

БЕЛОМОРСКАЯ ЭКЛОГИТОВАЯ ПРОВИНЦИЯ: ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ СОБЫТИЙ И ВОЗРАСТ ФОРМИРОВАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД АССОЦИАЦИИ ГРИДИНО

К.А. Докукина, Т.Б. Баянова*, Т.В. Каулина*, А.В. Травин,
М.В. Минц, А.Н. Конилов, П.А. Серов***

Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7, Россия

** Геологический институт КНЦ РАН, 184209, Апатиты, ул. Ферсмана, 14, Россия*

*** Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

В пределах Беломорской эклогитовой провинции в районе с. Гридино разнообразны по составу породы (гнейсы тоналит-трондьемит-гранодиоритового состава, граниты, породы основного и ультраосновного составов) подверглись метаморфизму, история которого включала стадию погружения с соответствующим повышением давления и температуры; эклогитовую стадию; стадию декомпрессии в условиях гранулитовой фации; ретроградную стадию в условиях амфиболитовой фации. В работе предпринята попытка охарактеризовать последовательность и оценить возраст магматических и метаморфических событий в эволюции эклогитовой ассоциации Гридино. Были проведены: U/Pb изотопное датирование циркона (классический метод и SHRIMP-II) из гнейсов, мафической дайки, высокобарической гранитной лейкосомы; U/Pb датирование рутила из мафических даек, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование амфиболов и слюд, Sm/Nd исследование пород и минералов. Значения Sm/Nd модельных возрастов кислых (2.9—3.1 млрд лет) и мафических (3.0—3.4 млрд лет) пород эклогитовой ассоциации Гридино, а также находки единичных магматических цирконов с возрастом ~ 3.0 млрд лет указывают на мезоархейский возраст протолитов метаморфических пород. Наиболее достоверным результатом исследований является верхнее ограничение по возрасту эклогитового метаморфизма — 2.71 млрд лет. Эта дата фиксирует время постэклогитового декомпрессионного плавления эклогитизированных пород при ретроградном гранулитовом метаморфизме повышенных давлений. Формирование мафических даек происходило в интервале 2.82—2.72 млрд лет, вероятнее всего 2.82 млрд л.н., в соответствии с возрастом кристаллизации магматических цирконов, выделенных из метагаббро. Наложенный метаморфизм амфиболитовой фации и «окончательная» эксгумация метаморфических комплексов 2.0—1.9 млрд л.н. связаны с более поздним свекофенским тектонометаморфическим этапом. Последовательное остывание метаморфических ассоциаций до 300 °C в интервале 1.9—1.7 млрд лет фиксируется U/Pb методом по рутилам и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом по слюдам.

Эклогиты, архей, палеопротерозой, мафические дайки, U/Pb датирование циркона, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование слюд и амфиболов, Sm/Nd исследования, Беломорская провинция.

THE BELOMORIAN ECLOGITE PROVINCE: SEQUENCE OF EVENTS AND AGE OF THE IGNEOUS AND METAMORPHIC ROCKS OF THE GRIDINO ASSOCIATION

K.A. Dokukina, T.B. Bayanova, T.V. Kaulina, A.V. Travin, M.V. Mints, A.N. Konilov, and P.A. Serov

Within the Belomorian eclogite province, near Gridino Village, rocks of different compositions (tonalite-trondhjemite-granodioritic gneisses, granites, mafic and ultramafic rocks) were metamorphosed. The metamorphism included subsidence with increasing pressure and temperature, an eclogite stage, decompression in the granulitic facies, and a retrograde stage in the amphibolitic facies. We attempted to characterize the succession and to date igneous and metamorphic events in the evolution of the Gridino eclogite association. For this purpose, we conducted the following studies: U/Pb isotope dating of zircon (conventional and SHRIMP II methods) from gneisses, a mafic dike, and a high-pressure granite leucosome; U/Pb dating of rutile from mafic dikes; $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of amphiboles and micas; and Sm–Nd studies of rocks and minerals. The Sm–Nd model ages of felsic (2.9–3.1 Ga) and mafic (3.0–3.4 Ga) rocks from the Gridino eclogite association and individual magmatic zircons with an age of ~3.0 Ga indicate the Mesoarchean age of metamorphic-rock protoliths. The most reliable result is the upper age bound of eclogitic metamorphism (2.71 Ga), which reflects the time of the posteclogitic decompression melting of eclogitized rocks under high-pressure retrograde granulitic metamorphism. The mafic dikes formed from 2.82 Ga to 2.72 Ga, most probably, at 2.82 Ga, in accordance with the age of crystallization of magmatic zircons from metagabbro. Amphibolitic-facies superimposed metamorphism and the “final” exhumation of metamorphic complexes at 2.0–1.9 Ga are associated with the later Svecofennian tectonometamorphic stage. Successive cooling of metamorphic associations to 300°C at 1.9–1.7 Ga is shown by U–Pb rutile dating and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mica dating.

Eclogites, Archean, Paleoproterozoic, mafic dikes, U/Pb zircon dating, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of micas and amphiboles, Sm/Nd dating, Belomorian province

ВВЕДЕНИЕ

Проявления раннедокембрийского эклогитового метаморфизма на протяжении многих лет известны в восточной части Фенноскандинавского щита: в южной части Кольского полуострова и в северо-восточной части Карелии — в прибрежной полосе и на островах Кандалакшского залива [Судовиков, 1935; Батиева, 1958; Смирнова, Бабошин, 1967]. Однако лишь в недавние годы их удалось достоверно датировать: были выделены эклогиты неоархейского и мезонеоархейского возрастов [Володичев и др., 2004; Mints et al., 2010]. Развитие исследований позволило выделить на востоке Фенноскандинавского щита мезонеоархейскую Беломорскую эклогитовую провинцию [Минц и др., 2010а,б].

Прежде архейские эклогиты были известны только как ксенолиты в кимберлитах [Pearson et al., 2003]. Возраст известных коровых эклогитов не превышал 2.0—1.8 млрд лет [Möller et al., 1995; Baldwin et al., 2004; Collins et al., 2004; Kröner et al., 2006], что соответствует второй половине палеопротерозоя. Коровые эклогиты архейского возраста долгое время не были известны и, в частности, поэтому считалось, что условия метаморфизма эклогитовой фации в архейской коре принципиально нереализуемы. Отсутствие коровых эклогитов рассматривалось как подтверждение модельных представлений о высоком геотермическом градиенте в ранней истории Земли [Green, 1975; Vaer, 1977].

В Гридино эклогитизации подверглись кислые и мафические породы континентальной коры, а также рои мафических даек. В работе предпринята попытка охарактеризовать последовательность и оценить возраст магматических и метаморфических событий в эволюции ассоциации Гридино. В статье приведены новые геохронологические данные, которые включают классическое и локальное U/Pb датирование цирконов из метаморфизованных мафических даек, пересекающих дайки лейкосом и вмещающих гнейсов; рутилов из метаморфизованных мафических даек, Sm/Nd анализ валовых проб и минералов из мафических даек и гнейсов, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование амфиболов по дайкам и слюд в кислой лейкосоме.

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ

Известные к настоящему времени тела эклогитов, принадлежащие Беломорской эклогитовой провинции, приурочены к полосе северо-западного простираения протяженностью более 500 км при ширине 50—60 км (рис. 1). Эклогиты размещены в мигматизированных тоналит-грондьемит-гранодиоритовых (ТТГ) гнейсах керетской толщи, которую обычно рассматривают в качестве верхней части разреза беломорской серии. Толща погружается в северо-восточном направлении и подстилается мафитами и ультрамафитами (протоофиолитовой ассоциацией, согласно [Слабунов и др., 2006а]) Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса. Состав зеленокаменной ассоциации и тектоническая позиция пояса позволяют рассматривать его в качестве мезонеоархейской сутурной зоны [Mints et al., 2010; Минц и др., 2010б]. Соответственно, область распространения орто- и парагнейсов перекрывающей сутуру керетской толщи, включающей тела мезонеоархейских эклогитов субдукционного типа и эклогитизированные дайки, можно рассматривать в качестве активной окраины Кольского палеоконтинента (Южно-Кольская активная окраина, см. рис. 1) [Минц и др., 2010а; Mints et al., 2010]. Выделение Центрально-Беломорской сутуры позволило рационально подойти к решению давней проблемы — о границе Кольского и Беломорского мегаблоков или провинций [Ранний докембрий..., 2005]. Эти области архейской коры впервые разделила граница не палеопротерозойского, а архейского возраста. Ранее роль этой границы приписывали палеопротерозойским структурам: или Печенга-Имандра-Варзугскому осадочно-вулканогенному поясу, или Лапландско-Колвицкому гранулитогнейсовому поясу (обзор публикаций, относящихся к этой проблеме, читатель может найти в [Минц и др., 2010б]).

Беломорская эклогитовая провинция включает ассоциации двух типов, которые содержат мафические эклогитовые тела, различающиеся морфологией и происхождением протолитов. Мезонеоархейская эклогитовая ассоциация Салма представлена эклогитизированными породами океанического происхождения [Минц и др., 2010б; Mints et al., 2010; Konilov et al., 2011]. Ассоциация Гридино включает эклогитизированные дайки и фрагменты мафических пород, интегрированные в континентальный субстрат [Володичев и др., 1990, 2004; Dokukina, Konilov, 2011].

Начиная с работ В.С. Степанова [1981], дайки района с. Гридино принято соотносить с комплексом малых интрузий, повсеместно распространенных в пределах Беломорского аккреционно-коллизийного орогена (см. рис. 1) [Минц и др., 2010б] или мегаблока в традиционном понимании, или мобильного пояса [Слабунов и др., 2005, 2006а,б], которые получили местное наименование друзитов. Термин «друзиты», введенный в 1905 г. Е.С. Федоровым, фиксирует в качестве главного признака широкое развитие в интрузивных породах этого комплекса поздне- и постмагматических коронарных структур. Территория, в пределах которой распространены друзиты (не менее 700 км по простираению и до 100 км в поперечном сечении), протягивается в северо-западном направлении непосредственно к юго-западу от области расположения эклогитов; контуры обеих областей лишь незначительно перекрываются.

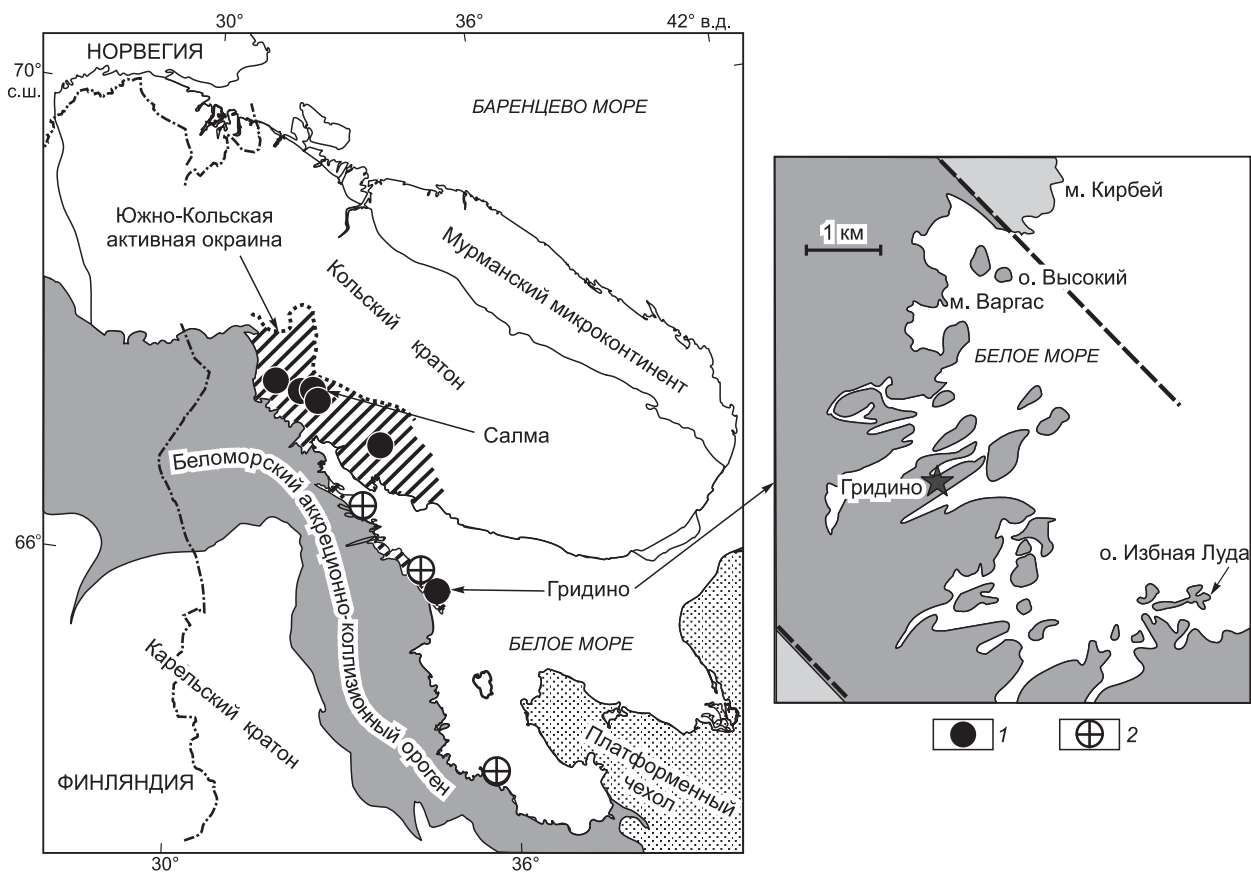


Рис. 1. Тектоническая позиция эклогитовых ассоциаций Салма и Гридино, образующих архейскую Беломорскую эклогитовую провинцию (БЭП) в восточной части Фенноскандинавского щита, с небольшими изменениями по [Минц и др., 2010а].

На врезке — положение объектов исследования в Гридинской зоне (темно-серый тон). 1 — субдукционные эклогиты, 2 — эклогитизированные дайки.

В.С. Степанов [1981] разделил друзиты по возрасту и составу на три комплекса: архейских габбро-анортозитов, раннепалеопротерозойских лерцолитов-габброноритов и гранатовых габбро. В последующие годы изотопно-геохронологические исследования друзитов показали, что возраст первых двух комплексов укладывается в узкий интервал 2.46—2.43 млрд лет; возраст даек гранатовых габбро варьирует от 2.4 до 1.9 млрд лет, что отличает их от комплекса друзитов [Ранний докембрий..., 2005]. В отличие от друзитов, уровень метаморфизма мафитовых даек Гридинского роя достигает эклогитовой и гранулитовой фаций [Володичев и др., 2005; Dokukina, Konilov, 2011].

Таким образом, эклогитизированные дайки Гридинской ассоциации от близких по составу друзитов отличают: уровень метаморфизма; особенности пространственной и структурной приуроченности. Возрастные соотношения между друзитами и эклогитизированными дайками остаются предметом дискуссии. В предлагаемой статье приведены новые геохронологические данные, позволяющие охарактеризовать возраст интрузивных и метаморфических событий в истории формирования структурно-вещественных комплексов, известных в районе с. Гридино (см. рис. 1).

ЭКЛОГИТОВАЯ АССОЦИАЦИЯ ГРИДИНО

Метаморфический комплекс в районе с. Гридино рассматривается как эклогитсодержащий тектонический меланж архейского возраста [Володичев и др., 2004], что детально проиллюстрировано в работах [Сибилев и др., 2004; Слабунов и др., 2007]. Комплекс прослежен с северо-запада на юго-восток примерно на 50 км при ширине полосы до 10 км.

Матрикс меланжа сложен гнейсами, соответствующими по своим характеристикам тоналит-трондемитами, амфиболовым гранитам и биотит-амфиболовым гнейсам. Обломочная составляющая меланж-

жа представлена амфиболитами, ретроградно измененными эклогитами, цоизититами, метапироксени- тами, метаморфизированными габброидами, кианит-гранат-биотитовыми гнейсами, кальцифирами и мраморами [Володичев и др., 2004; Сибилев и др., 2004]. Обломки имеют уплощенно-линзовидную или изометричную форму со сглаженными краями. Размер обломков колеблется от нескольких сантиметров до первых десятков метров.

Структуры меланжа пересекает рой эклогитизированных мафических даек, который выделяют как Гридинское дайковое поле. Мафические дайки на Карельском побережье и островах Кандалакшского залива впервые были детально изучены и описаны В.С. Степановым [1981], развитие дальнейших исследований связано с именами В.С. Степанова и А.В. Степановой [Степанов, 1990; Степанова и др., 2003; Степанов, Степанова, 2005, 2006; Степанова, Степанов, 2005; Stepanova, Stepanov, 2010]. В большинстве случаев дайки — это типичные трещинные интрузивы, прорывающие вмещающие породы. Однако часто можно наблюдать как деформированные дайки включены в структурный рисунок зоны меланжа: подверглись складчатости, конформной вмещающим гнейсам, будинажу, формированию метаморфической полосчатости и сопутствующей мигматизации [Dokukina, Konilov, 2011]. Крайние степени структурного преобразования даек — это преобразование их в амфиболитовые прослои в зонах интенсивных сдвиговых деформаций.

По взаимным пересечениям, минеральному составу и геохимическим характеристикам выделяется несколько дискретных групп даек, которые относят к разным комплексам [Степанов, 1990; Степанова и др., 2003; Степанов, Степанова, 2005, 2006; Степанова, Степанов, 2005]. При этом стиль и интенсивность деформации конкретных дайковых тел не зависит от места, занимаемого ими в возрастной последовательности.

Эклогиты и эклогитоподобные (плаггиоклазосодержащие) породы в районе с. Гридино впервые были исследованы и описаны О.И. Володичевым [1977, 1990]. К настоящему времени предложено несколько альтернативных версий формирования эклогитовых парагенезисов в дайках Гридинского поля — от модели автоклавного эффекта в пределах магматических камер [Володичев и др., 2005] до модели локального возникновения давлений, отвечающих эклогитовому метаморфизму, в поле *P**T*-параметров амфиболитовой фации [Травин, Козлова, 2005]. В основу модели В.М. Козловского и Л.Я. Арановича легли представления о связи эклогитовых и эклогитоподобных парагенезисов с тектоническими деформациями и сопровождавшим их метасоматозом в высокобарных условиях амфиболитовой фации. Особая роль в становлении эклогитовых и эклогитоподобных парагенезисов отводится уровню деформаций и определяемой деформациями флюидопроницаемостью пород, а также уровню насыщения пород кремнеземом [Козловский, Аранович, 2008, 2010]. Нами было показано, что формирование высокобарных парагенезисов связано с погружением пород ассоциации Гридино в зону субдукции до уровня эклогитовой фации [Dokukina, Konilov, 2011].

СУЩЕСТВУЮЩИЕ ОЦЕНКИ АБСОЛЮТНОГО ВОЗРАСТА

Существующие оценки абсолютного возраста пород зоны меланжа варьируют в широких пределах. В линзе кианит-гранат-биотитовых гнейсов на м. Кирбей датированы кластогенные цирконы с ядрами неправильной формы и узкими метаморфогенными обрастаниями [Бибикина и др., 2003]. Возраст ядер 2.97—2.87 млрд лет. Одно зерно метаморфического генезиса датировано 2.70 млрд лет. Оценки *U/Pb* возраста цирконов, выделенных из эклогитов субдукционного генезиса на о. Столбиха, равны 2.72 ± 0.01 и 1.92 млрд лет; *U/Pb* датирование цирконов из жилы трондьемитов, секущей структуру меланжа, дало возраст 2.70 ± 0.01 млрд лет [Володичев и др., 2004]. Датирование интрузии габбро на о-вах Супротивные дало 2.71 ± 0.03 млрд лет [Слабунов и др., 2006б, 2008]. Габбро включает также и цирконы с возрастными 2.82—2.79 и 2.74 млрд лет. Авторы названной публикации сравнивают их с цирконами гранитоидов и ТТГ гнейсов и предполагают, что эти кристаллы были захвачены мафитовой магмой при ассимиляции вмещающих пород.

Из двух проб эклогитов (эклогитизированной дайки оливиновых габброноритов на северо-западном окончании с. Гридино и будины ретроградно измененных кианитсодержащих эклогитов на о. Высокий) были выделены цирконы широкого диапазона архейских и палеопротерозойских возрастов: архейские, которые, как предполагают авторы соответствующих публикаций, были захвачены из интрузируемых пород; палеопротерозойские, близкие рубежу 2.4 млрд лет, который авторы считают соответствующим времени интрузии мафитового расплава и вскоре последовавшей эклогитизации [Слабунов и др., 2003; Володичев и др., 2008, 2009], а также палеопротерозойские с возрастом около 1.9 млрд лет [Володичев и др., 2009], фиксирующие более поздние (свекофенские) метаморфические преобразования.

Возрасты, полученные для цирконов из метаморфических и магматических пород в районе с. Гридино, укладываются в несколько групп, для которых предлагается индивидуальная интерпретация: 2.97—2.87 млрд лет — осадконакопление [Бибикина и др., 2003]; ~ 3.0—2.74 млрд лет — формирование гранитоидов тоналит-трондьемитового состава; 2.73—2.72 млрд лет — метаморфизм, в том числе экло-

гитовый [Володичев и др., 2004; Slabunov et al., 2006]; 2.71—2.69 млрд лет — магматизм: гранитный коллизионный и габброидный позднеколлизионный [Бибикова и др., 2003; Володичев и др., 2004; Слабунов и др., 2006а, 2008]; 2.47—2.39 и 2.12 млрд лет — внедрение и автономная эклогитизация мафических даек [Володичев и др., 2008, 2009; Слабунов и др., 2011]; 1.9—1.8 млрд лет — эксгумация (свекофеннский тектонометаморфический этап).

В серии недавних публикаций С.Г. Скублов с соавторами [2010а,б; 2011а,б] предприняли настойчивые попытки «окончательного решения вопроса о возрасте эклогитов Беломорского подвижного пояса» [Скублов и др., 2011в, с. 166] — обоснования позднепалеопротерозойского свекофеннского (~ 1.9 млрд лет) возраста эклогитового метаморфизма Беломорской провинции. Хотя абсолютное большинство изотопно-геохронологических данных, опубликованных этими авторами, в полной мере повторяют уже известные сведения [Бибикова и др., 2003; Володичев и др., 2004; Докукина и др., 2009, 2010; Mints et al., 2010; Минц и др., 2010а,б; Dokukina, Konilov, 2011; Konilov et al., 2011], они приводят С.Г. Скублова с коллегами к принципиально иным выводам. Последние базируются только лишь на изотопно-геохимических и изотопно-геохронологических характеристиках цирконов и отчасти — породообразующих минералов без учета данных о геологической позиции, геохимической специфике и петрологической характеристике как самих эклогитов, так и вмещающих эклогиты пород.

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

В основу существующих представлений о возрасте как мафических даек, так и эклогитового метаморфизма легло утверждение о принципиальной разновозрастности двух типов эклогитов в районе с. Гридино [Володичев и др., 2004, 2009; Slabunov et al., 2006]: эклогиты I типа образуют небольшие тела, непосредственно участвующие в строении меланжа, эклогиты II типа проявлены в мафитовых дайках [Володичев и др., 2008], которые преимущественно пересекают структурно-вещественные ассоциации зоны меланжа, но частично вовлечены в деформации и интегрированы в зону тектонического меланжа.

Формирование небольших тел архейских эклогитов I типа датировано 2.72 млрд лет. Эти тела, включенные в структуру меланжа, было предложено связывать с субдукцией океанических комплексов [Володичев и др., 2004] и погружением до уровня эклогитовой фации ($P = 14.0—17.5$ кбар, $T = 740—865$ °C). Процесс последовательной эксгумации эклогитов иллюстрируется трендом субизотермической декомпрессии от 14.0 до 6.5 кбар.

При геохронологическом исследовании даек ученые столкнулись с затруднениями, вызванными как сложностью извлечения достаточного количества циркона, так и с неоднозначностью получаемых результатов. До настоящего времени геохронологические исследования эклогитизированных даек выполнены в ограниченном объеме [Володичев и др., 2004; Слабунов и др., 2011], недавно полученные новые материалы представлены и проанализированы ниже.

Чтобы сделать понятной суть возникшей дискуссии, которой мы будем вынуждены коснуться в последующем изложении, необходимо специально подчеркнуть, что во всех работах петрозаводской группы исследователей (В.С. Степанов, А.В. Степанова, А.И. Слабунов, О.И. Володичев и их коллеги) эклогитизированные дайки Гридинского роя рассматривались и рассматриваются в составе составляющих палеопротерозойского комплекса друзитов, несмотря на очевидные различия в уровне метаморфизма и на пространственную и структурную обособленность эклогитизированных даек относительно поля развития друзитов. Предполагается, что принадлежность даек комплексу друзитов была конкретизирована благодаря находкам единичных цирконов возраста 2.38—2.4 млрд лет [Слабунов и др., 2003; Володичев и др., 2009]. Следует подчеркнуть, что первоначальный вывод о возрасте даек опирался исключительно на данные геологического порядка (область распространения, внешний облик и морфология тел, соотношения с вмещающей средой, валовый состав пород).

Метаморфическая история даек [Dokukina, Konilov, 2011] включает проградную стадию (начинающуюся с уровня 5 кбар при температуре среды 600 °C с дальнейшим повышением давления и температуры); эклогитовую стадию (с минимальной оценкой пикового давления 15—17 кбар); стадию декомпрессии в условиях гранулитовой фации повышенных давлений ($P = 10—13.5$ кбар, $T = 800—850$ °C) и ретроградную стадию в условиях амфиболитовой фации ($P = 7.9—9.6$ кбар, $T = 530—700$ °C). Косвенные петрологические данные (включающие в том числе термобарометрические расчеты) указывают на то, что параметры эклогитового метаморфизма в Беломорской эклогитовой провинции по давлению могли значительно превышать указанные выше оценки и достигали уровня ультравысокобарического метаморфизма [Dokukina, Konilov, 2011]. Эти предположения недавно получили независимое подтверждение в работе [Моргунова, Перчук, 2012], где показано, что PT -условия метаморфизма дайки метагаббро в том же районе достигали поля стабильности коэсита.

На наш взгляд, кратко охарактеризованные выше представления о неоднократном проявлении эклогитового метаморфизма в породах Гридинской зоны (в связи с субдукцией океанической коры в нео-

архее и неоднократным размещением мафических даек в палеопротерозое) не являются в достаточной мере обоснованными; необходимо продолжение исследований в этом направлении.

1. Оценку возраста эклогитизированных даек через сопоставление с друзитами нельзя признать в достаточной мере обоснованной.

2. Вызывает определенные сомнения реальность целой серии последовательных эклогитовых метаморфизмов столь древнего возраста: в случае подтверждения каждая генерация в отдельности уже является уникальной!

3. Полевые наблюдения свидетельствуют, что деформации и будинаж даек сопровождаются формированием фрагментов, по морфологии и структуре неотличимых от архейских субдукционных эклогитов.

4. Архейские субдукционные эклогиты и эклогитизированные дайки совмещены в одних и тех же обнажениях. Дайки интрузивно пересекают будины и линзы субдукционных эклогитов.

5. Для даек и будин фиксируется единый тренд *PT*-параметров, по крайней мере, в ретроградной области [Dokukina, Konilov, 2011]: от условий эклогитовой фации (при минимальном давлении 15—17 кбар), декомпрессионный тренд через область гранулитов повышенных давлений и ретроградный метаморфизм в условиях амфиболитовой фации.

Гипотеза о геохимическом родстве и выводимых из этого предположения представлениях о геологической идентичности и одновозрастности пород Гридинского дайкового роя и мафит-ультрамафитовых интрузивов, принадлежащих комплексу друзитов, до сих пор не получила соответствующего обоснования. Для проверки гипотезы мы провели сравнение составов палеопротерозойских друзитов (с использованием данных из [Lobach-Zhuchenko et al., 1998; Шарков и др., 2004]) и мафических даек ассоциации Гридино. Для этого были использованы результаты по составам неоархейских габброидов [Слабунов и др., 2008], субдукционных эклогитов [Слабунов и др., 2005], палеопротерозойских даек метагаббро [Володичев и др., 2005; Степанов, Степанова, 2006; Dokukina, Konilov, 2011] и наши данные, палеопротерозойских даек габброноритов [Володичев и др., 2005, 2008; Dokukina, Konilov, 2011] и наши данные. На диаграмме А—F—М составы даек разместились в разрыве между точками составов двух реперных комплексов друзитов Беломорья (рис. 2). При этом всего 14 % составов гридинских даек попадает в поле составов друзитов. Таким образом, предполагавшееся петрохимическое сходство друзитов и гридинских даек не получило подтверждения. Такое же сравнение было проведено для малых и рассеянных элементов с использованием различных диаграмм [Мицц и др., 2010б]. При небольшом наложении

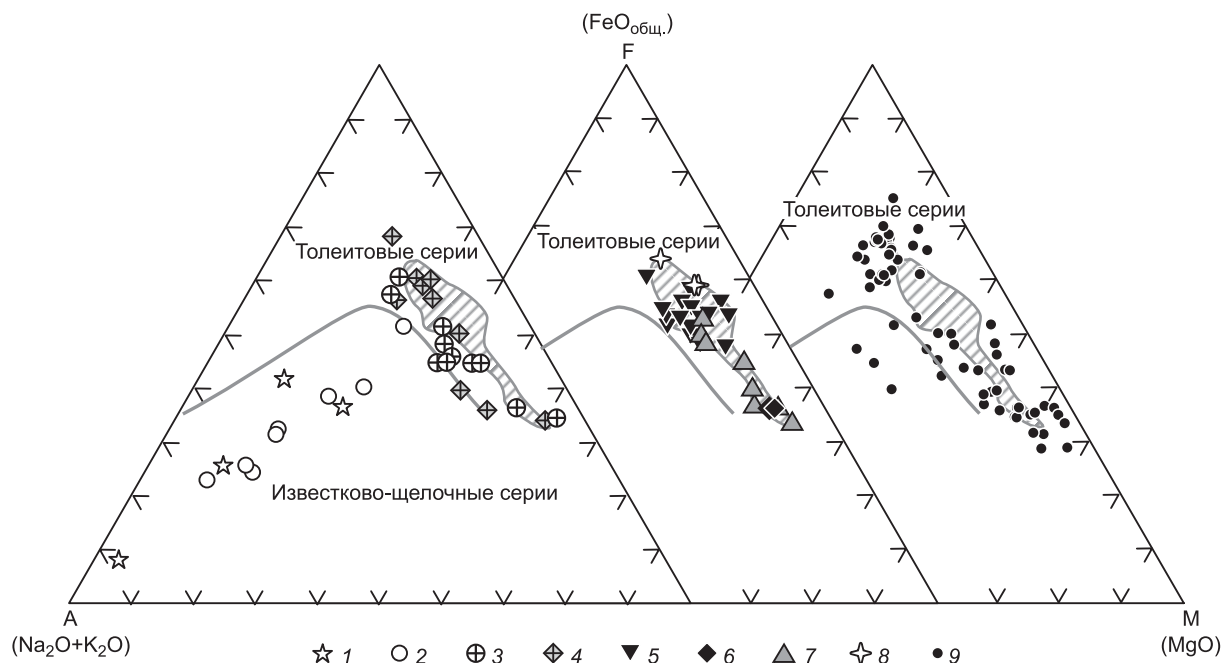


Рис. 2. Петрохимические типы пород эклогитовой ассоциации Гридино на диаграмме А—F—М (граница толеитовой и известково-щелочной серий, по [Купо, 1968]).

1 — гранитная лейкосома; 2 — тоналитогнейсы; 3 — субдукционные (?) эклогиты [Слабунов и др., 2005]; 4 — неоархейские габброиды [Слабунов и др., 2008]; 5 — ранние метагаббро, по [Степанов, Степанова, 2006] и наши данные; 6 — ранние габбронориты; 7 — поздние габбронориты; 8 — поздние метагаббро, 9 — палеопротерозойские друзиты, 2.40—2.45 млрд лет [Lobach-Zhuchenko et al., 1998]. Заштрихованное поле — область составов даек Гридино.

полей составов друзиты всегда обособляются в четкие группы, а дайки Гридино имеют широкий разброс по составу и формируют отдельные тренды. В целом результаты проведенного нами сопоставления петро- и геохимических особенностей палеопротерозойских друзитов и даек Гридино не подтверждают предположения об их идентичности. Таким образом, непредвзятое решение о возрасте эклогитизированных даек Гридинского роя может быть принято только на основе детальных геохронологических исследований.

Для реконструкции возрастной последовательности наиболее значимых событий в геологической истории эклогитовой ассоциации Гридино, безусловно, невозможно ограничиться геохронологическими исследованиями мафических даек (время магматической кристаллизации и последовательных метаморфических преобразований) или только эклогитов. Для получения реалистической картины эволюции необходимо получить также и оценки возраста главных событий в эволюции пород, вмещающих и пересекающих эклогитизированные дайки и эклогиты рамы.

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Геохронологические исследования проводились на следующих объектах: о. Избная Луда, м. Варгас и северо-восточное окончание с. Гридино.

Остров Избная Луда расположен в 4 км на ЮВ от с. Гридино и вытянут в субширотном направлении, его размеры ~ 900 × (50—400) м. В строении острова принимают участие метаморфизованные магматические комплексы. Преобладают тоналитогнейсы, варьирующие по химическому составу от гранодиоритов и тоналитов до плагиогранитов и выполняющие роль матрикса для остальных метаморфических пород. В качестве обломков в гранитогнейсах присутствуют симплектитовые эклогиты, гранатовые, диопсид-гранатовые и ортопироксеновые амфиболиты (прослой и блоки), метаперидотиты (мелкие блоки), метаортопироксениты (деформированные дайки или прослой), калишпатовые граниты (мелкие тела и мигматиты). Структуру пород пересекают дайки железистых метагаббро ранней и поздней генераций, дайки кварцевых и оливиновых габброноритов. По результатам геолого-структурного картирования в строении острова выделяются три структурных домена (Центральный, Восточный и Западный), отличающиеся друг от друга строением, стилем деформаций и господствующей ориентировкой и последовательностью образования структурных элементов (рис. 3).

Породы *Центрального домена* (см. рис. 3) представлены тонкополосчатыми плагиогранито-гнейсами, играющими роль матрикса, внутри которого локализуются небольшие (10 см — 5 м) фрагменты гранатовых (± клинопироксен) амфиболитов, тоналитов, плагиогранитов и микроклиновых гранитов. Породы имеют преобладающее северо-западное и субширотное простирание полосчатости и рассечены различно ориентированными разрывами небольшой протяженности (не более первых метров). В восточной части домена присутствуют включения эклогитов, предположительно неархейского возраста [Володичев и др., 2004]. Смещения по разрывам создают брекчиевидные текстуры пород.

Брекчированные породы пересекаются базитовыми дайками (см. рис. 3) — двумя генерациями габброноритов и поздними метагаббро. Все дайки несут следы метаморфизма высоких давлений, а в узких зонах на контактах с гнейсами амфиболитизированы. Дайки имеют прямолинейные интрузивные ограничения, не нарушенные деформациями, крутые западные падения, содержат ксенолиты гранито-гнейсов, характеризуются наличием тонких апофиз. Мощности даек небольшие — от нескольких сантиметров в апофизах до нескольких десятков сантиметров и первых метров. Самая крупная дайка мощностью около 20 м прорывает гнейсограниты Центрального домена в восточной его части (см. рис. 3). Соотношение вмещающих пород и даек свидетельствует о том, что внедрение даек в пределах Центрального домена происходило в жесткие консолидированные породы, ранее испытавшие метаморфизм и тектоническую переработку.

Западный домен представляет собой зону северо-западного разгнейсования, которое деформирует породы тектонических брекчий и мафические дайки (см. рис. 3). Граница Центрального и Западного доменов уверенно устанавливается по подворотам и срезанию даек: их простирание ограничено зоной интенсивной тектонической переработки (см. рис. 3, врезка). Породы даек Центрального домена по мере приближения к границе доменов превращаются в среднезернистые амфиболиты. Амфиболитизированные дайки подворачиваются согласно направлению разгнейсования и срезаются. Подвороты даек указывают на праводвиговую составляющую смещения. В пределах Западного домена внутри гранито-гнейсов сохраняются фрагменты даек в виде уплощенных будин гранатовых и клинопироксен-гранатовых амфиболитов.

Восточный домен (см. рис. 3) характеризуется субмеридиональным простиранием текстурных элементов пород и пологим погружением линейности. Граница между Центральным и Восточным доменами представляет собой сдвиговую зону меридионального простирания шириной до 5 м. В строении Восточного домена преобладают тоналитогнейсы, выделяются полосы, насыщенные обломками основ-

ных пород. Более чем на 100 м прослеживается полоса, содержащая многочисленные мелкие, до 0.2—0.3, редко до 0.5 м в поперечнике, угловатые или сглаженные обломки массивных крупнозернистых ортопироксенитов и амфиболитов, заключенные в гнейсовом матриксе. Менее значительные скопления ортопироксенитов и амфиболитов отмечены в других участках Восточного домена.

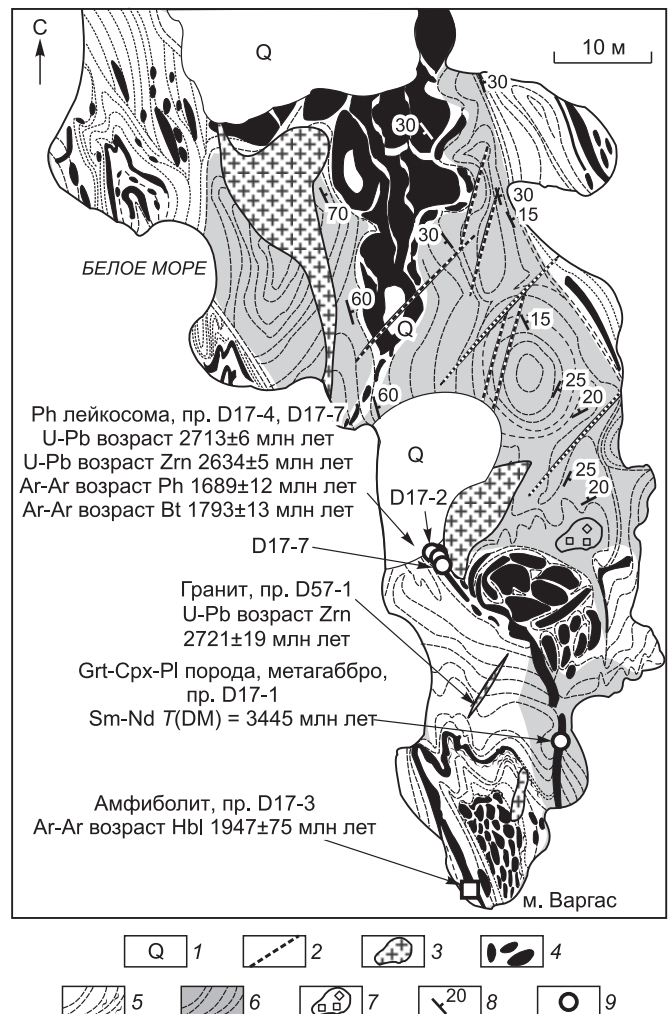
В пределах Восточного домена присутствуют несколько крупных метаморфизованных даек. Самая мощная дайка (до 25 м) сохраняет реликты магматических текстур и минералов. В северной береговой части острова восточный контакт дайки на протяжении около 30 м пересекает полосчатость вмещающих гранитогнейсов, а дайка содержит угловатые ксенолиты последних. Остальным контактам дайки присуща волнообразная форма, вблизи даек полосчатость вмещающих гранитогнейсов имеет конформный контактам рисунок. К пережигам дайки приурочены гранитные и карбонатные жилы с турмалином, а породы дайки полностью амфиболитованы. В пределах раздувов дайки сохраняются минеральные парагенезисы магматической стадии и доамфиболитовых стадий метаморфической эволюции. Система раздувов и пережимов является отражением процессов деформации и начального будинажа дайки, завершившегося в условиях амфиболитовой фации метаморфизма.

Другие дайки Восточного домена (см. рис. 3) полностью метаморфизованы. Границы даек в целом конформны полосчатости вмещающих гранитогнейсов. Однако удается наблюдать реликты секущих гнейсы контактов, которые указывают на интрузивную природу тел основного состава. Так, например, тело метадиоритов в южной части Восточного домена отчетливо сечет полосу гнейсов, насыщенных обломками ортопироксенитов.

Мыс Варгас находится в 3 км к северу от с. Гридино. Здесь распространены гранитогнейсы тоналитового состава с прослоями амфиболовых гнейсов, содержащих многочисленные тела амфиболитов, эклогитоподобных пород и эклогитов различного (от первых сантиметров до первых метров) размера, от изометричной до сильно уплощенной формы, а также дайки метагаббро, испытавшие сильные деформации и мигматизацию вместе с вмещающими гранитогнейсами (рис. 4). Гранитогнейсы и дайки метагаббро совместно формируют складчатый пакет с пологими шарнирами и субвертикальными осевыми плоскостями. Полосчатость гранитогнейсов конформна дайковым телам. Однако на южном окончании мыса на протяжении 30 м одна из даек метагаббро сохраняет секущие контакты с вмещающими гранитогнейсами, насыщенными включениями амфиболитов. К северу дайка деформируется, имеет раздувы и пережимы, смята в складки и будинирована. На участках деформации вмещающие гнейсы и породы дайки подверглись частичному плавлению с формированием фенгитсодержащей кислой лейкосомы. На небольшом участке в гнейсах мыса выявлены брекчиевые структуры, подобные исследованным на о. Избная Луда. Структуру м. Варгас пересекают калиевые граниты, датирование цирконов из которых методом лазерной абляции в Университете Макуори, Австралия (GEMOC ARC National Key Centre, Macquarie University, Sydney, Australia, аналитики Л.М. Натапов, Е.А. Белоусова) дало оценку возраста 2721 ± 19 млн лет (неопубликованные данные) (рис. 4, пр. D57-1).

Рис. 4. Геологическая схема м. Варгас, модифицировано из [Докукина и др., 2009; Dokukina, Konilov, 2011].

1 — четвертичные отложения; 2 — жилы пегматитов; 3 — калиевые граниты; 4 — метаморфизованные мафические породы; 5 — участки частичного плавления основных и кислых пород, где формируется фенгитсодержащая кислая лейкосома; 6 — плагиогнейсы; 7 — тектонические брекчии; 8 — элементы залегания, 9 — место отбора пробы.



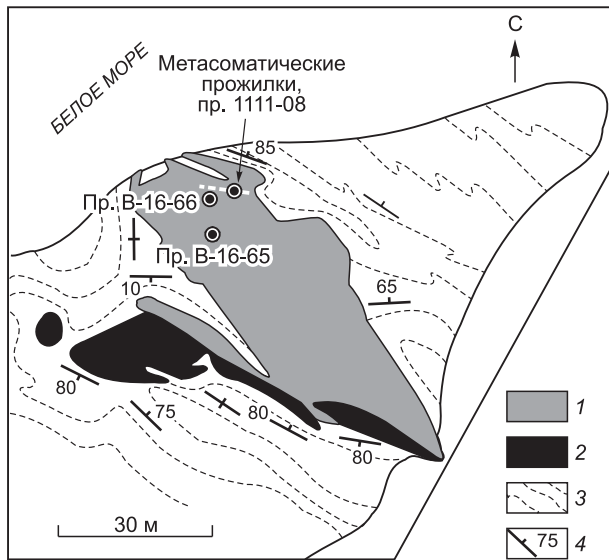


Рис. 5. Геологическая схема северо-восточного окончания с. Гридино, по [Володичев и др., 2005].

Номера геохронологических проб на рисунке В-16-65, В-16-66 — из работы [Слабунов и др., 2011]; 1111-08 — данная работа. 1 — оливиновый метагаббронорит; 2 — метагаббро; 3 — плагиогнейсы; 4 — залегание полосчатости.

Село Гридино на северо-востоке заканчивается мысом, сложенным гранитогнейсами тоналитового состава, которые содержат будины ретрограднозамещенных эклогитов и пересекаются эклогитизированными дайками габбро и габброноритов (рис. 5). Детальное описание геологического строения мыса и исчерпывающую характеристику пород, слагающих мыс, можно найти в работе [Володичев и др., 2008].

МЕТОДИКИ ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Содержания главных элементов (мас. %) определялись в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) методом РФА, концентрации малых элементов (г/т) — методом ICP-MS в ЦИИ ВСЕГЕИ на приборе Elan 6100 DRC в стандартном режиме.

Монофракции минералов были выделены в ГИ КНЦ РАН (г. Апатиты) и ГИН РАН (г. Москва). Sm/Nd датирование пород и минералов выполнено на масс-спектрометре Finnigan MAT-262 (г. Апатиты).

Локальное изотопное датирование цирконов на вторично-ионном масс-спектрометре (ионном микрозонде) SHRIMP-II выполнено в ЦИИ ВСЕГЕИ, аналитик А.Н. Ларионов. Построение диаграмм с конкордией проводилось с применением программы ISOPLOT/EX [Ludwig, 1999]. Поправка на нерадиоактивный свинец введена в соответствии с измеренным отношением $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, по модели [Stacey, Kramers, 1975].

Датирование классическим U/Pb методом было выполнено в ГИ КарНЦ РАН. Химическое разложение минералов и выделение урана и свинца проводилось по методу [Krogh, 1973]. Концентрации U и Pb определялись методом изотопного разбавления со смешанным $^{208}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ трассером на масс-спектрометрах МИ-1201Т и Finnigan-MAT-262. Координаты точек и изотопные возрасты рассчитаны по программам К. Людвиг [Ludwig, 1999, 2000]. Ошибка воспроизводимости U/Pb отношений 0.5 %.

U/Pb датирование единичных зерен цирконов выполнено в ГИ КарНЦ РАН с использованием смешанного $^{205}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ трассера на масс-спектрометре Finnigan-MAT-262 в статическом режиме на коллекторах. Краткая методика изложена в работе [Баянова и др., 2007].

Для $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования навески минеральных фракций амфиболов и слюд совместно с навесками биотита МСА-11 (ОСО № 129-88), используемого в качестве монитора, заворачивались в алюминиевую фольгу, помещались в кварцевую ампулу и после откачки из нее воздуха запаивались. Биотит МСА-11, подготовленный ВИМС в 1988 г. как стандартный K/Ar образец для K/Ar метода датирования, был аттестован в качестве $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ монитора с помощью международных стандартных образцов мусковита Bern 4m, биотита LP-6 [Baksi et al., 1996]. В качестве интегрального возраста биотита МСА-11 принято среднее значение результатов калибровки, составившее 311.0 ± 1.5 млн лет. Затем фракции облучались в кадмированном канале научного реактора ВВР-К типа Научно-исследовательского института ядерной физики (г. Томск). Градиент нейтронного потока не превышал 0.5 % на размере образца. Эксперименты по ступенчатому прогреву проводились в кварцевом реакторе с печью внешнего прогрева. Холостой опыт по ^{40}Ar (10 мин при 1200 °С) не превышал $5 \cdot 10^{-10}$ нсм³. Очистка аргона производилась с помощью Ti и ZrAl SAES геттеров. Изотопный состав аргона измерялся на масс-спектрометре Noble gas 5400 фирмы Микромасс (Англия). Ошибки измерений, приведенные в тексте, в таблицах и на рисунках, соответствуют интервалу $\pm 1\sigma$.

Редкие и рассеянные элементы в цирконах (в точках локального U/Pb анализа) были выполнены на ионном микроанализаторе Cameca IMS-4f в Ярославском отделении Физико-технологического института РАН, аналитик С.Г. Симакин.

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Исследования геологической структуры о. Избная Луда и м. Варгас позволили восстановить относительную последовательность тектонических, магматических и метаморфических событий [Dokukina, Konilov, 2011]. Первичные породные комплексы были сформированы в результате осадочных и магматических процессов. Далее произошло метаморфическое событие, которое преобразовало первичные породы в метаморфические. Следующие события можно представить в виде последовательности: внедрение в гранитогнейсовые комплексы базитовых даек нескольких генераций, которые пересекали ранее сформированные складки, брекчии и структуры меланжа; метаморфизм высоких давлений, наложенный на все породные комплексы (дайки и вмещающие породы); деформация даек и образование новой метаморфической полосчатости в гнейсах и формирование кислых пегматитовых и карбонатных жил, пересекающих структуры гранитогнейсов и дайки (последний этап).

U/Pb данные по цирконам. Датировать мафические дайки о. Избная Луда U/Pb методом по циркону не удалось из-за крайней скудости навесок циркона, извлекаемых из породы.

Гнейсы, о. Избная Луда, пробы D26, D27, D28. Целью исследования было выяснение возраста брекчированных гнейсов Центрального домена и наложенных сдвиговых деформаций. Образцы гнейсов отбирались на специально выбранных участках геологической структуры — в центральной и пограничных частях Центрального структурного домена (см. рис. 3). Четыре геохронологические пробы были датированы классическим U/Pb методом: три пробы из гнейсов и одна проба из лейкосомы, пересекающей дайку метагаббро.

Гнейсы характеризуются монотонной минеральной композицией — мигматизированные биотитовые, гранат-биотитовые или гранат-амфиболовые, иногда со скаполитом гнейсы. *PT*-условия соответствуют 10—12 кбар при температуре 750—800 °C [Dokukina, Konilov, 2011].

Опробованные породы (табл. 1) в среднем имеют тоналитовый состав ($\text{SiO}_2 = 61\text{—}69$ мас. %; преобладание натрия над калием — $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 5.12\text{—}6.35$, $\text{Na}_2\text{O} = 3.46\text{—}4.57$, $\text{K}_2\text{O} = 1.19\text{—}1.93$ мас. %; относительно высокие валовые содержания РЗЭ — 74—162 г/т; слабовыраженную или значительную положительную европиевую аномалию — $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.05\text{—}2.46$; обогащение легкими РЗЭ относительно тяжелых).

Цирконы самых древних, согласно структурным соотношениям, гнейсов Центрального домена (рис. 6, б; табл. 2, пр. D27) оказались самыми молодыми — 2689 ± 14 млн лет. Возрасты цирконов из пород Западного и Восточного доменов (см. рис. 6, а, в; пр. D26, D28) дали более древние значения соответственно 2816 ± 8 и 2771 ± 18 млн лет. Приходится констатировать, что полученные результаты не фиксируют более древнего возраста пород в Центральном домене в сравнении с пограничными участками, которые, несомненно, подверглись более поздней перекристаллизации.

В цирконах из гранат-амфибол-биотитовых гнейсов пограничной зоны между Центральным и Западным доменами (см. рис. 6, а; табл. 2, пр. D26) в различных по морфологии зернах четко просматривается осцилляторная зональность, типичная для цирконов магматического генезиса [Corfu et al., 2003]. Таким образом, можно предполагать, что дискордантный возраст 2.82 млрд лет отвечает времени формирования магматического протолита тоналитового состава.

Призматические цирконы из мигматизированных амфибол-биотитовых гнейсов пограничной зоны между Центральным и Восточным доменами (см. рис. 6, в; пр. D28) характеризуются отсутствием осцилляторной зональности и достаточно сходным внутренним строением. Можно предположить, что эти цирконы отвечают некоему этапу метаморфических преобразований. Однако в той же пробе присутствуют полупрозрачные длиннопризматические цирконы с осцилляторной зональностью (см. рис. 6, в; табл. 2), их возраст соответствует конкордантному значению 2000 ± 10 млн лет (2.00 ± 0.01 млрд лет). Возраст этих цирконов, вероятно, согласуется с временем формирования палеопротерозойских мигматитов, материал которых не удалось в достаточной мере отчистить при отборе и обработке пробы.

В цирконах из тоналито-гнейсов Центрального домена (см. рис. 6, б; табл. 2, пр. D27) хорошо проявлены осцилляторные ядра и трещиноватые оторочки, характеризующие разные этапы формирования породы. Изучение похожих цирконов локальными методами (см. далее) позволило убедиться, что образование подобных оторочек обычно отвечает палеопротерозойскому (~1.9 млрд лет) этапу трансформации пород. Датирование цирконов классическим методом, по-видимому, не позволяет разделить архейский и палеопротерозойский этапы, поэтому полученную оценку 2.69 млрд лет можно рассматривать как несколько омоложенный возраст формирования тоналитового протолита.

Для получения более корректной информации при продолжении исследований необходимо выполнить раздельное датирование фракций цирконов локальными методами, которое, по всей вероятности, позволит выделить отдельные события в истории формирования гнейсов.

Гранитная лейкосома, о. Избная Луда, пр. D14-15. Проба отобрана из гранитной лейкосомы, пересекающей дайку кварцсодержащих метагабброноритов Центрального домена (см. рис. 3). Дайка несет в

Таблица 1. Представительные химические анализы датированных мафических даек и кислых пород

Компонент	Метагаббро			Лейкосома	Гнейсы			Пегматит	Габбронорит	Метагаббро
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	D17-1	D17-2	D17-3	D17-4	D26	D27	D28	D14-15	D14-2	D12-2
SiO ₂ , мас. %	50.80	48.90	49.90	75.70	66.90	70.90	66.00	68.5	48.10	47.50
TiO ₂	1.46	0.98	1.01	0.05	0.48	0.30	0.49	0.37	0.61	2.20
Al ₂ O ₃	15.80	14.80	15.40	13.80	15.60	15.30	16.30	15.8	13.40	13.60
FeO*	10.80	11.88	11.70	0.66	3.555	2.016	3.456	5.92	11.61	15.66
Fe ₂ O ₃	—	—	—	—	3.780	2.16	3.18	—	—	—
FeO	—	—	—	—	<.25	<.25	0.60	—	—	—
MnO	0.16	0.22	0.17	0.02	0.069	0.032	0.054	0.039	0.20	0.24
MgO	6.35	6.50	6.01	0.32	2.11	1.04	2.13	1.96	12.10	5.72
CaO	8.99	11.30	9.73	1.86	4.13	3.10	4.17	3.34	9.98	9.87
Na ₂ O	2.79	3.01	2.70	3.08	4.34	4.42	4.57	4.57	1.84	2.31
K ₂ O	0.86	0.70	0.87	3.75	1.68	1.93	1.58	1.7	0.49	0.76
P ₂ O ₅	0.30	0.07	0.11	0.05	0.25	0.096	0.11	0.24	0.06	0.44
Сумма	98.31	98.36	97.60	99.29	99.90	99.80	99.80	103	98.39	98.30
V, г/т	181	281	197	7.64	60	—	—	—	189	330
Cr	238	185	142	14.90	—	—	—	31	939	109
Co	45.6	51.1	52	2.76	11.7	6.310	11.5	10.8	69.6	56.6
Ni	94.1	73.6	94.3	7.50	13.2	9.2	17.2	20	246	68.6
Rb	14.9	8.77	30.8	67.40	44.9	56.2	45.8	69.1	10.8	18.6
Sr	256	65	142	259	562	391	489	353	107	178
Y	23.1	22.3	19.8	2.47	11	2.4	7.89	5.26	14.4	38.8
Zr	135	52.5	81.6	31	165	186	105	157	41.4	205
Nb	7.29	3.93	5.87	0.36	7.86	3.98	5.2	7.56	2.47	12
Ba	315	63.6	212	1930	380	490	420	430	302	321
La	20.7	5.18	11	1.83	30.8	24.1	17.6	26.5	5.07	22.2
Ce	46.6	13.5	24.7	2.98	66.7	41.2	36.6	53.20	11	52.6
Pr	5.62	1.76	2.95	0.24	8.41	3.98	4.27	5.78	1.40	6.76
Nd	24.1	7.99	12.70	0.91	30.1	12	16	19.60	6.34	28.6
Sm	5.05	2.62	3.03	0.16	5.12	1.41	2.76	3.09	1.71	6.82
Eu	1.36	0.82	1.00	0.76	1.22	0.71	0.8	0.80	0.66	1.96
Gd	4.77	3.16	3.56	0.22	3.82	1.06	2.44	2.22	2.14	7.67
Tb	0.75	0.58	0.58	0.05	0.49	0.11	0.32	0.28	0.39	1.20
Dy	4.45	3.87	3.38	0.39	2.14	0.52	1.47	1.08	2.61	7.00
Ho	0.84	0.80	0.71	0.09	0.38	0.074	0.26	0.19	0.55	1.48
Er	2.48	2.60	2.20	0.27	0.91	0.18	0.7	0.40	1.65	4.36
Tm	0.34	0.39	0.34	0.05	0.16	0.022	0.077	0.06	0.25	0.63
Yb	2.17	2.29	2.00	0.34	0.84	0.19	0.65	0.36	1.46	3.96
Lu	0.33	0.36	0.31	0.06	0.13	0.033	0.1	0.047	0.21	0.56
Hf	3.43	1.72	2.26	1.02	—	—	—	—	1.08	5.06
Ta	0.42	0.29	0.24	—	0.29	0.11	0.19	0.22	0.15	0.63
Th	1.24	0.38	1.65	0.13	2.23	3.24	1.44	4.68	1.26	1.95
U	0.23	0.45	0.16	0.19	0.12	0.15	<0.1	0.14	0.14	0.37

Примечание. 1—3 — метагаббро ранней генерации, м. Варгас: 1 — амфиболитизированная Grt-Cpx-Pl порода дайки, 2 — будина по простиранию дайки D17-1 (оторванный и полностью амфиболитизированный фрагмент дайки), 3 — уплощенное складчатое тело амфиболитов; 4 — фенгитовая лейкосома в зоне расщепления дайки D17-1; 5—7 — гнейсы о. Избная Луда: 5 — гранат-амфибол-биотитовые гнейсы Западного домена, 6 — гранат-биотитовые гнейсы Центрального домена, 7 — амфибол-биотитовые гнейсы со скаполитом Восточного домена; 8 — кислый пегматит, сформированный в зоне разрыва дайки метагабброноритов D14, о. Избная Луда; 9 — Grt-2Px порода из зоны гранулитизации дайки D14, аналог D14-13, о. Избная Луда; 10 — Grt-Cpx-Pl порода дайки D12, аналог D12-4, о. Избная Луда.

* Все железо в виде FeO.

Таблица 2. U-Pb изотопные данные для цирконов из гнейсов и гранитной лейкосомы, о. Избная Луда

Номер пробы	Навеска, мг	Размер, длина × ширина, мм	Содержание, г/г		Изотопный состав свинца*			Изотопные отношения		Возраст, млн лет**	Rho
			Pb	U	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{208}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$		
Гранат-биотит-амфиболовый мигматизированный гнейс (пр. D-26)											
1	0.3	0.14 × 0.07	91.5	135.6	658	4.6275	4.0749	14.3322	0.525025	2810	0.98
2	0.2	0.25 × 0.05	87.5	132.4	603	4.2319	3.8902	13.3107	0.490183	2801	0.91
3	0.2	0.14 × 0.09	46.6	77.4	656	4.6179	4.6503	12.9377	0.478172	2813	0.98
Гранат-биотитовый мигматизированный гнейс (пр. D-27)											
1	0.1	0.07 × 0.05	47.6	82.6	495.5	4.8198	5.1160	11.6855	0.463461	2679	0.96
2	0.2	0.09 × 0.05	27.5	49.1	288.1	4.5498	4.4519	10.7585	0.428102	2656	0.9
3	0.3	0.16 × 0.04	29.6	61.3	783.5	5.0741	6.3475	10.1754	0.406629	2667	0.9
Амфибол-биотитовый гнейс со скаполитом (пр. D-28)											
1	0.3	0.15 × 0.07	19.3	31.6	1247	4.9705	6.8339	13.7169	0.519397	2755	0.94
2	0.5	0.20 × 0.15	38.5	61.1	772	4.5404	4.4021	12.5827	0.486193	2722	0.92
3	0.2	0.20 × 0.15	29.8	68.5	13848	7.6070	3.9549	6.16999	0.365057	2104	0.79
4	0.5	0.20 × 0.07	7.6	19.9	585	4.7677	5.4055	12.0007	0.468713	2766	0.92
Кислый пегматит в зоне разрыва дайки метагаббронитов (пр. D14-15)											
1	0.2	0.18 × 0.11	207.6	281.9	205	4.1177	2.7243	12.50120	0.494045	2685	0.98
2	0.2	0.18 × 0.11	24.5	40.3	153	3.8973	1.5984	8.42931	0.339214	2615	0.66
3	0.2	0.24 × 0.08	43.1	77.6	38	1.9748	0.9236	3.87586	0.155783	2640	0.74
4	0.1	0.09 × 0.05	54.8	719.2	187	3.9444	1.2456	1.03369	0.039688	2733	0.67

* Все отношения скорректированы на холостое загрязнение 0.08 нг для Pb и 0.04 нг для U и масс-дискриминацию $0.12 \pm 0.04 \%$.

** Коррекция на примесь обыкновенного свинца определена по модели Стейси—Крамерса [Stacey, Kramers, 1975].

себе свидетельства экологитового, гранулитового и амфиболитового событий [Dokukina, Konilov, 2011; Кониллов, Докукина, 2011]. По химическому составу эта лейкосома практически не отличается от датированных гнейсов (см. табл. 1). Цирконы представлены длиннопризматическими и призматическими кристаллами с темными в катодолюминесценции ядрами и тонкими светлыми оторочками. Ядра характеризуются хорошо выраженной осцилляторной зональностью. Светлые оторочки, повторяющие контуры ядер, по аналогии с цирконами на м. Варгас (см. далее), скорее всего, представляют собой молодые палеопротерозойские обрастания с возрастом ~ 1.9 млрд лет. Четыре циркона, датированные методом единичных зерен (рис. 7, см. табл. 2) по верхнему пересечению дискордии с конкордией, дали значение возраста 2651 ± 2.4 млн лет.

Метагаббро, м. Варгас, пр. D17-1. Локальным SHRIMP методом было датировано 12 зерен циркона из дайки метагаббро на м. Варгас.

Для выявления родственных связей между дайкой, сохраняющей секущие соотношения с вмещающими гнейсами, деформированными плоскими телами основного состава, и будинами амфиболитов, являющимися вероятными фрагментами дайки, было проведено геохимическое исследование (см. рис. 4, табл. 1) [Докукина и др., 2009]. Перечисленные породы по составу достаточно схожи, на петрохимических классификационных диаграммах располагаются в поле субщелочных габбро ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 3.57\text{—}3.88$ мас. %). Для них типичны невысокие содержания (мас. %) MgO от 6 до 6.5, повышенные концентрации TiO_2 (1—1.5) и FeO^* (10.8—11.9). Содержание Al_2O_3 варьирует от 14.8 до 15.8, CaO — от 9.0 до 11.3 мас. %. Распределение P3Э характеризуется небольшим обогащением по отношению к хондриту легкими P3Э ($(\text{La/Lu})_N = 1.5\text{—}6.5$) и слабовыраженной отрицательной европиевой аномалией ($\text{Eu/Eu}^* = 0.85\text{—}0.93$).

Породообразующие магматические минералы в мафических породах не сохранились. Породы преимущественно сложены равновесной метаморфической гранат-клинопироксен-плагиоклазовой ассоциацией гранулитовой стадии с кварцем. Встречаются в разной степени амфиболитизированные разновидности. В редких случаях в гранате сохраняется омфациит (Jd до 43 мол. %, табл. 3, рис. 8, а) с высоким содержанием Ca-Ts минала (например, Ca-Ts = 6.5 мол. % при Jd = 32 мол. %, см. табл. 3), являющийся реликтовым минералом предшествующей экологитовой стадии.

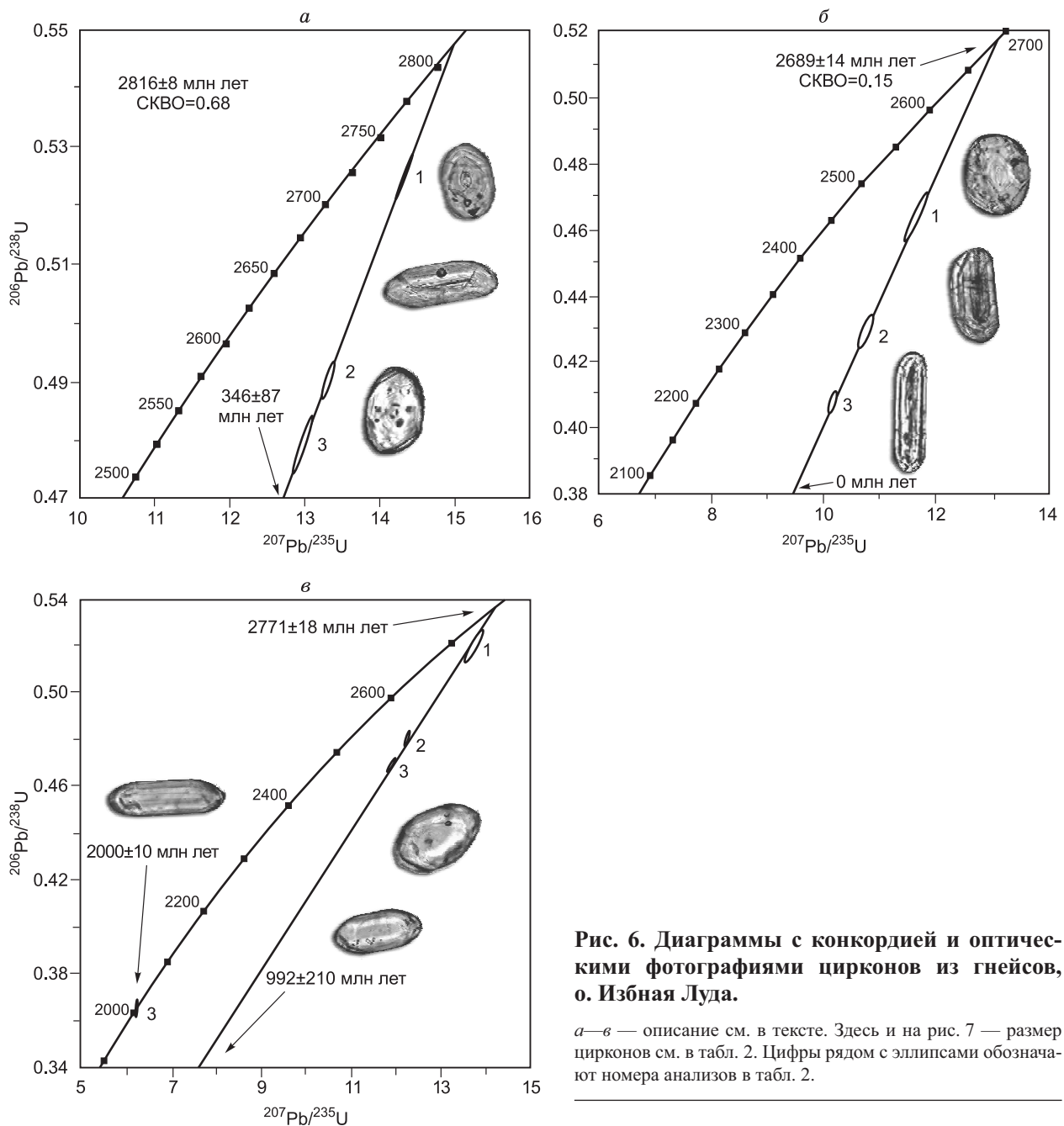


Рис. 6. Диаграммы с конкордией и оптическими фотографиями цирконов из гнейсов, о. Избная Луда.

а—в — описание см. в тексте. Здесь и на рис. 7 — размер цирконов см. в табл. 2. Цифры рядом с эллипсами обозначают номера анализов в табл. 2.

Цирконы извлечены из дайки на участке, где она сохраняет интрузивные контакты с вмещающими мигматизированными гнейсами (см. рис. 4, 8, б; пр. D17-1) [Докукина и др., 2009]. Здесь порода представлена гранат-клинопироксен-плаггиоклазовой ассоциацией с наложенными буро-зеленым амфиболом и биотитом (см. рис. 8, в). Оценка условий кристаллизации Grt-Cpx-Pl ассоциации по непосредственным контактам (представительные анализы минералов см. табл. 3) соответствует 838—867 °C (Grt-Cpx геотермометр [Powell, 1985]) и 13.4—13.6 кбар (Grt-Cpx-Pl-Qtz геобарометр согласованной системы *TPF* [Fonarev et al., 1991]) или диапазону давлений 12.7—15.5 кбар для заданной температуры 800 °C по Cpx-Pl-Qtz геобарометру [McCarthy, Patiño Douce, 1998]. Ядра крупных клинопироксенов, в отличие от краевых зон, характеризуются повышенным содержанием Ca-Ts минала (например, 14 мол. % Ca-Ts при 18 мол. % Jd), что может свидетельствовать о ранней более высокобарной стадии метаморфических преобразований. Условия амфиболитизации, завершающей историю метаморфических преобразований дайки метагббро, соответствуют 600—650 °C при 8—9 кбар (геотермометр [Holland, Blundy, 1994], геобарометр [Kohn, Spear, 1990]).

Рис. 7. Диаграмма с конкордией, оптические фотографии и катодолуминесцентные изображения цирконов из кислого пегматита, о. Избная Луда (пр. D14-15).

Зерна цирконов очень мелкие ~ 100 мкм, имеют различную морфологию и внутреннюю структуру, наблюдаемую в катодолуминесценции (рис. 9). Из 30 кг породы было выделено всего около 30 зерен и обломков кристаллов циркона. Было датировано 12 представительных зерен, которые дали широкий диапазон значений от 1.0 до 3.0 млрд лет (табл. 4, см. рис. 9). Несмотря на большое разнообразие морфологических типов и возрастных характеристик цирконов, среди исследованных цирконов удается выделить несколько главных кластеров.

Самый древний циркон с возрастом 3.0 млрд лет (см. табл. 4, рис. 9, зерно 4.1) — обломок кристалла с грубой осцилляторной зональностью и Th/U отношением 0.63, типичным для магматических цирконов.

Кластер из 5 зерен (см. табл. 4, рис. 9, зерна 1.1, 2.1, 6.1, 9.1, 12.1) включает удлиненные кристаллы с магматической осцилляторной зональностью, характеризующиеся вариациями по содержанию U (58—407 г/т) и Th (24—270 г/т), высокими Th/U отношениями (0.21—0.89), существенным обогащением тяжелыми РЗЭ, хорошо выраженными отрицательной Eu ($Eu/Eu^* = 0.55$) и положительной Ce ($Ce/Ce^* = 13$) аномалиями, что в совокупности свойственно магматическим цирконам (рис. 10, а, табл. 5) [Hoskin, Schaltegger, 2003]. Верхнее пересечение с конкордией дискордии, построенной по этим цирконам, дало оценку 2822 ± 39 млн лет. Магматический облик цирконов позволяет предложить две гипотезы их формирования: кристаллизация из магмы основного состава; захват основной магмой при ассимиляции вмещающих гранитогнейсов.

Цирконы второго кластера (2 зерна, см. табл. 4, рис. 9, зерна 5.1, 7.1) отличаются от остальных низкими Th/U отношениями (0.06—0.12) с вариациями содержаний U = 154—273 и Th = 14—108 г/т (см. табл. 4). Цирконы имеют округлые очертания, осцилляторную и секторальную внутреннюю зональность, свойственные магматическим цирконам [Corfu et al., 2003], однако низкие Th/U отношения типичны для метаморфических цирконов [Rubatto, 2002]. Верхнее пересечение дискордии, построенное по двум точкам, соответствует значению 2715 ± 15 млн лет. Распределение РЗЭ в цирконах второго кластера характеризуется положительной Ce (1.97—2.10) и отрицательной Eu ($Eu/Eu^* = 0.40—0.55$) аномалиями, небольшим обогащением в содержании тяжелых РЗЭ ($(Lu/Sm)_N = 5—9$, $(Lu/La)_N = 33—67$) (см. рис. 10, б, табл. 4) и значительно отличается от распределения РЗЭ в цирконах первого кластера.

Были также измерены два обломка зерен циркона (см. табл. 4, рис. 9, номера 10.1, 11.1) с невысокими концентрациями Th и U и повышенными (магматическими) значениями Th/U = 0.63—0.64. Они дали возрасты 2.38 и 2.44 млрд лет. Их можно было бы соотнести с внедрением дайки, если бы не противоречащие этому варианту результаты U-Pb датирования цирконов из гранитной лейкосомы, расщепляющей дайку метагаббро, которые мы рассмотрим ниже.

Гранитная лейкосома, м. Варгас, пробы D17-4, D17-7. Геохронологические пробы были отобраны из фенгитсодержащей гранитной лейкосомы на протяжении дайки метагаббро (см. рис. 4) на участке, где она испытала деформацию и мигматизацию (см. рис. 8, з, д). Лейкосома (см. табл. 1) относится к субщелочным гранитам с калиевой спецификой ($Na_2O + K_2O = 6.83$, $K_2O = 3.75$ мас. %), имеет высокое содержание $SiO_2 = 75.7$ мас. %; аномально высокие содержания Ba = 1930 г/т при низких содержаниях всех остальных рассеянных элементов, ярко выраженную положительную европиевую аномалию ($Eu/Eu^* = 17.16$) и низкие валовые содержания РЗЭ (11 г/т), что в совокупности является признаками эвтектической природы лейкосомы [Skjerlie, Johnston, 1996].

Петрологические исследования показали, что фенгитсодержащая лейкосома выплавлялась при спаде давления на переходе от эклогитовых к гранулитовым условиям [Докукина и др., 2010]. Магматические парагенезисы представлены Ti- и Ba-содержащими фенгитами (3.15—3.20 катионов Si на 11 атомов O) в равновесии с округлыми выделениями клиноцоизит-кварцевых симплектитов, калиевым и калий-бариевым полевыми шпатами и кислым плагиоклазом. В шлифах удастся наблюдать реакционные

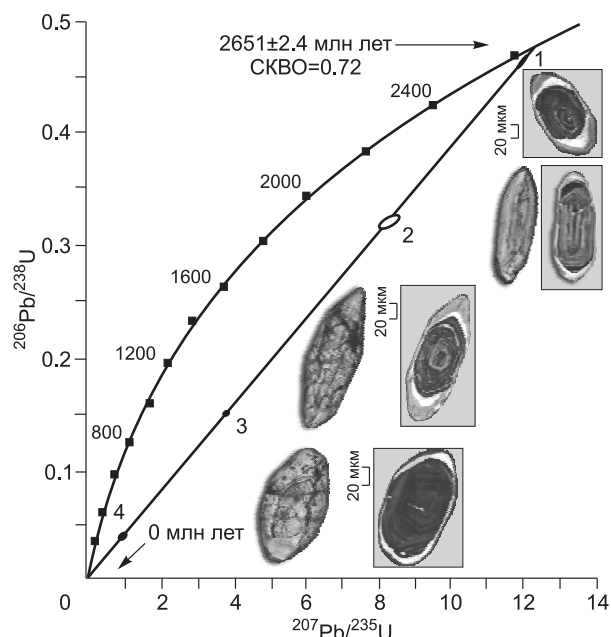


Таблица 3.

Представительные анализы минералов в породах м. Варгас

Компонент	Эклогит		Grt-Cpx-Pl порода дайки метагаббро					Фенгитсодержащая гранитная лейкосома					
	D25 (см. рис. 8, а)		D17-2 (см. рис. 8, в)					d17/5b			d17/4	d17/6	
	Omp7	Omp49	Grt28	Grt27	Cpx24	Cpx25	Pl26	GRT	Cpx2	Bt13	Pl1	Ph20	Ph3
	Включение в Grt	Включение в Grt	Центр	Край	Корона	Корона	Корона	$n = 4$	Центр	Матрикс	Центр	Центр	Ph + Qtz симплектит
SiO ₂ , мас. %	52.81	53.02	39.55	37.83	50.58	51.25	60.86	38.15	50.30	35.35	62.10	46.87	45.72
TiO ₂	0.14	0	0.19	0	0.60	0.27	0	0.05	0.31	2.71	0	1.18	1.08
Al ₂ O ₃	8.7	9.20	22.05	21.80	6.39	5.13	22.71	20.82	3.81	16.27	23.86	30.25	31.13
Cr ₂ O ₃	0	0.24	0.01	0.06	0.10	0.13	0.36	0.06	0.11	0.03	0	0.01	0.08
FeO*	6.05	7.28	23.95	24.48	10.00	11.38	0.37	21.83	9.49	21.09	0	3.33	3.14
MnO	0.09	0	1.19	1.06	0	0.19	0	1.92	0.41	0.24	0.16	0	0
MgO	8.25	9.76	5.14	4.67	10.41	10.88	0	3.27	10.86	9.48	0	1.80	1.52
CaO	14.12	15.66	10.52	10.46	21.93	21.17	4.76	13.39	21.95	0.05	5.08	0.07	0
Na ₂ O	5.9	4.5	0	0	1.37	1.66	8.37	0	0.91	0.20	8.18	0.33	0.24
K ₂ O	0	0	0.08	0	0	0.10	0.34	0	0.04	10.93	0.24	10.55	10.40
BaO	—	—	—	—	—	—	—	0	0	0	0	0.61	1.68
Сумма	96.06	99.66	102.68	100.36	101.38	102.16	97.77	99.48	98.19	96.35	99.62	95	95
Si, г/г	1.987	1.935	2.996	2.951	1.871	1.894	2.766	3.005	1.924	2.724	2.759	3.186	3.131
Al ^{IV}	0.013	0.065	0.004	0.049	0.129	0.106	1.216	0	0.076	1.276	1.250	0.814	0.869
Al ^{VI}	0.372	0.331	1.965	1.956	0.150	0.117	0	1.933	0.096	0.201	0	1.609	1.644
Ti	0.004	0	0.011	0	0.017	0.008	0	0.003	0.009	0.157	0	0.061	0.055
Cr	0	0.007	0.001	0.004	0.003	0.004	0.013	0.004	0.003	0.002	0	0.001	0.005
Fe ^{II}	0.190	0.222	1.517	1.597	0.309	0.352	0.014	1.438	0.304	1.359	0	0.189	0.180
Mn	0.003	0	0.076	0.070	0	0.006	0	0.128	0.013	0.016	0.006	0	0
Mg	0.463	0.531	0.580	0.543	0.574	0.599	0	0.384	0.619	1.089	0	0.182	0.156
Ca	0.569	0.612	0.854	0.874	0.869	0.838	0.232	1.130	0.900	0.004	0.242	0.005	0
Na	0.430	0.318	0	0	0.098	0.119	0.738	0	0.068	0.030	0.705	0.044	0.032
K	0	0	0.008	0	0	0.005	0.020	0	0.002	1.074	0.014	0.915	0.909
Ba	—	—	—	—	—	—	—	0	0	0	0	0.016	0.045
Сумма	—	—	8.012	8.044	4.020	4.047	4.998	8.024	4.014	7.932	4.975	7.021	7.025
O	6	6	12	12	6	6	8	12	6	11	8	11	11
X'	0.291	0.295	0.723	0.746	0.350	0.370	0.234	0.789	0.329	0.555	0.252	0.510	0.536

Примечание. Цифры рядом с аббревиатурой минерала — порядковый номер микрозондового анализа в шлифе. $X' = \text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ для темноцветных минералов или $X' = \text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Na} + \text{K})$ в плагиоклазе, n — количество анализов. Микрозондовые анализы сосуществующих минералов проводили в прозрачно-полированных шлифах после исследований под микроскопом. Составы минералов определяли на цифровом электронном сканирующем микроскопе CamScan MV2300, оборудованным энергодисперсионным спектрометром Oxford INCA в ИЭМ РАН (г. Черногловка).

* Все железо в виде FeO.

взаимоотношения: по фенгиту формируется новообразованный тонкокристаллический фенгит в сростках с кварцем (см. рис. 8, е), развивается биотит, вокруг которого, в свою очередь, формируются калишпатовые каймы. По клинозоизит-кварцевым симплектитам развиваются гранат и клинопироксен (см. табл. 3). Оценка давления по фенгитам по геобарометру [Caddick, Thompson, 2008] отвечает эклогитовым условиям и составляет 16—25 кбар для температур 650—800 °С. Оценка температуры и давления по другим минералам (Bt-Grt геотермометр и Grt-Cpx-Pl-Qtz геобарометр согласованной системы *TPF* [Fonarev et al., 1991], Grt-Cpx геотермометр [Powell, 1985], Cpx-Pl-Qtz геобарометр [McCarthy, Patiño Douce, 1998]) составила 750—800 °С при 10.9—12.3 кбар [Докукина и др., 2010; Dokukina, Konilov, 2011], что отвечает высокобарической области гранулитовой фации.

Проба D17-4 была отобрана из кислой лейкосомы, непосредственно расщепляющей дайку метагаббро (см. рис. 8, д), сложенную гранат-клинопироксен-плагиоклазовой породой (см. рис. 8, в). Зерна цирконов — длиннопризматические, коричневатые, высокоурановые ($U = 461—1836$ г/т), отвечающие

Таблица 4. SHRIMP-II U-Th-Pb данные для цирконов из дайки метагаббро, пр. D17-1 (м. Варгас)

Номер анализа	²⁰⁶ Pb _c , %	U	Th	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb*, г/г	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U ⁽¹⁾	±%	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U ⁽¹⁾	±%	Rho	Возраст, млн лет
		г/г									
D-17-1.1.1	0.32	159	33	0.21	71.1	14.150	1.70	0.5179	0.80	0.46	2811 ± 25
D-17-1.2.1	0.65	313	270	0.89	62.0	5.816	1.40	0.2287	0.69	0.50	2693 ± 19
D-17-1.3.1	0.53	94	28	0.31	14.5	1.750	4.70	0.1785	1.30	0.27	960 ± 92
D-17-1.4.1	0.08	131	79	0.63	69.2	18.930	1.30	0.6159	0.85	0.66	3002 ± 15
D-17-1.5.1	0.18	273	31	0.12	126.0	13.870	1.40	0.5350	0.65	0.48	2725 ± 20
D-17-1.6.1	0.05	347	182	0.54	154.0	14.060	0.86	0.5168	0.61	0.71	2804.2 ± 10
D-17-1.7.1	0.09	229	14	0.06	98.5	12.710	1.20	0.5000	0.72	0.62	2692 ± 15
D-17-1.8.1	—	154	108	0.72	68.5	13.540	1.20	0.5192	0.84	0.68	2735 ± 15
D-17-1.9.1	—	407	247	0.63	185.0	15.290	0.77	0.5304	0.56	0.73	2898.2 ± 8.6
D-17-1.10.1	0.68	131	81	0.64	51.3	9.560	2.00	0.4526	0.97	0.49	2382 ± 29
D-17-1.11.1	0.39	82	58	0.72	32.4	10.000	2.20	0.4571	1.20	0.54	2441 ± 31
D-17-1.12.1	0.07	58	24	0.44	26.9	15.000	1.90	0.5407	1.30	0.69	2836 ± 23

Примечание. Здесь и далее — ошибки приведены на уровне 1σ; Pb_c и Pb* — обыкновенный и радиогенный свинец соответственно.

Ошибка при калибровке стандарта была от 0.37 до 0.91 %.

⁽¹⁾ Поправка на обычный свинец проводилась с использованием измеренного ²⁰⁴Pb.

Таблица 5. Содержание рассеянных и редкоземельных элементов в датированных на SHRIMP-II цирконах (г/г), м. Варгас

Номер анализа*	Ca	Ti	Li	Sr	Y	Nb	Ba	La	Ce	Pr	
Метагаббро, пр. D17-1											
5.1	53.92	12.23	Не изм.	2.35	789.26	20.96	5.04	9.30	79.88	9.38	
7.1.	14.96	5.51	»	0.84	237.32	25.57	1.53	1.98	13.22	1.35	
12.1	8.59	4.87	»	0.52	1003.39	26.88	0.72	0.11	4.56	0.07	
Фенгитовая лейкосома, пр. D17-7											
4.1	116.83	40.11	»	5.67	1933.07	26.98	4.69	5.68	39.33	6.24	
8.1	11.33	11.09	»	0.90	767.73	22.78	2.78	1.98	32.60	1.68	
8.2	7.53	12.48	63.84	0.76	586.54	19.28	2.50	0.87	18.72	0.55	
9.1	66.36	187.16	28.20	0.99	180.74	7.79	4.56	1.76	10.62	1.54	
11.1	2.51	2.67	12.27	0.53	136.81	18.36	1.08	0.22	1.23	0.14	
Метагаббро, пр. D17-1											
5.1	53.10	39.86	8.90	62.17	101.74	112.57	195.37	32.32	9063.32	39.91	294.40
7.1.	10.69	9.08	1.67	18.28	26.13	34.62	71.95	13.92	9909.28	21.70	248.60
12.1	1.11	2.53	0.59	16.36	72.32	163.38	273.84	46.55	6688.89	19.27	65.68
Фенгитовая лейкосома, пр. D17-7											
4.1	44.54	22.86	6.97	60.47	160.40	284.18	496.11	78.64	9698.55	133.76	3765.73
8.1	13.80	10.03	2.97	28.31	65.83	121.39	213.63	35.17	6594.62	60.23	155.13
8.2	4.65	5.76	1.30	25.76	63.40	75.07	84.80	12.31	8920.42	200.63	846.19
9.1	8.78	5.75	1.12	7.77	12.46	32.05	92.90	16.57	10195.75	2.04	206.87
11.1	0.79	0.71	0.14	1.49	6.83	24.56	53.25	9.21	11729.05	0.36	93.09

* Номер анализа и номер кристалла в соответствии с датированием на ионном зонде SHRIMP-II. Не изм. — не измерялось.

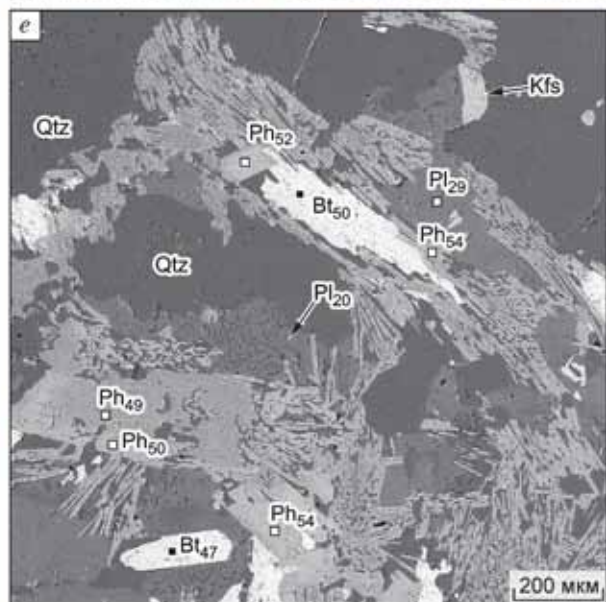
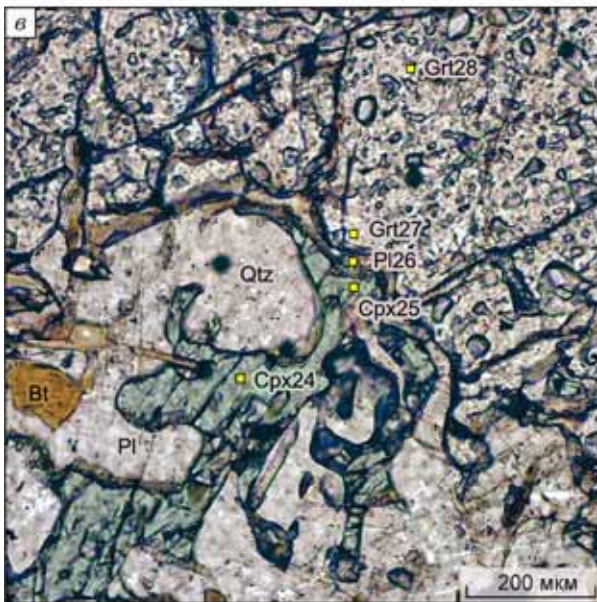
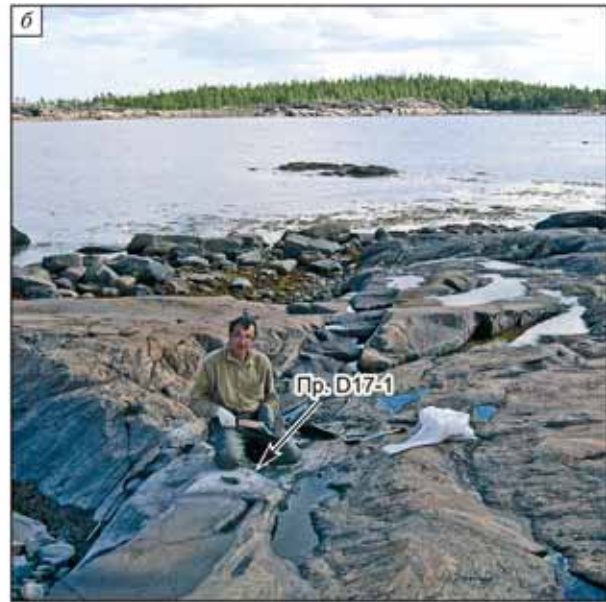
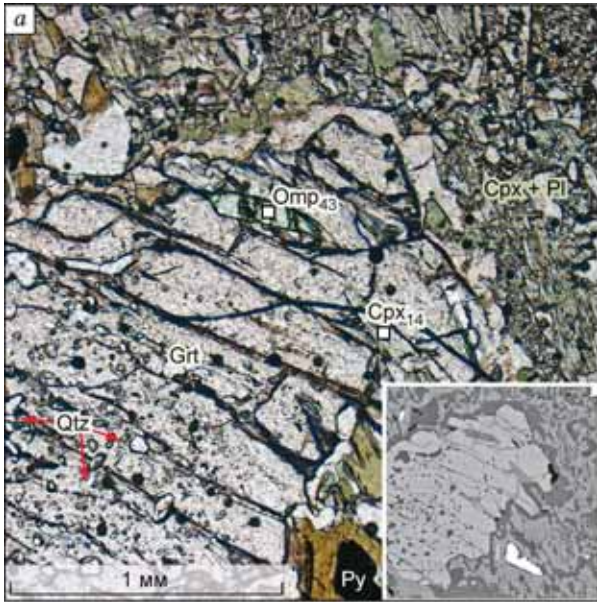


Рис. 8. Фотографии полевых обнажений и шлифов пород м. Варгас.

a — фотография шлифа и BSE изображение (вставка) метаморфизованной мафической породы, в которой в гранате сохранился омфациит; подстрочные индексы около *Ompr* и *Srx* означают содержание Jd в точке анализа клинопироксена (мол. %); *b* — недеформированный участок дайки метагаббро, где была отобрана геохронологическая пр. D17-1; *c* — фотография шлифа Grt-Srx-P1 породы на границе с фенгитсодержащей лейкосомой (место отбора образца указано на части *d*, составы сосуществующих минералов приведены в табл. 3) цифры около минералов соответствуют порядковому номеру микрозондового анализа в шлифе, см. табл. 3; *e* — фотография деформированной и мигматизированной дайки метагаббро; *d* — участок дайки метагаббро, пронизанный жилами фенгитсодержащей лейкосомы, в которой была отобрана геохронологическая пр. D17-4; *e* — BSE изображение фенгитсодержащей лейкосомы, подстрочные индексы около Ph и Vt означают железистость Fe/(Fe + Mg) в точке анализа фенгита или биотита. Следует обратить внимание на перекристаллизацию первичного фенгита с формированием кварц-фенгитового агрегата.

по морфологии и содержанию урана цирконам мигматитового генезиса [Бибикова и др., 2004; Седова и др., 2009]. Пять навесок циркона были датированы классическим U/Pb методом, что дало значение возраста по верхнему пересечению с конкордией 2634 ± 5 млн лет [Докукина и др., 2009].

Еще одна пр. D17-7 была отобрана из такой же лейкосомы недалеко от пр. D17-4, но за пределами дайки, на участке, где породы подверглись наложенной амфиболизации. Цирконы из этой пробы, датированные на SHRIMP-II (табл. 6), по морфологии разделяются на несколько групп.

Первая, наиболее распространенная группа цирконов, представлена длиннопризматическими коричневыми высокоурановыми кристаллами, обрамленными бесцветными тонкими каймами (рис. 11, *a*). Этот кластер наиболее схож с цирконами, датированными классическим методом. Темные пятнистые в катодолуминесценции цирконы в редких случаях сохраняют реликты осцилляторной зональности, структура которой была нарушена, по-видимому, в результате процессов метамиктизации. Было изме-

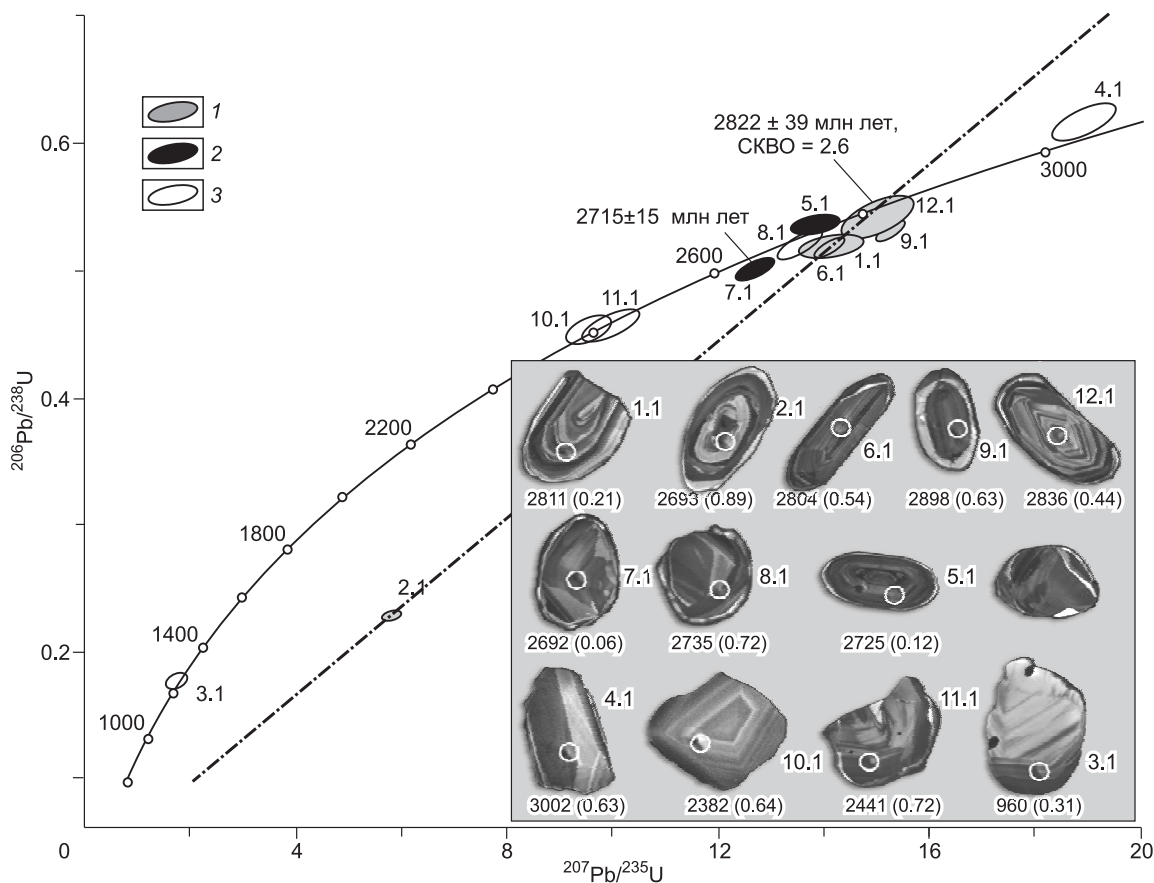


Рис. 9. Диаграмма с конкордией и катодолуминесцентные изображения цирконов (пр. D17-1) из метагаббро, м. Варгас.

Оценки возраста: 1 — цирконы с осцилляторной зональностью и высокими Th/U отношениями (0.21—0.89); 2 — цирконы с низким Th/U отношением (0.06—0.12); 3 — неинтерпретированные цирконы. Цифры рядом с эллипсами и цирконами обозначают номера анализов в табл. 4.

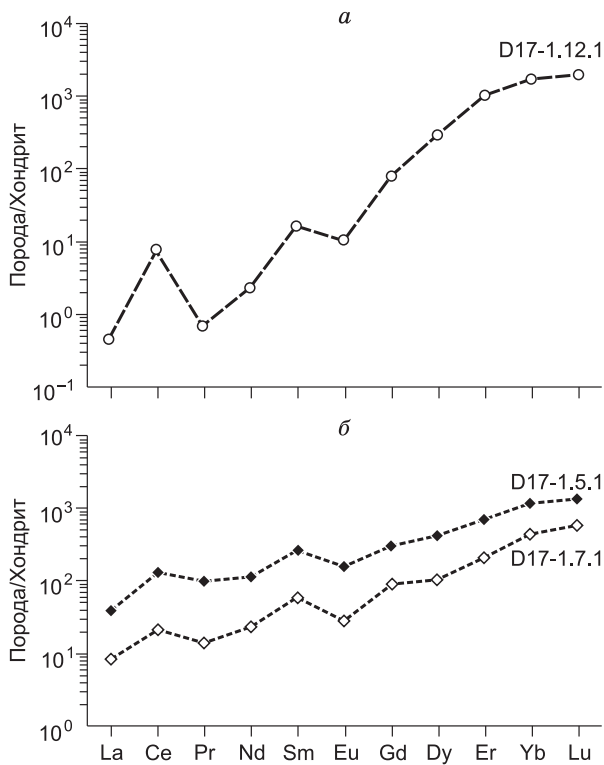


Рис. 10. Распределение РЗЭ элементов в цирконах из дайки метагаббро, пр. D17-1, м. Варгас.

a — магматический циркон, *б* — гранулитовые цирконы. Хондрит, по [Sun, McDonough, 1989].

a; см. табл. 5). Этот тренд аналогичен трендам РЗЭ в цирконах из метагаббро дайки D17 (см. рис. 11, цирконы 5.1, 7.1), их возраст с учетом погрешности не отличим от возраста циркона 4.1 из лейкосомы.

Вторая группа цирконов представлена коричневато-серыми короткопризматическими 100×150 мкм зернами с тонкими бесцветными оторочками (см. рис. 11, *б*). Внутренним областям кристаллов, темным в катодолюминесценции, свойственны отсутствие зональности, высокое содержание урана (309—935 г/т) и невысокое значение Th/U (0.11—0.12, за исключением одного значения 0.61). Некоторые кристаллы имеют «fir-tree» текстуру, типичную для метаморфических цирконов (см. рис. 11, *б*, циркон 7.1) [Corfu

Таблица 6. SHRIMP-II U-Th-Pb данные для цирконов из фенгитовой лейкосомы, пр. D17-7, м. Варгас

Номер анализа	$^{206}\text{Pb}_c$, %	U	Th	$^{206}\text{Pb}^*$	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	<i>D</i> , %	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}^{(1)}$	±%	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}^{(1)}$	±%	Rho	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$	
												Возраст, млн лет ⁽¹⁾	±	Возраст, млн лет ⁽¹⁾	±
D17-7-1.1	0.04	129	59	47.8	0.47	+20	11.7	1.9	0.433	1.7	0.9	2318	±33	2793	±14
D17-7-1.2	0.43	63	62	21.3	1.01	+4	7.5	2.6	0.392	2.0	0.8	2133	±36	2205	±29
D17-7-2.1	—	309	184	118	0.61	+11	10.8	1.6	0.446	1.5	0.9	2377	±30	2619	±10
D17-7-3.1	—	476	55	206	0.12	+4	13.0	1.6	0.504	1.5	1.0	2630	±32	2716	±8
D17-7-4.1	0.00	3319	158	1490	0.05	+0	13.4	1.5	0.522	1.4	1.0	2708	±32	2713	±6
D17-7-4.1a	—	3575	169	1560	0.05	+3	13.1	1.5	0.508	1.4	1.0	2647	±31	2713	±6
D17-7-5.1	0.18	115	63	40.6	0.56	+21	10.5	2.0	0.409	1.8	0.9	2212	±34	2700	±15
D17-7-5.2	—	38	1	11.4	0.02	+12	6.3	3.2	0.346	2.4	0.7	1916	±39	2131	±39
D17-7-6.1	—	935	99	393	0.11	+2	11.8	1.5	0.489	1.4	1.0	2566	±30	2600	±7
D17-7-7.1	0.07	271	32	108	0.12	+11	11.8	1.7	0.463	1.6	0.9	2455	±32	2700	±10
D17-7-8.1	—	120	71	51.9	0.61	+2	12.8	2.0	0.505	1.8	0.9	2634	±38	2683	±14
D17-7-8.2	—	522	158	223	0.31	+4	12.6	1.6	0.497	1.5	0.9	2599	±33	2689	±9
D17-7-9.1	0.13	155	1	44.6	0.01	+4	5.5	2.1	0.335	1.7	0.8	1863	±28	1928	±20
D17-7-10.1	0.01	672	78	291	0.12	+4	13.0	1.6	0.504	1.5	1.0	2631	±33	2713	±7
D17-7-11.1	0.00	66	0	19.9	0.00	+3	5.8	3.0	0.349	2.1	0.7	1929	±35	1975	±39

Примечание. Ошибка при калибровке стандарта была от 0.42 %. *D* — дискордантность.

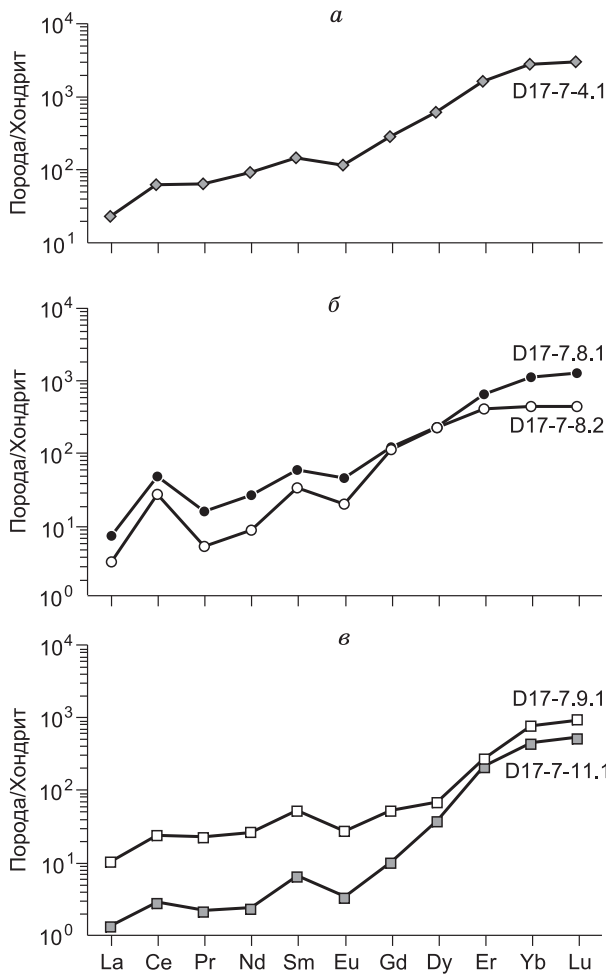


Рис. 12. Распределение РЗЭ элементов в цирконах из фенгитовой лейкосомы, пр. D17-7, м. Вар-гас.

a — мигматитовый циркон; *б* — метаморфические цирконы; *в* — палеопротерозойские каймы. Хондрит, по [Sun, McDonough, 1989].

et al., 2003]. Возраст цирконов этой группы (по внутренней области кристаллов) 2707 ± 20 млн лет ($n = 4$, СКВО = 2.4, см. рис. 11, *д*) в пределах погрешности неотличим от возраста цирконов первой группы и цирконов второго кластера из метагаббро. Распределение РЗЭ характеризуется небольшими положительной Ce ($Ce/Ce^* = 6.6$) и отрицательной Eu ($Eu/Eu^* = 0.33$) аномалиями, незначительно повышенными концентрациями ЛРЗЭ и небольшим обогащением ТРЗЭ ($(Lu/Sm)_N = 13$, $(Lu/La)_N = 135$), чем определяется умеренный наклон РЗЭ тренда (см. табл. 5, рис. 12, *б*). Как и в первом кластере, низкое Th/U отношение в этих цирконах определяется достаточно высокими концентрациями урана. Таким образом, данный кластер может отвечать как метаморфическим цирконам (низкое Th/U), растущим в присутствии расплава (в реститовой части синхронно процессам частичного плавления с формированием фенгитовой лейкосомы) [Rubatto, 2002], так и мигматитовым цирконам, кристаллизующимся непосредственно из кислого расплава (высокое содержание U).

В некоторых случаях цирконы имеют сложное строение (см. рис. 11, *в*): внутреннее ядро с высокими концентрациями U (115—129 г/т) и Th (59—71 г/т) с хорошо выраженной осцилляторной зональностью окружено темной в катодоллюминесценции бесструктурной оторочкой, по свойствам совпадающей с ядрами цирконов второй группы. Только одно внутреннее осцилляторное ядро (см. рис. 11, *в*; зерно 1.1) дало дискордантное значение возраста по $^{207}Pb/^{206}Pb = 2793 \pm 14$ млн лет, тогда как

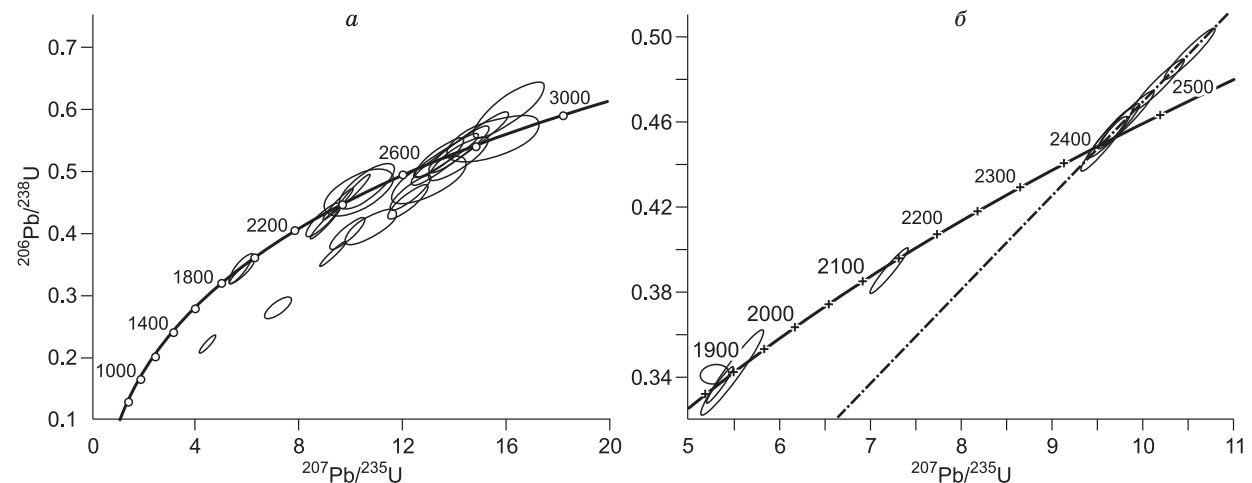


Рис. 13. Диаграммы с конкордией для цирконов из дайки эклогитизированных оливиновых габбро-норитов, северо-восточное окончание с. Гридино.

a — по [Слабунов и др., 2011]; *б* — данная работа. Места отбора образца см. на рис. 5.

Таблица 7. SHRIMP-II U-Th-Pb данные для цирконов из флюидалных прожилков в дайке оливиновых габброноритов, пр. 1111-08 (северо-восточная окраина с. Гридино)

Точка	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ %	U	Th	$^{206}\text{Pb}^*$	Th/U	$\frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}^*}$	$\pm\%$	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$	$\pm\%$	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$	$\pm\%$	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$	$\pm\%$	Rho	Возраст, млн лет				D, %
		г/г				$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 1\sigma$	$\pm 2\sigma$	$\pm 3\sigma$									
1.1	—	2455	6757	959.0	2.84	2.2	1.1	0.1541	0.3	9.66	1.2	0.455	1.1	1.0	2417	± 23	2392	± 6	-1
2.1	0.35	739	93	217.0	0.13	2.9	2.5	0.1159	0.8	5.47	2.6	0.342	2.5	0.9	1898	± 40	1893	± 15	0
3.1	—	2599	3717	1063.7	1.48	2.1	1.0	0.1545	0.4	10.15	1.1	0.476	1.0	0.9	2512	± 22	2396	± 6	-6
4.1	—	6881	17715	2902.4	2.66	2.0	1.0	0.1550	0.3	10.50	1.0	0.491	1.0	1.0	2575	± 21	2402	± 5	-9
5.1	0.16	1960	2338	753.3	1.23	2.2	1.0	0.1545	0.4	9.53	1.1	0.448	1.0	0.9	2384	± 20	2397	± 6	+1
6.1RE	—	1320	1311	523.7	1.03	2.2	1.0	0.1543	0.4	9.83	1.1	0.462	1.0	0.9	2448	± 21	2394	± 7	-3
8.1	0.08	1759	508	509.1	0.30	3.0	1.0	0.1150	0.5	5.34	1.1	0.337	1.0	0.9	1871	± 17	1880	± 8	+1
9.1	—	2342	4892	912.8	2.16	2.2	1.0	0.1537	0.3	9.61	1.1	0.454	1.0	1.0	2411	± 21	2387	± 5	-1
10.1	—	429	18	126.0	0.04	2.9	0.5	0.1130	1.5	5.33	1.6	0.342	0.5	0.3	1896	± 8	1848	± 28	-3
10.1RE	0.26	2667	2346	894.0	0.91	2.6	1.1	0.1338	0.4	7.20	1.2	0.390	1.1	0.9	2124	± 20	2149	± 7	+1

Примечание. Ошибка при калибровке стандарта была от 0.35 %.

возраст других осцилляторных ядер моложе и в пределах ошибки соответствует возрасту цирконов предшествующих групп ~ 2.71 млрд лет (см. рис. 11, д).

Светлые оторочки цирконов дают конкордантный возраст 1938 ± 35 млн лет (см. рис. 11, з, д). Молодые оторочки отличаются низкими концентрациями по всем элементам, исключая Hf (см. табл. 5). Каймы характеризуются ничтожным содержанием Th (0—1 г/г) и, соответственно, очень низкими Th/U (0—0.01), пологой формой P3Э трендов, положительной Ce ($\text{Ce}/\text{Ce}^* = 1.58—1.69$) и отрицательной Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.41—0.51$) аномалиями и небольшим обогащением тяжелыми P3Э ($(\text{Lu}/\text{Sm})_N = 17—79$, $(\text{Lu}/\text{La})_N = 89—392$) (см. табл. 5, рис. 12, в).

Метасоматические прожилки по дайке эклогитизированных оливиновых габброноритов (северо-восточное окончание с. Гридино), пр. 1111-08. Мы провели специализированные петрологические и геохронологические исследования в дайке эклогитизированных оливиновых габброноритов (см. рис. 5), ранее датированной петрозаводской группой исследователей [Слабунов и др., 2011], где по цирконам с высоким содержанием U и Th и высокими Th/U отношениями (0.67—2.69) был определен возраст 2393 ± 13 млн лет, который авторы названной статьи интерпретировали как возраст магматизма. Оценки возрастов таких цирконов включали как дискордантные (степень дискордантности 3—6), так и обратнодискордантные значения (степень дискордантности -1...-3) [Слабунов и др., 2011, табл. 1]. В пробах присутствовали также и осцилляторные цирконы с $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ возрастными в интервале 2.62—2.84 млрд лет, проинтерпретированные как ксеногенные включения [Слабунов и др., 2011], и цирконы с возрастными около 1.9 млрд лет (рис. 13).

Геохронологическая пр. 1111-08 была отобрана из метасоматических прожилков, приуроченных к зоне наложенной деформации, пересекающей дайку, где оливиновый габбронорит полностью преобразован в условиях эклогитовой фации в бескварцевый ортопироксеновый эклогит (рис. 14, а, б) [Dokukina et al., 2011]. Прожилки представлены кварцсодержащим симплектитовым эклогитом с линейными просечками кварц-биотит-плаггиоклазового состава (см. рис. 14, б, в) или образованными чистым кварцем. Вдоль просечек кварца проявлены линейные скопления граната и рутила. На границе кварца и граната сформированы ортопироксен-плаггиоклазовые реакционные каймы. В составе ортопироксен-клинопироксен-плаггиоклазовых симплектитов сохраняются реликты омфацита (Jd до 30 %), в гранате содержатся включения кианита и омфацита. Важно отметить, что в симплектитовых повсеместно встречаются зерна хлор-апатита с содержанием Cl до 6.37 мас. %, рутил, высокотитанистый биотит (до 7 мас. % TiO_2) и линейные цепочки зерен цирконов (см. рис. 14, з). Формирование прожилков, по-видимому, было связано с просачиванием в эклогит насыщенного хлором кислого флюида, природа которого заслуживает отдельного обсуждения.

Из пр. 1111-08 весом 430 г было выделено 50 зерен циркона, принадлежащих единственной популяции. Цирконы имеют специфическую комковатую форму с полыми углублениями — следами газово-жидких включений (рис. 15, а). Цирконы не имеют свечения и, соответственно, никакой внутренней зональности в катодоллюминесценции. В поперечных сечениях они выглядят как расщепленные шестоватые, округлые и амебообразные зерна, прорастающие сквозь твердую породу в ограниченных условиях

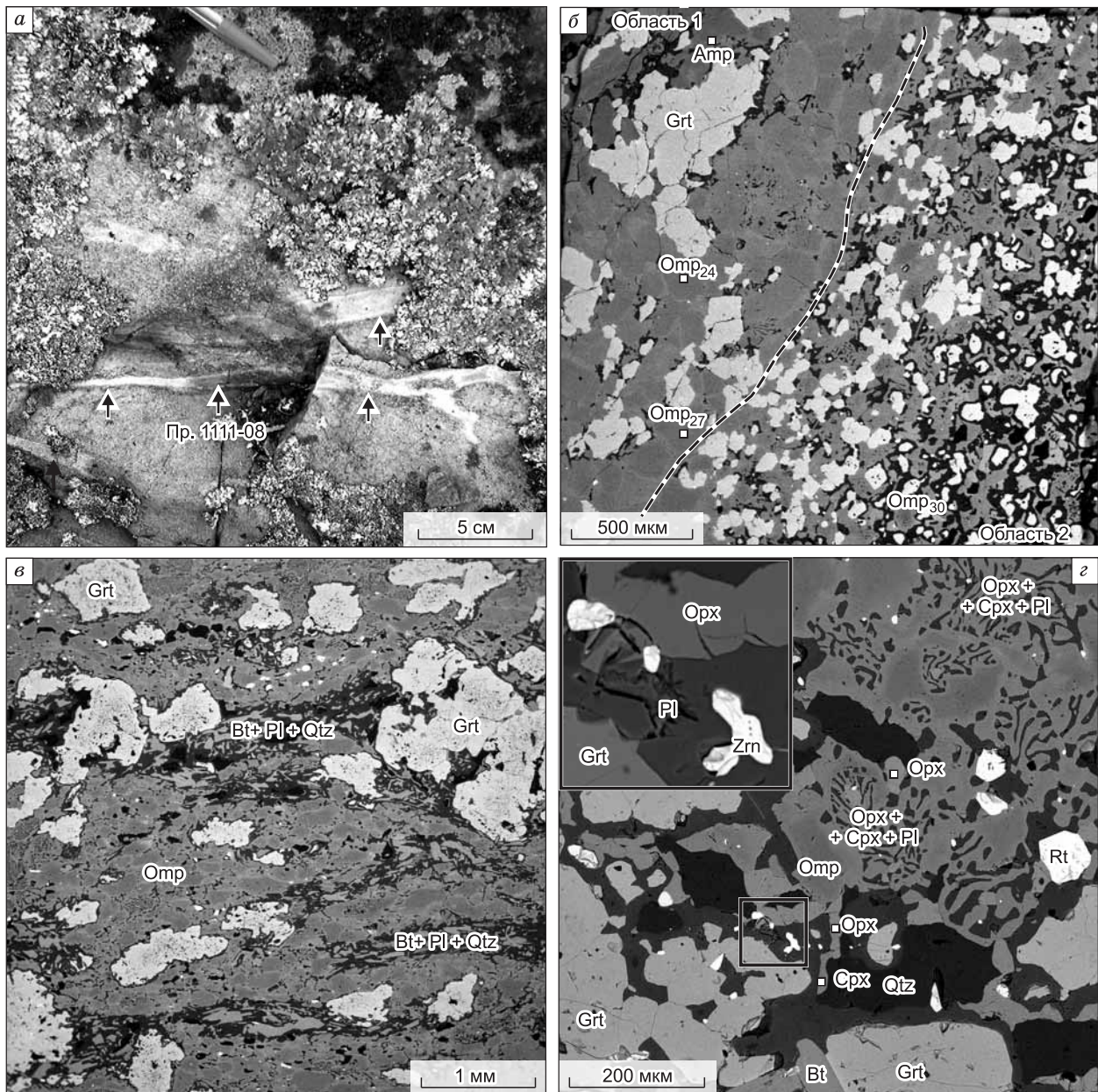


Рис. 14. Фотографии обнажения и шлифов метасоматических прожилков в эклогитизированной дайке оливиновых габброноритов, северо-восточное окончание с. Гридино.

a — фотография обнажения метасоматических прожилков, пересекающих бескварцевые ортопироксеновые эклогиты по оливиновым габброноритам на северо-восточном окончании с. Гридино; *б* — BSE изображение границы (белая штриховая линия) между ортопироксеновыми эклогитами (область 1) и метасоматическими прожилками (область 2), проявленными как линейные зоны, которые представлены двупироксен-плаггиоклазовыми симплектиками с линейными кварцевыми прожилками и просечками кварц-биотит-плаггиоклазового состава, подстрочные индексы рядом с Omp — содержание Jd (мол. %); *в* — прожилки кварц-биотит-плаггиоклазового состава, пронизывающие ортопироксеновый эклогит в зоне деформации и симплектитизации; *г* — цепочки цирконов, приуроченных к метасоматическим прожилкам симплектитизации и привноса вещества.

роста. Цирконы содержат многочисленные включения ортопироксена, клинопироксена, высокотитанистого биотита, рутила, кварца, хлор-апатита — минералов симплектитов и минералов, кристаллизовавшихся с участием флюида (см. рис. 15, *б*). В цирконах выделяются однородные высоко-Th участки и участки наложенной перекристаллизации. Однородные участки характеризуются ураганными содержаниями (г/т) Th (2338—17700), U (2355—8500), Y (5027—30000), Hf (7704—9750) и РЗЭ (до 14500) и аномально высокими Th/U отношениями (1.0—2.8). Оценки возрастов таких цирконов, полученные на

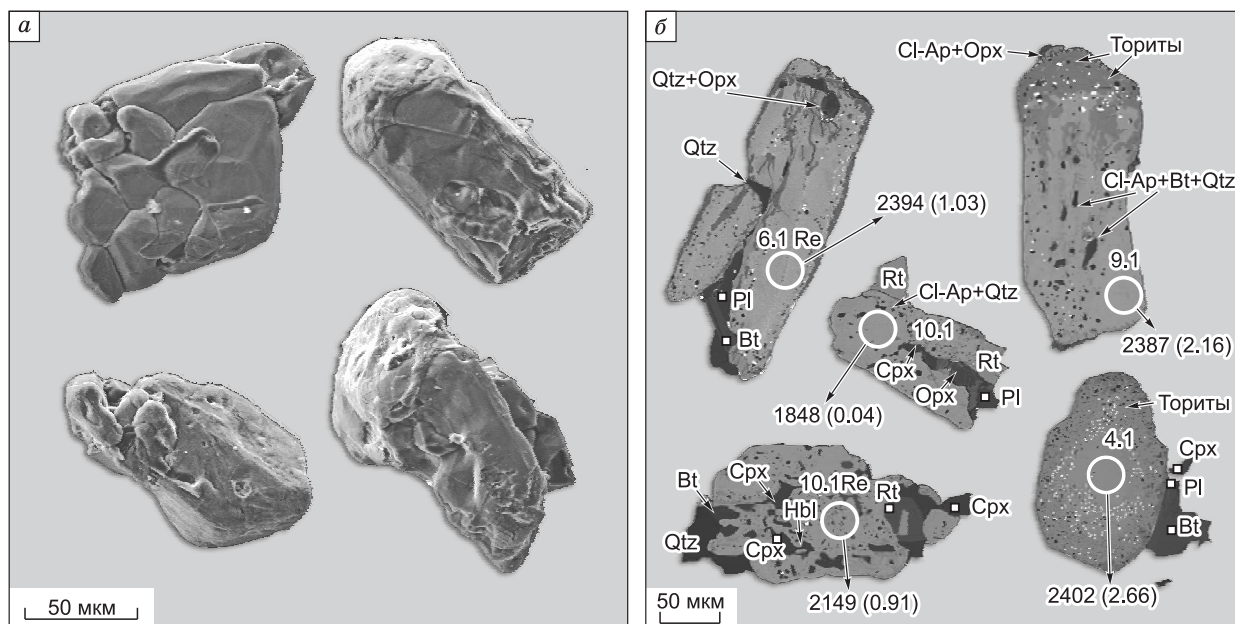


Рис. 15. Цирконы из метасоматических прожилков в эклогитизированных оливиновых габброноритах, пр. 1111-08, северо-восточное окончание с. Гридино.

a — SE изображения; *б* — BSE изображения датированных цирконов. Белые кружки — место SHRIMP-II анализа (см. табл. 7), цифрами даны значения $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ возраста (млн лет), в скобках — величина Th/U отношения.

SHRIMP-II (ЦИИ ВСЕГЕИ), включали как конкордантные (см. табл. 7, степень дискордантности 0—1), так и обратнодискордантные значения (см. табл. 7, степень дискордантности -1...-9). Конкордантный U/Pb возраст цирконов равен 2394 ± 6 млн лет. Измененные участки цирконов характеризуются относительно пониженными, вплоть до очень низких, Th/U отношениями (0.91—0.04), снижением концентраций (г/г) Th (18—3810), U (188—3263), Y (874—4864) и P3Э (1307—4234), они содержат до 10 мас. % H_2O , повышенные концентрации Na, K, Ca, Fe, а также многочисленные выделения торитов. Возраст гидратации и перекристаллизации цирконов 1886 ± 10 млн лет.

Sm/Nd ДАННЫЕ ПО ВАЛОВЫМ ПРОБАМ И МИНЕРАЛАМ

Гнейсы, о. Избная Луда, пробы D26, D27, D28. Sm/Nd модельные возрасты исследованных гнейсов, рассчитанные по отношению к деплетированной мантии, равны для: D26 — 3089, D27 — 2854, D28 — 2973 млн лет (табл. 8, см. рис. 3). Сравнение U/Pb и модельных Sm/Nd оценок возраста в перечисленных пробах (см. табл. 8) демонстрирует скоррелированность полученных оценок, свидетельствующих о палеомезоархейском возрасте (3.1—2.9 млрд лет) протолитов и о мезонеоархейском возрасте (2.82—2.69 млрд лет) наиболее значительной метаморфической перекристаллизации гнейсов. Оценки ϵ_{Nd} для тоналитогнейсов, находящиеся в интервале от 0.6 до 1.5, свидетельствуют о ювенильной природе соответствующих магм.

Мафические дайки. Sm/Nd минеральные изохроны (Grt, Cpx, Pl и WR), построенные для дайки кварцсодержащего метагаббронорита D14-13 и дайки метагаббро D12-4 (рис. 16), дали оценки возраста 1.9 ± 0.1 млрд лет. Большинство минералов, использованных для построения изохрон, имеют низкие температуры закрытия Sm/Nd системы. Поэтому полученные оценки можно интерпретировать как время остывания пород или переуравновешивания Sm/Nd системы минералов при нагреве и последующем охлаждении.

Полученные оценки Sm/Nd модельного возраста по валовым пробам из даек 3037, 3207 и 3443 млн лет (см. рис. 3, 4, табл. 7) оказались даже выше модельных возрастов вмещающих гнейсов. Полученный возрастной интервал от 3.4 до 3.0 млрд лет можно рассматривать как свидетельство архейского возраста ювенильных мафитовых магм и как указание на их связь с палеоархейским источником.

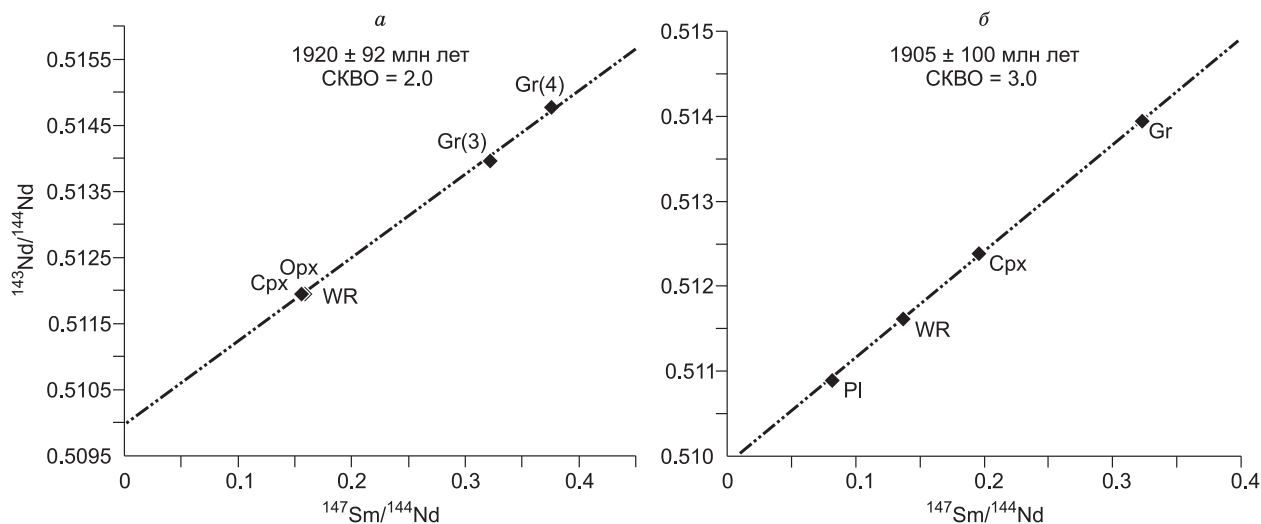


Рис. 16. Sm/Nd минеральные изохроны для метаморфизованных мафических дайк, о. Избная Луда.

a — метагабронорит, Grt-Orx-Cpx гранулит, пр. D14-13; *b* — метагаббро, Grt-Cpx-Pl порода, пр. D12-4. WR — валовый анализ породы. Цифра в скобках — номер анализа см. табл. 8.

⁴⁰Ar/³⁹Ar ДАННЫЕ ПО АМФИБОЛАМ

⁴⁰Ar/³⁹Ar изотопная система в амфиболах имеет температуру закрытия, варьирующую в зависимости от состава минералов, размеров зерна и скорости охлаждения системы в пределах 550 ± 50 °C [Harrison, 1981]. Задачей ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирования было определение времени амфиболитового метаморфизма, когда и эклогитовый, и гранулитовый метаморфизм уже завершились. Образцы отбирались в дайках разных генераций на участках, где дайки были полностью преобразованы в условиях амфиболитовой фации.

Таблица 8. Sm/Nd изотопные данные по кислым и основным породам о. Избная Луда

Образец	Порода или минерал	Sm	Nd	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd		T(DM)*
		г/г					
D26	Grt-Hbl-Bt гнейс	5.545	35.276	0.095021	0.51073	±18	3089
D27	Grt-Bt гнейс	2.351	19.637	0.072361	0.510491	±18	2852
D28	Hbl-Bt гнейс	2.888	16.18	0.107907	0.511075	±17	2973
D12-4	Метагаббро	7.252	31.922	0.137334	0.51162	±11	3037
D12-4(1)	Клинопироксен	2.152	16.012	0.081234	0.51089	±11	—
D12-4(2)	Гранат	7.446	23.059	0.195209	0.512378	±19	—
D12-4(3)	Плагиоклаз	3.838	7.193	0.322573	0.513925	±18	—
D14-13	Габбронорит	1.741	6.781	0.155238	0.511913	±21	3207
D14-13(1)	Клинопироксен	2.956	11.308	0.158041	0.511933	±16	—
D14-13(2)	Ортопироксен	2.958	11.359	0.157425	0.511954	±24	—
D14-13(3)	Гранат	1.178	2.22	0.320737	0.513966	±23	—
D14-13(4)	»	1.123	1.804	0.376241	0.514772	±62	—
D14-13(5)	Плагиоклаз	0.554	6.052	0.055354	0.510752	±13	—
D-17-1	Метагаббро	5.793	25.19	0.139	0.511451	±9	3443

Примечание. Полу жирным шрифтом выделены валовые анализы породы, простым — обозначены анализируемые монофракции минералов в этих породах. В скобках — номер анализа.

* Модельный возраст (млн лет) по отношению к деплетированной мантии с параметрами [Goldstein, Jacobsen, 1988].

Таблица 9.

Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования амфиболов и слюд

$T, ^\circ\text{C}$	$^{40}\text{Ar}, 10^{-9} \text{ нсм}^3$	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	Ca/K	$\Sigma^{39}\text{Ar}, \%$	Возраст, млн лет	$\pm 1\sigma$
Амфибол из дайки метагаббро, обр. D17-3, $J = 0.004415 \pm 0.000051$, навеска 82.5 мг													
500	171.8	7088.3	499.5	0.1393	0.0843	3.8930	2.5086	0.6272	0.0831	14.0	0.3	6222.8	124.8
600	68.6	4227.0	368.1	0.0950	0.0955	9.5829	6.2878	0.9430	0.1196	34.5	0.5	5257.3	150.3
700	424.4	3582.5	54.5	0.0526	0.0099	5.9744	0.4592	0.2410	0.0155	21.5	1.8	5057.8	32.5
800	472.0	4405.8	35.2	0.0477	0.0171	1.7799	0.4445	0.1194	0.0080	6.4	3.0	5431.1	24.1
900	278.1	1743.3	17.1	0.0532	0.0108	2.3323	0.2845	0.0639	0.0098	8.4	4.8	3884.8	24.3
1000	685.4	841.1	2.1	0.0203	0.0022	3.9656	0.0376	0.0118	0.0024	14.3	14.0	2791.1	16.8
1075	3091.1	527.3	0.6	0.0198	0.0014	4.4655	0.0220	0.0013	0.0011	16.1	80.0	2168.3	14.7
1125	819.6	462.8	0.5	0.0198	0.0007	4.0315	0.0272	0.0023	0.0010	14.5	100.0	2006.1	14.1
Амфибол из дайки габброноритов первой генерации, обр. 991-101, $J = 0.004542 \pm 0.000053$, навеска 71.4 мг													
700	319.3	11164.0	281.0	0.1927	0.0424	4.4877	0.8608	0.3794	0.0269	16.2	0.9	7100.4	49.1
850	108.4	5378.3	308.7	0.0505	0.0506	11.6561	0.9408	0.2713	0.0595	42.0	1.6	5811.8	101.6
950	199.4	1218.6	8.8	0.0560	0.0102	14.2380	0.1776	0.0698	0.0073	51.3	6.9	3360.5	21.1
1000	909.6	487.5	0.9	0.0444	0.0011	12.9800	0.0287	0.0095	0.0017	46.7	67.3	2099.3	14.7
1050	200.6	461.1	2.2	0.0461	0.0028	12.8048	0.0889	0.0143	0.0047	46.1	81.4	2026.8	15.7
1150	266.3	464.8	1.6	0.0440	0.0021	13.0954	0.0594	0.0203	0.0034	47.1	100.0	2031.8	15.0
Амфибол из дайки габброноритов второй генерации, обр. 991-3а, $J = 0.004493 \pm 0.000053$, навеска 49.9 мг													
500	11.4	1553.2	311.3	0.0432	0.0442	0.3585	0.3659	0.5803	0.2318	1.3	0.4	3563.5	319.0
600	15.6	2027.9	260.7	0.0646	0.0653	12.2754	6.7358	0.6935	0.1564	44.2	0.9	4001.8	210.3
700	23.7	4555.5	1129.6	0.0954	0.0985	6.3147	6.5112	0.9194	0.3368	22.7	1.2	5426.7	426.8
800	18.3	2317.9	544.0	0.5684	0.2780	10.2030	9.6148	2.0704	0.5396	36.7	1.7	3895.7	380.6
950	41.8	1117.2	49.2	0.0057	0.0057	43.6778	14.0244	0.1408	0.0435	157.2	3.9	3181.5	70.4
1150	767.7	471.5	0.7	0.0640	0.0009	13.1066	0.0318	0.0094	0.0013	47.2	100.0	2044.7	14.6
Амфибол из дайки габброноритов второй генерации, обр. 996-8, $J = 0.004588 \pm 0.000055$, навеска 36.7 мг													
500	3.9	131.7	6.4	0.1097	0.0365	0.4548	0.4557	0.2379	0.0499	1.6	0.6	446.9	94.6
700	38.4	464.2	11.1	0.0799	0.0163	0.6467	0.2947	0.1590	0.0241	2.3	2.3	1927.5	37.4
900	82.0	538.5	5.6	0.0369	0.0083	1.6892	0.1579	0.0681	0.0104	6.1	5.5	2194.0	21.5
1025	874.7	416.3	0.4	0.0226	0.0005	4.0582	0.0098	0.0050	0.0009	14.6	49.2	1920.9	14.3
1075	818.2	413.5	0.4	0.0228	0.0010	3.7525	0.0126	0.0046	0.0010	13.5	90.4	1913.1	14.2
1150	194.2	419.1	1.3	0.0215	0.0044	3.8698	0.0392	0.0174	0.0031	13.9	100.0	1918.3	14.9
Амфибол из дайки метагаббро второй генерации, обр. 991-26, $J = 0.004468 \pm 0.000052$, навеска 33.0 мг													
500	16.2	884.0	70.6	0.4211	0.0938	5.9997	2.0037	0.9512	0.1103	21.6	0.5	2357.3	118.1
600	4.6	1255.1	719.3	0.2542	0.2934	11.8963	11.4728	3.2237	1.9343	42.8	0.5	1542.6	830.8
800	75.5	2739.1	191.8	0.1457	0.0544	3.8878	1.2404	0.4666	0.0772	14.0	1.2	4574.3	118.6
900	32.0	1107.8	93.9	0.3859	0.0802	7.9498	1.4970	1.1307	0.1280	28.6	1.9	2696.1	128.0
1000	1263.1	439.1	0.6	0.0282	0.0014	5.6910	0.0297	0.0124	0.0013	20.5	72.8	1948.9	14.0
1050	14.2	708.3	49.4	0.2061	0.0985	9.8668	1.9938	0.9637	0.0969	35.5	73.2	1916.0	101.4
1150	477.0	438.9	0.7	0.0289	0.0010	5.7620	0.0244	0.0128	0.0014	20.7	100.0	1948.1	14.0
Биотит из фенгитовой лейкосомы, обр. D17-4, $J = 0.004384 \pm 0.000050$, навеска 3.9 мг													
500	11.2	189.0	4.7	0.0356	0.0157	—	—	0.0680	0.0256	—	1.0	999.7	40.3
650	388.1	384.1	0.2	0.0232	0.0010	—	—	0.0135	0.0014	—	17.6	1769.5	12.9
700	463.5	394.1	0.1	0.0221	0.0012	—	—	0.0044	0.0012	—	36.9	1806.7	13.1
800	336.2	393.1	0.6	0.0224	0.0016	—	—	0.0058	0.0014	—	50.9	1802.5	13.2
900	194.6	387.8	0.4	0.0268	0.0031	—	—	0.0131	0.0027	—	59.2	1780.5	13.2
1000	484.9	397.0	0.3	0.0192	0.0007	—	—	0.0061	0.0012	—	79.2	1813.6	13.1

$T, ^\circ\text{C}$	$^{40}\text{Ar}, 10^{-9} \text{ нсм}^3$	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	Ca/K	$\Sigma^{39}\text{Ar}, \%$	Возраст, млн лет	$\pm 1\sigma$
1065	265.8	393.7	1.1	0.0144	0.0010	—	—	0.0116	0.0022	—	90.3	1799.2	13.5
1130	228.7	387.1	0.8	0.0213	0.0020	—	—	0.0081	0.0027	—	100.0	1783.0	13.3
Мусковит из фенгитовой лейкосомы, обр. D17-4, $J = 0.004383 \pm 0.000050$, навеска 3.3 мг													
600	30.7	348.1	4.8	0.0462	0.0171	—	—	0.0715	0.0141	—	1.7	1604.2	23.3
675	44.3	337.6	1.2	0.0167	0.0117	—	—	0.0355	0.0110	—	4.2	1604.5	16.5
725	64.0	352.8	2.6	0.0290	0.0059	—	—	0.0295	0.0047	—	7.6	1658.8	15.3
775	82.3	344.3	1.7	0.0299	0.0036	—	—	0.0346	0.0043	—	12.2	1627.1	14.0
825	349.0	357.4	0.5	0.0216	0.0004	—	—	0.0112	0.0015	—	30.7	1690.2	12.7
900	332.8	356.1	0.6	0.0197	0.0015	—	—	0.0051	0.0013	—	48.5	1691.6	12.7
975	234.0	356.3	0.5	0.0224	0.0019	—	—	0.0170	0.0016	—	61.0	1681.4	12.7
1065	377.0	357.3	0.3	0.0215	0.0010	—	—	0.0138	0.0006	—	81.0	1687.5	12.5
1130	357.0	357.0	0.4	0.0194	0.0014	—	—	0.0061	0.0006	—	100.0	1693.6	12.6

Примечание. J — параметр, характеризующий величину нейтронного потока.

Четыре образца было отобрано в пределах о. Избная Луда (см. рис. 3): три образца из даек на границе между Центральным и Западным доменами (образцы 991-101, 991-3а, 991-26), один образец из зоны разрыва дайки габброноритов (обр. 996-8). Еще один образец был отобран на м. Варгас в амфиболитизированной дайке метагаббро (см. рис. 4, обр. D17-3).

Амфиболит по оливиновому метагаббро, о. Избная Луда, обр. 991-101. В спектре образца значения Ca/K согласуются для трех высокотемпературных ступеней, находясь в диапазоне от 46 до 47 (табл. 9). Можно предположить, что аргон трех последних ступеней соответствует аргону, выделяемому из кристаллической решетки амфибола. В возрастном спектре образца наблюдается уменьшение значений возраста (лестница вниз) в сторону высоких температур, что свидетельствует в пользу присутствия избыточного радиогенного аргона. На изохронной диаграмме точки группируются вдоль оси X , при этом выделить изохронную зависимость не представляется возможным (рис. 17, а). Для двух высокотемпературных ступеней с согласующимися значениями возраста, которым соответствует 33 % выделенного ^{39}Ar , рассчитана средняя оценка возраста 2029 ± 15 млн лет. Поскольку для этих ступеней нельзя полностью исключить вероятность завышения измеренного возраста за счет влияния избыточного ^{40}Ar , логично считать, что возраст закрытия изотопной системы изученного амфибола не древнее 2 млрд лет (см. рис. 17, а).

Амфиболит по метагаббронориту, о. Избная Луда, обр. 991-3а. Для образца получен спектр с уменьшающимися значениями возраста (лестница вниз), форма которого свидетельствует в пользу присутствия избыточного радиогенного аргона. Для последней высокотемпературной ступени, охарактеризованной 96 % выделенного ^{39}Ar и значением Ca/K = 46 (см. табл. 9), значение возраста составило 2046 ± 16 млн лет. С учетом сказанного, возраст закрытия изотопной системы изученного амфибола не древнее 2.05 ± 0.02 млрд лет (см. рис. 17, б). Вывод о присутствии избыточного радиогенного аргона подтверждается также тем фактом, что на изохронной диаграмме точки высокотемпературных ступеней образуют линейную регрессию (СКВО = 1.6), характеризующуюся значением возраста 1962 ± 33 млн лет и высоким начальным отношением $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_0 = 3602 \pm 444$ (см. рис. 17, б). Таким образом, закрытие изотопной системы амфибола и окончательное охлаждение породы до температур ниже 500°C произошло в период 1.93—1.99 млрд л.н.

Амфиболит по метагаббро, о. Избная Луда, амфибол, обр. 991-26. В спектре образца наблюдается плато из трех последовательных ступеней, которому соответствует 98 % выделенного ^{39}Ar (см. табл. 9) и значение возраста 1948 ± 14 млн лет. Значения Ca/K отношения для ступеней плато согласуются в пределах ошибки. На изохронной диаграмме точки всех температурных ступеней, за исключением 800°C , формируют регрессию с начальным отношением $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_0 = 457 \pm 27$, СКВО = 2.6 и значением возраста 1948 ± 14 млн лет, согласующимся в пределах ошибки с возрастом плато. Таким образом, можно предположить, что значение плато соответствует возрасту закрытия изотопной системы изученного амфибола (см. рис. 17, в) в результате охлаждения породы до температур ниже 500°C .

Амфиболит по метагаббронориту, о. Избная Луда, обр. 996-8. В спектре образца наблюдается плато из трех последовательных ступеней, которому соответствует 94.5 % выделенного ^{39}Ar (см. табл. 9)

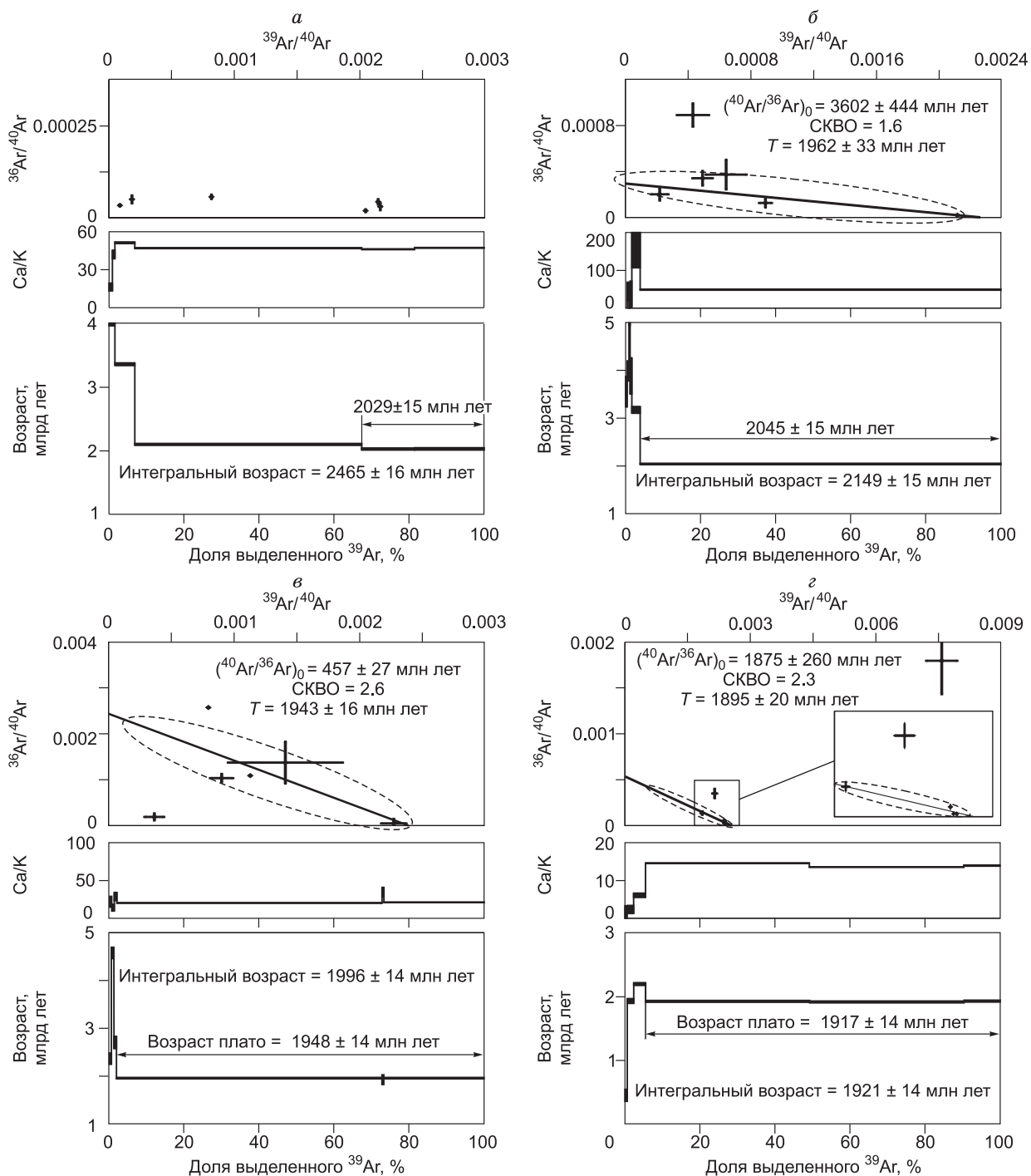


Рис. 17. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ данные для амфиболов из зон амфибололизации мафических даек разных генераций, о. Избная Луда.

Для каждого образца приведены возрастной, Са/К спектры и изохронная диаграмма.

а, б, г — габбронорит: *а* — ранней генерации, обр. 991-101; *б* — поздней генерации, обр. 991-3а; *г* — поздней генерации, обр. 996-8; *в* — метагаббро поздней генерации, обр. 991-26.

и значение возраста 1917 ± 14 млн лет. Значения Са/К — низкие для низкотемпературных ступеней, что свидетельствует в пользу вклада из внешних, измененных зон минеральных зерен. В то же время для ступеней плато фиксируются согласующиеся значения в диапазоне от 13.5 до 14.6. На изохронной диаграмме точки, за исключением двух низкотемпературных, формируют регрессию, характеризующуюся начальным отношением $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_0 = 1875 \pm 260$, СКВО = 2.3 и значением возраста 1895 ± 20 млн лет.

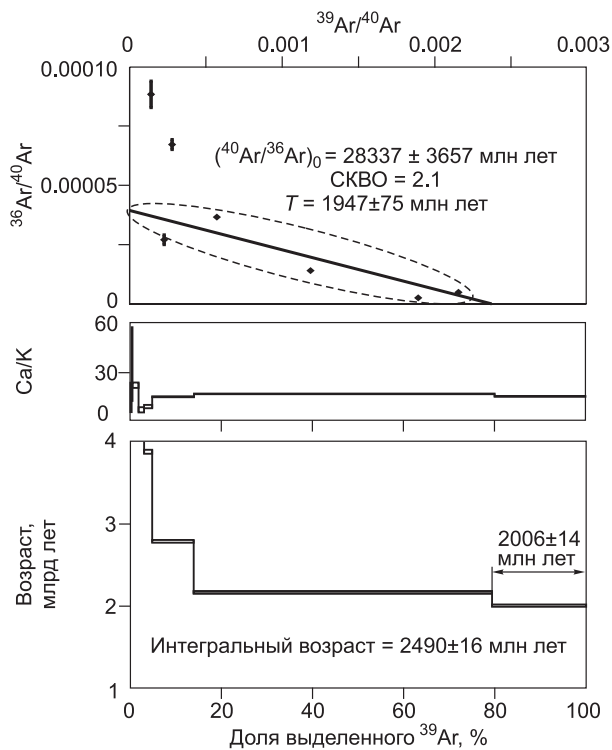


Рис. 18. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ данные для амфибола из мета-габбро, пр. D17-3, м. Варгас.

Приведены возрастной, Ca/K спектры и изохронная диаграмма.

Изохронное значение возраста согласуется в пределах ошибки с возрастом плато, таким образом можно предположить, что значение плато как более точное соответствует возрасту закрытия изотопной системы изученного амфибола (см. рис. 17, з).

Амфиболит по метагаббро, м. Варгас, обр. D17-3. Значения Ca/K отношения согласуются для высокотемпературных ступеней, находясь в диапазоне от 14 до 16 (см. табл. 9). Можно предположить, что аргон этих ступеней соответствует аргону, выделяемому из кристаллической решетки амфибола. Для образца получен возрастной спектр с уменьшающимися значениями (лестница вниз), форма которого свидетельствует в пользу присутствия избыточного радиогенного аргона. Для последней высокотемпературной ступени значение возраста составило 2008 ± 14 млн лет. Вывод о присутствии избыточного радиогенного аргона подтверждается также тем фактом, что на изохронной диаграмме точки высокотемпературных ступеней образуют ли-

нейную регрессию (СКВО = 2.1), характеризующуюся значением возраста 1947 ± 75 млн лет и высоким начальным отношением $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_0 = 28340 \pm 3660$ (рис. 18). Таким образом, закрытие изотопной системы амфибола и окончательное охлаждение породы до температур ниже 500°C произошло 1.95 ± 0.08 млрд л.н.

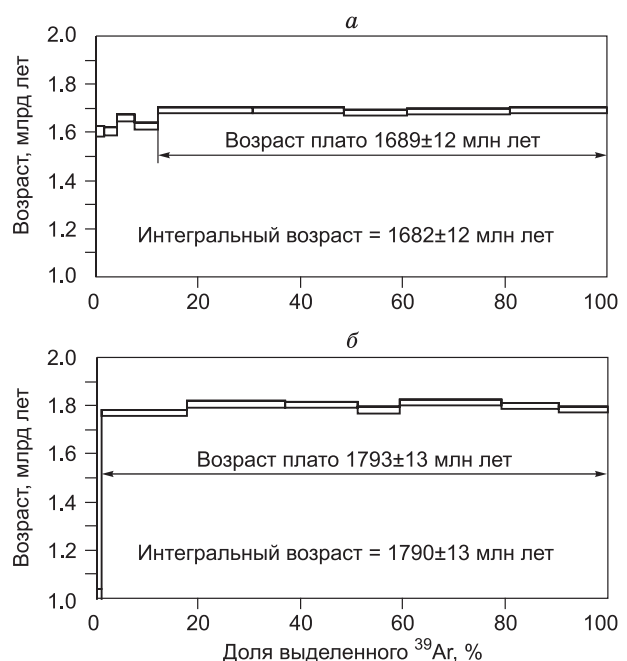
$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ДАННЫЕ ПО МУСКОВИТУ И БИОТИТУ

Температура закрытия $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопной системы в слюдах в зависимости от размеров зерен и скорости охлаждения системы соответствует $370 \pm 40^\circ\text{C}$ в мусковите [Harrison et al., 2009] и $345\text{—}280^\circ\text{C}$ в биотите [Harrison et al., 1985]. Фенгит и биотит были датированы в пробе фенгитсодержащей гранитной лейкосомы на м. Варгас (пр. D17-4, см. рис. 4). Как было сказано выше, фенгит имеет магматический и метаморфический генезис, тогда как биотит сформирован по фенгиту в процессе метаморфических преобразований. Получены спектры с хорошо выраженными плато (рис. 19). Возраст фенгита и биотита получился соответственно 1689 ± 12 и 1793 ± 13 млн лет. Значения возраста противоречат экспериментальной последовательности температур закрытия в исследованных слюдах. Это, возможно, связано с фиксируемой в шлифах значительно меньшей размерностью рестиловых зерен фенгита.

U/Pb ДАТИРОВАНИЕ РУТИЛА

Температура закрытия U/Pb системы в рутилах в зависимости от размеров зерен и скорости охлаждения системы, по разным авторам, составляет

Рис. 19. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ данные для фенгита (а) и биотита (б) из фенгитсодержащей гранитной лейкосомы (пр. D17-4), м. Варгас.



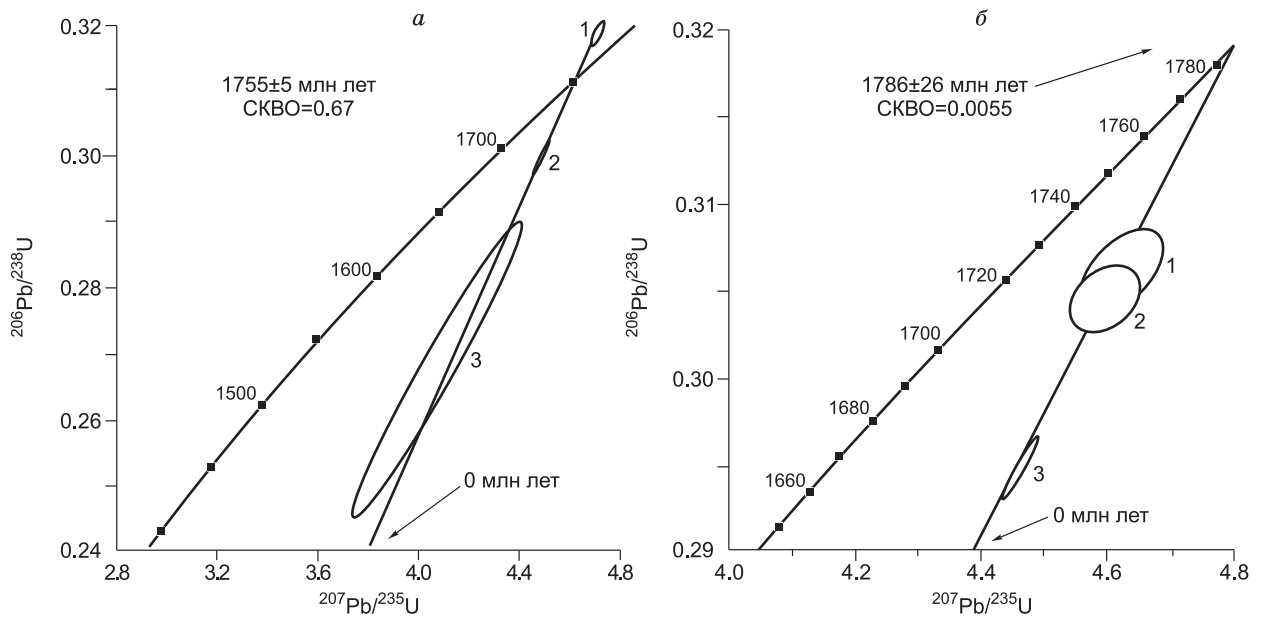


Рис. 20. U/Pb диаграммы с конкордией для рутилов из метаморфизованных мафических даек, о. Избная Луда.

a — метагабронорит, пр. D14-13; *b* — метагаббро, пр. D12-4. Цифры рядом с эллипсами обозначают номера анализов в табл. 10.

400—450 °C [Mezger et al., 1991] или 650—670 °C [Cherniak, 2000]. Был датирован рутил из метаморфизованных даек о. Избная Луда (см. рис. 3). Возраст рутила по верхнему пересечению дискордии с конкордией в дайке кварцсодержащих габроноритов (пр. D14-13) — 1755 ± 5 млн лет (рис. 20, *a*, табл. 10). Рутил из дайки метагаббро (пр. D12-4) дал возраст 1786 ± 26 млн лет (см. рис. 20, *b*, табл. 10).

ОБСУЖДЕНИЕ

Геохронологические исследования позволили получить длинный ряд датировок. Задача предлагаемого обсуждения состоит в том, чтобы рационально сгруппировать полученные цифры, корректно сопоставить их с магматическими и метаморфическими событиями, зафиксированными геологическими и

Таблица 10. U/Pb изотопные данные для рутилов из метаморфизованных мафических даек, о. Избная Луда

Номер пробы	Навеска, мг	Содержание, г/г		Изотопный состав свинца*			Изотопные отношения		Возраст, млн лет**	Rho
		Pb	U	$\frac{206\text{Pb}}{204\text{Pb}}$	$\frac{206\text{Pb}}{207\text{Pb}}$	$\frac{206\text{Pb}}{208\text{Pb}}$	$\frac{207\text{Pb}}{235\text{U}}$	$\frac{206\text{Pb}}{238\text{U}}$		
Габронорит, Grt-2Px гранулит (пр. D14-13)										
1	2.9	6.5	20.3	1191	8.4603	41.14	4.71047	0.320014	1745	0.90
2	3.1	7.2	24.4	1745	8.7155	59.087	4.48961	0.300442	1748	0.98
3	2.9	296.6	497.9	72	3.3315	1.4129	4.07739	0.267320	1810	0.98
Метагаббро поздней генерации, Grt-Cpx-Pl порода (пр. D12-4)										
1	2.00	4.4	56.0	936	8.0594	21.91802	4.61910	0.306120	1743	0.67
2	1.65	17.2	56.5	1245	8.4351	38.76800	4.59990	0.304608	1760	0.36
3	2.00	10.4	34.8	1098	8.1931	27.62800	4.46438	0.295192	1784	0.95

* Все отношения скорректированы на холостое загрязнение 0.08 нг для Pb и 0.04 нг для U и масс-дискриминацию 0.12 ± 0.04 %.

** Коррекция на примесь обыкновенного свинца определена по модели [Stacey, Kramers, 1975].

петрологическими исследованиями, и с учетом данных, опубликованных другими учеными, представить датированную историю магматической и метаморфической эволюции эклогитовой ассоциации Гридино.

АРХЕЙСКИЕ СОБЫТИЯ

Оценка возраста цирконов ~ 2.71 млрд лет из фенгитсодержащей гранитной лейкосомы является важным репером для определения времени интрузии дайки метагаббро и ее эклогитового метаморфизма. Дата 2.71 млрд лет в пределах погрешности не отличается от возраста 2721 ± 8 млн лет, полученного по циркону из будины эклогитов на о. Столбиха, который, как предполагают О.И. Володичев с соавторами [2004], может отвечать времени эклогитового метаморфизма. С других точек зрения возрастные оценки на рубеже 2.7 млрд лет по породам Беломорской провинции интерпретируются как возраст гранулитового метаморфизма [Лобач-Жученко, Чекулаев, 2007; Минц, 2007]. В эклогитах ассоциации Салма этот возраст связан с гранулитовым метаморфизмом, наложенным на более ранние эклогитовые ассоциации [Минц и др., 2010а; Mints et al., 2010].

Возрасты, полученные в цирконах разных фракций из лейкосомы, очень сближены, их различия не выходят за пределы аналитической погрешности. Высокоурановые метамиктные коричневые удлиненные цирконы с реликтами магматической осцилляторной зональности, вероятнее всего, кристаллизовались из гранитной выплавки. Магматический облик, микроструктуры пород и оценки *PT*-параметров кристаллизации фенгитов позволяют предполагать, что анатектическое плавление пород происходило в условиях эклогитовой фации. С другой стороны, датированный нами циркон претерпел метамиктизацию и рекристаллизацию, и полученное значение возраста может маскировать более раннее магматическое и, возможно, метаморфическое события.

Цирконы второй группы имеют распределение РЗЭ, низкое Th/U отношение и внутреннюю структуру, указывающие на метаморфические условия кристаллизации. Однако высокое содержание урана в цирконах этой группы, скорее всего, связано с ростом цирконов в присутствии расплава в раскристаллизованной части гранитной выплавки. С этим процессом сближено формирование малоурановых ядер с осцилляторной зональностью, источником для которых, вероятно, являлся истощенный по урану остаточный кислый расплав.

Возраст 2.72 млрд лет, полученный по двум зернам циркона из гранулитизированной дайки метагаббро (пр. D17-1, м. Варгас), совмещающих свойства магматических и метаморфических цирконов, совпадает с охарактеризованной выше оценкой времени формирования гранитной лейкосомы и, возможно, связан с зарождением расплава в мафической породе.

Может возникнуть возражение, что цирконы в фенгитсодержащей лейкосоме, пересекающей дайку метагаббро (пробы D17-4, D17-7), не кристаллизовались из выплавки гранитного состава, а имеют ксеногенную природу и захвачены при ремобилизации вмещающих гнейсов. Изучение цирконов из гнейсов показало, что они имеют низкие содержания $U = 32\text{—}136$ г/т (см. табл. 2) в отличие от цирконов лейкосомы — $U = 520\text{—}3000$ г/т (см. табл. 6). Выше были отмечены геохимические различия составов вмещающих гнейсов и лейкосомы, демонстрирующие их различную природу и независимое формирование. Эти данные наряду с особенностями состава и морфологии кристаллов позволяют считать, что цирконы кристаллизовались непосредственно из анатектического расплава.

Возраст лейкосомы ~ 2.71 млрд лет, таким образом, является верхней границей и для внедрения дайки, и для эклогитового события, поскольку лейкосома пронизывает уже образованную дайку метагаббро и, судя по реликтам высокобарной магматической и наложенной гранулитовой минеральных ассоциаций, формировалась при ретроградной декомпрессии в процессе перемещения эклогитов на более высокий уровень коры в условиях гранулитовой фации повышенных давлений.

Оценки Sm/Nd модельного возраста даек Гридино (3.4—3.0 млрд лет) характеризуют время отделения мафитовых расплавов от мантийного источника. В таком случае магматические цирконы из метагаббро, дающие возраст 2.82 млрд лет, могут отвечать времени магматической кристаллизации. Таким образом, можно предполагать, что интрузии мафитовых даек Гридинского поля могли происходить уже в мезоархее.

Отметим также зерно циркона (см. табл. 4, рис. 9, 1.4.1) из дайки метагаббро, по морфологии и геохимии похожее на циркон магматического происхождения, с возрастом ~ 3.0 млрд лет. Sm/Nd возраст по валовой пробе метагаббро, рассчитанный по отношению к деплетированной мантии, $T(DM) = 3.3$ млрд лет, $\epsilon_{Nd}(2800) = -2.4$, $\epsilon_{Nd}(2400) = -5.4$. Эти оценки, скорее всего, указывают на контаминацию ювенильного мафитового расплава веществом древней континентальной коры. Однако, так как нижняя граница возможного возраста дайки достоверно не охарактеризована, эта оценка может указывать или на относительную древность интрузии дайки, или на возраст гнейсового протолита.

Возраст гнейсов о. Избная Луда 2.82—2.77 млрд лет в пределах возрастных вариаций и аналитической погрешности совпадает с возрастом 2.82 млрд лет дайки метагаббро D17-1. Данное обстоятельство может иметь двойное объяснение: либо в мафической дайке цирконы действительно захвачены из интрузируемых пород с возрастом 2.82 млрд лет, а мафическая интрузия сформировалась в интервале 2.82—2.72 млрд лет; либо мафический магматизм был субсинхронен образованию тоналитовых магм.

Сближенность по времени метаморфизма эклогитовой и гранулитовой фации является только предположением, поскольку пока нет никаких достоверных материальных свидетельств, точно определяющих время эклогитового метаморфизма. На данный момент можно говорить лишь об интервале времени 2.82—2.71 млрд лет, внутри которого произошло эклогитовое событие.

ПРОБЛЕМА ВОЗРАСТА 2.4 МЛРД ЛЕТ

Мафические дайки Гридино наряду с архейскими магматическими и метаморфогенными цирконами несут в себе также и свидетельства термального события на рубеже 2.4 млрд лет. U/Pb датировки ~ 2.4 млрд лет были получены в мафических породах Гридино также и в результате предыдущих исследований [Слабунов и др., 2003, 2011]. А.И. Слабунов, О.И. Володичев и их соавторы полагают, что именно эти цирконы дают возраст кристаллизации дайки, тогда как другие группы образованы захваченными ксеногенными кристаллами. Такому выводу препятствует архейское значение U/Pb возраста ~ 2.71 млрд лет, отвечающее формированию рассекающей дайку прожилка фенгитсодержащей лейкосомы.

Сравнение с результатами упоминавшихся выше геохронологических исследований цирконов из той же дайки [Слабунов и др., 2011], как нам представляется, позволяет ответить на вопрос о происхождении цирконов, датированных 2.39 млрд лет (габброидных, согласно оценке А.И. Слабунова с соавторами). Данные о концентрациях U и Th и о величине Th/U отношения в раннепалеопротерозойских цирконах позволяют читателю уверенно выделить в группе II, описанной в работе [Слабунов и др., 2011, табл. 1], две подгруппы: первая — точкам 66.10.1 и 66.10.3, датированным 2.45—2.44 млрд лет, отвечают крайне низкие (метаморфические?) концентрации U и Th — 56—60 и 36—41 г/т соответственно и умеренные значения Th/U отношения — 0.67—0.71; вторая — точкам 65.7.1, 65.7.2, 66.5.1, 66.6.1 и 66.4.1, датированным 2.40—2.35 млрд лет, отвечают закономерно уменьшающиеся параллельно со снижением оценок возраста концентрации Th — от 4392 до 404 г/т, U — от 1686 до 349 г/т и Th/U — от 1.19 до 2.69.

Морфология и геохимические характеристики обеих фракций цирконов, датированных 2.39 млрд лет (цирконы, выделенные непосредственно из эклогитизированной дайки [Слабунов и др., 2011], и полученные нами из метасоматических прожилок на участке, где дайка интенсивно деформирована и переработана флюидами), однозначно указывают на их идентичность. В пробе из метасоматических прожилок кристаллы циркона многочисленны и их геохимические свойства более ярко выражены, однако в полученной навеске отсутствуют более древние цирконы (в том числе и с возрастом 2.45—2.44 млрд лет). Эти особенности можно уверенно интерпретировать, полагая, что охарактеризованные специфические цирконы 2.39 млрд л.н. кристаллизовались в дайке, ранее подвергшейся эклогитовому метаморфизму, в зонах деформаций под воздействием высокотемпературного кислого, возможно, магматического флюида. Дата 2.39 млрд лет не имеет отношения к возрасту мафической интрузии и времени ее эклогитизации, поскольку зерна цирконов содержат включения минералов и симплектитовых сростаний декомпрессионной постэклогитовой стадии.

Опыт изучения и богатый фактический материал по точечному датированию цирконов из архейских эклогитов Салмы [Mints et al., 2010; Konilov et al., 2011] показал, что наряду с преобладающими архейскими значениями в них более или менее регулярно встречаются цирконы или зоны и участки в кристаллах, датировки которых составляют 2.3—2.5 млрд лет. По аналогии с данными по эклогитам Салмы мы считаем, что значения возраста ~ 2.4 млрд лет в мафических породах Гридино отвечают палеопротерозойскому термальному (или шире: метаморфическому) событию. Следует ожидать, что применение локальных методов датирования позволит выделить такие же цирконы и во вмещающих границейсах.

Описать природу термального события 2.5—2.4 млрд лет сегодня достаточно просто: большинство исследователей региона связывает с этим возрастным интервалом возникновение и развитие суперплюма в мантийной области, подстилающей неархейский континент — предшественник Восточно-Европейского кратона. С этим периодом связаны общее растяжение и прогибание коры и определяемое суперплюмом формирование крупной изверженной провинции (КИП): подслаивание (андерплейтинг) и внедрения (интраплейтинг) габбро-анортозитов на нижних уровнях коры, интрузии расслоенных мафит-ультрамафитов на верхних уровнях, мелкие интрузии габбро-анортозитов и мафит-ультрамафитов (друзитов) на среднем уровне коры, контрастный мафит-риолитовый вулканизм; возникновение внутри-

континентальных впадин, осадконакопление, гранулитовый метаморфизм и частичное плавление архейского основания и осадочного выполнения впадин. Подробную информацию и обширную библиографию, посвященную этому периоду эволюции Кола-Карельского региона, можно найти в монографиях [Ранний докембрий..., 2005; Минц и др., 2010б].

ТЕКТОНОМЕТАМОРФИЧЕСКИЙ ЭТАП 1.8—2.0 МЛРД ЛЕТ

Картирование ключевых объектов ассоциации Гридино показало, что позднепалеопротерозойские (1.8—2.0 млрд лет) возрасты проявляются в наложенных зонах деформации и амфиболитизации, где эклогитовые и гранулитовые минеральные парагенезисы либо стираются, либо присутствуют в виде отдельных минеральных реликтов. Низкоурановые бесцветные оторочки цирконов с возрастом 1.94 млрд лет вокруг архейских магматических и метаморфических цирконов связаны с термальными и деформационными эффектами в породах Беломорского орогена в целом, сопровождавшими коллизионные события конца палеопротерозоя [Бибикова и др., 2004; Слабунов и др., 2006б; Mints et al., 2010; Минц и др., 2010б].

Этому же возрастному рубежу соответствуют Sm/Nd изохронные датировки, полученные для даек габброноритов и метагаббро (1.92—1.91 млрд лет). Позднепалеопротерозойский метаморфизм привел к изотопному переуравновешиванию Sm/Nd системы на уровне минералов.

Температура закрытия Sm/Nd системы в гранате оценивается 650—670 °C [Ganguly et al., 1998], что соответствует уровню амфиболитовой фации. Остывание пород до температур ниже 550—500 °C фиксируется $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом по амфиболам [Harrison, 1981]. Соответственно, окончание свекофеннского этапа метаморфизма в районе с. Гридино датируется 1.96 ± 0.01 млрд лет (средневзвешенное по четырем датировкам). Присутствие в изученных амфиболах больших количеств избыточного аргона, вероятно, указывает на то, что формирование амфиболовых парагенезисов имеет более древнюю и длинную историю в интервале от времени архейского высокобарического метаморфизма до конца палеопротерозоя. Важно отметить, что U/Pb возраст палеопротерозойских оболочек цирконов 1.94 ± 0.04 млрд лет в пределах погрешности совпадает с возрастными, полученными по амфиболам, т.е. новообразованные оболочки цирконов датируют время амфиболитового метаморфизма.

Полученные по рутилу U/Pb методом датировки (1.79—1.76 млрд лет) значительно моложе фиксируемых U/Pb, Sm/Nd изотопными системами других минералов и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ системой в амфиболах, а также отражают время остывания метаморфических пород до температуры 400—450 °C [Mezger et al., 1991]. Эти значения подтверждаются $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датированием мусковита и биотита в лейкосоме (пр. D17-4), которые фиксируют температуру остывания системы 425—280 °C [Harrison et al., 1985, 2009] на рубеже 1.79—1.69 млрд лет.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследования эклогитовой ассоциации Гридино позволили определить время важнейших магматических и метаморфических событий. Фиксируется следующая последовательность событий.

1. Наиболее древний магматический циркон (3.00 млрд лет, U/Pb метод) в дайке метагаббро отвечает времени формирования магматического протолита либо дайки, либо метаморфических пород, интродуцированных дайкой. Sm/Nd модельные возрасты кислых (3.1—2.9 млрд лет) и мафических (3.4—3.0 млрд лет) пород эклогитовой ассоциации Гридино также указывают на палеомезоархейский возраст протолитов.

2. Возраст 2.82 млрд лет (U/Pb метод), измеренный в магматических цирконах в дайке метагаббро, может быть временем кристаллизации мафического расплава или возрастом магматического протолита вмещающей дайку метаморфических пород. В случае последнего варианта время интрузии дайки находится в интервале 2.82—2.71 млрд лет.

3. В интервале между 2.82 и 2.71 млрд лет произошло погружение и эклогитовый метаморфизм всего комплекса пород, принадлежащих эклогитовой ассоциации Гридино.

4. U/Pb возраст ~ 2.71 млрд лет магматических и метаморфических цирконов в кислых и мафических породах ассоциации Гридино отвечает времени ретроградного гранулитового метаморфизма и ограничивает сверху вероятный возраст проявления эклогитового метаморфизма. Цирконы формировались в декомпрессионных условиях одновременно с частичным плавлением пород.

5. Возраст ~ 2.4 млрд лет (U/Pb метод) отражает наложенные на эклогитизированные породы деформации и термально-метаморфические преобразования, непосредственно связанные с раннепалеопротерозойским суперплюмом в мантийной области, подстилающей неоархейский континент — предшественник Восточно-Европейского кратона.

6. Наложенный метаморфизм амфиболитовой фации и окончательная эксгумация метаморфических комплексов 2.0—1.9 млрд л.н. связаны с коллизийными событиями в конце палеопротерозоя, которые принято коррелировать с возникновением Свекофеннского аккреционного орогена непосредственно к западу (в современных координатах) от Беломорской провинции. Последовательное остывание метаморфических ассоциаций до 300 °С в интервале 1.9—1.7 млрд лет фиксируется U-Pb методом по цирконам и рутилам и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом по слюдам.

Мы благодарим К.В. Вана (ИЭМ РАН, г. Черноголовка) за участие в полевых работах и помощь в микронзондовых анализах; С.Г. Симакина и Е.В. Потапова (ЯФ ФТИАН, г. Ярославль) за проведение геохимических исследований цирконов; А.Н. Ларионова (ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург), Л.М. Натопова и Е.А. Белоусову (GEMOC ARC National Key Centre, Macquarie University, Sydney, Australia) за проведение геохронологических исследований цирконов. Особенную признательность мы выражаем рецензенту А.Л. Перчуку, чьи критические замечания и ценные рекомендации помогли значительно улучшить статью.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 08-05-00350, 09-05-01006, 11-05-00492).

ЛИТЕРАТУРА

Батиева И.Д. Щелочные граниты района Канозера-Колвицкого озера // Щелочные граниты Кольского полуострова. М., Л., Изд-во АН СССР, 1958, с. 135—145.

Баянова Т.Б., Корфу Ф., Тодт В., Поллер У., Левкович Н.В., Апанасевич Е.А., Жавков В.А. Гетерогенность стандартов 91500 и TEMORA-1 для U-Pb датирования единичных цирконов // XVIII симпозиум по геохимии изотопов. Тезисы докладов. М., ГЕОХИ РАН, 2007, с. 42—43.

Бибикова Е.В., Слабунов А.И., Володичев О.И., Кузенко Т.И., Конилов А.Н. Изотопно-геохимическая характеристика архейских эколгитов и глиноземистых гнейсов Гридинской зоны тектонического меланжа Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. Материалы II Российской конференции по изотопной геохронологии. СПб., ЦИК, 2003, с. 68—71.

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

Володичев О.И. Эволюция метаморфизма полициклического беломорского комплекса // Цикличность и направленность процессов регионального метаморфизма. Л., Наука, 1977, с. 5—79.

Володичев О.И. Беломорский комплекс Карелии: геология и петрология. Л., Наука, 1990, 248 с.

Володичев О.И., Слабунов А.И., Бибикова Е.В., Конилов А.Н., Кузенко Т.И. Архейские эколгиты Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // Петрология, 2004, т. 12, № 6, с. 609—631.

Володичев О.И., Слабунов А.И., Степанов В.С., Сибелев О.С., Травин В.В., Степанова А.В., Бабарина И.И. Архейские и палеопротерозойские эколгиты и палеопротерозойские друзиты района с. Гридино (Белое море) // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерагения (путеводитель и материалы конференции). Петрозаводск, ИГ КарНЦ РАН, 2005, с. 60—74.

Володичев О.И., Парфенова О.В., Кузенко Т.И. Палеопротерозойские эколгиты Беломорского подвижного пояса (об эколгитизации габбро в дайке комплекса лерцолитов-габброноритов) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 11. Петрозаводск, КарНЦ РАН, 2008, с. 37—61.

Володичев О.И., Слабунов А.И., Сибелев О.С., Лепехина Е.Н. Геохронология (SHRIMP-II) цирконов из палеопротерозойских эколгитов района с. Гридино (Беломорская провинция) // Изотопные системы и время геологических процессов. Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии. Т. II. СПб., 2009, с. 110—112.

Докукина К.А., Каулина Т.В., Конилов А.Н. Датирование реперных событий в истории докембрийских сложнотермодислоцированных комплексов (на примере Беломорской эколгитовой провинции) // Докл. РАН, 2009, т. 425, № 1, с. 83—88.

Докукина К.А., Баянова Т.Б., Каулина Т.В., Травин А.В., Конилов А.Н. Новые геохронологические данные для метаморфических и магматических пород района села Гридино (Беломорская эколгитовая провинция) // Докл. РАН, 2010, т. 432, № 3, с. 370—375.

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

Козловский В.М., Аранович Л.Я. Петрология и термобарометрия эколгитовых пород Красногубского дайкового поля, Беломорский подвижный пояс // Петрология, 2010, т. 18, № 1, с. 29—52.

Конилов А.Н., Докукина К.А. Петрология базитовых даек Гридинского дайкового поля (Северная Карелия, Беломорская эоклогитовая провинция) // Бюл. МОИП, 2011, № 4, с. 51—78.

Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П. Неоархейские гранулиты Карелии — геологическое положение и геодинамическая интерпретация // Гранулитовые комплексы в геологическом развитии докембрия и фанерозоя. Материалы II Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия. СПб., ЦИК, 2007, с. 201—205.

Миц М.В. Гранулитогнейсовые комплексы в раннедокембрийской коре Восточно-Европейского кратона: геодинамические обстановки формирования протолитов, высокоградного метаморфизма и структурообразования // Гранулитовые комплексы в геологическом развитии докембрия и фанерозоя. Материалы II Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия. СПб., ЦИК, 2007, с. 209—212.

Миц М.В., Конилов А.Н., Докукина К.А., Каулина Т.В., Белоусова Е.А., Натапов Л.М., Гриффин У.Л., О'Рейлли С. Беломорская эоклогитовая провинция: уникальные свидетельства мезо-неоархейской субдукции и коллизии // Докл. РАН, 2010а, т. 434, № 6, с. 776—781.

Миц М.В., Сулейманов А.К., Бабаянц П.С., Белоусова Е.А., Блох Ю.И., Богина М.М., Буш В.А., Докукина К.А., Заможняя Н.Г., Злобин В.Л., Каулина Т.В., Конилов А.Н., Михайлов В.О., Натапов Л.М., Пийп В.Б., Ступак В.М., Тихоцкий С.А., Трусов А.А., Филиппова И.Б., Шур Д.Ю. Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и ТАТСЕЙС. В 2 т. М., ГЕОКАРТ, 2010б. Т. 1, 408 с.; Т. 2, 400 с.

Моргунова А.А., Перчук А.Л. Ультравысокобарный метаморфизм в архейско-протерозойском подвижном поясе (гридинский комплекс, Карелия, Россия) // Докл. РАН, 2012, т. 443, № 3, с. 358—362.

Ранний докембрий Балтийского щита / Ред. В.А. Глебовицкий. СПб., Наука, 2005, 711 с.

Седова И.С., Саморукова Л.М., Глебовицкий В.А., Скублов С.Г. Циркон в полимиктатах С.-3. Приладожья: морфология и геохимия // Геохимия, 2009, № 10, с. 1050—1066.

Сибилев О.С., Бабарина И.И., Слабунов А.И., Конилов А.Н. Архейский эоклогитсодержащий меланж Гридинской зоны (Беломорский подвижный пояс) на о. Столбиха: структура и метаморфизм // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск, КарНЦ РАН, 2004, вып. 7, с. 5—20.

Скублов С.Г., Балашов Ю.А., Марин Ю.Б., Березин А.В., Мельник А.Е., Падерин И.П. U-Pb возраст и геохимия цирконов из салминских эоклитов (месторождение Куру-Ваара, Беломорский пояс) // Докл. РАН, 2010а, т. 432, № 5, с. 668—675.

Скублов С.Г., Березин А.В., Марин Ю.Б., Ризванова Н.Г., Богомолов Е.С., Сергеева Н.А., Васильева И.М. Комплексное изотопно-геохимическое (Sm-Nd, U-Pb) исследование салминских эоклитов // Докл. РАН, 2010б, т. 434, № 6, с. 802—806.

Скублов С.Г., Астафьев Б.Ю., Марин Ю.Б., Березин А.В., Мельник А.Е., Пресняков С.Л. Новые данные о возрасте эоклитов Беломорского подвижного пояса в районе с. Гридино // Докл. РАН, 2011а, т. 439, № 6, с. 795—802.

Скублов С.Г., Березин А.В., Мельник А.Е. Палеопротерозойские эоклиты северо-западной части Беломорского подвижного пояса, район Салмы: состав и изотопно-геохимическая характеристика минералов, возраст метаморфизма // Петрология, 2011б, т. 19, № 5, с. 493—519.

Скублов С.Г., Хервартц Д., Березин А.В. Первые данные Lu-Hf датирования эоклитов в Беломорском подвижном поясе // Проблемы плейт- и плюм-тектоники в докембрии. Материалы III Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия. СПб., ИГГД РАН, 2011в, с. 166—168.

Слабунов А.И., Володичев О.В., Бибикина Е.В. U-Pb геохронология, Nd систематика и петрология раннепротерозойских эоклитов Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. Материалы II Российской конференции по изотопной геохронологии. СПб., ЦИК, 2003, с. 465—467.

Слабунов А.И., Володичев О.И., Балаганский В.В., Бибикина Е.В., Степанов В.С., Степанова А.В. Беломорский подвижный пояс: общие черты геологического строения и эволюции // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минералогия (путеводитель и материалы конференции). Петрозаводск, ИГ КарНЦ РАН, 2005, с. 6—12.

Слабунов А.И., Бибикина Е.В., Степанов В.С., Володичев О.И., Балаганский В.В., Степанова А.В., Сибилев О.С. Неоархейский Беломорский подвижный пояс // Строение и динамика литосферы Восточной Европы / Под ред. А.Ф. Морозова, Н.В. Межеловского, Н.И. Павленковой. М., ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2006а, с. 143—151.

Слабунов А.И., Лобач-Жученко С.Б., Бибикова Е.В., Балаганский В.В., Сорьенен-Вард П., Володичев О.И., Щипанский А.А., Светов С.А., Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Степанов В.С. Архей Балтийского щита: геология, геохронология и геодинамика // Геотектоника, 2006б, № 6, с. 3—32.

Слабунов А.И., Бурдюх Е.В., Бабарина И.И. Гранулометрия и распределение по площади обломочной составляющей Гридинского эколгитсодержащего меланжа // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск, ИГ КарНЦ РАН, 2007, вып. 10, с. 27—34.

Слабунов А.И., Степанова А.В., Бибикова Е.В., Бабарина И.И., Матуков Д.И. Неоархейские габброиды Беломорской провинции Фенноскандинавского щита: геология, состав, геохронология // Докл. РАН, 2008, т. 422, № 6, с. 793—797.

Слабунов А.И., Володичев О.И., Скублов С.Г., Березин А.В. Главные стадии формирования палеопротерозойских эколгитизированных габбро-норитов по результатам U-Pb (SHRIMP) датирования цирконов и изучения их генезиса // Докл. РАН, 2011, т. 437, № 2, с. 238—242.

Смирнова В.С., Бабошин В.А. Геологическое строение, метаморфизм и пегматитоносность архейских образований Беломорья. М., Недра, 1967, 246 с.

Степанов В.С. Основной магматизм докембрия Западного Беломорья. Л., Наука, 1981, 216 с.

Степанов В.С. Магматиты района д. Гридино (вещественная последовательность образования и некоторые черты эволюции) // Докембрий Северной Карелии. Петрозаводск, КФ АН СССР, 1990, с. 78—101.

Степанов В.С., Степанова А.В. Гридинское дайковое поле: геология, геохимия, петрология // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минералогия (путеводитель и материалы конференции). Петрозаводск, ИГ КарНЦ РАН, 2005, с. 285—288.

Степанов В.С., Степанова А.В. Ранние палеопротерозойские метагаббро района с. Гридино (Беломорский подвижный пояс) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск, КарНЦ РАН, 2006, вып. 9, с. 55—71.

Степанова А.В., Степанов В.С. Коронитовые габбро Беломорского подвижного пояса // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск, КарНЦ РАН, 2005, вып. 8, с. 29—39.

Степанова А.В., Ларионов А.Н., Бибикова Е.В., Степанов В.С., Слабунов А.И. Раннепротерозойский (2.1 млрд лет) Fe-толеитовый магматизм Беломорской провинции Балтийского щита: геохимия, геохронология // Докл. РАН, 2003, т. 390, № 4, с. 528—532.

Судовиков Н.Г. Материалы по геологии ЮЗ части Кольского полуострова. Л., М., АН СССР, 1935, 30 с. (Тр. Лен. геол. треста, вып. 10).

Травин В.В., Козлова Н.Е. Локальные сдвиговые деформации как причина эколгитизации (на примере структур Гридинской зоны меланжа, Беломорский подвижный пояс) // Докл. РАН, 2005, т. 405, № 3, с. 376—380.

Шарков Е.В., Красивская И.С., Чистяков А.В. Диспергированный мафит-ультрамафитовый интрузивный магматизм подвижных зон раннего палеопротерозоя Балтийского щита на примере друзитового (коронитового) комплекса Беломорья // Петрология, 2004, т. 12, № 6, с. 632—655.

Baer A.J. Speculation on the evolution of the lithosphere // Precam. Res., 1977, v. 5, № 3, p. 249—260.

Baksi A.K., Archibald D.A., Farrar E. Intercalibration of ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating standards // Chem. Geol., 1996, v. 129, p. 307—324.

Baldwin J.A., Bowring S.A., Williams M.L., Williams I.S. Eclogites of the Snowbird tectonic zone: petrological and U-Pb geochronological evidence for Paleoproterozoic high-pressure metamorphism in the western Canadian Shield // Contr. Miner. Petrol., 2004, v. 147, p. 528—548. DOI 10.1007/s00410-004-0572-4.

Caddick M.J., Thompson A.B. Quantifying the tectono-metamorphic evolution of pelitic rocks from a wide range of tectonic settings: mineral compositions in equilibrium // Contr. Miner. Petrol., 2008, v. 156, p. 177—195.

Cherniak D.J. Pb diffusion in rutile // Contr. Miner. Petrol., 2000, v. 139, № 2, p. 198—207.

Collins A.S., Reddy S.M., Buchana C., Mruma A. Temporal constraints on Palaeoproterozoic eclogite formation and exhumation (Usagaran Orogen, Tanzania) // Earth Planet. Sci. Lett., 2004, v. 224, p. 175—192.

Corfu F., Hanchar J.M., Hoskin P.W.O., Kinny P. Atlas of zircon textures // Zircon / Eds. J.M. Hanchar, P.W.O. Hoskin. Rev. Miner. Geochem., 2003, v. 53, Chapter 16, p. 469—500.

Dokukina K.A., Konilov A.N. Metamorphic evolution of the Gridino mafic dyke swarm (Belomorian eclogite province, Russia) // UHPM: 25 years after the discovery of coesite and diamond / Eds. L. Dobrzhinetskaya, S. Cuthbert, W. Faryad, S. Wallis. Elsevier, 2011, chapter 18, p. 579—621.

Fonarev V.I., Graphchikov A.A., Konilov A.N. A consistent system of geothermometers for metamorphic complexes // Int. Geol. Rev., 1991, v. 33, p. 743—783.

Ganguly J., Tirone M., Hervig R.L. Diffusional kinetics of samarium and neodymium in garnet, and a method for determining cooling rates of rocks // *Science*, 1998, v. 281, № 5378, p. 805—807.

Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: implications for crustal evolution // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1988, v. 87, p. 249—265.

Green D.H. Genesis of Archean peridotitic magmas and constraints on Archean geothermal gradients and tectonics // *Geology*, 1975, v. 3, p. 15—18.

Harrison T.M. Diffusion of ^{40}Ar in hornblende // *Contr. Miner. Petrol.*, 1981, v. 78, p. 324—331.

Harrison T.M., Duncan I., McDougall I. Diffusion of ^{40}Ar in biotite: temperature, pressure and compositional effects // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1985, v. 49, № 11, p. 2461—2468.

Harrison T.M., Celerier J., Aikman A.B., Hermann J., Heizler M.T. Diffusion of ^{40}Ar in muscovite // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2009, v. 73, № 4, p. 1039—1051.

Holland T., Blundy J. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry // *Contr. Miner. Petrol.*, 1994, v. 116, p. 433—447.

Hoskin P.W.O., Schaltegger U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // *Zircon* / Eds. J.M. Hanchar, P.W.O. Hoskin. *Rev. Miner. Geochem.*, 2003, v. 53, chapter 2, p. 27—62.

Kohn M.Y., Spear F.S. Two new geobarometers for garnet amphibolites, with applications to southeastern Vermont // *Amer. Miner.*, 1990, v. 75, p. 89—96.

Konilov A.N., Shchipansky A.A., Mints M.V., Dokukina K.A., Kaulina T.V., Bayanova T.B., Natapov L.M., Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y. The Salma eclogites of the Belomorian Province, Russia: HP/UHP metamorphism through the subduction of Mesoarchean oceanic crust // *UHPM: 25 years after the discovery of coesite and diamond* / Eds. L. Dobrzhinetskaya, S. Cuthbert, W. Faryad, S. Wallis. Elsevier, 2011, chapter 19, p. 623—670.

Krogh T.E. A low-contamination method for hydrothermal dissolution of zircons and extraction of U and Pb for isotope age determinations // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1973, v. 37, p. 485—494.

Kröner A., Wilde S.A., Zhao G.C., O'Brien P.J., Sun M., Liu D.Y., Wan Y.S., Liu Y.S., Guo J.H. Zircon geochronology and metamorphic evolution of mafic dykes in the Hengshan Complex of northern China: evidence for late Palaeoproterozoic extension and subsequent high-pressure metamorphism in the North China Craton // *Precam. Res.*, 2006, v. 146, p. 45—67.

Kuno H. Differentiation of basaltic magmas // *Basalts* / Eds. H.H. Hess, A. Poldervaart. New York, Interscience, 1968, v. 2, p. 623—688.

Lobach-Zhuchenko S.B., Arestova N.A., Chekulaev V.P., Levsky L.K., Bogomolov E.S., Krylov I.N. Geochemistry and petrology of 2.40—2.45 Ga magmatic rocks in the north-western Belomorian Belt, Fennoscandian Shield, Russia // *Precam. Res.*, 1998, v. 92, p. 223—250.

Ludwig K.R. Isoplot/Ex, version 2.05. Berkeley Geochronol. Center, Spec. Publ., 1999, 1a.

Ludwig K.R. SQUID 1.00. A user's manual. Berkeley Geochronol. Center, Spec. Publ., 2000, 2.

McCarthy T.C., Patiño Douce A.E. Empirical calibration of the silica-Ca-tschermak's-anorthite (SCAN) geobarometer // *J. Metamorp. Geol.*, 1998, v. 16, p. 671—682.

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

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

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

Pearson D.G., Canil D., Shirey S.B. Mantle samples included in volcanic rocks: xenoliths and diamonds // *The mantle and core. Treatise on geochemistry 2* / Eds. R.W. Carlson, H.D. Holland, K.K. Turekian. Amsterdam, Elsevier, 2003, p. 171—275.

Powell R. Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revisited // *J. Metamorp. Geol.*, 1985, v. 3, p. 231—243.

Rubatto D. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism // *Chem. Geol.*, 2002, v. 184, p. 123—138.

Skjerlie K.P., Johnston A.D. Vapour-absent melting from 10 to 20 kbar of crustal rocks that contain multiple hydrous phases: implications for anatexis in the deep to very deep continental crust and active continental margins // *J. Petrol.*, 1996, v. 37, p. 661—691.

Slabunov A.I., Lobach-Zhuchenko S.B., Bibikova E.B., Sorjonen-Ward P., Balangansky V.V., Volodichev O.I., Shchipansky A.A., Svetov S.A., Chekulaev V.P., Arestova N.A., Stepanov V.S. The Archean nu-

cleus of the Fennoscandian (Baltic) Shield // European lithosphere dynamics / Eds. D.G. Gee, R.A. Stephenson. Geol. Soc., London, Memoirs, 2006, v. 32, p. 627—644.

Stacey J.S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Lett., 1975, v. 26, p. 207—221.

Stepanova A., Stepanov V. Paleoproterozoic mafic dyke swarms of the Belomorian Province, eastern Fennoscandian Shield // Precam. Res., 2010, v. 183, p. 602—616.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the ocean basins / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ., 1989, v. 42, p. 313—345.

*Рекомендована к печати 16 февраля 2012 г.
В.В. Ревердатто*

*Поступила в редакцию 18 февраля 2011 г.,
после доработки — 29 ноября 2011 г.*