

УДК 550.42

Заключительные стадии метаморфической эволюции Колвицкого пояса и Умбинского блока (юго-восточная ветвь Лапландского гранулитового пояса): U-Pb датирование циркона, титанита, рутила

Т.В. Каулина

Геологический институт КНЦ РАН

Аннотация. В результате изотопных U-Pb исследований циркона, титанита и рутила из пород Порьегубского района восстановлена следующая последовательность метаморфических событий в Колвицком поясе и Умбинском блоке. Пик гранулитового метаморфизма, связанного с главным этапом деформаций, имел место до 1915 ± 7 млн лет назад. С 1915 ± 7 начался этап декомпрессии и остывания в связи с начавшимся подъемом пород. Заключительные стадии гранулитового метаморфизма выразились в широко проявленном диафторезе 1909-1898 млн лет назад, зафиксированном образованием высокоурановых цирконов. Начиная с 1.92 млрд лет, метаморфическая эволюция Колвицкого пояса и Умбинского блока становится общей и синхронной с ЛГП и поясом Танаэлов. Остывание пород до 450° произошло 1880-1870 млн лет назад, отмеченное возрастом рутила. Данные по возрасту титанита и рутила, имеющих разные температуры закрытия U-Pb системы, позволяют рассчитать градиент остывания пород от $650-700^\circ$ С до $400-450^\circ$ С, который равен $\sim 9.1^\circ$ /млн лет.

Abstract. As a result of isotope U-Pb dating of zircons, titanites and rutiles from rocks of the Por'ya guba area the following sequence of metamorphic events has been revealed for the Kolvitsa belt and the Umba block. The peak of granulite-facies metamorphism connected with the main stage of deformations took place before 1915 ± 7 Ma ago. Decompression and cooling due to starting uplift of rocks began since 1915 ± 7 Ma. Final stages of granulite-facies metamorphism were expressed in widely manifested diaphthoresis at 1909-1898 Ma, that was fixed in formation of high-U zircons. Since 1.92 Ga, metamorphic evolution of the Kolvitsa belt and the Umba block has become joint and synchronous with the Lapland Granulite and the Tanaelv belts. Cooling of rocks to 450° C occurred 1880-1870 Ma ago, determined by the rutile age. Data on titanite and rutile ages with different closure temperatures for U-Pb system allow to calculate a gradient of cooling of rocks from $650-700^\circ$ C to $400-450^\circ$ as $\sim 9.1^\circ$ /Ma.

Ключевые слова: лапландские гранулиты, U-Pb метод, циркон
Key words: Lapland granulites, U-Pb method, zircon

1. Введение

Основная часть Лапландского гранулитового пояса (ЛГП) находится в финской Лапландии и на смежной российской территории, а его юго-восточная ветвь – в районе Колвицкой зоны и Порьей губы Белого моря (рис. 1). Колвицкий пояс, объединяющий кандалакшские амфиболиты и анортозиты и основные гранулиты Порьегубской зоны, считается аналогом пояса Танаэлов. Собственно юго-восточную ветвь ЛГП представляет собой Умбинский блок, состоящий из кислых гранулитов и глиноземистых гнейсов. Колвицкий пояс отделен от парагранулитов Умбинского блока (VIII) тектоническим меланжем (VIIa и VIIб) (рис. 1), представляющим собой смесь умбинских и порьегубских гранулитов (*Балаганский и др.*, 1997). Зона меланжа образовалась при надвигании Умбинского блока на Колвицкий пояс в условиях метаморфизма гранулитовой фации (*Прияткина, Шарков, 1979; Виноградов и др.*, 1980; *Крылова, 1983*) – 1.91 млн лет назад (*Тугаринов, Бибилова, 1980, Kislitsyn et al.*, 1999). По *В.В. Балаганскому* (2002), образовавшаяся гетерогенная покровно-надвиговая Колвицко-Умбинская структура (аналог Лапландского гранулитового пояса с меланжем Танаэлов), маркирует коллизионный шов, который возник при закрытии Лапландско-Кольского океана.

Колвицкий пояс состоит в основном из пород колвицкого вулканоплутонического комплекса (рис. 1) возраста 2.4-2.5 млрд лет и первичными Nd и Sr отношениями, идентичными таковым в основных расслоенных интрузиях Балтийского щита этого же возраста (*Балаганский, 2002*). Возраст Колвицкого габбро-анортозитового массива 2.45-2.46 млрд лет назад (*Митрофанов и др.*, 1993, *Фриш и др.*, 1995). Переработка нижней его части в сдвиговых зонах растяжения протекала при $666-734^\circ$ С и 8.3-9.8 кбар (*Алексеев, 1997*) 2.43-2.46 млрд лет назад (*Балаганский, 2002*) и завершились к рубежу 2.39 млрд

лет (Кислицын, 2001), а 1.92-1.90 млрд лет назад имела место статическая переработка при $T \geq 600^{\circ}\text{C}$ (Балаганский и др., 2005).

Умбинские кондалиты прорваны умбинскими гранитоидами эндербитового, чарнокитового и гранитного комплексов с возрастными 1944 ± 19 (Кислицын, 2001), 1912 ± 8 лет (Glebovitsky et al., 2001) и ~1905 млн лет. Нижний возрастной рубеж накопления осадочных протолитов кондалитов определяется датировкой 2.17 млрд лет для смеси детритовых цирконов (Каулина, Богданова, 2000) и минимальным Nd модельным возрастом 2.12 млрд лет (Daly et al., 1997). Породы Умбинского блока (магматический комплекс и метаосадки) испытали два этапа деформации – главный этап, одновременный с надвигообразованием, совместившим два блока по зоне меланжа ($T=806-818^{\circ}\text{C}$, $P=9.3-9.5$ кбар по $\text{Grt}+\text{Opx}+\text{Sill}$ парагенезису), и следующий этап деформации, проявленный как в зоне меланжа, так и в метаосадках, который проходил в условиях декомпрессии ($T=860-840^{\circ}\text{C}$ и $P=7.5-8.0$ кбар, $\text{Grt}+\text{Sill}+\text{Crd}+\text{Bt}$) (Алексеев, 1997). Понижение температуры ниже 500°C отражают Ar-Ar возраст амфибола и Rb-Sr возраст амфибола и плагиоклаза из умбинского гранита, которые равны 1889 ± 8 и 1882 ± 15 млн лет, соответственно (Cliff et al., 1997).

Нашей задачей было на основе U-Pb датирования метаморфогенного циркона и минералов с разными температурами закрытия изотопной U-Pb системы (циркон, титанит, рутил) определить последовательность заключительных метаморфических событий для обеих структур на примере пород Порьегубского района.

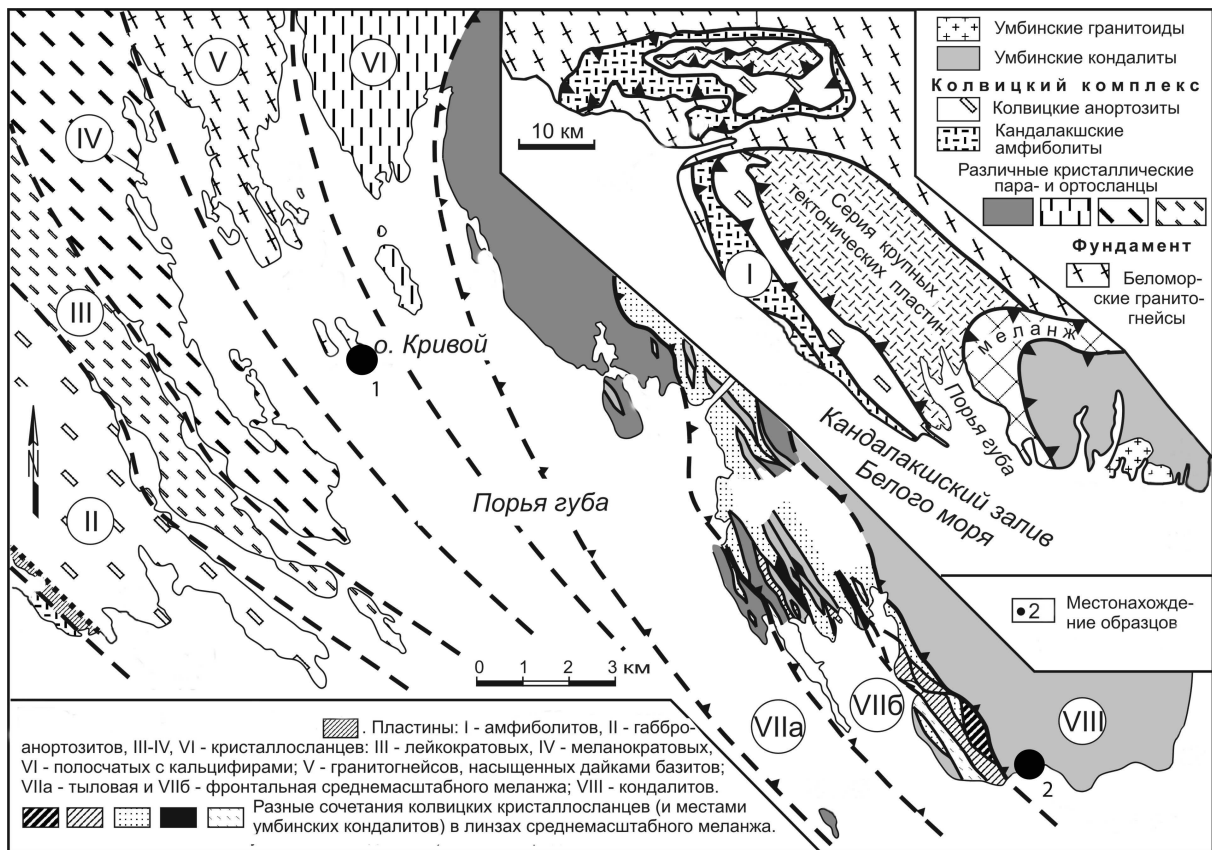


Рис. 1. Схема геологического строения палеопротерозойского Колвицкого меланжа (Балаганский и др., 2005) с участками отбора проб: 1 – о. Кривой, 2 – мыс Шомбач

2. Геологическое строение изученных участков

Объектом исследования в Порьегубской зоне стали породные ассоциации острова Кривой (рис. 1). Остров сложен мигматизированными двупироксеновыми кристаллосланцами, эндербитогнейсами, ортогнейсами по субщелочным гранитам, телами и дайками метабазитов. Геолого-петрологическими исследованиями М.Н. Богдановой и М.М. Ефимова, подтвержденными геохронологическими данными (Каулина, Богданова, 2000), была выявлена следующая последовательность геологических процессов. Внедрение тел эндербитов – не позднее 2.5 млрд лет. Динамометаморфизм гранулитовой фации с образованием полосчатых кристаллосланцев и эндербито-

гнейсов. Внедрение тел метабазитов, представленных породами лерцолит-габбро-норитового комплекса. Большая часть пород этого комплекса преобразована в гранат-клинопироксен-амфиболовые сланцы. ТИЭ возраст лейкогаббро – 2446 ± 50 млн лет, ТИЭ-возраст габбро-норита – 2438 ± 50 млн лет. Внедрение субщелочных гранитов – 2289 ± 20 млн лет. Высокотемпературный метаморфизм гранулитовой фации – образование эндербитовых лейкосом в эндербито-гнейсах, кристаллосланцах и рассланцованных метабазитах – 2181 ± 8 млн лет. Внедрение дайки габбро-диабазов.

Для геохронологических исследований были отобраны пробы из пород о-ва Кривой:

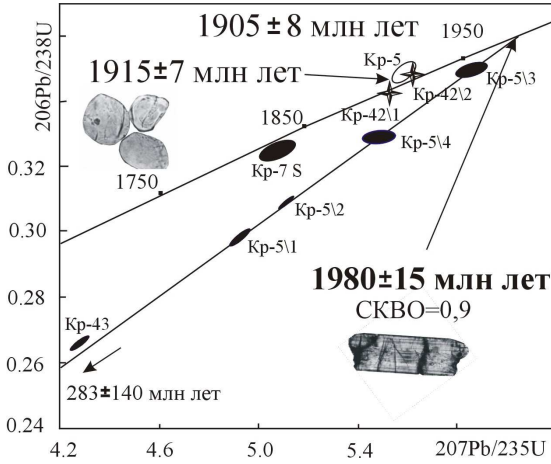


Рис. 2. Диаграмма с конкордией для циркона и сфена из пород о-ва Кривой

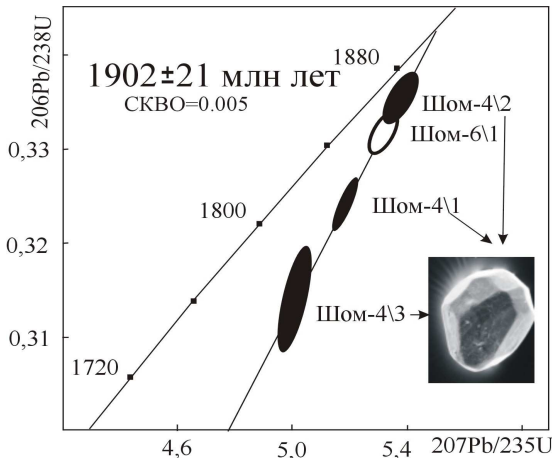


Рис. 3. Диаграмма с конкордией для циркона из глиноземистого гнейса и плагиогиперстенового кристаллосланца мыса Шомбач

1. Кр-88\5 – пегматоидный габбронорит
2. Кр-89\43 – кристаллосланец по метагаббро
3. Кр-89\42 – лейконорит
4. Кр-88\7 – микроклиновый гранит.

Мыс Шомбач Умбинского домена (рис. 1) сложен глиноземистыми гнейсами (80 %) и кислыми гранулитами (15 %). В подчиненном количестве присутствуют кварцитовидные породы, основные породы встречаются крайне редко, ультраосновные – практически отсутствуют. Объектом геохронологических исследований стали глиноземистые гнейсы (проба Шом-89\4) и плагиогиперстеновые кристаллосланцы (проба Шом-88\6).

3. Описание цирконов и результаты U-Pb анализа

U-Pb изотопный анализ цирконов проводился в лаборатории геохронологии и геохимии изотопов Геологического Института КНЦ РАН (Апатиты). Химическое разложение цирконов и выделение урана и свинца проведено по методу Т. Кроу (Krogh, 1973). Концентрации U и Pb определялись методом изотопного разбавления со смешанным ^{208}Pb - ^{235}U трасером на масс-спектрометрах МИ-1201Г и Finnigan MAT-262. Координаты точек и параметры изохрон рассчитывались по программам Людвиг (Ludwig, 1999) на основе принятых констант распада урана (Steiger, Jaeger, 1977).

Пегматоидный габбронорит (Кр-88\5).

Цирконы, выделенные из пробы, представлены тремя типами. Несколько процентов составляют светлоокрашенные короткопризматические цирконы с тонкой зональностью, которые можно считать магматическими, поскольку аналогичные по морфологии и изотопным характеристиками магматические цирконы описаны для других габбровых массивов (напр. Толстик и Жемчужный – Балаганский и др., 1997; Каулина, 1996). Возраст этих цирконов по данным ТИЭ-анализа – 2438 ± 50 млн лет определяет возраст кристаллизации породы. Основную часть цирконов составляют обломки длиннопризматических бесцветных трещиноватых

кристаллов, размером до 250 мкм. Четыре фракции этих цирконов определяют дискордию с верхним пересечением в 1980 ± 15 млн лет (рис. 2). В пробе также присутствует некоторое количество (5-10 %) коричневых округлых прозрачных цирконов с конкордантным возрастом 1905 ± 8 млн лет (рис. 2, точка Кр-5).

Кристаллосланец по метагаббро (Кр-89\43). Цирконы в пробе представлены только длиннопризматическими прозрачными зернами, аналогичными цирконам из пробы габбронорита. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст одной фракции этих цирконов – 1903 ± 4 млн лет (рис. 2, точка Кр-43).

Лейконорит (Кр-89\42). Цирконы так же представлены одним типом. Это изометричные или округлые мелкие кристаллы с низким содержанием урана (до 50 ppm), размером до 100 мкм. Две фракции этих цирконов определяют конкордантный возраст 1915 ± 7 млн лет (рис. 2, точки Кр-42/1 и Кр-42/2).

Микроклиновый гранит (Кр-88\7). В пробе из субщелочных гранитов анализировался темно-коричневый сфен, представленный округлыми крупными (до 200 мкм) зернами и их обломками. Возраст сфена 1856 ± 18 млн лет (рис. 2, точка Кр-7 S).

Глиноземистый гнейс (Шом-89\4). Цирконы в пробе представлены тремя типами: 40 % составляют темно-коричневые изометричные, иногда округлые кристаллы, размером 75-250 мкм. Возраст трех фракций этих цирконов 1902 ± 21 млн лет (рис. 3). 20 % пробы составляют желтые округлые уплощенные цирконы с хорошо видимыми ядрами. Этот тип не датировался. Третий тип (40 %) составляют детритовые цирконы со Pb-Pb возрастом – 2167 ± 47 млн лет (Каулина, Богданова, 2000). В пробе также присутствуют: желтый прозрачный сфен, имеющий возраст 1880 ± 3 млн лет (рис. 4) и, в большом количестве, черного цвета рутил, с размером кристаллов до 200 мкм. Возраст $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ одной фракции рутила – 1880 ± 9 млн лет (рис. 4).

Плаггиогиперстеновый кристаллосланец (Шом-88\6). Основную часть цирконов составляют коричневые цирконы, похожие по морфологии и изотопному составу (табл.) на цирконы первого типа в пробе Шом-89\4. Для одной фракции этих цирконов получен близконкордантный возраст 1899 ± 10 млн лет (рис. 3, точка Шом 6/1). В основном в виде обломков присутствует светло-коричневый сфен, возраст которого 1897 ± 4 млн лет. Темно-коричневый рутил имеет возраст 1875 ± 6 млн лет (рис. 4).

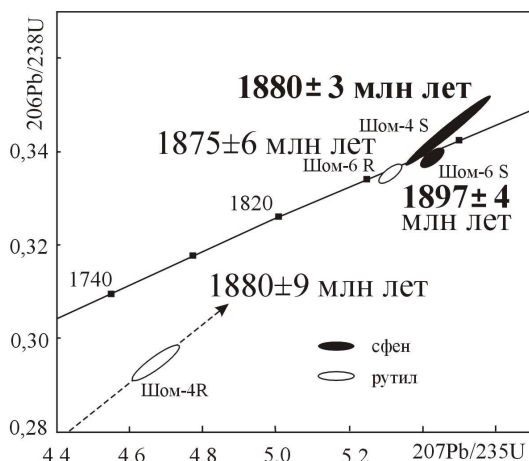


Рис. 4. Диаграмма с конкордией для рутилов и сфенов из глиноземистого гнейса и кристаллосланца мыса Шомбач

Таблица. U-Pb отношения для цирконов, сфенов и рутилов из исследованных пород о-ва Кривой и мыса Шомбач

N Фр	Минерал, фракция	Навеска мг	Pb ppm	U ppm	Измеренные отношения			Исправленные отношения *		Возраст млн лет
					$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{208}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$
Пегматоидный габбронорит (проба Кр-88\5)										
Кр-5\1	150-200, цирк. длин.	1,7	244,2	696	1921	7,9052	4,3244	4,9252	0,2984	1952 ± 2
Кр-5\2	150-200, цирк. длин.	2,7	293,1	772	1025	7,6183	3,9155	5,1112	0,3092	1955 ± 3
Кр-5\3	>100, цирк. длин.	1,0	193,0	487	3111	7,9570	5,3101	5,8634	0,3496	1981 ± 14
Кр-5\4	75-100, цирк. длин.	0,5	177,8	472	996	7,7197	5,2356	5,4797	0,3291	1968 ± 18
Кр-5\5	>100, циркон кор.	1,2	272,2	750	5808	8,3603	10,8959	5,6153	0,3492	1905 ± 8
Кристаллосланец по метагаббро (проба Кр-89\43)										
Кр-43	>100, циркон	0,7	215,9	644	534	7,0683	3,5311	4,2741	0,2661	1903 ± 4
Лейконорит (проба Кр-89\42)										
Кр-42\1	<100, цирк. бесцв.	2,3	27,8	75	1870	8,0760	7,7600	5,5279	0,3422	1913 ± 9
Кр-42\2	<100, цирк. бесцв.	0,7	18,6	53	1679	7,7227	6,2462	5,6491	0,3490	1917 ± 8
Микроклиновый гранит (проба Кр-7)										
Кр-7	Сфен коричневый	0,9	53,9	83	238	5,8920	0,9769	5,0797	0,3247	1856 ± 19
Глиноземистый гнейс (проба Шом-89\4)										
Шом-4\1	75-100, циркон кор.	0,5	153,4	420	538	7,0960	8,8210	5,3760	0,3355	1899 ± 13
Шом-4\2	100-150, циркон кор.	0,9	223,8	667	1075	7,8620	15,4340	5,1840	0,3242	1878 ± 6
Шом-4\3	100-150, циркон кор.	0,3	269,8	578	306	6,2800	2,0500	5,0087	0,3141	1889 ± 19
Шом-4 S	Сфен желтый	2,2	3453	1258	4646	8,4909	0,1388	5,4725	0,3451	1880 ± 3
Шом-4 R	<200, рутил черный	2,9	18,9	65	1284	7,9837	36,8320	4,6751	0,2949	1880 ± 9
Плаггиогиперстеновый кристаллосланец (проба Шом-88\6)										
Шом-6\1	>100, циркон кор.	0,4	152,0	472	618	6,9999	10,1232	5,3118	0,3321	1899 ± 10
Шом-6 S	Сфен св-коричн.	0,8	232,1	415	2248	8,2020	1,3064	5,4219	0,3386	1897 ± 4
Шом-6 R	Рутил темно-коричн.	2,3	17,8	53	1220	7,9700	22,8900	5,3085	0,3357	1875 ± 6

* – значения исправлены на масс-фракционирование 0.18 ± 0.06 а.м.у для свинца на масс-спектрометре МИ 1201-Г и 0.12 ± 0.04 а.м.у. на масс-спектрометре Finnigan MAT-262, холостое загрязнение 0.1-0.3 нг для Pb и 0.05 нг для U. Поправка на обыкновенный Pb введена по модели Стейси-Крамера (Stacey, Kramers, 1975).

4. Обсуждение полученных результатов

Кр-88\5 – пегматоидный габбронорит. Интерпретация возраста 1980 ± 15 млн лет, полученного по длиннопризматическим трещиноватым цирконам (рис. 1), неоднозначна. По внешнему виду эти цирконы очень похожи на метаморфические цирконы, описанные для друзитовых массивов: для массива Толстик (Каулина, Богданова, 2000), Жемчужный (Балаганский и др., 1997) и для габброноритов Тупой губы и метагаббро района оз. Нотозера (Лобач-Жученко и др., 1993; 1995). В двух последних работах для длиннопризматических цирконов использовано определение "поленовидные", что точно отражает их внешний вид. Авторы считают этот тип характерным для габбро-пегматитов, хотя не исключают и возможность метаморфогенного генезиса цирконов: образование за счет циркония, высвобождающегося из пироксенов при их перекристаллизации в ходе метаморфизма (Лобач-Жученко и др., 1995). Возраст таких цирконов обычно близок к возрасту магматических цирконов. В массиве Жемчужный эта разница в 2 млн лет, в массиве Толстик – 34 млн лет. Поскольку в нашем случае возраст габбронорита по данным ТИЭ по магматическому циркону – 2438 ± 50 млн лет, вряд ли пегматоидная стадия могла иметь место 460 лет спустя. Поэтому, на основании наших наблюдений при исследовании цирконов из габброноритов массива Толстик и в разной степени преобразованных габброидах о-ва Кривой, где в более рассланцованных породах увеличивалось содержание "поленовидных" цирконов, по сравнению с магматическими, мы будем считать цирконы этого типа метаморфическими, появившимися при метаморфизме и рассланцевании габброноритов. Тем более, для основных пород не характерно большое количество цирконов, а этих цирконов в пробе до 150 мг из 5 кг пробы, то есть, хотя они и могли образоваться за счет перекристаллизации породообразующих минералов, скорее всего, их кристаллизация происходила с участием флюида и привноса нового материала. Что касается близкого к магматическому возрасту "поленовидных" цирконов в других массивах, видимо, это зависит от того, какой был разрыв во времени от кристаллизации до рассланцевания. К сожалению, очень малое количество магматических цирконов как в этой пробе, так и в других пробах из габброидов о-ва Кривой, не позволило определить их возраст U-Pb методом. Для одной фракции магматических цирконов из пробы лейкогаббро получен дискордантный Pb-Pb возраст 2112 ± 8 млн лет, и можно было бы предположить, что эта датировка близка к возрасту кристаллизации лейкогаббро, но данные ТИЭ для этих цирконов – 2446 ± 50 млн лет. Возможно также, что одновременно с процессом метаморфизма и рассланцевания шло внедрение даек габбро-диабазов, которые часто встречаются в метагабброидах острова, и образование циркона возраста 1.98 млрд лет связано с ними. Проба габбро-норита, отобранная на контакте с дайкой габбро-диабазов, содержит метаморфический короткопризматический розоватый циркон с Pb-Pb возрастом 1979 ± 28 млн лет, образование которого, возможно, связано с внедрением дайки.

Возраст 1905 ± 8 млн лет (рис. 2), полученный по коричневым цирконам, мы интерпретируем как возраст диафтореза или ретроградной заключительной стадии гранулитового метаморфизма. Цирконы, образующиеся на этой стадии, содержат гораздо больше урана (табл. 1), в отличие от цирконов, образующихся при гранулитовом метаморфизме. Обогащение цирконов ураном характерно для заключительных стадий эволюции гранулитовых поясов (Бибикова, 1989). Такого же типа цирконы (коричневые короткопризматические до изометричных и округлых) и с таким же возрастом отмечаются и в других породах в Колвицко-Умбинской зоне: в анортозитах Колвицкого массива – 1905 ± 26 млн лет (Фриш и др., 1995), в диоритах мыса Кочинный – 1918 ± 18 млн лет (Каулина, 1996) и в метаосадках Умбинского блока (см. ниже).

Кр-89\43 – кристаллосланец по метагаббро. Измерена только одна фракция "поленовидных" цирконов из этой пробы, для которой получен Pb-Pb возраст 1903 ± 4 млн лет. Но поскольку точка, отвечающая этой фракции, на диаграмме с конкордией лежит рядом с дискордией для аналогичных цирконов пробы Кр-88\5 (рис. 2), мы принимаем возраст 1980 ± 15 млн лет как время метаморфического преобразования и рассланцевания метагаббро.

Кр-89\42 – лейконорит. Возраст 1915 ± 7 млн лет, полученный по изометричным цирконам, отвечает времени гранулитового метаморфизма. Такого типа изометричные многогранные кристаллы с низким содержанием урана (до 100 ppm – табл. 1), характерны для гранулитового метаморфизма, но образуются они на стадии изотермической декомпрессии (Каулина и др., 2008). То есть, пиковые условия метаморфизма были до 1915 млн лет. Этот возраст согласуется с данными Р. Кислицына по возрасту высокотемпературной лейкосомы, секущей милонитизированные ортопироксеновые и силлиманитовые гнейсы высоких давлений – 1912 ± 2 млн лет (Kislitsyn et al., 1999).

Кр-7 – субщелочной гранит. Возраст субщелочных гранитов острова Кривой – 2289 ± 20 млн лет (Каулина, Богданова, 2000). Исследованный нами сфен, скорее всего, метаморфического генезиса, так как появление сфена зависит от содержания кальция в породе и для субщелочных гранитов сфен не характерен (Frost et al., 2000). Температура закрытия U-Pb системы сфена принималась равной

600-650°C (Mezger et al., 1991), 680°C (Dahl, 1997), 700°C (Cherniak, 1993). Последние исследования показывают, что температура закрытия U-Pb системы сфена лежит в верхнем пределе амфиболитовой фации до 700°C (Frost et al., 2000), при этом температура закрытия зависит от размера кристалла и скорости остывания пород. Но обычно, только в случае магматического сфена, если он кристаллизовался выше температуры закрытия своей U-Pb системы, его возраст будет отражать не возраст кристаллизации, а время закрытия U-Pb системы. А метаморфический сфен будет просто отражать время метаморфизма, что мы и имеем в данном случае. Темные по цвету сфены обычно обогащены Fe^{3+} (Frost et al., 2000). Поскольку образование сфена может происходить за счет биотита и роговой обманки (Gibbons, Horak, 1984), в нашем случае темно-коричневый сфен образовался за счет феррогастингсита, присутствующего в породе. Возраст сфена 1856 ± 18 млн лет отражает, вероятно, время низкотемпературного метаморфического воздействия, поскольку начиная с 1880 млн лет – возраст рутилов из пород мыса Шомбач, что будет описано ниже, породы не испытывали температур выше 450°C – температуры закрытия уран-свинцовой системы рутила (Mezger et al., 1991).

Шом-89\4 – глиноземистые гнейсы. Возраст 1902 ± 21 млн лет, полученный по изометричным темно-коричневым цирконам, отвечает времени проявления диафтореза, проявленного, как уже отмечалось, и в метагаббро. 1880 ± 3 млн лет назад в породе образовался, возможно, под воздействием гидротермальных флюидов, светлый сфен с низким содержанием урана (табл.). Воздействие гидротермальных флюидов также может вызвать изменения в уже существующем сфене – изменение окраски и уменьшение содержания урана, тогда сфен начинает отражать возраст гидротермальной проработки (Bancroft et al., 1987). Низкотемпературный сфен может также образоваться за счет высвобождения титана при замещении биотита хлоритом (Ferry, 1979). Полученный возраст близок к возрасту новообразованного метаморфического циркона в пегматитовой жиле острова Горелый – 1888 ± 7 млн лет (Каулина, Богданова, 2000).

Возраст рутила – 1880 ± 9 млн – соответствует времени охлаждения пород до температуры 450°C, отвечающей температуре закрытия уран-свинцовой системы рутила (Mezger et al., 1991). Если даже рутил образовался при более низкой температуре, можно говорить, что к 1880 млн лет назад температура уже была не выше 450°C.

Шом-88\6 – плагиогиперстеновый кристаллосланец. Диафторез возраста 1902 ± 21 млн лет проявлен и здесь. Одна фракция коричневых цирконов, такого же типа по морфологии и изотопному составу (табл.), что и в вышеописанных глиноземистых гнейсах, хорошо ложится на дискордию для пробы Шом-89\4, поэтому можно для "диафторических" цирконов этой пробы принять возраст 1902 ± 21 млн лет.

Возраст титанита – 1897 ± 4 млн лет – в данном случае, возможно, отражает время закрытия его U-Pb изотопной системы при охлаждении до 650-700°C. Титанит мог образоваться в ходе сдвиговых деформаций, сопровождавшихся метаморфизмом гранулитовой или амфиболитовой фации, но его уран-свинцовая система закрылась при последующем охлаждении. Эта интерпретация совпадает с данными (Alexejev et al., 1999), по которым остывание Gr-Orх-Sill гнейсов зоны меланжа до 650°C (температура закрытия Sm-Nd системы граната) произошло 1891 ± 8 млн лет назад.

Возраст рутила 1875 ± 24 млн лет отвечает времени остывания пород до 450°-400°C.

5. Выводы

В результате изотопных U-Pb исследований метаморфического циркона, титанита и рутила из пород Порьегубского района восстановлена следующая последовательность метаморфических событий в Колвицком поясе и Умбинском блоке.

Пик гранулитового метаморфизма, связанного с главным этапом деформаций и образованием Порьегубской зоны меланжа, имел место до 1915 ± 7 млн лет назад.

С 1915 ± 7 начался этап декомпрессии и остывания в связи с начавшимся подъемом пород, отмеченный кристаллизацией "гранулитовых" цирконов.

Заключительные метаморфические преобразования выразились в широко проявленном диафторезе, который произошел 1909-1898 млн лет назад, что было зафиксировано в образовании высокоурановых цирконов.

Начиная с 1.92 млрд лет, метаморфическая эволюция Колвицкого пояса и Умбинского блока становится общей и синхронной с ЛГП и поясом Танаэльв.

Остывание пород до 450° произошло 1880-1870 млн лет назад, отмеченное возрастом рутила. Данные по возрасту титанита и рутила, имеющих разные температуры закрытия U-Pb системы, позволяют рассчитать градиент остывания пород от 650-700°C до 400-450°C, который равен ~ 9.1 °/млн лет.

Благодарности

Автор благодарит М.Н. Богданову и М.М. Ефимова за любезно предоставленный геологический материал. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 07-05-00759.

Литература

- Alexejev N., Huhma H., Belyatsky B., Balagansky V.** 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, 1999.
- 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*, v.51, p.911-918, 1987.
- Cherniak D.J.** Lead diffusion in titanite and preliminary results on the effects of radiation damage on Pb transport. *Chemical Geology*, v.110, p.177-194, 1993.
- Cliff R.A., de Jong K., Rex D.C., Guise P.G.** 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, 1997.
- 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.*, v.150, p.277-290, 1997.
- Daly J.S., Timmerman M.J., Balagansky V.V., Bridgwater D., Marker M.** A telescoped passive margin to back-arc transition in the Lapland-Kola Orogen (LKO), northern Fennoscandian Shield. *Abstr. Suppl., Terra Nova*, v.9, p.129, 1997.
- Ferry J.M.** 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.*, v.68, p.125-139, 1979.
- Frost B.R., Chamberlain K.R., Schumacher J.C.** Sphene (titanite): Phase relations and role as a geochronometer. *Chemical geology*, v.172, p.131-148, 2000.
- Gibbons W., Horak J.** Alpine metamorphism of Hercynian hornblende granodiorite beneath the blueschist facies *schistes lustrés* nappe of NE Cosica. *J. Metamorph. Geol.*, v.2, p.95-113, 1984.
- 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: Constrains from new geological, geochemical and U-Pb zircon data. *Precambrian Research*, v.105, p.247-267, 2001.
- Kislitsyn R.V., Balagansky V.V., Mänttari I., Timmerman M.J., Daly J.S.** 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, 1999.
- Krogh T.E.** A low-contamination method for hydrothermal dissolution of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations. *Geochim Cosmochim. Acta*, v.37, p.485-494, 1973.
- Ludwig K.R.** Isoplot/Ex, Version 2.05: A geochronological toolkit for Microsoft Excel. *Spec. Pub., Berkeley Geochronology Center*, v.1a, p.43, 1999.
- Mezger K., Rawnsley C.M., Bohlen S., Hanson G.N.** U-Pb garnet, sphene, monazite, and rutile ages: Implications for the duration of the high-grade metamorphism and cooling histories, Adirondack Mts. New York. *J. Geol.*, v.99, p.415-428, 1991.
- Stacey J.S., Kramers J.D.** Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, v.26, N 2, p.207-221, 1975.
- Steiger R.H., Jäger E.** Subcommittee on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v.36, N 3, p.359-362, 1977.
- Алексеев Н.Л.** Реакционные структуры интрузивных и метаморфических пород как индикаторы направленности процессов метаморфизма (на примере Кандакшско-Колвицкой зоны, Балтийский щит). *Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук, СПб.*, 26 с., 1997.
- Балаганский В.В.** Главные этапы тектонического развития северо-востока Балтийского щита в палеопротерозое. *Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук, СПб.*, 32 с., 2002.
- Балаганский В.В., Каулина Т.В., Кислицын Р.В.** Колвицкий меланж и Умбинский террейн как новый тип структур палеопротерозоя северо-востока Балтийского щита. *Материалы Международного петрографического совещания "Петрография XXI века". Апатиты, 20-23 июня*, т. III, с.39-41, 2005.
- 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*, № 2, с.158-168, 1997.
- Бибилова Е.В.** U-Pb геохронология ранних этапов развития древних щитов. *М., Наука*, 180 с., 1989.

- Виноградов Л.А., Богданова М.Н., Ефимов М.М.** Гранулитовый пояс Кольского полуострова. *Л., Наука*, 208 с., 1980.
- Каулина Т.В.** U-Pb датирование цирконов из реперных геологических объектов Беломоро-Лапландского пояса (северо-западное Беломорье). *Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук, СПб.*, 18 с., 1996.
- Каулина Т.В., Богданова М.Н.** Основные этапы развития северо-западного Беломорья (по U-Pb изотопным данным). *Литосфера*, № 12, с.85-97, 2000.
- Каулина Т.В., Капитонов И.В., Жавков В.А.** Образование циркона при гранулитовом метаморфизме. "Петрология и минерагения Кольского региона". *V Всероссийская Ферсмановская научная сессия. Апатиты, 14-15 апреля*, с.305-308, 2008.
- Кислицын Р.В.** Возраст и кинематика тектонических движений в ядре раннепротерозойского Лапландско-Кольского орогена. *Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук, СПб.*, 22 с., 2001.
- Крылова М.Д.** Геолого-геохимическая эволюция лапландского гранулитового комплекса. *Л., Наука*, 160 с., 1983.
- Лобач-Жученко С.Б., Бибикова Е.В., Другова Г.М.** Архейский магматизм района оз. Нотозера Северо-Западного Беломорья: изотопная геохронология и петрология. *Петрология*, т.3, № 6, с.593-621, 1995.
- Лобач-Жученко С.Б., Бибикова Е.В., Другова Г.М.** Геохронология и петрология магматического комплекса Тупой губы северо-западного Беломорья. *Петрология*, т.1, № 6, с.657-677, 1993.
- Митрофанов Ф.П., Балаганский В.В., Балашов Ю.А.** U-Pb возраст габбро-анортозитов Кольского полуострова. *М., Докл. РАН*, т.331, № 1, с.95-98, 1993.
- Прияткина Л.А., Шарков Е.В.** Геология Лапландского глубинного разлома (Балтийский щит). *Л., Наука*, 128 с., 1979.
- Тугаринов А.И., Бибикова Е.В.** Геохронология Балтийского щита. *М., Наука*, 132 с., 1980.
- Фриш Т., Джексон Г.Д., Глебовицкий В.А.** U-Pb геохронология цирконов Колвицкого габбро-анортозитового комплекса, южная часть Кольского п-ова. *Петрология*, т.3, № 3, с.248-254, 1995.