

МЕТАМОРФИЗМ КОРВАТУНДРОВСКОЙ СТРУКТУРЫ ЛАПЛАНДСКО-КОЛЬСКОГО ОРОГЕНА (АРКТИЧЕСКАЯ ЗОНА ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА)

Ниткина Е. А., Беляев О. А., Доливо-Добровольский Д. В., Козлов Н. Е., Каулина Т. В., Козлова Н. Е.

Аннотация

Определены P-T условия и возраст метаморфической эволюции пород, составляющих Корватундровскую структуру северо-восточной части Фенноскандинавского щита. Установлено, что породы претерпели прогрессивный метаморфизм амфиболитовой фации 1945 ± 34 млн лет назад (Sm-Nd данные) при температуре $625-657$ °C и давлении $8.7-8.8$ кбар. Пегматит, секущий метаморфический парагенезис этого этапа имеет возраст 1917 ± 6 млн лет (U-Pb данные по циркону). Метаморфические преобразования после 1917 млн лет проявлены локально, в виде дискретных зон бластомилонитов в породах северной части и отдельных внутренних участках Корватундровской структуры. В этих зонах возможны локальные как повышения температуры и давления, так и их понижения. Образование светлого титанита возраста 1863 ± 44 млн лет фиксирует следующий этап сдвиговых деформаций. Низкотемпературные изменения (хлоритизация и окварцевание) происходили 1722 ± 5 млн лет назад (Rb-Sr данные) в зонах заключительных деформаций. Общая деформационная и метаморфическая история Корватундровской структуры, ЛГП и Тана-пояса, начиная с 1.94 млрд лет назад подтверждает предположение о формировании в палеопротерозое единой инвертированной метаморфической зональности в пределах Корватундровской структуры и залегающего на ней Лапландско-Кольского коллизионного пояса. Полученные данные дополняют представления о характере геодинамической эволюции Лапландско-Кольского орогена в палеопротерозое.

Ключевые слова:

метаморфизм, деформации, P-T условия, U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr, Корватундровская структура, Арктическая зона Фенноскандинавского щита

МЕТАМОРФИЗМ КОРВАТУНДРОВСКОЙ СТРУКТУРЫ ЛАПЛАНДСКО-КОЛЬСКОГО ОРОГЕНА (АРКТИЧЕСКАЯ ЗОНА ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ШИТА)

Е.А. Ниткина¹, О.А. Беляев¹, Д.В. Доливо-Добровольский², Н.Е. Козлов¹, Т.В. Каулина¹, Н.Е. Козлова¹

¹ГИ КНЦ РАН, Ферсмана 14, Апатиты, Мурманской обл.

²ИГГД РАН, наб. Макарова 2, Санкт-Петербург

Аннотация. Определены P-T условия и возраст метаморфической эволюции пород, составляющих Корватундровскую структуру северо-восточной части Фенноскандинавского щита. Установлено, что породы претерпели прогрессивный метаморфизм амфиболитовой фации 1945±34 млн лет назад (Sm-Nd данные) при температуре 625-660 °C и давлении 8.7-8.8 кбар. Пегматит, секущий метаморфический парагенезис этого этапа имеет возраст 1917±6 млн лет (U-Pb данные по циркону). Метаморфические преобразования после 1917 млн лет проявлены локально, в виде дискретных зон бластомилонитов в породах северной части и отдельных внутренних участках Корватундровской структуры. В этих зонах возможны локальные как повышения температуры и давления, так и их понижения. Образование светлого титанита возраста 1863±44 млн лет фиксирует следующий этап сдвиговых деформаций. Низкотемпературные изменения (хлоритизация и окварцевание) происходили 1722±5 млн лет назад (Rb-Sr данные) в зонах заключительных деформаций. Общая деформационная и метаморфическая история Корватундровской структуры, ЛГП и Тана-пояса, начиная с 1.94 млрд лет назад подтверждает предположение о формировании в палеопротерозое единой инвертированной метаморфической зональности в пределах Корватундровской структуры и залегающего на ней Лапландско-Колвицкого коллизионного пояса. Полученные данные дополняют представления о характере геодинамической эволюции Лапландско-Кольского орогена в палеопротерозое.

Ключевые слова: метаморфизм, деформации, P-T условия, U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr, Корватундровская структура, Арктическая зона Фенноскандинавского щита

ВВЕДЕНИЕ

Корватундровская структура (свита Корва по Л.Н. Латышеву, 1971) расположена в западной части Кольского региона северо-восточной части Фенноскандинавского щита (рис. 1), где составляет узкую полосу между Беломорской провинцией и Лапландско-Колвицким коллизионным поясом и считается юго-западным форландом при надвиге последнего на Беломорскую провинцию. Важными тектоническими единицами

Лапландско-Колвицкого коллизионного пояса являются Лапландский гранулитовый пояс (ЛГП) и Тана-пояс, составляющие единый надвиговый ансамбль [Балаганский и др., 1998; Mints et al., 2007; Балаганский и др., 2016]. Геология этих структур обсуждается во многих российских и зарубежных работах [Беляев, 1971; Прияткина, Шарков, 1979; Kozlov et al., 1995; 2021; Минц и др., 1996; Mints et al., 2007; Escola, 1952; Merilainen, 1976; Hörmann et al., 1980; Marker, 1985; Raith, Raase 1986; Gaal et al., 1989; Barbey and Raith, 1990; Daly et al., 2001]. В настоящее время наиболее распространена плейт-тектоническая модель, согласно которой развитие Лапландско-Колвицкого коллизионного пояса происходило в протерозое по полному циклу Вилсона [Raith et al., 1982, Barbey et al., 1984, Marker, 1985, Балаганский и др., 1998, Daly et al., 2006]. Альтернативная модель (гравитационной нестабильности) была предложена Л.Л. Перчуком и соавторами [Перчук и др., 1999; Gerya et al., 2000].

В пределах Лапландско-Колвицкого коллизионного пояса встречаются породы, метаморфизованные в условиях как амфиболитовой, так и гранулитовой фаций, по первичной природе отвечающие как метавулканитам, главным образом основного состава, так и метаосадочным породам [Козлов, 1995]. Соотношение этих образований на разных участках пояса различно. На территории Финляндии и Норвегии существенно преобладают метаосадочные разновидности, тогда как основные кристаллосланцы, анортозиты и метаанортозиты встречаются редко, а местами отсутствуют. Толща же, сложенная амфиболитами и переслаивающимися с ними гнейсами, здесь выражена отчетливо и характеризуется значительной мощностью. Такая ситуация во многом определила то, что именно в пределах Финляндии и Норвегии последняя была выделена в качестве самостоятельного комплекса, так называемого Тана- или Танаэльв-пояса [Eskola, 1952; Normann et al., 1980; Barbey et al. 1980; Marker, 1985; Балаганский и др., 1998].

Работами некоторых авторов настоящего исследования была показана нецелесообразность такого разделения [Kozlov et al., 1998, 2021], что позволило им, как и иным исследователям (например, [Минц и др., 1996]), рассматривать Тана-комплекс в составе зонально метаморфизованного Лапландского гранулитового пояса (ЛПГ). В то же время другие авторы настоящей статьи, включая Олега Андреевича Беляева, на чьих петрологических материалах основана статья, полагают, что пояс Тана должен рассматриваться как самостоятельная единица.

В рамках обсуждаемых в данной работе вопросов эта проблема не является принципиальной, в связи с чем мы посчитали возможным оставить термин «Тана-пояс» для обозначения комплексов пород, метаморфизованных преимущественно в условиях амфиболитовой фации и сложенных, в основном, метавулканитами, без обсуждения

вопроса о целесообразности выделения этих образований в самостоятельную структуру. Под термином же «Лапландский гранулитовый пояс» в настоящей статье понимаются метаморфические комплексы, всеми без исключения авторами настоящего исследования относимые в этой структуре и сменяющие в северо-западном направлении породы более низких степеней метаморфизма («Тана-пояса»).

Полиметаморфическая эволюция Лапландско-Колвицкого коллизионного пояса была впервые установлена К. Мерилайненом [Meriläinen, 1976] и впоследствии подтверждена исследованиями многих геологов [Krill, 1985; Фонарев, Крейлен, 1995; Перчук и др., 1999; Другова, Скублов, 2000; Daly et al., 2001; Беляев, Петров, 2002; Перчук, Кротов, 1998; Mints et al., 2007; Каулина и др., 2014]. Большая часть геохронологических данных относится к главному этапу гранулитового метаморфизма, связанного с надвигом, возраст которого оценивается в 1.95-1.91 млрд. лет [Bernard-Griffiths et al., 1984; Бибикина и др., 1993, Nuhma, 1996; Mints et al., 2007], по более точным данным – 1925±1 млн. лет [Бибикина и др., 1993]. Также были определены возрастные интервалы проявления раннего гранулитового метаморфизма умеренных давлений – 1970-1950 млн. лет [Daly, Bogdanova, 1991; Kozlov et al., 1995; Каулина и др., 2014] и последнего регрессивного метаморфизма со понижением параметров до уровня афиболитовой фации – 1912-1904 млн. лет ([Каулина и др., 2014] и ссылки там).

Основное внимание в данной работе направлено на детальное структурное и петрологическое описание пород Корватундровской структуры в районе междуречья Яурийоки-Падос (рис. 1), установление этапов его геологического развития, выделение реперных геологических объектов и процессов, позволяющих реконструировать эндогенную историю комплекса и провести корреляцию событий в ЛГП, Тана-поясе и Корватундровской структуре. В связи со смертью Олега Андреевича многие его работы оказались неопубликованными. Решение опубликовать материалы О.А. Беляева по метаморфизму пород Корватундровской структуры, сопроводив их более современными методами расчета параметров метаморфизма, обусловлено отсутствием опубликованных данных по этой структуре, хотя она играет существенную роль в становлении зоны сочленения Лапландско-Колвицкого коллизионного пояса и Беломорья.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА ЯУРИЙОКИ-ПАДОС

В районе междуречья Яурийоки-Падос представлены четыре структурно-метаморфических комплекса: Лапландский гранулитовый и Тана-пояса, Корватундровская структура и Беломорский пояс (рис. 1). Границы между ними определяются тектоническими надвигами.

Лапландский гранулитовый пояс (ЛГП) образует широкую дугу высокометаморфизованных осадочных и вулканических гнейсов, которые прослеживаются от фронта каледонид в Норвегии, через финскую Лапландию на 100 км вглубь Кольского полуострова, где пояс практически исчезает [Marker et al., 1999]. С юга

Лапландский гранулитовый пояс окаймляется Тана-поясом, который представляет собой поднадвиговую зону для ЛГП.

Тана-пояс сложен вулканоплутоническим комплексом, представленным амфиболовыми сланцами (иногда с пироксеном) и гнейсами, гранатовыми амфиболитами, биотит-кварц-полевошпатовыми гнейсами и гранитогнейсами. Все породы прорваны ультраосновными, основными и кислыми интрузиями, среди которых преобладают габбро-анортозиты, габбро, кварцевые диориты, гранодиориты и плагиомикроклиновые граниты. Структурно пояс представляет собой тектонический меланж, состоящий из пород разного происхождения и возраста, которые были объединены (телескопированы) в результате надвига [Marker, 1985; Berthelsen, Marker, 1986; Балаганский и др., 1998; Филатова, 2000].

Одни исследователи рассматривали Корватундровскую структуру как неотъемлемую часть раннепротерозойского Тана-пояса [Полканов и др., 1964; Латышев, 1971], другие относили его к архейской Беломорской провинции [Mikkola, 1941; Геология СССР, 1958; Макиевский, 1973; Козлов и др., 1990]. Также породы юго-восточного фланга этой структуры могут быть фрагментами нижней части ЛГП, протолиты пород которого были сформированы в неoarхее [Козлов и др., 1990; Kozlov et al., 2021]. В Финляндии Корватундровская структура сопоставляется с Оракоски серией в районе Соданкюля, существенно южнее Тана-пояса (М. Маркер, личное сообщение). Надежные датировки пород **Корватундры** отсутствуют, поэтому включение её в инвертированную метаморфическую зональность палеопротерозойского возраста Лапландско-Колвицкого коллизионного пояса гипотетично.

В составе Корватундровского комплекса преобладают слюдяные гнейсы, сланцы и кварцитосланцы – биотитовые, двуслюдяные, с гранатом, ставролитом и кианитом. Падение пород выдержано в северных румбах под средними углами. К нижней части разреза приурочена толща амфиболитов (толеитовых базальтов) с прослоями хлорит-актинолитовых гнейсов (метакоматиитов). Амфиболиты верхней части разреза слагают конкордантные или полого секущие тела мощностью до 20 м. Ограничено распространены амфибол-биотитовые (метаандезитодациты) и биотитовые (метариодациты) гнейсы (рис. 1).

Для детального структурного анализа был выбран участок «Падос» в северо-западной части Корватундровской структуры (рис. 1, 2). Участок сложен гнейсами разного состава, пегматоидными гранитами, амфиболитами и пегматитами. Гнейсы мигматизированы, смяты в складки (от ранних изоклинальных до поздних открытых). Метасоматические изменения (гранат-жедрит-биотитовые породы) развиваются по дискретным сдвиговым зонам (рис. 3). В результате геологических наблюдений на участке выявлено пять стадий деформации (табл. 1). Образцы отбирались в хорошо структурно изученных обнажениях с привязкой к определенным стадиям деформации.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Описание образцов. Образец 3632 – плагиопегматит (стадия Р-2 в табл. 1). Плагиопегматит образует жилу мощностью до 1 м, субсогласную простиранию вмещающих гранат-биотитовых гнейсов. Во время сдвиговых деформаций D3 жила была будинирована и частично перемещена, что фиксирует временной интервал между деформациями D2 и D3 (таблица 1).

Образец 3633 – мелкозернистый гранат-биотитовый плагиогнейс с редкими и мелкими (до 0,6 мм) зернами граната, приуроченными к микроучасткам наложенной сланцеватости. Гнейс представляет собой линзовидное тело размером 0,35 x 2,2 м, которое является реликтом субстрата для среднезернистых гранат-биотитовых и гранат-двуслюдяных гнейсов-бластомилонитов. По однородному составу, мелкозернистой структуре и химическим свойствам (приложение, таблица S1) гнейсы реконструированы как дациты (реконструкции выполнены согласно [Предовский, 1980])¹.

Образец 3633–1 – бластомилонит по гранат-биотитовому гнейсу.

Образец 3633–д – бластомилониты по мигматизированным ставролит-гранат-биотитовым гнейсам.

Образец 3640 – крупнозернистый кианит-гранат-биотитовый гнейс из зон сдвиговых деформаций северной части участка.

Образец 3643 – ставролит-гранат-двуслюдяной гнейс (метапелит) из нижних уровней разреза корватундровского комплекса.

Образец TAN-5 – ставролит-кианит-гранат-биотитовый гнейс (метапелит), аналог пробы 3643, отобран в 2 км к западу из той же толщи.

Образец TAN-7 – ставролит-хлорит-мусковитовый гнейс нижних уровней разреза.

Образец 3647 – жедрит-гранат-биотит-плагиоклазовый метасоматит, сформированный вдоль плоскостей пластического сдвига D3. Вытянутые зерна жедрита ориентированы вдоль линейности.

Образец 3652 – крупнозернистый кианит-гранат-биотитовый гнейс (метапелит) из зоны тонкого **чередования** с гранат-биотитовыми кварцитосланцами. Гнейсы мигматизированы; кварц-плагиоклазовая лейкосома смята вместе с гнейсами в изоклинальные складки (F2) и будинирована (табл. 1).

Образец 3686 – гранат-содержащий полевошпатовый амфиболит, слагающий пластовое тело мощностью до 30 метров среди слюдяных гнейсов средних уровней разреза комплекса. Амфиболиты полого секут полосчатость вмещающих гнейсов, по простиранию прослежены до 0.5 км.

Образец 3687 – полевошпатовый амфиболит (толеитовый метабаза́лт) из нижних уровней разреза корватундровского комплекса; амфиболиты слагают толщу мощностью до 800 метров с резко подчиненным развитием гранат-слюдяных, ставролит-гранат-слюдяных, биотитовых и карбонат-биотитовых плагиосланцев, конгломератов и хлорит-актинолитовых сланцев (метапикритов).

¹ Первичная природа пород определена только для образцов, использованных для геохронологических исследований.

Петрологические методы. Микронзондовые анализы минералов проводились в Геологическом институте Кольского научного центра РАН (г. Апатиты, Россия) на электронном микронзонде CAMECA MS-46 при ускоряющем напряжении на катоде 22 кВ, токе образца 30-40 нА и диаметре электронного пучка 5 мкм. Продолжительность измерения 10 с. Для нормализации использовали натуральные и синтетические стандарты. Погрешность анализа для концентраций 10, 1 и 0,25 мас.% находилась в пределах 1, 2,5 и 5% соответственно. Выборочные анализы минералов представлены в таблице S2 (дополнительные материалы).

Определение РТ-параметров минералообразования проведено методом мультиравновесной геотермобарометрии с использованием программы winTWQ версии 2.64 (обновления версии 2.36 для 64-битной ОС Windows) и взаимосогласованной базы термодинамических данных DEC06 [Berman, 2007], в сочетании с программами TWQ_Comb и TWQ_View [Доливо-Добровольский, 2006а,б]. Одним из ключевых преимуществ метода является возможность простой оценки равновесности составов минералов парагенезиса, осуществляемой по степени расхождения точек пересечения линий отдельных реакций: чем ближе составы к равновесным, тем кучнее расположены точки пересечения, тем лучше сходимость линий, формирующих характерный «пучок» с центром в области искомым РТ-параметров. При этом существенную роль играет количество линейно независимых реакций (IR) в исследуемой минеральной системе: оценка степени равновесности возможна, только если $IR \geq 3$. Использование этого критерия позволяет отбраковывать сочетания анализов минералов со слишком большой степенью неравновесности и, в частности, наглядно демонстрирует сильную упрощенность подхода «центр-центр/край-край/центр-матрикс» зерен, нередко используемому при попытках установить эволюцию РТ-параметров по зональным минералам в одном образце: в подавляющем большинстве случаев равновесным отношениям отвечает группа сочетаний анализов лишь для какого-то одного варианта (за редким исключением тех случаев, когда в породе действительно сохранились парагенезисы и составы минералов, отвечающие разным метаморфическим событиям). Это объясняется существенно большей сложностью процессов минералообразования в породе при ее метаморфическом преобразовании, не отвечающей простой схеме послойного роста зерен и/или диффузионного обмена между минералами в химически однородном субстрате при меняющихся РТ-условиях.

Изотопные методы. Геохронологические исследования проводились в Лаборатории геохронологии и изотопной геохимии ГИ КНЦ РАН в Апатитах. Датирования циркона и титанита проводилось классическим U-Pb (ID-TIMS) методом со смешанным $^{208}\text{Pb} + ^{235}\text{U}$ трассером. Разложение минералов и выделение U и Pb проводились по методу Т. Кроу [Krogh, 1973]. Измерения проводились на мультиколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT 262. Свинец и уран наносили вместе на одиночные Re ленты с H_3PO_4 и силикагелем. Температуры измерения составляли 1300°C для Pb и 1500°C для U. Лабораторное загрязнение составляло 0,3 нг для Pb и 0,01 нг для U. Изотопные отношения Pb были скорректированы на масс-фракционирование с коэффициентом 0,11% а.е.м. на основе параллельных анализов стандарта NBS SRM982. Отношения U скорректированы

на масс-фракционирование 0,003% а.е.м. на основе параллельных анализов стандарта NBS U500. Воспроизводимость U/Pb соотношений оценена как 0,7% по результатам анализа стандартного циркона IGFM-87 (Украина) с доверительной вероятностью 95%. Изотопный возраст рассчитывали по программе ISOPLOT/Ex 3.70 [Ludwig, 2008].

Образцы для Sm-Nd и Rb-Sr анализа подготавливали обычными методами: растворение в HF + HNO₃ (или + HClO₄) в тefлоновых бомбах при 100°C с последующим выделением Sm и Nd методом ионообменной колоночной хроматографии. Nd и Sm измеряли методом изотопного разбавления со смешанным ¹⁴⁹Sm/¹⁵⁰Nd трассером на двойных Re+Re лентах на масс-спектрометре Finnigan-MAT 262. Отношения ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd были нормализованы на отношение ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd = 0,7219. В ходе работы среднее значение ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd, полученное для стандарта LaJolla, составило 0,511833±6 (2σ, n = 11). Минимальная ошибка 0,004% была выбрана на основе воспроизводимости стандарта LaJolla. Холостое загрязнение по Nd составляло 0,3 нг, по Sm – менее 0,06 нг. Для расчета возраста εNd (T) и модельного T (DM) использовались современные значения хондритового резервуара CHUR (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0,512630 и ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0,1960 – Bouvier et al., 2008) и DM (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0,513151, ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0.2136 [Goldstein, Jacobsen, 1988])

Rb-Sr датирование пород и породообразующих минералов проводилось на масс-спектрометре МИ – 1201Т с использованием Та лент. Содержание Rb и Sr определяли методом изотопного разбавления. Отношения изотопов Sr были нормализованы на значение NIST SRM-987, равное 0,71034 ± 0,00026. Погрешности отношений ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr и ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr не превышали ± 0,04% и ± 0,5% (2σ), соответственно. Лабораторное холостое загрязнение составляло 2,5 нг для Rb и 1,2 нг для Sr. Все расчеты проводились с помощью программы Isoplot/Ex 3.70.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Анализ минеральных парагенезисов и составы минералов. Составы сосуществующих минералов в сланцах и гнейсах Корватундровской структуры по результатам микрозондового анализа представлены в таблице S2 (а-е) в Приложении.

Образец 3633 – мелкозернистый гранат-биотитовый гнейс. Основной парагенезис: Grt_{Prp18-19}+Vt_{X_{Mg}55,7-58,6}+Pl_{An14,7-16,2}+Qz. В мелких зернах граната химическая зональность практически отсутствует. Только в узких (0,05 мм) краевых частях порфиробластов наблюдается увеличение Sps компонента (с 3,8 до 3,9) и уменьшение Prp компонента (с 18,6 до 18,4) (рис. 4а).

Образец 3633-1 – blastsомилонит по мелкозернистому гранат-биотитовому гнейсу образца 3633. Парагенезис: Grt_{Prp13-25}+Vt_{X_{Mg}53,2-55,3}+Pl_{An6,9-8,3}+Qz. Изометричные порфиробласты граната содержат включения в центре зерен (рис. 5а). От центра порфиробласта к краям (в зоне 0,1–0,3 мм) наблюдается уменьшение Sps компонента с 5,4 до 2,5 и увеличение Prp компонента с 12,9 до 17,5, что отражает прямую зональность. Биотит с xMg = 55,3 облекает порфиробласты граната. Кварц и плагиоклаз, отвечающий почти чистому альбиту (Pl_{An6,9-8,3}) образуют мелкие полигональные зерна (рис. 4в).

Образец 3633-d – бластомилонит по мигматизированным ставролит-гранат-биотитовым гнейсам – прослой в гранат-биотитовых гнейсах. Парагенезис: $St_{F75,0-76,5} + Grt_{Prp20-23} + Bt_{xMg55,6-57,7} + Pl_{An13} + Chl + Qz$. Гранат образует мелкие порфиробласты, окруженные чешуйками биотита. Кварц и плагиоклаз образуют мелкие полигональные зерна. Хлорит замещает биотит по краям зерен. Химическая зональность наблюдается в узких краевых зонах (до 0,3 мм) порфиробластов граната, где содержание *Sps* увеличивается до 3,4 (с 2,1-2,4 в центре зерен), *Alm* компонент увеличивается с 72,4 в центре до 73,6 на краях, а *Prp* компонент снижается с 22,7 до 20,5 (рис. 4б).

Образец 3640 – кианит-гранат-биотитовый гнейс из сдвиговой зоны, дискретно проявленной в крупнозернистых *Ky-Grt-Bt* гнейсах, представленных в образце 3652. Парагенезис: $Grt_{Prp28,3-26,0} + Ky + Bt_{xMg63,5-68,2} + Pl_{An19,6-22,6} + Qz$. В шлифе наблюдаются порфиробласты граната, окруженные биотитом, и удлиненные зерна кианита, образующие линейность породы. Гранаты образца содержат больше *Prp* компонента, а плагиоклаз имеет более высокое содержание анортита по сравнению с *Ky-Grt-Bt* гнейсами образца 3652. Содержание *Alm* компонента в гранатах увеличивается с 54,0 до 58,5 к краям зерен (в соответствии с уменьшением *Prp* компонента от 28,3 до 25,0). Содержание *An* компонента в плагиоклазе 19,6-22,6 (рис. 4г).

Образец 3643 (аналог ТАН-5) – ставролит-гранат-двуслюдяной гнейс. Парагенезис прогрессивного метаморфизма представлен ассоциацией $St_{F74,6-78,2} + Grt_{Prp8,6-17,9} + Bt_{xMg60,9-61,6} + Ms-1 + Pl_{An26,9-27,6} + Qz$. Вторичные минералы – хлорит и мусковит (*Ms-2*), развиваются по биотиту, гранату и ставролиту в микрizonaх рассланцевания; рудные минералы представлены сростками магнетита и гематита. Отмечены две генерации ставролита. Ранний (*St-1*) представлен мелкопризматическими зернами в виде включений в порфиробластах граната (рис. 5б), ставролите (*St-2*) и плагиоклазе. Они субпараллельно ориентированы и вместе с включениями кварца и рудных минералов образуют гелицитовые структуры (плоскопараллельные, S-образные, «снежного кома»), фиксирующие как раннюю сланцеватость, так и вращение порфиробластов вмещающих минералов в процессе их роста. Преобладающая генерация ставролита (*St-2*) образует крупные (до 3-4 мм) порфиробласты, часто вытянутые по сланцеватости и замещаемые мелкочешуйчатым агрегатом мусковита (*Ms-2*) и хлорита по краям зерен и вдоль трещин в них (рис. 5в). Гранаты имеют отчетливую макроскопическую и химическую зональность. Их центральные части насыщены включениями кварца, рудных минералов, мелкозернистого ставролита (*St-1*) и мусковитовых ламелл (*Ms-1*) (рис. 5б). Гелицитовые структуры в гранате аналогичны описанным в ставролите. Широкие краевые части зерен граната обычно не содержат включений (рис. 5б). Гранаты демонстрируют классическую прямую химическую зональность с высокими концентрациями *Mn* и *Ca* в центре зерен, *Mg* и *Fe* по краям (Рис. 4д, Таблица S2, приложение).

Образец 3652 – крупнозернистый кианит-гранат-биотитовый гнейс. Парагенезис: $Ky + Grt_{Prp6,0-21,0} + Bt_{xMg60,2-63,8} + Pl_{An29,1-29,5} + Pl_{An29,1-29,5} + Qz + (Ms)$. Гранаты представлены двумя разновидностями: 1) крупными (диаметром до 3-4 мм) зональными зернами, центральная часть которых насыщена включениями биотита, кварца, реже плагиоклаза и рудного

минерала, а широкая периферийная кайма практически не содержит включений. Включения ориентированы поперек сланцеватости матрицы или имеют S-образную текстуру (рис. 5г). Для этих гранатов характерно уменьшение Mn, Ca и увеличение Mg и Fe от центра к периферии, отвечающее классической прямой зональности. В тонких краевых зонах (0,1-0,2 мм) зерен граната наблюдается увеличение содержания Mg, Ca и Mn и уменьшение содержания Fe (рис. 4е, Таблица S2, приложение). 2) Более мелкие (менее 1 мм в диаметре), менее идиоморфные зерна граната, практически без зональности и включений. По составу они близки к краевым зонам крупных зерен граната. Основная часть мусковита (Ms-2) образовалась по биотиту и кианиту; более ранний мусковит (Ms-1) представлен в виде редких включений на границе между центральной и краевой частями крупных гранатов.

Образец TAN-5 – ставролит-кианит-гранат-биотитовый гнейс, парагенезис: $St+Ky+Grt_{Prp14,8-17,4}+Bt_{xMg62,5-63,8}+Pl_{An33,4-40,8}+Qz+(Ms)$. В порфиробластах плагиоклаза обнаружены включения минералов ранней стадии метаморфизма (клиноцоизит, ставролит, мусковит, хлоритоид).

Образец TAN-7 – ставролит-хлорит-мусковитовый сланец. Ранний парагенезис: $St+Ms-1+Bt+Pl+Qz$, наложенный парагенезис: $Chl+Ms-2+Hem+Mag$. Биотит почти полностью замещен хлоритом; ранний мусковит (Ms-1) сохраняется в виде включений в порфиробластах плагиоклаза, поздний мусковит (Ms-2) развивается по ставролиту, замещая его по краям и по трещинам зерен.

В целом составы гранатов пород Корватундровской структуры преимущественно отражают вариации валовых составов пород: $Alm_{54-79}Prp_{6-28}Sps_{1-13}Grs_{1-18}$ (табл. S3, рис. 6). В частности, гранат-биотитовые гнейсы и бластомилониты по ним (образцы 3633, 3633-1 и 3633-d) отличаются от ставролит- и кианитсодержащих пород более низкими содержаниями как гроссуляра в гранатах, так и анортита в плагиоклазах. Биотит довольно однороден по составу, имеет среднюю магнезиальность ($xMg=0,53-0,64$), низкое-умеренное содержание глинозема ($Al^{IV} = 1,18-1,35$ а.ф.е. – атомов на формульную единицу и $Al^{VI} = 0,28-0,43$ а.ф.е.) и низкое содержание титана ($0,02-0,1$ а.ф.е.). Плагиоклазы в основном соответствуют олигоклазам, реже – андезинам и альбитам (An_{7-41}). Ставролит умеренно магнезиальный ($f = 75-79$ мол.%), с низким содержанием Ti ($0,05-0,09$ а.ф.е.).

Мультиравновесная геотермобарометрия. Как уже было отмечено выше в методическом разделе, оценка равновесности составов сосуществующих минералов возможна лишь в том случае, если количество линейно независимых реакций (IR) в системе равно или более трех. К сожалению, ассоциации гранат-биотитовых и ставролит-гранат-биотитовых гнейсов ($Grt-Bt-Pl-Qtz$, образцы 3633, 3633-1 и 3633-d) позволяют рассчитать только 2 IR ($Grt-Bt$ геотермометр и $Grt-Bt-Pl-Qtz$ барометр с участием истонитового компонента биотита) с базой данных DEC06 (в том числе, из-за отсутствия надежных термодинамических параметров для ставролита). С другой стороны, в подавляющем большинстве случаев невозможно заранее определить, какие составы минералов должны отвечать равновесным состояниям в породе, особенно при наличии ярко выраженной химической зональности (например, в гранатах) и признаках

наложенных процессов, приводящих не только к появлению новых минералов, но и к перекристаллизации со сменой состава «сквозных» минералов (например, плагиоклаза). Поэтому для образцов 3633 и 3633-d приводятся результаты в виде диапазонов P-T-параметров, полученных для всех комбинаций анализов. Следует выделить образец 3633-1 (бластомилонит по гранат-биотитовому гнейсу), демонстрирующий необычно высокие значения давлений (>12 кбар): в нем все измеренные составы плагиоклазов оказались близки к альбиту (Al_{7-9}), тогда как гранаты содержат от 3 до 10% гроссулярового минала, но только в одном анализе $Grs=0.7\%$ (однако, он не был использован из-за недопустимо низкого содержания Ca). В случае Grt-Bt-Pl-Qtz парагенезиса геобарометрия основана на реакциях с участием Grs в гранате и An в плагиоклазе (в ходе которых с повышением давления гранат обогащается Ca, а плагиоклаз – обедняется), но в столь низкокальциевой системе даже незначительные аналитические погрешности (либо неполнота данных, либо влияние процессов, уводящих систему от равновесного состояния) приводят к очень большим вариациям вычисленных давлений. В образце 3633-1 гранаты с более высокими содержаниями Grs демонстрируют очень высокие давления со всеми проанализированными плагиоклазами (альбитами), но не были обнаружены ни плагиоклазы более основного состава, ни зоны граната с содержаниями Grs более 0.7%. Поэтому оценки давлений для образца 3633-1 следует считать сомнительными и они были исключены из таблицы 2. Наиболее вероятно, что центральные части гранатов в бластомилоните являются реликтовыми, тогда как весь плагиоклаз оказался новообразованным, перекристаллизованным при бластомилонитизации, которая могла сопровождаться выносом Ca в ходе флюидной переработки. Давления же при образовании бластомилонита могли лишь незначительно отличаться от тех, что были определены для других образцов Корватундровского комплекса, либо, скорее, отвечать оценкам, сделанным для образца бластомилонита 3633-d (5,5–7,2 кбар, что с данными составами плагиоклазов соответствует примерно 1% Grs в гранате).

В случаях образцов с $IR \geq 3$ отношения составов сосуществующих минералов близки к равновесным лишь для одного-двух сочетаний анализов, оценки условий для которых ложатся примерно в одни и те же узкие диапазоны температур и давлений (625–657°C, 8,5–8,8 кбар), отвечающие, видимо, пиковым условиям главного этапа метаморфизма.

В качестве примера наиболее успешного расчета приведем обобщенные результаты вычислений для образца кианит-гранат-двуслюдяного гнейса 3652 (рис. 7). Вся минеральная ассоциация характеризуется 4-мя линейно независимыми реакциями, позволяющими оценить степень неравновесности для выбранного сочетания анализов минералов. Однако, было установлено, что включение в систему мусковита не дает удовлетворительной сходимости всех линий реакций ни в одном из сочетаний анализов, что свидетельствует о неравновесности основного минерального парагенезиса (Grt+Bt+Pl+Ky+Qtz) с этим минералом. Поэтому мусковит был исключен из расчетов, что привело к $IR=3$. Наилучшую сходимость линий реакций демонстрируют промежуточная область граната (зерно 3), включение биотита в нем и контактирующее с гранатом зерно

плагиоклаза, по ним определена температура 637°C и давление 8,8 кбар. Все оценки РТ-параметров образуют группу, характерно вытянутую примерно вдоль линии реакции $Grs+2Ky+Qtz=3An$ (барометра GASP) как вследствие ее относительно узкой полосы погрешностей, так и из-за того, что вариации составов в Ca-подсистеме (содержаний Grs в гранате и An в плагиоклазе) для этого образца существенно меньше, чем диапазоны изменений Fe и Mg, связанные не только с изменениями температуры, но и с пространственной химической неоднородностью породы. Таким образом, конфигурация всей группы оценок не отражает реальный тренд изменений РТ условий, хотя она может и примерно совпадать с ним.

U-Pb датирование. Образец 3632 – плагиопегматит. Кристаллы циркона представлены мелкими (до 150 мкм) длиннопризматическими, светло-коричневыми, полупрозрачными кристаллами с тонкой зональностью, с высоким содержанием урана (745-1410 ppm) и низким отношением Th/U (высокое $^{206}Pb/^{208}Pb$), что характерно для циркона из пегматитов (табл. 3). Возраст циркона по верхнему пересечению дискордии с конкордией составляет 1917 ± 6 млн лет ($n=4$, MSWD=0.76) и отражает время кристаллизации пегматитов (рис. 8). Высокая дискордантность отдельных точек, скорее всего, связана с характерным для циркона из пегматитов высоким содержанием урана, что обычно приводит к частичной метамиктизации структуры циркона и легкой потере радиогенного свинца.

Образец 3686 – гранат-содержащий полевошпатовый амфиболит. Более светлый титанит образует каймы вокруг ильменита и более раннего темного титанита. U-Pb методом был датирован светло-желтый титанит. По трем навескам титанита получен возраст 1863 ± 44 млн лет (рис. 8).

Sm-Nd и Rb-Sr датирование. Модельные Sm-Nd возрасты по породе в целом получены для метавулканитов (пробы 3633, 3687) и составляют 2,61 и 2,32 млн лет, тогда как T_{DM} для метаосадков (образцы TAN-5, TAN-7, 3652) имеют более древний возраст – 2,90–3,33 млрд лет (табл. 4).

Для образца TAN-5 (ставролит-кианит-гранат-биотитовый гнейс) было проведено Sm-Nd датирование минералов. Из крупных зерен граната путем аэрообразии были выделены ядра с S-образной структурой и включениями (Grt-1). Также были отобраны более мелкие зерна граната без видимых включений, которые возможно соответствуют каймам крупных зерен граната. Наклон изохроны, построенной по кианиту, породе в целом, двум фракциям граната и апатиту, определяет возраст 1945 ± 34 млн лет (рис. 9а, табл. 5), который интерпретируется как время прогрессивного метаморфизма. Точка плагиоклаз не попадает на изохрону, возможно, из-за включений в зернах плагиоклаза минералов раннего парагенезиса.

Для образца TAN-7 (ставролит-хлорит-мусковитовый сланец) было проведено Rb-Sr датирование минералов. Rb-Sr изохрона, построенная по апатиту, биотиту, плагиоклазу и породы в целом определила возраст 1722 ± 25 млн лет (рис. 9б, таблица 5), что, вероятно, отражает низкотемпературные изменения породы, процессы хлоритизации и окварцевания в зонах поздних деформаций.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные Sm-Nd модельные возрасты метавулканитов Корватундровской структуры составляют 2.32 и 2.61 млрд. лет, тогда как для метадацитов известен U-Pb возраст циркона 2.7 млрд. лет [Козлов, 1995]. Таким образом, возраст метавулканитов Корватундровской структуры все еще остается спорным и требует дальнейших исследований. Sm-Nd модельные возрасты, полученные для метаосадков, намного старше (2.90–3.33 млрд лет), что указывает на архейский источник терригенного материала, которым, по-видимому, являлись гранитогнейсы беломорского комплекса, развитые южнее.

Прогрессивный метаморфизм Корватундровской структуры протекал в условиях амфиболитовой фации, отражен в прямой зональности граната и имеет повышенные температуры и давления до $T = 625-660^{\circ}\text{C}$ и $P = 8.7-8.8$ кбар. Близкие параметры (650°C и 7,5 кбар) для пород этой структуры были получены в работе [Перчук, Кротов, 1998]. Возраст этого этапа на основе Sm-Nd датирования минералов определен в 1945 ± 34 млн лет. Плагнопегматит с U-Pb возрастом 1917 ± 6 млн. лет (P-2 в табл.1) по структурно-геологическим и петрологическим данным фиксирует временную границу между прогрессивным метаморфизмом и образованием бластомилонитов в дискретных сдвиговых зонах. Образование бластомилонитов может быть связано как с высокими T-P параметрами, так и с зонами декомпрессии. По нашим данным бластомилониты связаны с зонами декомпрессии ($T=629-698^{\circ}$ и $P=5.5-7.2$ кбар) и Fe-Mg метасоматоза. Эти зоны ориентированы (суб)параллельно южной границе ЛГП и общему простиранию Тана-пояса и, возможно, связаны с надвигом ЛГП на юго-юго-запад на Корватундровскую структуру во время Лапландско-Кольской коллизионной орогении [Belyaev, Kozlov, 1997; Беляев, Петров, 2002; Козлова, Реженова, 1998]. Возраст титанита 1863 ± 44 млн лет, вероятно, фиксирует следующий этап деформаций, поскольку образование светлого титанита характерно для зон сдвиговых деформаций (Gibbons and Horak, 1984; Бибикова и др., 1999; Essex, Gromet, 2000). В пределах ошибки этот возраст совпадает с возрастом титанита (1.88 млрд лет) из пород Тана-пояса и Беломорского пояса [Бибикова и др., 1999, Каулина и др., 2004]

Низкотемпературные регрессивные преобразования пород Корватундровской структуры проявились в хлоритизации и окварцевании в зонах поздних деформаций. По Rb-Sr минеральной изохроне они датированы в 1722 ± 25 млн. лет. Этот возраст соответствует широко проявленной в Кольском регионе и Беломорской провинции флюидной переработке метаморфических комплексов пород раннего докембрия [de Jong et al., 2000; Левский и др., 2009], которая произошла на пост-орогеном этапе развития Кольского региона, синхронно с внедрением гранитов типа Наттанен 1.76–1.70 млрд. лет назад [Krill et al., 1985; Ветрин и др., 2002].

На основании оригинальных и литературных данных реконструирована и сопоставлена последовательность эндогенных процессов в ЛГП, Тана-поясе и Корватундровской структуре (табл. 6). Полученные результаты показали, что начиная с

1.94 млрд лет структурно-метаморфическая эволюция ЛГП, Тана-пояса и структуры Корватундра была общей.

Степень метаморфизма в пределах изученной территории увеличивается с юга на север, от ставролит-мусковитовой и кианит-биотитовой субфаций (амфиболитовая фация) в Корватундровской структуре до гранулитовой фации в северной части Тана-пояса и в Лапландском гранулитовом поясе [Карта минеральных фаций..., 1992; Перчук, Кротов, 1998]. Наиболее высокие температуры и давления (860 °С и 11-12 кбар) [Козлова, Реженова, 1998] были установлены в переходной между Тана-поясом и ЛГП зоне с интенсивно проявленными сдвиговыми деформациями, к которой приурочены тела анортозитов. Такая последовательность метаморфических зон рассматривается как инвертированная метаморфическая зональность, вызванная надвигом горячих гранулитов на относительно холодные архейские беломорские гнейсы [Прияткина, Шарков, 1979; Hörmann et al., 1980; Barbey et al., 1984; Berthelsen, Marker, 1986; Krill, 1985].

Известно, что ЛГП имеет синформную структуру [Kozlov et al., 1995]; позже было показано, что он может представлять собой синформный тектонический останец, вышедший из коллизионного шва Печенга-Варзуга [Patison et al., 2006]. Включение пород Корватундровской структуры в инвертированную метаморфическую зональность свидетельствует о смещении тектонических плит при надвиге ЛГП примерно на 100 км, подчеркивая масштаб горизонтальных тектонических движений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Проведенные геологические, структурные, петрологические и геохронологические исследования позволили установить последовательность эндогенных событий и P-T параметры метаморфизма в Корватундровской структуре.

2. Породы Корватундровской структуры испытали прогрессивный метаморфизм амфиболитовой фации 1945±34 млн лет назад (Sm-Nd данные) при температуре 625-660 °С и давлении 8.8-9 кбар. Возраст пегматита, секущего метаморфические парагенезисы этого этапа составляет 1917±6 млн лет (U-Pb данные по циркону).

3. Следующий этап метаморфических преобразований (после 1917 млн лет) проявлен в образовании дискретных зон бластомилонитов в породах северной части и отдельных внутренних участках Корватундровской структуры, в которых возможны локальные как повышения температуры и давления, так и их понижения.

4. Образование светлого титанита возраста 1863±44 млн лет отражает следующий этап сдвиговых деформаций.

5. Низкотемпературные преобразования пород были проявлены в хлоритизации и окварцевании в зонах поздних деформаций 1722±25 млн. лет назад. Этот возраст соответствует флюидной переработке пород раннего докембрия, широко проявленной в Кольском районе и Беломорской провинции.

6. Полученные структурные и петрологические данные в сочетании с результатами геохронологических исследований позволили сопоставить эндогенные процессы в ЛГП, Тана-поясе и Корватундровской структуре, а также включить породы Корватундровской

структуры в инвертированную метаморфическую зональность, связанную с надвигом Лапландско-Колвицкого коллизионного пояса на северную часть Беломорской провинции.

Работа выполнена в рамках темы НИР № 0226-2019-0052.

Балаганский В.В., Горбунов И.А., Мудрук С.В. Палеопротерозойские Лапландско-Кольский и Свекофенский орогены (Балтийский щит) // Вестник Кольского научного центра РАН, 2016, вып. 3(26), с. 5–11.

Балаганский В.В. Главные этапы тектонического развития северо-востока Балтийского щита в палеопротерозое: автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук : 25.00.01, СПб., 2002. с. 32.

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., Тиммерман М.Я., Кислицын Р.В., Дэйли Дж.С., Балашов Ю.А., Ганнибал Л.Ф., Шерстеникова О.Г., Рюнгенен Г.И. Изотопный возраст пород Колвицкого пояса и Умбинского блока (юго-восточная ветвь Лапландского гранулитового пояса), Кольский полуостров // Вестник МГТУ, том 1, № 3, 1998, с. 19-32.

Беляев О.А. Новые данные о структуре, геологии и металлогении гранулитовой формации Кольского полуострова // Проблемы магматизма Балтийского щита. Л.: Наука, 1971, с. 218–225.

Беляев О.А. Ранний высокоградиентный метаморфизм лапландских гранулитов // Петрография XXI века, Т.4. Метаморфизм, космические, экспериментальные и общие проблемы петрологии. Материалы совещания, Апатиты: КНЦ РАН, 2005, с. 51-52.

Беляев О.А., Петров В.П. Геология и полезные ископаемые Кольского полуострова. Апатиты, Изд-во КНЦ РАН, 2002, с. 195-208.

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.

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.

Геология СССР. Том XXVII. Часть I. (ред. Л.Я. Харитонов). Москва. 1958. 714 с.

Доливо-Добровольский Д.В. TWQ_Comb: программа для автоматической генерации всех возможных комбинаций из выбранных анализов минералов и их обработки в программах SMP.EXE и TWQ.EXE термобарометрического комплекса TWQ (Berman, 1991), работающих в пакетном режиме. 2006а. Версия 1.2.0.7. URL: <http://www.dimadd.ru/ru/Programs/twqcomb>.

Доливо-Добровольский Д.В. TWQ_View: программа для просмотра и работы с диаграммами, рассчитанными в программном комплексе TWQ Р. Бермана (1991), используемом для мультиравновесной геотермобарометрии. 2006б. Версия 1.2.0.23. URL: <http://www.dimadd.ru/ru/Programs/twqview>.

Доливо-Добровольский Д.В. TriQuick: программа для построения прямоугольных и треугольных точечных диаграмм, а также для отображения, создания и редактирования

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.

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

Каулина Т.В., Беляев О.А., Апанасевич Е.А., Деленицин А.А., Жавков В.А., Козлова Н.Е., Серов П.А. Эволюция процессов метаморфизма в Лапландском гранулитовом поясе (ЛГП) и поясе Тана: U-Pb, Sm-Nd и Rb-Sr 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 Танаэла (Кольский регион Балтийского Щита) по результатам U-Pb датирования циркона, титанита и рутила // Геохимия, 2004, №6, с. 513-519.

Каулина Т.В., Нерович Л.И., Баянова Т.Б., Япаскерт В.О. Последовательность геологических процессов в Центральной и Северо-Восточной части Лапландского гранулитового пояса: изотопно-геохимические данные по циркону и результаты геолого-петрологических исследований // Геохимия, 2014, вып. 7, с. 625-645.

Козлов Н.Е. Вещественный состав метаморфических комплексов высокобарных гранулитовых поясов и проблема формирования их протолитов (на примере Лапландских гранулитов): автореф. дис. докт. геол.-мин. Наук, СПб.: ИГГД, 1995, с. 36.

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

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

Латышев Л.Н. Стратиграфическое расчленение и корреляция докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1971, с. 61-65.

[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, № 1, с. 227-244.

Макиевский С.И. Геология метаморфических толщ северо-запада Кольского полуострова. Л.: Наука, 1973, с. 151.

Минц М.В., Глазнев В.Н., Конилов А.Н., 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. Москва, Изд-во Научный мир, 1996, Тр. ГИН РАН, Вып. 503, с. 287.

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

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.

Полканов А.А., Кратц К.О., Шуркин К.А. Дочетвертичная геология Карелии и Кольского полуострова // Геология и геохронология докембрия, М.-Л.: Наука, 1964, с. 24-45.

Предовский А.А. Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. Л.:Наука, 1980, с. 152.

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

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

Фонарев В.И., Графчиков А.А., Конилов А.Н. Экспериментальное исследование равновесия твердых растворов минералов и геотермобарометрия в геологии // 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.

Barbey P., Convert J., Martin H., Moreau B., Capdevila R.R., Hameurt J. Relationships between granite-gneiss terrains, greenstone belts in the archaean crust of Lapland (Fennoscandia) // *Geologische Rundschau*, 1980, V. 69, № 3, p. 648-658.

Barbey P., Convert J., Moreau B., Capdevila R., Hameurt J. Petrogenesis and evolution of an early Proterozoic collisional orogenic belt: The granulite belt of Lapland and the Belomorides (Fennoscandia) // *Geological Survey of Finland Bull.*, 1984, V. 56, Part 1–2, p. 161–188.

Barbey P., Raith M. The granulite belt of Lapland // In *Granulites and crustal evolution*, D.Vielzeuf, Ph.Vidal, Eds., Kluwer Publ.: Dordrecht, 1990, p. 111-132.

Belyaev O.A., Kozlov N.E. Geology, geochemistry and metamorphism of the Lapland Granulite Belt and adjacent areas in the Vuotso area, Northern Finland // *Geological Survey of Finland Bull.*, 1997, № 138, p. 24.

Berman R.G. winTWQ (version 2.3): A Microsoft Windows-compatible software package for performing internally-consistent thermobarometric calculations // *Geological Survey of Canada Open File 5462*, 2007.

Bernard-Griffiths J., Peucat J.J., Postaire B., Vidal Ph., Convert J., Moreau B. Isotopic data (U-Pb, Rb-Sr and Sm-Nd) on mafic granulites from Finnish Lapland // *Precambrian Research*, 1984, V. 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*, 1986, V. 126, p. 31–55.

Bouvier A., Vervoort J.D., Patchett P.J. The Lu–Hf and Sm–Nd isotopic composition of CHUR: Constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets // *Earth Planetary Science Letter*, 2008, V. 273 (1–2), p. 48–57.

Daly J.S., Balagansky V.V., Timmerman M.J., Whitehouse M.J. The Lapland-Kola orogen: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere // *Geological Society Memoir*, 2006, V. 32, p. 579-598.

Daly J.S., Bogdanova S. Timing of metamorphism in the Lapland granulite belt, Finland // *Research Terra*, 1991, Ser. A, № 5, p. 11.

Daly J.S., Timmerman M.J., Balagansky V.V., Bogdanova S., Gorbatshev R.. Suture zones and the volume of juvenile crust in ancient orogenic belts: an example from the Lapland-Kola Mobile Belt, northern Baltic Shield // *Proterozoic Evolution in the North Atlantic Realm* (compiled by C.F. Gower). COPENA-ESCOOT-IBTA conference, Goose Bay, Labrador, July 29-August 2, 1996, Program and Abstracts, 1996, p. 54-55.

Daly J.S., Balagansky V.V., Timmerman M.J., Whitehouse D., de Jong K.. Ion microprobe U–Pb zircon geochronology and isotopic evidence supporting a trans-crustal suture in the Lapland Kola Orogen, northern Fennoscandian Shield // *Precambrian Research*, 2001, V. 105, № 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 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mica ages from the northern Lapland Kola Mobile Belt (Russia) // *Proceedings of the 5th Europrobe-Svekalapko Workshop*, Lammi, Finland, 2-5.11.2000, University of Oulu, Institute of Geosciences: Oulu, Finland 2000, № 23, p. 23.

-
- Eskola P. On the granulites of Lapland // *American Journal of Science*, 1952, p. 133–171.
- Essex R.M., Gromet L.P. U-Pb dating of prograde and retrograde titanite growth during the Scandian orogeny // *Geology*, 2000, V. 28, No. 5, p. 419-422.
- Fonarev V.L., Graphchikov A.A., Konilov A.N. A consistent system of geothermometers for metamorphic complexes // *International Geological Review*, 1991, V. 33, № 8, p. 743-783.
- Gaál G., Berthelsen A., Gorbatshev R., Kesola R., Lehtonen M.I., Marker M., Raase P. Structure and composition of the Precambrian crust along the POLAR Profile in the northern Baltic Shield // *Tectonophysics*, 1989, V. 162, p. 1–25.
- Gerya T.V., Perchuk L.L., van Reenen D.D., Smit C.A. Twodimensional numerical modeling of pressure–temperature–time paths for the exhumation of some granulite facies terrains in the Precambrian // *Journal of Geodynamics*, 2000, 30, p. 17–35.
- 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.
- Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: implications for crustal evolution // *Earth Planetary Science Letter*, 1988, V. 87, p. 249-265.
- Haapala I., Front K., Rantala E., Vaarma M. Petrology of the Nattanen-type granite complexes, Northern Finland // *Precambrian Research*, 1987, V. 35, p. 225-240.
- Hörmann P.K., Raith M., Raase P., Ackermann D., Seifert F. The granulite complex of Finnish Lapland: petrology and metamorphic conditions in the Ivalojoeki – Inarijärvi area // *Geological Survey of Finland Bull.*, 1980, № 308, p. 95.
- Huhma H. Isotope studies on the Lapland Granulite Belt and adjacent areas In *Proterozoic Evolution in the North Atlantic Realm* // *Proceedings of the COPENA-ESCOOT-IBTA Conference, Goose Bay, Labrador, July 29-August 2, 1996*, C.F. Gower Eds., COPENA-ESCOOT-IBTA: Goose Bay, Labrador, 1996. p. 25–26.
- Kozlov N.E., Avedisyan A.A., Balashov Yu.A., Ivanov A.A., Kamenskaya A.D., Mukhamedova I.V., Polyakova V.A., Pripachkin V.A., Rispolozhensky Y.A., Tarnovetsky L.L. Some new aspects of geology, deep structure, geochemistry and geochronology of the Lapland Granulite Belt, Baltic Shield // *NGU Special Publications*, 1995, № 7, p. 157-166.
- Kozlov N.E., Kozlova N.E., Martynov E.V. [Relationships between the Tanaelv and Granulite belts of Lapland: evidence from petrological and geochemical data](#) // *Geochemistry International*, V. 36, № 9, 1998, p. 798-802.
- Kozlov N.E., Sorokhtin N.O., Martynov E.V. Lapland Granulite Belt–Neoproterozoic subduction zone // In the North-Eastern Baltic shield *Applied Earth science: <http://www.tandfonline.com/doi/full/10.1080/25726838.2021.1930965>*
- Krill A. Svecofennian thrusting with thermal inversion in the Karasjok-Levajok area of the Northern Baltic Shield // *NGU Special Publications*, 1985, № 403, p. 89-101.
- Krill A., Bergh S., Lindahl I., Mearns E.W., Oftin M., Olerud S., Olesen O., Sandstad J.S., Siedlecka A., Solli A. Rb-Sr, U-Pb and Sm-Nd isotopic dates from Precambrian rocks of Finnmark // *NGU Special Publications*, 1985, № 403, p. 37-54.
- Krogh T.E. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircons and extraction of U and Pb for isotopic age determinations // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1973, № 37, p. 485-494.
- Ludwig K.R. User's Manual for Isoplot, v. 3.0, A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel; Berkeley Geochronology Center: Berkeley, CA, USA, 2008.
- Marker M. Early Proterozoic (c. 2000–1900 Ma) crustal structure of the northeastern Baltic Shield: tectonic division and tectogenesis // *NGU Special Publications*, 1985, V. 403, p. 55–74.
- 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 // Proceedings of the 4th SVEKALAPKO workshop, Lammi, Finland, 18-21.11.1999, University of Oulu, Institute of Geosciences: Oulu, Finland, 1999, p. 77.

Meriläinen K. The granulite complex and adjacent rocks in Lapland, northern Finland // Geological Survey of Finland Bull., 1976, № 281, p. 129.

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

Mints M.V., Kaulina T.V., Konilov A.N., Krotov A.V., Stupak V.M. The thermal and geodynamic evolution of the Lapland granulite belt: implications on the thermal structure of the lower crust during granulite-facies metamorphism // Gondwana Research, 2007, V. 12, № 3, p. 252-267.

Mitrofanov F. P., Pozhilenko V. I., Smolkin V. F., Arzamastsev A. A., Yevzerov V.Ya., Lyubtsov V.V., Shipilov E.V., Nikolaeva S.B., Fedotov Zh.A. Geology of the Kola Peninsula (Baltic Shield). KSC RAS: Apatity, Russia, 1995, p. 145.

Patison N.L., Korja A., Lahtinen R. and FIRE Working Group. FIRE seismic reflection profiles 4, 4A and 4B: Insights into Crustal Structure of Northern Finland from Ranua to Näätämö. Finnish Reflection Experiments FIRE 2001-2005 // Geological Survey of Finland, Special Paper, 2006, № 43, p. 161-222.

Raith M., Raase P. High grade metamorphism in the granulite belt of Finnish Lapland // Journal of Geological Society of London, Spec. Public., 1986, V. 24, p. 283-295.

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.

Whitney D.L., Evans B.W. Abbreviations for names of rock-forming minerals // American Mineralogist, 2010, № 95, p. 185-187.

Рис. 1. Структурно-геологическая карта района Юриййоки-Падос [Латышев, 1971]. Схема строения СВ Фенноскандинавского щита и Кольского региона по [Балаганский и др., 2016; Балаганский, 2002].

На врезке схемы Кольского региона: 1 – рифей, 2 – палеозойские щелочные интрузии, 3 – палеопротерозой, 4 – архей.

На карте Юриййоки-Падос:

I – Беломорский пояс: 1 – *a* – плагиоклазовые гранитогнейсы и гранодиориты, *b* – они же мигматизированные. *II* – Корватундровская структура: 2 – биотитовые, гранат-биотитовые и амфиболовые гнейсы, 3 – двуслюдяные гнейсы (с кианитом, гранатом и ставролитом), 4 – расланцованные амфиболиты, 5 – мигматизированные биотитовые, биотит-мусковитовые и мусковитовые гнейсы. *III* – Тана пояс: 6 – амфибол-биотитовые гнейсы, 7 – гранатовые и гранат-клинопироксеновые амфиболиты. *IV* – ЛГП: 8 – основные гранулиты (гранат-пироксеновые, пироксен-плаггиоклазовые, двупироксеновые сланцы и гнейсы), 9 – кислые гранулиты (гранат-биотитовые и гранат-силлиманитовые гнейсы), 10 – анортозиты, 11 – ультрабазиты, 12 – плагиомикроклиновые граниты, 13 – разломы, 14 – элементы залегания пород, 15 – точки отбора проб.

Рис. 2. Структурно-петрографическая карта детального участка «Падос». Составлена О.А. Беляевым и Н.Е. Козловой

1 – биотитовые гнейсы; 2 – гранат-биотитовые гнейсы с прослоями мигматизированных бластомилонитов по ставролит-гранат-биотитовым гнейсам; 3 – гранат-биотитовые гнейсы с магнетитом; 4 – двуслюдяные гнейсы; 5 – пегматитовые жилы: керамические, подвергшиеся метаморфизму в сдвиговых зонах (а) и пост-тектонические (б); 6 – амфиболиты: с гранатом (а) и без граната (б); 7 – мусковит; 8 – антофиллит; 9 – кианит; 10 – сланцеватость; 11 – шарниры ранних складок; 12 – длинные оси будин; 13 – линейность по кианиту; 14 – линейность по антофиллиту; 15 – минеральная агрегатная линейность; 16 – шарниры складок F3; 17 – шарниры складок не установленного возраста; 18 – разрывные нарушения; 19 – геологические границы: а) установленные, б) предполагаемые; 20 – контуры обнажений; 21 – точки отбора проб. Стереограмма (равноплощадная проекция на нижнюю полусферу): белые кружки – шарниры складок F3; черные кружки – линейность; кружки с крестиком – полюса плоскостей пегматитовых жил П2 (линии П2 отвечают средней ориентировке двух групп пегматитовых жил). Изолинии (20-30-40%, $n=50$) показывают распределение полюсов сланцеватости.

Рис. 3. Образцы пород участка «Падос». (а) – прослой мелкозернистого биотитового (с гранатом) плагиогнейса (в центре) среди мигматизированных бластомилонитов по нему (б–в). Ранние изоклиналильные складки в мигматизированных гнейсах, смятые в открытые складки (осевые плоскости изоклиналильных складок показаны желтой сплошной линией, осевые плоскости открытых складок показаны желтой пунктирной линией). Трещины отрыва заполнены пегматоидным материалом.

Рис 4. Микрозондовые профили через порфиробласты граната

Рис. 5. Фотографии шлифов: (а) – изометричный порфиробласт граната с включениями в центральной части зерна (образец 3633-1); (б) – включение ставролита (St-1) в гранате и (в) – крупное зерно ставролита (St-2), замещенное мелкочешуйчатым агрегатом хлорита и серицита (образец 3643); (г) – гранат с гелицитовой S-образной структурой в ядре и каймой без включений (образец 3652). Grt-с – центральная часть зерна граната, Grt-r – кайма.

Рис. 6. Составы гранатов из пород Корватундры. Диаграммы построены с помощью компьютерной программы TriQuick [Доливо-Добровольский, 2012]. Подписи к точкам соответствуют обозначениям анализов в табл. S2a: с – центр зерна, г – край зерна (в скобках может быть указан контактирующий минерал), i – промежуточная зона; через дефис указаны номера зёрен.

Рис. 7. Результаты мультиравновесной геотермобарометрии для образца гранат-биотит-двуслюдяного гнейса 3652, полученные по парагенезису $Grt+Vt+Pl+Ky+Qtz$ ($IR=3$) с помощью программ winTWQ v.2.64 с базой данных DEC06 [Berman, 2007], TWQ_Comb и TWQ_View [Доливо-Добровольский, 2006а,б]. Линии реакций в главном поле – для сочетания анализов, демонстрирующего наилучшую сходимость линий. Красным цветом выделена реакция барометра GASP. На врезке – пример с плохой сходимостью в этом же образце. Кружками показаны РТ-параметры, рассчитанные для всех комбинаций анализов, при этом цвет отвечает мере сходимости RMSD – среднеквадратичному расстоянию от точки с искомыми РТ-параметрами до всех линий на диаграмме.

Рис. 8. U-Pb диаграмма с конкордией для циркона из плагиопегматита (образец 3632) и титанита из полевошпатового амфиболита (образец 3686).

Рис. 9. (а) – Sm-Nd изохрона для метаморфических минералов из ставролит-кианит-биотитового гнейса (TAN-5); (б) – Rb-Sr изохрона для минералов из ставролит-хлорит-мусковитового гнейса (TAN-7).

Табл. 1. Эволюция эндогенных процессов на участке «Падос» (Корватундровский комплекс).

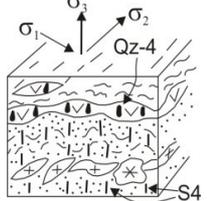
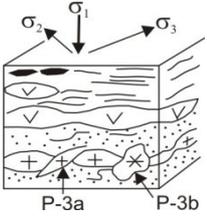
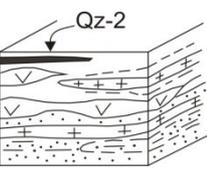
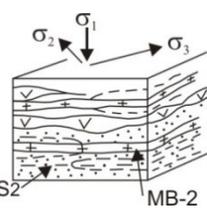
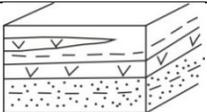
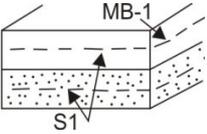
Магматизм	Стадии деформации	Структурные формы	Схематическое изображение структурных форм
Мусковитовые пегматиты P-5	D5		
Кварцевые жилы (Qz-4) в трещинах отрыва	D4	Открытые складки F4 с субвертикальными осями и шарнирами, погружающимися на север. Кливаж S4 , параллельный осям складок. Трещины отрыва выполнены кварцем (Qz-4).	
Поздняя стадия - пегматиты P-3b в трещинах отрыва Ранняя стадия - пегматиты P-3a в сдвиговых трещинах	D3	Пластические сдвиговые деформации. Локальные зоны blastomylonites. Складчатость, будинаж амфиболитов и пегматитов P-3b с формированием сдвиговых трещин на ранней стадии и трещин отрыва с P-3a на поздней стадии. Шарниры субширотных, сжатых до изоклиналиных складок F3 , осей будин и линейности Lky и Lamf параллельны и полого погружаются к северо-востоку. Проявления Fe-Mg метасоматоза (гранат-ждрит-биотитовые породы) по сдвиговым плоскостям.	
Кварцевые жилы Qz-2 . Пегматиты P-2	D2		
Мигматитовая полосчатость MB-2 параллельная осям складок F2		Изоклиналиные складки F2 с падением осевых плоскостей складок на север и погружением шарниров на с-с-з . Сланцеватость S2 и тонкая мигматитовая полосчатость MB-2 . Будинаж компетентных слоев. Формирование трещин сдвига, выполненных кварцем (Qz-2).	
Внедрение пластовых тел габбро, габбро-долеритов			
Тонкая мигматитовая полосчатость MB-1 , параллельная сланцеватости S1	D1	Сланцеватость S1	

Табл. 2. Результаты мультиравновесной геотермобарометрии пород Корватундровского комплекса.

Образец	Ассоциация / порода	I R	T°C	P, кбар	Примечание
3633	Grt + Bt + Pl + Qtz / Grt-Bt гнейс	2	614–644	8.1–9	Все сочетания анализов
3633-d	St + Grt + Bt + Pl + Qtz / бластомилонит по St-Grt-Bt плагиогнейсу	2	629–698	5.5–7.2	Все сочетания анализов
3640	Ky + Grt + Bt + Ms + Pl + Qtz / Ky-Grt-Bt гнейс	4	657	8.8	Промежуточная зона Grt (рядом с Pl) и контактирующие с ним Bt и Pl (наилучшая сходимость)
3643	St + Grt + Bt + Ms + Pl + Qtz + (Chl) / St-Grt двуслюдяной гнейс	3	625	8.8	Край Grt и контактирующие с ним Bt и Pl (наилучшая сходимость)
3652	Ky + Grt + Bt + Ms + Pl + Qtz / Ky-Grt двуслюдяной гнейс	3	637	8.8	Промежуточная зона Grt, включение Bt и контактирующий с Grt Pl (наилучшая сходимость)
TAN-5	St + Ky + Grt + Bt + Qtz / St-Ky-Grt двуслюдяной гнейс	3	642	8.7	Край Grt, контактирующие с ним Bt и Pl (наилучшая сходимость)

Табл. 3. U-Pb изотопные данные для циркона и титанита из пород Корватундровского комплекса.

Фракция N	Pb ppm	U ppm	Измеренные отношения			Исправленные отношения*		Возраст, млн. лет
			$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{208}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	
3632 плагиопегматит								
1	228	745	954	7.6488	15.2268	4.7360	0.2936	1911±13
2	228	805	1408	7.8978	23.0614	4.5319	0.2803	1915±4
3	363	1461	1121	8.1780	14.6343	4.1374	0.2556	1912±2
4	300	1410	791	7.4869	15.9439	3.2953	0.2044	1910±5
3686 полевошпатовый амфиболит								
Ttn	4.8	9.6	71.1	3.3361	1.6735	3.7975	0.2479	1818±58
Ttn-2	7.3	12.6	123	3.4212	1.5536	4.8005	0.3066	1857±29
Ttn-3	5.0	9.7	112	3.4004	1.5306	4.0117	0.2552	1864±38

Табл. 4. Sm-Nd изотопные данные для пород комплекса Корватундра.

Номер образца	Концентрации, ppm		Изотопные отношения		T _{DM} млн. лет	T _{U-Pb} млн. лет	ε _{Nd} (T)
	Sm	Nd	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd			
3633	8.66	92.6	0.056536	0.510753±8	2317		
3687	5.39	21.3	0.153107	0.512111±4	2606	2101	+1.5
3652	2.72	16.3	0.100880	0.510995±13	2897		
TAN-5	7.12	38.8	0.110957	0.510999±5	3167		
TAN-7	7.03	37.2	0.114279	0.510961±11	3327		

Табл. 5. Sm-Nd и Rb-Sr данные для ставролит-кианит-биотитовых и ставролит-хлорит-мусковитовых гнейсов.

Образец	Минерал	Концентрация, ppm		Изотопные отношения	
		Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$
TAN-5	Порода (WR)	7.12	38.8	0.10960	0.510999±5
	Гранат абрадированный (Grt-1)	0.71	2.9	0.14866	0.511493±9
	Гранат без включений (Grt-2)	0.78	3.1	0.15222	0.511506±10
	Кианит (Ky)	1.11	6.1	0.10996	0.510942±45
	Плагиоклаз (Pl)	0.67	3.9	0.10584	0.511060±5
	Биотит (Bt)	3.16	22.7	0.08405	0.511020±6
	Апатит (Ap)	9.6	27.4	0.21261	0.512298±5
		Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
TAN-7	Порода (WR)	60.6	211.8	0.85315	0.73402±15
	Апатит (Ap)	0.51	217.7	0.00741	0.72430±11
	Плагиоклаз (Pl)	8.0	313.3	0.07546	0.71614±14
	Биотит (Bt)	576	19.4	108.6	3.40160±14

Табл. 6. Корреляция эндогенных процессов в ЛГП, Тана-поясе и Корватундровской структуре.

ЛГП	Тана-пояс	Корватундровская структура
Посторогенные граниты типа Наттанен – 1.75-1.77 млн. лет [Naapala et al., 1987, Krill et al., 1985]		1722±25 млн. лет (Rb-Sr) – флюидные процессы, хлоритизация вдоль сдвиговых зон
Сдвиговые деформации и декомпрессионное остывание до 510 °С и 4.5 kb в амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациях – 1.88 млрд. лет (U-Pb рутил и титанит возраста – [Каулина и др., 2004]) 1870±7 млн. лет [Daly et al., 2001], 1870±11млн. лет (Sm-Nd, WR-Grt) [Mints et al., 2007]		Сдвиговые деформации 1863±44 млн. лет (U-Pb титанит)
Остывание до T ниже 600 °С – 1892±21 млн. лет (Sm-Nd) [Каулина и др., 2005]		
Ретроградный метаморфизм – 1909-1902 млн. лет – при понижении температуры и давления до параметров амфиболитовой фации [Каулина и др., 2004]		
Аплитовидные граниты (с Срх) – 1905 млн. лет [Каулина и др., 2005] Пегматиты – 1900 ±15 [Merilainen, 1976]		
Субизотермальная декомпрессия – 1918-1912 млн. лет – в условиях гранулитовой фации с перепадом давлений до 5-6 кбар [Каулина и др., 2005]		Локальный метаморфизм в сдвиговых зонах в условиях декомпрессии (T=629-698 °С и P=5.5-7.2 кбар)
Формирование кордиерит-содержащих парагенезисов в кондалитах и ортопироксен-плагиоклазовых основных гранулитах		
Дискретный метаморфизм высоких давлений с неоднородным давлением: T = 745-755°C, P = 6.0-12.0 кбар. Типоморфные парагенезисы: Sil+Grt+Bt+Pl+Qz+Kfs, OPx+Sil+Grt+Bt+Qz+/-Pl [Перчук и др., 1999, Беляев, Петров, 2002] 1925±1 млн. лет [Бибикова и др., 1993]	Метаморфизм высоких давлений (T=820-860°C, P=11-12 кбар) [Каулина и др., 2005]	Fe-Mg метасоматоз по сдвиговым плоскостям с образованием Grt-Hed-Bt бластомилонитов, T = 640°C, P = 7.5 кбар Пегматиты 1917±6 млн. лет (U-Pb)
Чарнокитовый комплекс – 1.91-1.94 млрд. лет [Каулина и др., 2014]	Массив Яврозерских анортозитов – 1945±10 млн. лет [Каулина и др., 2004]	
Гранулитовый метаморфизм умеренно высоких давлений: T = 740-825°C, P = 6.8-9.4 kb; 825°C and 8.0 кбар [Перчук и др., 1999], 840°C and 9.5 кбар [Daly, Bogdanova, 1991]. Типоморфные парагенезисы : Sil+Grt+Bt+Pl+Qz+Kfs. 1950±10 млн. лет [Daly, Bogdanova, 1991] 1969±13 млн. лет [Каулина и др., 2014]		Проградный метаморфизм: Ky-Grt субфация, T = 614-657°C, P = 8.7-8.8 кбар 1945±34 млн. лет (Sm-Nd, WR-Grt-Ky-Ap) Ранняя стадия проградного метаморфизма: St-Cld, St-Ms и Grt-Bt зоны
Метаморфизм амфиболитовой и гранулитовой фаций низких	Ранняя стадия проградного метаморфизма низких давлений	Метаморфизм пренит-

<p>давлений – Т = 630-730°C, Р = 4.0-5.7 кбар; зональность возрастает к югу. Типоморфные парагенезисы – Grt+Vt+Pl+Qz+/-Sil [Беляев, Петров, 2002]</p>	<p>амфиболитовой фации (Т до 660 °С и 6.5 кбар) [Каулина и др., 2005]</p>	<p>пумпелиитовой и зеленосланцевой фаций (неопубликованные данные О.А. Беляева)</p>
<p>Накопление протолита кондалитового комплекса. 2.1-2.0 млрд. лет [Bernard-Griffiths et al., 1984; Daly et al., 2001; Балаганский и др., 1998]</p>	<p>Протолит амфиболитов и биотит-амфиболовых гнейсов – 2.3-2.9 млрд. лет [Козлов, 1995; Каулина и др., 2005]</p>	<p>Протолит метавулканитов и метаосадков – 2.2-3.33 млрд. лет (Sm-Nd)</p>

