.5 кбар (Беляев, Петров, 2002; Перчук и др., 1999). Вывод о начале декомпрессии в это время подтверждают и результаты Sm-Nd датирования. Изохрона, построенная по минералам из гранат-амфиболового гнейса этого района (Каулина и др., 2005) определяет возраст 1922 ± 9 млн. лет. Согласно данным Л.Л. Перчука (Перчук и др., 1999), центральные части клинопироксена в гранат-клинопироксен-амфиболовом гнейсе содержат до 10% жадеитового компонента, а оболочки около 2%. Это говорит о снижении давления при росте клинопироксена от 12-10 кб до 5-6 кб. Таким образом, рост гранулитового циркона в изученных породах происходил из анатектического расплава на стадии изотермической декомпрессии при температурах 880-950°C и снижении давления до 6.5 кбар.

Что касается циркона второго типа, то многочисленные наблюдения показывают, что его рост начинается при переходе к амфиболитовой фации метаморфизма. Характерное для этого циркона высокое содержание U связывают с активностью CO_2 при постгранулитовом диафорезе и наибольшей устойчивостью в природных условиях карбонатных соединений урана (Нерович, 1999). Известно также, что U более подвижен, чем Th в карбонатных флюидах (Тугаринов, Бибилова, 1980; Kerpler and Wyllie, 1990). Для этого циркона не определялась температура кристаллизации, но по петрологическим данным, за изотермической декомпрессией сразу следовало изобарическое остывание со снижением температуры от 725° до 657°C (Перчук и др., 1999).

1.2.5. Источник Zr

Как уже обсуждалось в первой главе, предполагается, что новообразованный циркон растет за счет плавления уже существовавшего в породе циркона, но наблюдения показывают, что в основных гранулитах, где не должно быть много предшествующего магматического циркона, количество новообразованного циркона в несколько раз больше, чем в кислых, и он не содержит ядер. По данным Мерилайнена (Meriläinen, 1976) – в пироксеновых гнейсах ЛГП акцессориев в три раза больше, чем в кондалитах. Считается также, что источником Zr может быть биотит, при разрушении которого высвобождался Zr, адсорбированный на гранях биотита (Vavra et al., 1996) или гранат, который содержит до 60 ppm Zr (Frazer et al., 1997, Degeling et al., 2001). Но, поскольку в кислых гранулитах циркон растет вместе с гранатом, последний не может служить источником для роста циркона. А в основных гранулитах ОГ-1 вообще не отмечено граната. Кроме того, измерения содержания Zr в гранате и биотите в данных породах показывают одинаково невысокие содержания Zr: 12-18 ppm в гранате и 11-24 ppm в биотите. Возможен и привнос Zr, поскольку, по неопубликованным данным В.О.Япаскурта, метаморфизм в этом районе носил аллохимический характер. С точки зрения Ф.Беа, обогащение расплава несовместимыми элементами, в том числе и Zr идет за счет акцессорных минералов и

зависит от участия в реакциях биотита, как основного вмещающего акцессории минерала. Там, где биотит является реагентом продуцирующих расплав реакций, заключенные в нем акцессории становятся легкодоступными для расплава и, могут, таким образом, насыщать его, даже при небольшой степени частичного плавления (Веа и др., 1994).

Изучение шлифов в отраженных электронах позволило сделать дополнительные выводы об условиях образования циркона.

В кислых гранулитах округлые зерна циркона отмечены в виде включений в кварце и гранате. Кроме циркона, обнаружена еще одна цирконовая фаза - шриланкит (*Slk* - Ti_2ZrO_6 , впервые был описан в гальках Шри-Ланки, Willgallis, 1983) (рис.17). В нём присутствует рутил, причем, судя по взаимоотношениям, крупные зерна рутила развивались по ильмениту. Мелкие иголки рутила, иногда в сростках с цирконом и монацитом отмечены в виде включений в гранате. Шриланкит встречается в виде иголок, заключенных в незамещенных остатках ильменита в рутиле, или в гранате (рис.17 а, б). Замещение ильменита рутилом говорит о повышении активности кислорода, то есть об окислительной обстановке. Об этом же свидетельствует появление гематита наряду с сохранившимся магнетитом (рис.18). Высвобождающееся при этом железо, вероятно, входит в структуру растущего граната.

Также обнаружена цепочка мелких (5-20 мкм) длинных кристалликов циркона вдоль края зерна рутила (рис.18). Судя по тому, что в некоторых местах цепочка кристалликов циркона отходит от края зерна рутила, а в некоторых местах наоборот проходит в пределах зерна, можно сказать, что изначально циркон образовался по контуру зерна ильменита, который впоследствии был замещен рутилом с некоторым смещением границ. Аналогичная картина была описана в гранулитах Берген Аркс (Bingen et al., 2001). Там наблюдаются прерывистые короны, состоящие из округлых или плоских, размером ~ 10 мкм, кристалликов циркона вдоль наружного края зерен ильменита. Также отмечены мелкие зерна бадделеита и шриланкита вокруг ильменита, заключенного в полевоом шпате или пироксене (где не было доступа кремнезема). Бадделеит интерпретируется как продукт распада магматического ильменита (при субсолидусном остывании магматической интрузии), в то время как шриланкит и цирконовые короны вокруг ильменита образовались как продукты реакции в гранулитовой фации метаморфизма (мелкий циркон получился из бадделеита при доступе кремния). Описанные структуры предполагают, что магматический ильменит был одним из основных источников Zr для формирования метаморфического циркона, поскольку решетка ильменита может вмещать значительные количества циркония. Бадделеит является широко-распространенным магматическим минералом в мафических породах. Часто встречается на границах ильменита или как включения в нем, где интерпретируется как имеющий субсолидусный характер - признак того, что содержание Zr в магматическом ильмените может быть высоким и бадделеит может выделяться из решетки ильменита во время субсолидусного остывания породы. С метаморфизмом гранулитовой фации бадделеит, в ответ на повысившуюся активность кремнезема во время метаморфизма (Bingen et al., 2001 и ссылки там), переходит в циркон, хотя может частично и сохраняться в ходе гранулитового метаморфизма. Образование шриланкита в гранулитах Берген Аркс предполагается по следующей реакции: $2ZrO_2$ (*Bdl*) + $4FeTiO_3$ (*в Ilm*) + $O_2 = 2Ti_2ZrO_6$ (*Slk*) + $2Fe_2O_3$ (*в Ilm*) (Bingen et al., 2001).

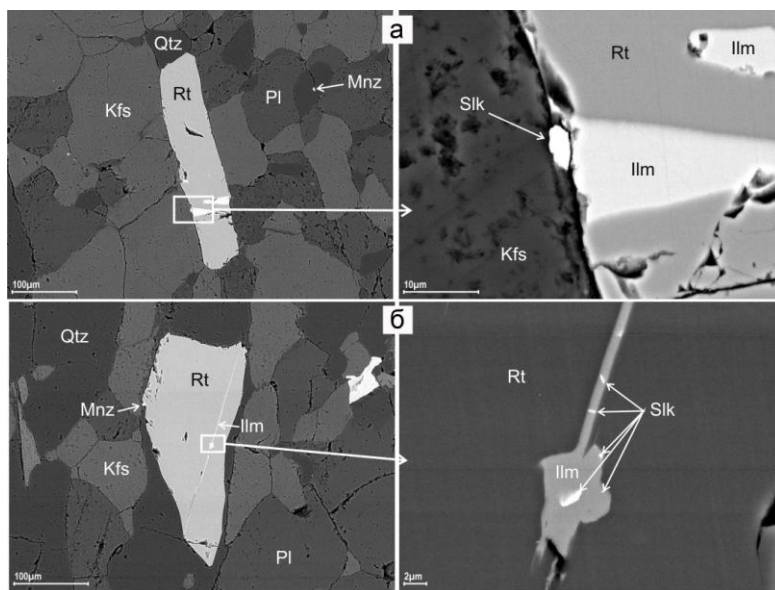


Рис.17. Замещение ильменита рутилом и сохранение шриланкита на границе зерен ильменита (а) и внутри незамещенных участков ильменита (б). Проба Тан-3, Sill-Grt-Bt гнейс. Вид в отраженных электронах

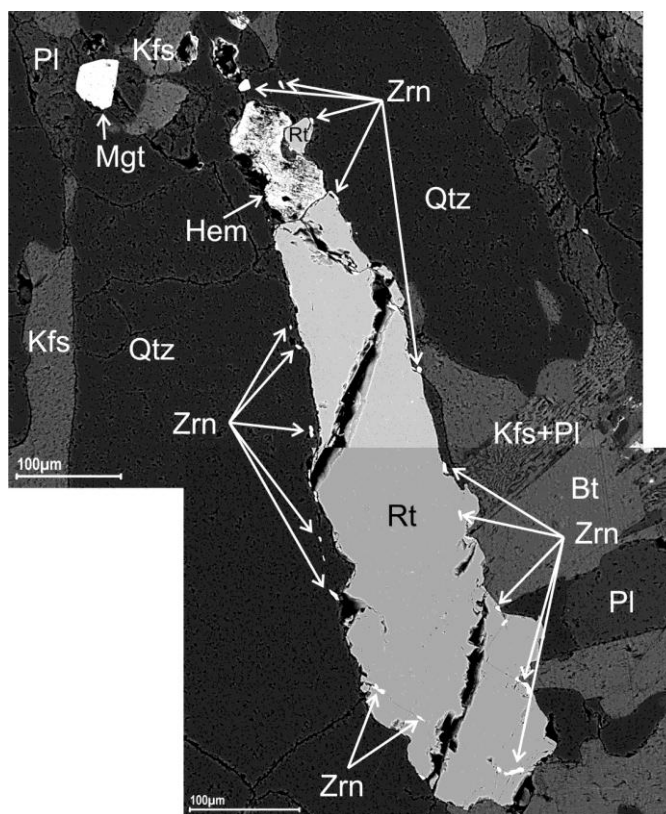


Рис.18. Кайма мелких кристаллов циркона, маркирующей бывшую границу зерна ильменита, замещенного теперь рутилом

То есть, в данном случае возможно, что образование мелкого циркона связано с начальными стадиями метаморфизма гранулитовой фации и преобразованиями в субсолидусных условиях. Размер зерен циркона (< 20 мкм) затрудняет их геохимическое и геохронологическое изучение. При дальнейшем развитии процессов метаморфизма, эти мелкие зерна могут служить затравками для роста новых зерен циркона, либо, как считает Г. Вавра – быть источником роста более крупных зерен по механизму Оствальдова созревания (Vavra et al., 1996, 1999).

В основных гранулитах бадделеит сохранился; также там отмечается ильменит вместе с магнетитом (рис.19). Всё это свидетельствует о том, что порода зафиксировала меньшую степень преобразования, чем кислые гранулиты, что связано, скорее всего, с большей трещиноватостью кислых гранулитов и, следовательно, большей степенью проницаемости породы для метаморфического флюида.

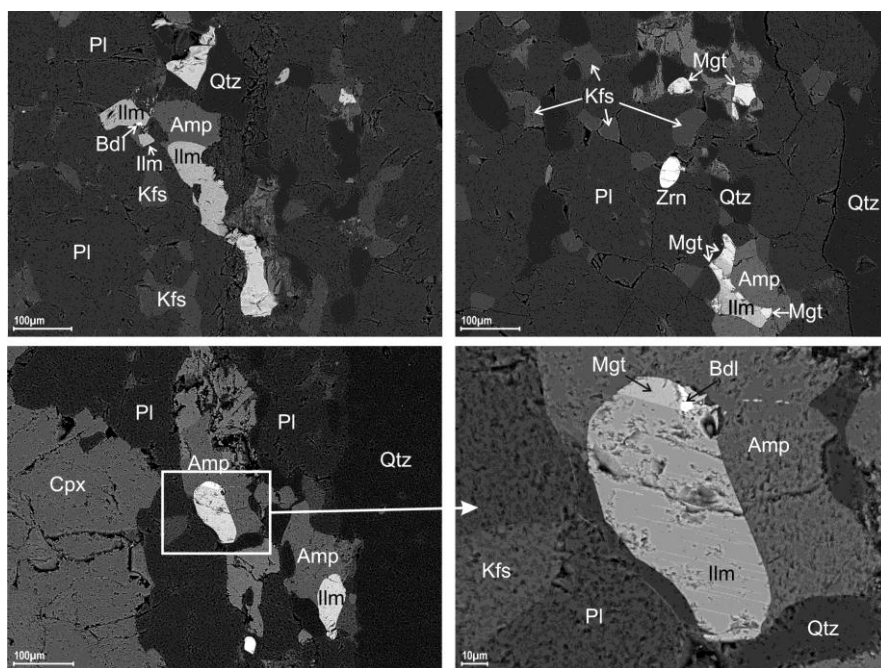


Рис.19. Кристаллы бадделеита (Bdl) на границе зерен ильменита и сростки ильменита с магнетитом. Вид в отраженных электронах

Для циркона из основных гранулитов, расчет температур по содержанию титана дает приблизительные оценки температур кристаллизации. Поскольку, как отмечено в работе (Watson et al., 2006), если вмещающая циркон порода насыщена ильменитом, а не рутилом, то содержание Ti в этом цирконе должно отражать уменьшенную активность TiO_2 в расплаве. То есть, рассчитанные температуры кристаллизации циркона могут быть занижены.

1.3. Район реки Лотты

Район р.Лотты характеризуется структурно-текстурным многообразием слагающих его пород, относимых к чарнокитовому и кондалитовому комплексам ЛГП. Здесь представлены тонкополосчатые гиперстеновые и

двупироксеновые кристаллосланцы, в разной степени мигматизированные гранат-биотитовые и гранатовые гнейсы, и развиты два типа гранитоидов: гиперстеновые (эндербиты) и гранатовые плагиогранитоиды (плагиограниты и лейкоплагиограниты). Это делает его удобным объектом для изучения эволюции магматических и метаморфических процессов в пределах ЛГП.

Гнейсы кондалитового комплекса в разной степени мигматизированы и только на редких участках сохраняются реликты ($Grt+Kfs+Pl+Qtz\pm Bt$) гнейсов с мелкозернистой гомеогранобластовой структурой. В слабо мигматизированных разностях еще сохраняется ранняя полосчатость и гнейсовидность, пересекаемая более пологой поздней. Мигматизация сопровождается сегрегацией вещества и формированием крупных порфиробластов граната и полевого шпата. В итоге на смену мелкозернистым гомеогранобластовым структурам исходных гранатовых гнейсов приходят крупнозернистые гранолепидобластовые и порфиробластовые структуры и образуется $Grt+Qtz+Pl+Sil+Crd\pm Bt\pm Kfs$ парагенезис позднего этапа метаморфической эволюции комплекса.

С преобразованиями этого этапа сопряжено формирование многочисленных жил и сравнительно крупных тел гранатовых плагиогранитоидов, отличительной особенностью которых является отсутствие резких границ с вмещающими мигматизированными толщами. С учетом сходства химического и минерального состава этих плагиогранитоидов и кислых гранулитов ряд авторов, изучавших Лапландский гранулитовый пояс, рассматривал их как единую группу пород, считая первые грубозернистыми разновидностями последних (напр., Marker, 1988; Mikkola, 1971). Согласно последующим исследованиям, плагиогранитоиды образовались в результате диатексиса из субстрата, отвечающего по составу кислым гранулитам (Козлов, Козлова, 1998; Вревский, 2000; Ранний докембрий... , 2005).

Минеральный и геохимический состав плагиогранитоидов близок к составу кислых гранулитов южного фланга ЛГП (за исключением кордиеритовых разностей). Гранат-биотитовые гнейсы отличаются от кислых гранулитов и плагиогранитоидов прежде всего более высоким содержанием биотита (до 25%), более высоким содержанием MgO , ΣFeO и более низким SiO_2 . Для района р.Юрийоки, где гранат-биотитовые гнейсы образуют тонкие прослои в кислых гранулитах, различия предлагается объяснить первичным чередованием в разрезе более кислого и более основного метаосадочного материала (Козлов и др., 1990), доля последнего явно возрастает по направлению к северному флангу пояса. Соответственно, процессы частичного плавления выражены мигматизацией и формированием жил анатектических гранитов на участках преобладающего развития более основных метаморфитов и достигают высоких ступеней с формированием тел диатектических плагиогранитоидов по более кислым метаморфитам.

Находки в гранатовых плагиогранитоидах ксенолитов гиперстеновых кристаллосланцев, гранат-ортопироксеновых и гранат-биотитовых гнейсов (Козлов, Козлова, 1998), метаморфизованных в гранулитовой фации, предполагают наличие двух этапов гранулитового метаморфизма в ЛГП с формированием на позднем этапе синтетектонических гранитоидов (Козлов, Козлова, 1998).

Что касается эндербитов, то в результате петролого-геохронологических исследований в районе р.Лотты установлено три этапа эндербитообразования: ранний – 1.99 млрд лет (Баянова, неопубликованные данные), главный – 1.940-1.925 млрд лет (Бибикина и др., 1993; Nuhma, 1996; Нерович, Баянова, 2007) и поздний – 1.89 млрд лет (Нерович, Баянова, 2007). Гранулитовый

высокобарический метаморфизм, связанный с надвиганием ЛГП на пояс Танаэльв происходил в интервале 1929-1914 млн лет. Начало метаморфизма связано с кристаллизацией синметаморфических эндербитов - 1929-1925 млн лет (Бибикова и др., 1993; Нерович, Баянова, 2007). Наряду с жильными эндербитами позднего этапа, завершающий магматизм ЛГП запечатлен в серии жил и мелких тел гранитных пегматитов, прорывающих метаморфические толщи в краевых частях ЛГП и обрамляющих его комплексах. Возраст Вт-гранитов южнее р.Лотта – 1884 ± 18 (Бибикова и др., 1993), возраст жильных эндербитов северной части пояса - 1891 ± 7 млн лет (Нерович, Баянова, 2007).

На данном участке были опробованы эндербиты и гранатовые плагиолейкограниты – диатектиты (пробы 4/106 и 7/206 и 10/106 см рис.12).

1.3.1. Геохимические особенности циркона

Эндербиты содержат циркон дипирамидально-призматического облика, отвечающий по содержанию U и Th/U отношению (табл.2) магматическому циркону из гранитоидов. Возраст циркона 1941 ± 5 млн. лет отвечает времени магматической кристаллизации эндербитов и согласуется с данными других исследователей (Нухта, 1996; Нерович, Баянова, 2007). Также в пробе присутствует коричневый короткопризматический циркон (рис.20) с высоким содержанием U и низкими Th/U и Zr/Hf отношениями (табл.2), аналогичный постгранулитовому, наблюдавшемуся в пробах междуречья Юурийоки-Падос. В цирконе этого типа обнаружены включения *Ap* и *Amf*. Возраст его 1912 ± 4 млн. лет.

Распределение REE в магматическом и метаморфическом цирконе сходное, но в магматическом цирконе в несколько раз выше содержание редкоземельных элементов и Y (табл.2, рис.20, а). На диаграмме U - Th/U магматический и постгранулитовый цирконы образуют собственные поля (рис.21). Температура кристаллизации магматического и метаморфического коричневого циркона по содержанию Ti - $735-785^\circ\text{C}$ и $685-711^\circ\text{C}$, соответственно.

Гранатовые плагиолейкограниты - диатектиты (пробы 7/206 и 10/106 на рис.12) представляет собой массивные среднезернистые породы с гипидиоморфнозернистой структурой, главными минералами которой являются: *Pl+Kfs+Qtz+Grt*. Подобные породы кондалитового комплекса до сих пор традиционно называют кислыми гранулитами, хотя, они являются продуктом диатексиса последних.

В пробе (10/106) циркон представлен только двумя уже известными типами: гранулитовый (изометричный бесцветный с алмазным блеском) и постгранулитовый (изометричный коричневый). В пробе 7/206 помимо двух первых типов появляется третий тип циркона - дипирамидальнопризматического облика, который составляет основную часть пробы (рис.20, в).

Гранулитовый циркон представлен разными размерными фракциями (от 75 до 500 мкм) прекрасно ограненных, идеально прозрачных кристаллов с алмазным блеском. В кристаллах отмечены полифазные включения *Kfs+Qtz*. Высокие Th/U (0,18-0,64) и Zr/Hf (46-52) отношения согласуются с образованием циркона в условиях высоких температур. Хотя, содержание U (до 400 ppm в пробе 7/206) выше обычно низких содержаний урана в гранулитовом цирконе. Температура кристаллизации циркона по содержанию Ti - $830-850^\circ\text{C}$ также отвечает условиям гранулитовой фации. Обеднение циркона тяжелыми REE ($\text{Yb/Gd}(n) = 1-6$) говорит о росте в присутствии граната (рис.20, б, г). Общее содержание REE (225-469 ppm) и Y (260-593 ppm) ниже,

чем в магматическом цирконе эндербитов (табл. 2). Возраст гранулитового циркона в пробе 7/106, определенный классическим методом, 1917 ± 2 млн. лет. Средний $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст этого же циркона, определенный методом LA-ICPMS - 1907 ± 2 млн лет, что на 10 млн. лет меньше. Классический метод в данной пробе может давать завышенные значения возраста из-за возможного наличия ядер, но возраст гранулитового метаморфизма 1915-1917 получен неоднократно по в разных лабораториях, и, в частности, по не содержащему ядер циркону из основных гранулитов (Бибикова и др., 1993; Каулина и др., 2004, 2005). В данном случае мы склонны больше ориентироваться на данные классического метода, поскольку в связи с большой ошибкой измерения отношения $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, ошибка определения U-Pb возраста методом LA-ICPMS может быть значительной, поэтому обычно используют средний $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст, который может быть ниже истинного U-Pb возраста. В пробе 10/106 средний $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст гранулитового циркона, определенный методом LA-ICP-MS - 1901 ± 8 млн лет. Даже если в этой пробе, как и в 7/206 возраст несколько занижен, тем не менее, поскольку данные получены одним методом, можно говорить о длительном проявлении процессов диатексиса в пределах ЛГП.

Темно-коричневый изометричный циркон обогащен ураном (630-1300 ppm) и имеет низкие Zr/Hf (38-40) и особенно Th/U (0,02-0,25) отношения (табл.2, рис.21), как и весь постгранулитовый циркон. Спектр распределение РЗЭ в постгранулитовом цирконе может отличаться от пробы к пробе (рис.20 а, в). По повышенному содержанию U, Y и редких земель и низкому Th/U отношению постгранулитовый циркон, скорее, схож с цирконами гранитов (Бибикова, 1989) и резко отличаются от гранулитовых (рис.21). Средний $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст коричневого циркона (LA-ICPMS) – 1911 ± 2 млн лет.

Дипирамидально-призматический тип циркона представлен розоватыми прозрачными кристаллами с характерной вершинной частью, образованной острой дипирамидой {311}. Отмечается тонкая зональность, газово-жидкие и минеральные включения *Kfs*, *Sill* и *Qtz*. Циркон содержит умеренные количества U (250-350 ppm) и имеет достаточно высокие Th/U отношения (0,37-0,42). На диаграмме U-Th/U (рис. 21) он попадает в поле магматического циркона из эндербитов, при этом он лежит рядом с полем гранулитового циркона. Все это согласуется с кристаллизацией циркона из расплава при диатексисе в условиях гранулитового метаморфизма. Для пяти фракций диатектического дипирамидально-призматического циркона получен U-Pb возраст 1915 ± 2 млн лет.

По распределению редкоземельных элементов дипирамидально-призматический диатектический циркон при общем рисунке REE, свойственном магматическому циркону, имеет повышенное содержанием легких РЗЭ (рис.20, в), что характерно для циркона лейкосом (Глебовицкий и др., 2008). Такое обогащение в лейкосомах связывается с обогащением остаточного расплава LREE. Очень похожее распределение редкоземельных элементов приведено для циркона, образующегося на заключительных стадиях магматической кристаллизации при повышении активности воды (Hoskin & Schaltegger, 2003). По содержанию редкоземельных элементов и Y этот циркон занимает промежуточную позицию между магматическим (в эндербитах) и гранулитовым (табл.2).

Практически все кристаллы циркона первого и второго типов, размером более 200 мкм содержат ядра. Ядра отличаются по свечению в катодоллюминесценции, содержанию РЗЭ и возрасту (табл.2).

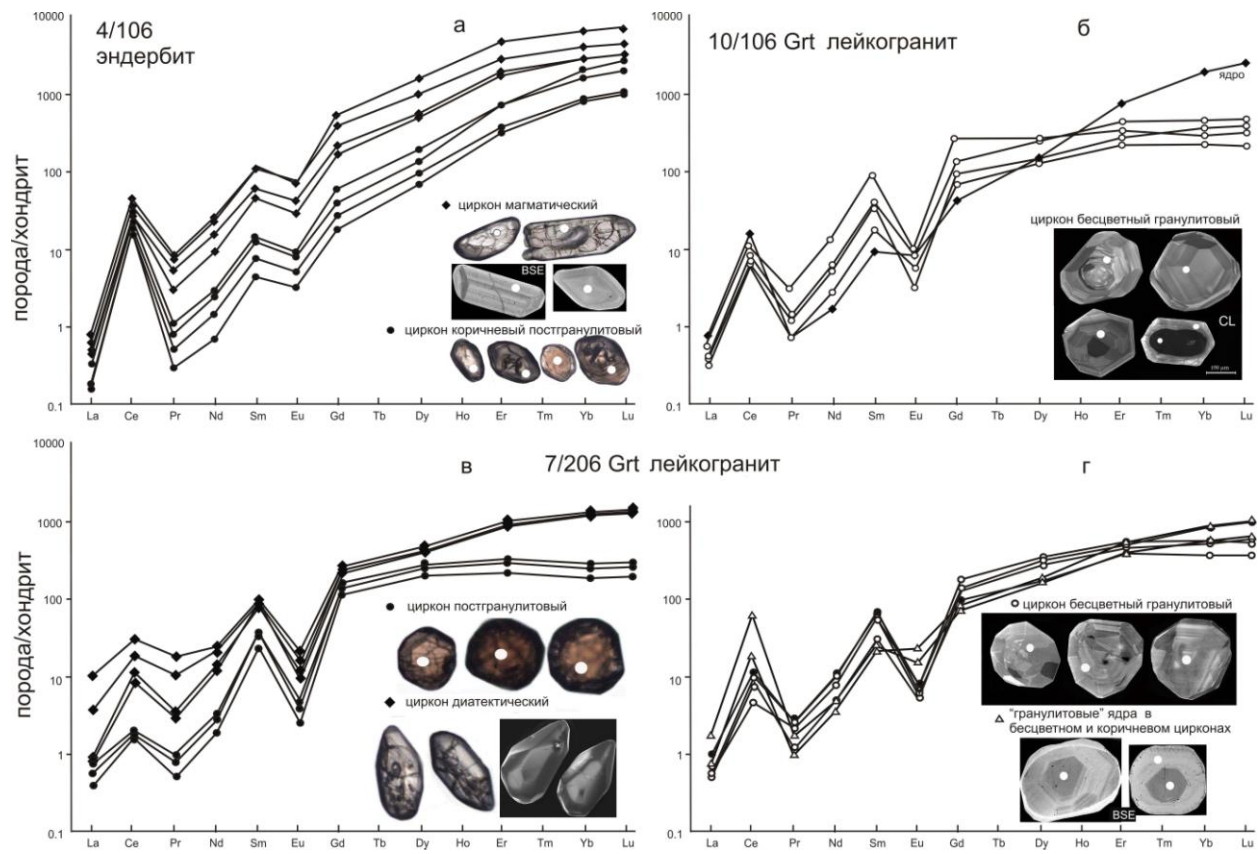


Рис.20. Распределение РЗЭ в цирконе из эндербита и плагиолейкогранитов (диатектитов) района р. Лотты. Изображение циркона в проходящем свете и отраженных электронах (а); в катодолуминесценции (б, г); в проходящем свете и во вторичных электронах (в)

Таблица 2

Обобщенные данные по химическому составу разных типов циркона из Лапландских гранулитов района реки Лотты

Тип циркона	Примечания	№ пробы	Σ REE, ppm	Yb/La(n)	Yb/Gd(n)	Eu/Eu*	Ce/Ce*	Y, ppm	U, ppm	Th/U	Zr/Hf	Т°С	Возраст, млн лет
гранулитовый	бесцветный изометричный	7/206	230-425	230-890	1-5	0,02-0,07	3-9	260-563	214-409	0,25-0,35	46	801-856	1907-1917
	«гранулитовые» ядра		377-461	3212-1083	8-11	0,3-0,5	20-34	413-536	73-105	0,40-0,74	50-52	709-742	1963-1971
	бесцветный изометричный	10/106	225-469	580-1045	1-3	0,05-0,14	6-13	337-593	109-205	0,18-0,64	46-52	830-855	1901±8
	бесцветная оболочка		284	885	4	0,05	8	344	201	0,29	47	789	
постгранулитовый	коричневый	4/106	320-729	1590-11760	26-51	0,2-0,3	17-66	300-707	630-1200	0,08-0,25	39-40	690-713	1912±4
	темно-коричневый	7/206	250-375	360-450	2	0,04-0,1	2-4	359-540	1210-1290	0,02	38	732	1911±2
	коричневая оболочка		341	990	6	0,1	5	495	603	0,21	40	715	
магматический	длиннопризматический	4/106	1450-3750	4457-9829	10-16	0,2-0,3	9-14	1615-4586	300-774	0,33-0,61	66-67	735-785	1941±5
диатектический	дипирамидально-призматический	7/206	833-938	120-1340	5-6	0,1	2-5	1060-1206	246-349	0,37-0,42	47-49	801-826	1915±2
детритовый или ксеногенный	ядро коричневое	7/206	971	340	22	1,50	2	1001	284	0,14	39	784	2597±23
	ядро коричневое	10/106	758	2364	44	0,32	21	700	3539	0,03	35	835	2338±10

Содержания редкоземельных элементов, урана и тория определены методом вторично-ионной масс-спектрометрии (ионного зонда) на приборе Cameca IMS-4F (Ярославский филиал ФТИАН). Методика измерений приведена в (Федотова и др., 2008).

Содержания Zr и Hf измерены на микроанализаторе Cameca MS-46 (ГИ КНЦ РАН, Апатиты) при ускоряющем напряжении 22 кВ и токе 40 нА.

Аналитические линии и эталоны: Zr La и Si Ka – синтетический циркон; Hf L β_1 – чистый металл

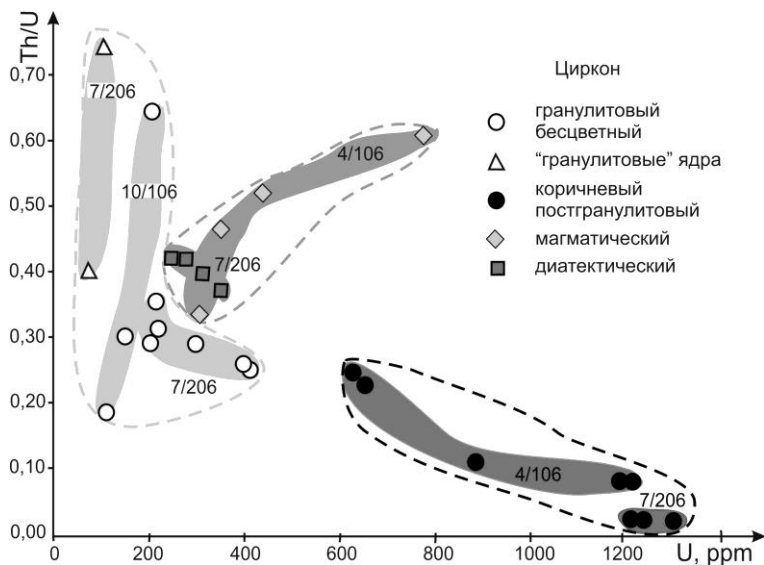


Рис.21. Диаграмма распределения циркона из эндербита и лейкогранитов в зависимости от содержания U и Th/U отношения

Особый интерес представляют ядра, которые по геохимическим характеристикам отвечает «классическому» гранулитовому циркону: низкое содержание U (73-105 ppm), высокое Th/U (0.5-0,8) и Zr/Hf (50) отношения (табл.2, рис.20, г). «Гранулитовые» ядра отличаются от собственно гранулитового циркона большей Ce, меньшей Eu аномалиями и отсутствием деплетирования тяжелыми редкими землями, но близки по общему содержанию редких земель и Y. Датирование «гранулитовых» ядер (выделенных методом аэробразии из крупной фракции >300 мкм гранулитового циркона) классическим U-Pb методом определило возраст 1963±13 млн. лет. Такой же возраст 1969±13 млн. лет получен методом LA-ICPMS. Этот возраст согласуется с литературными данными о возможном времени проявления первого гранулитового метаморфизма (Daly, Bogdanova, 1991; Kozlov et al., 1993; Астафьев и др., 2006) и подтверждается возрастом интрузий габброидов (1960±15 млн лет – Баянова, неопубликованные данные), секущих сланцеватость пород, подвергшихся раннему гранулитовому метаморфизму.

Температура образования этой ранней генерации гранулитового циркона - 709-742°C, что отвечает, скорее, высокотемпературной амфиболитовой фации или начальным температурам гранулитовой. По данным О.А.Беляева (Беляев, Петров, 2002; Belyaev, Kozlov, 1997) первый метаморфизм умеренных давлений проходил в условиях высокотемпературной амфиболитовой до начала гранулитовой фации в диапазоне температур 630-730°C, при P = 4.0-5.7 кбар, с увеличением температуры с севера на юг. То есть, температуры кристаллизации этого циркона согласуется с петрологическими данными.

Температура кристаллизации новообразованного гранулитового изометричного циркона в обеих пробах лейкогранита в пределах 801-856°C, в то время как температура кристаллизации дипирамидального циркона – 801-826°C. Перекрытие температурного интервала, так же, как и возрастного, свидетельствует об образования этих типов циркона в течение одного процесса. Дипирамидально-

призматический циркон содержит такие же включения (*Kfs*, *Sill* и *Qtz*), что и изометричный, то есть образовался одновременно с образованием силлиманита и присутствием в парагенезисе калиевого полевого шпата. Цирконы близки по геохимическим характеристикам (табл.2, рис.20). То есть, изометричный и дипирамидальнопризматический циркон в диатектических лейкогранитах кристаллизуются из расплава, образовавшегося в результате диатектиса. Отличия магматических и диатектических цирконов можно в какой-то степени найти на диаграмме U-Th/U (рис.21), где поле типично магматических цирконов из эндербита (пробы 4/106) охватывает гораздо больший интервал содержаний урана, чем поле диатектических цирконов, что, вероятно, связано с большими объемами расплава и более длительным процессом кристаллизации.

Поскольку, температура кристаллизации гранулитового и призматического циркона примерно одинаковая, вероятно, на изменение морфологии влияет пересыщение. Как уже отмечалось (Sunagawa, 1987, Трейбус, 1988) при постоянной температуре изменение огранки кристалла зависит от пересыщения и этот фактор, возможно, объясняет большую стабильность плоских граней циркона в лейкосомах по сравнению с цирконом в рестите. По мере того, как все больше и больше анатектического расплава было произведено, факторами, снижающими его пересыщение по отношению к цирконовым компонентам были сокращение притока циркония и повышение основности расплава с более высокой растворимостью по отношению к Zr (Vavra et al., 1996). Изменение морфологии кристаллов циркона даже можно проследить во времени. Например, в гранулитах южных Альп изометричные секториально-зональные кристаллы циркона сменяются призматическими, что подтверждается уменьшением их возраста от 288 до 275 млн лет (Vavra et al., 1996).

Более низкая температура кристаллизации коричневого циркона 690-732°C и присутствие в нем включений амфибола подтверждают его образование на постгранулитовой стадии при снижении параметров метаморфизма. Было замечено, что распределение редких земель в цирконе этого типа зависит от степени кристалличности его структуры и может не отражать условия его кристаллизации, а иметь вторичный, характер, связанный с метамиктными изменениями и флюидным воздействием (см. рис.16).

Как уже упоминалось выше, образование этого циркона связывается с активностью CO₂ при постгранулитовых преобразованиях (Нерович, 1999) и преимущественном переносе урана (в виде UO₂²⁺) углекислым флюидом (Тугаринов, Бибилова, 1980). Также образование циркона этого типа объясняется ростом в процессе мигматизации в условиях амфиболитовой фации, когда водно-солевой флюид способствует миграции урана (Бибилова и др., 2004). Результаты экспериментов (Cullers et al. 1973; Meen et al. 1989; Webster et al. 1989) показывают весьма ограниченную растворимость РЗЭ в богатых CO₂ флюидах в условиях высокой температуры, что не согласуется с обычно высоким содержанием РЗЭ в постгранулитовом цирконе. Разбавление водного флюида углекислотой может привести к значительному уменьшению растворимости минералов и, следовательно, уменьшению концентрации элементов в растворе (Walter and Wood, 1984). То есть, богатые CO₂ флюиды не могут переносить элементы-примеси, количество которых отвечало бы составу коричневого циркона.

Скорее всего, образование этого циркона связано с синметаморфическим гранитообразованием в высокотемпературных комплексах, где значительная

часть ретроградных флюидов по ряду геохимических признаков является постмагматическими флюидами, отделившимися от зоны гранитизации и циркулирующими в окружающих породах (Кориковский, 1989). Что подтверждается сходным распределением РЗЭ и близким химическим составом диафторического циркона с цирконом из гранитов.

Таким образом, суммируя наши данные по междуречью Юрийоки-Падос, району реки Лотты и известные литературные данные, можно сказать, что 1918-1915 млн лет назад в условиях гранулитового метаморфизма в породах ЛПП, пояса Тана и Колвицко-Умбинской зоны происходила массовая кристаллизация циркона с невысоким содержанием U (129-409) и повышенными Th/U (0.25-0.64) и Zr/Hf (46-52) отношениями (Бибикова и др., 1993; Kislitsyn et al., 1999; Каулина и др. 2004; 2005; Нерович, Баянова, 2007).

Следующий этап кристаллизации циркона в этих структурах имел место 1910-1902 млн лет назад на стадии регрессивных постгранулитовых преобразований, когда были образованы коричневые короткопризматические кристаллы циркона с высоким содержанием U (600-1300 ppm) и низким Th/U отношением (Митрофанов и др., 1993; Нерович, 1999; Каулина, 1999, 2009; Фриш и др., 1996; Glebovitsky et al., 2001).

Результаты изотопно-геохимического изучения циркона из архейских гранулитов (2.83 и 2.64 млрд. лет) Кольской серии умеренных давлений района Пятнь-Явр и Пулозеро-Полнек-Тундра (Balashov et al., 1992; Баянова, 2004; Митрофанов, Баянова, 2004; Петровская и др., 2010) показывают, что, не смотря на существенно более низкие температуры и давления метаморфизма, по сравнению с лапландскими гранулитами, морфология, внутреннее строение и содержания урана в цирконе гранулитов кольской серии отвечают аналогичным гранулитовым цирконам ЛПП.

Резюме

На основе проведенных исследований и литературных данных обосновано образование двух реперных типов циркона, характерных для гранулитового метаморфизма и прослеживаемых во всех породах Лапландского гранулитового пояса, Колвицко-Умбинской зоны и в большинстве описанных гранулитовых комплексов в мире.

Рост циркона первого типа при гранулитовом метаморфизме начинается на стадии изотермической декомпрессии и связан с образованием расплава, рост циркона второго типа связан с постгранулитовым диафторезом; именно эти стадии в развитии гранулитовых комплексов отражают получаемые возрасты циркона.

Сравнение температур кристаллизации исследованного гранулитового циркона с температурами метаморфизма пород, полученными по общепринятым геотермометрам, показывает, что они хорошо согласуются и T_i термометр может быть использован для определения температур кристаллизации высокотемпературных цирконов.

Обзор литературных данных для гранулитовых комплексов показывает, что, несмотря на большие вариации температур и давлений метаморфизма (от 950 до 750°C и от 4.5 до 12 кбар), морфология и геохимические черты гранулитового и диафторического цирконов во всех описанных комплексах одинакова. То есть, индикаторные характеристики циркона, образующегося при гранулитовом метаморфизме не зависят от возраста метаморфизма, вариаций РТ-параметров и геотектонических обстановок образования гранулитовых поясов.

Глава 3

ЭКЛОГИТЫ И ЭКЛОГИТОПОДОБНЫЕ ПОРОДЫ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

В фанерозойских складчатых комплексах индикаторами высокобарических преобразований корового субстрата являются метаморфогенные эклогиты, появление которых считается признаком субдукционно-коллизийных механизмов формирования коры. В архейских областях до недавнего времени эклогиты известны не были. Самыми древними считались палеопротерозойские (2.0 млрд. лет) эклогиты пояса Усагаран, Танзания (Möller et al., 1995). Отсутствие архейских эклогитов было серьезным аргументом против действия тектоники плит в архее. Поэтому находки архейских эклогитов в Беломорском поясе: в Гридинской зоне тектонического меланжа (северная Карелия) (Володичев и др., 2004) и на Кольском п-ове в районе проливов Широкая и Узкая Салма оз.Имандра (Konilov et al., 2004, 2005; Щипанский и др., 2005) (рис.22) и прямое доказательство их докембрийского возраста методами изотопной геохронологии (Володичев и др., 2004; Velousova et al., 2004; Natapov et al., 2005) вызвали большой интерес в связи с их особым значением для реконструкции архейской геодинамики.

Помимо популярных представлений о субдукционной природе эклогитов, существуют и другие точки зрения (например, Русин, 1998; Филатова и др., 2002; Травин, Козлова, 2005; Козловский, Аранович, 2008; Козловский, 2009). Последние авторы на основе изучения базитовых даек, показывают, что эклогитовая минерализация в системах недосыщенных кремнеземом может образовываться при давлениях ниже настоящей эклогитовой фации (≥ 12 кбар) и предлагают рассматривать локальные проявления эклогитизации не как традиционные метаморфические образования, составляющие закономерную часть зональности метаморфизма погружения, а как синдеформационные высокотемпературные метасоматиты.

В настоящее время, по вопросу образование пород эклогитовой ассоциации района Широкой и Узкой Салмы (Кольский п-ов) существует несколько точек зрения: 1) субдукционная модель (Щипанский и др., 2005; Щипанский, Конилов, 2009); 2) эклогитизация в сдвиговых зонах (Митрофанов Ф.П., личное сообщение) и 3) магматогенная модель, согласно которой, омфациит является продуктом ликвидусной интрателлурической кристаллизации базитового расплава, попал в коровые породы вместе с материнским расплавом и не парагенен с гранатом, образующимся на стадии декомпрессии по *Spx-Pl* симплектитам (Япаскурт и др., 2006).

В последние годы были также обнаружены эклогитовые тела в районе оз.Чалма, в карьере Куру-Ваара (рис.22) (Щипанский, 2009).

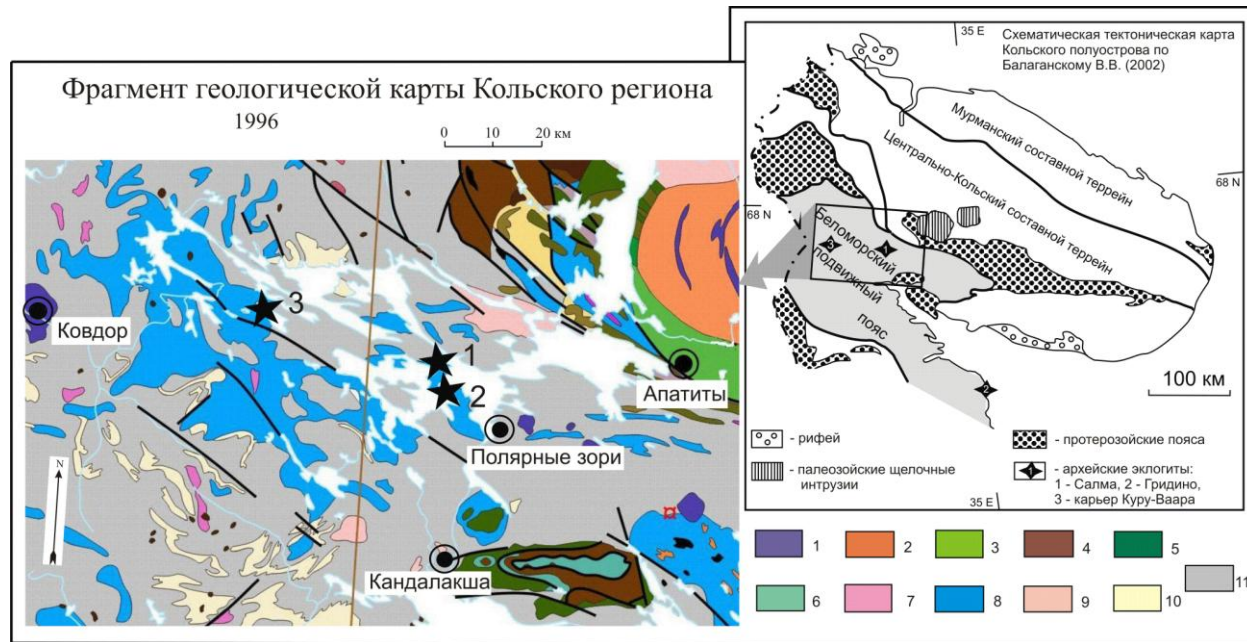


Рис.22. Локализация архейских эклогитов в пределах Беломорского подвижного пояса:
 1 – Широкая Салма, 2 – Узкая Салма, 3 – Карьер Куру-Ваара. Условные обозначения: 1 – щелочные ультрамафиты, 2 – нефелиновые сиениты, 3 – базальтовые порфириты, диабазы, 4 – габбро-анортозиты, 5 – амфиболиты, 6 – основные гранулиты, 7 – эндербиты, граниты и гранодиориты, 8 – метавулканы кислого, среднего и основного состава, 9 – гранодиориты, тоналиты, плагиограниты, 10 – слюдяные, гранат-слюдяные гнейсы с кианитом или силлиманитом, 11 – биотитовые, биотит-амфиболовые гнейсы, мигматиты, тоналит-гранодиоритовые гнейсы

1. Эклогитоподобные тела проливов Широкой и Узкой Салмы

Проливы Широкая и Узкая Салма оз.Имандра расположены на участке между Воче-Ламбиной и городом Полярные Зори (рис. 22). Геологически этот участок относится к северной части Беломорского подвижного пояса – Ёнскому району. Район сложен тоналит-трондъемит-гранодиоритовыми гнейсами с широко развитыми пластовыми телами амфиболитов, которые изначально рассматривались как метабазалты Ёнского зеленокаменного пояса (Пожиленко и др., 1995). В некоторых местах с амфиболитами ассоциируют метальтрабазиты. Максимальные определенные параметры метаморфизма пород соответствовали амфиболитовой фации ($T = 620-680^{\circ}\text{C}$, $P = 7.6-8.8$ кбар; (Беляев, Петров, 2005). На геологической карте Кольского региона (Геологическая ..., 1996) отмечено только одно место присутствия эклогитов - пролив Широкая Салма, и до недавнего времени, другая информация отсутствовала. В 2004 году в гранатовых амфиболитах района пролива Узкая Салма были обнаружены участки пород с омфацитом, что позволило выделить здесь несколько крупных эклогитовых тел (Konilov et al., 2004).

1.1. Широкая Салма

В дорожном карьере к северу от моста через пролив Широкая Салма обнажается тело сильно амфиболитизированных и ретроградно измененных эклогитоподобных пород.

По данным А.Н. Конилова пиковые условия метаморфизма в породах Широкой Салмы составляют $P \geq 13.5$ кбар и $T \sim 700-750^{\circ}\text{C}$ (Konilov et al., 2004, 2005). Декомпрессионные симплектитовые структуры и реакционные келифитовые короны вокруг граната были сформированы при $T = 727 \pm 24^{\circ}\text{C}$ и $P = 10.7 \pm 0.7$ кбар, т.е., по-видимому, при изотермальной эксгумации пород. По химическому составу эклогитоподобные породы Широкой Салмы относятся к низко калиевым толеитовым базальтам, которые, судя по $Mg\# \sim 0.6$, были сформированы из практически первичных верхнемантийных расплавов без значительной фракционной кристаллизации (Щипанский и др., 2005).

По данным В.О. Япаскурта в эклогитоподобных породах Широкой Салмы отсутствует эклогитовый парагенезис. При этом омфацит в них является интрателлурическим минералом ликвидуса, а гранат возник за счет метаморфических преобразований продуктов коровой кристаллизации базитового расплава и твердофазовых изменений омфацита (Япаскурт и др., 2006). Изученные структуры интрагранулярных преобразований *Omp* фиксируют три эпизода физико-химической эволюции базитовых пород участка Широкая Салма: 1) гидратационное замещение исходного *Omp* в условиях эклогитовой фации глубинности ($Jd_{28}+Hbl+SiO_2$); 2) декомпрессионная интрагранулярная перекристаллизация в поле субсолидусной гранулитовой фации двупироксен-плаггиоклазовых сланцев ($Di+Hyp+Pl_{30 \rightarrow 77} \pm Hbl$); 3) замещение реликтов *Omp* симплектитам $Di-Pl_{18}$, интенсивная амфиболитизация, рост порфиробластов граната (*Grt*) при метаморфизме гранат-амфиболитовой и амфиболитовой фаций (умеренные давления и температурный диапазон $700-600^{\circ}\text{C}$). То есть, эклогитоподобные породы сформировались в результате полифазальной кристаллизации мантийного расплава и последующего корового метаморфизма.

Выделенный из породы циркон (проба 198/107) представлен двумя типами: изометричный бесцветный низкоурановый с высокими Zr/Hf (56-66) и Th/U (0.22-0.58) отношениями; и темно-коричневый изометричный с большим содержанием Th и высоким содержанием U (до 900 ppm). Эти типы циркона по своим морфологическим и изотопно-геохимическим характеристикам отвечают циркону, образовавшемуся в условиях гранулитового метаморфизма (рис.23). Поскольку появление этих типов циркона отмечено во всех исследованных гранулитах (см. главу II), то само присутствие этой ассоциации циркона может говорить о наличии гранулитового метаморфизма. По циркону первого типа U-Pb методом (SHRIMP-II) был получен возраст 2724 ± 35 млн лет. Изначально, в отсутствии петрологических данных о гранулитовом этапе преобразований, эта датировка интерпретировалась как возраст эклогитового метаморфизма (Каулина и др., 2006), поскольку изометричный циркон с низким содержанием урана характерен как для метаморфизма высоких давлений, так и высоких температур, что затрудняет интерпретацию его возраста. К тому же, полученный возраст совпадает с возрастом аналогичного метаморфического циркона из архейских эклогитов района Гридино (2720 ± 6 млн лет – (Володичев и др., 2004), для которого (по содержанию и распределению REE) доказано образование при эклогитовом метаморфизме. В результате детального петрологического исследования в истории пород была выявлена гранулитовая стадия (Япаскурт и др., 2006; Mints et al., 2010; Минц и др., 2010), что согласуется с присутствием гранулитового циркона.

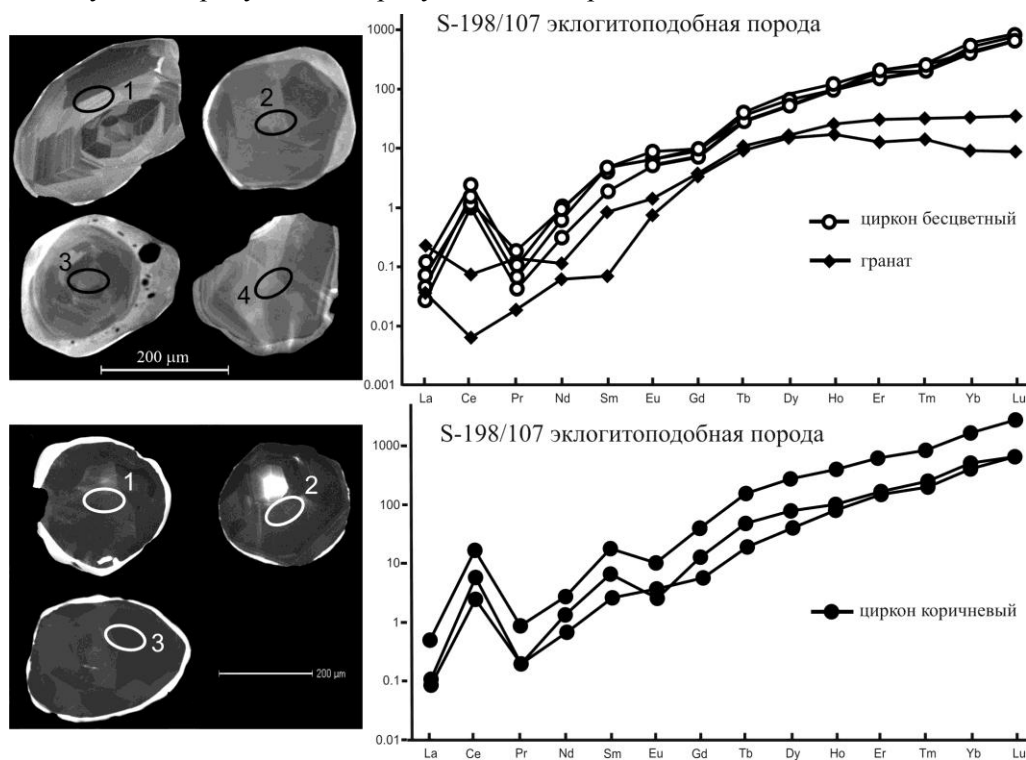


Рис.23. *Метаморфический циркон в эклогитоподобных породах Широкой Салмы (тип I и II (вид в катодолюминесценции) и нормированное к хондриту распределение РЗЭ в цирконе*

Составы минеральных включений в цирконе первого типа также указывают на его образование при гранулитовом метаморфизме. В цирконе обнаружены включения основного *Pl* (56 мол. % анортита), что соответствует этапу развития в исследуемых породах субсолидусного парагенезиса $Di+Hyr+Pl_{30\rightarrow 77}\pm Hbl$ (Япаскорт и др., 2007). Кроме того, циркон этого типа обогащен всеми редкоземельными элементами, в том числе и тяжелыми и имеет отрицательную *Eu* аномалию, как и циркон из основных гранулитов ЛГП (рис.22), в отличие от «эклогитового» циркона Гридино, обедненного тяжелыми РЗЭ (Bibikova et al., 2005; Федотова и др., 2008). Коричневый циркон также обогащен всеми РЗЭ, рисунок распределения которых аналогичен распределению РЗЭ в постгранулитовом цирконе в породах ЛГП. Возраст коричневого циркона 2703 ± 9 Ма (LA-ICPMS - Natapov et al., 2005). Наличие в нем сростаний и включений олигоклаза (~ 30% анортита) в ассоциации с моноклинным пироксеном ($Di=73\%$, $Hd=16\%$, $Jd < 5\%$) и клиноцоизитом ($Fe^{3+} = 0,09$ ф.е.) говорит об образовании коричневого циркона при снижении давления до 5 кбар на стадии замещения омфацита *Cpx-Pl-Hbl* симплектитам. Такой же набор минералов с аналогичными составами встречается в ассоциации с *Hbl* во включениях в порфиробластах *Grt*, что подтверждает предположение о возникновении последнего (или большей его части) на поздних стадиях архейского этапа метаморфизма в условиях фации гранатовых амфиболитов. То есть, полученная по циркону датировка для пород участка Широкая Салма (2.72 и 2.70 млрд лет) относятся не к формированию омфацитовых парагенезисов, а к наложенному на них гранулитовому метаморфизму, проявление которого синхронно с хорошо известным этапом гранулитового метаморфизма Беломорского пояса (2730-2710 млн. лет – Лобач-Жученко и др., 1995; Бибикина и др., 2004).

Большинство зерен циркона имеют каймы, которые отличаются от ядерных частей большим содержанием гафния (1,99-2,6% Hf_2O) и соответственно меньшим *Zr/Hf* отношением, а также очень низкими содержаниями *U* и *Th* (табл.3).

В отдельных зернах циркона отмечается ростовая зональность и повышенные содержания урана и тория (точки 8.1, 4.1, 10.1, 4.2 – рис.24). Дискордия, рассчитанная по этим точкам, с большой ошибкой определяет возраст 2917 ± 360 млн лет (Каулина и др., 2010). Присутствие в цирконе более древнего радиогенного свинца, вероятно, связано с магматическим протолитом эклогитоподобных пород. Тем более, что для нескольких зерен циркона из другой пробы эклогитоподобной породы этого же обнажения *U-Pb* методом получен близконкордантный возраст 2944 ± 3 млн лет (данные Т.Б. Баяновой (Минц и др., 2009). Этот возраст согласуется с модельным *Lu-Hf* возрастом протолита – 2.8-3.0 млрд лет (Belousova et al., 2004) и модельным *Sm-Nd* возрастом - 2.9-3.2 млрд лет.

Каймы кристаллов датировать не удалось даже с использованием SHRIMP-II, поскольку они содержат очень мало урана (<10 ppm). Только одно определение может быть использовано для оценки возраста каймы, да и то с большой ошибкой – 2142 ± 190 млн лет (точка 12.1, рис.24).

Таблица 3

Обобщенные данные по химическому составу разных участков циркона из эклогитоподобных пород Узкой Салмы

Тип циркона	У, ppm	Уb, ppm	ΣРЗЭ, ppm	Zr/Hf	U, ppm	Th, ppm	Th/U	U-Pb возраст, млн лет
Проба 198/107 эклогитоподобная порода								
тип I – бесцветный	262 (76-394)	95 (69-128)	162 (134-195)	56 (50-75)	94 (16-402)	27 (4-120)	0,30 (0,16-0,47)	2724±35
тип II – коричневый	352 (76-612)	122 (58-279)	266 (133-597)	37 (29-46)	558 (247-911)	91 (53-201)	0,17 (0,12-0,33)	2703±9
кайма	не опр.	не опр.	не опр.	35 (33-37)	4,1 (1-7)	0,8 (0,2-1,4)	0,18 (0,15-0,2)	2154±350
Проба S-204/2b Fe-Ti базит								
Зона I (с вкл.)	3419 (1308-4604)	1366	не опр.	41 (39-43)	466 (309-656)	902 (368-1488)	1,91 (1,01-2,86)	2939±81
Зона II (мелкие вкл.)	2572 (1866-3961)	811 (446-1895)	1010-1042	54 (61-44)	215 (162-289)	332 (162-666)	1,43 (1,0-2,3)	2939±81
Зона III (эвг зон)	2020	566	1279	41	422 (299-545)	642 (321-963)	1,42 (1,1-1,77)	не опр.
Зона IV (изменен)	1106 (910-1946)	912 (463-1152)	1217	38 (31-54)	90 (79-105)	58 (23-76)	0,63 (0,29-0,88)	2923±420
Кайма V	не опр.	не опр.	294	38 (37-40)	34 (13-54)	5 (1-8)	0,16 (0,05-0,28)	2089±130
Зона VI заплатка	201	130	209	33 (30-36)	66	8	0,12	2089±130
Проба S-204/23 гранатит								
Зона I в ядре	1601 (1391-1816)	не опр.	не опр.	53 (36-98)	577	366	0,65	2939±81
Зона IV в ядре	не опр.	не опр.	не опр.	37 (35-39)	575	155 (117-192)	0,27 (0,2-0,33)	~2400 (Pb-Pb)
Кайма V	51 (45-76)	99 (3-184)	27 (25-33)	31 (28-39)	10 (6-16)	0,8 (0,1-4)	0,09 (0,01-0,48)	1891±17

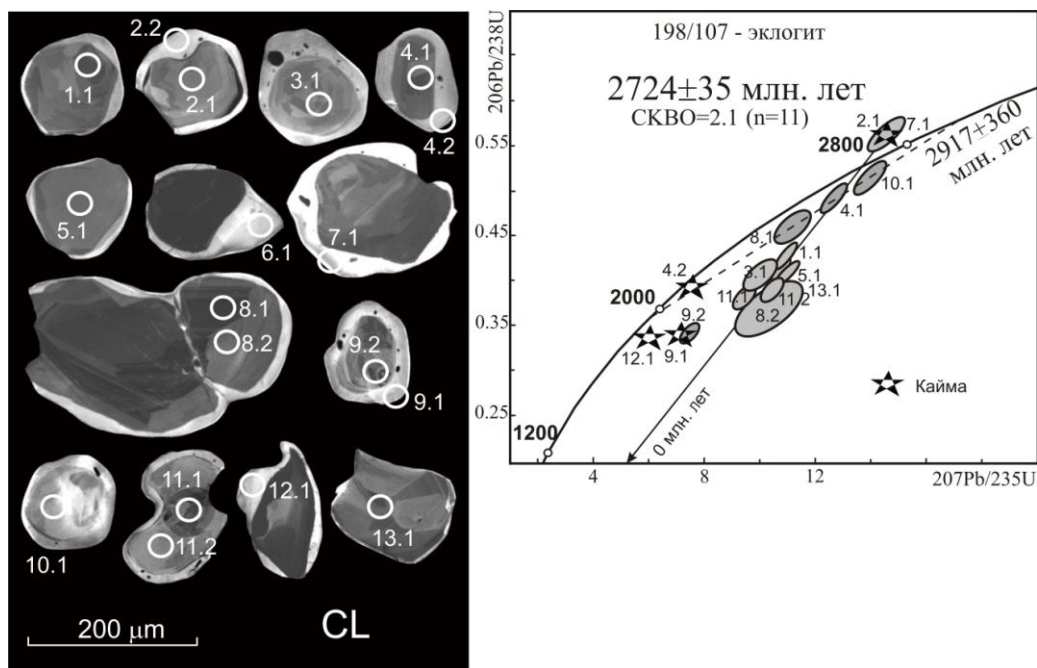


Рис.24. U-Pb диаграмма с конкордией для циркона из эклогитоподобной породы Широкой Салмы с отмеченными точками анализа SHRIMP-II (изображение циркона в катодолюминесценции)

1.2. Узкая Салма

Наиболее крупное тело эклогитоподобных пород обнажается вдоль южного берега пролива Узкая Салма на оз.Имандра. Оно расположено в бортах дорожной выемки близко к пикету 1192 км автодороги С-Петербург-Мурманск и прослежено по простираению на ~ 4 км при мощности около 500 м. Это массивные породы с переходами к гранат-клинопироксен-плаггиоклазовым амфиболитам на контакте с ТТГ гнейсами. В мафической части разреза были выделены три породные разности: симплектитовые эклогиты с реликтами омфацита, ржавые рутил-содержащие Fe-Ti эклогиты и гранатиты - породы, обогащенные гранатом и рутилом (Konilov et al., 2005). По данным А.Н.Конилова, реконструированные пиковые условия метаморфизма (парагенезис $Grt + Omp_{(Jd_{25-32})} + Qtz + Rt$) достигали 14-15 кбар и 700-750°C. Последующие преобразования выразились в образовании клинопироксен-плаггиоклазовых симплектитов по омфациту и клинопироксен-плаггиоклазовых корон между гранатом и кварцем, что свидетельствуют о декомпрессии. Симплектиты и реакционные короны были сформированы при температуре $T = 727 \pm 24^\circ\text{C}$ и $P = 10.7 \pm 0.7$ кбар (Konilov et al., 2005).

Обнаруженные в эклогитоподобных телах многочисленные тонкие жилы плаггиогранитоидов интерпретировались как продукты частичного плавления. Геохимическое изучение этих жил показало, что по составу они отвечает адакиту, а распределение малых элементов полностью идентично таковому в ТТГ гнейсах обрамления, что позволило предположить, что источником ТТГ расплавов могли быть эклогиты, продукты частичного плавления которых удалялись вверх, образуя ТТГ комплекс Беломорья (Щипанский и др., 2005; Щипанский, Конилов, 2009). Наличие плавления хорошо объясняло разные по

морфологии цирконы в эклогитах Широкой и Узкой Салмы. Реситовой фазой считались Fe-Ti эклогиты, поскольку распределение малых элементов в этих разностях практически полностью комплементарно по отношению к картине распределения малых элементов в адакитовой жиле и ТТГ гнейсах обрамления (Щипанский, Конилов, 2009). По мнению же М.В.Минца (личное сообщение), протолитом Fe-Ti эклогитов, скорее всего, были Fe-Ti габбро, известные в ассоциациях океанической коры и среди офиолитовых комплексов.

Близость геохимических характеристик эклогитов Салмы толеитовым базальтам СОХ, а также наличие проградной зональности гранатов, в которых фиксируются минералы-узники доэклогитовой стадии эволюции их базальтового протолита (амфибол, хлорит, пумпеллиит), позволило исследователям связывать их происхождение с процессами субдукции архейской океанической коры (Щипанский и др., 2005, 2009).

Первые определения архейского возраста эклогитов были получены методом LA-ICP-MS в Университете Маккуари, Сидней (Австралия) по цирконам, выделенным из жилы адакитов, запечатанной в эклогитовом теле. Полученный изотопный возраст 2875 ± 11 млн. лет интерпретируется как возраст магматической кристаллизации во время эклогитовой фазии метаморфизм (Belousova et al., 2004).

1.2.1. Геохимические особенности циркона в Fe-Ti базитах

Циркон в пробе представлен корродированными зёрнами с гетерогенным внутренним строением и множественными мономинеральными и полифазными включениями. В пределах зёрна можно выделить несколько доменов, отличающихся по строению и составу: I – светлая внутренняя зона, обогащенная включениями, II – разновидность зоны I, но с более мелкими включениями, III – участки с сохранившейся ростовой эвгедральной зональностью, IV – более темные зоны без включений, вероятно результат вторичных изменений, V – каймы и VI - «заплатки» - участки, аналогичные по составу каймам, но расположенные внутри зёрен (рис.25). Центральные зоны I и II обогащены Y и Yb, U и Th. Содержание этих элементов уменьшается в переходной зоне IV и самое низкое в кайме и зоне VI. Также изменяются Zr/Hf и Th/U отношение, которые максимальны в зоне I и минимальны в каймах и «заплатках» (табл.3).

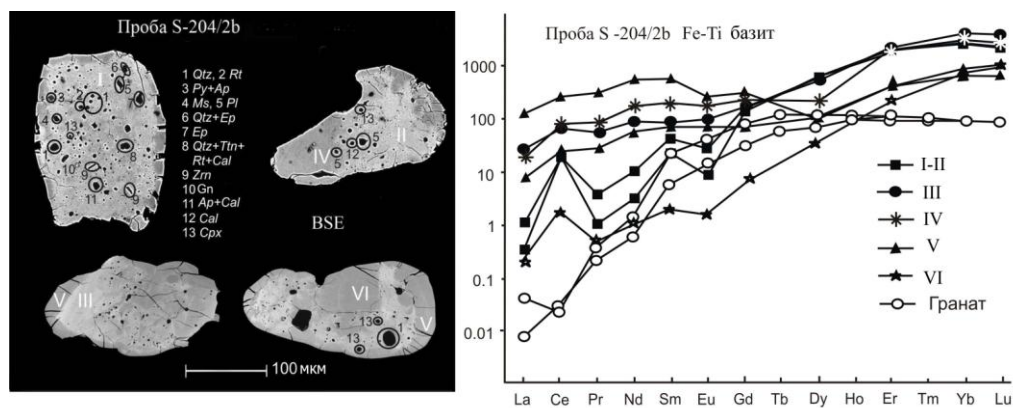


Рис.25. Изображение в отраженных электронах циркона из Fe-Ti базита с выделенными доменами, отмеченными проанализированными включениями и график распределения РЗЭ, нормированных к хондриту для каждого домена

Основной чертой внутреннего строения этого циркона, проявленной как в отраженных электронах, так и в катодолюминесценции, является отсутствие четко выраженной ростовой зональности, обычно характерной для циркона. Участки с остатками зональности (III) встречаются лишь в нескольких зернах. Между светлыми участками с включениями (I) и более темными без включений (IV) существуют либо плавные переходы (в большинстве случаев), либо резкие волнистые границы. Образование такой структуры говорит о процессах перекристаллизации исходного циркона и лучше всего объясняется процессом метасоматического замещения, основу которого составляет сочетание роста новой фазы с растворением исходной при участии флюида. Доводом в пользу метасоматического замещения является наличие во внутренних участках кристалла «заплаток», отвечающих по составу каймам, а также характерного выравнивание химического состава между внутренними зонами с включениями и новообразованными каймами, приводящее к образованию зон переходного состава (Гликин, Синай, 1991). Более подробно процесс метасоматического циркона этой пробы будет рассмотрен в главе V.

Качественные и количественные определения состава включений, показали, что, цирконы содержат: Qtz , Pl ($An=10\%$); Cpx (Jd 0-6%), Rt , Cal , Ms , $F-Ap$, $Al-Ttn$, $TR-Ep$, Ep , Pu , Gn , Zrn . Полифазные включения: $Ab + Cal$, $Rt + Qtz$, $Cpx + Ep$, $F-Ap + Ms + Cal$, $Al-Ttn + Qtz + Cal + Ap + TR-Ep$, $Pu + Ap$, $TR-Ep + Qtz$, $Ttn + Qtz + Rt + Cal$ (рис. 25). Все включения распределены в зернах циркона незакономерно, и поэтому объяснить такое их многообразие каким-либо этапом образования и преобразования породы достаточно трудно. Вероятно, некоторые из них образовались на стадии магматической кристаллизации породы, другие - при изменении первичных включений на стадии флюидной переработки исходного циркона. При первом оценочном просмотре включений создавалось впечатление, что они в большинстве своем представлены кварцем. Поэтому первая же находка включения рутила и полифазного включения кварца и рутила позволяла нам сделать вывод об образовании циркона в условиях эклогитового метаморфизма, одновременно с ассоциацией $Grt+Omp+Qtz+Rt$ (Каулина и др., 2007). Проведенное более тщательное изучение включений, сопровождавшееся количественным анализом многих из них (Каулина и др., 2010) показало, что многие включения относятся к ретроградным стадиям преобразования породы. Единственным прямым доказательством эклогитовых условий захвата включений цирконом было бы обнаружение в них высокожадеитового омфацита. Таким образом, в изученном цирконе напрямую не зафиксировано эклогитового парагенезиса.

Распределения РЗЭ в разных доменах циркона из Fe-Ti базита показывает, что в зонах I и II рисунок распределение редких земель похож на таковой для магматического циркона с положительной Ce и отрицательной Eu аномалиями. Такое распределение позволяет сделать вывод о первично магматической природе зон I и II (рис.25), что подтверждается высоким Th/U отношением в них – 1.0-3.0, типичным для магматического циркона из основных пород (табл.3).

Что касается распределения редких земель в остальных исследованных участках, то они показывают нехарактерное для магматического циркона обогащение легкими РЗЭ. Высокое содержание легких РЗЭ отмечено в гидротермальных цирконах (Rubin et al., 1989; Hoskin et al., 1998). О присутствии флюида говорит и проявление тетрадного эффекта

в распределении РЗЭ (Lee et al., 1994; Zhao et al., 2002; Tang, Liu, 2002). В нашем случае, это подтверждает наличие процесса перекристаллизации циркона, которое шло под воздействием гидротермального флюида. Поскольку новообразованные зоны развивались по существующему циркону, не содержащему в больших количествах легкие РЗЭ, просто выравниванием состава между неизменными зонами и каймой не объяснить обогащение легкими РЗЭ. Вероятно, они дополнительно поступали из включений других минералов, заключенных в перекристаллизирующихся зонах циркона.

При этом все участки циркона содержат больше тяжелых РЗЭ, чем гранат, что не позволяет связать рост какого-либо участка циркона с гранатом.

Датирование всех доменов циркона на масс-спектрометре SHRIMP-II (Каулина и др., 2010) показало, что соответствующие им точки на диаграмме с конкордией распределяются вдоль дискордии с верхним пересечением 2939 ± 81 млн. лет и нижним 1820 ± 180 млн лет (рис.26). Такое распределение показывает, что, скорее всего, в цирконе проявлено всего два процесса: магматическая кристаллизация (2939 ± 81 млн лет) и перекристаллизация, связанная со свекофенским амфиболитовым метаморфизмом (Каулина и др., 2010). Полученный U-Pb возраст магматической кристаллизации базитов подтверждается Lu-Hf модельным возрастом (3.04-2.8 млрд лет) этого циркона и расположением отвечающих ему точек рядом с линией деплетированной мантии (Natapov et al., 2005).

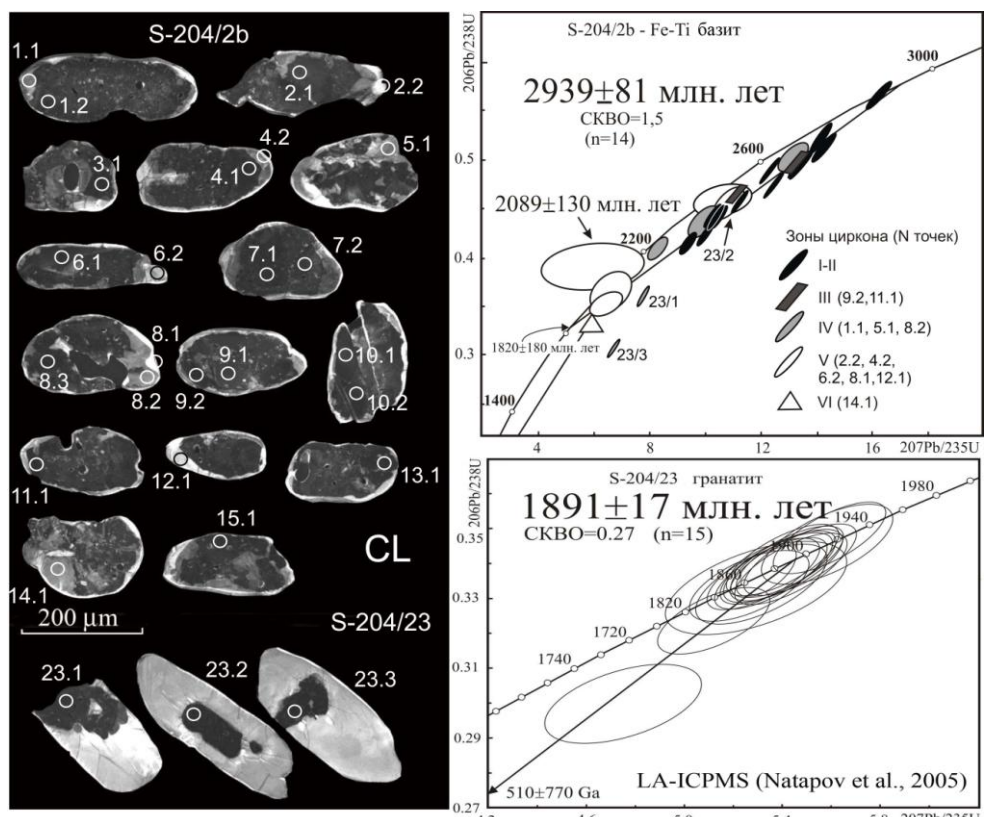


Рис.26. U-Pb диаграмма с конкордией для циркона из Fe-Ti базита и гранатита с отмеченными точками анализа (SHRIMP-II, изображение циркона в катодолуминесценции)

Время преобразования определено по циркону из гранатитов (рис.26). Полученная датировка 1891 ± 17 млн лет (Natarov et al., 2005) отвечает заключительной стадии метаморфических преобразований пород Узкой Салмы, которую они испытали совместно с окружающими ТТГ гнейсами, содержащими метаморфические цирконы такого же возраста (1,89 млрд лет – Бибикина и др., 2004).

Высокое содержание РЗЭ (1000-1280 ppm) и Y (до 4000 ppm) (табл.3), скорее свойственное циркону коровых пород, в отличие от циркона мантийных пород с Σ РЗЭ до 50 ppm и Y до 74 ppm (Belousova et al., 1998), а также большое содержание магматического циркона (54 мг циркона из 4 кг пробы), не характерное для базальтов, является свидетельством того, что протолитом эклогитов были внедренные в кору габброиды, а не базальты СОХ. Нанесение точек, отвечающих магматическому циркону, на диаграмму содержания U-Yb (Grimes et al., 2007, 2009) также показало, что циркон скорее образовался в породах континентальной коры, нежели океанической (рис.27).

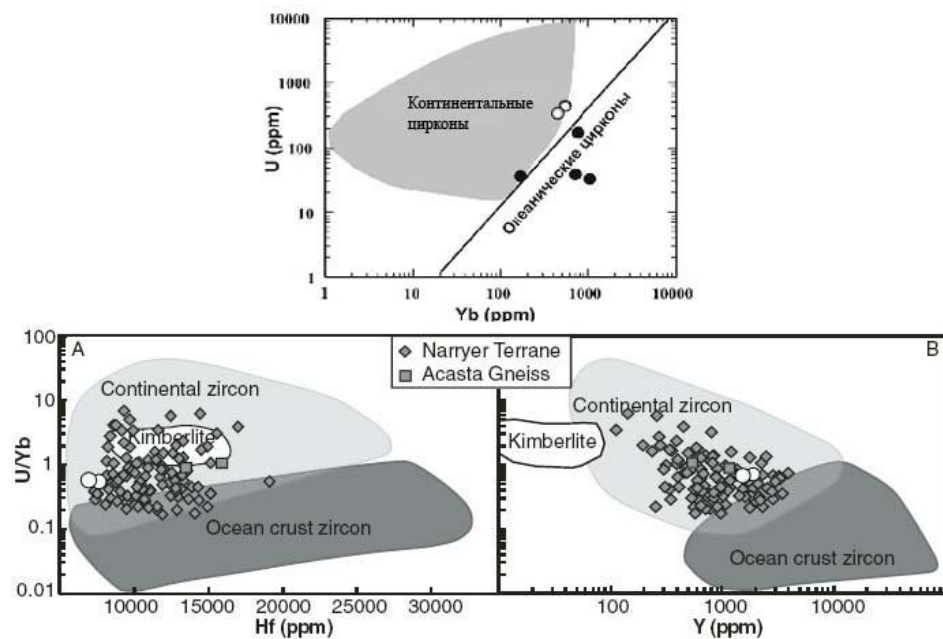


Рис.27. Диаграммы (Grimes et al., 2007, 2009) для магматических цирконов из эклогитов Узкой Салмы (белые кружки) и Куру-Ваары (черные кружки – данные А.А.Щипанского)

1.2.2. Геохимические особенности циркона в гранатитах

Циркон из гранатита представлен длиннопризматическими прозрачными кристаллами (рис.28), содержащими ядра, сходные по составу с цирконом в пробе Fe-Ti базита, то есть, с большим количеством включений, высоким содержанием Y и высоким Zr/Hf отношением (табл.3). Кристаллы циркона (каймы) полностью прозрачные, обеднены Y, Yb, U и Th, но обогащены Hf и имеют, соответственно, низкие Zr/Hf отношения – 28-39 (табл.3), как и каймы в предыдущих пробах (Широкой Салмы), что дает возможность предположить,

что циркон в гранатитах и каймы циркона в других пробах образовались в одних и тех же условиях.

Циркон обеднен РЗЭ (табл.3) и имеет плоский спектр распределения РЗЭ, характерный для циркона, растущего в породе одновременно или после граната, то есть в условиях дефицита тяжелых РЗЭ (Rubatto, 2002; Whitehouse and Platt, 2003), а отсутствие (или даже положительная Eu аномалия) говорит о росте циркона в отсутствие плагиоклаза (рис.28). Согласно петрологическим данным В.В.Япаскурта, синхронно с ростом граната происходил рост *Pl-Hbl* кайм за счет *Spx-Pl* симплектитов при метаморфизме гранат-амфиболитовой и амфиболитовой фаций (умеренные давления и температурный диапазон 700-600°C). То есть, в нашем случае, обогащение циркона Eu связано с ростом за счет *Spx-Pl* симплектитов, что сопровождалось развитием роговой обманки и уменьшением количества плагиоклаза (хотя плагиоклаз остается в парагенезисе).

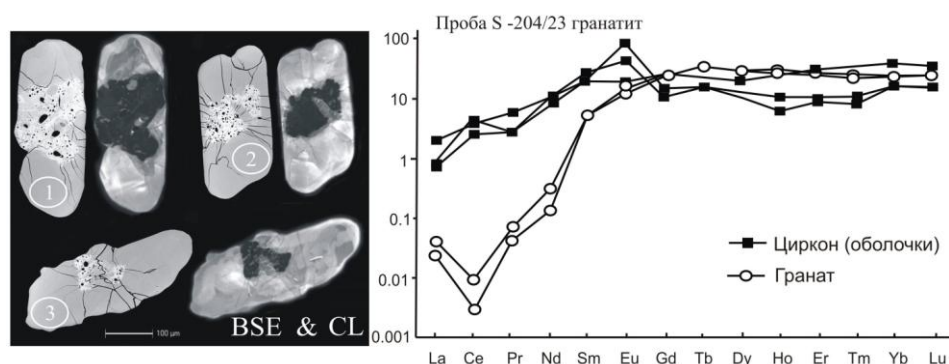


Рис.28. Изображение в отраженных электронах и в катодолюминесценции циркона из гранатита (S-204/23) с отмеченными точками анализа и график распределения РЗЭ, нормированных к хондриту (по McDonough and Sun, 1995)

Образование гранатитов связано, скорее всего, с их нахождением в наиболее проницаемой зоне для флюидов. Вероятно, они представляют собой наиболее измененные краевые участки Fe-Ti базитов, которые претерпели большую переработку в результате деформаций, вызванных коллизионными событиями конца палеопротерозоя – 1.89 млрд лет. Этот вывод следует из схожести ядер цирконов в гранатитах и Fe-Ti базитах.

1.3. Датирование метаморфических минералов

Датирование гранатов из эклогитов Гридинской зоны меланжа и эклогитоподобных пород р-на Широкой и Узкой Салмы U-Pb методом показало, что большая часть гранатов образовалась около 1.9 млрд лет назад, хотя существует разброс от 1740 до 1880 млн лет, но в среднем возраст молодых гранатов 1866 ± 44 млн лет (рис.29). То есть, их образование синхронно с хорошо известным и неоднократно датированным этапом высокобарического кианитового метаморфизма возраста 1.9-1.85 млрд лет (Бибикова и др., 2004). Архейский возраст - 2747 ± 52 млн лет – получен только для четырех проб Гридинской зоны (эклогит и симплектитовый эклогит о.Столбиха, эклогит

о.Цоизитовый, эклогит о.Избная луда). Близко к этой изохроне попадают два образца граната из Fe-Ti базита и эклогит-симплектита Узкой Салмы (S-204/2b и S-204/16), имеющие Pb-Pb возраст 2763 ± 570 и 2651 ± 78 млн. лет, соответственно. Для большинства гранатов Узкой Салмы получен возраст 2.2-2.3 млрд лет, который, возможно представляет смесь архейских и свекофенских гранатов, а возможно отражают реальный возраст.

Результаты, полученные для гранатов из эклогитов Гридинской зоны, хорошо соотносятся с петрологическими данными о последовательности образования граната в породе и подтверждают геолого-петрологические выводы о существовании двух возрастных групп эклогитов (Володичев и др., 2004). Гранаты архейского возраста образовались при эклогитовом метаморфизме $P = 14.0 - 17.5$ кбар и $T = 740-865^\circ\text{C}$ и их возраст совпадает с данными, полученными по циркону (Володичев и др., 2004).

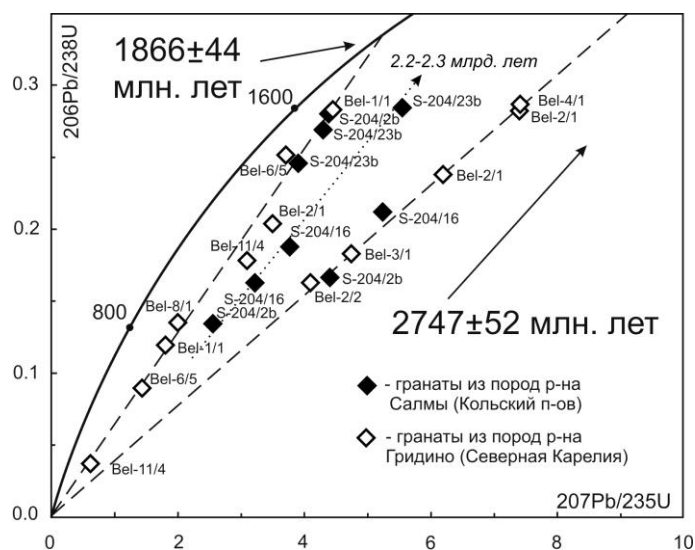


Рис.29. U-Pb диаграмма для гранатов из пород БПП

Для эклогитов Салмы, как уже отмечалось, существуют противоречивые петрологические данные: по данным Конилова А.Н. (Konilov et al., 2005) гранат в породах Салмы образовался на стадии эклогитового метаморфизма в парагенезисе с $Omp + Qtz + Rt$. По данным В.О. Япаскурта (Япаскурт и др., 2006) гранат образовался в результате метаморфических преобразований продуктов замещения омфацита в условиях фации гранат-клинопироксеновых амфиболитов. Состав включений в цирконе возраста 2703 млн. лет, отвечает стадии декомпрессии с образованием $Spx-Pl$ симплектитов. Этот же набор минералов (олигоклаз в ассоциации с моноклинным пироксеном и клиноцоизитом) с аналогичными составами встречается в ассоциации с Hbl во включениях в порфириобластах Grt , что подтверждает предположение о возникновении граната (или большей его части) на поздних стадиях архейского этапа метаморфизма в условиях фации гранатовых амфиболитов. Таким образом, образование граната в породах Узкой и Широкой Салмы ограничивается возрастом 2703 млн. лет – образованием $Spx-Pl$ симплектитов и

1891 млн лет – образованием циркона, деплетированного в отношении тяжелых РЗЭ в гранатитах.

По результатам Sm-Nd датирования, все изученные гранаты имеют возраст 1.87-1.89 млрд лет. Это говорит о том, что 1.89 млрд лет назад температура не только поднималась выше 650-700°C ($T_{\text{закр}}$ Sm-Nd системы граната), но и держалась на этом уровне несколько млн. лет, что привело к полной перестройке Sm-Nd системы гранатов.

Sm-Nd датирование пород (вал) эклогитовой ассоциации показало, что Sm-Nd система пород в целом сохраняет информацию об архейском возрасте их образования – 2.97 млрд лет. Это происходит благодаря изохимическому характеру метаморфизма в обоих районах проявления эклогитов (Володичев и др., 2004; Япаскурт и др., 2006). Sm-Nd изохрона по валовым пробам пород эклогитовой ассоциации р-на Салмы определяет возраст 2970 ± 110 млн лет, отвечающий возрасту протолита эклогитов.

Sm-Nd минеральные изохроны ($WR+Cpx+Grt \pm Rt \pm Ttn$) для пород Широкой и Узкой Салмы определили возрасты в пределах 1812-1894 млн лет (Каулина и др., 2006). Интерпретация этого возраста не однозначна. Основываясь на результатах датирования циркона и данных термобарометрии, температура в породах поднималась до максимальной величины 780°C 2724 млн лет назад, а к 1891 ± 17 млн лет температура опустилась ниже 700°C до уровня амфиболитовой фации. Именно в этом интервале находится температурное окно закрытия Sm-Nd системы граната. Минеральная изохрона для пробы Fe-Ti базита объединяет минералы ($WR+Cpx+Grt+Ilm+Ttn$) относящиеся к разным стадиям преобразования породы и скорее всего с разными T_c для Sm-Nd системы. Следовательно, вероятнее всего этот возраст отражает время закрытия Sm-Nd системы всех минералов при остывании породы. Но такой же возраст имеет и клинопироксен (диопсид), у которого T_c Sm-Nd системы выше 800°C (Sneeringer et al., 1984), а по петрологическим данным в течение всей эволюции эклогитов (кроме Широкой Салмы), температура не поднималась выше 750°C, то есть клинопироксен может отражать возраст своей кристаллизации. Следовательно, либо образование клинопироксена произошло около 1.9 млрд. лет назад, либо температуры закрытия его изотопной системы ниже, либо породы долгое время находились при температуре выше 700°C, и закрытие Sm-Nd системы клинопироксена произошло только при эксгумации и остывании пород, в связи с Лапландской коллизией. Тот факт, что переуравновешивание изотопных систем всех минералов произошло только к 1,9 млрд лет, притом, что в это время по петрологическим данным не было подъема температуры, лучше всего объясняется именно последним предположением. Возможность нахождения докембрийских плутонов длительное время в высокотемпературных условиях рассматривается в ряде работ для восточной части Фенноскандии и для БПП (Левский и др., 2009).

Остывание пород до 450°C, фиксируется U-Pb системой рутила, возраст которого 1794 ± 17 млрд. лет назад, как и у большинства рутилов в породах Беломорья (Бибикова и др., 1999).

Таким образом, на основании проведенных исследований можно выделить следующие стадии в истории развития пород:

1. Магматический базитовый протолит эклогитоподобных пород района Широкой и Узкой Салмы образовался 2.94-2.93 млрд лет назад.

2. Эклогитоподобные породы участка Широкая Салма подверглись гранулитовому метаморфизму в 2.72 млрд лет синхронно с хорошо известным этапом гранулитового метаморфизма Беломорского пояса (2.73-2.71 млн лет). В эклогитоподобных породах Узкой Салмы это событие практически не проявлено, вероятно, в связи с локальностью проявлений гранулитового метаморфизма, который и в породах Беломорья проявлен не повсеместно.

3. Декомпрессионные изменения, выраженные в образовании Сrx-P1 симплектитов, начались 2.70 млн лет.

4. Заключительная стадия метаморфических преобразований совместно с окружающими ТТГ в условиях амфиболитовой фации метаморфизма - 1.89 млрд лет назад.

5. Общее остывание пород до 450°C, зафиксированное U-Pb системой рутила произошло к 1.79 млрд лет назад.

2. Карьер Куру-Ваара

Карьер месторождения керамических пегматитов Куру-Ваара расположен в 35 км к западу от проливов Широкая и Узкая Салма (рис.26). В карьере развиты тоналит-трондьемитовые гнейсы с заключенными в них тектоническими будинами эклогитов. В настоящее время детальные геолого-петролого-геохронологические исследования пород карьера проведены А.А.Щипанским с соавторами и, на основе полевых наблюдений, ими выделено два типа эклогитов: «южные» - крупнозернистые ретроградно измененные породы, составляющие большую часть закартированных эклогитовых тел и «северные» - мелкозернистые эклогиты хорошей сохранности (Щипанский, 2009; Щипанский и др., 2011, в печати). Пиковые условия эклогитового метаморфизма оцениваются в 750-780°C, ~ 14-14.5 кбар для южных эклогитов и ~ 680-720°C, ~12 кбар для северных.

Проведенное А.А.Щипанским изотопно-геохимическое исследование циркона показало, что возраст неизменных участков магматического циркона в южных эклогитах 2821±24 млн лет (SHRIMP-II) (Щипанский, 2009). Цирконы из трондьемитового гнейса с геохимическими характеристиками архейского адакита показали конкордантный возраст 2805±11 млн лет, свидетельствуя об их син-эклогитовом происхождении. Популяция высокобарических цирконов из «северных» эклогитов имеет конкордантный возраст 2722±21 млн лет (Щипанский, 2009). Таким образом, по данным А.А.Щипанского эклогитовый метаморфизм в породах карьера Куру-Ваара происходил в архее.

С.Г.Скублов с соавторами (Скублов и др., 2010а) также провели изотопно-геохимические исследования циркона из двух типов наименее измененных эклогитов карьера Куру-Ваара: 1) массивных однородных мелкозернистых пород, состоящих из омфацита, замещенного Сrx-P1 симплектитами и 2) из крупнозернистых гранат-клинопироксеновых прослоев из центральных частей высокомагнезиальных метаультрабазитов. Для первого типа пород по ядрам в цирконе определен возраст протолита 2865±35 млн лет, согласующийся с данными А.А.Щипанского. Цирконовые оторочки

представлены типично эклогитовым по геохимическим чертам цирконом возраста 1907 ± 11 млн лет. В пробе ультрабазита часть циркона при таком же возрасте отличается от эклогитового циркона плоским недифференцированным спектром распределения РЗЭ, идентичным распределению РЗЭ в пробе гранатита Узкой Салмы (рис.28). Завершают процессы пегматитовые жилы возраста 1841 ± 12 млн лет (Скублов и др., 2010 а).

Нами было проведено изотопно-геохимическое исследование и датирование циркона, граната и рутила из проб южных и северных эклогитов, любезно предоставленных А.А.Щипанским.

Проба KV-087 относится к северной группе неизмененных эклогитов. Порода сложена в основном омфацитом ($Jd=21\%$) и гранатом, также присутствует амфибол, кварц и рутил. Омфацит образует призматические зерна без симплектитов. Гранат образует округлые порфиробласты, внутри часто встречаются включения кварца, амфибола, рутила, циркона, в крупных порфиробластах отмечены включения клинопироксена. Крупные зерна рутила развиваются по ильмениту, встречаются в интерстициях между Grt и Crx (рис.30). Иногда около рутила развивается биотит. В некоторых шлифах наблюдаются симплектиты биотита с плагиоклазом. Иногда в интерстициях между зернами клинопироксена присутствует бурый амфибол. Кварц распределен в породе неравномерно. На границе кварца и граната развивается тонкая ретроградная клинопироксен-плагиоклазовая кайма. Из рудных минералов также встречаются пирит и халькопирит.

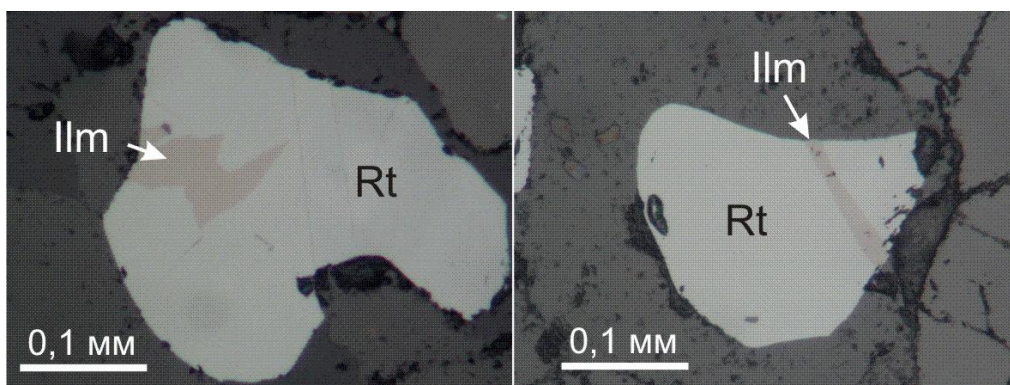


Рис.30. Зерна рутила с реликтами ильменита. Фото в отраженном свете (микроскопом Ultrafot-3)

Проба KV-05/1 относится к южной группе ретроградно измененных эклогитов. В большинстве шлифов этот тип эклогитов представлен ассоциацией гранат + авгитовый клинопироксен + плагиоклаз + роговая обманка + кварц с аксессуарным рутилом и апатитом. Максимальное значение жадеитового минала составляет 29-31 мол.% (данные А.А.Щипанского).

2.1. Геохимия циркона

Метаморфический циркон в пробах эклогитов южной и северной части представлен изометричными и короткопризматическими прозрачными кристаллами (и их обломками), размером 75-250 мкм. В катодолюминесценции и отраженных электронах видно, что циркон демонстрирует секториальную зональность, в том числе похожую на зональность «елочкой», описанную для гранулитового циркона. Такого рода внутреннее строение вкупе с изометричным обликом порой затрудняет определение принадлежности циркона к эклогитовому или гранулитовому метаморфизму. Характерным отличием эклогитового циркона является его состав: низкое Th/U отношение (< 0.05), низкое общее содержание редких земель (10-176 ppm), обеднение тяжелыми редкими землями и отсутствием Eu аномалии (рис.31, табл.4), что отражает сосуществующий парагенезис с гранатом и без плагиоклаза $Grt+Omf+Qtz+Rt$. Замещение ильменита рутилом обычно свидетельствует о повышении фугитивности кислорода, что также может способствовать уменьшению Eu аномалии в цирконе. Низкое содержание легких редких земель, особенно Pr и Nd, также как и низкое Th/U отношение может быть связано с совместной кристаллизацией с минералами группы эпидота. Минералы этой группы, включая алланит, стабильны в условиях эклогитовой фации и являются важными концентраторами Th и легких редких земель (Hermann, 2002; Zack et al., 2002). Разные минералы группы эпидота имеют слегка отличные кристаллохимические свойства; в ряду эпидот-алланит наиболее совместимым РЗЭ является La, в цоизите и клиноцоизите это Nd и Pr (Frei et al., 2003). Возможно, именно с присутствием цоизита, включения которого вместе с кварцем отмечены в зернах эклогитового циркона (Скублов и др., 2010а), связана отрицательная Nd аномалия в исследованном цирконе (рис.31). Таким образом, геохимические черты описанного циркона соответствуют циркону, растущему в условиях эклогитового метаморфизма из водного флюида совместно с гранатом, минералами группы эпидота, в сравнительно окислительных условиях, в отсутствии полевого шпата и из объема породы, не обедненного ранее Eu за счет фракционной кристаллизации полевого шпата (напр. Bingen et al., 2004; Rubatto, 2002; Whitehouse and Platt, 2003; Sun et al., 2002). Температуры кристаллизации, определенные по содержанию Ti, равны 642-667°C, что согласуется с полученными по циркону данными С.Г.Скублова, но ниже пиковых значений температуры, полученных минеральной термометрией (Щипанский и др., 2011, в печати).

Гетерогенное строение многих зерен циркона в пробе затрудняло ее датирование классическим U-Pb методом, тем не менее, датирование двух фракций, выделенных методом поступенчатого растворения определило возраст 1899 ± 9 млн лет, что согласуется с данными, полученными С.Г.Скубловым для циркона этого типа (Скублов и др., 2010 а). Низкое содержание урана и Th/U отношение < 0.1 позволяют говорить о принадлежности этого циркона к эклогитовому типу.

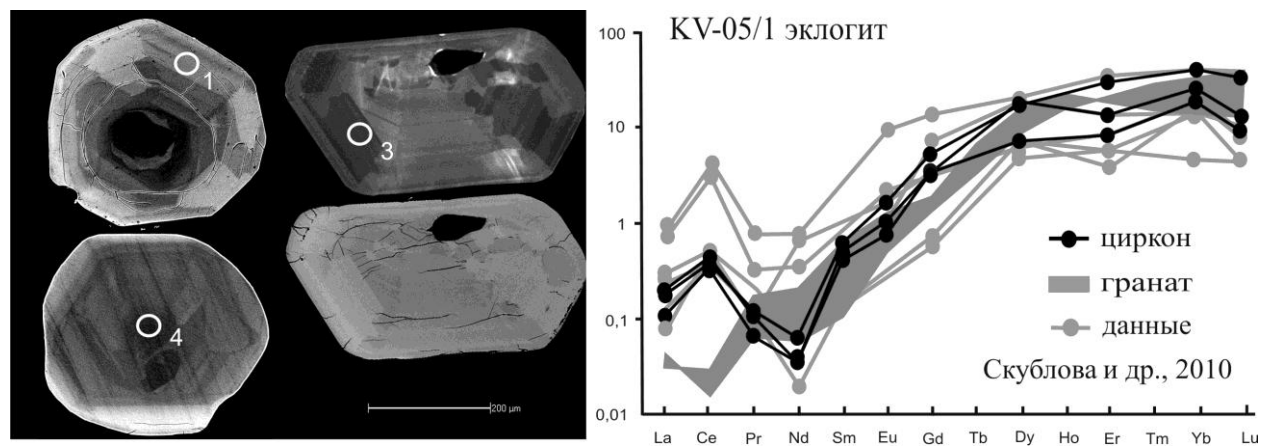


Рис.31. Циркон из эклогитов Куру-Ваары (вид в катодолуминесценции и отраженных электронах (а), распределение РЗЭ в цирконе и гранате из эклогитов (б, г), распределение РЗЭ в эклогитовых гранатах (в)

Таблица 4

Содержание элементов-примесей в цирконе и гранатах из
эклогитов карьера Куру-Ваара (Кольский п-ов)

Элемент	Эклогиты							
	гранат				циркон			
	KV-087		KV-05/1		KV-05/1 эклогит			
	1	2	1	2	1	2	3	4
Ba	0,31	0,21	н/о	н/о	1,52	1,22	1,95	1,35
Th	0,01	0,01	н/о	н/о	0,21	0,11	0,08	1,41
U	0,01	0,05	н/о	н/о	180	40	8	470
Nb	0,02	0,08	н/о	н/о	5,53	6,43	23,06	8,61
Pb	0,16	0,16	н/о	н/о	49,0	50,9	52,3	54,3
Sr	0,70	0,52	н/о	н/о	1,16	1,21	1,15	0,86
Hf	1,44	1,20	н/о	н/о	10026	11203	10387	11024
Zr	3,76	3,02	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Ti	276	371	н/о	н/о	2,87	3,87	4,03	6,28
Y	42,1	34,2	н/о	н/о	36,9	16,6	24,7	228,8
Th/U	0,68	0,32	н/о	н/о	0,001	0,003	0,01	0,003
La	0,07	0,00	0,01	0,01	0,04	0,02	0,04	0,11
Ce	0,26	0,02	0,02	0,01	0,21	0,19	0,23	0,65
Pr	н/о	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03
Nd	н/о	0,12	0,09	0,03	0,03	0,02	0,02	0,19
Sm	0,71	0,65	0,09	0,02	0,09	0,06	0,07	1,04
Eu	0,38	0,35	0,07	0,03	0,09	0,04	0,06	0,74
Gd	2,6	2,2	0,34	0,25	0,97	0,61	0,64	10,19
Tb	н/о	н/о	0,22	0,11	н/о	н/о	н/о	н/о
Dy	5,08	4,06	3,47	1,94	3,84	1,66	4,05	30,77
Ho	н/о	н/о	1,11	0,79	н/о	н/о	н/о	н/о
Er	4,94	3,55	2,79	3,31	4,41	1,23	2,01	28,24
Tm	н/о	н/о	0,35	0,68	н/о	н/о	н/о	н/о
Yb	5,43	4,12	2,13	5,21	6,08	2,79	3,87	29,50
Lu	0,77	0,66	0,30	0,86	0,75	0,21	0,29	5,75
∑REE	33	26	11	13	26	10	18	176
Yb/La(n)	101	2076	423	807	215	162	127	383
Yb/Gd(n)	2,5	2,3	7,5	24,8	7,6	5,6	7,4	3,5
Eu/Eu*	0,8	0,8	1,0	0,7	0,6	0,4	0,5	0,5
Ce/Ce*	2,7	0,5	0,3	0,3	2,4	3,7	2,7	2,8
T°C	н/о				642	664	667	702

2.2. Датирование метаморфических минералов

U-Pb методом были датированы гранаты и рутил. Датирование четырех фракций граната, определяет дискордию с нижним пересечением 1762 ± 19 млн лет и верхним пересечением 2755 ± 32 млн лет. Следовательно, либо гранат в пробе представлен двумя генерациями, либо сказывается вклад включений циркона,

зерна которого отмечены в гранате. Нижнее пересечение дискордии фиксируется конкордантным возрастом одной фракции граната - 1728 ± 28 млн лет, близконкордантный возраст другой фракции граната 1842 ± 30 млн лет. Температура закрытия U-Pb системы граната около 800°C (Mezger et al. 1989). Поскольку в породах не отмечены температуры выше 800°C , то гранат кристаллизовался при температуре ниже температуры закрытия его U-Pb системы, и полученный возраст должен отвечать времени его кристаллизации. Хотя, не ясно, почему полученный возраст граната оказался значительно меньше возраста сингенетического циркона.

U-Pb возраст рутила (две размерные фракции) 1859 ± 15 и 1678 ± 14 млн лет. Первый возраст скорее всего близок к истинному возрасту кристаллизации рутила, поскольку использовалась крупная размерная фракция около 300 мкм, в которой U-Pb система рутила закрылась при более высокой температуре, чем обычно принятая для T_c рутила $400-450^\circ\text{C}$ (Mezger et al., 1991). Более молодой возраст рутила, наиболее вероятно, отражает температуру остывания пород до 400°C . Известно, что при быстром остывании со скоростью $20^\circ\text{C}/\text{млн. лет}$ рутил имеет $T_{\text{закр}}$ U-Pb системы – $460 \pm 50^\circ\text{C}$ (Li et al., 2003), а при скорости остывания $0,1-0,5^\circ\text{C}/\text{млн лет}$ $T_{\text{закр}}$ U-Pb системы рутила равна 420°C для зерен радиусом $0,09-0,21$ мм и 380°C для зерен радиусом $0,07-0,09$ мм (Mezger et al., 1989a). Последнее термальное событие в карьере – образование пегматитовых жил – произошло 1841 ± 12 млн лет назад при температуре около 600°C (Скублов и др., 2010 а). То есть, от пика эклогитового метаморфизма $700-720^\circ\text{C}$ (1907 млн лет) до температур около 600°C (1841 млн лет) и $400-450^\circ\text{C}$ (1678 млн лет) порода остыла на 270°C за 128 млн лет со средней скоростью $2^\circ\text{C}/\text{млн лет}$. Такая медленная скорость остывания и приводит к зависимости возраста минералов от размера зерен. Надо отметить, что низкая скорость остывания обычно не характерна для субдукционных процессов (см. глава I).

Близкие возрасты получены Sm-Nd и Rb-Sr методами по минералам и породе в целом: 1818 ± 21 млн лет (Sm-Nd изохрона по $Grt+Omp+Rt+WR$) (1789 ± 23 млн лет – $WR-Cpx-Grt$ – Скублов и др., 2010б) и 1829 ± 92 млн лет (Rb-Sr изохрона по $Grt+Ap+WR$). Исследованные минералы относятся к одному парагенезису, то есть образовались одновременно во время эклогитового метаморфизма. При этом полученный возраст ниже U-Pb возраста эклогитового циркона. Как уже отмечалось выше, принятые для граната температуры закрытия Sm-Nd системы: находятся в пределах $600-700^\circ\text{C}$ (Mezger et al., 1989б; 1991). Также отмечено, что в сухих основных породах, не подвергавшихся в значительной степени деформации во время следующего этапа метаморфизма, температура закрытия Sm-Nd системы в гранате, размером 1 мм может быть выше $700-760^\circ\text{C}$ (Vance, O’Nions, 1990; Hensen, Zhou, 1995). В данном случае, скорее всего, полученные возрасты отражают не только время остывание пород, но и флюидное воздействие, связанном с внедрением пегматитовых жил, что также подтверждается близким возрастом, полученным по Rb-Sr изохроне. Rb-Sr система чаще переуравновешивается при флюидном воздействии, поскольку Rb и Sr (в связи с низким ионным потенциалом) более растворимы в водных флюидах. Возможно, с воздействием флюида связан меньший, чем у циркона U-Pb возраст граната.

Последовательность процессов в эклогитах карьера Куру-Ваара напоминает эволюцию комплекса Берген Аркс в западной Норвегии (Austrheim,

Griffin, 1985; Cohen et al., 1988; Jamtveit et al., 1990; Bingen et al., 2001; Bingen et al., 2004), который является аллохтоном, выведенным в средние горизонты коры в эпоху Каледонской коллизии (Boundy et al., 1996). Протолитом являются породы докембрийского анортозитового комплекса, перекристаллизованные в условиях гранулитовой фации метаморфизма ($T=800-850^{\circ}\text{C}$ и $P<10$ кбар) в протерозое и частично преобразованные в эклогиты ($670-800^{\circ}\text{C}$ и $15-21$ кбар) и амфиболиты во время Каледонской орогении.

Резюме

В районе Широкой и Узкой Салмы эклогитовый метаморфизм не проявил себя ни в изотопно-геохимических, ни в геохронологических характеристиках изученных пород и минералов.

По геохимическим характеристикам цирконов магматическим протолитом эклогитоподобных пород были скорее габбро, нежели базальты СОХ.

Образование граната в породах Узкой и Широкой Салмы ограничивается возрастом 2703 млн лет – образованием Сrx-Pl симплектитов и 1891 млн лет – образованием циркона, деплетированного в отношении тяжелых РЗЭ в гранатитах. Это подтверждается прямым датированием гранатов U-Pb методом, согласно которому возраст большинства гранатов находится в пределах 1.86-2.3 млрд лет. То есть, образование граната, или, по крайней мере, большей его части, связано с поздними свекофенскими процессами и гранат не парагенен омфациту.

Исходя из вышеизложенного, более вероятной представляется магматогенная модель В.О.Япаскурта, согласно которой появление омфацита в породах Широкой и Узкой Салмы может быть связано с кристаллизацией базитового расплава, а не с эклогитовым метаморфизмом.

В породах Куру-Ваара метаморфический циркон представлен классическим эклогитовым типом циркона: изометричным (или короткопризматическим) бесцветным, с невысоким общим содержанием элементов-примесей и характером распределения РЗЭ, отражающим рост циркона из флюидной фазы одновременно с гранатом и при отсутствии в парагенезисе плагиоклаза.

Изотопно-геохимические данные по циркону свидетельствуют о свекофенских проявлениях эклогитового метаморфизма в породах Куру-Ваара.

Глава 4

ОБРАЗОВАНИЕ ЦИРКОНА В УСЛОВИЯХ АМФИБОЛИТОВОГО МЕТАМОРФИЗМА В ПОРОДАХ ОСНОВНОГО СОСТАВА

Как уже отмечалось в главе I, в амфиболитовой фации метаморфизма часто не наблюдается значительного роста циркона, в большинстве случаев образуются только тонкие обрастания на цирконе предыдущей генерации (Тугаринов, Бибилова, 1980; Бибилова, 1989; Tichomirova et al., 2003; Bingen et al., 2001). Скорее всего, это связано с тем, что высвобождающийся при метаморфизме Zr может входить в состав таких минералов, как амфибол, титанит и биотит, образующихся на стадии амфиболитового метаморфизма (Bingen et al., 2001; Frazer et al., 1997).

На примере основных пород Северо-Западного Беломорья (п-ов Толстик и о.Кривой, Ковдинский архипелаг), а также основных и ультраосновных пород Яврозерского района (пояс Тана) проведено геохимическое изучение циркона, образующегося при метаморфизме амфиболитовой фации.

1. Северо-западное Беломорье

1.1. Габброиды полуострова Толстик

Полуостров Толстик расположен на западном побережье Кандалакшского залива (рис.32). Центральную часть его занимает тело габброидов, отвечающих по составу высокожелезистым толеитам (Ефимов и др., 1987). Ширина выходов тела около 2 км при длине около 7 км. Массив расположен в мигматизированных тоналитовых гнейсах возраста 2.7-2.8 млрд лет (Bogdanova, Vibikova, 1993; Каулина, Богданова, 2000; Бибилова и др., 2004). От центра к периферии массива усиливается степень метаморфической перекристаллизации и рассланцевания, в результате чего в краевых частях габброиды сменяются амфиболитами. Структуры неизменных габброидов габбровые и габброофитовые. Чистые разности соответствуют габбро, габброноритам, габброанортозитам, а метаморфизованные и рассланцованные разности – габбро, габбродиоритам. Для комплекса в целом характерна высокая железистость и низкая магнезиальность (Богданова и др., 1987; Ефимов и др., 1987).

В центральных частях массива сохраняются реликты магматических минералов и развиты друзитовые структуры – келифитовые каймы на границе первичномагматических Fe-Mg минералов и плагиоклаза. К краям массива друзитовые структуры постепенно исчезают, породы переходят в апогаббровые гранат-клинопироксеновые и гранатовые амфиболиты, которые переходят в рассланцованные гранатовые амфиболиты. Первично-магматические пироксены, оливин и основной плагиоклаз в нарастающей степени замещаются гранатом, роговой обманкой, метаморфическим клинопироксеном, более кислым плагиоклазом и кварцем (Ларикова, 2000).

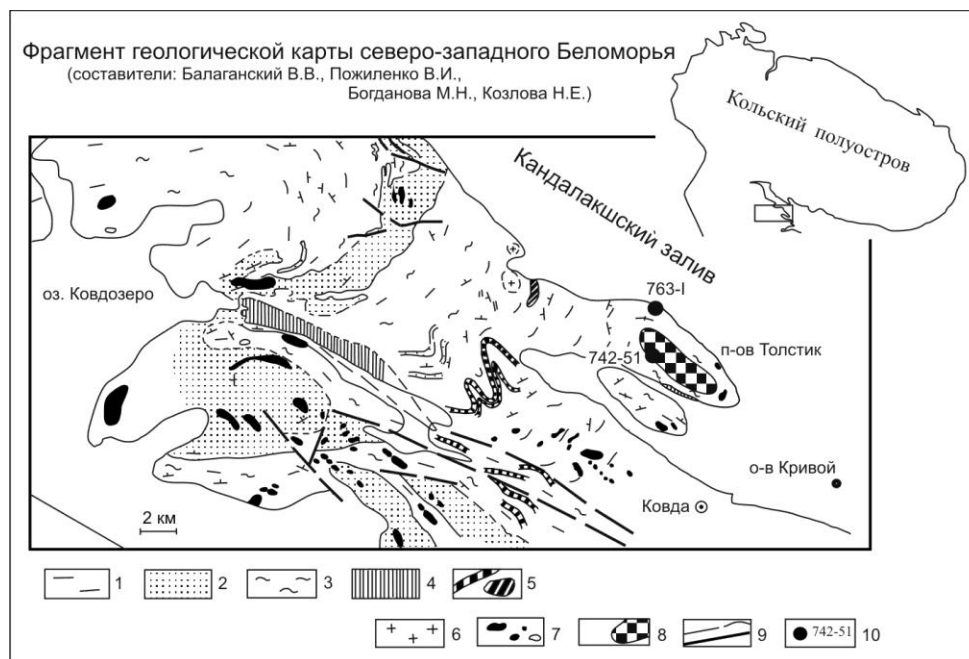


Рис.32. Фрагмент карты СЗ Беломорья. Условные обозначения:

1 – биотитовые и амфибол-биотитовые гнейсы и мигматиты; 2 – Grt-Bt и Ky-Grt-Bt гнейсы и мигматиты; 3 – Bt гнейсы и мигматиты; 4 – амфиболиты; 5 – дайки амфиболитов; 6 – микроклиновые граниты; 7 – ультрабазиты; 8 – габбронориты; 9 – надвиги и разломы; 10 – места отбора проб

На основе изучения друзитовых кайм в габброидах Толстика реконструирована метаморфическая эволюция массива (Алексеев и др., 1999; Ларикова, 2000, 2001). Показано, что формирование друзитовых структур начинается на проградном этапе метаморфизма при $T = 670-700^{\circ}\text{C}$, $P = 6-8$ кбар, когда между магматическими пироксенами и плагиоклазом образуются $Spx+Grt+Qtz$ и $Grt+Qtz(+/-Hbl)$ каймы (Ларикова, 2000, 2001). Н.Л.Алексеевым с соавторами определены следующие параметры для пика метаморфизма (образование парагенезиса $Grt+Hbl+Pl+Qtz$) - $T = 726\pm 9^{\circ}\text{C}$ и $P = 10,5$ кбар (Алексеев и др., 1999). На ретроградном этапе образуются $Hbl+Qtz$ или $Hbl+Grt+Qtz$ каймы при $T = 580-490^{\circ}\text{C}$ и $P = 4-5$ кбар (Ларикова, 2000). К краям массива на ретроградной стадии амфиболизации корониты частично трансформируются в гранатовые амфиболиты (Ларикова, 2000).

Состав корон и характер замещения свидетельствуют о существовании межгранулярного флюида (Ларикова, 2000, 2001). Об этом же говорит тот факт, что наиболее интенсивно габброиды переработаны во внешней части массива и вдоль тектонических зон, в меньшей степени – в центральных частях массива.

Возраст массива Толстик по результатам U-Pb датирования циркона 2.43-2.44 млрд лет (Bogdanova, Vibikova, 1993; Каулина, Богданова, 2000). Возраст образования друзитовых кайм оценивается примерно в 1850-1870 млн лет, исходя из результатов Sm-Nd датирования минералов, составляющих каймы (Алексеев и др., 1999).

1.1.1. Морфологические и геохимические особенности циркона

Циркон в пробе габброидов представлен двумя типами: желтовато-коричневыми, матовыми, короткопризматическими кристаллами, составляющими 5% пробы и бесцветными, длиннопризматическими кристаллами (или их обломками) с многочисленными продольными включениями непрозрачных минералов, составляющими 90% пробы (рис.40). Возраст циркона первого типа - 2443 ± 10 млн лет, возраст циркона второго типа - 2410 ± 3 млн лет (Каулина, Богданова, 2000).

Циркон этих двух типов описан во многих друзитовых массивах северо-западного Беломорья: в диоритах массива Жемчужный (Балаганский и др., 1997), в габброноритах Тупой губы и в метагаббро района оз.Нотозера (Лобач-Жученко и др., 1993; 1995). Циркон первого типа рассматривался как магматический, во-первых, по наличию тонкой ростовой зональности, во-вторых, поскольку он присутствует в пробе в малых количествах (5% от общего количества циркона), что считается естественным для магматического циркона в основных породах. К тому же, циркон первого типа по морфологии аналогичен циркону из габброанортозитов Колвицкого массива и Пыршина, где зерна цирконов находились внутри кристаллов магматического плагиоклаза (Митрофанов и др., 1993; Митрофанов, Нерович, 2003), что и подтверждало магматическую природу циркона. Циркон второго типа обычно составляет большую часть пробы - 90-95%. Е.В.Бибикова, описывая циркон такого типа в метагаббро района оз.Нотозера, где он составляет 100% пробы (Лобач-Жученко и др., 1993; 1995; Бибикова и др., 1993б) использовала определение "поленовидный", что очень точно отражает внешний вид зерен. Циркон этого типа рассматривался как метаморфический (Балаганский и др., 1997; Каулина, Богданова, 2000). Другие исследователи, хотя не исключали возможность его метаморфогенного генезиса - образование за счет Zr, освобождающегося из пироксенов при их перекристаллизации в ходе метаморфизма, считали этот тип циркона характерным для габбропегматитов (Лобач-Жученко и др., 1995) или «габбровым», типичным для поздних стадий кристаллизации циркона в габбро (Бибикова и др., 2004). Возраст этого циркона может быть близок к возрасту циркона первого типа (когда тот присутствует в пробе), или несколько моложе. В массиве Жемчужный эта разница в 2 млн лет, в массиве Толстик – 33 ± 13 млн лет.

Анализ содержания элементов-примесей и распределения редкоземельных элементов в цирконе двух типов из габброидов показывает, что циркон первого типа содержит несколько больше U, Th, Y и P3Э, чем циркон второго типа (табл.5), при этом они имеют одинаково высокие Th/U отношения (1,1-1,3), характерные для магматического циркона из основных пород (Heaman et al., 1990) и идентичное распределение редкоземельных элементов, характерное для циркона, растущего из магматического расплава (см. главу I) (рис.33). Исходя из этих данных, можно сделать вывод о магматическом генезисе циркона обоих типов. Остается вопрос, почему они отличаются по содержанию U и Th, а главное по возрасту и температурам кристаллизации, которые различаются на 200°C (табл.5), причем выше температура кристаллизации у циркона второго типа, который, судя по U-Pb возрасту, образуется позже.

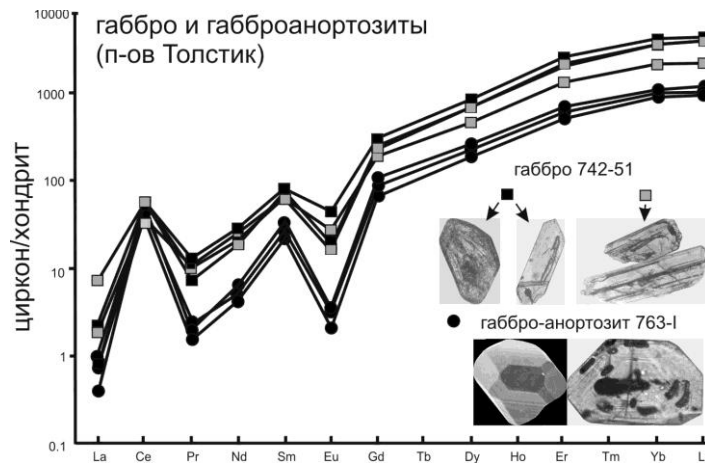


Рис.33. Распределение РЗЭ для циркона из габброноритов и габброанортозитов п-ова Толстик

Обычно считалось, что магматический циркон в породах основного состава образуется на заключительных стадиях кристаллизации. В данном случае, вероятно, происходит двукратное образование циркона – на начальной стадии кристаллизации (возможно в интрателлурических условиях) и на последующей, возможно заключительной стадии. Поленовидные кристаллы циркона из габбронорита района Чупы содержат 711-3676 ppm урана, что позволило авторам связать их образование с поздними стадиями кристаллизации габбро при обогащении расплава литофильными элементами (Бибикова и др., 2004). Данные по диоритам массива Жемчужный (Балаганский и др., 1997) и данные в табл.6 показывают, что этот тип циркона наоборот может быть обеднен U и Th, большая часть которого могла уже войти в состав первой достаточно высокоурановой генерации циркона. В любом случае, когда оба эти типа циркона присутствуют, разница в их возрасте, возможно, отражает длительность кристаллизации породы. Это предположение согласуется с разным интервалом кристаллизации циркона в разных массивах. Например, в массиве Жемчужный были датированы диориты, представляющие собой заключительную фазу кристаллизации друзитового массива и длительность ее кристаллизации всего 2 млн лет (Балаганский и др., 1997). При этом длительность образования самого полифазного массива Жемчужный около 100 млн лет (2.46 млрд лет – габбронориты, 2.36 млрд лет – диориты, Кудряшов и др., 1999). В массиве Толстик были датированы габбронориты основной фазы, и, судя по возрасту двух генераций циркона, длительность кристаллизации массива около 33 млн лет. Продолжительность магматического становления основных массивов (50-100 млн. лет) давно уже была отмечена в работах Т.Б. Баяновой (например, Баянова, 2004 и др.).

Что касается температур кристаллизации циркона, рассчитанных по содержанию Ti, то вероятнее всего для циркона первого типа они занижены (табл.5), в связи с преимущественным вхождением Ti в состав магматических титаномагнетитов.

В габброанортозитах, обнажающихся на северной оконечности п-ова Толстик (мыс Верхний Наволок) (рис.32), отмечен циркон, который можно соотнести с цирконом первого типа в габброидах (рис.33). Это крупные (150-300 мкм) бесцветные или чуть коричневатые короткопризматические

кристаллы с тонкой внутренней зональностью и хорошо сохранившейся огранкой (призмы {100} и {110} и дипирамиды {111}, {311}) (рис.33). Возраст этого циркона - 2444±7 млн лет (Каулина, Богданова, 2000). Магматический генезис этого циркона не вызывает сомнений благодаря наличию прекрасно проявленной эвгедральной тонкой зональности. Рисунок распределения РЗЭ в цирконе похож на рисунок в цирконе габброноритов (рис.33). Отличие заключается в более низком общем содержании РЗЭ (табл.5) и более выраженной отрицательной европиевой аномалии, что связано с совместным ростом с плагиоклазом. Также понижены содержания Th и U (70-118 и 53-63, соответственно) при высоких Th/U отношениях (1,3-1,9). Низкие содержания урана (до 100 ppm) и высокие Th/U отношения (1.3-1.9) характерны для циркона из анортозитов (например, Doig, 1991; van Breemen and Higgins, 1993; Ashwal et al., 1999).

1.2. Остров Кривой, Ковдинский архипелаг Белого моря

Остров Кривой расположен в 6 км к юго-востоку от п-ова Толстик (рис.32). Остров сложен типичными для Беломорья полимигматизированными тоналитовыми гнейсами с будинированными телами оливинных габброноритов с друзитовой структурой. Оливинные габбронориты относятся к формации лерцолит-габброноритов и по химическому составу отвечают толеитовым базальтам повышенной щелочности. Характерной особенностью пород является присутствие зеленовато-голубого плагиоклаза. Магматические контакты сохраняются редко, чаще наблюдаются тектонические контакты, подчеркнутые зонами рассланцевания и амфиболитизации, по которым проникают пегматитовые жилы, подвергшиеся также деформации и перекристаллизации (Каулина, Богданова, 1999).

Массивные оливинные габбронориты содержат редкие зерна магматического циркона, аналогичного первому типу в габброноритах Толстика. В рассланцованном габбронорите появляются новый тип циркона - бесцветные изометричные кристаллы с алмазным блеском, размером 60-75 мкм (рис.41). В краевой части массива, в зоне амфиболитизации на контакте с пегматитовой жилой, размер этих кристаллов в амфиболитизированном габбронорите достигает 100-125 мкм. По результатам U-Pb классического датирования, циркон в обоих пробах имеет близкие содержания урана 178-276 ppm, низкие Th/U отношения (0,1-0,2) и одинаковый возраст - 1916±4 млн лет (Каулина, Богданова, 1999).

Исследование содержания элементов примесей в цирконе из амфиболитизированного габбронорита на ионном зонде показало, что циркон содержит 158-167 ppm урана, 2-3 ppm Th и соответственно имеет очень низкое Th/U отношение (0.01-0.02), что отмечалось Д.Рубаттой, как характерный признак метаморфогенного циркона (Rubatto, 2002). Циркон также содержит не очень много иттрия (230-318 ppm) и РЗЭ (165-234 ppm) (табл.5). Рисунок распределения РЗЭ отличается от магматического в плане общего обеднения РЗЭ и пониженными Ce и Eu аномалиями, при общем обогащении тяжелыми РЗЭ (рис.34). Уменьшение Ce и Eu аномалий может быть связано с низкой активностью кислорода, то есть относительно восстановительными условиями образования. Что подтверждается замещением ильменита титанитом. Аналогичное распределение РЗЭ описано для циркона амфиболитовой фации в комплексе Берген-Аркс (Bingen et al., 2001).

Таблица 5

Содержание элементов-примесей для габбро и габбро-анортозитов п-ова Толстик (С-З Беломорье),
и основных и ультраосновных пород Яврозерского района (пояс Тана)

Порода	Проба	Тип Zrn	Th	U	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Lu	Σ REE	Yb La(n)	Yb Gd (n)	Eu Eu*	Ce Ce*	T°C	Th U
габбро	742-51	коричневый	1136	887	3490	0,5	35	1,3	14	13	2,7	70	248	510	842	130	1866	2178	14,6	0,2	7	780	1,3
		магматический	1108	991	2837	0,2	39	0,7	9	12	1,2	58	202	425	741	121	1609	6066	15,5	0,1	16	736	1,1
		поленовидн	1031	910	2902	1,8	40	1,0	10	11	1,0	54	200	435	748	122	1624	575	16,9	0,1	7	946	1,1
			284	258	1708	0,4	23	1,1	12	10	1,7	43	132	252	428	66	971	1381	12,0	0,2	6	856	1,1
габбро-анортозит	763-1	изометричный магматический	106	61	815	0,2	33	0,2	2	4	0,2	20	64	121	203	32	481	1262	12,1	0,1	35	791	1,7
			118	63	909	0,1	34	0,2	3	6	0,2	25	75	134	216	34	528	3384	10,5	0,04	48	822	1,9
			70	53	686	0,2	27	0,1	2	4	0,1	15	53	97	177	29	404	1466	14,3	0,04	41	794	1,3
габбро-норит амфиболитизированный	ГКР-7	круглый	3	167	239	0,1	1,4	0,01	0,1	0,3	0,1	2	14	38	96	18	169	2546	51,8	0,4	16	636	0,02
			2	158	318	0,5	1,2	0,02	0,1	0,3	0,2	3	18	51	135	26	234	3836	56,7	0,4	11	630	0,01
			2	164	230	0,1	1	0,01	0,1	0,3	0,1	2	13	36	94	18	165	1988	55,3	0,4	12	631	0,02
Анортозиты Яврозерского массива	А-3	призматический	42	47	24	0,1	3	0,05	0,4	0,5	1,3	2	3	2	3	0,3	15	59	1,7	3,5	13	744	0,9
			4	8	27	0,03	1	0,04	0,3	0,5	1,0	2	3	3	4	0,4	14	151	3,0	3,2	6	764	0,5
			29	47	11	0,04	2	0,01	0,1	0,1	0,1	0,4	1	1	3	0,2	8	113	8,3	1,3	27	732	0,6
		изометричный	5	7	25	0,03	1	0,03	0,2	0,3	0,8	1	2	3	5	0,5	14	246	5,6	3,6	7	749	0,7
			4	6	26	0,03	1	0,01	0,1	0,3	0,7	1	3	3	3	0,4	12	144	2,8	3,0	12	756	0,7
			4	3	8	0,01	1	0,01	0,04	0,1	0,2	0,3	1	1	1	0,1	4	156	5,9	2,8	10	736	1,2
	А-2	коричневый	4	4	14	0,02	1	0,01	0,04	0,1	0,2	0,4	1	1	2,1	0,2	6	165	6,1	2,9	14	744	1,0
			59	452	238	0,1	10	0,1	1,3	1,7	0,7	5	16	34	82	14	164	1644	19,3	0,7	24	711	0,1
	А-1	плоские обломки	69	208	219	0,1	6	0,1	0,8	0,9	0,4	3	12	38	103	19	184	1116	38,3	0,6	13	768	0,3
			36	136	47	0,03	2	0,03	0,3	0,7	0,1	2	5	6	9	1	26	398	4,3	0,3	19	825	0,3
лерцолит	У-1	круглый	47	386	71	0,2	9	0,3	3	3	1,8	6	8	6	4	1	42	35	0,8	1,3	7	771	0,1
			139	307	72	0,04	4	0,02	0,2	0,3	0,1	1	5	12	26	5	53	915	25,9	0,3	39	705	0,5
			153	343	65	0,01	4	0,02	0,1	0,3	0,1	1	5	10	24	4	48	2297	23,2	0,5	44	762	0,4
амфиболит	АМ-1	круглый	149	310	87	0,1	5	0,04	0,4	0,4	0,1	1	6	13	30	5	62	735	24,5	0,4	26	709	0,5
			14	51	59	0,3	17	0,5	4	2	0,6	5	7	6	9	1	53	47	2,1	0,6	9	738	0,3
			20	20	129	0,1	16	0,2	3	3	1,2	9	14	14	20	3	84	317	2,7	0,6	24	766	1,0
			12	49	37	0,04	9	0,05	1	1	0,4	3	5	4	5	0,5	28	179	1,9	0,6	46	769	0,3

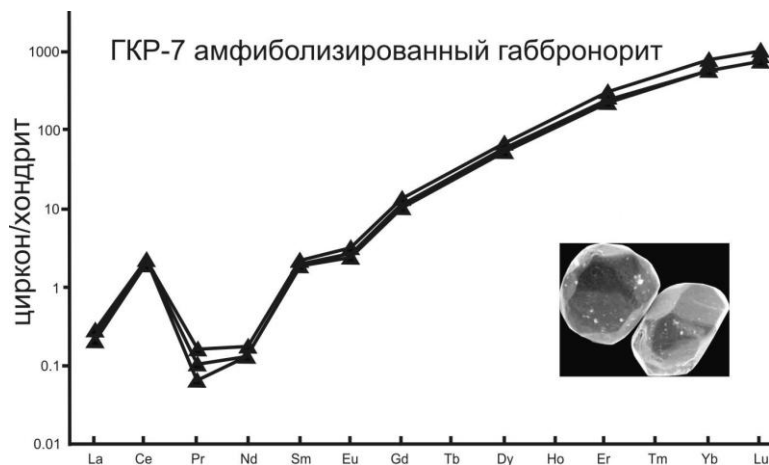


Рис.34. Распределение РЗЭ для циркона из амфиболитовых габброноритов о-ва Кривой

Поскольку содержания циркона явно зависят от степени расланцевания пород, то можно сделать вывод, что образование циркона здесь связано с наличием флюида, что также согласуется с невысоким содержанием элементов-примесей в цирконе. Возраст его отражает широко проявленный в Беломорье свекофенский метаморфизм, связанный с Лапландско-Кольской коллизионной орогенной 1800-1900 млн лет назад (Бибикова и др., 2004). Температура кристаллизации этого циркона 630-636°C (табл.5) согласуется с температурами метаморфизма амфиболитовой фации.

2. Пояс Тана, Яврозерский район

2.1. Анортозиты Яврозерского массива

В Яврозерском районе пояс Тана представлен гранатовыми амфиболитами, биотитовыми гнейсами, гранодиоритами, габброанортозитами и анортозитами Яврозерского массива и дайками ультрабазитов. Для пояса характерно большое число конкордантных тел и линз метаморфизованных габброидных анортозитовых пород (Barbey et al., 1980). На территории Финляндии самое большое тело – анортозиты Васкайоки возраста 1.91 млрд лет (Bernard-Griffiths et al., 1984). На российской территории анортозитовые массивы тянутся от границы с Финляндией до района Сальных тундр (Геологическая карта..., 1996). Породы пояса Тана частично метаморфизованы в условиях гранулитового метаморфизма, сопровождавшего надвиг ЛГП на пояс Тана 1.91 млрд лет назад (Marker, 1985; Krill, 1985; Тугаринов, Бибилова, 1980; Bernard-Griffiths et al., 1984; Бибилова и др., 1993). Массивы расположены на границе перехода от гранулитовой к амфиболитовой степени метаморфизма (Marker, 1985).

Яврозерский массив (рис.12 в главе II) представляет собой крупное плитообразное тело, расположенное на границе между амфиболитами и кристаллосланцами. Мощность тела около 600 м, оно вытянуто в северо-восточном направлении и прослеживается на 17,5 км (Латышев, 1968). Ширина

тела в районе вершины г.Петспакши, где были отобраны пробы, около 2 км. Контакты массива с вмещающими породами сильно тектонизированы и установить их первичную природу невозможно.

Внешне анортозиты представляют собой серые и светло-серые, мелко- и равномернoзернистые породы преимущественно полосчатой текстуры. Тонкие параллельные полосы (1-4 мм, до 4 см), сложены моноклинным пироксеном, амфиболом и гранатом. Изредка породы имеют видимую массивную текстуру. Краевые части тела расланцованы сильнее, сланцеватость в анортозитах параллельна контактам с вмещающими породами и сланцеватости в них. В пределах массива наблюдаются переходы от мономинеральных анортозитов к габбро-анортозитам.

Магматический парагенезис фиксируется по реликтам магматического плагиоклаза. Ильменит почти полностью замещен рутилом. От центра массива к краям наблюдается нарастание метаморфических преобразований пород. Плагиоклаз в наименее измененных анортозитах представлен 68-76% An, в более измененных - 57-70% An. Минеральные парагенезисы свидетельствуют о проявлении метаморфизма верхов амфиболитовой – низов гранулитовой фации и последующем диафорическом преобразовании: первая высокотемпературная стадия ($Cpx+Pl+Grt\pm Rt\pm Ttn$) и последующая ретроградная ($Pl+Am+Scp$). Голубовато-зеленый амфибол замещает клинопироксен и гранат, развивается в трещинках граната, плагиоклаз становится более кислым и частично замещается скаполитом. Низкотемпературные изменения проявляются в серицитизации плагиоклаза и замещении амфибола хлоритом.

Параметры метаморфизма первой стадии, определенные по плагиоклаз-клинопироксен-гранатовому парагенезису - 750-800°C и 7.5-9 кбар или 790-810°C по данным В.И.Фонарева с соавторами (Минц и др., 1996), параметры ретроградной стадии 700–695°C и 9-7.6 кбар (Минц и др., 1996).

Распределение нормированных к хондриту РЗЭ в анортозитах Яврозерского массива и в других молодых массивах возраста 2.10-1.95 млрд лет пояса Тана (массивы Вулвара и Южно-Туадешский) по сравнению с анортозитами возраста 2.45 млн лет (Пыршин, Колвицкий, Кандалакшский - Митрофанов и др., 1993) показывает более крутой наклон (рис.35) с резко выраженной положительной Eu аномалией ($La/Yb_n = 6.7-48.9$ (для большинства образцов более 20), $Eu/Eu^* = 2.8-4.7$). При этом отмечаются пониженные содержания тяжелых REE ($Tb_n = 0.63-2.11$, $Er_n = 0.33-1.62$, $Yb_n = 0.33-2.06$). В связи с тем, что La/Yb_n имеет положительную корреляцию с Eu/Eu^* , такое распределение REE в анортозитах можно объяснить значительной ролью в их происхождении процессов фракционной кристаллизации первичных магм с преимущественным накоплением плагиоклаза и отделением граната, как основного концентратора тяжелых REE. Кристаллизация граната в базальтовых магмах происходит при высоких давлениях (>18 кбар) и безводных условиях, что свидетельствует о большей глубине генерации первичных магм свекофенских анортозитов по сравнению с сумийскими (Нерович и др., 2004, 2005). Для большинства образцов, ϵNd имеют положительные значения $+1.2 \div +3.7$, что указывает на деплетированный источник молодых анортозитов (Нерович и др., 2004, 2005).

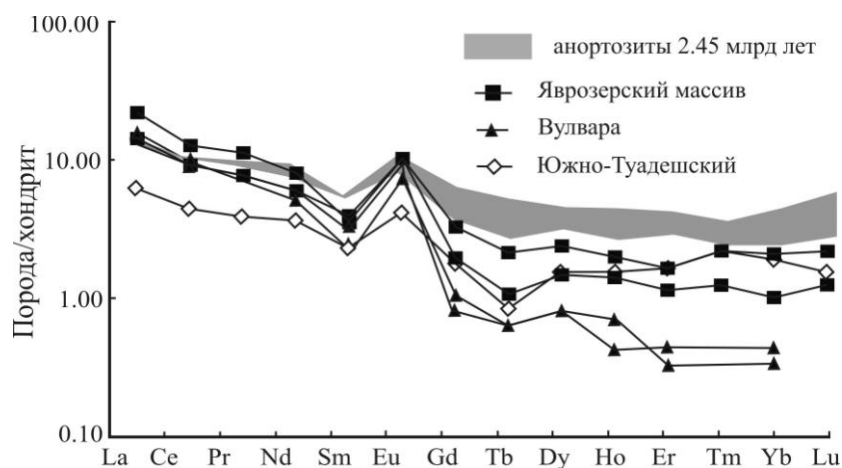


Рис.35. Распределение P3Э в анортозитах пояса Тана-Колвица

В анортозитах Яврозерского массива встречаются четыре типа циркона, содержание которых меняется в зависимости от степени изменения породы. Пробы А-1 и А-3 – относительно массивные анортозиты, А-2 – рассланцованные анортозиты.

Циркон первого типа (рис.36 а-d) представлен розовыми прозрачными короткопризматическими кристаллами, ограненными призмами {100} и {110} и дипирамидами {111}, {311}. Кристаллы трещиноватые с хорошо проявленной тонкой эвгедральной зональностью. Размер зерен от 100 до 300 мкм. Ребра и вершины часто растворены, что придает кристаллам округлую форму, которая иногда обусловлена также наличием метаморфических обрастаний (рис.36, b и d). Циркон этого типа составляет более 50% от общего количества циркона в слабоизмененных анортозитах (пробы А-1, А-3) и всего лишь около 5% в полосчатых анортозитах (проба А-2), где циркон мельче и кристаллы реже сохраняют огранку. Циркон второго типа составляет 20% в малоизмененных анортозитах и 10% в полосчатых (рис.36, II). Он представлен бесцветными или розоватыми призматическими прозрачными кристаллами со сглаженными вершинами и ребрами. В иммерсионном препарате, в этих кристаллах, наблюдается тонкая эвгедральная зональность. Размер зерен составляет 75-150 мкм, редко достигая 250 мкм. Сходная морфология и внутреннее строение в сочетании с наличием постепенных переходов от циркона первого типа ко второму позволяет отнести оба типа к одной генерации. Возраст циркона первого и второго типов 1945 ± 10 млн лет (рис.37, Каулина и др., 2004). Этот циркон, скорее всего, является магматическими, о чем свидетельствует тонкая эвгедральная зональность, низкое содержание урана (63-160 ppm – по результатам классического U-Pb метода) и высокое Th/U отношение (табл.5). Аналогичный по морфологии и близкий по возрасту циркон описан также для анортозитов массива Васкайоки (Bernard-Griffiths et al., 1984) и Вулвара (Нерович, 1999).

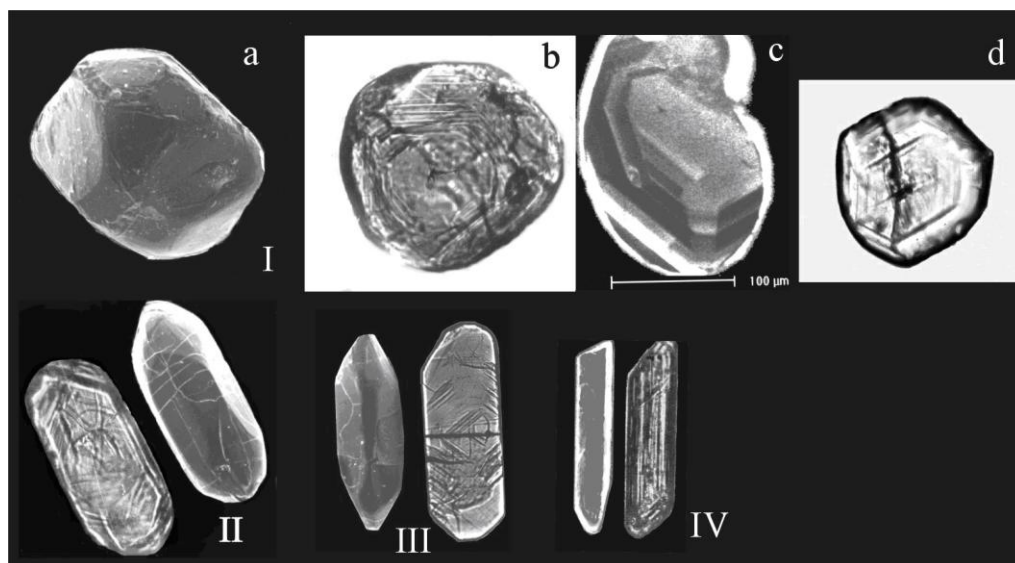


Рис.36. Типы циркона из анортозитов Яврозерского массива:
a-d – циркон первого типа, *a* – РЭМ фото, *c* – катодолуминесценция;
b, d – в проходящем свете; I-IV – циркон первого, второго, третьего
и четвертого типов, соответственно

Третий тип представлен бесцветными прозрачными удлиненными ($K_y = 3-6$) и часто уплощенными кристаллами размером 75-150 мкм, в которых также наблюдается тонкая эвгдральная зональность (рис.36, III). Содержание циркона этого типа увеличивается в полосчатых анортозитах до 35% по сравнению с 15-20% в неизмененных. Возраст этого циркона 1917 ± 4 млн лет (рис.37). Образование циркона этого типа вероятно связано с флюидной проработкой анортозитов при метаморфизме, которая сильнее проявилась в краевых, более расланцованных частях массива. Тонкая зональность характерна обычно для циркона, кристаллизующегося из расплава, но образуется также в цирконе, кристаллизующемся из гидротермального флюида (Носырев и др., 1989).

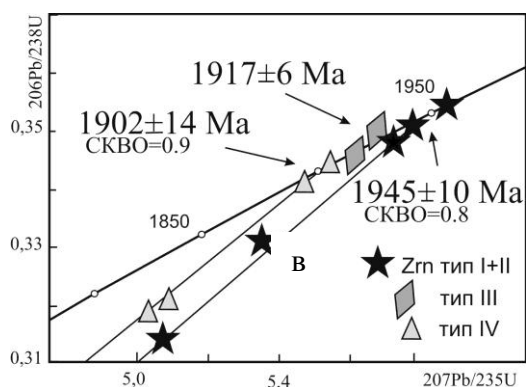


Рис.37. U-Pb диаграмма с конкордией для разных типов циркона из анортозитов

Циркон четвертого типа (рис.36, IV) представлен полупрозрачными, светло- и темно-коричневыми кристаллами цирконового типа (комбинация призмы {110} и дипирамиды {111}) чаще длиннопризматическими, но встречаются также и короткопризматические. Количество циркона этого типа достигает 50% в полосчатых анортозитах и 5% в неизменных. Возраст циркона - 1902 ± 14 млн лет (рис.37). Циркон этого типа и возраста описан для всех анортозитовых массивов зоны Тана-Колвица и рассматривается как образующийся в условиях диафореза (см. главу II).

Характер распределения РЗЭ в цирконе всех типов представлен на рис.38 а, б. Сразу можно отметить нетипичное для циркона, особенно для магматического, распределение РЗЭ. Это касается обеднения средними и тяжелыми РЗЭ и несвойственной циркону положительной Eu аномалии. Возможно, что наличие положительной европиевой аномалии, в данном случае, является артефактом, связанным с заниженным содержанием Gd и Dy и тогда можно, скорее, говорить об отсутствии Eu минимума, что обычно отражает окислительную обстановку среды и/или рост в отсутствие плагиоклаза (см. главу I). С другой стороны, положительная Eu аномалия отмечена во многих образцах циркона, образующегося при амфиболитовом метаморфизме эклогитов (например, Скублов и др., 2010а), а также отмечена в амфиболитовом цирконе эклогитоподобных пород Узкой Салмы (глава III). Скорее всего, положительная Eu аномалия является характеристикой циркона, образующегося при распаде плагиоклаза, когда высвобождается большое количество Eu, который в окислительных условиях становится трехвалентным, создавая, таким образом, избыток европия в цирконе. В данном случае, положительная европиевая аномалия может являться свидетельством роста циркона при распаде магматического плагиоклаза, а обеднение средними и тяжелыми РЗЭ - совместным ростом с гранатом. То есть, на стадии смены магматического парагенезиса метаморфическим $Cpx+Pl+Grt+Tm+Ap$. Это объяснение полностью удовлетворяет геохимической специфике циркона, но плохо согласуется с морфологическими особенностями (огранка) и внутренним строением (эвгедральная зональность) циркона. Возможность совместить эти противоречия лежит в области условий кристаллизации самого анортозитового массива. Известно, что образование анортозитов тесно связано с гранулитовыми комплексами (например, Ashwal, 1993). Результаты датирования U-Pb, Sm-Nd и Rb-Sr методами анортозитов Васкайоки и вмещающих пород, а также полевые наблюдения показывают, что завершающая стадия магматической кристаллизации массива сопровождалась гранулитовым метаморфизмом высоких давлений (Barbey, Raith, 1990; Bernard-Griffiths et al., 1984 и ссылки там; Marker, 1985). Возрасты циркона из анортозитов Яврозерского массива и возраст гранулитового метаморфизма, определенный по циркону из кислых и основных гранулитов близлежащих районов (см. глава II) подтверждают этот вывод. Максимальные температуры начала кристаллизации анортозитов $1250-1300^{\circ}\text{C}$ (Ленников, 1979). Температуры гранулитового метаморфизма, определенные по вмещающим кристаллосланцам – $880-913^{\circ}\text{C}$ (глава II). То есть, существовал очень небольшой разрыв, как по температуре, так и по времени между магматической кристаллизацией и метаморфизмом.

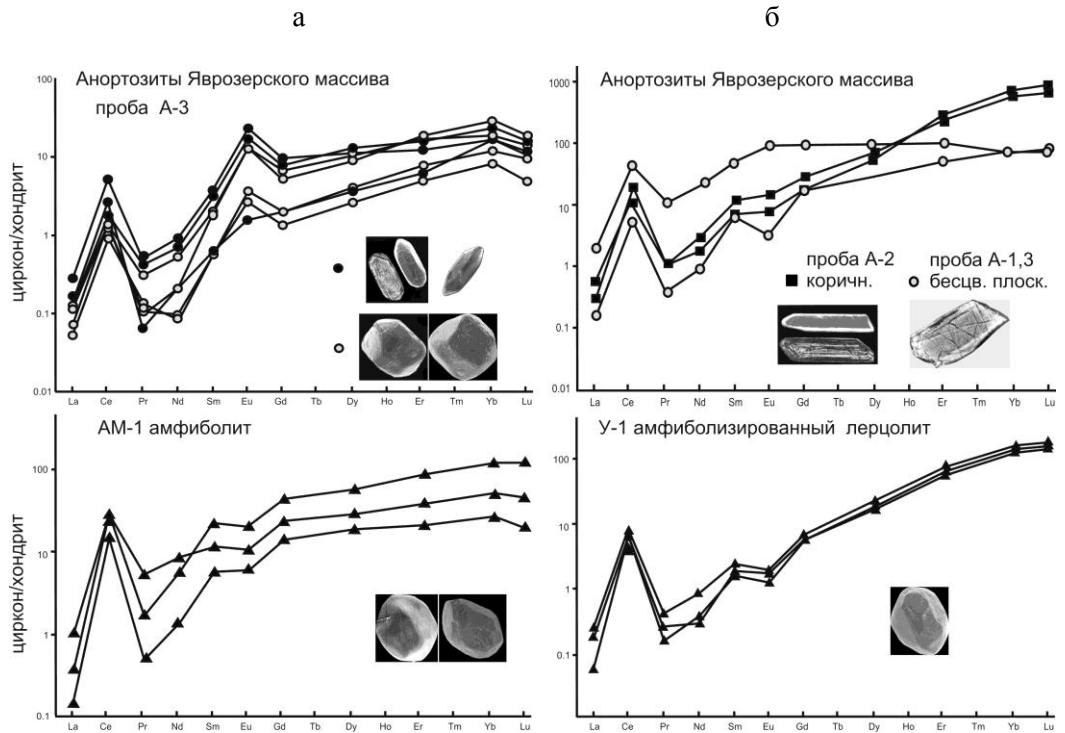


Рис.38. Распределение РЗЭ в цирконе из анортозитов Яврозерского массива, амфиболитов и амфиболизированной ультраосновной дайки

Таким образом, кристаллизация циркона в анортозитах происходила в условиях перехода от магматической кристаллизации к гранулитовому метаморфизму, что сопровождалось уменьшением количества расплава, с чем, вероятно, и связано изменение содержания элементов-примесей в цирконе, поскольку элементы-примеси начинали разделяться между цирконом и метаморфическими минералами. Эволюция расплава подтверждается изменением химического состава и морфологии циркона по мере уменьшения его возраста и распределении точек, отвечающих циркону разных типов вдоль конкордии (рис.37). Содержание U и Th при этом не меняется, поскольку только циркон является концентратором этих элементов. Уменьшение содержания тяжелых РЗЭ в цирконе связано с более высокими скоростями их диффузии по сравнению с легкими (напр., Cherniak et al., 1997). Перераспределение элементов-примесей вполне возможно именно в условиях гранулитового метаморфизма, поскольку благодаря высоким температурам и присутствию расплава в минералах гранулитов обычно достигается равновесие в распределении элементов (например, Tang et al., 2007).

Обращает на себя внимание уменьшение содержания Nd, что приводит к увеличению в цирконе отношения $(Pr/Nd)_n$. Похожее соотношение наблюдалось в эклогитовом цирконе из карьера Куру-Ваара (глава III). На диаграмме, построенной по величине европейской аномалии и отношения $(Pr/Nd)_n$ циркон разного генезиса (магматический, эклогитовый,

амфиболитовый, и метаморфический, образующийся при распаде плагиоклаза) образует собственные поля (рис.39).

Температуры кристаллизации циркона, определенные по содержанию Ti (730-825°C) явно занижены по сравнению с температурами кристаллизации анортозитовой магмы и параметрами гранулитового метаморфизма. Такое занижение температуры в цирконе из пород основного состава связано с пониженной активностью SiO₂ (Ferry, 2006; Fu et al., 2005), а также неучтенного фактора давления при расчете температур кристаллизации мантийных и нижнекоровых пород (Page et al., 2007).

Образование длиннопризматических плоских кристаллов циркона возраста 1917 млн лет, вероятно, отражают уменьшение температуры и увеличение пересыщения расплава.

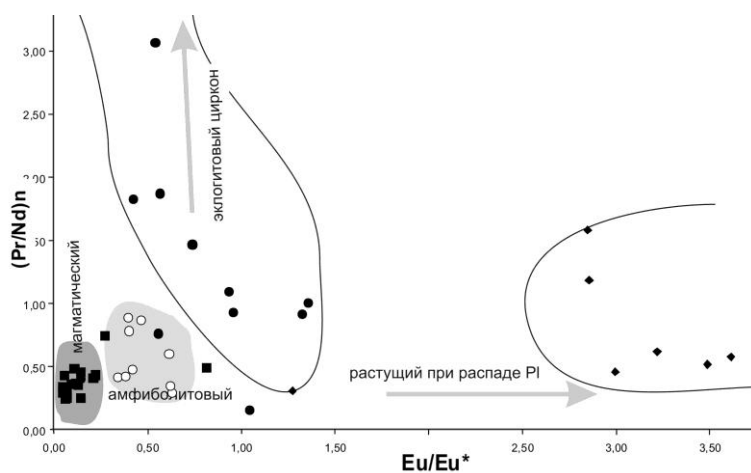


Рис.39. Распределение циркона разного генезиса в зависимости от величины европиевой аномалии и отношения нормированных Pr и Nd

Реальные значения температуры отражает, скорее всего, коричневый титанит из анортозитов, возраст которого (1916±12 млн лет – Каулина и др., 2004) определяет время остывания массива, по крайней мере, до 650-700°C (температуры закрытия U-Pb системы титанита (Cherniak, 1993; Frost et al., 2000)). Титанит в безводных парагенезисах образуется только в окислительных условиях (Wones, 1989; Frost et al., 2000; Frost and Lindsley, 1991), что согласуется с отсутствием или небольшой отрицательной Eu аномалией в цирконе возраста 1917 млн лет (рис.38, б).

Циркон четвертого типа - коричневый с повышенным содержанием урана, типичный постгранулитовый, обычно кристаллизуется при переходе от гранулитовой к амфиболитовой фации при температурах около 700°C, как и показывают определенные для него температуры кристаллизации (табл.5). То есть, с 1917 до 1902 млн лет температура практически не менялась. Остывание до 450-400°C произошло к 1875±5 млн. лет, как показывает возраст рутила из анортозитов и вмещающих пород (Каулина и др., 2004). Близкий возраст - 1868±21 млн лет - получен по светло-желтому титаниту, представленному прозрачными, округлыми, чуть уплощенными кристаллами равен (Каулина и

др., 2004). Образование светлого титанита характерно для зон сдвиговых деформаций (Gibbons and Horak, 1984; Бибикова и др., 1999; Essex, Gromet, 2000). Низкотемпературный титанит может образоваться за счет высвобождения Ti при замещении биотита хлоритом (Ferry, 1979). Воздействие гидротермальных флюидов также может вызвать изменения (осветление окраски и уменьшения содержания урана) в уже существующем титаните, тогда титанит начинает отражать возраст гидротермальной переработки (Bancroft et al., 1987; Левченков и др., 2000).

Амфиболиты (проба АМ-1). Вмещающие анортозитовый массив амфиболиты представляют собой серые и темно-серые мелкозернистые породы. Основные минералы: амфибол (зеленая роговая обманка) – 50%, плагиоклаз – 40%, кварц, гранат – 10-20%. В основном встречаются гранатсодержащие разновидности, в которых гранат часто образует порфиробласты, размером от 1 до 8 мм. Породы отвечают по составу толеитовым базальтам (габбро) (Минц и др., 1996). Текстура пород гнейсовидная, перемежение светлых Pl полосок с темными (Amf). Более низкотемпературные изменения выражаются в хлоритизации амфибола и биотита. Возраст протолита амфиболитов, определенный по редким зернам магматического циркона 2041 ± 52 млн лет (Каулина, 1999), возраст другой пробы амфиболитов этого района – 2101 ± 21 млн лет (Каулина и др., 2005), что согласуется с возрастом гранатовых габбро Беломорья (Степанова и др., 2003).

Основную часть пробы (90%) составляют округлые и изометричные бесцветные с алмазным блеском кристаллы и их обломки, размером до 150-200 мкм. Возраст этого циркона 1893 ± 38 млн лет (Каулина, 1999). Распределение РЗЭ характерно для роста циркона в присутствии граната и в окислительно-восстановительных условиях (рис.38 в).

Также в Яврозерском районе отмечены конкордантные тела и линзы метаморфизованных ультрабазитовых пород. Отобрана проба из тела амфиболитованного лерцолита (проба У-1), образующего дайку в гранатовых амфиболитах, мощностью до 10 м. Основной минерал – оливин. Породы амфиболитованы. Из пробы выделено большое количество (150 мг из 180 кг породы) изометричного прозрачного бесцветного циркона (рис.38 г), размером около 100 мкм, явно метаморфогенного происхождения, сходного по облику с метаморфическим цирконом из амфиболитов и амфиболитованных габброноритов о.Кривой (рис.34 и 38 в). Возраст циркона 1900 ± 8 млн лет (Каулина, 1999).

Распределение редких земель в цирконе представлено на рис.38 г. Распределение и содержание РЗЭ (табл.5) согласуются с метаморфогенным генезисом циркона. Распределение РЗЭ аналогично распределению в цирконе из амфиболитованных габброноритов острова Кривой (рис.34). Температуры кристаллизации по содержанию Ti равны 705-762°C, что отвечает условиям амфиболитовой фации и совпадает с температурами метаморфизма окружающих пород в это время.

Таким образом, в анортозитах Яврозерского массива кристаллизация циркона продолжалась около 40 млн лет. По мере понижения температуры менялись морфология и химический состав циркона. Во вмещающих породах циркон образовался на заключительной стадии амфиболитового метаморфизма около 1900 млн лет и связан, скорее всего, с проникновением флюида в зонах

рассланцевания, что подтверждается корреляцией процентного содержания циркона в породе со степенью рассланцевания. Это частый случай для основных пород. Например, в нерассланцованном лейкогаббро Колвицкого массива циркона нет, появляется он только в гранатовом амфиболите по лейкогаббро (Митрофанов и др., 1993). Такой же вывод делается в работах Т.Ф.Зингер, где на основе изучения пород с разной степенью рассланцевания, описываются собственно «деформационные» типы кристаллов циркона, процентное содержание которых в породе находится в зависимости от степени рассланцевания (Зингер, 1993; Zinger et al., 1996, 1999). Там же, в частности, показано, что округлые цирконы могут образовываться при рассланцевании породы из удлиненнопризматических путем образования пережимов в центре кристаллов. Но в нашем случае, в отсутствие в породах циркона предыдущей генерации, речь идет только о новообразованном цирконе.

Резюме

В породах основного состава рост циркона может проходить неоднократно в процессе кристаллизации массивов.

При метаморфизме амфиболитовой фации в породах основного состава образуются изометричные или короткопризматические прозрачные бесцветные кристаллы циркона с низким содержанием урана и тория и низкими Th/U отношениями. Образование циркона в породах амфиболитовой фации контролируется флюидным режимом метаморфизма, что подтверждается увеличением содержания циркона в зонах рассланцевания, где наиболее проявлено флюидное воздействие. Распределение РЗЭ в цирконе отражает парагенезис сосуществующих с цирконом метаморфических минералов.

При росте циркона в условиях перехода от магматической кристаллизации к гранулитовому метаморфизму результирующее содержание и распределение РЗЭ отражает конкурентное распределение элементов между цирконом и сосуществующими минералами.

Температуры кристаллизации циркона, определенные по содержанию Ti, в основных породах могут быть занижены, что связано с пониженной активностью SiO₂ и TiO₂.

Глава 5

МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ЗАМЕЩЕНИЯ В ЦИРКОНЕ

Хотя циркон является широко используемым геохронометром, в частности, благодаря своей устойчивости и способности сохранять радиогенный свинец при высоких температурах, известно также, что циркон поддается изменениям в присутствии водных флюидов, щелочных растворов и флюидов, обогащенных CO_2 (Тугаринов, Бибикова, 1980; Ризванова и др., 1996; Liferovich et al., 2001; Watson, 1996; Азимов, 2003). Способность циркона к изменению возрастает при метамиктизации, связанной с автооблучением при радиоактивном распаде U и Th, входящих в состав циркона.

Как уже отмечалось в главе I, за последние 20 лет, благодаря развитию методов исследования внутреннего строения минералов, специфические вторичные структуры изменения и перекристаллизации (например, рис.8 в главе I) описаны для циркона из многих пород (Corfu et al., 2003). В цирконе отмечаются зоны извилистой или фестончатой формы, перекрывающие первичную ростовую зональность, пятнистая структура, присутствие пористых и богатых включениями областей. Наличие таких структур означает, что первичные кристаллы циркона не всегда были в равновесии с окружающей средой. Процессы изменения циркона с образованием подобных внутренних структур связывают обычно с метасоматическими процессами (например, Краснобаев и др., 1998; Скублов и др., 2009а,б; Levskii et al., 2009; Кожевников, Скублов, 2010). На Кольском полуострове подобные структуры описаны в цирконе из амазонитовых пегматитов Западных Кейв (Горяинов, Иванюк, 2001), а также из щелочных гранитов массива Сахарйок (Лялина, Зозуля, 2010) и Западно-Кейвского массива (Ветрин, 2010).

Понимание процессов, которые произвели эти внутренние структуры, существенно для правильной интерпретации полученных U-Pb возрастов.

Ниже представлены результаты изучения циркона из различных пород Кольского п-ова: микроклиновых гранитов пояса Тана, осадков Кейвского блока и пород основного состава района Узкой Салмы. Циркон в каждом из участков имеет свое характерное внутреннее строение, свидетельствующее о вторичных изменениях минерала. Для объяснения механизма образования вторичных структур в цирконе и реконструкции условий изменения кристаллов циркона привлечены данные экспериментального низкотемпературного моделирования процессов замещения монокристаллов (Гликин, Синай, 1983, 1991, Гликин, 2004). Это позволяет предложить унифицированный механизм образования вторичных структур в цирконе и рассматривать все случаи изменения циркона в рамках процесса изоморфного метасоматического замещения на основе проведения аналогий между природными и искусственными объектами.

1. Внутреннее строение зерен циркона и их возраст

1.1. Циркон из микроклиновых гранитов района оз.Явр (пояс Тана)

Для пород пояса Тана характерны розовые плагиомикроклиновые граниты и гранитогнейсы, которые образуют линзы конкордантных тел

в гранатовых амфиболитах. Циркон, выделенный из пробы мелко-среднезернистого микроклинового гранита в районе озера Явр, представлен короткопризматическими желто-коричневыми кристаллами, размером 150-300 мкм с высоким содержанием U (>3000 ppm), что характерно для калиевых гранитов. В проходящем свете (поляризационный микроскоп AMPLIVAL) зерна в основном мутные или с грубой зональностью, но в отраженных электронах хорошо различимо сложное внутреннее строение (рис.40). Видны следующие зоны: основная часть кристалла, светлая в BSE (предположительно неизменная), темная измененная зона (15-100 мкм), внешняя тонкая трещиноватая кайма (10-20 мкм). Разные по интенсивности свечения участки отличаются по химическому составу (табл.6). В измененных зонах, по сравнению с основной частью, незначительно снижается содержание U, Th и Hf, уменьшается содержание Zr, и резко возрастает содержание Ba, Sr, Ti, легких и средних редких земель. Появляются Ca, Mn и Fe (табл.6). Кроме того, эти зоны содержат значительные количества воды (до 10 вес%). Химические анализы метамиктного циркона показывают, что он может содержать до 16,6% H₂O (Coleman and Erd, 1961). Исследования показывают, что большая часть воды адсорбируется метамиктным материалом либо в виде H₂O, либо в виде (OH)⁻ (Orthosilicates, 1982). Также вхождение воды или гидроксильной группы возможно по механизму $(M^{n+} + n(OH)^- + (4-n)H_2O = Zr^{4+} + (SiO_4)^{4-})$ (Hoskin and Schaltegger, 2003). Структурно входящая водная фаза – это гидроксильная группа (OH)⁻, которая встречается в цирконе всех степеней кристалличности (Orthosilicates, 1982; Woodhead et al., 1991; Nasdala et al. 2001). Известны также примеры, что данные о количестве воды в цирконе, основанные на разнице между 100% и суммой, полученной на микрозонде с волновым спектрометром, могут быть завышены, поскольку эта разница может быть связана не только с вхождением воды или гидроксил-группы, но и с разуплотненной структурой метамиктного циркона. Контролем может служить измерение содержания летучих компонентов на ионном микрозонде. По данным С.Г.Скублова реальное содержание воды не превышает 5-6 масс.%, по сравнению с вычисленными с помощью микрозонда до 12 масс.% для метамиктных доменов в цирконах из кор выветривания (Скублов, личное сообщение).

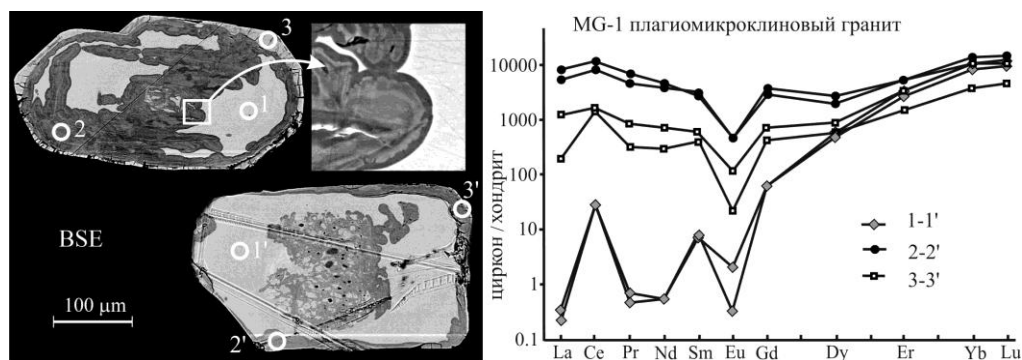


Рис.40. Циркон из микроклинового гранита пояса Тана: фото в отраженных электронах с точками анализа и график распределения редкоземельных элементов для этих участков циркона

Таблица 6

Состав отдельных участков циркона из микроклиновых гранитов района оз.Явр

Элемент	Участки циркона					
	Основная часть		Измененная зона		Кайма	
	1	1'	2	2'	3	3'
Содержание элементов *(ppm)						
Ba	1,9	1,1	272	234	19,2	246
²³² Th	157	232	156	133	42	168
²³⁸ U	6070	5065	4684	3565	1307	4146
Nb	507	503	596	423	159	394
²⁰⁸ Pb	104	108	86	108	74	122
Sr	4,6	1,42	495	410	34	481
Hf	15976	13705	9759	10509	10786	11475
Ti	4,3	5,1	41	307	28	33
Y	1893	1740	4364	5529	1650	2736
La	0,08	0,05	1731	1132	48	289
Ce	16,8	18	6470	4396	884	1000
Pr	0,04	0,07	580	396	31	84
Nd	0,25	0,26	1931	1592	144	336
Sm	1,09	1,28	361	428	63	90
Eu	0,12	0,02	24	24	1,35	6,9
Gd	13,0	12,6	520	668	91	149
Dy	151	123	447	619	146	229
Er	562	454	798	794	269	573
Yb	1807	1452	2036	1656	655	1656
Lu	310	243	317	245	119	254
Оксид	Содержание оксидов **(мас. %)					
SiO ₂	31,8	не опр.	29,1	не опр.	не опр.	не опр.
CaO	---	не опр.	2,7	не опр.	не опр.	не опр.
MnO	---	не опр.	0,13	не опр.	не опр.	не опр.
FeO	---	не опр.	1,2	не опр.	не опр.	не опр.
Y ₂ O ₃	0,25	не опр.	0,39	не опр.	не опр.	не опр.
ZrO ₂	64,4	не опр.	54,1	не опр.	не опр.	не опр.
HfO ₂	2,4	не опр.	1,8	не опр.	не опр.	не опр.
U ₂ O ₃	0,57	не опр.	0,44	не опр.	не опр.	не опр.
Сумма	99,39	не опр.	58,74	не опр.	не опр.	не опр.

* Анализы выполнены методом вторично-ионной масс-спектрометрии (ионного зонда) на приборе Cameca IMS-4F (Ярославский филиал ФТИАН). Методика измерений приведена в (Федотова и др., 2008).

** Анализы выполнены на микроанализаторе Cameca MS-46 (ГИ КНЦ РАН, Апатиты) при ускоряющем напряжении 22 кВ и токе 40 нА. Аналитические линии и эталоны: Zr Lα и Si Kα – синтетический циркон; Hf Lβ₁ – чистый металл.

Распределение элементов в зерне циркона, снятое с помощью времяпролетного масс-спектрометра вторичных ионов TOF.SIMS 5 (ФТИАН, Ярославль) показало явное обогащение измененных зон Ca на фоне более однородного распределения Si и Zr (рис.41).

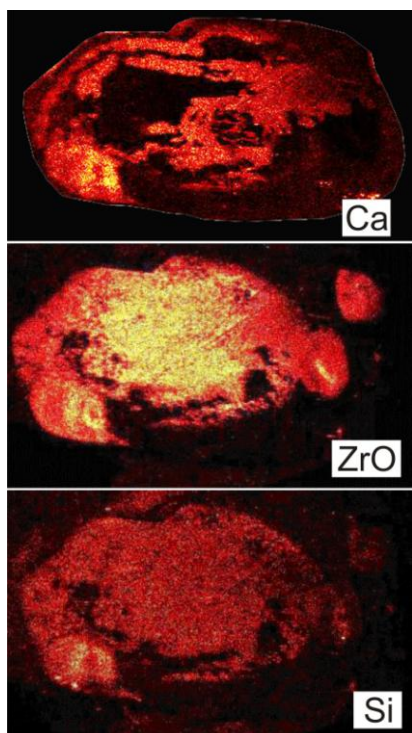


Рис.41. Распределение элементов в зерне циркона из гранитов пояса Тана

Распределение редкоземельных элементов в светлых зонах соответствует характерному распределению в магматическом цирконе – обогащение тяжелыми редкими землями ((Yb/Gd)_n=140-168) с высокой положительной Ce (Ce/Ce* = 64-69) и отрицательной Eu аномалиями (Eu/Eu* = 0.01-0.1) (рис.40), тогда как обогащение темных зон легкими редкими землями с уменьшением Ce аномалии характерно для гидротермального циркона (Rubin et al., 1989; Hoskin, 2005; Rayner et al., 2005). По содержанию всех элементов оболочки кристаллов занимают промежуточное положение между их основной частью и зоной изменения (рис.40, табл.6).

Возраст неизменных участков циркона около 2.30 млрд лет (Каулина, Апанасевич, 2000). Возраст цирконовых кайм не определялся в связи с их малыми размерами. Подобные структуры наблюдались также в цирконе из молодых синдеформационных гранитов возраста 1.88 млрд лет (Marker et al., 2000). Можно утверждать, что изменения циркона в обоих массивах произошли позднее 1.88 млрд лет. Процесс может быть связан либо

с флюидной активностью 1.75 млрд лет назад, широко проявленной в породах Кольского п-ова (Rb-Sr и Ag-Ag данные – Левский и др., 2009; de Jong et al., 2000), либо с палеозойскими гидротермальными процессами – 450-480 млн лет (Афанасьева и др., 2009).

1.2. Циркон из метаморфизованных осадков района хребта Серповидного (Кейвский блок)

Циркон с измененной внутренней морфологией были обнаружены в метаосадках Кейвского блока: кианитовых сланцах и кварцитах Червуртской свиты, мусковит-кварцевых сланцах Вукчуртской свиты и биотит-мусковит-кварцевых сланцах Песцово-Тундровской свиты.

В катодолюминесценции видно, что все кристаллы циркона, за исключением кристалла № 1, содержат неизменные (светлые) ядра с обычной ростовой зональностью и мозаичные (более темные) внешние зоны - каймы (рис.42, а). Яркие в катодолюминесценции ядра с низким содержанием U и ненарушенной кристаллической структурой имеют возраст 2.63-2.73 млрд лет

(Marker, Kaulina, 2000). Надо отметить, что каймы образуются только на кристаллах циркона с низким содержанием урана, а в цирконе с повышенным содержанием урана (до 1000 ppm), как например зерно 1 на рис.42, образуются новые внутренние области одновременно с образованием кайм на низкоурановых цирконах. Возраст неизмененных участков циркона типа № 1 – 2.46 млрд лет, возраст измененных участков – 1.76 млрд лет (Marker, Kaulina, 2000). Каймы обогащены ураном (900-3000 ppm) и состоят из темных (вероятно аморфных) участков, перемежающихся со светлыми кристаллическими участками. При датировании на ионном микрозонде NORDSIM получен U-Pb возраст кайм - 1758 ± 48 млн лет. При этом для пяти датированных участков (точки 1-5 на рис.42, б) получен конкордантный возраст, то есть вторичные изменения не привели к потерям радиогенного свинца. Дискордантность отмечается только в каймах с явными признаками растворения (изрезанные границы), в этих же участках обнаруживается более высокое содержание урана (точки 6, 7 на рис.42, а, б). Нижнее пересечение дискордии с конкордией около 490 млн лет, скорее всего, отвечает времени потери радиогенного свинца в цирконе в связи с флюидным воздействием на него, которое и привело к образованию вторичных структур в каймах. Коррозия поверхности циркона также показывает, что минерал был подвержен влиянию флюидов (вероятно, агрессивных для циркона, щелочно-карбонатных растворов).

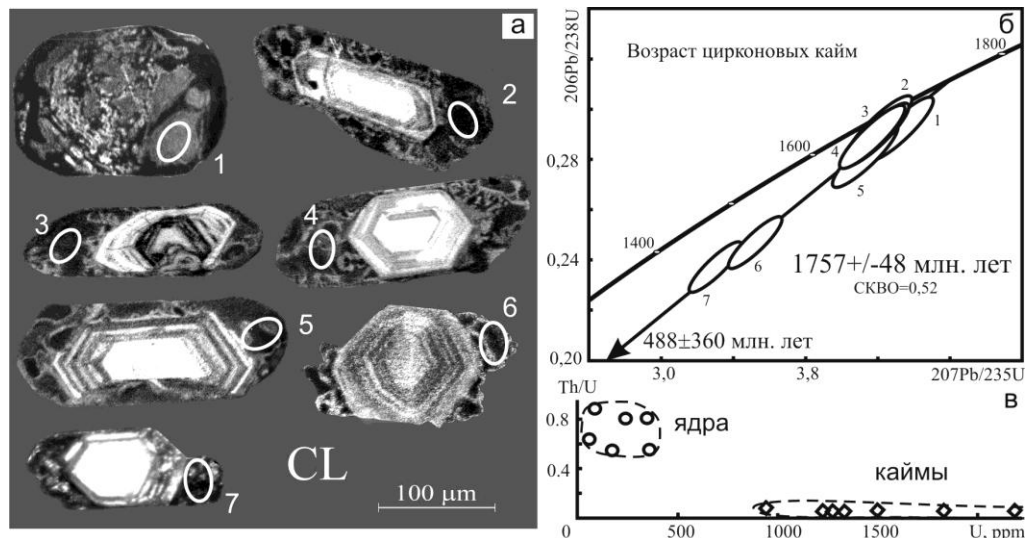


Рис.42. Циркон из метаосадков Кейвского блока:

а – фото в катодолюминесценции с точками U-Pb датирования; б – U-Pb возраст этих участков циркона; в – диаграмма распределения ядер и кайм циркона по содержанию U и Th/U отношению

Дополнительно был определен возраст рутила из рассматриваемых пород. Он составил 1.93 млрд лет, что дает возможность косвенно определить температуру флюида, воздействующего на циркон. Поскольку температура закрытия U-Pb системы рутила $400-450^\circ\text{C}$ (Mezger et al., 1991), возраст рутила обычно отражает время остывания пород до этой температуры. Следовательно, после 1.93 млрд лет температура не поднималась выше 450°C .

1.3. Циркон из эклогитоподобных пород района Узкой Салмы

Как уже отмечалось в главе III, сложные вторичные структуры были обнаружены в цирконе из эклогитоподобных породах района пролива Узкая Салма оз.Имандра - в пробах Fe-Ti базита и гранатита.

Циркон в пробе Fe-Ti базита представлен короткопризматическими корродированными зёрнами с гетерогенным внутренним строением и множественными моно- и полифазными включениями. Изучение циркона в отраженных электронах в комплексе с микронзондовыми исследованиями позволило выделить в пределах зёрен несколько зон и участков, отличающихся по строению и химическому составу (рис.43, а). Это: I – светлая внутренняя зона, обогащенная минеральными включениями, II - зона аналогичная первой, но с более мелкими включениями, III – участки с сохранившейся ростовой эвгедральной зональностью, IV – темные зоны без включений, V – кайма и VI -«заплатки» - участки, аналогичные по составу каймам, но расположенные внутри зёрен. Центральные зоны I и II обогащены Y и Yb, U и Th (табл. 7). В переходной зоне IV содержание этих элементов уменьшается, самое низкое их содержание отмечается в кайме и зоне VI. Также изменяются Zr/Hf и Th/U отношения, которые максимальны в зоне I и минимальны в каймах и «заплатках». Между светлыми участками с включениями (I) и темными без включений (IV) существуют либо плавные переходы (в большинстве случаев), либо резкие волнистые границы (рис.43, а).

Высокое Th/U отношение (до 3.0) в зонах I-III, характерное для циркона из пород основного состава, позволяет говорить о его магматическом происхождении. Наличие в нем измененных областей говорит о наложенных процессах его преобразования. Датирование участков циркона на масс-спектрометре SHRIMP-II показало, что точки, отвечающие выделенным участкам, распределяются вдоль дискордии с верхним пересечением 2.93 млрд лет и нижним -1.9 млрд лет (Глава III или Каулина и др., 2009, 2010). Следовательно, все участки циркона образовались в результате двух процессов: магматической кристаллизации базитового расплава 2.93 млрд лет назад и наложенного процесса 1.9 млрд лет назад, который привел к образованию цирконовых кайм и преобразованию внутренних областей первичных зёрен циркона. При этом происходило выравнивание составов, что привело к промежуточным изотопным возрастам. Это хорошо видно на графике в координатах $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст - Th/U отношение, где Th/U отношение падает по мере изменения возраста от внутренних частей к оболочкам (рис.43, з).

Распределение редкоземельных элементов в зоне II (рис.43, в) характерно для магматического циркона (обогащение тяжелыми REE по сравнению с легкими с положительной Ce и отрицательной Eu аномалиями), что подтверждает наш вывод о первично-магматической природе исследуемого циркона. В остальных исследованных участках обнаруживается обогащение легкими РЗЭ, что, как уже отмечалось выше, характерно для гидротермального циркона и подтверждает преобразование периферийных участков кристаллов под воздействием гидротермального флюида.

Исследуемый циркон содержит мономинеральные включения: *Qtz, Pl; Cpx, Rt, Cal, Ms, Ap, Ttn, Ep, Py, Gn, Zrn*; и полифазные включения: *Ab + Cal, Rt + Qtz, Cpx + Ep, Ap + Ms + Cal, Ttn + Qtz + Cal + Ap + Ep, Py + Ap, Ep + Qtz, Ttn + Qtz + Rt + Cal* (рис.43, а). Включения распределены в зёрнах циркона закономерно и поэтому достаточно трудно привязать их к каким-либо этапам образования или преобразования породы. Некоторые из них, возможно,

образовались на стадии магматической кристаллизации породы, другие включения относятся к ретроградным стадиям. Факты захвата включений, отвечающих разорванным во времени метаморфическим событиям, практически невозможно объяснить только процессом роста циркона.

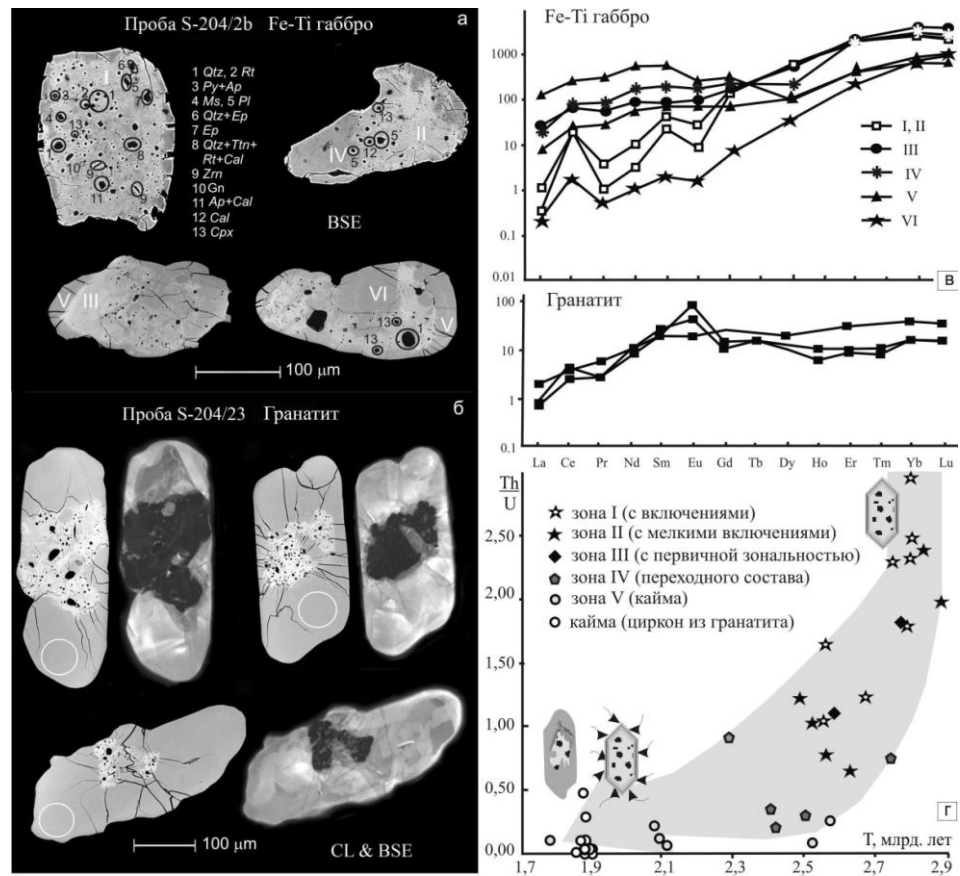


Рис.43. Циркон из Fe-Ti габбро и гранатита:

а – фото в отраженных электронах цирконов Fe-Ti габбро с выделенными зонами (см. описание в тексте); б – фото цирконов гранатита в отраженных электронах и катодолуминесценции с точками анализа РЗЭ; в – графики распределения РЗЭ, нормированных к хондриту, для выделенных зон циркона из обеих проб; г – график изменения Th/U отношения в зонах циркона в зависимости от возраста

Циркон в пробе гранатита представлен длиннопризматическими прозрачными кристаллами (рис.43, б), состоящими из ядра с большим количеством включений, высоким содержанием Y и высоким Zr/Hf отношением (аналогично цирконам из Fe-Ti базита) и кайм, которые здесь составляют основной объем кристалла. Каймы обеднены Y, Yb, U и Th, но обогащены Hf и имеют, соответственно, низкие Zr/Hf отношения – 28-39 (табл.7). В некоторых кристаллах ядра можно идентифицировать только по скоплению включений, при этом Zr/Hf отношение в этих участках снижается до уровня кайм (рис.43, б, табл.7).

Таблица 7

Обобщенные данные по химическому составу разных участков циркона из эклогитоподобных пород Узкой Салмы

Оксид	Fe-Ti базит						Гранатит		
	зоны циркона						I в ядре	IV в ядре	V кайма
	I	II	III	IV	V кайма	VI			
Содержание оксидов (масс. %)									
CaO	0,031	-	не опр.	-	-	не опр.	не опр.	не опр.	-
MnO	0,043	0,032	не опр.	0,027	-	не опр.	не опр.	не опр.	-
FeO	0,029	-	не опр.	-	-	не опр.	не опр.	не опр.	-
Содержание элементов (ppm)									
Y	3419 (1308-4604)	2572 (1866-3961)	2020	1106 (910-1946)	не опр.	201	1601 (1391-1816)	не опр.	51 (45-76)
Yb	1366	811 (446-1895)	566	912 (463-1152)	не опр.	130	не опр.	не опр.	99 (3-184)
U	466 (309-656)	215 (162-289)	422 (299-545)	90 (79-105)	34 (13-54)	66	577	575	10 (6-16)
Th	902 (368-1488)	332 (162-666)	642 (321-963)	58 (23-76)	5 (1-8)	8	366	155 (117-192)	0,8 (0,1-4)
Информативные для циркона отношения элементов									
Th/U	1,9 (1,0-2,9)	1,4 (1,0-2,3)	1,4 (1,1-1,8)	0,6 (0,3-0,9)	0,2 (0,1-0,3)	0,1	0,7	0,3 (0,2-0,3)	0,1 (0,01-0,5)
Zr/Hf	41 (39-43)	54 (61-44)	41	38 (31-54)	38 (37-40)	33 (30-36)	53 (36-98)	37 (35-39)	31 (28-39)

Каймы содержат меньше редких земель, чем ядра, что подтверждает химически более «чистый» характер циркона кайм (рис.43, в). Возраст кайм 1891 ± 17 млн лет (Natarov et al., 2005). Эта датировка отвечает широко проявленному в северо-западном Беломорье свекофеннскому амфиболитовому метаморфизму, приведшему к образованию нового циркона во многих типах пород (Бибикова и др., 2004). Ядерные зоны и каймы циркона из гранатитов также хорошо ложатся в общую картину на графике $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст - Th/U отношение, иллюстрирующем процесс изменения исходного циркона с образованием кайм (рис.43, з).

Включения в ядрах зерен циркона представлены *Qtz*, *Pl*, *Ep*, *Hbl*. Их образование можно соотнести с развитием в породе диопсид-плагиоклазового диафтореза и наложенного амфиболитового парагенезиса. По геолого-геохронологическим данным эти процессы происходили 2.7 и 1.9 млрд лет назад, соответственно, тогда как образование исходного циркона (ядра) имело место 2.93 млрд лет назад. Следовательно, захват включений происходил на стадии изменения первичного циркона, возможно также, что эти изменения были неоднократными.

2. Модельные эксперименты

Как уже отмечалось в первой главе, в настоящее время предлагается два механизма образования подобных структур в цирконе (Geisler et al., 2007 и ссылки там): (1) структурная и химическая перестройка путем твердофазного диффузионно-реакционного процесса и (2) изменение первичного циркона путем растворения-переосаждения.

Главным условием первого процесса (по Geisler et al., 2007) является нарушенная структура циркона и воздействие на него водного флюида. Во время радиоактивного распада образующийся дочерний изотоп за счет упругих соударений образует в кристаллической матрице аморфный участок с диаметром ~ 5 нм, а α -частица создает несколько сотен изолированных атомных смещений вдоль трека, 16-22 μm длиной. Преобразование «от кристаллического-к-аморфному» было недавно описано как геометрический фазовый переход (Salje et al., 1999). Во время первого перехода - так называемый «перколяционный переход» - аморфные области начинают формировать перколяционные кластеры на макроскопическом уровне, а во время второго перехода кристаллические области перестают быть связанными. То есть, на начальной стадии автооблучения изолированные аморфные области окружены слегка разориентированным кристаллическим материалом, на более поздней стадии несколько изолированных, разориентированных нанокристаллических островков находятся в аморфной матрице (Geisler et al., 2007 и ссылки там). Как следствие, поврежденный радиацией циркон имеет уникальную микроструктуру, в которой аморфные области и, в особенности, области низкой плотности, представляют собой участки, где возможен повышенный химический транспорт.

В этом случае не происходит растворения исходного циркона и нет привноса нового «цирконового» вещества, то есть происходит изохимическая перекристаллизация зерен. Процесс твердофазной диффузии облегчается присутствием в цирконе проницаемых «метамиктных» участков. Происходит

обмен ионами между цирконом и флюидом. Водные фазы распространяются внутрь и "катализируют" структурную перестройку вещества. Возраст неизменных участков циркона остается прежним, а из измененных участков происходит вынос радиогенного свинца, приводя к дискордантным возрастам, и линейной растяжке точек вдоль дискордии с нижним пересечением, указывающим на время флюидного воздействия на циркон. По экспериментальным данным, при воздействии флюида с температурой $>200^{\circ}\text{C}$ (Geisler et al., 2003a), аморфный циркон восстанавливает свою структуру, но поскольку кристаллические области занимают меньший объем (до 18%) создается напряжение, которое частично снимается образованием трещин, или дефицит объема восполняется порами. Восстановленная структура имеет более интенсивное свечение CL и, соответственно, более низкое свечение BSE, как на рис.1. Микронзондовые и электронно-зондовые измерения показали, что в экспериментально-прореагировавших областях существенно увеличилось количество растворимых катионов (например, Ca, Al, Fe), а также водных фаз (Geisler et al., 2003a, 2004). Изучение природных кристаллов циркона также показывает, что зоны изменения характеризуются повышенным содержанием легких и средних РЗЭ, Ca, Ba, Fe, Al и Na (Скублов, Симакин, 2009; Кожевников, Скублов, 2009; Скублов и др., 2009,а,б). При этом циркон отдает переменное количество Zr, Si, Hf, REE, U, Th, и радиогенного Pb во флюид (Pidgeon et al., 1995; Sinha et al., 1992; Geisler et al. 2003a; Schmidt et al., 2006; Скублов, Симакин, 2009). Хотя часто сохраняются конкордантные U-Pb отношения (Geisler et al., 2003a; Скублов и др., 2009 и др.), но в большинстве случаев происходит вынос радиогенного свинца. Это выражается в линейной растяжке точек на диаграмме с конкордией с нижним пересечением, указывающим на время эпизодической потери Pb.

Однозначным химическим признаком изменения радиационно-поврежденного циркона путем диффузионно-реакционного процесса является наблюдаемое обогащение, на уровне весовых %, "неформульными" элементами, такими как Ca, Al, Fe. Очень маловероятно, что обогащение "неформульными" элементами произойдет во время процесса роста-растворения, потому что во время этого процесса родительский циркон полностью растворяется прежде, чем новый кристаллический циркон переосаждается. В общем случае, когда высокотемпературный магматический циркон реагирует при более низких температурах с водным флюидом, процесс роста-переосаждения произведет циркон, который содержит, в среднем, меньше малых и редких элементов, чем родительский циркон. В результате, области, сформировавшиеся в процессе растворения-переосаждения, будут иметь конкордантные U-Pb изотопные данные до тех пор, пока они не затронуты вторым гидротермальным событием перебалансировки и точка анализа не захватит смежные области. Кроме того, эти переуравновешенные области циркона, весьма вероятно, останутся конкордантными, поскольку процесс растворения-переосаждения обычно приводит к уменьшению содержания U и Th в цирконе. Это заключение особенно важно для интерпретации измеренных U-Pb возрастов переуравновешенных областей в кристаллах циркона метаморфических пород. Эти возрасты скорее соответствуют времени воздействия флюида или производства расплава (при анатексисе), а не возрасту пиковых условий метаморфизма (Harley et al., 2007).

По механизму растворения-пересадки подобные морфологические картины могут образовываться и в цирконе с неповрежденной структурой, но с достаточно высокими содержаниями урановых, ториевых и иттриевых фаз, первоначально присутствующих в виде твердых растворов, которые в процессе замещения могут образовывать минеральные включения уранинита, торианита и пр. (Geisler et al., 2007, Tomaschek et al., 2003). Отмечены, также, включения церианита в цирконе, измененном в процессе метасоматоза (Скублов и др., 2009а). Движущую силу для процесса замещения обеспечивает различие растворимостей. Некоторые участки первичного циркона могут сохраняться неизменными. При этом образуются новые «чистые» области, а также области смешанного состава. Циркон, во всех этих участках, может иметь конкордантные U-Pb изотопные возрасты, при этом для смешанных областей могут получаться "смешанные" изотопные возрасты, не имеющие геологического смысла. Надо отметить, что смешанный возраст образуется за счет вхождения в области циркона смешанного состава помимо U также и Pb, что обычно не свойственно циркону. Экспериментальные работы (Watson et al., 1997) показывают, что в низкотемпературном, выросшем из флюида цирконе совместимость Pb возрастает (за счет присутствия Pb^{+4} с меньшим ионным радиусом), и что для такого циркона характерно высокое содержание обыкновенного Pb.

Экспериментальные исследования процессов низкотемпературного моделирования замещения монокристаллов, ведущихся в СПбГУ (Гликин, Синай, 1983, 1991, Гликин, 2004, Крючкова и др., 2002), позволяют иначе интерпретировать явления, описанные Т. Гейслером и другими авторами, а также предложить схему изменений вышеописанных кристаллов циркона. Интерпретации основываются на аналогиях между природными явлениями и их экспериментальными моделями. Проведение таких аналогий принципиально возможно в связи с тем, что одинаковые кристаллогенетические механизмы процессов реализуются при различных P-T параметрах. Таким образом, морфологическая схожесть искусственных и природных объектов дает основание для обсуждения и сравнения механизмов их образования. В то же время необходимо учитывать явление конвергенции морфологических признаков, когда морфологически одинаковые объекты образуются в результате различных процессов. Модельные эксперименты проводились на примере многих (более 100) водосолевых систем «кристалл – раствор». Исследованы системы, отличающиеся физико-химическими параметрами: наличием/отсутствием эвтонических точек, изоморфизма фаз, образования нерастворимых компонентов и др. Большое количество изученных систем определено простотой методики экспериментов: исследуемый кристалл выдерживался в растворе второго компонента системы при комнатной температуре, наблюдение проводилось *in situ* под микроскопом, анализ фаз проводился оптическим и рентгеновским методами.

Среди продуктов замещения, экспериментально полученных в модельных водо-солевых системах, выделяются два больших класса – поликристаллические и монокристаллические. Во всех случаях движущей силой замещения является высаливание, когда растворение кристалла замещаемого компонента создает пересыщение относительно другого компонента и вызывает его кристаллизацию. При этом поликристаллические продукты образуются в системах с особыми (эвтоническими) точками и при отсутствии изоморфизма между компонентами, монокристаллические продукты – в системах изоморфных компонентов без особых точек.

Сравнение морфологии измененных цирконов с экспериментально полученными продуктами замещения позволяет делать выводы о процессах их

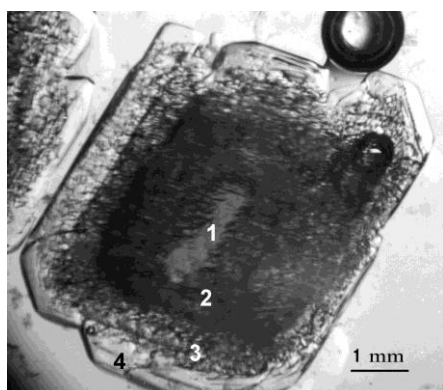


Рис.44. Замещение кристалла $\text{CoSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ веществом смешанного состава $(\text{Co,Fe})\text{SO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ (монокристаллическая псевдоморфоза). Видны зоны:

1 – реликт незамещенного кристалла, 2 – внутренняя замещенная зона, 3 – внешняя замещенная зона, 4 – зона обрастания (монокристаллический футляр)

с изоморфными компонентами $\text{MgSO}_4\text{-NiSO}_4\text{-H}_2\text{O}$, $\text{CoSO}_4\text{-FeSO}_4\text{-H}_2\text{O}$, $(\text{NH}_4)_2\text{Co}(\text{SO}_4)_2\text{-(NH}_4)_2\text{Co}(\text{SO}_4)_2\text{-H}_2\text{O}$ и др.

Замещение кристаллов MgSO_4 , CoSO_4 , $(\text{NH}_4)_2\text{Co}(\text{SO}_4)_2$ в соответствующих растворах приводит к образованию монокристаллических продуктов замещения смешанного состава $(\text{Mg,Ni})\text{SO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$, $(\text{Co,Fe})\text{SO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$, $(\text{NH}_4)_2(\text{Co,Ni})(\text{SO}_4)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$. Характерный пример строения замещенного объекта показан на рис.44. Видна внутренняя «губчатая» зона и монокристаллическая зона обрастания. Центральная часть – незамещенный реликт исходного кристалла. Новообразование не только имеет форму протокристалла, но и сохраняет его структуру, т.е. является монокристаллической псевдоморфозой. Пустоты (поры) возникают из-за разницы объемов замещаемой и замещающей фаз: объем новой фазы меньше объема первичной. Наследование структуры первичного кристалла объясняется локальными неоднородностями поверхности протокристалла, и синхронными процессами роста-растворения: неравновесные с раствором микроучастки поверхности кристалла растворяются, в то время как на других создается пересыщение и они дорастают. Монокристаллическая оболочка, образующаяся вокруг «губчатой» зоны за счет испарения, является самой «молодой» по времени образования и косвенно доказывает монокристалличность продукта замещения.

образования. По нашему мнению, механизмы замещения внутри циркона, рассмотренные в статье Т.Гейслера, сводятся к двум вышеназванным разновидностям процесса. Преобразование метамиктного циркона идет по механизму образования поликристаллических продуктов замещения – растворения аморфных участков и выпадения нового цирконового вещества в виде мельчайших кристалликов. Преобразование кристаллического циркона идет по механизму монокристаллического замещения: – растворение первичного цирконового вещества и кристаллизация нового цирконового вещества, отличающегося составом изоморфных примесей.

Рассмотрим подробнее процесс образования продуктов, морфологически подобных кристаллам со специфической внутренней морфологией, в частности, описанным кристаллам циркона с вторичными структурами. Они были получены в модельных системах

Экспериментально установлено, что включения могут быть заполнены как остаточным раствором, так и кристаллическими фазами – сингенетическими и постгенетическими (Синай, Гликин, 2005). При условиях отклонения системы от равновесия (например, при градиенте температуры) замещение может проходить на фоне роста или растворения объектов (Крючкова и др., 2002). Колебания температуры приводят к объединению и укрупнению включений, а, в предельном случае, к исчезновению «губчатой» зоны и образованию монокристаллического «футляра» (рис.44).

Таким образом, вторичные структуры в природных цирконе могут быть объяснены с позиций изоморфного замещения. В качестве признаков монокристаллического замещения можно рассматривать такие морфологические особенности, как наличие пористых «губчатых» зон, присутствие нескольких зон с разным количеством и размерами включений, извилистые границы между зонами, наличие монокристаллической оболочки вокруг пористого ядра. Очевидно, что во всех случаях процессы замещения обеспечиваются присутствием раствора, и возможен как привнос, так и вынос компонентов, в частности радиогенного свинца, что создает сложности в определении возраста U/Pb методом.

3. Сопоставления и генетические модели

3.1. Циркон из микроклиновых гранитов района оз.Явр

Присутствие включений и пор в центральной части циркона и «проникновение» новой цирконовой оболочки внутрь первичного кристалла позволяет провести аналогию между исследуемым кристаллом и модельными продуктами метасоматического замещения, полученными экспериментально. Растворению и замещению подвергаются наиболее метамиктные участки. Замещение, вероятно, идет в два этапа: сначала наиболее нарушенные участки гидратируются и начинают растворяться, при этом в них из флюида поступают такие «неформульные» элементы, как Ca, Mn, Fe, легкие и средние редкоземельные элементы, а во флюид поступает некоторое количество Zr и SiO₂, U, Th и Hf. Обогащение флюида этими элементами приводит к кристаллизации новой цирконовой фазы. Новая кристаллическая фаза занимает меньший объем по сравнению с растворяющейся аморфной, дефицит объема восполняется порами. Одинаковая кристаллографическая ориентировка зон и наличие пористой области в центре кристаллов свидетельствует о монокристаллическом замещении с дефицитом объема, характерном для систем с изоморфными компонентами (Гликин, Синай, 1991). Создается впечатление, что первый циркон представляет начальную стадию процесса – гидратацию и начало растворения метамиктных областей, а второй – конечный результат замещения с кристаллизацией новой пористой области. Образование кайм можно рассмотреть либо как последующее простое обрастание замещенного зерна, либо как замещение с избытком объема. Последнее более вероятно и подтверждается промежуточным химическим составом кайм (рис.40, табл.6). То есть, в процессе изменения циркона, механизм замещения менялся, что может быть обусловлено изменением соотношения растворимостей компонентов в ходе процесса (Крючкова и др., 2002). В целом, образование измененных зон (точки 2 и 2', рис.40) связано с поздними процессами метасоматического замещения их первичного вещества под воздействием флюида.

Подобные структуры были также описаны в цирконе из амазонитовых пегматитов Западных Кейв (Горяинов, Иванюк, 2001). Авторы описывают концентрические зональные почковидные структуры (до 1 мм в диаметре), сходные с рис.40, которые обогащены Ca (2%), Fe (1%), Ce и U в сравнении с неизменными реликтами; и содержат значительные количества воды (порядка 6-15%), одновременно происходит уменьшение содержания циркония на 7-16%. Они могут быть одиночными, но чаще развиваются в виде гроздьев вдоль трещин и зон роста. Одинаковые по свечению зоны имеют близкий состав: более темные отличаются от светлых относительным повышением содержания Fe, Ce, U, пониженным Zr, Hf, Ca. Судя по суммарному количеству оксидов, почки содержат значительное количество воды, тогда как неизменные реликты абсолютно безводны. Изменение состава циркона в почках показывает, что часть Zr выносятся за пределы системы, а кремнекислота оказывается неподвижной в ходе реакции. Авторы считали, что концентрические структуры связаны с изменением метамиктного циркона под воздействием ионов фтора с образованием дополнительной воды в ходе реакции $ZrO_2 + SiO_2 + 4HF = ZrF_4 \uparrow + SiO_2 + 2H_2O$. Высвобождение фтора связывалось с растворением флюорита, поскольку в амазонитовых пегматитах Западных Кейв прошло несколько стадий флюоритизации, отделенных одна от другой периодами растворения флюорита (Волошин, Пахомовский, 1986).

Возможно, почковидная форма связана с формой самих авторадационных нарушений в цирконе (см. рис. 9 в главе I). Моделирование молекулярной динамики при высокоэнергетической отдаче в цирконе показали, что аморфный каскад состоит из обедненного веществом ядра приблизительно 2-3 нм в диаметре, окруженного зоной повышенной плотности (Trachenko et al., 2003). Гетерогенное распределение атомов в каскаде стабилизировано формированием связанных единиц SiO_4 (полимеризация) на границе каскада. Существование колебаний плотности подтверждается малоугловыми измерениями рентгеновской дифракции на природных кристаллах циркона (Geisler et al., 2003b). Моделирование второй и третьей отдачи показали что, когда наложение сильно, разуплотненные области соединяются, и аморфные каскады обеднены веществом в центре с плотной раковиной на их границе (Geisler et al., 2003c).

Надо отметить, что структуры такого типа чаще встречаются в цирконе из калиевых гранитов и пегматитов. Это объясняется тем, что циркон в этих породах (как и сами породы) обогащен U и Th (до 6000 ppm U), поэтому нарушения в структуре циркона, изначально вызванные высоким содержанием примесей, увеличиваются по мере радиоактивного распада. Изучение внутренней структуры циркона в катодолюминесценции и отраженных электронах показывает, что изменение начинается вдоль наиболее ослабленных зон: трещин, зон роста и других дефектов решетки, которые играют роль подводящих каналов для флюидов и гидротермальных растворов. Присутствие таких структур в цирконах щелочных гранитов и пегматитов, то есть, в породах с высоким содержанием U, Th и прочих некогерентных элементов, подтверждает предположение о связи метамиктности циркона и появления подобных структур.

3.2. Циркон из метаосадков района хребта Серповидного

Механизм образования вторичных структур в этом цирконе аналогичен описанному для микроклиновых гранитов района Яврозера. Высокое содержание урана в цирконе (до 3000 ppm) приводит к метамиктизации его структуры, что проявляется в низком свечении этих участков в катодоллюминесценции. Под воздействием флюидов аморфные участки замещаются кристаллическими (яркая люминесценция в катодоллюминесценции). Поскольку, как и в предыдущем случае, замещение носит изохимический характер, возрастная информация сохраняется. Не отмечается даже выноса радиогенного свинца, кроме двух случаев (точки 6 и 7 на рис.42, б), где процесс замещения сменялся прямым растворением. С учетом этих двух точек, возраст флюидного воздействия определяется по нижнему пересечению дискордии в 488 млн лет, что может быть связано с палеозойскими щелочными интрузиями. Необходимо добавить, что метасоматические замещения проявлялись дважды: в цирконе возраста 2.46 млрд лет они привели к образованию доменов возраста 1.76 млрд лет, которые в дальнейшем уже не изменялись, а новообразованные в это время каймы перекристаллизовались при следующем флюидном/гидротермальном воздействии в 488 млн лет.

Подобные возрасты 1.7-1.76 млрд лет получены для циркона Западно-Кейвского массива (Ветрин, 2010), а также отражены U-Pb системой титанита и Rb-Sr системой минералов из метавулканитов лебяжинской серии (Баянова, 2004)

3.3. Циркон из эклогитоподобных пород района Узкой Салмы

Кристаллы циркона в Fe-Ti базитах имеют гетерогенные ядра с многочисленными включениями и гомогенные оболочки. Признаками процесса метасоматического замещения в них является наличие «заплаток» во внутренних участках кристалла (ядре), отвечающих по составу каймам, а также характерное для метасоматического замещения выравнивание химического состава между первичным ядром и новообразованными каймами с формированием зон переходного состава (Гликин, Синай, 1991). Выравнивание составов объясняет получение промежуточных изотопных возрастов. На диаграмме с конкордией все точки для промежуточных составов распределяются вдоль дискордии с верхним пересечением, отвечающем времени кристаллизации циркона, и нижним пересечением, отвечающем возрасту кайм. В процессе изменения исходного циркона Th/U отношение падает по мере изменения возраста от внутренних частей к оболочкам (рис.43, з). Содержание элементов-примесей в первичном цирконе на порядок-два выше, чем в каймах (табл.7), то есть первичный циркон был более растворим, и замещался более чистым.

Последовательность образования циркона в этих породах можно представить следующим образом: 1 - рост внутренних участков (см I-II на рис.43, а), обогащенных включениями других минералов (захват твердофазных включений обычно связывается с быстрым ростом кристаллов); 2 - по мере уменьшения пересыщения или переохлаждения расплава условия роста приблизились к равновесным и образовалась внешняя (для первичных кристаллов) зональная призматическая оболочка (III); 3 - через какое-то время

под воздействием гидротермальных флюидов началось растворение циркона с одновременным отложением нового цирконового вещества, т.е. метасоматическое замещение. Первой замещается внешняя часть кристаллов, что и объясняет ее плохую сохранность. Внутренняя область, составляющая основной объем кристалла сохранилась, хотя и подвергалась изменениям и кое-где полностью заместились (рис.43, б).

В пробе гранатита хорошо видно, что рост новой метасоматической каймы шел за счет растворения существовавшего циркона. В отраженных электронах ядро по свечению сливается с оболочкой из-за выравнивания химических составов. В катодолюминесценции, напротив, четче выделяется ядро, и видна неоднородность самих кайм, в которых остаются «тени» первичных границ ядер, то есть, каймы частично наследуют внутреннее строение протокристалла (рис. 43, б). Одновременность погасания ядра и оболочки также свидетельствует о монокристаллическом замещении с избытком объема.

Более полное замещение циркона в гранатитах по сравнению с другими породами, связано, вероятно, с нахождением самих гранатитов в наиболее проницаемой зоне для флюидов.

Наличие многочисленных минеральных включений в ядрах циркона может являться свидетельством замещения с дефицитом объема, когда меньший объем новой фазы восполняется порами, которые потом могут заполняться другими минералами. Этот вывод подтверждается составом мономинеральных включений, которые относятся к разным стадиям преобразования породы. Возможно, что участки циркона с крупными включениями, являются результатом замещения с дефицитом объема. Процесс может быть связан с диопсид-плаггиоклазовым диафторезом, происходившим (в соответствии с результатами датирования других пород района) 2.7 млрд лет назад (Каулина и др., 2009, 2010).

В приведенном случае процессы замещения связаны с высоким содержанием примесей и нарушениями структуры исходного циркона, что приводит к растворению наиболее дефектных участков с одновременным ростом новообразованного более чистого циркона в других частях тех же зерен. Как и в примере с метасадками Кейвского блока, в районе Узкой Салмы, в цирконе с меньшим содержанием урана и тория из ТТГ-гнейсов, подобных структур замещения не отмечено.

Процессы метасоматического замещения, скорее всего, играют гораздо большую роль в образовании полифазных кристаллов циркона, чем принято считать. Обрастание циркона новой генерацией можно, также, рассмотреть как метасоматическое замещение с «избытком объема» (Гликин, Синай, 1991). Процесс лимитируется твердофазной диффузией, за счет которой происходит обмен веществом между внутренними частями кристалла и его приповерхностной зоной, что приводит к изменению состава последней, нарушая равновесия с флюидом и продолжению роста новой фазы. Поскольку наиболее интенсивный рост идет у выходов дислокаций, в этих местах могут образовываться автоэпитаксиальные наросты. Неполное обрастание циркона новой генерацией отмечалось, в частности, на зеленосланцевой стадии амфиболитового метаморфизма (Тугаринов, Бибилова, 1980).

Резюме

Под воздействием гидротермальных растворов и флюидов, в природных кристаллах циркона, образуются структуры, которые можно трактовать как продукты метасоматического замещения. Они узнаются по извилистым зонам, срезающим первичную ростовую зональность и проникающим внутрь «затекам» вещества внешних зон, а также по наличию пористых или богатых включениями областей.

Наиболее ярко эти структуры проявляются в метамиктном цирконе и в цирконе с высоким содержанием радиоактивных элементов, которые чаще всего встречаются в калиевых гранитах, пегматитах и других породах с повышенным содержанием урана и тория.

Влияние водных флюидов на перестройку U-Pb системы циркона нужно учитывать при интерпретации U-Pb возрастов, полученных по вторичным областям циркона. В случае замещения метамиктного циркона без привноса нового цирконового вещества происходит замещение с дефицитом объема с образованием поликристаллических продуктов замещения, при котором сохраняется уран-свинцовый возраст исходного циркона, а нижнее пересечение дискордии с конкордией определяет время флюидного воздействия на них. При замещении за счет привноса нового вещества замещение циркона идет с образованием монокристаллических продуктов замещения. При этом могут образовываться зоны переходного состава, возраст которых не имеет геологического смысла.

В процессе замещения в зависимости от условий роста может происходить изменение соотношения растворимостей компонентов, что приводит к смене механизма замещения. То есть, замещения внутренних участков первичного циркона сменяется образованием обрастаний в течение одного процесса флюидного воздействия.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное в работе исследование позволило систематизировать данные, касающиеся образования циркона в условиях метаморфизма разных температур и давлений и вывести общие закономерности образования и преобразования циркона в условиях гранулитовой, эклогитовой и амфиболитовой фаций. Морфология и внутреннее строение циркона, а также содержание элементов-примесей позволяет определить возможные механизмы образования и преобразования циркона в условиях наложенных процессов метаморфизма.

При гранулитовом метаморфизме циркон в основном кристаллизуется из расплава, что подтверждается содержанием и распределением в нём элементов-примесей, сходным с магматическим цирконом.

При росте циркона в условиях перехода от магматического расплава к условиям гранулитового метаморфизма результирующее содержание и распределение РЗЭ в цирконе отражает конкурентное распределение элементов между цирконом и сосуществующими минералами.

Рост циркона при эклогитовом и амфиболитовом метаморфизме контролируется метаморфическим флюидом, что приводит к обеднению циркона элементами-примесями и распределению РЗЭ в цирконе, отражающему парагенезис сосуществующих с ним метаморфических минералов. Исключением является образование постгранулитового циркона, который связан с синметаморфическим гранитообразованием и характеризуется обогащением всеми элементами-примесями и особенно ураном.

Таким образом, можно сделать вывод, что при метаморфизме циркон образуется из расплава или флюида, а образование циркона при твердофазных реакциях замещения является довольно редким случаем. При этом образуются мелкие зерна циркона (до 20 мкм), которые можно не принимать в расчет, поскольку их невозможно использовать при геохронологических исследованиях.

Под воздействием гидротермальных растворов и флюидов в кристаллах циркона образуются структуры, которые можно трактовать как продукты метасоматического замещения и использовать для интерпретации геохронологических данных принципы механизма изоморфного замещения.

Сочетание U-Pb геохронологии *in situ* с детальным микроструктурным и микроэлементным анализом циркона в петрографическом контексте и использование новых микропримесных термометров, таких как содержание Ti в цирконе и Zr в других минералах, является оптимальным подходом к определению детальной температурно-временной эволюции метаморфических комплексов. Необходимо отметить, что температуры, определенные по содержанию Ti для гранулитовых цирконов, хорошо согласуются с температурами метаморфизма, определенными с помощью общепринятых геотермометров. Температуры кристаллизации циркона, рассчитанные для основных пород, могут быть занижены, что связано с пониженной активностью SiO₂ и TiO₂.

Разработанные минералого-геохимические критерии роста и преобразования циркона в определённых геологических процессах могут быть использованы в различных геохронологических лабораториях и способствовать правильной интерпретации получаемых возрастных данных.

ЛИТЕРАТУРА

Азимов П.Я. Поведение циркона в флюидных метаморфических системах: устойчивость и условия образования // Материалы молодежной XIV конференции памяти К.О.Кратца. Петрозаводск. 2003. С. 8-10.

Алексеев Н.Л., Лобач-Жученко С.Б., Богомолов Е.С., Левский Л.К., Арестова Н.А., Другова Г.М., Амелин Ю.В., Гусева В.Ф. Фазовые и изотопные (Nd) равновесия в друзитах массива Толстик и района Тупой губы, Северо-Западное Беломорье, Балтийский щит // Петрология. 1999. Т. 7. № 1. С. 3-23.

Астафьев Б.Ю., Воинова О.А., Лохов К.И., Матуков Д.И., Прасолов Э.М., Прилепский Э.Б., Богомолов Е.С. Возраст и генезис раннедокембрийской графитовой минерализации Лапландского пояса (Кольский полуостров) // Отечественная геология. 2006. № 4. С. 75-82.

Астафьев Б.Ю., Левченков О.А., Ризванова Н.Г., Воинова О.А., Воинов А.С., Левский Л.К., Макеев А.Ф., Лохов К.И. Геологическое строение и изотопно-геохронологическое исследование пород стрельнинского сегмента терского зеленокаменного пояса (Кольский полуостров) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2010. Т. 18. № 1. С. 3-17.

Афанасьева Е.Н., Михайлов В.А., Былинская Л.В., Липнер А.А., Серов Л.В. Ураноносность Кольского полуострова. Информационный сборник «Материалы по геологии месторождений урана, редких и редкоземельных металлов». М.: ВИМС. 2009. Вып.153. С. 18-26.

Балаганский В.В. Главные этапы тектонического развития северо-Востока Балтийского щита в палеопротерозое. Автореф. дис. ...д-ра геол.-мин. наук. С-Пб.: 2002. 32 с.

Балаганский В.В., Богданова М.Н., Козлова Н.Е. Структурно-метаморфическая эволюция северо-западного Беломорья. Апатиты. КФ АН СССР. 1986. 100 с.

Балаганский В.В., Глазнев В.Н., Осипенко Л.Г. Раннепротерозойская эволюция северо-востока Балтийского щита: террейновый анализ // Геотектоника. 1998. № 2. С. 16-28.

Балаганский В.В., Кудряшов Н.М., Балашов Ю.А., Апанасевич Е.А., Ганнибал Л.Ф., Левкович Н.В. О возрасте друзитового массива Жумчужный, северо-западное Беломорье: U-Pb-изотопные данные и геологические следствия // Геохимия. 1997. № 2. С. 158-168.

Балаганский В.В., Минц М.В., Дейли Дж.С. Палеопротерозойский Лапландско-Кольский ороген // Строение и динамика литосферы Восточной Европы: результаты исследований по программам ЕВРОПРОБЫ. М.: ГЕОКАРТ-ГЕОС. 2006. С. 142-155.

Балашов Ю.А., Скублов С.Г. Уникальные индикаторные возможности церия в цирконах разного генезиса // Физико-химические факторы петро- и рудогенеза: новые рубежи. Материалы конференции, посвященной 110-летию со дня рождения Д.С.Коржинского М. ИГЕМ РАН, 7-9 октября 2009 г. С.67-70.

Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб: Наука. 2004. 174 с.

Беляев К.Д. Новые данные о структуре, геологии и металлогении гранулитовой формации Кольского полуострова // Проблемы магматизма Балтийского щита. Л. Наука. 1971. С. 218–225.

Беляев О.А., Петров В.П. Новые аспекты в изучении истории метаморфизма и метаморфической структуры докембрия северо-восточной части Балтийского щита // Геология и полезные ископаемые Кольского полуострова. Апатиты. 2002. С. 195-208.

Беляев О.А., Петров В.П. Метаморфическая история северо-восточной части балтийского щита // Материалы международного (X Всероссийского петрографического совещания «Петрография XXI века». 2005. Т.3. С. 45-47.

Бибикова Е.В. U-Pb геохронология ранних этапов развития древних щитов. М.: Наука, 1989. 180 с.

Бибикова Е.В., Богданова С.В., Глебовицкий В.А., Клайссон С., Щельд Т. Этапы эволюции Беломорского подвижного пояса по данным U-Pb цирконового геохронологии (ионный микрозонд NORDSIM) // Петрология. 2004. Т.12. № 3. С. 227-244.

Бибикова Е.В., Быков И.В., Ивлиев А.И., Грачева Т.В., Шиловарева С.Н. Связь структурных превращений и нарушений U-Pb изотопной системы в цирконах, подвергшихся воздействию расплава // Геохимия. 1998. № 1. С. 44-51.

Бибикова Е.В., Мельников В.Ф., Авакян К.Н. Лапландские гранулиты: петрология, геохимия и изотопный возраст. Петрология. 1993. Т. 1. № 2. С.215-235.

Бибикова Е.В., Слабунов А.И., Богданова С.В., Шельд Т. Тектоно-термальная эволюция земной коры Карельской и Беломорской провинций Балтийского щита в раннем докембрии по данным изотопного U-Pb исследования сфенов и рутилов // Геохимия. 1999. № 8. С. 842–857.

Бибикова Е.В., Шельд Т., Богданова С.В., Другова Г.М., Лобач-Жученко С.Б. Геохронология беломорид: интерпретация многостадийной геологической истории // Геохимия. 1993б. № 10. С. 1393–1411.

Богданова М.Н., Ефимов М.М., Богданова С.В. Периодизация эндогенных процессов в мигматизированных комплексах северо-западного Беломорья // Строение и метаморфическая эволюция главных структурных зон Балтийского щита. Апатиты. 1987. С.25-34.

Ветрин В.Р. Неорархейский анорогенный магматизм Кейвской структуры: возраст, геохимия, петрогенезис // Материалы научной сессии, посв. Дню Российской науки. Апатиты. 2010. С. 17-26.

Ветрин В.Р., Баянова Т.Б., Каменский И.Л., Икорский С.В. U-Pb-возраст и изотопная геохимия гелия в породах и минералах Лицко-Арагубского диорит-гранитного комплекса (Кольский полуостров) // ДАН. 2002. Т.387. № 1. С.85-89.

Виноградов Л.А., Богданова М.Н., Ефимов М.М. Гранулитовый пояс Кольского полуострова. Л. Наука. 1980. 208 с.

Володичев О.А., Слабунов А.И., Бибикова Е.В., Конилов А.Н., Кузенко Т.И. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит // Петрология. 2004. Т. 12. № 6. С.609-631.

Волошин А.В., Пахомовский Я.А. Минералы и эволюция минералообразования в амазонитовых пегматитах Кольского полуострова. 1986. Л.: Наука. 168 с.

Вревский А.Б. Петрология коматиитов, изотопно-геохимическая эволюция верхней мантии и геодинамика архейских зеленокаменных поясов. Автореф. докт. дис. СПб., 2000. 37 с.

Геологическая карта Кольского региона (северо-восточная часть Балтийского щита). Масштаб 1:500 000. (Ф.П.Митрофанов – гл. ред.). Геологический институт Кол. НЦ РАН. Апатиты. 1996.

Глебовицкий В.А. Тектоника и региональный метаморфизм раннего докембрия восточной части Балтийского щита // Регион. геол. и металлоген. 1993. № 1. С. 7–24.

Глебовицкий В.А., Саморукова Л.М., Седова И.С., Федосеенко А.М. // Геохимия цирконов анатектической и диатектической стадий формирования мигматитов Северо-Западного Приладожья. ДАН. 2008. Т.420. № 6. с. 813-817.

Гликин А.Э. Полимнерально-метасоматический кристаллогенез. СПб.: Нева, 2004. 318 с.

Гликин А.Э., Синай М.Ю. Экспериментальное изучение генезиса монокристалльных псевдоморфоз // ЗВМО. 1983. В. 6. С. 742-748.

Гликин А.Э., Синай М.Ю. Морфолого-генетическая классификация продуктов замещения кристаллов // ЗВМО. 1991. В. 1. С. 38-43.

Горяинов П.М., Иванюк Г.Ю. Самоорганизация минеральных систем. М.: Геос, 2001. 312 с.

Добрецов Н.Л. Процессы коллизии в палеозойских складчатых областях Азии и механизмы эксгумации // Петрология. 2000. Т. 8. № 5. С. 451-476.

Другова Г.М., Скублов С.Г. Зональные гранаты гнейсов как результат неоднократного высокотемпературного метаморфизма в Лапландском гранулитовом поясе // Зап. ВМО. 2000. № 6. С. 79–87.

Ефимов М.М., Богданова М.Н., Богданова С.В. Периодизация и типизация магматизма архея северо-западного Беломорья (Толстикковский полигон). - В кн.: Базит-гипербазитовый магматизм главных структурно-формационных зон Кольского полуострова. Апатиты. 1987. С. 15-29.

Карта минеральных фаций метаморфических пород восточной части Балтийского щита. Ред. В.А.Глебовицкий .СПб.: Росгеолком. ВСЕГЕИ. 1992.

Каулина Т.В. Результаты U-Pb анализа цирконов из пород пояса Танаэль // Геология и полезные ископаемые северо-запада и центра России. Материалы X конференции, посв. памяти К.О.Кратца. Апатиты, 1999. С.51-57.

Каулина Т.В. Заключительные стадии метаморфической эволюции Колвицкого пояса и Умбинского блока (юго-восточная ветвь Лапландского гранулитового пояса): U-Pb датирование циркона, титанита, рутила. Вестник МГТУ. 2009. Т.12, № 3. С. 386-393.

Каулина Т.В. Что означает возраст «гранулитовых» цирконов Лапландского гранулитового пояса? // Материалы XIII молодежной конференции памяти К.О.Кратца «Геология и геоэкология: исследования молодых». Апатиты. 2002. Т.1. С. 58-61.

Каулина Т.В., Апанасевич Е.А. Микроклиновые граниты пояса Танаэль: проблемы датирования // Геология и геоэкология Фенноскандия, северо-запада и центра России. Материалы XI молодежной научной конференции памяти К.О.Кратца, Петрозаводск. 2000. С. 28-31.

Каулина Т.В., Богданова М.Н. Новые U-Pb изотопные данные для процессов магматизма и метаморфизма северо-западного Беломорья // ДАН. 1999. Т.366. № 5. С. 677-679.

Каулина Т.В., Богданова М.Н. Основные этапы развития северо-западного Беломорья: U-Pb изотопные данные. // Литосфера, Минск, 2000, № 12, с. 85-98.

Каулина Т.В., Апанасевич Е.А., Савченко Е.Э., Сергеев С.А., Пресняков С.В., Щипанский А.А., Япаскурт В.О. Архейские эклогиты Беломорского пояса: результаты U-Pb и Sm-Nd датирования граната и U-Th-Pb (SHRIMP) датирования циркона // Труды всесоюзной научной конференции «Геология и минерагения Кольского региона», Апатиты. 2007. С. 229-233.

Каулина Т.В., Апанасевич Е.А., Савченко Е.Э., Серов П.В. Эволюция позднеархейских эклогитов Кольского полуострова (северо-восточная часть Балтийского щита): U-Pb и Sm-Nd данные // Материалы III Российской конференции по изотопной геохронологии «Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма». 2006. Т.1. С.292-296.

Каулина Т.В., Беляев О.А., Апанасевич Е.А., Деленицин А.А., Жавков В.А., Козлова Н.Е., Серов П.В. Эволюция процессов метаморфизма в Лапландском гранулитовом поясе (ЛГП) и поясе Тана: U-Pb и Sm-Nd данные // В сб.: Новые данные по геологии и полезным ископаемым Кольского полуострова. Апатиты. 2005. С.34-53.

Каулина Т.В., Кислицын Р.В., Апанасевич Е.А. Заключительные этапы метаморфической эволюции пояса Танаэль (Кольский регион Балтийского Щита) по результатам U-Pb датирования циркона, титанита и рутила // Геохимия. 2004. № 6. С. 597-603.

Каулина Т.В., Япаскурт В.О., Пресняков С.С., Савченко Е.Э., Симакин С.Г. Метаморфическая эволюция архейских эклогитоподобных пород района Широкой и Узкой Салмы (Кольский полуостров): геохимические особенности циркона, состав включений и возраст. Геохимия. 2010. № 9. С. 879-890.

Каулина Т.В., Япаскурт В.О., Пресняков С.С., Симакин С.Г. Образование архейских эклогитоподобных пород района Широкой и Узкой Салмы (Кольский полуостров): геохимические особенности, состав включений и возраст циркона. Материалы научной конференции «Гранит-зеленокаменные системы архея и их поздние аналоги». Петрозаводск. 2009. С.69-72.

Кожевников В.Н., Скублов С.Г. Детритовые цирконы из архейских кварцитов маткалахтинского зеленокаменного пояса, Карельский кратон: гидротермальные изменения, минеральные включения, изотопные возрасты // ДАН. 2010. Т. 430. № 5. С. 681-685.

Козлов Н.Е., Иванов А.А., Нерович Л.И. Лапландский гранулитовый пояс - первичная природа и развитие. Апатиты: Изд. КНЦ АН СССР, 1990. 172 с.

Козлов Н.Е., Козлова Н.Е. О генезисе гранатовых плагиогранитоидов Лапландского гранулитового пояса // Вестник МГТУ. 1998. Т 1. № 3. С.43-52.

Козлова Н.Е., Балаганский В.В., Богданова М.Н., Реженова С.А. Структурно-петрологическое изучение ортопироксен-силлиманитовой ассоциации лапландских гранулитов. Изв. АН СССР. сер. геол. 1991. N 4. С. 66-76.

Козлова Н.Е., Реженова С.А. Термобарометрия основных пород южного тектонического контакта Лапландского гранулитового пояса (Кольский полуостров) // Зап. ВМО. 1998. № 4. С. 51-57.

Козловский В.М. Эклогитизация базитов в зонах тектонических деформаций // Материалы конференции «Физико-химические факторы петро- и рудогенеза: новые рубежи». Москва. 2009. С. 187-190.

Козловский В.М., Аранович Л.Я. Геолого-структурные условия эклогитизации палеопротерозойских базитовых даек восточной части Беломорского подвижного пояса // Геотектоника, 2008, № 4. С. 70-84.

Кориковский С.П. Програнные преобразования умеренно-барических амфиболитов // Петрология. 2009. Т. 17. № 4. С. 339-355.

Краснобаев А.А. Циркон как индикатор геологических процессов. М.:Наука. 1986. 146 с.

Краснобаев А.А., Кузнецов Г.П., Давыдов В.А. Возраст и происхождение гнейсов Челябинского комплекса // ДАН. 1998. Т360. № 3. С.386-389

Крючкова Л.Ю., Гликин А.Э., Волошин А.Э., Ковалев С.И. Кинетико-морфологические явления роста и изоморфного замещения смешанных кристаллов в растворах (на примере ряда $(Co,Ni)(NH_4)_2(SO_4)_2 \cdot 6H_2O$) // ЗВМО. 2002. № 3. С. 62-77.

Кудряшов Н.М., Балаганский В.В., Апанасевич Е.А., Рюнгген Г.И. U-Pb возраст габброноритов массива Жемчужный: следствия для палеопротерозойской истории развития Беломорского подвижного пояса // Геохимия. 1999. № 3. С. 324-327.

Ларикова Т.Л. Формирование друзитовых (коронарных) структур вокруг оливина и ортопироксена при метаморфизме габброидов северного Беломорья, Карелия // Петрология. 2000. Т. 8. № 4. С. 430-448.

Ларикова Т.Л. Формирование коронарных структур при метаморфизме Беломорских габброидов: особенности зональности корон // Вестн. Воронеж. ун-та. Геология. 2001. Вып. 11. С. 132-143.

Латышев Л.Н. Основные черты геологии и тектоники свиты “корва”. Отчет по теме. 1968. 283 с.

Левский Л.К., Морозова И.М., Левченков О.А., Байкова В.С., Богомолов Е.С. Изотопно-геохронологические системы в метаморфических породах (о-в Поньгома, Беломорский подвижный пояс) // Геохимия. 2009. № 3. с. 227-244.

Левченков О.А., Гайдамако И.М., Макеев А.Ф., Яковлева С.З., Клепинин С.В., Зингер Т.Ф., Комаров А.Н., Левский Л.К. Геохимическая и возрастная гетерогенность сфенов из ортогнейсов района о. Поньгом-Наволоч // Геохимия. 2000. № 5. С. 467-476.

Левченков О.А., Макеев А.Ф., Ро Н.И., Балтыбаев Ш.К., Левкий Л.К. Возможности Pb-Pb-LS для датирования метаморфических и акцессорных минералов // Материалы конференции «Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. 2003. С. 293-295.

Левченков О.А., Ризванова Н.Г., Маслеников А.В., Макеев А.Ф., Безмен Н.И., Левский А.К. Особенности кинетики потерь свинца и урана метамиктным цирконом при различных P-T-X-условиях Геохимия. 1998. № 11. С. 1115-1122.

Ленников А.М. Анортозиты юга Алданского щита и его складчатого обрамления. М.: Наука. 1979. 162 с.

Лобач-Жученко С.Б., Бибилова Е.В., Другова Г.М. и др. Геохронология и петрология магматического комплекса Тупой губы северо-западного Беломорья. Петрология. 1993. Т.1. N.6. С.657-677.

Лобач-Жученко С.Б., Бибилова Е.В., Другова Г.М., Володичев О.И., Чекулаев В.П., Крылов И.Н., Грачева Т.В., Макаров В. Архейский магматизм района оз.Нотозера Северо-Западного Беломорья: изотопная геохронология и петрология // Петрология. 1995. Т. 3. № 6. С. 593-621.

Лялина Л.М. Твердофазные полиминеральные микровключения в гранатах и цирконе Лапландского гранулитового пояса. ЗВМО. 2001. № 1. С 21-33.

Лялина Л.М., Зозуля Д.Р., Савченко Е.Э. Полистадийность кристаллизации циркона в редкоземельно-циркониевом месторождении Сахарйок, Кольский полуостров // ДАН. 2010. Т. 430. № 3. С. 371-376.

Макеев А.Ф. Радиационно-химические превращения цирконов и их применение в геохронологии. Л.: Наука. 1981. 64 с.

Маракушев А.А., Перчук Л.Л. Термодинамическая модель флюидного режима Земли / Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука. 1974. Вып. 4. С. 102-130.

Миц М.В., Глазнев В.Н., Конилов В.Н., Кунина Н.М., Никитичев А.П., Раевский А.Б., Седых Ю.Н., Ступак В.М., Фонарев В.И. Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. М. Научный мир. 1996. Тр. ГИН РАН. Вып. 503. 287 с.

Миц М.В., Конилов А.Н., Докукина К.А., Каулина Т.В., Белоусова Е.А., Натапов Л.М., Гриффин У.Л., О'Рейлли С. Беломорская эклогитовая провинция: уникальные свидетельства мезо-неоархейской субдукции и коллизии. ДАН. 2010. Т. 434. № 6. С. 776-781.

Миц М.В., Конилов А.Н., Докукина К.А., Натапов Л.М., Белоусова Е.А., Гриффин У.Л., О'Рейли С., Каулина Т.В., Баянова Т.Б. Мезо-неоархейская Беломорская эклогитовая провинция: интерпретация геохронологических данных. Материалы IV российской конференции по изотопной геохронологии. Изотопные системы и время геологических процессов. Том II. 2-4 июня 2009 г., Санкт-Петербург. С. 25-28.

Митрофанов Ф.П. Современные проблемы докембрийской геологии кратонов // Литосфера. 2001. № 1. С. 5-14.

Митрофанов Ф.П., Балаганский В.В., Балашов Ю.А., Ганнибал Л.Ф., Докучаева В.С., Нерович Л.И., Радченко М.К., Рюнгенен Г.И // U-Pb возраст габбро-анортозитовый массивов Лапландского гранулитового пояса. // Доклады Академии Наук. 1993. Т. 331. № 1. С. 95-98.

Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б. Геохронология пород и процессов в архейских доменах Кольской провинции Балтийского щита // Мінералогічний журнал. 2004. Т. 26. №3. С. 33-39.

Митрофанов Ф.П., Виноградов А.Н., Петров В.П. Магматизм, метаморфизм и металлогения главных геодинамических единиц Кольского коллизии // Магматизм и геодинамика. Матер. 1-го Всеросс. петрограф. совещ. Кн. 1. Уфа. 1995. С.139-140.

Митрофанов Ф.П., Нерович Л.И. Время магматической кристаллизации и метаморфических преобразований автономных анортозитовых массивов Пыршин и Абварьский Лапландского гранулитового пояса // Петрология. 2003. Т. 11. №4. С. 381-390.

Нерович Л.И. Петрология и геохронология анортозитов Лапландского гранулитового пояса. Автореф. дис. ... канд. г.-м. наук. Апатиты.: ГИ КНЦ РАН, 1999. 23 с.

Нерович Л.И., Баянова Т.Б. Изотопная геохронология гранулитов среднего состава и эндербитов центральной части лапландского гранулитового пояса (Балтийский щит). Материалы II конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия «Гранулитовые комплексы в геологическом развитии докембрия и фанерозоя» 2-4 октября, 2007. С. 235-239.

Нерович Л.И., Зозуля Д.Р., Каулина Т.В., Деленицин А.А. Первичные магмы и условия происхождения анортозитов Лапландского гранулитового пояса по данным распределения REE и изотопов Nd. // Материалы междунауч.-техн. конф. «Наука и образование – 2004», Мурманск, изд-во МГТУ. 2004. ч. 5. С. 80-84.

Нерович Л.И., Каулина Т.В., Зозуля Д.Р., Деленицин А.А., Жавков В.А. Результаты комплексного исследования полиметаморфических анортозитов Лапландского гранулитового пояса, от петрографии к изотопным методам. Материалы Международного петрографического совещания “Петрография XXI века”. Апатиты 20-23 июня 2005. Т. III, С. 206-208.

Новожилов А.Л., Азаров Р.В. О проявлении тетрадного эффекта при термическом разложении тригидроксидов редкоземельных элементов // Материалы XI региональной научно-технической конференции «Вузовская наука – Северо-Кавказскому региону». Т. 1. Естественные и точные науки. Технические и прикладные науки. Ставрополь: СевКавГТУ, 2007. 278 с.

Носырев И.В., Робул В.М., Орса В.И. Генерационный анализ акцессорного циркона. М: Наука. 1989. 203 с.

Основные черты геологии и тектоники свиты Корва. Апатиты: Фонды КНЦ РАН, 1968. 283 с.

Остапенко Г.Т., Таращан А.Н., Мицюк Б.М. Геотермобарометр рутил-кварц // Геохимия. 2007. № 5. С. 564-567.

Петровская Л.С., Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б., Петров В.П., Петровский М.Н. Неоархейский эндербит-гранулитовый комплекс района Пулозеро-Полнек-Тундра Центрально-Кольского Блока: этапы и термодинамические режимы развития (Кольский полуостров). Апатиты. КНЦ РАН. 2010. 78 с.

Перчук Л.Л., Кротов А.В. Петрология слюдистых сланцев пояса Тана в южном тектоническом обрамлении Лапландского гранулитового комплекса. // Петрология. 1998. Т.6. № 2. С.165-196.

Перчук А.Л. Петрология и минеральная хронометрия коровых эклогитов. Автореф. дисс. на соиск. уч. ст. д.г.-м.н. Москва. 2003. 42 с.

Перчук А.Л., Филиппо П. Зарождение субдукции: запись в эклогитах Юкона // Петрология. 2000. № 8. С. 1-21.

Перчук Л.Л., Кротов А.В., Геря Т.В. Петрология амфиболитов пояса Тана и гранулитов Лапландского комплекса // Петрология. 1999. Т. 7. № 4. С. 165-196.

Пожиленко В.И., Балашов Ю.А., Ганнибал Л.Ф., Кашеев О.А. Возраст эндогенных процессов Ёнского сегмента Беломорья. В кн.: Тезисы Всерос. Совещ. «Главные рубежи геологической эволюции Земли в докембрии и их изотопно-геохронологическое обоснование. С.-Петербург, ИГГД РАН, 1995. С. 53-54.

Портнов В.Н., Чупрунов Е.В. Возникновение и рост кристаллов. М.:Физматлит. 2006. 328 с.

Прияткина Л.А., Шарков Е.В. Геология Лапландского глубинного разлома (Балтийский щит). Л.: Наука. 1979. 128 с.

Ранний докембрий Балтийского щита. Отв. ред. чл.-кор. РАН. В.А.Глебовицкий. 2005. С-Пб.: Наука. 711 с.

Ризванова Н.Г., Левченков О.А., Белоус А.Е. и др., Динамика взаимодействия циркона с гидротермальным углекислым флюидом // Геохимия. 1996. № 3. С. 253-263.

Русин А.И. Континентальный рифтовый и коллизионный метаморфизм орогенных областей // Мат-лы XXXII Тект. совещания. Том II. М.: ГЕОС. 1998. С. 136-138.

Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Лапландско-Печенгский район // Ред. Н.В. Шаров. Апатиты. КНЦ РАН. 1997. 226 с.

Симаков С.К. Образование и перекристаллизация алмазов в условиях верхней мантии // ДАН. 1988. Т.301. N 4. С. 951-954.

Симаков С.К. Физико-химические условия образования алмазоносных парагенезисов эклогитов. Автореф. дисс. соискание ученой степени д.г.-м.н. Москва. 2003.

Синай М.Ю., Гликин А.Э. Образование и эволюция твердых включений пойкилитовых кристаллов (на примере модельных систем). Тез. докл. XV Российского совещания по эксперимент. минералогии. Сыктывкар. 2005. С. 428-431.

Скублов С.Г., Астафьев Б.Ю., Марин Ю.Б., Гембицкая И.М., Левченков О.А. Первая находка церианита в цирконах из метасоматитов Терского зеленокаменного пояса (Балтийский щит) // ДАН. 2009а. Т. 428. № 1. С. 96–100.

Скублов С.Г., Балашов Ю.А., Марин Ю.Б., Березин А.В., Мельник А.Е., Падерин И.П. U-Pb возраст и геохимия цирконов из Салминских эклогитов (месторождение Куру-Ваара, Беломорский пояс) // ДАН. 2010а. Т. 432. № 5. С.1-9.

Скублов С.Г., Березин А.В., Марин Ю.Б., Ризванова Н.Г., Богомолов Е.С., Сергеева Н.А., Васильева И.М., Гусева В.Ф. Комплексное изотопно-геохимическое (Sm-Nd, U-Pb) исследование Салминских эклогитов // ДАН. 2010б. Т. 434. № 6. С. 1-5.

Скублов С.Г., Левский Л.К., Марин Ю.Б., Гембицкая И.М., Азимов П.Я., Ларионов А.Н. Возраст, геохимия минералов и условия образования Шуерецкого месторождения гранатов (Беломорский пояс) // ДАН. 2009. Т. 429. № 5. С. 661-667.

Скублов С.Г., Лобач-Жученко С.Б., Гусева Н.С., Гембицкая И.М., Толмачева Е.В. Распределение редкоземельных и редких элементов в цирконах из миаскитовых лампроитов панозерского комплекса центральной карелии // Геохимия. 2009б. № 9. С. 958-971.

Скублов С.Г., Симакин С.Г. Первый опыт элементного картирования кристалла циркона на времяпролетном масс-спектрометре TOF-SIMS⁵ // Материалы Годичного собрания РМО. Онтогенез минералов и ее значение для решения геологических прикладных и научных задач (к 100-летию со дня рождения профессора Д. П. Григорьева). СПб. 2009. С. 263-265.

Степанова А.В., Ларионов А.Н., Бибикова Е.В., Степанов В.С., Слабунов А.И. Геология, геохимия и геохронология ятулийского комплекса коронитовых габбро Беломорского подвижного пояса Балтийского щита. Материалы II Российской конференции по изотопной геохронологии. 25-27 ноября 2003 г. Санкт-Петербург. 2003. С.487- 490.

Стрикленд-Констэбл Р.Ф. Кинетика и механизм кристаллизации. Л.: Недра. 1971. 310 с.

Травин В.В., Козлова Н.Е. Локальные сдвиговые деформации как причина эклогитизации (на примере структур Гридинской зоны меланжа, Беломорский подвижный пояс) // ДАН. 2005. Т.405. № 3. С. 1275-1279.

Трейвус Е.Б. Зависимость формы кристаллов от температуры и пересыщения раствора // ЗВМО. 1988. Вып. 4. С.401-411.

Трейвус Е.Б., Франке В.А. температурная инверсия в морфологической важности граней на кристаллах минералов // Записки РМО. 1995. № 1. С.63-74.

Тугаринов А.И., Бибилова Е.В. Геохронология Балтийского щита. М.: Наука, 1980. 132 с.

Федотова А.А., Бибилова Е.В., Симакин С.Г. Геохимия циркона (данные ионного микрозонда) как индикатор генезиса минерала при геохронологических исследованиях // Геохимия. 2008. № 7. С. 1-18.

Филатова В.Т. Возможные геодинамические обстановки при формировании лапландских гранулитов (Кольский полуостров) // Российский геофизический журнал. 2000. С. 55–63.

Филатова В.Т., Митрофанов Ф.П., Виноградов А.Н. Тектонофизика внутриплитного коллизии: концептуальные подходы и результаты моделирования эволюции коровых астеносферно-террейновых ансамблей Балтийского щита // Геология и полезные ископаемые Кольского полуострова. Апатиты. Изд. КНЦ РАН. 2002. Т. 1. С. 57–73.

Фонарев В.И., Графчиков А.А., Конилов А.Н. Экспериментальные исследования равновесий с минералами переменного состава и геологическая термобарометрия // Экспериментальные проблемы геологии. М.: Наука, 1994. С. 323-355.

Фонарев В.И., Крейлен Р. Доказательство полистадийности метаморфизма на основе изучения флюидных включений в породах Лапландского гранулитового пояса // Петрология. 1995. Т. 3. № 4. С. 379–396.

Фриш Т., Джексон Г.Д., Глебовицкий В.А. и др. U-Pb геохронология цирконов Колвицкого габбро-анортозитового комплекса, южная часть Кольского п-ова. Петрология. 1995. Т.3. № 3. С. 248-254.

Чернов А.А., Гиваргизов Е.И., Багдасаров Х.С. и др. Современная кристаллография. Т.3. М.: Наука, 1980. 408 с.

Щапова Ю.В., Вотьяков С.Л., Поротников А.В. Локальная структура примесных центров редкоземельных и радиоактивных элементов в цирконе по данным компьютерного моделирования // Информационный сборник научных трудов. Екатеринбург. ИГГ УрО РАН. 2005. С. 287-296.

Щипанский А.А. Архейская океаническая кора: что субдуцировало? // Материалы научной конференции «Гранит-зеленокаменные системы архея и их поздние аналоги». Петрозаводск. 2009. С. 182-188

Щипанский А.А., Конилов А.Н. Эклогиты Беломорского мобильного пояса на Кольском полуострове. Экскурсия 6 // Материалы научной конференции «Гранит-зеленокаменные системы архея и их поздние аналоги» и путеводитель экскурсий. Петрозаводск. 2009. С. 62-74.

Щипанский А.А., Конилов А.Н., Минц М.В., Докукина К.А., Соколик С.Ю. Геодинамика формирования ранней континентальной коры в свете открытия архейских эклогитов в Беломорском подвижном поясе, Кольский полуостров. // Мат-лы XXXVIII Тект. совещания. Том II. М.: ГЕОС. 2005. С. 389-392.

Щипанский А.А., Конилов А.Н., Минц М.В., Каулина Т.В. Архейская Беломорская эклогитовая провинция Балтийского щита // Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения Северо-запада России. Петрозаводск: Институт геологии КарНЦ, 2007, с. 458-460

Щипанский А.А., Ходоревская Л.И., Конилов А.Н., Слабунов А.И. Эклогиты Беломорского пояса (Кольский полуостров): свидетельства о субдуцировавшей архейской океанической коре. Статья 1. геология и петрология эклогитов // Геология и геофизика. 2011. в печати

Япаскурт В.О., Каулина Т.В., Нерович Л.И. Гранулитовый метаморфизм в омфацитовых породах участка Широкая Салма (Кольский полуостров) // Материалы II конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия «Гранулитовые комплексы в геологическом развитии докембрия и фанерозоя» 2-4 октября, 2007. С. 402-406.

Япаскурт В.О., Плечов П.Ю., Котова Е.В., Черткова Н.В. Механизмы формирования и эволюции докембрийских «эклогитов» Беломорского подвижного пояса // Тез. докл. конф. “Ломоносовские чтения”. М.: 2006.

Alexejev N., Huhma H., Belyatsky B., Balagansky V. 1999. Sm-Nd Grt-WR ages on the Kolvitsa-Umba zone and Pongoma area, Belomorian-Lapland Belt, Baltic Shield, Russia. Abstracts of the SVEKALAPKO workshop, 18-21.11.1999. Lammi, Finland. P.1

Andersen T., Austrheim H., Burke E.A. Mineral–fluid–melt interactions in high-pressure shear zones in the Bergen Arcs nappe complex, Caledonides of W. Norway: implications for the fluid regime in Caledonian eclogite-facies metamorphism // Lithos. 1991. Vol. 27. P. 187–204.

Ashwal L.D. Anorthosites. Berlin: Springer-Verlag. 1993. 422 p.

Ashwal L.D., Tucker R.D., Zinner E.K. Slow cooling of deep crustal granulites and Pb-loss in zircon // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1999. Vol. 63. No. 18. P. 2839-2851.

Austrheim H. Eclogitization of lower crustal granulites by fluid migration through shear zones // Earth and Planetary Sci. Lett. 1986/87. Vol. 87. P. 221-232.

Austrheim H., Erambert M., Engvik A.K. Processing of crust in the root of the Caledonian continental collision zone: the role of eclogitization // Tectonophysics. 1997. Vol. 273. P. 129-153.

Ayers J. C., Delacruz K., Miller C., Switzer O. Experimental study of zircon coarsening in quartzite \pm H₂O at 1.0 GPa and 1000 °C, with implications for geochronological studies of high-grade metamorphism // American Mineralogist. 2003. Vol. 88. P. 365-376.

Balashov Y.A., Mitrofanov F.P., Balagansky V.V. New geochronological data on Archaean rocks of the Kola Peninsula. In: Correlation of Precambrian formations of the Kola-Karelian region and Finland. Apatity, Kola Sci. Center, 1992. P. 13-34.

Bancroft G.M., Metson J.B., Kresovich R.A. Leaching studies of natural and synthetic titanites using secondary ion mass-spectrometry // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1987. V. 51. P.911-918.

Barbey P., Convert J., Moreau B. et al. Petrogenesis and evolution of an early Proterozoic collisional orogenic belt: The granulite belt of Lapland and the Belomorides (Fennoscandia) // Bull. Geol. Soc. Finl. 1984. V. 56. Part 1-2. P. 161-188.

Barbey P., Raith M. The Granulite Belt of Lapland // Granulites and Crustal Evolution. Kluwer Academic Publishers. Netherlands. 1990. P. 111-132.

Bea F. and Montero P. Behavior of accessory phases and redistribution of Zr, REE, Y, Th, and U during metamorphism and partial melting of metapelites in the lower crust: An example from the Kinzigite Formation of Ivrea-Verbano, NW Italy // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1999. Vol. 63. No. 7/8. P. 1133-1153.

Bea F., Pereira M. D., and Stroh A. Mineral/leucosome traceelement partitioning in a peraluminous migmatite (a laser ablation-ICP-MS study) // *Chem. Geol.* 1994. Vol. 117. P. 291-312.

Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Fisher N.I. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type // *Contrib Mineral Petrol.* 2002. Vol. 143. P. 602-622.

Belousova E.A., Griffin W.L., Pearson N.J. Trace element composition and cathodoluminescence properties of southern African kimberlitic zircons // *Mineral Mag.* 1998. No 62. P. 355-366.

Belousova E.A., Natapov L.M., Griffin V.W., O'Reilly S.Y. U-Pb Dating and Hf-isotope Analysis of Zircons from Salma Eclogites, Kola Peninsula, Russia (PART I). 2004. GEMOC Report IMP-2005/1/GEMOC.

Belyaev O.A, Kozlov N.E, Geology, geochemistry and metamorphism of the Lapland Granulite Belt and adjacent areas in the Vuotso area, northern Finland // *Geol. Surv. Finl. Report of Investigation.* 1997. V. 138. 24 p.

Bernard-Griffiths J, Peucat J J, Postaire B, Vidal Ph, Convert J, Moreau B. Isotopic data (U-Pb, Rb-Sr, Pb-Pb and Sm-Nd) on mafic granulites from Finnish Lapland. // *Precamb. Res.* 1984. T. 23. P.325-348.

Berthelsen A., Marker M. Tectonics of the Kola collision suture and adjacent Archaean and Early Proterozoic terrains in the northeastern region of the Baltic Shield // *Tectonophysics.* 1996. V. 126. P. 31–55.

Bibikova E., Slabunov A., Volodichev O., Whitehouse M. The archaean eclogites of the Belomorian province, the Fennoscandian shield (Russia) // *EGU-05. Geophysical Research Abstracts.* 2005. V. 7. P. 02536

Bibikova E.V., Melnikov V.F., Mineev S.D. et al., Lapland granulites: isotope geochemistry and geochronology // *Res. Terrae.* 1991. Ser. A. No 5. P. 4.

Bingen B., Austrheim H., Whitehouse M. Ilmenite as a Source for Zirconium during High-grade Metamorphism? Textural Evidence from the Caledonides of Western Norway and Implications for Zircon Geochronology // *Journal of Petrology.* 2001. Vol. 42. No. 2. p. 355-375.

Bingen B., Austrheim H., Whitehouse M.J., Davis W.J. Trace element signature and U–Pb geochronology of eclogite-facies zircon, Bergen Arcs, Caledonides of W Norway // *Contrib Mineral Petrol.* 2004. Vol. 147 P. 671-683.

Bjørnerud M.G., Austrheim H., Lund M.G. Processes leading to eclogitization (densification) of subducted and tectonically buried crust // *J Geophys Res.* 2002. 107(B10):2252, 1–18. DOI 10.1029/2001JB000527

Black L. P., Williams I. S. and Compston W. Four zircon ages from one rock: the history of a 3930 Ma-old granulite from Mount Sones, Enderby Land, Antarctica. *Contributions to Mineralogy and Petrology.* 1986. Vol. 94. P. 427–437.

Bogdanova S.V., Bibikova E.V. The "Saamian" of the Belomorian Mobile Belt: new geochronological constraints // *Precambrian Res.* 1993. V. 64. No. 1/4. P. 131-152.

Boundy T.M., Essene E.J., Hall C.M., Austrheim H., Halliday A.N. Rapid exhumation of lower crust during continent-continent collision and late extension: evidence from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ incremental heating of hornblendes and muscovites, Caledonian orogen, western Norway // *Geol Soc Am Bull.* 1996. Vol. 108. P. 1425-1437.

Boundy T.M., Mezger K., Essene E.J. Temporal and tectonic evolution of the granulite-eclogite association from the Bergen Arcs, western Norway // *Lithos*. 1997. Vol. 39. P. 159-179.

Burton K.W., O'Nions R.K. High-resolution garnet chronometry and the rates of metamorphic processes // *Earth Planet Sci Lett*. 1991. Vol. 107. P. 649-671.

Carson C.J., Ague J.J., Coath C.D. U-Pb geochronology from Tonagh Island, East Antarctica: implications for the timing of ultra-high temperature metamorphism in the Napier Complex // *Precambrian Research* 2002. Vol. 116. P. 237-263.

Carswell D.A., Brueckner H.K., Cuthbert S.J., Krogh T.E., Mehta K., O'Brien P.J., Tucker R.D. Coesite preservation within zircons in the Hareidland eclogite and the timing of ultra-high pressure metamorphism in the Western Gneiss Region of Norway // Abstract to UHPM Workshop at Waseda University, Japan, 2001. 4A01. P. 111-115.

Carswell D.A., Tucker R.D., O'Brien P.J., Krogh T.E. Coesite micro-inclusions and the U/Pb age of zircons from the Hareidland Eclogite in the Western Gneiss Region of Norway // *Lithos*. 2003. Vol. 67. P. 181-190.

Chalot-Prat F., Ganne J., Lombard A. No significant element transfer from the oceanic plate to the mantle wedge during subduction and exhumation of the Tethys lithosphere (Western Alps) // *Lithos*. 2003. Vol. 69. P. 69-103.

Cherniak D., Hanchar J.M., Watson E.B. Rare-earth diffusion in zircon // *Chem. Geol.* 1997. Vol. 134. P. 289-301.

Cherniak D.J. Lead diffusion in titanite and preliminary results on the effects of radiation damage on Pb transport. *Chemical Geology*. 1993. V 110. P.177-194.

Cherniak D.J., Hanchar J.M., Watson E.B. Diffusion of tetravalent cations in zircon // *Contrib Mineral Petrol*. 1997. Vol. 127. P. 383-390.

Cherniak D.J., Lanford W.A., Ryerson F.J. Lead diffusion in apatite and zircon using ion implantation and Rutherford Backscattering techniques // *Geochim Cosmochim Acta*. 1991. Vol. 55. P. 1663-1673.

Cliff R.A., de Jong K., Rex D.C., Guise P.G. 1997. Evaluation of Rb-Sr hornblende dating of rocks from the Kola Peninsula: an alternative to $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ where excess argon is present. *Terra Nova*. V. 9. Abs. Suppl. 1. P. 488.

Cohen A.S., O'Nions R.K., Siegenthaler R., Griffin W.L. Chronology of the pressure-temperature history recorded by a granulite terrain // *Contrib Mineral Petrol*. 1988. Vol. 98. P. 303-311.

Coleman R.G. and Erd R.C., Hydrozircon from the Wind River formation, Wyoming // *U.S.A. Geol. Surv. Bull.* 1961. 424-C. P. 297-300.

Corfu F., Hanchar J.M., Hoskin P.W.O., Kinny P. Atlas of zircon textures. In: Hanchar J.M., Hoskin P.W.O (eds) *Zircon. Reviews in Mineralogy & Geochemistry*. 2003. Vol. 53. P. 469-500.

Cullers R.L., Medaris L.G., Haskin L.A. Experimental studies of the distribution of rare earths as trace elements among silicate minerals and liquids and water // *Geochim Cosmochim Acta*. 1973. Vol. 37. P. 1499-1512.

Dahl P.S. A crystal-chemical basis for Pb retention and fission-track annealing systematics in U-bearing minerals, with implications for geochronology // *Earth Planetary Sci. Lett.* 1997. 150. P. 277-290.

Daly J.S., Balagansky V.V., Timmerman M.J. et al. European Lithosphere Dynamics. Geological Society, London, Memoir 32. 2006. P. 579-598.

Daly J.S., Bogdanova S. Timing of metamorphism in the Lapland granulite belt, Finland, Res. Terrae, Ser. A, 1991. N 5. P.11.

Daly, J. S., Balagansky, V.V., Timmerman, M.J. et al. Ion microprobe U-Pb zircon geochronology and isotopic evidence supporting a trans-crustal suture in the Lapland Kola Orogen, northern Fennoscandian Shield // Precam. Res. 2001. V. 105. Nos. 2-4. P. 289-314.

de Jong K., Timmerman M. J., Guise P.G., Rex D., Cliff R.A., Daly J.S. & Balagansky V.V. Recrystallization during post-tectonic magmatism and related fluid flow shown by ca. 1.7 Ga $^{40}\text{Ar}/^{30}\text{Ar}$ mica ages from the northern Lapland Kola Mobile Belt (Russia) // Abstracts. 5th SVEKALAPKO Workshop. Lammi, Finland. 2000. P. 23.

Degeling H., Eggins S., Ellis D.J. Zr budgets for metamorphic reactions, and the formation of zircon from garnet breakdown // Mineral Mag. 2001. N65. P. 749-758

DeWolf C.P., Zeissler C.J., Halliday A.N., Mezger K., Essene E.J. The role of inclusions in U-Pb and Sm-Nd garnet geochronology: Stepwise dissolution experiments and trace uranium mapping by fission tracks analysis // Geochim Cosmochim Acta. 1996. Vol. 60. P. 121-134.

Doig R. U-Pb zircon dates of Morin anorthosite suite rocks Grenville Province, Quebec // Journal of Geology. 1991. V.99. P.729-738.

Engvik A.K., Austrheim H., Andersen T.B. Structural, mineralogical and petrophysical effects on deep crustal rocks of fluid-limited polymetamorphism, Western Gneiss Region, Norway // Journal of Geological Society (London). 2000. Vol. 157 P. 121-134.

Eskola P. On the granulites of Lapland // Am. J. Sci. 1952. Bowen V. P. 133-171.

Essex R.M., Gromet L.P. U-Pb dating of prograde and retrograde titanite growth during the Scandian orogeny // Geology. 2000. Vol. 28. No. 5. P. 419-422.

Ewart A. and Griffin W. L. Application of proton-microprobe data to trace-element partitioning in volcanic rocks // Chemical Geology. 1994. Vol. 117. P. 251-284.

Ewing R.C., Haaker R.F., Lutze W. Leachability of zircon as a function of alpha dose. In: Lutze W (ed) Scientific Basis for Radioactive Waste Management V, Elsevier, Amsterdam, 1982. P. 389-397.

Ewing R.C., Meldrum A., Wang L., Weber W.J., Corrales L.R. Radiation effects in zircon. In: Hanchar JM, Hoskin PWO (eds) Zircon. Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy & Geochemistry. 2003. Vol. 53. P. 387-425.

Farges F., Brown G. E., Velde D. Structural environment of Zr in two inosilicates from Cameroon: Mineralogical and geochemical implications // American Mineralogist. 1994. Vol. 79. P. 838-847.

Ferry J.M., 1979. Reaction mechanism, physical condition and mass transfer during hydrothermal alteration of mica and feldspar in granitic rocks from south-central Maine, USA. Contrib.Mineral.Petrol. 68. P. 125-139.

Ferry J.M. New thermodynamic analysis and calibration of the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile geothermometers // Philadelphia Annual Meeting. 2006. Paper No. P.95-3.

Fraser G., Ellis D., Eggins S. Zirconium abundance in granulite-facies minerals, with implications for zircon geochronology in high-grade rocks. Geology. 1997. N 25. P. 607-610.

- Frei D., Liebscher A., Wittenberg A., Shaw C.S.J. Crystal chemical controls on rare earth elements partitioning between epidote-group minerals and melts: an experimental and theoretical study. *Contrib. Mineral. Petrol.* 2003. Vol. 146. P. 192-204.
- Friedl G., Cooke R., Finger F., McNaughton N.J., Fletcher I., U-Pb SHRIMP dating and trace element investigations on multiple zoned zircons from a South-Bohemian granulite // *J. Czech Geol. Soc.* 2003. Vol. 48. No 1-2. P. 51.
- Frost B.R., Chamberlain K.R., Schumacher J.C. Sphene (titanite): phase relations and role as a geochronometer // *Chemical geology.* 2000. Vol. 172. P. 131-148.
- Frost B.R., Lindsley D.N. Occurrence of iron-titanium oxide minerals in igneous rocks. *Rev. Mineral.* 1991. Vol. 25. P. 433-486.
- Fu. B., Cavosie A.J., Clechenko C.C., Fournelle J., Kita N.T., Lackey J., Page F., Wilde S.A., Valley J.W. Ti-in-Zircon Thermometer: Preliminary Results // AGU, Fall Meeting 2005. abstract # V41F-1538.
- Gaál G., Berthelsen A., Gorbatshev R. et al. Structure and composition of the Precambrian crust along the POLAR Profile in the northern Baltic Shield // *Tectonophysics.* 1989. V. 162. P. 1-25.
- Gebauer D., Schertl H-P., Brix M., Schreyer W. 35 Ma old ultrahigh-pressure metamorphism and evidence for very rapid exhumation in the Dora Maira Massif, Western Alps // *Lithos.* 1997. Vol. 41. P 5-24.
- Geisler T., Burakov B., Yagovkina M., Garbuzov V., Zamoryanskaya M., Zirlin V., Nikolaeva L. Structural recovery of selfirradiated natural and ²³⁸Pu-doped zircon in an acidic solution at 175°C // *Journal of Nuclear Materials.* 2005. Vol. 336. P. 22-30.
- Geisler T., Pidgeon R.T., Kurtz R., van Bronswijk W., Schleicher H. Experimental hydrothermal alteration of partially metamict zircon // *American Mineralogist.* 2003a. Vol. 88. P. 1496-1513.
- Geisler T., Rashwan A.A., Rahn M.K.W., Poller U., Zwingmann H., Pidgeon R.T., Schleicher H., Tomaschek F. Low-temperature hydrothermal alteration of natural metamict zircons from the Eastern Desert, Egypt // *Mineralogical Magazine.* 2003c. Vol. 67. P. 485-508.
- Geisler T., Schaltegger U., Tomaschek F. Re-equilibration of zircon in aqueous fluids and melts // *Elements.* 2007. No. 3. P. 43-50.
- Geisler T., Seydoux-Guillaume A-M., Wiedenbeck M., Wirth R., Berndt J., Zhang M., Mihailova B., Putnis A., Salje E.K.H., Schluter J. Periodic precipitation pattern formation in hydrothermally treated metamict zircon // *American Mineralogist* 2004. Vol. 89. P. 1341-1347.
- Geisler T., Trachenko K., Rios S., Dove M.T., Salje E.K.H. Impact of self-irradiation damage on the aqueous durability of zircon (ZrSiO₄): implications for its suitability as nuclear waste form // *Journal of Physics: Condensed Matter.* 2003b 15: L597-L605.
- Gerasimov V.Yu. and Larikova T.L. Geospeedometry of nonequilibrium corona textures in metamorphosed gabbro-norites (White Sea area, Baltic shield) // 18th General meeting of the International Mineralogical Association, Edinburgh, 2002, Abstracts vol. P.228-229.
- Gerya T.V., Stockhert B., Perchuk A.L. Exhumation of high-pressure metamorphic rocks in subduction channel: a numerical simulation // *Tectonics.* 2002. Vol. 21. No 6. art. no. 1056, P.6-1 - 6-19.

Gibbons W., Horak J. Alpine metamorphism of Hercynian hornblende granodiorite beneath the blueschist facies schistes lustrés nappe of NE Corsica // *J. Metamorph. Geol.* 1984. V.2. P.95-113.

Glebovitsky V., Marker M., Alexejev N., Bridgwater D., Sedova I., Salnikova E., Berezhnaya N. Age, evolution and regional setting of the Palaeoproterozoic Umba igneous suite in the Kolvitsa-Umba zone, Kola Peninsula: constraints from new geological, geochemical and U-Pb zircon data // *Precambrian Research.* 2001. Vol. 105. P. 247-267.

Green T. H. Experimental studies of trace-element partitioning applicable to igneous petrogenesis - Sedona 16 years later // *Chemical Geology.* 1994. Vol. 117. P. 1-36.

Griffin W.L., Brueckner H.K. REE, Rb-Sr and Sm-Nd studies of Norwegian eclogites // *Chem. Geol.* 1985. Vol. 52. P. 249-271.

Grimes C. B., John B.E., Cheadle M.J., Mazdab F.K., Wooden J.L. Swapp S., Schwartz J.J. On the occurrence, trace element geochemistry, and crystallization history of zircon from in situ ocean lithosphere // *Contrib Mineral Petrol.* 2009. Vol. 158 P. 757-783.

Grimes C.B., John B.E., Kelemen P.B., Mazdab F.K., Wooden J.L., Cheadle M.J., Hanghøj K., Schwartz J.J. Trace element chemistry of zircons from oceanic crust: A method for distinguishing detrital zircon provenance // *Geology.* 2007. Vol. 35. no.7. P. 643-646.

Haggerty S. E. Diamond genesis in a multiply-constrained model // *Nature.* 1986. Vol. 320. P. 34-38.

Hanchar J.M., Miller C.F. Zircon zonation patterns as revealed by cathodoluminescence and backscattered electron images: implications for interpretation of complex crustal histories // *Chem. Geol.* 1993. Vol. 110. P.1-13.

Harley S.L. and Kelly N.M. The impact of zircon-garnet REE distribution data on the interpretation of zircon U-Pb ages in complex high-grade terranes: An example from the Rauer Islands, East Antarctica // *Chemical geology.* 2007. Vol. 241. p. 62-87.

Harley S.L. Zircon-garnet REE distribution patterns and the behaviour of zircon during UHT metamorphism // *International mineralogical association meeting,* 2002. Edinburgh, abstract, P. 236.

Harley S.L., Kelly N.M. and Möller A. Zircon behaviour and the thermal histories of mountain chains // *Elements.* 2007. V. 3. P. 25-30.

Harley S.L., Kinny P.D., Snape I., Black L.P. Zircon chemistry and the definition of events in Archaean granulite terrains // *Fourth International Archaean Symposium, Extended Abstract Volume, AGSO Geoscience Australia Record.* 2001. Vol. 37. P. 511-513.

Harley S.L., Motoyoshi Y. Al zoning in orthopyroxene in a sapphirine quartzite: evidence for >1,120°C UHT metamorphism in the Napier Complex, Antarctica, and implications for the entropy of sapphirine // *Contrib Mineral Petrol.* 2000. Vol. 138. P. 293-307.

Harrison T.M., Aikman A., Holden P., Walker A.M., McFarlane C., Rubatto D., Watson E.B. Testing the Ti-in-zircon thermometer. *Eos Trans AGU. Program and abstract.* 2005.

Harrison T.M., Watson E.B., Aikman A.B. Temperature spectra of zircon crystallization in plutonic rocks // *Geology.* 2007. V. 35. No 7. P. 635-638.

Heaman L.M., Bowins R., Crocket J. The chemical composition of igneous zircon suites: implications for geochemical tracer studies // *Geochim Cosmochim Acta*. 1990. No 54. P. 1597-1607.

Hensen B.J., Zhou B. Retention of isotopic memory in garnets partially broken down during an overprinting granulite-facies metamorphism: Implications for the Sm-Nd closure temperature// *Geology*. 1995. V. 23. P. 225.

Hermann J. Allanite: thorium and light rare earth element carrier in subducted crust // *Chem. Geol.* 2002. Vol. 192. P. 289-306.

Hermann J., Green D.H. Experimental constrains on fluid absent melting in deeply subducted crust. *J. Conf. Abstr.* 2000. 5(1). P. 48.

Hermann J., Rubatto D., Korsakov A., Shatsky V.S. Multiple zircon growth during fast exhumation of diamondiferous, deeply subducted continental crust (Kokchetav Massif, Kazakhstan) // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2001. Vol. 141. P. 66-82.

Hokada T., Harley S.L. Zircon growth in UHT leucosome: constraints from zircon-garnet rare earth element (REE) relations in Napier Complex, East Antarctica. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*. 2004. vol. 99. P. 180-190.

Hokada T., Misawa K., Yokoyama K., Shiraishi K., Yamaguchi A. SHRIMP and electron microprobe chronology of UHT metamorphism in the Napier Complex, Eastern Antarctica: implication for zircon growth at > 1000 °C // *Contrib Mineral Petrol.* 2004. Vol. 147. P. 1-20.

Hollis J.A., Harley S.L. New evidence for the peak temperatures and the near-peak pressure-temperature evolution of the Napier Complex. // *Proceedings of the 8th International Symposium on Antarctic Earth Sciences, The Royal Society of New Zealand, Wellington, 2002.* P. 19-30.

Hörmann P.K., Raith M., Raase P. et al. The granulite complex of Finnish Lapland: petrology and metamorphic conditions in the Ivalojoiki – Inarijärvi area // *Geol. Surv. Finl. Bull.* No. 308. 1980. 95 p.

Hoskin P.W.O. and Black L.P. Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon // *J Metamor Geol.* 2000. No18. P. 423-439.

Hoskin P.W.O. and Schaltegger U. The Composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // *Reviews in mineralogy & geochemistry*. 2003. V. 53. P. 27-62.

Hoskin P.W.O. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2005. No. 69. P. 637-648

Hoskin P.W.O., Kinny P.D., Wyborn D. Chemistry of hydrothermal zircon: investigating timing and nature of water-rock interaction. In: *Water-Rock Interaction, WRI-9*. 1998. Aehart GB, Hulston JR (eds) AA Balkema, Rotterdam. P. 545-548.

Huhma H. Isotope studies on the Lapland Granulite Belt and adjacent areas // *SVEKALAPKO workshop Abs. Lammi*. 1996. P. 25–26.

Jamtveit B., Austrheim H., Malthe-Sorensen A. Accelerated hydration of the Earth's deep crust induced by stress perturbations // *Nature*. 2000. V. 408. № 2. P. 75-78.

Jamtveit B., Bucher-Nurminen K., Austrheim H. Fluid controlled eclogitization of granulites in deep crustal shear zones, Bergen arcs, Western Norway // *Contrib Mineral Petrol.* 1990. Vol. 104. P. 184-193.

Jung S., Mezger K. U-Pb garnet chronometry in high-grade rocks-case studies from the central Damara orogen (Namibia) and implications for the interpretation of Sm-Nd garnet ages and the role of high U-Th inclusions // *Contrib Mineral Petrol.* 2003. 146. P. 382-396.

Kaczmarek M.-A., Müntener O., Rubatto D. Trace element chemistry and U-Pb dating of zircons from oceanic gabbros and their relationship with whole rock composition (Lanzo, Italian Alps) // *Contrib Mineral Petrol.* 2008. Vol. 155. P. 295-312.

Kaneko Y., Katayama I., Yamamoto H., Misawa K., Ishikawa M., Rehman H.U., Kausar A.B. and Shiraishi K. Timing of Himalayan ultrahigh-pressure metamorphism: sinking rate and subduction angle of the Indian continental crust beneath Asia // *J. metamorphic Geol.* 2003. Vol. 21. P. 589-599.

Katayama I., Maruyama S., Parkinson C. D., Terada K., and Sano Y., Ion micro-probe U-Pb zircon geochronology of peak and retrograde stages of ultrahigh-pressure metamorphic rocks from the Kokchetav massif, northern Kazakhstan // *Earth and Planetary Science Letters.* 2001. Vol. 188. P. 185-198.

Kelly N.M and Harley S.L. An integrated microtextural and chemical approach to zircon geochronology: refining the Archaean history of the Napier Complex, east Antarctica // *Contrib Mineral Petrol.* 2005. No. 149. P. 57-84

Kelly N.M., Clarke G.L., Fanning C.M. A two-stage evolution of the Neoproterozoic Rayner Structural Episode: new U-Pb SHRIMP constraints from the Oygarden Group, Kemp Land, East Antarctica // *Precambr Res.* 2002. Vol. 116. P. 301-330.

Keppler, H., Wyllie, P.J., 1990. Role of fluids in transport and fractionation of uranium and thorium in magmatic processes. *Nature* 348, 531-533.

Kislitsyn R.V., Balagansky V.V., Mänttari I., Timmerman M.J., Daly J.S., 1999, Age of accretion and collision in the Palaeoproterozoic Lapland-Kola orogen: new isotope evidence from the Kolvitsa belt and the Umba granulite terrane. Abstracts of the SVEKALAPKO workshop 18-21.11.1999 Lammi, Finland, P. 33.

Konilov A.N., Shchipansky A.A., Mints M.V., Volodichev O.I. Petrology of eclogites of the Belomorian Province. 2004. 32 IGC Florence 2004. Abstracts. Part.1. P.108.

Konilov A.N., Shchipansky A.A., Mints M.V. Archaean eclogites from the central part of the Belomorian mobile belt, Kola Peninsula, Russia // 7th International Eclogite Conference. *Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft.* Seggau, Austria. 2005. Vol. 150. P. 70.

Kozlov N.E., Avedisyan A.A., Balashov Yu.A. et al. Some new aspects of geology, deep structure, geochemistry and geochronology of the Lapland Granulite Belt, Baltic Shield // *Nor. Geol. Unders. Special Publ.* 7. 1995. P. 157-166.

Kozlov N.E., Mukhamedova I.V., Balashov Yu. A., Kamenskaya A.D. New data on the age of metamorphites of the Lapland Granulite belt from Rb-Sr dating // *The svecofennian Domain – geological aspects of the continental crust and Annual Meeting of IGCP - 275, Turku, Finland, 1993, p. 13-18.*

Kretz R. Symbols for rock-forming minerals // *Amer. mineral.* 1983. V 68. P.277-279.

Krill A. Svecofennian thrusting with thermal inversion in the Karasjok-Levajok area of the Northern Baltic Shield // *NGU-BULL.* 403. 1985. P.89-101.

Krill A., Bergh S., Lindahl I. et al. Rb-Sr, U-Pb and Sm-Nd isotopic dates from Precambrian rocks of Finnmark // *NGU-BULL.* 403.1985. P.37-54.

Krogh T.E. High precision U–Pb ages for granulite metamorphism and deformation in the Archean Kapuskasing structural zone, Ontario: implications for structure and development of the lower crust. *Earth and Planetary Science Letters*. 1993. Vol. 119. P. 1-18.

Krogh T.E., Davis G.L. Alteration in zircons and differential dissolution of altered and metamict zircon. *Carnegie Institution Washington, Year Book*. 1975. Vol. 74. P. 619-623.

Lee S.-G., Masuda A., Kim H.-S. An early Proterozoic leuco-granitic gneiss with the REE tetrad phenomenon // *Chem. Geol.* 1994. Vol. 114. P. 59-67.

Lee J.K.W., Williams I.S., Ellis D.J. Pb, U and Th diffusion in natural zircon // *Nature*. 1997. Vol. 390. P. 159-161.

Levchenkov O.A., Zinger T.F., Dook V.L. et al., U-Pb isotope ages of the Pongom-Navolok hyperstene diorite and hornblende granodiorite plutons, Baltic Shield, North Karelia. *Abstracts of MAEGS 9, St.Petersburg*. 1995. P. 63.

Levskii L.K., Skublov S.G., Gembitskaya I.M. Isotopic–Geochemical Study of Zircons from Metabasites of the Kontokki Dike Complex: Age of Regional Metamorphism in the Kostomuksha Structure // *Petrology*. 2009. Vol. 17. No. 7. P. 669-683.

Li Q., Li S., Zheng Y.-F., Li H., Massone H.J., Wang Q. A high precision U-Pb age of metamorphic rutile in coesite-bearing eclogite from the Dabie Mountains in central China: a new constrains on the cooling history // *Chemical Geology*. 2003. Vol. 200. P. 255-265.

Liferovich R., Laajoki K., Gehör S. Conventional geochronometers: natural instability evidences // *Abstracts. 6th SVEKALAPKO Workshop. Lammi, Finland*. 2001. P. 42.

Liou J. G., Ernst W. G., Ogasawara Y. Petrochemical and tectonic processes of UHP/HP Terranes II: Preface // *J. metamorphic Geol.* 2003. Vol. 21. P. 513-514.

Liou J. G., Tsujimori T., Zhang R. Y., Katayama I., Maruyama S. Global UHP metamorphism and Continental Subduction/Collision: The Himalayan Model // *International Geology Review*. 2004. Vol. 46. P. 1-27.

Liu F., Xu Z., Xue H. Tracing the protolith, UHP metamorphism, and exhumation ages of orthogneiss from the SW Sulu terrane (eastern China): SHRIMP U-Pb dating of mineral inclusion-bearing zircons // *Lithos*. 2004. Vol. 78. P. 411-429.

Lumpkin G.L., Ewing R.C. Alpha-decay damage in minerals of the pyrochlore group // *Phys Chem Minerals*. 1988. Vol. 16. P. 2-20.

Manhes G., Allegre C.J., Provost A. U-Th-Pb systematics of the eucrite “Juvinas”; precise age determinations of evidence for the exotic lead // *Geochim Cosmochim Acta*. 1984. 48. P. 2247-2264.

Marker M. Early Proterozoic (c. 2000–1900 Ma) crustal structure of the northeastern Baltic Shield: tectonic division and tectogenesis // *Nor. Geol. Unders.* 1985. V. 403. P. 55–74.

Marker M., Henkel H., Lee M.K. Combined gravity and magnetic modelling of the Tanaelv and Lapland Granulite Belts, Polar Profile, Northern Baltic Shield // *The European Geotraverse: Integrative Studies. Strasbourg. European Science Foundation*. 1990. P. 67-76.

Marker M., Kaulina T. New constraints for the evolution of the Keivy supracrustal belt, central Kola Peninsula, from recent U-Pb single zircon dating at NORDSIM. // *Abstracts. 5th Svekjalapko Workshop. Lammi, Finland*. 2000. P. 52

Marker M., Kaulina T.V., Daly J.S. New evidence for the Palaeoproterozoic evolution of the Tanaelv and Karasjok belts based on Sm-Nd data and recent U-Pb NORDSIM and TIMS dating from Finnmark, Norway // SVEKALAPKO. An EUROPROBE project. 5th Workshop. Lammi, Finland, 2-5.11.2000. Abstracts. Oulu University. 2000. P. 51.

Marker M., Kaulina T.V., Daly J.S., Kislitsyn R. The Tanaelv belt and adjoining units in Finnmark, Norway and in the westernmost Kola Peninsula: State of knowledge from recent isotopic and structural evidence // 4th SVEKALAPKO workshop Abs. Lammi. 1999. P. 77.

Martin L.A.J., Duchêne S., Deloule E., Vanderhaeghe O. Mobility of trace elements and oxygen in zircon during metamorphism: consequence for geochemical tracing // *Earth and Planetary Sci. Lett.* 2008. Vol. 267. P. 161-174.

Maruyama S., Liou J. G., and Terabayashi M. Blueschists and eclogites of the world, and their exhumation // *International Geology Review.* 1996. Vol. 38. P. 485-594.

Mattinson J.M. Geochronology of high-pressure-low-temperature Franciscan metabasites: a new approach using the U-Pb system // *Geol Soc Am Mem.* 1986. 164. P. 95-105.

McCallum, I. S. and Charette, M. P. Zr and Nb partition coefficients: implications of the genesis of mare basalts, KREEP, and sea floor basalts // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* 1978. Vol. 42. P. 859-869.

McDonough W.F. and Sun S.-s. The composition of the Earth // *Chemical Geology.* 1995. Vol. 120. P. 223-253.

McLelland J., Hamilton M., Selleck B., McLelland J., Walker D., Orrell S. Zircon U-Pb geochronology of the Ottawan Orogeny, Adirondack Highlands, New York: Regional and tectonic implications // *Precambrian Res.* 2001. Vol. 109. P. 39-72.

McLelland J.M., Whitney P.R. The origin of garnet in the anorthosite-charnockite suite of the Adirondack // *Contrib. Miner. Petrol.* 1977. V.60. P. 161-181.

Meen J.K., Egglar D.H., Ayers J.C. Experimental evidence for very low solubility of rare-earth elements in CO₂-rich fluids at mantle conditions // *Nature.* 1989. Vol. 340. P. 301-303.

Meldrum A., Boatner L.A., Weber W.J., Ewing R.C. Radiation damage in zircon and monazite // *Geochim Cosmochim Acta.* 1998. Vol. 62. P. 2509-2520.

Meriläinen K. The granulite complex and adjacent rocks in Lapland, northern Finland // *Geol. Surv. Finl. Bull.* 1976. No. 281. 129 p.

Mezger K., Hanson G. N., Bohlen S.R. U-Pb systematics of garnet: dating of the growth of garnet in the Late Archean Pikwitonei granulite domain at Cauchon and Natawahuman lakes, Manitoba, Canada // *Contrib Mineral Petrol.* 1989 a.101. P. 136-148.

Mezger K., Hanson G. N., Bohlen S.R. High-precision U-Pb ages of metamorphic rutile: application to the cooling history of high-grade terranes // *Earth and Planetary Sci. Lett.* 1989 b. Vol. 96. P. 106-118.

Mezger K., Rawnsley C. M., Bohlen S.R., and Hanson G. N. U-Pb garnet, sphene, monazite and rutile ages: implications for the duration of high grade metamorphism and cooling histories, Adirondack Mountains, New York. // *J. Geol.* 1991. 99. P. 415-428.

Mikkola E. General geological map of Finland. Sheets B7, C7, D7, Muonio, Sodankyla, Tuntajoki. Explanation to the map of rocks. Suonen geol. Toiinkunta. 1941. Helsinki. 286 p.

Mints M.V., Belousova E.A., Konilov A.N., Natapov L.M., Shchipansky A.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Dokukina K.A., and Kaulina T.V. Mesoarchean Subduction Processes: 2.87 Ga eclogites from the Kola Peninsula, Russia // *Geology*. 2010. V. 38. No 8. P. 739-742.

Möller A, Appel P., Mezger K., Schenk V. Evidence for a 2.0 Ga subduction zone: Eclogites in the Usagaran belt of Tanzania // *Geology*. 1995. V. 23. No. 12. P.1067-1070.

Möller A., O'Brien P.J., Kennedy A., Kröner A. Linking growth episodes of zircon and metamorphic textures to zircon chemistry: an example from the ultrahigh-temperature granulites of Rogaland (SW Norway) *From: Vance, D., Moller, W., & Villa, I. M. (eds) Geochronology: Linking the Isotopic Record with Petrology and Textures. Geological Society, London, Special Publications. 2003. Vol. 220. P. 65-81.*

Möller A., O'Brien P.J., Kennedy A., Kröner A. Polyphase zircon in ultra-temperature granulites (Rogaland, SW Norway): constrains for Pb diffusion in zircon // *J. metamorphic geol.* 2002. Vol. 20. P. 727-740.

Nadeau S., Philippot P., and Pineau F. Fluid inclusion and mineral isotopic compositions (H-O-C) in eclogitic rocks as tracers of local fluid migration during high-pressure metamorphism // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1993. Vol. 114. P. 431-448.

Nasdala L., Wenzel M., Vavra G., Irmer G., Wenzel T., Kober B. Metamictisation on natural zircon: accumulation versus thermal annealing of radioactivity induced damage // *Contrib Mineral Petrol.* 2001. Vol. 141. P. 125-144.

Natapov L.M., Belousova E.A., Griffin W.L. and O'Reilly S.Y. U-Pb Dating and Hf-isotope Analysis of Zircons from Salma Eclogites, Kola Peninsula, Russia (PART II). 2005.GEMOC Report IMP-2005/1/GEMOC

Novak G.A. and Gibbs G.V. The crystal chemistry of the silicate garnets // *The American mineralogist.* 1971. V. 56. P.791-825.

Orthosilicates. (ed. Ribbe P.H.) *Reviews in mineralogy.* 1982. Vol. 5. 450 p.

Page F.Z., Fu B., Kita N.T., Fournelle J., Spicuzza M.J., Schulze D.J., Viljoen F., Basei M.A.S., Valley J.W. Zircon from kimberlite: New insights from oxygen isotopes, trace elements, and Ti in zircon thermometry // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2007. Vol. 71. P. 3887-3903.

Pan Y. and Fleet M.E. Rare earth element mobility during prograde granulite facies metamorphism: significance of fluorine // *Contributions to Mineralogy and Petrology.* 1996. Vol. 123. P. 251-262.

Pan Y. Zircon- and monazite-forming metamorphic reactions at Manitouwadge, Ontario. *Can Mineral.* 1997. Vol. 35. P. 105-118.

Philippot P. and Selverstone J. Trace element-rich brines in eclogitic veins: Implications for fluid composition and transport during subduction // *Contrib. Mineral. Petr.* 1991. Vol. 106. P. 417-430.

Pidgeon R.T. Recrystallization of oscillatory zoned zircon: some geochronological and petrological implications. *Contrib. Mineral. Petrol.* 1992. Vol. 110. P. 463-472.

Pidgeon R.T., Nemchin A.A., Hitchen G.J. Internal structures of zircons from Archean granites from the Darling Range batholith: implications for zircon stability and the interpretation of zircon U-Pb ages // *Contrib Mineral Petrol.* 1998. Vol. 132. P. 288-299.

Pidgeon R.T., O'Neil J.R., Silver R.T. The interdependence of U-Pb stability, crystallinity and external conditions in natural zircons – an early experimental study // Leon T. Silver 70th Birthday Symposium and Celebration, Extended Abstracts. 1995. P. 225-231.

Putnis A. Mineral replacement reactions: from macroscopic observations to microscopic mechanisms // *Mineralogical Magazine*. 2002. Vol. 66. P. 689-708.

Putnis C.V., Tsukamoto K., Nishimura Y. Direct observation of pseudomorphism: compositional and textural evolution at a fluid-solid interface // *American Mineralogist*. 2005. Vol. 90. P. 1909-1912.

Raith M., Raase P., Horman P.K. The Precambrian of Finnish Lapland: Evolution: Evolution and Regime of metamorphism. // *Geol. Rundsch.*, 1982.V.71. P. 230-244.

Rayner N., Stern R.A., Carr D. Grain-scale variations in trace element composition of fluid-altered zircon, Acasta Gneiss Complex, northwestern Canada // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2005. Vol. 148. P. 721-734.

Reddy S.M., Timms N.E., Pantleon W., Trimby P. Quantitative characterization of plastic deformation of zircon and geological implications // *Contrib Mineral Petrol*. 2007. No. 153. P. 625-645.

Roberts M.P., Finger F. Do U-Pb zircon ages from granulites reflect peak metamorphic conditions? *Geology*. 1997. V. 25. No 4. P.319-322.

Romano S.S., Dorr W., Zulauf G. Cambrian granitoids in pre-Alpine basement of Crete (Greece): evidence from U-Pb dating of zircon // *International Journal of Earth Sciences*. 2004. Vol. 93. P. 844-859.

Rubatto D. and Gebauer D. Use of cathodoluminescence for U-Pb zircon dating by ion microprobe: Some examples from the Western Alps. In *Cathodoluminescence in Geosciences* (ed. M. Pagel et al.). Springer. 2000. P. 373-400.

Rubatto D. and Hermann J. Zircon formation during fluid circulation in eclogites (Monviso, Western Alps): Implications for Zr and Hf budget in subduction zones // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2003. Vol. 67. No. 12. P. 2173-2187.

Rubatto D. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U–Pb ages and metamorphism // *Chemical Geology*. 2002. V. 184. P. 123-138.

Rubatto D., Gebauer D., Compagnoni R. Dating of eclogite-facies zircons: The age of Alpine metamorphism in the Sesia-Lanzo Zone (Western Alps) // *Earth Planet. Sci. Lett*. 1999. Vol. 167. P. 141-158.

Rubatto D., Gebauer D., Fanning M. Jurassic formation and Eocene subduction of the Zermatt-Saas-Fee ophiolites: Implications for the geodynamic evolution of the Central and Western Alps // *Contrib Mineral Petrol*. 1998. Vol. 132. P. 269-287.

Rubatto D., Williams I.S., Buick I.S. Zircon and monazite response to prograde metamorphism in the Reynolds Range, central Australia // *Contrib. Mineral. Petrol*. 2001. No. 140. P. 458-468.

Rubin J.N., Henry C.D., Price J.G. Hydrothermal zircons and zircon overgrowths, Sierra Blanca Peaks, Texas // *Am Mineral*. 1989. No 74. P. 865-869.

Rubin N.J., Henry Ch. D., Price J.G. The mobility of zirconium and other “immobile” elements during hydrothermal alteration // *Chem. Geology*. 1993. No. 110. P. 29-47.

Salje E.K.H., Chrosch J., Ewing R.C. Is “metamictization” of zircon a phase transition? // *American Mineralogist*. 1999. Vol. 84. P. 1107-1116.

Schaltegger U., Fanning C.M., Günther D., Maurin J.C., Schulmann K., Gebauer D. Growth, annealing and recrystallization of zircon and preservation of monazite in high-grade metamorphism: conventional and in-situ U-Pb isotope, cathodoluminescence and microchemical evidence // *Contrib Mineral Petrol*. 1999. Vol. 134. P. 186-201.

Schmidt C., Rickers K., Wirth R., Nasdala L., Hancher J.M. Low-temperature Zr mobility: An in situ synchrotronradiation XRF study of the effect of radiation damage in zircon on the element release in $H_2O + HCl \pm SiO_2$ fluids // *American Mineralogist*. 2006. Vol. 91. P. 1211-1215.

Shatsky V.S., Sobolev N.V., Gilbert A.E. (1989) Эклогиты Кокчетавского массива. In: *Eclogites and glaucophane schists in folded regions (in Russian)*. Nauka, Novosibirsk, P. 54-83.

Shatsky V.S., Jagoutz E., Sobolev N.V., Kozmenko O.A., Parkhomenko V.S., Troesch M. Geochemistry and age of ultrahigh pressure metamorphic rocks from the Kokchetav massif (Northern Kazakhstan) // *Contrib Mineral Petrol*. 1999. Vol. 137. P.185-205.

Silver L.T., Deutsch S. Uranium-lead isotopic variations in zircon: a case study // *Journal of Geology*. 1963. Vol. 71. P. 721-758.

Sinha A.K., Wayne D.M., Hewitt D.A. The hydrothermal stability of zircon: Preliminary experimental and isotopic studies // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1992. Vol. 56. P. 3551-3560.

Sneeringer M., Hart S.R., Shimizu N. Strontium and samarium diffusion in diopside // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1984. V. 48. N 8. P. 1589-1609.

Soman A., Tomaschek F., Berndt J., Geisler T., Scherer E. Hydrothermal reequilibration of zircon from an alkali pegmatite of Malawi // *Beihefte zum European Journal of Mineralogy*. 2006. Vol. 18. P. 132

Sorjonen-Ward P., Claoue-Long, J., Huhma H. SHRIMP isotope studies of granulite zircons and their relevance to early Proterozoic tectonics in northern Fennoscandia. US Geological Survey circular 1107. ICOG 8 Abs. 1994. P. 299.

Spandler C., Hermann J., Arculus R., Mavrogenes J. Geochemical heterogeneity and element mobility in deeply subducted oceanic crust: insights from high-pressure mafic rocks from New Caledonia // *Chem. Geol*. 2004. Vol. 206. P. 21-42.

Spandler C., Hermann J., Arculus R., Mavrogenes J. Redistribution of trace elements during prograde metamorphism from lawsonite blueschist to eclogite facies; implications for deep subduction-zone processes // *Contrib. Mineral. Petrol*. 2003. Vol. 146. P. 205-222.

Spandler C., Hermann J., Rubatto D. Exsolution of thortveitite, yttrialite, and xenotime during low-temperature recrystallization of zircon from New Caledonia, and their significance for trace element incorporation in zircon // *American Mineralogist*. 2004. Vol. 89. P. 1795-1806.

Stacey J.S. and Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth and Planet. Sci. Lett*. 1975. Vol. 26, № 2. P. 207-221.

Stöckhert B., Duyster J., Trepmann C., Massonne H.-J. Microdiamond daughter crystals precipitated from supercritical CO₂ + silicate fluids included in garnet, Erzgebirge, Germany // *Geology*. 2001. Vol. 29. P. 391-394.

- Sun W., Williams I.S., Li S. Carboniferous and Triassic eclogites in the western Dabie Mountains, east-central China: evidence for protracted convergence of the North and South China blocks // *J Metamorphic Geol.* 2002. Vol. 20. P. 873-886.
- Sunagawa I. Morphology of minerals. In: *Morphology of crystals.* Terra Scientific. Tokyo. 1987. P. 511-587.
- Tang H-F and Liu C-Q. Trace element geochemistry during metamorphic dehydration: A case study from the Xingzi Group of Lushan, southeast China // *Geochemical Journal.* 2002. Vol. 36. P. 545-561.
- Tang Hong-Feng, Liu Cong-Qiang, Nakai Shun'ichi, Orihashi Yuji. Geochemistry of eclogites from the Dabie–Sulu terrane, eastern China: New insights into protoliths and trace element behaviour during UHP metamorphism // *Lithos.* 2007. Vol. 95. C. 441-457.
- Tichomirowa M., Whitehouse M.J., Nasdala L. Resorption, growth, solid state recrystallisation, and annealing of granulite facies zircon—a case study from the Central Erzgebirge, Bohemian Massif // *Lithos.* 2005. Vol. 82. P. 25-50.
- Tilton G.R. Isotopic lead ages of chondritic meteorites // *Earth Planet Sci Lett.* 1973. 19. P. 321-329.
- Tomaschek F. Zircon reequilibration by dissolution-precipitation: reaction textures from flux-grown solid solutions // *Beihefte zum European Journal of Mineralogy.* 2004. Vol. 12. P. 214.
- Tomaschek F., Kennedy A.K., Villa I.M., Lagos M., Ballhaus C. Zircons from Syros, Cyclades, Greece - recrystallization and mobilization of zircon during high-pressure metamorphism // *Journal of Petrology* 2003. Vol. 44. P. 1977-2002
- Tompkins L.A. and Haggerty S.E. Groundmass oxide minerals in the Koidu kimberlite dikes, Sierra Leone, West Africa // *Contributions to Mineralogy and Petrology.* 1985. Vol. 91. P. 245-263.
- Trachenko K., Dove M.T., Salje E.K.H. Structural changes in zircon under α -decay irradiation // *Physical Review.* 2003. Vol. 65. 180102(R)
- Tuisku P., Huhma H. Generation of the norite-enderbite series of the Lapland Granulite Belt: implications from SIMS U-Pb-dating of zircons // *Geophysical Research Abstracts.* 2005. 7. 08022.
- Valley J.W., Chiarenzelli J.R., McLelland J.M. Oxygen isotope geochemistry of zircon // *Earth Planet Sci Lett.* 1994. No 126. P. 187-206.
- Van Breemen O., Higgins M.D. U-Pb age of the southwest lobe of the Havre-Saint-Pierre Anorthosite Complex, Grenville Province, Canada // *Gan. J. Earth sci.* 1993. No. 30. P. 1453-1457.
- Vance D., O'Nions R.K. Isotopic chronology of zoned garnets: growth kinetics and metamorphic histories // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1990. No. 97. P. 227-240.
- Vavra G., Gebauer D., Schmid R., Compston W. Multiple zircon growth and recrystallization during polyphase Late Carboniferous to Triassic metamorphism in granulites of the Ivrea Zone (southern Alps): an ion microprobe (SHRIMP) study // *Contrib Mineral Petrol.* 1996. No 122. P. 337-358.
- Vavra G., Schmid R., Gebauer D. Internal morphology, habit and U-Th-Pb microanalysis of amphibolite-togranulite facies zircons: geochronology of the Ivrea zone (Southern Alps). *Contrib Mineral Petrol.* 1999. N 134. P. 380-404.
- Wain A.L., Waters D.J., Austrheim H. Metastability of granulites and processes of eclogitisation in the UHP region of western Norway // *Journal of Metamorphic Geology.* 2001. Vol. 19. P. 609-625.

- Walther C. and Flüh E.R. The POLAR Profile revisited: combined P- and S-wave interpretation // *Precam. Res.* 1993. V. 64. P. 154-168.
- Walther J.V. and Wood B.J. Rate and mechanism in prograde metamorphism // *Contrib Mineral Petrol.* 1984. Vol. 88. P. 246-259.
- Wark D.A., Watson E.B. Launching the TITANIQ: a titanium-in-quartz thermometer // *Geochim Cosmochim Acta.* 2004. Vol. 68. Goldschmidt Conf Abstr. A543.
- Watson E.B. Dissolution, growth and survival of zircons during crustal fusion: Kinetic principles, geological models and implications for isotopic inheritance. *Trans. R. Soc. Edinburg: Earth Sci.* 1996. Vol. 87. P. 43-56.
- Watson E.B., Cherniak D.J., Hanchar J.M., Harrison T.M., Wark D.A. The incorporation of Pb into zircon // *Chemical Geology.* 1997. Vol. 141. P. 19-31.
- Watson E.B., Harrison T.M. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types // *Earth and Planetary Science Letters.* 1983. V.64. P. 295-304.
- Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B. Crystallization thermometers for zircon and rutile // *Contrib. Miner. Petrol.* 2006. V. 151. P. 413-433.
- Webster J.D., Holloway J.R., Hervig R.L. Partitioning of lithophile trace elements between H₂O and H₂O-CO₂ fluids and topaz rhyolite melt // *Econ Geol.* 1989. Vol. 84. P. 116-134.
- Whitehouse M.J. and Platt J.P. Dating high-grade metamorphism-constraints from rare-earth elements in zircon and garnet // *Contrib Mineral Petrol.* 2003. 145: 61-74.
- Whitehouse M.J., Kamber B.S. A rare earth element study of complex zircons from early Archaean Amitsoq gneisses, Godthabsfjord, south-west Greenland // *Precamb. Res.* 2003. Vol. 126. P. 363-377.
- Willgallis A., Siegmann E., Hettiaratchi T. Srilankite, a new Zr-Ti-oxide mineral // *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte.* 1983 (H4). P. 151-157.
- Williams I.S. Some observations on the use of zircon U-Pb geochronology in the study of granitic rocks // *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences.* 1992. Vol. 83. P. 447-458.
- Williams I.S., Buick I.S., Cartwright I. An extended episode of early Mesoproterozoic metamorphic fluid flow in the Reynolds Range, central Australia // *J Metamorphic Geol.* 1996. No 14. P. 29-47.
- Woensdregt C.F. Computation of surface energies in an electrostatic point charge model. II. Application to zircon (ZrSiO₄) // *Phys Chem Miner.* 1992. No 19. P. 59-69.
- Wones D.R. Significance of the assemblage titanite+magnetite+quartz in granitic rocks. *Am. Mineral.* 1989. Vol. 74. P. 744-749.
- Woodhead J., Rossman G.R., Thomas A.P. Hydrous species in zircon // *American Mineralogist.* 1991. Vol. 76. P. 1533-1546.
- Xie L., Wang R., Chen X., Qiu J., Wang D. Th-rich zircon from peralkaline A type granite: Mineralogical features and petrological implications // *Chinese Science Bulletin.* 2005. Vol. 50. P. 809-817.
- Zack T., Foley S.F., Rivers T. Equilibrium and disequilibrium trace element partitioning in hydrous eclogites (Trescolmen, Central Alps) // *J Petrol.* 2002. Vol. 43. P. 1947-1974.

Zhao Zhenhua, Xiong Xiaolin X., Han Xiaodong, Wang Yixian, Wang Qiang, Bao Zhiwei and Borming Jahn. Controls on the REE tetrad effect in granites: Evidence from the Qianlishan and Baerzhe Granites, China // *Geochemical Journal*. 2002. Vol. 36. P. 527-543.

Zinger T.F., Götze J., Levchenkov O.A. et al. Zircon in polydeformed and metamorphosed Precambrian Granitoids from the White Sea tectonic zone, Russia: Morphology, cathodoluminescence, and U-Pb chronology // *Int. Geol. Review*. 1996. V. 38. P. 57-73.

Zinger T.F., Baikova V.S., Belyatsky B.V. et al. Morphology and isotopic age of zircons from shear-zones within granitoids of the Belomorian Tectonic Zone, Baltic Shield, Russia // *Basement Tectonics* No. 13. Kluwer Academic Publ. 1999. P. 345-364.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
ВВЕДЕНИЕ.....	5
Глава 1. ОСНОВНЫЕ ПРОЦЕССЫ ОБРАЗОВАНИЯ И ПРЕОБРАЗОВАНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКОГО ЦИРКОНА - СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ.....	9
1. Циркон, образующийся в условиях высоких температур метаморфизма гранулитовой фации	9
1.1. Морфология и внутреннее строение.....	9
1.2. Содержание элементов-примесей	11
1.3. Распределение редкоземельных элементов в цирконе....	13
1.4. Условия роста гранулитового циркона	15
1.5. Источники Zr при гранулитовом метаморфизме.....	17
1.6. Что отражает U-Pb возраст гранулитового циркона или место циркона в P-T эволюции породы	19
1.7. Перекристаллизация и отжиг циркона в условиях высоких температур	20
2. Циркон, образующийся в условиях метаморфизма эклогитовой фации	22
2.1. Комплексы сверхвысоких давлений.....	22
2.2. Комплексы высоких давлений.....	24
2.2.1. Распределение редкоземельных элементов в цирконе	25
2.2.2. Рост циркона из флюида при эклогитовом метаморфизме.....	26
2.2.3. Что отражает U-Pb возраст циркона эклогитовой фации.....	27
2.2.4. Отличие эклогитового циркона от других типов циркона, растущих из флюида.....	27
3. Процессы перекристаллизации и замещения в цирконе в присутствии водных флюидов	28
3.1. Перекристаллизация метамиктного циркона по механизму твердофазной диффузии.....	30
3.2. Перекристаллизация циркона по механизму растворения – пересадения	32
3.3. Перекристаллизация циркона в присутствии расплава	33
Резюме.....	35
Глава 2. ОБРАЗОВАНИЕ ЦИРКОНА ПРИ МЕТАМОРФИЗМЕ ГРАНУЛИТОВОЙ ФАЦИИ	37
1. Лапландские гранулиты.....	37
1.2. Междуречье Юрийоки-Падос.....	39
1.2.1. Морфология и внутреннее строение циркона.....	42
1.2.2. Распределение PЗЭ.....	44
1.2.3. Температура кристаллизации циркона.....	48
1.2.4. Условия роста циркона	49
1.2.5. Источник Zr.....	50
1.3. Район реки Лотты.....	53
1.3.1. Геохимические особенности циркона	55
Резюме.....	61

Глава 3. ЭКЛОГИТЫ И ЭКЛОГИТОПОДОБНЫЕ ПОРОДЫ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА.....	62
1. Эклогитоподобные тела проливов Широкой и Узкой Салмы....	64
1.2. Широкая Салма.....	64
1.2. Узкая Салма.....	68
1.2.1. Геохимические особенности циркона в Fe-Ti базитах.....	69
1.2.2. Геохимические особенности циркона в гранатитах.....	72
1.3. Датирование метаморфических минералов	73
2. Карьер Куру-Ваара	76
2.1. Геохимия циркона.....	78
2.2. Датирование метаморфических минералов.....	80
Резюме.....	82
Глава 4. ОБРАЗОВАНИЕ ЦИРКОНА В УСЛОВИЯХ АМФИБОЛИТОВОГО МЕТАМОРФИЗМА В ПОРОДАХ ОСНОВНОГО СОСТАВА.....	83
2. Северо-западное Беломорье.....	83
2.1. Габброиды полуострова Толстик.....	83
1.1.1. Морфологические и геохимические особенности циркона.....	85
1.2. Остров Кривой, Ковдинский архипелаг Белого моря.....	87
2. Пояс Тана, Яврозерский район	89
2.1. Анортозиты Яврозерского массива.....	89
Резюме.....	97
Глава 5. МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ЗАМЕЩЕНИЯ В ЦИРКОНЕ	98
1. Внутреннее строение зерен циркона и их возраст.....	98
1.1. Циркон из микроклиновых гранитов района озера Явр (пояс Тана).....	98
1.2. Циркон из метаморфизованных осадков района хребта Серповидного (Кейвский блок)	101
1.3. Циркон из эклогитоподобных пород района Узкой Салмы.....	103
2. Модельные эксперименты.....	106
3. Сопоставления и генетические модели.....	110
3.1. Циркон из микроклиновых гранитов района озера Явр	110
3.2. Циркон из метаосадков района хребта Серповидного	112
3.3. Циркон из эклогитоподобных пород района Узкой Салмы	112
Резюме.....	114
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	115
ЛИТЕРАТУРА.....	116

CONTENTS

	Page
INTRODUCTION.....	5
Chapter 1. KEY PROCESSES OF FORMATION AND TRANSFORMATION OF METAMORPHIC ZIRCON - MODERN CONCEPTS	9
1. Zircon formed at high temperatures of granulite- facies metamorphism.....	9
1.1. Morphology and internal structures	9
1.2. Trace elements contents	11
1.3. Rare earth elements pattern in zircon	13
1.4. The growth conditions of granulite zircon	15
1.5. Sources of Zr at granulite metamorphism	17
1.6. What do U-Pb granulite zircon age reflects or a place of zircon in the P-T evolution of rock.....	19
1.7. Recrystallization and annealing of zircon at high temperatures	20
2. Zircon formed under eclogite facies metamorphism	22
2.1. Complexes of ultra-high pressures	22
2.2. Complexes of high pressure	24
2.2.1. Rare earth elements pattern in zircon	25
2.2.2. Growth of zircon from the fluid during eclogite- facies metamorphism	26
2.2.3. What do U-Pb age of eclogite-facies zircon reflects?	27
2.2.4. Difference between eclogite zircon and other types of zircons, growing from the fluid	27
3. The processes of recrystallization and replacement of zircons in presence of aqueous fluids	28
3.1. Recrystallization of metamict zircon by solid-state diffusion process	30
3.2. Recrystallization of zircon by dissolution - reprecipitation process	32
3.3. Recrystallization of zircon in the presence of melt	33
Summary	35
Chapter 2. FORMATION OF ZIRCONS DURING GRANULITE-FACIES METAMORPHISM	37
1. The Lapland granulites	37
1.2. Yauriyoki-Pados rivers region	39
1.2.1. Morphology and internal structure of zircon	42
1.2.2. REE pattern	44
1.2.3. Crystallization temperature of zircons	48
1.2.4. Zircon growth conditions	49
1.2.5. Source for Zr	50
1.3. The river Lotta region	53
1.3.1. Geochemical features of zircons	55
Summary	61

Chapter 3. ECLOGITES AND ECLOGITE-LIKE ROCKS OF THE KOLA PENINSULA	62
1. Eclogite-like bodies of the Shirokaya and Uskaya Salma straits	64
1.1. <i>Shirokaya Salma</i>	64
1.2. <i>Uskaya Salma</i>	68
1.2.1. <i>Geochemical features of zircons from the Fe-Ti basites</i>	69
1.2.2. <i>Geochemical features of zircons from garnetites</i>	72
1.3. <i>Dating of metamorphic minerals</i>	73
2. Quarry Kuru-Vaara	76
2.1. <i>Geochemistry of zircons</i>	78
2.2. <i>Dating of metamorphic minerals</i>	80
Summary	82
Chapter 4. FORMATION OF ZIRCONS AT THE AMPHIBOLITE-FACIES METAMORPHISM IN BASIC ROCKS	83
1. NorthWest Belomorian region	83
1.1. <i>Gabbroids of the Tolstik Peninsula</i>	83
1.1.1. <i>Morphological and geochemical features of zircons</i>	85
1.2. <i>The Krivoy Island, White Sea Kovdinsky archipelago</i>	87
2. The Tanaelv Belt, Yavrozsky region	89
2.1. <i>Anorthosites of the Yavrozsky massif</i>	89
Summary	97
Chapter 5. METASOMATIC REPLACEMENT IN ZIRCONS	98
1. The internal textures of zircon grains and their age	98
1.1. <i>Zircons from microcline granites of the Yavr lake region (the Tanaelv Belt)</i>	98
1.2. <i>Zircons from metamorphosed sediments of the Serpovidny ridge region (the Keivy block)</i>	101
1.3. <i>Zircons from eclogite-like rocks of the Uskaya Salma</i>	103
2. Model experiments	106
3. Comparisons and genetic models	110
3.1. <i>Zircons from microcline granites of the Yavr lake region</i>	110
3.2. <i>Zircons from metasediments of the Serpovidny ridge region</i>	112
3.3. <i>Zircon from eclogite-like rocks of the Uskaya Salma</i>	112
Summary	114
CONCLUSION	115
LITERATURE	116