

ВОЗРАСТ МЕТАМОРФИЗМА И ПРИРОДА ПРОТОЛИТА ГРАНУЛИТОВ ЮЖНО-МУЙСКОЙ ГЛЫБЫ (*Байкало-Муйский складчатый пояс*)

С.Ю. Скузоватов¹, Е.В. Скляр^{2,3}, В.С. Шацкий^{1,4,5}, К.-Л. Ванг⁶, К.В. Куликова⁷, О.В. Зарубина¹

¹ Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1а, Россия

² Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

³ Дальневосточный федеральный университет, 690950, Владивосток, ул. Суханова, 8, Россия

⁴ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

⁵ Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

⁶ Institute of Earth Sciences, Academia Sinica, 11529, Taipei, 128, Sec. 2, Academia Road, Nangang, Taiwan

⁷ Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, 167982, Сыктывкар, ул. Первомайская, 54, Россия

В пределах Южно-Муйской глыбы исследованы высокобарические мафические гранулиты и гранатовые пироксениты, встречающиеся в виде будин и линз среди метаморфических пород киндиканской серии. Формирование первичных парагенезисов гранулитов и гранатовых пироксенитов происходило в интервале температур 670—750 °С и 9.5—12.0 кбар. Возраст пика гранулитового метаморфизма пород по цирконам LA-ICP-MS U-Pb-методом составляет 630 млн лет. Геохимические характеристики гранулитов и изотопный состав гафния цирконов позволяют предполагать, что в качестве протолита гранулитов выступали дифференцированные внутриплитные базиты, формирование которых произошло при участии ювенильного мантийного источника позднебайкальского возраста и мезо- или палеопротерозойской коры. Сходство возрастов гранулитового метаморфизма Южно-Муйского и эклогитового метаморфизма Северо-Муйского блока свидетельствует о пространственной совмещенности двух блоков к началу позднебайкальских субдукционно-коллизийных событий.

Центрально-Азиатский складчатый пояс, Южно-Муйский блок, гранулиты, гранатовые пироксениты, циркон, U-Pb-возраст, континентальная субдукция.

GRANULITES OF THE SOUTH MUYA BLOCK (*Baikal–Muya Foldbelt*): AGE OF METAMORPHISM AND NATURE OF PROTOLITH

S.Yu. Skuzovatov, E.V. Sklyarov, V.S. Shatsky, K.-L. Wang, K.V. Kulikova, and O.V. Zarubina

High-pressure mafic granulites and garnet pyroxenites occur within the South Muya block as boudins or lenses among metamorphic rocks of the Kindikan Group. Their primary minerals crystallized at 670–750 °C and 9.5–12.0 kbar. Granulite metamorphism peaked at 630 Ma, according to LA–ICP–MS U–Pb zircon ages. Judging by their major- and trace-element compositions and Hf isotope ratios in zircons, the South Muya granulites were derived from differentiated within-plate basalts, which, in turn, resulted from melting of juvenile mantle source and Meso- or Paleoproterozoic crust. The events of granulite and eclogite metamorphism in the South and North Muya blocks, respectively, were coeval and the two blocks were spatially close to each other at the onset of Late Baikalian subduction and collision events

Granulites, garnet pyroxenites, zircon, U–Pb age, continental subduction, Central Asian Orogenic Belt, South Muya block

ВВЕДЕНИЕ

В осевой части Муйского сегмента Байкало-Муйского складчатого пояса традиционно выделялся Муйский раннедокембрийский кристаллический блок, в настоящее время считающийся кратонным террейном [Булгатов, Гордиенко, 1999]. По данным сейсмических исследований, Муйская глыба представляет собой гетерогенное пластинообразное тело, ограниченное надвиговыми структурами [Булгатов, 1988], однако однозначной трактовки его тектонического положения в настоящее время не существует. *PT*-оценки, полученные по минеральным парагенезисам эклогитов, слагающих будины и линзовидные тела среди считавшихся ранее архейскими и раннепротерозойскими пород джалтукской и осиновской серий Северо-Муйского блока, указывают на этап высокобарического метаморфизма при континен-

тальной субдукции в Байкало-Муйском поясе [Авченко и др., 1989; Шацкий и др., 2012, 2014; Shatsky et al., 2015]. В то же время информация о высокобарических парагенезисах в пределах палеопротерозойского киндиканского метаморфического блока Южно-Муйской глыбы имеет крайне отрывочный характер, а их формирование связывается авторами с процессами интенсивного динамометаморфизма метабазитов в зонах глубинных разломов [Грудинин, Меньшагин, 1988; Доронина, Складчиков, 1995]. По данным Н.А. Божко с соавторами [Божко и др., 1999], среди пород Южно-Муйского блока наиболее высокой ступени метаморфизма соответствуют диафторированные и гранитизированные эклогитоподобные гранат-клинопироксен-плагиоклаз-кварц-кальциевые породы, для которых пиковые условия метаморфизма определены как 650°C и 12 кбар. Приведенные факты оставляют открытым вопрос о времени и характере тектонического совмещения, а также о вероятных режимах субдукции и эксгумации двух блоков Муйской глыбы.

Проведенные в последние годы геохронологические исследования пород Байкало-Муйского складчатого пояса в значительной степени изменили существовавшие ранее представления о раннедокембрийском возрасте Муйской глыбы. Геохронологические данные позволили Е.Ю. Рыцку с соавторами [Рыцк и др., 2007, 2011] обосновать неопротерозойский возраст метаморфических толщ «фундамента» Байкало-Муйского пояса (0.6—1.0 млрд лет). Наряду с этим датирование пород эклогит-гнейсового комплекса Северо-Муйской глыбы [Шацкий и др., 2012] свидетельствует о значительно более молодом возрасте высокобарического метаморфизма (630 млн лет). В этой связи представляют интерес изотопно-геохимические исследования, в том числе — датирование высокобарических пород Южно-Муйской глыбы, встречающихся в породах киндиканской серии, представленной гнейсами с подчиненным количеством кристаллических сланцев и кальцифиров [Доронина, Складчиков, 1995].

ОБРАЗЦЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В работе представлены результаты изучения метаморфических пород, отобранных в районе ручьев Серебряковский и Длинный Южно-Муйской глыбы (рис. 1). Состав породообразующих и аксессуарных минералов определен с использованием электронно-зондового рентгеноспектрального микроанализатора JEOL JXA8200 при ускоряющем напряжении 20 кВ в Байкальском аналитическом центре (аналитик Л.А. Павлова). Содержание петрогенных оксидов определено рентгенофлуоресцентным методом с помощью сканирующего спектрометра Bruker S4 Pioneer (Байкальский аналитический центр коллективного пользования, Иркутск). Содержание редких и рассеянных элементов определено методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой с помощью квадрупольного масс-спектрометра высокого разрешения Agilent 7700s (Байкальский центр нанотехнологий, Иркутский национальный исследовательский государственный технический университет) с применением методики сплавления с метаборадом лития.

Возраст и изотопный состав гафния цирконов определялся в Институте наук о Земле Академии Синика (г. Тайбэй, Тайвань). Для *in situ* U-Pb-датирования использован ICP-масс-спектрометр высокого разрешения Element XR с системой лазерной абляции Photon Machines Analyte G2 с ArF-эксимерным лазером с длиной волны 193 нм и диаметром точки 50 мкм. Для определения изотопного состава гафния в тех же точках аналогичная система лазерной абляции использовалась совместно с мультиколлекторным ICP-масс-спектрометром NuPlasma. При анализе изотопного состава гафния использованы параметры настройки системы MC-ICP-MS, приведенные в [Griffin et al., 2000b]. Детальное описание процедуры анализа приведено в работе [Lan et al., 2009].

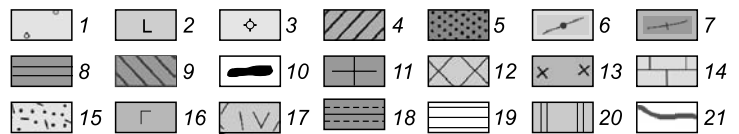
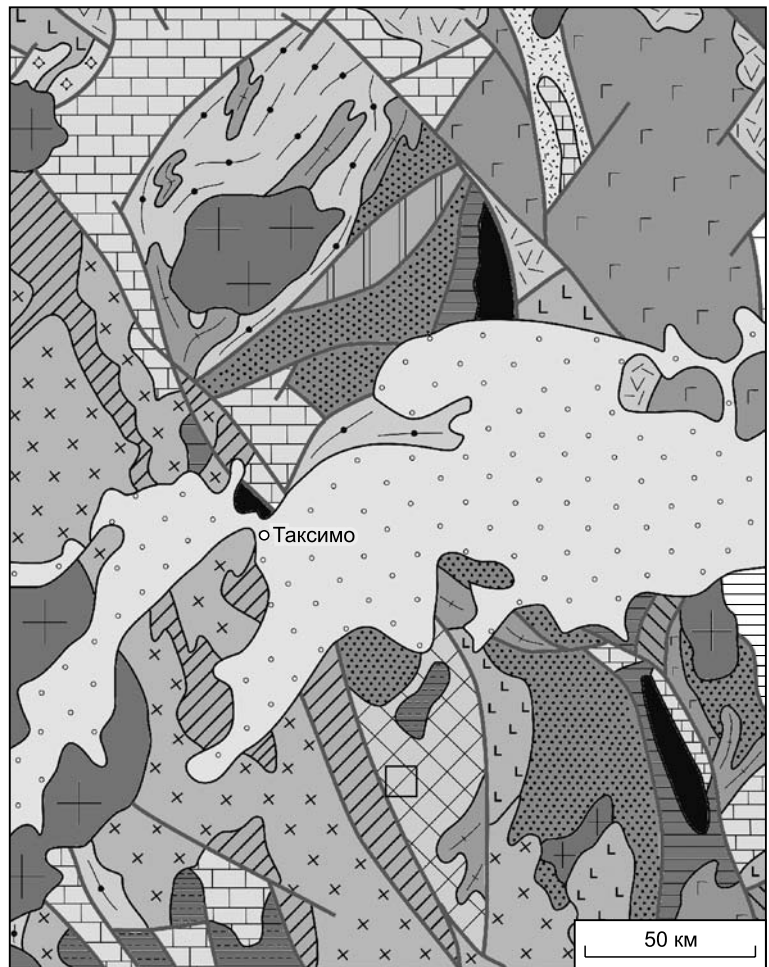
РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Петрография и минералогия пород. Изученная в районе распространения киндиканского выступа докембрийского фундамента метаморфическая толща включает в себя гнейсы, метаморфизованные в условиях гранулитовой и амфиболитовой фации, мафические гранат-пироксен-кварц-плагиоклазовые гранулиты, в том числе карбонатсодержащие, кальцифиры, плагиоклаз-биотит-амфиболовые кристаллосланцы и амфиболиты. В пределах толщи выделяются блоки массивного строения, приуроченные, как правило, к ядрам крупных складок и представленные преимущественно амфиболитами, гранатовыми амфиболитами и гранатовыми пироксенитами. Кроме того, обнаружены существенно измененные породы, для которых реликты первичного парагенезиса соответствуют гранатовым перидотитам.

Большинство гранулитов характеризуются гранобластовой структурой, с массивной текстурой, с размером минералов матрикса от 0.1 до 0.4 мм (рис. 2, а), реже наблюдается в различной степени проявленная полосчатая текстура (образцы Му-10-24 и Му-10-48). В гранулитах присутствуют минеральные ассоциации гранулитовой, амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. Ранний парагенезис гранулитов включает в себя гранат (25 %), олигоклаз An_{18-22} (20 %), калиевый полевой шпат (15 %), клинопироксен (15 %), кварц (10 %), единичные зерна ортопироксена, аксессуарные ильменит (в ряде

Рис. 1. Схема геологического строения центральной части Муйской зоны Байкало-Муйского складчатого пояса [Рыцк и др., 2011] с выделенным районом исследований.

1 — четвертичные отложения, 2 — расслоенные интрузии, 3 — диориты и гранитоиды (лесной комплекс), 4 — усть-келянский базальт-риолитовый комплекс, 5 — парамский вулканогенно-осадочный комплекс, 6 — джалтукская и восточно-горбылокская метаморфические толщи, 7 — синметаморфические гнейсограниты илеирского комплекса, 8 — надпорожная вулканогенно-осадочная и шаманская карбонатно-сланцевая толщи, 9 — амфиболиты и амфиболовые сланцы Парам-Шаманской зоны, 10 — парамский комплекс гипербазитов, 11 — палеозойские гранитоиды баргузинского комплекса, 12 — киндиканская метаморфическая толща, 13 — муйский габбро-диорит-плагиигранитный комплекс, 14 — терригенно-карбонатный комплекс кембрия—позднего венда, 15 — падринский вулканоплутонический комплекс, 16 — ранневендские таллаинский габбро-диорит-плагиигранитный и заоблачный габбро-габброноритовый комплексы, 17 — каралон-мамаканский базальт-риолитовый комплекс, 18 — жанокский вулканоплутонический комплекс, 19 — Сибирская платформа, 20 — осиновская толща амфиболитов, 21 — тектонические швы.



случаев до 5 %), рутил, пирротин. Гранат представлен альмандин-гроссуляропиропом с железистостью $\#Fe = 0.84—0.89$ (рис. 3). Размер зерен граната в ряде случаев достигает 0.7 мм. Зерна граната субидiomорфные и ксеноморфные, оптически однородны, большинство из них не обнаруживает четкой зональности по распределению основных компонентов. В ряде случаев в направлении от центра к периферии зерна наблюдается регрессивная зональность с уменьшением содержания пирропа (X_{Prp}), которая сопровождается ростом содержания гроссуляра (X_{Grs}). Подобная зональность сохраняется в идиоморфных зернах граната основной массы гранулита. Зерна граната содержат включения кварца, ильменита, калиевого полевого шпата (см. рис. 2, б), а также циркона и фторопатита, которые присутствуют и в матрице породы. Ксеноморфный клинопироксен представлен салитом (рис. 4) и содержит до 6 мол. % жадеитового минала. Калиевый полевой шпат матрикса нередко пертитовый. Включения КПШ в гранате встречаются как в виде отдельных фаз, так и в биминеральных кварц-полевошпатовых сростаниях. Описанный парагенезис наилучшим образом сохранен в массивных гранулитах Му-10-24, Му-10-82 и Му-10-124. Гранулит Му-10-46 содержит значительное количество идиоморфного биотита. К поздним парагенезисам относятся железистый амфибол (железистая роговая обманка, ферропаргасит, ферроэденит) и актинолит, развивающиеся по клинопироксену, биотит, хлорит, преимущественно замещающий гранат, титанит по рутилу. В гранулитах Му-10-46 и Му-10-48 клинопироксен наблюдается в виде реликтов, тогда как преобладающими среди мафических минералов являются поздние амфибол и биотит, а полевые шпаты сильно серицитизированы.

Реликты гранатовых пироксенитов обнаружены в будинах амфиболитов. Гранатовые пироксениты характеризуются гранонематобластовой структурой с массивной текстурой и сложены альмандин-пироп-гроссуляровым гранатом (см. рис. 3), диопсидом, паргаситом, менее железистым в сравнении с амфиболом гранулитов, реже эденитом, пирротинном, поздними эпидотом, хлоритом и актинолитом (см. рис. 2, в). Субидiomорфные и ксеноморфные зерна гранатов размером 0.3—0.7 мм характеризуются слабой зональностью с каймой, обедненной CaO относительно центральной части на 0.8—1.8 %, и со-

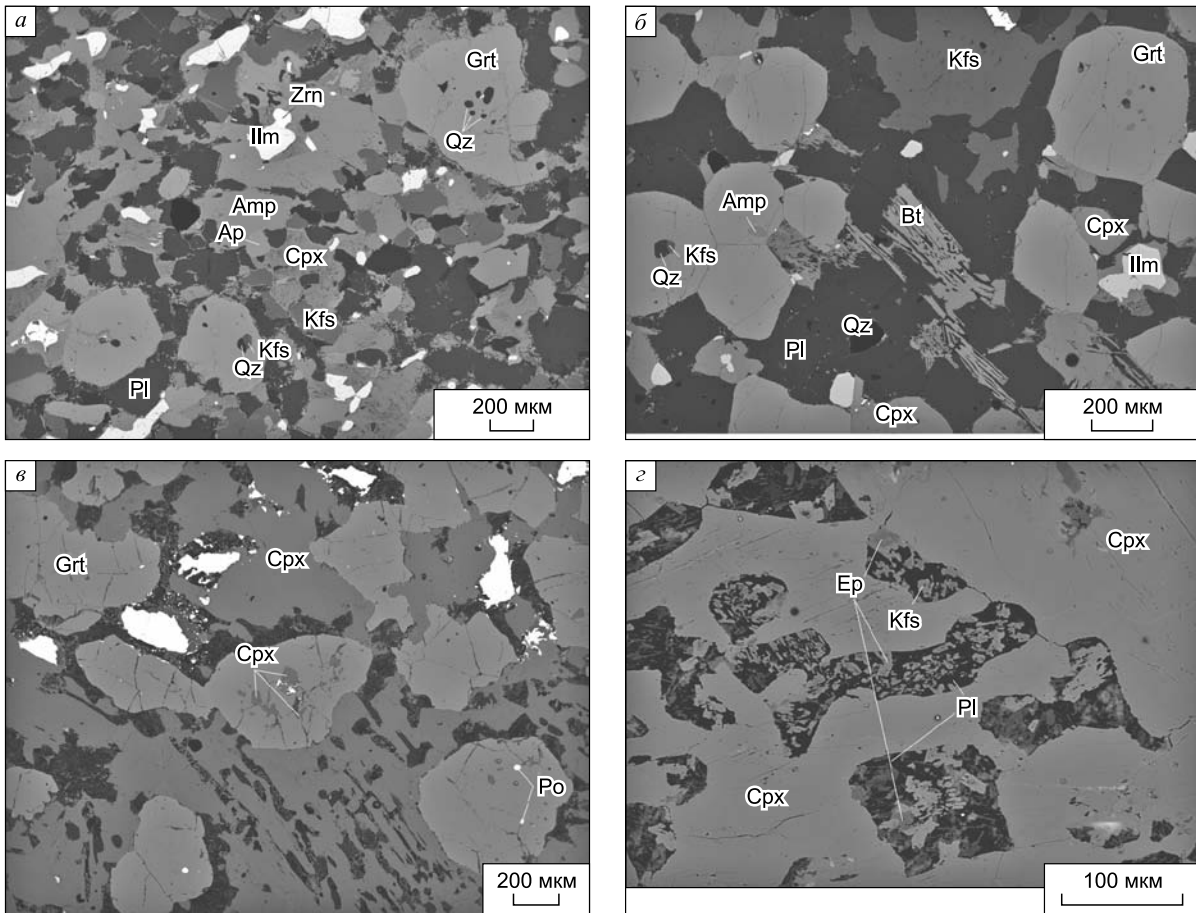


Рис. 2. Структурно-текстурные особенности изученных пород (изображения в обратнорассеянных электронах):

а, б — мафические гранулиты, *в* — гранатовый пироксенит, *з* — пойкилитовые вроски в клинопироксене гранатовых пироксенитов.

держат включения клинопироксена (преимущественно в центральных зонах), кварца, рутила и пирротина. Незональный или слабозональный клинопироксен (диопсид) содержит примеси Al_2O_3 (1.5—6.7%), а также натрия (0.3—1.1% Na_2O). Характерной чертой диопсида гранатовых пироксенитов являются пойкилитовые вроски плагиоклаза, частично замещенные агрегатом альбита, калиевого полевого шпата, эпидота и хлорита (см. рис. 2, з). Паргасит-эденитовый амфибол замещает диопсид. Представительные составы минералов приведены в табл. 1.

К западу от основного района исследований (в районе руч. Длинный) обнаружены гранат-пироксеновые породы с существенно более крупнозернистой структурой и в то же время с более значительной степенью вторичного изменения. Реликты первичного парагенезиса (до 40% общего объема породы) указанных пород представлены крупными (до нескольких миллиметров) ксеноморфными зернами диопсида и ксеноморфными же выделениями пироп-альмандин-гроссулярового граната. Гранат характеризуется наибольшей магниальностью из гранатов всех исследованных пород ($\#Fe$ 0.44—0.50) при значительных вариациях содержания гроссулярового компонента (8—27 мол. %). Диопсид содержит натрия в количестве 1.2—2.9 мас. % Na_2O , 1.8—4.2% Al_2O_3 (в единичных случаях до 8.9%) и до 12% жадеитового минала. Содержание Са-чермакитового минала при этом варьирует от 1.6 до 5.3%, в диопсиде с наиболее высоким содержанием Al_2O_3 рассчитанное содержание чермакита достигает 12%. Большая же часть объема пород сложена продуктами ретроградного, в том числе низкотемпературного изменения, среди которых преобладают хлорит, железистый антигорит, а также развивающийся по диопсиду паргасит и существенно более поздний актинолит. Ксеноморфные выделения граната, как и весь объем изученных пород, пронизаны густой сетью прожилков хлорита. На отдельных участках граната наблюдается эпидотизация с выделением мелких (до 20 мкм) частиц герцинита. Существенно более

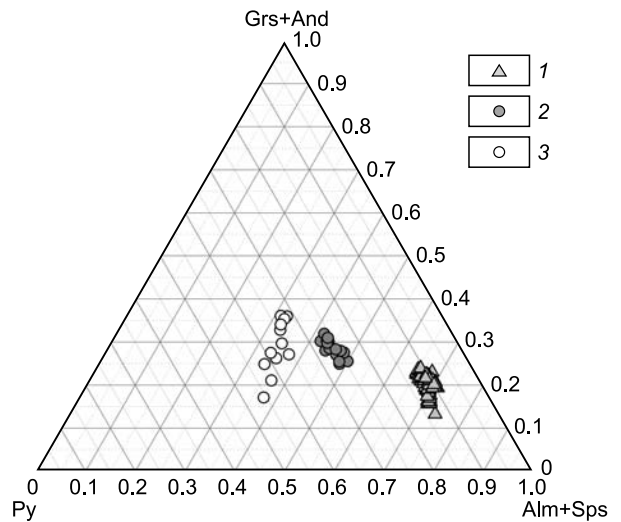
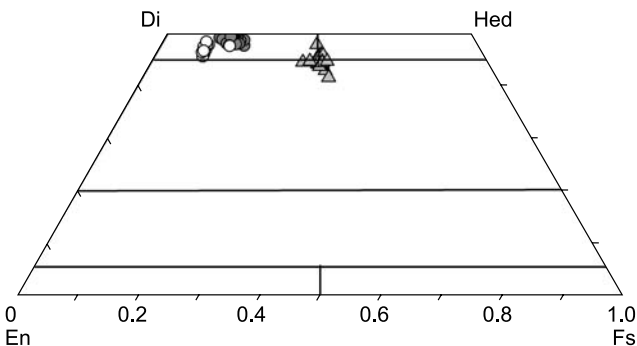
Рис. 3. Состав гранатов в изученных гранулитах и пироксенитах.

1 — гранулиты, 2 — гранатовые пироксениты руч. Серебряковский, 3 — гранатовые ультрамафиты района руч. Длинный.

мелкие выделения герцинита (не более 1 мкм) приурочены и к зонам наиболее интенсивной хлоритизации основной массы пород. Широкое развитие хлорита и серпентина может быть связано с замещением первичных ортопироксена и оливина, что позволяет рассматривать указанные породы как гранатовые перидотиты, тем не менее реликты магнезиальных минералов в изученных породах не установлены. Стоит отметить, что в ассоциации с измененными перидотитами руч. Длинный наблюдаются гранатовые пироксениты, схожие с описанными выше породами руч. Серебряковский.

Минеральная термобарометрия пород. Равновесные значения температуры для гранат-клинопироксен-плаггиоклаз-калишпат-кварцевого гранулита Му-10-124, полученные с использованием классических геотермобарометров, по кайме граната и клинопироксену матрикса составляют 720—740 °C [Ellis, Green, 1979]. Более низкие оценки при большем разбросе значений получены для данного образца с использованием термометра Крог-Равны — 660—690 °C [Ravna, 2000]. Величина давления, оцененная по геобарометру [Kohn, Spear, 1990], составляет 10.5 кбар. По данным расчета с использованием программного модуля TWQ [Verma, 2007], формирование первичного парагенезиса данного гранулита происходило при $T = 750$ °C и $P = 9.5$ кбар. Параметры равновесия, полученные для образца гранулита Му-10-82, составляют 690—710 °C [Ellis, Green, 1979] и 620—640 °C [Ravna, 2000] при 11.5—12 кбар, для гранулита Му-10-24 — 670—700 °C и 610—650 °C при 10.5 кбар. Полученные PT -оценки укладываются в ранее предложенный тренд эволюции гранулитов киндиканской серии (500—800 °C, 5—15 кбар) [Доронина, Скляр, 1995]. Используемые при расчете температуры равновесия составы близлежащих, но не контактирующих реликтов граната и диопсида в ретроградно измененном гранатовом ультрамафите района руч. Длинный Му-14-16, дают температуры в интервале от 700 до 830 °C [Ellis, Green, 1979] и 580—710 °C [Ravna, 2000]. Оценки равновесного давления, полученные по содержанию жадеитового минала в пироксене данного образца [Holland, 1980], составляют до 10 кбар, однако в отсутствие кварца полученные значения могут интерпретироваться как минимальные. Для пар внешних зон контактирующих граната и диопсида образца гранатового пироксенита Му-10-80 рассчитанные значения температуры составили 720—750 °C [Ellis, Green, 1979] и 640—670 °C [Ravna, 2000] соответственно. В то же время расчеты, выполненные по включениям диопсида и сопряженным зонам в центральной области граната, дают более высокие значения (770—780 °C и 680—690 °C по термометрам Эллиса и Грина и Крог-Равны соответственно).

Геохимические особенности гранулитов. Изученные гранулиты достаточно вариативны по составу (табл. 2). Содержание редкоземельных элементов варьирует в значительных пределах (рис. 5, а) и составляет для большинства образцов 251—337 г/т, тогда как образец гранулита Му-10-24 имеет существенно более низкое содержание РЗЭ (39 г/т). Обогащенные РЗЭ гранулиты характеризуются заметно более высоким содержанием Al_2O_3 , FeO, TiO_2 , MnO, щелочей (K_2O , Na_2O) и P_2O_5 , а также низкой магнезиальностью ($Mg\#$ 0.26—32), в то время как бедный РЗЭ гранулит имеет высокую кальциевость.



Спектры распределения РЗЭ характеризуются отрицательным наклоном с различным отношением $(La/Yb)_N$ (1.67—7.21) и отрицательной европиевой аномалией ($Eu/Eu^* = 0.90—0.51$). Мультиэлементные спектры распределения для обедненного

Рис. 4. Состав пироксенов в изученных породах.

Усл. обозн. см. на рис. 3.

Таблица 1. Представительные составы минералов гранулитов и гранатовых пироксенитов Южно-Муйской глыбы

Компонент	Му-10-82										Му-14-16										
	Grt 1		Spr 1	Ar	Amp	Grt 2		Spr 2	Bt	Ab	Plm	Kfs	Grt 3	Incl Kfs	Grt 1	Spr 1	Amp	Ep	Sp	Spr 2	Grt 2
	центр	край				центр	край														
SiO ₂ , мас. %	38.1	38.6	51.4	0.18	42.7	37.9	38.2	51.2	35.7	64.5	—	64.3	37.2	64.0	40.1	53.5	42.6	39.3	2.31	54.4	40.3
TiO ₂	—	—	0.12	—	1.89	—	—	0.11	3.53	—	52.0	—	—	—	—	0.28	1.95	—	—	0.24	—
Al ₂ O ₃	20.3	19.7	1.20	—	10.5	20.1	19.8	1.31	13.9	21.1	—	17.8	19.7	17.3	20.9	3.55	14.6	18.3	58.1	2.00	20.4
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
FeO	32.6	33.1	17.0	0.17	22.6	31.7	32.6	16.9	27.3	0.00	49.1	33.2	0.80	0.80	19.6	4.54	7.80	13.1	34.4	4.57	20.2
MnO	0.86	0.91	0.14	—	—	0.79	0.82	0.11	—	—	0.42	0.89	—	—	0.54	—	—	2.67	0.65	—	0.64
MgO	3.01	2.41	9.87	—	7.17	3.10	2.79	9.82	6.80	—	—	2.44	—	—	9.51	14.6	15.2	0.18	5.09	16.0	12.2
CaO	6.83	6.88	21.2	54.0	11.1	7.72	7.43	21.8	—	3.60	—	7.24	—	—	10.1	21.7	11.6	26.2	0.26	22.2	6.37
Na ₂ O	—	—	0.75	—	2.02	—	—	0.66	—	11.1	—	—	—	0.44	—	2.09	3.92	—	—	1.34	—
K ₂ O	—	—	—	—	1.93	—	—	—	11.4	0.45	—	—	—	15.9	—	—	0.80	—	—	—	—
P ₂ O ₅	—	—	—	41.6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
F	—	—	—	3.53	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	101.7	101.6	101.7	99.5	99.9	101.4	101.7	101.9	98.6	100.7	101.4	100.7	98.5	100.8	100.2	98.4	99.8	100.8	100.8	100.7	100.1
Si, г/г	3.01	3.06	1.96	0.01	6.48	3.00	3.02	1.95	2.78	2.85	—	3.00	3.01	3.03	1.95	6.14	3.11	0.06	0.06	1.97	3.04
Ti	—	—	0.00	—	0.22	—	—	0.00	0.21	—	0.98	—	—	—	—	0.01	0.21	—	—	0.01	—
Al	1.89	1.84	0.05	—	1.89	1.88	1.85	0.06	1.27	1.10	—	1.87	0.96	1.86	0.15	2.47	1.71	1.90	—	0.09	1.81
Cr	—	—	0.00	—	—	—	—	0.00	—	—	—	—	—	—	0.00	—	—	—	—	0.00	—
Fe	2.15	2.19	0.54	0.01	2.86	2.10	2.16	0.54	1.77	0.00	1.03	2.23	0.03	1.24	0.14	0.94	0.87	0.80	0.14	0.14	1.27
Mn	0.06	0.06	0.00	—	—	0.05	0.05	0.00	0.00	—	0.01	0.06	—	0.03	0.00	—	—	0.18	0.02	0.00	0.04
Mg	0.35	0.28	0.56	—	1.62	0.37	0.33	0.56	0.79	—	—	0.29	—	1.07	0.79	3.25	0.02	0.21	0.86	0.86	1.37
Ca	0.58	0.58	0.87	4.95	1.81	0.66	0.63	0.89	0.00	0.17	—	0.62	0.00	0.82	0.85	1.78	2.22	0.01	0.86	0.86	0.51
Na	—	—	0.06	—	0.59	—	—	0.05	0.00	0.95	—	—	0.04	—	0.15	1.09	—	—	—	0.09	—
K	—	—	0.00	—	0.37	—	—	0.00	1.13	0.03	—	—	0.95	—	0.00	0.15	—	—	—	0.00	—
P	—	—	—	3.01	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
F	—	—	—	0.95	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	8.05	8.02	4.04	8.95	15.8	8.06	8.05	4.04	7.95	5.09	2.02	8.07	5.00	8.04	4.04	16.0	8.10	2.99	4.02	8.05	

Компонент	Му-10-124										Му-10-24													
	Grt 1		Incl	Incl	Incl	Amp	Ab	Kfs	Bt	Spx	Grt 1		Spx	Amp	Ap	Ilm	Ab	Kfs	Grt 2		Incl	Bt		
	центр	край	Ap	Ilm	Kfs	Ap	Ilm	Kfs	Ap	Ilm	центр	край	Ap	Ilm	Ab	Kfs	центр	край	Kfs	центр	край	Kfs	Bt	
SiO ₂	38.8	38.3	63.9	—	0.94	41.0	64.2	63.8	36.4	51.9	38.7	38.5	52.2	42.0	—	—	63.6	63.8	39.2	38.9	63.6	38.2	—	
TiO ₂	—	—	—	50.20	—	1.87	—	—	2.00	0.16	—	—	0.16	2.08	—	50.78	—	—	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	19.52	19.26	17.94	—	—	10.60	21.33	17.82	12.74	1.60	19.52	19.47	1.59	10.38	—	—	21.61	17.81	19.69	19.54	18.50	14.45	—	
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
FeO	29.78	30.42	0.57	48.12	1.26	22.82	0.13	—	32.55	16.60	30.69	30.32	16.48	22.82	0.18	47.66	0.10	—	29.84	30.34	0.57	30.60	—	
MnO	1.47	1.59	—	1.35	—	0.11	—	—	—	0.28	1.54	1.56	0.30	0.13	—	1.09	—	—	1.52	1.55	—	0.12	—	
MgO	2.69	2.44	—	—	—	6.30	—	—	4.32	9.11	3.07	2.45	9.06	6.62	—	—	—	—	2.86	2.79	—	4.36	—	
CaO	6.44	6.72	—	0.13	53.2	11.0	4.11	—	—	20.5	5.14	6.50	20.0	10.7	54.7	—	4.05	—	6.26	6.43	—	—	—	
Na ₂ O	—	—	1.54	—	—	1.91	8.54	0.88	—	0.81	—	—	0.89	1.90	—	—	8.97	0.72	—	0.08	1.01	—	—	
K ₂ O	—	—	15.9	—	—	1.67	0.22	16.3	9.82	—	—	—	—	1.64	—	—	0.42	16.0	—	—	15.8	9.60	—	
P ₂ O ₅	—	—	—	—	40.7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	40.9	—	—	—	—	—	—	—	—	
F	—	—	—	—	3.81	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3.79	—	—	—	—	—	—	—	—	
Сумма	98.7	98.7	99.8	99.8	100.0	97.3	98.5	98.8	97.8	100.9	98.6	98.8	100.7	98.2	99.6	99.5	98.8	98.3	99.3	99.6	99.5	97.3	—	
Si	3.12	3.10	2.98	0.97	0.08	6.42	2.87	3.00	2.90	1.98	3.12	3.11	1.99	6.48	—	0.98	2.85	3.00	3.13	3.11	2.97	3.00	—	
Ti	—	—	—	—	—	0.22	—	—	0.12	0.00	—	—	0.00	0.24	—	—	—	—	—	—	—	0.00	—	
Al	1.85	1.84	0.99	—	—	1.96	1.12	0.99	1.19	0.07	1.85	1.85	0.07	1.89	—	—	1.14	0.99	1.85	1.84	1.02	1.34	—	
Cr	—	—	—	1.03	—	—	—	—	—	0.00	—	—	0.00	—	—	1.02	—	—	—	—	—	—	—	
Fe	2.00	2.06	0.02	0.03	0.09	2.99	0.00	—	2.17	0.53	2.07	2.04	0.53	2.95	0.01	0.02	0.00	0.00	1.99	2.03	0.02	2.01	—	
Mn	0.10	0.11	—	—	—	0.01	—	—	0.00	0.01	0.10	0.11	0.01	0.02	—	—	—	—	0.10	0.10	—	0.01	—	
Mg	0.32	0.29	—	0.00	—	1.47	—	—	0.51	0.52	0.37	0.29	0.52	1.53	—	—	—	—	0.34	0.33	—	0.51	—	
Ca	0.55	0.58	0.00	—	4.87	1.84	0.20	—	0.00	0.84	0.44	0.56	0.82	1.78	5.03	—	0.19	0.00	0.54	0.55	0.00	0.00	—	
Na	—	—	0.14	—	—	0.58	0.74	0.08	0.00	0.06	—	—	0.07	0.57	—	—	0.78	0.07	—	0.01	0.09	0.00	—	
K	—	—	0.95	—	—	0.33	0.01	0.98	1.00	0.00	—	—	0.00	0.32	—	—	0.02	0.96	—	—	0.94	0.96	—	
P	—	—	—	—	2.94	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2.98	—	—	—	—	—	—	—	—	
F	—	—	—	—	1.03	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.03	—	—	—	—	—	—	—	—	
Сумма	7.95	7.98	5.07	2.03	9.02	15.8	4.95	5.04	7.89	4.01	7.96	7.97	4.00	15.8	9.05	2.02	4.98	5.02	7.95	7.98	5.04	7.82	—	

Компонент	Му-10-80															
	Grt 1		Срх 1	Амр	Ер	Срх 2	Incl		Kfs	Grt 2		Срх 3	Grt 3		Incl	Incl
	центр	край					Ab 1	Ер		центр	край		центр	край		
SiO ₂	39.3	39.5	52.9	45.7	38.8	54.1	66.1	39.6	64.6	40.1	40.3	53.2	40.1	39.2	51.9	52.0
TiO ₂	0.12	—	0.45	0.36	—	0.16	—	0.11	—	0.14	—	0.21	0.10	—	0.51	0.61
Al ₂ O ₃	19.7	19.7	3.15	11.8	25.9	1.59	19.6	29.5	17.0	19.4	20.3	1.86	20.6	20.5	4.48	4.76
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	0.16	—	—	—	—	—	—	—	—
FeO	22.6	24.2	7.37	13.1	4.88	7.08	—	2.15	0.15	22.1	24.0	7.11	22.2	23.5	5.84	6.45
MnO	0.47	0.59	—	0.11	—	—	—	—	—	0.52	0.58	—	0.49	0.60	—	—
MgO	7.11	6.52	13.2	12.3	—	14.1	—	0.11	—	6.64	6.79	14.6	6.93	6.46	14.3	13.6
CaO	10.1	9.35	22.3	11.7	24.1	24.1	2.43	24.3	0.00	11.5	9.78	23.5	10.9	10.2	23.2	23.3
Na ₂ O	—	—	0.85	2.09	—	0.49	11.54	—	0.35	—	—	0.65	—	—	0.93	0.90
K ₂ O	—	—	—	0.40	—	—	—	—	16.4	—	—	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
F	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99.4	99.8	100.2	97.6	93.7	101.5	99.7	96.0	98.5	100.4	101.7	101.1	101.4	100.5	101.1	101.6
Si	3.05	3.07	1.95	6.69	3.12	1.97	2.93	3.09	3.04	3.09	3.07	1.95	3.05	3.03	1.89	1.89
Ti	0.01	—	0.01	0.04	0.00	0.00	—	0.01	—	0.01	—	0.01	0.01	—	0.01	0.02
Al	1.81	1.80	0.14	2.04	2.46	0.07	1.02	2.71	0.94	1.76	1.82	0.08	1.84	1.87	0.19	0.20
Cr	—	—	0.00	—	—	0.00	—	—	—	—	—	0.00	—	—	0.00	0.00
Fe	1.47	1.57	0.23	1.61	0.33	0.22	0.00	0.14	0.01	1.43	1.52	0.22	1.41	1.52	0.18	0.20
Mn	0.03	0.04	0.00	0.01	—	0.00	—	—	—	0.03	0.04	0.00	0.03	0.04	0.00	0.00
Mg	0.82	0.76	0.73	2.70	—	0.76	—	0.01	—	0.76	0.77	0.80	0.78	0.74	0.78	0.74
Ca	0.84	0.78	0.88	1.84	2.08	0.94	0.12	2.03	0.00	0.95	0.80	0.92	0.89	0.84	0.91	0.91
Na	—	—	0.06	0.59	—	0.03	0.99	—	0.03	—	—	0.05	—	—	0.07	0.06
K	—	—	0.00	0.08	—	0.00	0.00	—	0.98	—	—	0.00	—	—	0.00	0.00
P	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
F	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	8.03	8.03	4.00	15.6	7.99	4.00	5.06	7.98	5.00	8.02	8.02	4.03	8.02	8.04	4.03	4.02

Примечание. Grt — гранат, Срх — клинопироксен, Ар — апатит, Амр — амфибол, Вт — биотит, Ab — альбит, Plm — ильменит, Kfs — калиевый полевой шпат, Ер — эпидот, Sp — шпинель, Incl — включение в минерале; Му-10-80, Му-14-16 — гранатовые пироксениты, Му-10-24, Му-10-82, Му-10-124 — гранулиты.

РЗЭ гранулитов характеризуются наличием Pb- и Sr-максимумов и P-минимума (см. рис. 5, б). Для «обогащенных» пород указанные аномалии имеют отрицательный знак или (в случае гранулитов Му-10-82) отсутствуют. Для всех гранулитов характерны отрицательные аномалии по Th (в некоторых случаях Th и U) и Ta-Nb. Спектры распределения для гранулитов Му-10-48 и Му-10-46 также имеют глубокий Zr-Hf-минимум. Изученные породы характеризуются значительными вариациями содержания элементов группы железа.

U-Pb датирование цирконов и изотопный состав Hf. Из пробы мафического гранулитов Му-10-124 были отобраны зерна циркона, преимущественно бесцветные, субизометричной, округлой, реже призматической морфологии со сглаженными очертаниями (рис. 6). В режиме катодоллюминесценции исследованные цирконы не обнаруживают четкой зональности или структуры ядро—оболочка. Торий-урановые отношения у исследованных цирконов составляет 0.4—0.9, что типично для магматических пород, в то же время наряду со сложной внутренней структурой является распространенной чертой для цирконов гранулитов [Каулина, 2010]. Однако однозначно трактовать указанные особенности в свете генезиса цирконов не представляется возможным.

Результаты определения значений U-Pb-возраста для цирконов приведены в табл. 3. Полученные неопротерозойские значения возраста варьируют в пределах 586—713 млн (рис. 6). 31 исследованное зерно имеют различный уровень дискордантности. Для цирконов с наиболее конкордантными возрастными (в пределах 5% дискордантности, 15 зерен) значения $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраста варьируют в пределах 606—713 млн с хорошо проявленным пиком на 630 млн лет при Th/U-отношении 0.47—0.83. Для цирконов с дискордантностью возраста более 5% (17 зерен) значения $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраста находятся в пределах 556—711 млн лет при Th/U-отношении 0.41—0.89. Фигуративные точки для цирконов данной группы располагаются вдоль дискордии с верхним пересечением 715 ± 63 млн лет.

Исследованные цирконы характеризуются значениями $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ в диапазоне 0.282405—0.282561 ($1\sigma = 0.000450$ —0.007600). Первичные значения отношения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{(T)}$, определенные с использованием значения константы распада ^{176}Lu $1.865 \cdot 10^{-11}$ лет⁻¹ [Bouvier et al., 2008], составляют 0.282392—

Таблица 2. Содержание главных компонентов и редких элементов в гранулитах Южно-Муйской глыбы

Компонент	Му-10-24	Му-10-46	Му-10-48	Му-10-82	Му-10-124
SiO ₂ , мас. %	48.3	45.1	46.7	50.8	49.8
TiO ₂	0.56	2.67	2.60	1.85	2.45
Al ₂ O ₃	7.45	13.8	13.4	16.3	13.2
FeO	11.5	20.6	21.1	14.8	17.4
MnO	0.18	0.27	0.33	0.20	0.32
MgO	10.9	3.71	3.05	2.47	2.73
CaO	18.2	8.01	7.54	7.00	6.73
Na ₂ O	1.24	2.90	2.74	3.28	3.27
K ₂ O	0.39	1.04	0.76	2.44	2.38
P ₂ O ₅	0.03	1.62	1.31	0.63	1.10
П.п.п.	1.46	0.89	1.03	0.17	0.45
Сумма	100.2	100.8	100.6	100.2	100.1
Cs, г/т	0.16	0.13	0.60	0.04	0.81
Rb	6.99	22.0	18.9	30.9	39.3
Ba	146	400	315	1 449	1 755
Th	0.34	2.28	1.06	2.06	1.65
U	0.10	0.93	0.37	0.46	0.58
Nb	1.05	13.4	23.1	24.2	31.1
Ta	0.05	0.93	1.52	1.26	1.53
La	4.24	42.6	50.8	52.1	49.7
Ce	10.9	94.9	124	124	117
Pb	6.85	4.00	3.59	6.94	8.66
Pr	1.53	11.4	16.0	15.3	15.0
Sr	330	350	310	727	563
Nd	8.18	53.2	70.8	68.4	73.3
Zr	37.5	146	54	389	825
Hf	1.46	3.62	1.76	8.88	16.8
Sm	2.31	11.4	15.4	14.6	16.6
Eu	0.60	2.90	2.61	2.97	5.16
Gd	2.93	12.0	16.0	15.1	18.4
Tb	0.49	1.60	2.27	2.16	2.66
Dy	3.33	9.33	13.8	13.1	16.2
Y	15.5	44.9	64.1	60.9	77.6
Ho	0.66	1.74	2.63	2.42	3.14
Er	2.07	4.98	7.49	6.84	9.12
Tm	0.28	0.61	0.99	0.89	1.22
Yb	1.72	4.01	6.68	5.65	8.28
Lu	0.26	0.58	0.94	0.77	1.22
V	463	77.9	52.6	61.0	47.3
Cr	91.0	0.62	3.04	2.65	3.33
Co	56.0	51.9	44.1	28.1	24.1
Ni	63.6	7.69	1.84	8.38	9.40
Cu	67.4	28.7	40.3	20.7	16.5
Zn	96.3	148	166	190	263
Ga	11.4	23.4	21.4	27.6	23.7

0.282542 (табл. 4). Рассчитанные с использованием полученных величин U-Pb-возраста и хондритовых отношений $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ (0.282785) и $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ (0.0336) [Scherer et al., 2001] значения $\epsilon_{\text{Hf}}(T)$ имеют положительные значения, лежащие в пределах 0.4—6.0 (рис. 7, табл. 4). Модельный возраст T_{DM} , рассчитанный по одностадийной модели и соответствующий времени отделения источника базитов от мантии,

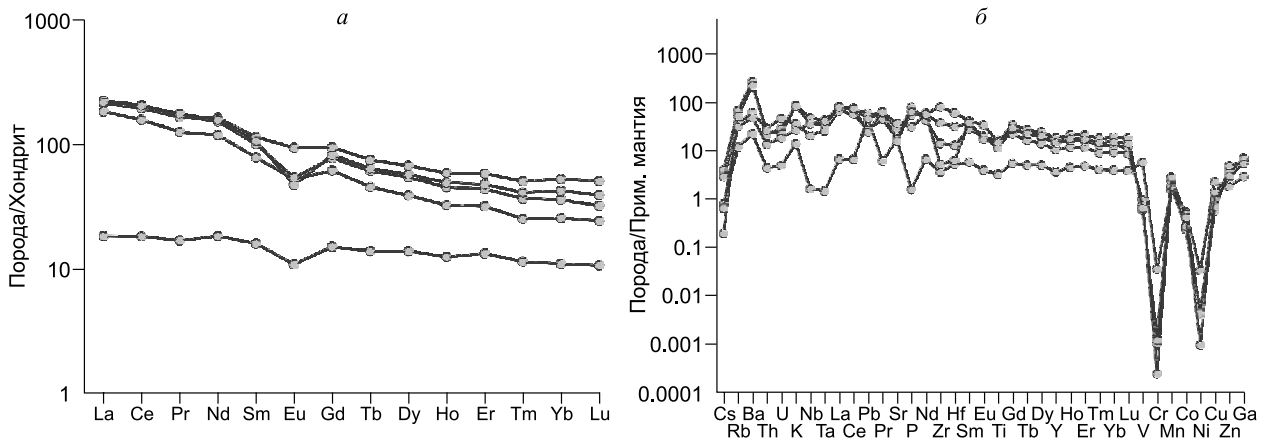


Рис. 5. Распределение редких элементов в гранулитях:

a — спектр распределения РЗЭ, *б* — мультиэлементная спайдер-диаграмма.

составляет 1.0—1.2 млрд лет (см. табл. 4). Значение корового модельного возраста T_{DM}^C , рассчитанное по двухстадийной модели относительно деплетированного мантийного источника с современным значением отношения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.283251$ [Nowell et al., 1998] и $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0384$ [Griffin et al., 2000a] и принимая, что источник базитовой магмы был отделен от деплетированного мантийного резервуара и имел среднекоровое $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ (0.015), составляет 1.2—1.5 млрд лет (см. табл. 4).

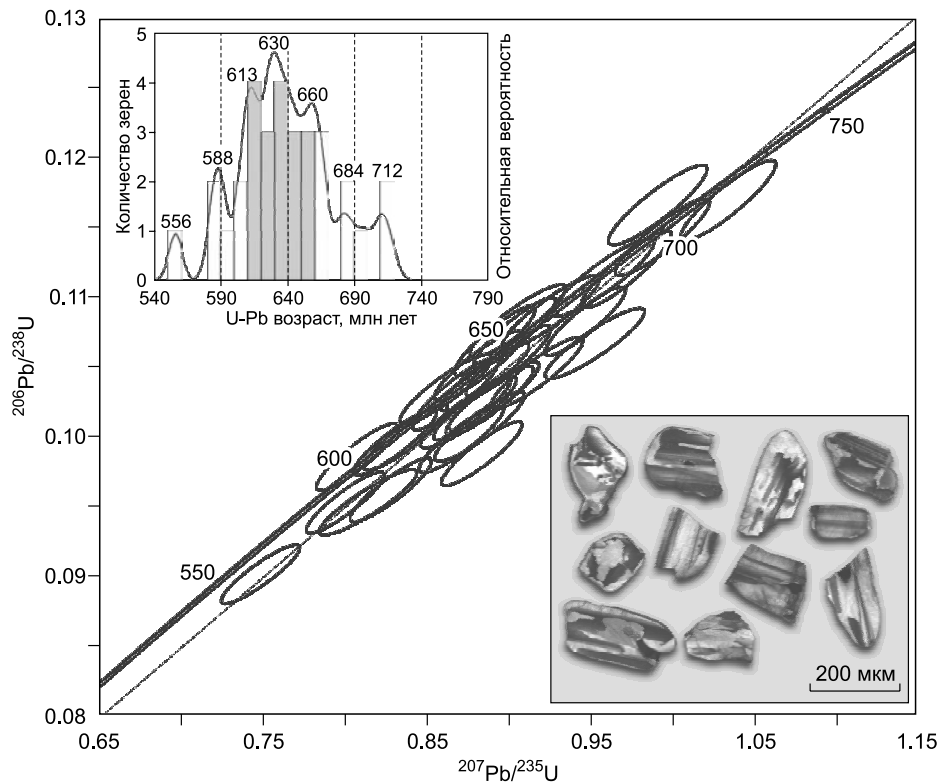


Рис. 6. Диаграмма с конкордией для изученных цирконов из гранулитов Южно-Муйской глыбы по данным LA-ICP-MS U-Pb-датирования.

Приведены КЛ-микрофотографии отдельных зерен.

Таблица 3. U-Th-Rb-изотопные отношения и возраст цирконов из гранулитов Южно-Муйской глыбы

№ об- раза	Th/U	Изотопные отношения										Возраст, млн лет						D, %
		²⁰⁷ Rb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Rb/ ²³⁵ U	¹ s	²⁰⁷ Rb/ ²³⁸ U	¹ s	²⁰⁶ Rb/ ²³⁸ U	¹ s	²⁰⁸ Rb/ ²³² Th	¹ s	²⁰⁷ Rb/ ²⁰⁶ Pb	¹ s	²⁰⁷ Rb/ ²³⁵ U	¹ s	²⁰⁶ Rb/ ²³⁸ U	¹ s	²⁰⁸ Rb/ ²³² Th	
14-1	0.84	0.06493	0.00033	0.01008	0.09871	0.00094	0.03135	0.00069	772	11	643	5	607	6	624	14	21	
14-2	0.76	0.06104	0.00030	0.01014	0.10740	0.00102	0.03212	0.00072	641	11	654	5	658	6	639	14	-2.7	
14-3	0.89	0.06345	0.00030	0.01009	0.10823	0.00101	0.03297	0.00075	723	11	676	5	662	6	656	15	8.4	
14-4	0.59	0.06161	0.00035	0.01108	0.10421	0.00100	0.03234	0.00079	661	13	644	6	639	6	643	15	3.3	
14-5	0.53	0.06202	0.00046	0.01220	0.09521	0.00096	0.03011	0.00081	675	17	605	7	586	6	600	16	13	
14-6	0.65	0.06054	0.00034	0.01030	0.09951	0.00095	0.03013	0.00078	623	13	614	6	612	6	600	15	1.8	
14-7	0.60	0.06480	0.00039	0.01238	0.10663	0.00103	0.03123	0.00085	768	14	679	6	653	6	622	17	15	
14-8	0.80	0.06243	0.00030	0.00968	0.10200	0.00094	0.03111	0.00085	689	11	640	5	626	5	619	17	9.1	
14-9	0.75	0.06097	0.00034	0.00973	0.09520	0.00090	0.02906	0.00083	638	13	597	5	586	5	579	16	8.2	
14-10	0.48	0.06029	0.00037	0.00978	0.09005	0.00086	0.02824	0.00085	614	14	567	6	556	5	563	17	9.4	
14-12	0.64	0.06067	0.00037	0.01195	0.10825	0.00106	0.03455	0.00098	628	14	655	6	663	6	687	19	-5.6	
14-13	0.75	0.06053	0.00030	0.01010	0.10682	0.00102	0.03338	0.00095	623	12	647	5	654	6	664	19	-5.0	
14-14	0.83	0.06076	0.00034	0.01047	0.09989	0.00097	0.03290	0.00098	631	13	617	6	614	6	654	19	2.7	
14-15	0.66	0.06046	0.00038	0.01151	0.10338	0.00102	0.03387	0.00105	620	15	631	6	634	6	673	21	-2.3	
14-16	0.47	0.06166	0.00037	0.01211	0.10888	0.00107	0.03491	0.00114	662	14	665	6	666	6	694	22	-0.6	
14-18	0.74	0.06088	0.00035	0.01111	0.10504	0.00102	0.03319	0.00114	635	13	642	6	644	6	660	22	-1.4	
14-19	0.79	0.06283	0.00036	0.01125	0.10284	0.00100	0.03241	0.00115	702	13	647	6	631	6	645	23	10	
14-20	0.85	0.06248	0.00034	0.01013	0.09611	0.00093	0.03061	0.00112	691	13	613	6	592	5	609	22	14	
14-26	0.69	0.06286	0.00034	0.01087	0.10251	0.00101	0.03101	0.00103	704	13	646	6	629	6	617	20	10	
14-28	0.79	0.06308	0.00033	0.01174	0.11427	0.00112	0.03449	0.00119	711	12	701	6	697	6	685	23	2.0	
14-29	0.67	0.05947	0.00034	0.01015	0.09849	0.00098	0.03014	0.00110	584	13	601	6	606	6	600	22	-3.8	
14-31	0.68	0.06366	0.00035	0.01142	0.10451	0.00104	0.03280	0.00125	730	13	661	6	641	6	652	24	12	
14-32	0.78	0.06193	0.00032	0.01058	0.10538	0.00104	0.03230	0.00128	672	12	652	6	646	6	643	25	3.9	
14-36	0.71	0.06333	0.00034	0.01057	0.09978	0.00099	0.03177	0.00132	719	12	636	6	613	6	632	26	14	
14-41	0.41	0.06245	0.00039	0.01193	0.10167	0.00104	0.03467	0.00153	690	15	638	6	624	6	689	30	9.6	
14-44	0.78	0.06358	0.00036	0.01122	0.10065	0.00102	0.03139	0.00143	728	13	642	6	618	6	625	28	15	
14-45	0.90	0.06167	0.00034	0.01232	0.11656	0.00117	0.03478	0.00165	663	13	699	6	711	7	691	32	-7.2	
14-47	0.79	0.06237	0.00038	0.01270	0.11137	0.00114	0.03479	0.00173	687	14	682	7	681	7	691	34	0.9	
14-51	0.83	0.06414	0.00032	0.01183	0.11690	0.00117	0.03552	0.00110	746	11	721	6	713	7	705	21	4.4	
14-52	0.80	0.06296	0.00032	0.01120	0.11195	0.00113	0.03355	0.00109	707	12	689	6	684	7	667	21	3.3	
14-53	0.72	0.06108	0.00034	0.01086	0.10301	0.00106	0.03097	0.00107	642	13	634	6	632	6	616	21	1.6	

Примечание. D, % — величина дискордантности полученных возрастных оценок.

Таблица 4.

**Изотопный состав гафния, величина ϵ_{Hf} и Hf-модельный возраст цирконов
из гранулитов Южно-Муйской глыбы**

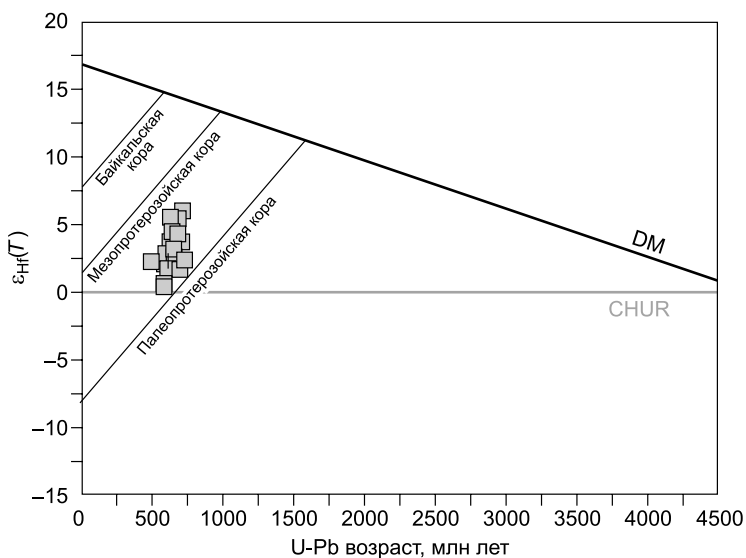
№ образца	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	1 σ	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	1 σ	Возраст, млн лет	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\epsilon_{\text{Hf}}(T)$	T_{DM^*} млн лет	$T_{\text{DM}^*}^{\text{C}}$ млн лет ($^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.015$)
14-01	0.001122	0.000059	0.282486	0.001800	607	0.282473	2.5	1089	1373
14-02	0.001141	0.000073	0.282492	0.002800	658	0.282478	3.8	1081	1330
14-03	0.001796	0.000160	0.282485	0.007600	662	0.282463	3.4	1110	1362
14-04	0.001292	0.000064	0.282470	0.001800	639	0.282455	2.6	1117	1395
14-05	0.000678	0.000030	0.282442	0.001400	586	0.282435	0.7	1138	1473
14-06	0.000937	0.000012	0.282475	0.000450	612	0.282464	2.3	1099	1390
14-07	0.000739	0.000071	0.282490	0.003300	653	0.282481	3.8	1073	1327
14-08	0.000997	0.000051	0.282477	0.002400	626	0.282465	2.7	1098	1379
14-09	0.000715	0.000012	0.282435	0.000480	586	0.282427	0.4	1149	1489
14-12	0.001102	0.000057	0.282488	0.002700	663	0.282474	3.8	1086	1335
14-13	0.000984	0.000076	0.282464	0.003500	654	0.282452	2.8	1116	1391
14-14	0.000670	0.000036	0.282454	0.001600	614	0.282446	1.7	1121	1429
14-15	0.000866	0.000020	0.282467	0.000860	634	0.282457	2.5	1108	1393
14-16	0.000951	0.000058	0.282474	0.002400	666	0.282462	3.4	1101	1361
14-18	0.000653	0.000052	0.282474	0.002500	644	0.282466	3.1	1093	1366
14-19	0.000918	0.000050	0.282461	0.002300	631	0.282450	2.2	1118	1410
14-20	0.001078	0.000023	0.282484	0.000810	592	0.282472	2.1	1091	1385
14-26	0.001313	0.000087	0.282507	0.002600	629	0.282492	3.6	1065	1318
14-27	0.001347	0.000085	0.282487	0.002400	629	0.282471	2.9	1094	1364
14-28	0.001007	0.000071	0.282405	0.003100	697	0.282392	1.6	1200	1498
14-29	0.000852	0.000032	0.282494	0.001500	606	0.282484	2.9	1070	1349
14-31	0.001161	0.000043	0.282487	0.002400	641	0.282473	3.3	1089	1352
14-32	0.001114	0.000084	0.282519	0.003700	646	0.282506	4.5	1042	1276
14-36	0.001639	0.000019	0.282483	0.001300	613	0.282464	2.3	1109	1390
14-44	0.001009	0.000030	0.282465	0.001200	618	0.282453	2.0	1115	1411
14-45	0.001095	0.000120	0.282457	0.005900	711	0.282442	3.8	1129	1376
14-47	0.001165	0.000064	0.282491	0.003400	681	0.282476	4.3	1083	1320
14-51	0.001760	0.000056	0.282528	0.002700	713	0.282504	6.0	1048	1236
14-52	0.001059	0.000052	0.282520	0.002800	684	0.282506	5.4	1040	1250
14-53	0.001638	0.000029	0.282561	0.001500	632	0.282542	5.5	997	1204

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Согласно петрохимической дискриминации Великославинского и Глебовицкого [Великославинский, Глебовицкий, 2005], содержание главных компонентов во всех гранулитах, за исключением обедненного РЗЭ обр. Му-10-24, соответствует базальтам континентальных рифтов, в то же время фигуративные точки составов лежат в области, пограничной с составом базальтов трапповой формации (рис. 8). Наряду с этим, дискриминация по содержанию редких элементов (прежде всего Th, Yb и высокозарядных элементов) не дает однозначного ответа на вопрос о природе протолита пород. Состав изученных гранулитов, в частности обогащение Fe, Ti, P, Ba, Th, Sr, Nb, Ta, наблюдаемое для большинства образцов, характерно для продуктов дифференциации внутриплитных базальтовых расплавов. Согласно дискриминантным диаграммам Вуда [Wood, 1980] (рис. 9, а) и Пирса и Норри [Pearce, Norry, 1979] (рис. 9, б), богатые РЗЭ гранулиты попадают в поля обогащенных базальтов внутриплитного (наиболее богатые Zr гранулиты Му-10-124 и Му-10-82), островодужного или E-MORB-типа с отношением Ce/Pb (14—34), близким к значению для океанических базальтов (25), тогда как бедный РЗЭ гранулит Му-10-24 близок к толеитам COX и островных дуг. Гранулиты имеют отношение Y/Nb (2.5—3.3) в диапазоне величин континентальных и океанических толеитовых базальтов [Pearce, Cann, 1973]. Согласно дискриминантным диаграммам тех же авторов по содержанию Zr, Y и Ti, протолит гранулитов наиболее близок к островодужным базальтам. В то же время все исследованные гранулиты характеризуются типично коровыми аномалиями по Ti, Ta и Nb. Отношение La/Nb гранулитов (1.6—3.2) близко к характеристике субдукционных вулканитов (около 3). При этом самые низкие значения данного отношения характерны

Рис. 7. Изотопный состав гафния изученных цирконов из гранулитов Южно-Муйской глыбы. по данным *in-situ* MC-LA-ICP-MS Lu-Hf-изотопных исследований.

Линии эволюции континентальной коры соответствуют среднекоровому $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ (0.015 в соответствии с [Griffin et al., 2002]).



для гранулитов Му-10-82 и Му-10-124, наиболее обогащенных K, Ba, Rb, Zr и Nb. Вместе с тем для внутриплитных вулканитов характерны низкие La/Nb (меньше 1).

Компиляция существующих данных по редкоэлементному составу базальтоидов и оценка точности приведенных выше и некоторых других схем дискриминации, использующих наименее мобильные элементы (Zr, Ti, V, Y, Th, Hf, Nb, Ta, Sm, Sc) позволили Ли с соавторами установить, что определение природы вулканитов затруднительно посредством лишь этого инструментария [Li et al., 2015]. В то же время, по мнению авторов, нормированные на мантию спектры распределения являются наиболее достоверным индикатором обстановки генерации расплавов. По современным представлениям базиты, обогащенные LILE, LREE и имеющие отрицательные аномалии по HFSE, имеют островодужное [Winter, 2001] или внутриплитное [Li et al., 2003] происхождение. Во втором случае указанные редкоэлементные характеристики указывают на коровую контаминацию расплава или его формирования из мантийного источника, обогащенного под воздействием отделяющихся от субдуцирующей плиты флюидов. Для гранулитов Му-10-46 и Му-10-48, имеющих наименьшее содержание SiO_2 и щелочей, и наибольшее содержание TiO_2 , FeO, MgO и CaO, характерны незначительные минимумы по Ti, Ta и Nb или вовсе их отсутствие, наряду с хорошо проявленным минимумом по Zr-Hf и Pb. Обогащенные SiO_2 , K_2O и Na_2O гранулиты Му-10-82 и Му-10-124 характеризуются заметно более высоким содержанием Ba (при близком Rb), заметным Nb-Ta-минимумом и отсутствием Pb- и Zr-Hf-минимумов. Согласно приведенным данным, большинство гранулитов наиболее близки к внутриплитным базальтам. Наблюдаемые вариации состава гранулитов могут быть следствием внутрикоровой дифференциации расплавов и, в случае наиболее богатых Ba и Zr пород, контаминации коровым субстратом. Аргументом в пользу дифференцированной природы протолита служит корреляция содержания некоторых петрогенных компонентов с общим содержанием несовместимых элементов и степенью обогащения наиболее несовместимыми (в том числе LREE и Zr) элементами, а также низкое Sr/Nd отношение гранулитов (4.4—10.6). В то же время цирконы из наиболее обогащенного гранулита Му-10-124 имеют довольно узкий диапазон модельного возраста и не обнаруживают типичных ксеногенных зерен.

Состав массивного гранулита Му-10-24, обогащенного CaO и имеющего пологий спектр распределения РЗЭ на уровне 10 хондритовых единиц, близок к составу пироксенитов и имеет крайне высокие Y/Nb (14.7) и Zr/Nb (35.5) отношения, характерные для толеитовых базальтов океанического дна. В связи с этим указанный гранулит мог иметь иной, в сравнении с остальными, примитивный состав. Содержание главных компонентов наряду с характером распределения редких элементов и в особенности высоким Sr/Nd отношением (40) позволяет предполагать для данного гранулита нижнекоровый богатый пироксеном кумулат — пироксенит.

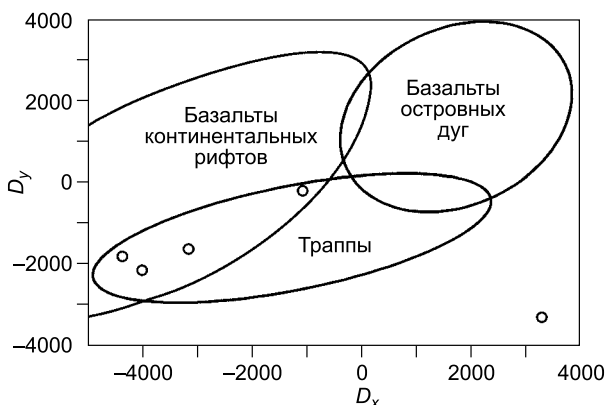


Рис. 8. Положение точек составов гранулитов на дискриминантной диаграмме для классификации островодужных и континентальных базальтов [Великославинский, Глебовицкий, 2005].

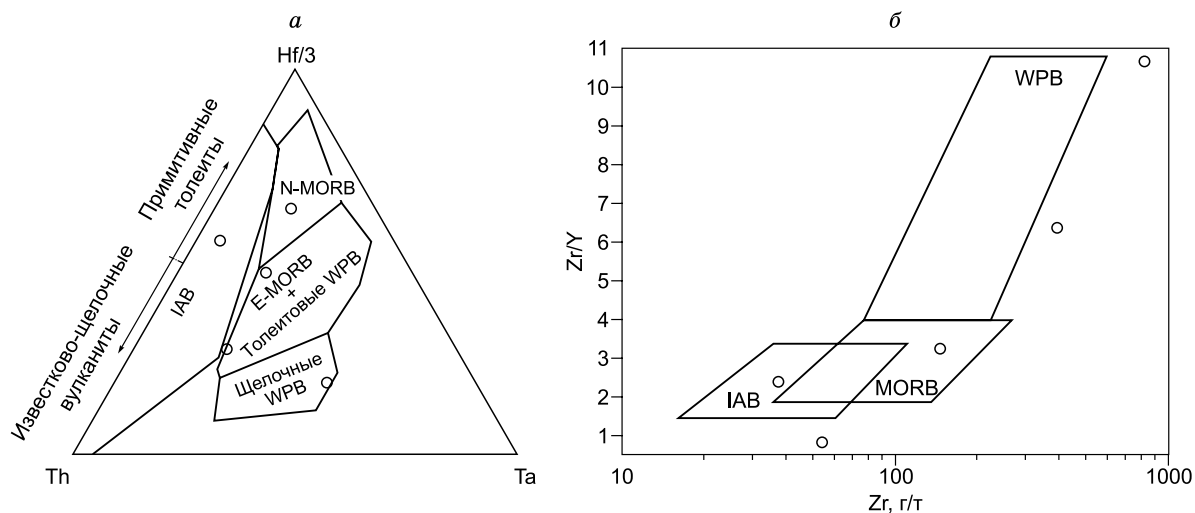


Рис. 9. Положение точек составов гранулитов на дискриминантных диаграммах Вуда [Wood, 1980] (а) и Пирса и Норри [Pearce, Norry, 1979] (б).

IAB — островодужные базальты, OIB — базальты океанических островов, N-MORB — примитивные базальты срединно-океанических хребтов, E-MORB — обогащенные базальты срединно-океанических хребтов, WPB — внутриплитные базальты.

Широкий диапазон содержания редких элементов в гранулитах может быть также обусловлен их концентрированием в отдельных акцессорных фазах, в частности фосфатах, о чем свидетельствует отчетливая зависимость содержания REE от содержания P_2O_5 . Положительная корреляция Ti с Ta и — в меньшей степени — Nb указывает на то, что содержание последних контролируется рутилом.

Обогащенные редкими элементами гранулиты характеризуются более высоким содержанием K_2O (имеют K-максимум), Na_2O , P_2O_5 и большинства редких элементов и меньшей магнезиальностью в сравнении с эклогитами Северо-Муйской глыбы ([Шацкий и др., 2012] и неопубликованные данные авторов). Кроме того, гранулиты имеют более высокое отношение $(La/Yb)_N$ и отличный от эклогитов характер распределения редких элементов (Th-U-, Nb-Ta- и Pb-минимумы, K-максимум, существенно более низкое содержание Cr и Ni). В то же время обедненный гранулит Му-10-24 имеет схожий с некоторыми единичными эклогитами спектр распределения. Данный факт, вероятно, свидетельствует о том, что среди протолитов мафических метаморфитов в пределах обоих блоков были схожие по составу породы.

В изученных цирконах из гранулитов отсутствует осцилляторная зональность, при этом сохраняется высокое Th/U отношение, характерное для магматических цирконов. Характер распределения фигуративных точек возраста вдоль дискордии указывает на потерю свинца в результате перекристаллизации во время субдукционно-коллизийных событий в неопротерозойское (позднебайкальское) время. О последнем свидетельствует четко проявленный пик в распределении значений возраста на 630 млн лет (см. рис. 6). Ранее идентичный возраст установлен для эклогитов Северо-Муйского блока [Шацкий и др., 2012]. В данном случае возраст наиболее древних цирконов (720 млн лет) может отражать возраст формирования протолита пород, т.е. возраст магматизма. Положительные значения $\epsilon_{Hf}(T)$ наряду с мезопротерозойским Hf-модельным возрастом цирконов (1.2—1.5 млрд лет) исследованных цирконов свидетельствуют о том, что формирование базитов происходило при участии ювенильного источника байкальского возраста и плавлении более древней (мезо- или палеопротерозойской нижней коры). Различная степень участия ювенильного и древнекорового источников, вероятно, объясняет наблюдаемые вариации содержания петрогенных и редких компонентов гранулитов.

Примечательно, что предполагаемый возраст внутриплитного магматизма (720 млн лет), который привел к формированию протолита гранулитов, маркирует окончание постколлизийного этапа раннебайкальского орогенного цикла в Байкало-Муйском поясе и начало позднебайкальского орогенеза. К данному рубежу относятся многочисленные базитовые комплексы в южной периферии Сибирской платформы, петрогенезис которых связывается авторами с плюмовой активностью и распадом Родинии [Мехоношин и др., 1993; Изох и др., 1998; Поляков и др., 2013]. К этому же рубежу в пределах Муйской подзоны относится жанокский вулканоплутонический комплекс [Рыцк и др., 2011], формирование которого, наряду с расслоенными базитовыми массивами, вероятно, указывает на протекание аккреционных

процессов над горячей точкой. Указанный возраст также близок к предполагаемому возрасту наиболее молодого и неконтаминированного протолита эклогитов Северо-Муйской глыбы [Шацкий и др., 2014]. Наряду с этим, отсутствие в цирконах типичной осцилляторной зональности, не дает возможность однозначно трактовать возраст данного рубежа в качестве возраста магматизма.

В то же время дискуссионным является вопрос о пространственном взаимоотношении Южно- и Северо-Муйского блоков в раннебайкальское время и соотношении степени последующего позднебайкальского метаморфизма. Четко проявленный в распределении полученных возрастов пик метаморфизма (630 млн лет) аналогичен возрасту эклогитов Северо-Муйской глыбы [Шацкий и др., 2012]. К тому же большая часть полученных нами возрастных оценок близка диапазону возрастов метаморфических цирконов из вмещающих эклогиты кристаллических сланцев и гнейсов того же блока [Shatsky et al., 2015]. Сходство возраста метаморфизма двух блоков свидетельствует о их совместном вовлечении в процесс позднебайкальского субдукционно-коллизийного метаморфизма, однако при очевидных различиях в *PT*-параметрах.

PT-параметры метаморфизма эклогитов Южно-Муйской глыбы были определены в диапазоне 900—950 °С и 11—19 кбар [Доронина, Скляр, 1995], но данные, в том числе геохронологические, для высокобарических пород этого блока отсутствуют. Рассчитанные параметры равновесия для первичных парагенезисов мафических пород Южно-Муйской глыбы находятся в пределах *PT*-тренда, установленного для пород киндиканской толщи Южно-Муйской глыбы, однако заметно ниже их пиковых значений (800 °С, 15 кбар) [Доронина, Скляр, 1995]. При этом составы минералов гранулитов, регрессивная зональность в гранате наряду с определенными *PT*-параметрами формирования гранулитов и гранатовых пироксенитов и отсутствием в гранулитах типичных структур, формирующихся на стадии декомпрессии высокобарических и ультравысокобарических парагенезисов, свидетельствуют о том, что изученные гранулиты эксгумированы с глубин не более 40 км и не испытали высокобарической стадии эволюции. В то же время *PT*-параметры последнего равновесия в парагенезисе зависят от кинетики охлаждения, режима эксгумации пород. Согласно результатам численного моделирования [Gerya et al., 2008], гранулиты могут быть продуктом эксгумации частично расплавленных субдуцируемых коровых пород в «горячем» субдукционном канале на начальной стадии коллизии при достижении существенных температур (900 °С и более) и частичном плавлении. Температура закрытия U-Pb системы в цирконах составляет 900 °С [Cherniak, Watson, 2001], таким образом, температура на пике метаморфизма протолита гранулитов могла превышать данное значение. Согласно указанной модели, далее происходит эксгумация пород в субдукционном канале и диффузионное переуравновешивание парагенезисов в НТ-НР области устойчивости гранулитов и дальнейшее охлаждение при перемещении на уровни средней и верхней коры. Перекристаллизация в условиях высоких температур могла бы объяснить унаследованное высокое Th/U отношение при переуравновешивании U-Pb-изотопной системы с потерей типичной зональной структуры.

Наряду с этим единичные более высокие значения температуры, полученные для гранатового пироксенита (до 780 °С) и ретроградно измененного ультрамафита (до 830 °С), могут указывать на более значительные уровни погружения протолита метабазитов. В таком случае пойкилитовая структура клинопироксена гранатовых пироксенитов, вероятно, может быть результатом распада омфацита и свидетельствовать о метаморфизме базитов в условиях эклогитовой фации. Генезис ультрамафитов и их взаимоотношение с гранатовыми пироксенитами также требует дополнительного изучения.

ВЫВОДЫ

В результате проведенных исследований установлено, что в качестве протолита мафических гранулитов выступали базиты внутриплитного происхождения с позднебайкальским возрастом (720 млн лет), соответствующим времени окончания раннебайкальского орогенного цикла в Байкало-Муйском поясе. Состав исходных базитов определялся смешением позднебайкальского ювенильного мантийного источника с более древней мезо- или палеопротерозойской континентальной корой. В позднебайкальское время Южно-Муйский блок совместно с Северо-Муйским блоком был вовлечен в субдукционно-коллизийные события, пик которых пришелся на 630 млн лет. В результате субдукционно-коллизийного метаморфизма с пиком на рубеже 630 млн лет по базальтоидам сформировались гранулиты, которые, в отличие от эклогитов Северо-Муйского блока, не несут признаков высокобарического метаморфизма, что оставляет открытым вопрос о характере совмещения двух блоков в байкальском орогенезе и *PT*-трендах метаморфической эволюции их пород.

Авторы выражают благодарность Ф.-Л. Лин (F.-L. Lin) и Ю.-С. Чиен (Y.-S. Chien) за помощь в проведении геохронологических исследований.

Работа выполнена при поддержке СО РАН (интеграционный проект № 49, 2012-2014) и РФФИ (грант № 13-05-00261).

ЛИТЕРАТУРА

Авченко О.В., Габов Н.Ф., Козырев И.В., Конилов А.З., Травин Л.В. Эклогиты Северомуйской глыбы: состав и генезис // Изв. АН СССР, Сер. геология, 1989, № 5, с. 68—82.

Божко Н., Парфенова О., Кирмасов А., Ключко А. Структурно-метаморфическая эволюция и палеотектоническая природа раннедокембрийских комплексов восточной части Байкало-Муйского пояса // Вестник МГУ. Серия 4. Геология, 1999, № 2, с. 9—18.

Булгатов А.Н. Геолого-геофизическая модель верхней части коры севера Забайкалья // Геология и геофизика, 1988, т. 29 (9), с. 62—68.

Булгатов А.Н., Гордиенко И.В. Террейны Байкальской горной области и размещение в их пределах месторождений золота // Геология рудных месторождений, 1999, т. 41, № 3, с. 230—240.

Великославинский С.Д., Глебовицкий В.А. Новая дискриминантная диаграмма для классификации островодужных и континентальных базальтов на основе петрохимических данных // ДАН, 2005, т. 401, № 2, с. 213—216.

Грудинин М.И., Меньшагин Ю.В. О находке гранатовых ультрабазитов и эклогитов в Южно-Муйской глыбе архея (Северное Прибайкалье) // ДАН, 1988, т. 299, № 2, с. 434—437.

Грудинин М.И., Митрофанов В.Г. Положение и состав Кедровского анортозит-габбрового массива // Структурно-вещественные комплексы докембрия Восточной Сибири / Ред. А.И. Сизых. Иркутск, 1998, с. 68—77.

Дороница Н.А., Скляр Е.В. Соотношение эклогитового и гранулитового метаморфизма в пределах Южно-Муйской глыбы // ДАН, 1995, т. 340, № 6, с. 793—796.

Изох А.Э., Гибшер А.С., Журавлев Д.З., Балыкин П.А. Sm-Nd-данные о возрасте ультрабазит-базитовых массивов восточной ветви Байкало-Муйского офиолитового пояса // Докл. РАН, 1998, т. 360, № 1, с. 88—92.

Каулина Т.В. Образование и преобразование циркона в полиметаморфических комплексах. Апатиты, КНЦ РАН, 2010, 144 с.

Мехоношин А.С., Богнибов В.И., Ломоносова Е.И. Редкоземельные элементы и петрогенезис ультрабазит-базитовых массивов юга Сибири // Геология и геофизика, 1993 (2), с. 43—49.

Поляков Г.В., Толстых Н.Д., Мехоношин А.С., Изох А.Э., Подлипский М.Ю., Орсов Д.А., Колотилина Т.Б. Ультрамафит-мафитовые магматические комплексы Восточно-Сибирской докембрийской металлогенической провинции (южное обрамление Сибирского кратона): возраст, особенности состава, происхождения и рудоносности // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (11), с. 1689—1704.

Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В. Структура и эволюция континентальной коры Байкальской складчатой области // Геотектоника, 2007, № 6, с. 23—51.

Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Богомолов Е.С., Котов А.Б. Изотопная структура и эволюция континентальной коры Восточно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геотектоника, 2011, № 5, с. 17—51.

Цыганков А.А. Магматическая эволюция Байкало-Муйского вулканоплутонического пояса в позднем докембрии. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2005, 306 с.

Шацкий В.С., Ситникова Е.С., Томиленко А.А., Рагозин А.Л., Козьменко О.А., Ягоуцц Э. Эклогит-гнейсовый комплекс Муйской глыбы (Восточная Сибирь): возраст, минералогия, геохимия, петрология // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (6), с. 657—682.

Шацкий В.С., Скузоватов С.Ю., Рагозин А.Л., Дриль С.И. Свидетельства неопротерозойской континентальной субдукции в Байкало-Муйском складчатом поясе // ДАН, 2014, т. 459 (2), с. 1—4.

Berman R.G. winTWQ (version 2.3): a software package for performing internally consistent thermobarometric calculations. Geol. Surv. Canada, Open File 5462, (ed. 2.32), 2007, 41 p.

Bouvier A., Vervoort J.D., Patchett P.J. The Lu-Hf and Sm-Nd isotopic composition of CHUR: constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets // Earth Planet. Sci. Lett., 2008, v. 273, p. 48—57.

Cherniak D.J., Watson E.B. Pb diffusion in zircon // Chem. Geol., 2001, v. 172, p. 5—24.

Ellis D.G., Green D.H. An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria // Contr. Miner. Petrol., 1979, v. 71, p. 13—22.

Gerya T.V., Perchuk L.L., Burg J.-P. Transient hot channels: Perpetrating and regurgitating ultrahigh-pressure, high-temperature crust—mantle associations in collision belts // Lithos, 2008, v. 103, p. 236—256.

Griffin W.L., Pearson N.J., Belousova E., Jackson S.E., van Acherberg E., O'Reilly S.Y., Shee S.R. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites // Geochim. Cosmochim. Acta, 2000a, v. 64, p. 133—147.

Griffin W.L., Wang X., Jackson S.E., Pearson N.J., O'Reilly S.Y., Xu X., Zhou X. Zircon chemistry and magma mixing, SE China: In-situ analysis of Hf isotopes, Tonglu and Pingtan igneous complexes // *Lithos*, 2000b, v. 61, p. 237—269.

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

Lan C.-Y., Tadashi U., Wang K.-L., Yui T.-F., Okamoto K., Lee C.-S., Tsutsumi Y., Yokoyama K., Hirata T., Kon Y., Orihashi Y., Horie K., Hidaka H., Liou J.G. Detrital zircon evidence for the antiquity of Taiwan // *Geosci. J.*, 2009, v. 13, p. 233—243.

Li Z.X., Li X.H., Kinny P.D., Wang J., Zhang S., Zhou H. Geochronology of Neoproterozoic syn-rift magmatism in the Yangtze Craton, South China and correlations with other continents: evidence for a mantle superplume that broke up Rodinia // *Precamb. Res.*, 2003, v. 122, p. 85—109.

Li C., Arndt N.T., Tang Q., Ripley E.M. Trace element discrimination diagrams // *Lithos*, 2015, v. 232, p. 76—83.

Nowell G.M., Kempton P.D., Noble S.R., Fitton J.G., Saunders A.D., Mahoney J.J., Taylor R.N. High precision Hf isotope measurements of MORB and OIB by thermal ionisation mass spectrometry: insights into the depleted mantle // *Chem. Geol.*, 1998, v. 149, p. 211—233.

Pearce J.A., Norry M.J. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks // *Contr. Miner. Petrol.*, 1979, v. 69, p. 33—47.

Ravna E.G.K. The garnet-clinopyroxene geothermometer: an update calibration // *J. Metamorph. Geol.*, 2000, v. 18, p. 211—219.

Scherer E., Munker C., Mezger K. Calibration of the lutetium-hafnium clock // *Science*, 2001, v. 293, p. 683—687.

Shatsky V.S., Malkovets V.G., Belousova E.A., Skuzovatov S.Yu. Evolution history of the Neoproterozoic eclogites-bearing complex of the Muya dome (Central Asian Orogenic Belt): constraints from zircon U-Pb age, Hf and whole-rock Nd isotopes // *Precamb. Res.*, 2015, v. 261, p. 1—11.

Whitney D.L., Evans B.W. Abbreviations for names of rock-forming minerals // *Amer. Miner.*, 2010, v. 95, p. 185—187.

Winter J.D. An introduction to igneous and metamorphic petrology. Prentice Hall, New Jersey, 2001, 697 p.

Wood D.A. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1980, v. 50, p. 11—30.

*Рекомендована к печати 4 марта 2015 г.
В.В. Ревердатто*

*Поступила в редакцию
19 ноября 2014 г.*