

ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

УДК 551.72+550.93+552.16

ВОЗРАСТНЫЕ РУБЕЖИ И УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЗМА МАФИЧЕСКИХ ГРАНУЛИТОВ
В РАННЕДОКЕМБРИЙСКОМ КОМПЛЕКСЕ АНГАРО-КАНСКОГО БЛОКА
(юго-запад Сибирского кратона)

О.М. Туркина^{1,2}, В.П. Сухоруков^{1,2}

¹ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

² Новосибирский национальный исследовательский университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

Представлены результаты изучения минеральных парагенезисов и оценки *PT*-параметров мафических гранат-двопироксеновых и двопироксеновых гранулитов в раннедокембрийском метаморфическом комплексе Ангаро-Канского блока, U-Pb датирования и определения редкоземельного и Lu-Hf изотопного состава циркона из этих пород, а также коэффициентов распределения РЗЭ циркон/гранат. Температуры образования двопироксеновых гранулитов оцениваются от ~800—870 до ~900 °С. Гранат-двопироксеновые мафические гранулиты характеризуются наличием гранатовых коронитов, *PT*-параметры их образования составляют 750—860 °С и 8.0—9.5 кбар. Предполагается, что развитие гранатовых коронитов происходило на регрессивном этапе при снижении *T* и определялось составом пород. Возраст ядер циркона (1.92—1.94 млрд лет), сохраняющих типичное для магматического циркона распределение РЗЭ, может быть принят в качестве минимальной оценки времени образования протолитов мафических гранулитов. Метаморфическая генерация циркона в мафических гранулитах представлена многоплоскостными кристаллами циркона и оболочками, которые обеднены в сравнении с ядрами Y средними и тяжелыми РЗЭ. Возраст метаморфических цирконов в гранат-двопироксеновых (~1.77 млрд лет) и двопироксеновых гранулитах (~1.85 и 1.78 млрд лет) свидетельствует о двукратном проявлении высокотемпературного метаморфизма. Наличие в гранат-двопироксеновых гранулитах одной возрастной (1.77 млрд лет) генерации метаморфического циркона и, напротив, доминирование цирконов с возрастом 1.85 млрд лет в двопироксеновых гранулитах с единичными зернами граната позволяет связывать развитие гранатовых коронитов со вторым этапом метаморфизма. Соответствие коэффициентов распределения тяжелых РЗЭ циркон/гранат экспериментально определенным величинам для *T* = 800 °С свидетельствует в пользу формирования метаморфических цирконов с возрастом ~1.77 млрд лет одновременно с гранатом. Образование циркона путем растворения/переотложения или перекристаллизации в закрытой системе без обмена с матриксом породы подтверждается близким диапазоном ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf ядер и оболочек циркона. Положительные значения ϵ_{Hf} (до 6.2) ядер циркона указывают на образование протолитов мафических гранулитов за счет деплетированного мантийного источника. Первый этап метаморфизма мафических гранулитов и парагенезисов канского комплекса (~1.85—1.89 млрд лет) завершился образованием коллизионных гранитоидов (1.84 млрд лет). Со вторым этапом метаморфизма (~1.77 млрд лет) коррелирует образование второй фазы субщелочных лейкогранитов Таракского массива и чарнокитов (1.73—1.75 млрд лет).

Мафические гранулиты, гранатовые корониты, метаморфогенный циркон, U-Pb возраст, Ангаро-Канский блок.

STAGES AND CONDITIONS OF METAMORPHISM OF MAFIC GRANULITES
IN THE EARLY PRECAMBRIAN COMPLEX OF THE ANGARA-KAN TERRANE
(southwestern Siberian Craton)

O.M. Turkina and V.P. Sukhorukov

We present results of study of mineral assemblages and *PT*-conditions of metamorphism of mafic garnet-two-pyroxene and two-pyroxene granulites in the Early Precambrian metamorphic complex of the Angara-Kan terrane as well as the U-Pb age and trace-element and Lu-Hf isotope compositions of zircon from these rocks and the zircon/garnet REE distribution coefficients. The temperatures of metamorphism of two-pyroxene granulites are estimated as 800–870 to ~900 °C. Mafic garnet-two-pyroxene granulites contain garnet coronas

formed at 750–860 °C and 8–9.5 kbar. The formation of the garnet coronas proceeded probably at the retrograde stage during cooling and was controlled by the rock composition. The age (1.92–1.94 Ga) of zircon cores, which retain the REE pattern typical of magmatic zircon, can be taken as the minimum age of protolith for the mafic granulites. The metamorphic zircon generation in the mafic granulites is represented by multifaceted or soccerball crystals and rims depleted in Y, MREE, and HREE compared to the cores. The age of metamorphic zircon in the garnet–two-pyroxene (~1.77 Ga) and two-pyroxene granulites (~1.85 and 1.78 Ga) indicates two episodes of high-temperature metamorphism. The presence of one generation (1.77 Ga) of metamorphic zircon in the garnet–two-pyroxene granulites and, on the contrary, the predominance of 1.85 Ga zircon in the two-pyroxene granulites with single garnet grains suggest that the formation of the garnet coronas proceeded at the second stage of metamorphism. The agreement between the zircon/garnet HREE distribution coefficients and the experimentally determined values at 800 °C suggests the simultaneous formation of ~1.77 Ga metamorphic zircon and garnet. Zircon formation by dissolution/precipitation or recrystallization in a closed system without exchange with the rock matrix is confirmed by the close ranges of $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ values for the core and rims. The positive ϵ_{Hf} values (up to +6.2) for the zircon cores suggest that the protoliths of mafic granulites were derived from depleted-mantle source. The first stage of metamorphism of the mafic granulites and paragneisses of the Kan complex (1.85–1.89 Ga) ended with the formation of collisional granitoids (1.84 Ga). The second stage (~1.77 Ga) corresponds to the intrusion of the second phase of subalkalic leucogranites of the Taraka pluton and charnockites (1.73–1.75 Ga).

Mafic granulites, garnet coronas, metamorphic zircon, U–Pb age, Angara–Kan terrane

ВВЕДЕНИЕ

Ангаро-Канский блок представляет южную часть Енисейского кряжа и относится к структурам фундамента юго-западной части Сибирской платформы. Он сложен преимущественно раннедокембрийскими метаморфическими комплексами: канским гранулитогнейсовым и енисейским амфиболитогнейсовым. Высокотемпературный метаморфизм пород канского комплекса и сопряженное с ним гранитообразование связывают с формированием палеопротерозойских (1.8–2.0 млрд лет) коллизионных орогенов, трассируемых во всех выступах фундамента Сибирской платформы (Алданский и Анабарский щиты, Шарыжалгайский, Ангаро-Канский и Бирюсинский выступы) [Rosen et al., 1994]. Информация о временных рубежах и условиях палеопротерозойского метаморфизма для Ангаро-Канского блока остается весьма ограниченной [Бибикина и др., 1993], что не позволяет оценить продолжительность формирования и последующей эволюции орогена. На основании U–Pb датирования циркона установлено, что метаморфизм и мигматизация парагнейсов происходили в интервале 1.87–1.89 млрд лет [Urmantseva et al., 2012] и за ними следует внедрение постколлизионных гранитов Таракского массива (1837 ± 3 млн лет), прорывающих метаморфические породы канского комплекса [Ножкин и др., 2003]. Первые результаты геохронологического изучения мафических гранулитов показали, что образование метаморфического циркона в этих породах связано с более поздним термальным событием ~1.77 млрд лет [Туркина и др., 2012], что позволяет предполагать неоднократное проявление метаморфизма в истории развития канского комплекса.

Современные подходы к изучению высокотемпературных метаморфических пород базируются на использовании локальных методов U–Pb датирования циркона и определения его редкоэлементного состава в сочетании с анализом минеральных парагенезисов и реакционных взаимоотношений минералов, что позволяет корректно интерпретировать геохронологические данные. Цирконы высокотемпературных метаморфических пород характеризуются многофазным внутренним строением: наличием ядер, унаследованных от протолита, оболочек и кайм, образующихся в результате процессов метаморфизма или частичного плавления [Corfu et al., 2003]. Для гранулитов типичен также рост новой генерации циркона, представленной многоплоскостными кристаллами и имеющей секториальную или елочковидную (fir-tree) зональность. В сравнении с магматическими цирконы метаморфического генезиса обнаруживают различную степень обеднения РЗЭ и/или геохимические признаки влияния одновременно кристаллизующихся фаз (граната, монацита), выраженные в обеднении легкими или тяжелыми лантаноидами [Rubatto, 2002; Hoskin, Schaltegger, 2003; Kelly, Harley, 2005; Федотова и др., 2008; Туркина и др., 2009a; Turkina et al., 2012]. Изотопный состав Hf метаморфических цирконов либо наследуется от магматических, либо становится более радиогенным за счет обмена с сосуществующими минеральными фазами или расплавом [Gerdes, Zeh, 2009; Chen et al., 2010]. Эти закономерности создают основу для интерпретации возрастных значений, полученных при датировании циркона локальными методами.

В настоящей работе представлены результаты изучения минеральных парагенезисов мафических гранат-двупироксеновых и двупироксеновых мафических гранулитов в раннедокембрийском метамор-

фическом комплексе Ангаро-Канского блока, U-Pb датирования и определения редкоэлементного и Lu-Hf изотопного состава циркона из этих пород. Целью исследования является определение времени метаморфических событий, оценка *PT*-параметров и трендов гранулитового метаморфизма и их корреляции со временем метаморфического роста/преобразования циркона.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

U-Pb датирование цирконов осуществлялось на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). Отобранные вручную зерна цирконов сначала имплантировали в эпоксидную смолу вместе с зернами цирконовых стандартов TEMORA и 91500. Далее зерна цирконов были сошлифованы приблизительно на половину своей толщины и отполированы. Для выбора участков (точек) датирования на поверхности зерен использовали оптические (в проходящем и отраженном свете) и катодоллюминесцентные изображения, отражающие внутреннюю структуру и зональность цирконов. Методика датирования и обработки результатов аналогична описанной в работе [Туркина и др., 2009б].

Анализ редких элементов в цирконе и гранате выполнен методом вторично-ионной масс-спектрометрии (ионного зонда) на приборе Cameca IMS-4F в Ярославском филиале Физико-технического института РАН, процедура исследования приведена в работе [Федотова и др., 2008]. Точность определения составляет < 10 % для содержаний элементов более 0.1 г/т и 30–50 % при концентрациях менее 0.1 г/т. Для контроля производился анализ концентраций РЗЭ в стандартном цирконе 91500.

Определение Lu-Hf изотопного состава циркона проведено методом ICP-MS с лазерной абляцией с использованием 193 нм ArF лазера COMPEX-102, системы абляции DUV-193 и мультиколлекторного масс-спектрометра с ионизацией в индуктивно связанной плазме ThermoFinnigan Neptune в ЦИИ ВСЕГЕИ, следуя методике, описанной в статье [Туркина и др., 2014]. Анализ Lu-Hf изотопной системы в цирконах выполнен в тех же точках, где проводилось U-Pb датирование. При обработке данных принята постоянная распада $^{176}\text{Lu} = 1.865 \cdot 10^{-11} \text{ лет}^{-1}$ [Scherer et al., 2001]. Для расчета ϵ_{Hf} использованы хондритовые величины: $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0332$ и $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282772$ [Blichert-Toft, Albaredo, 1997].

ПОРОДНЫЕ АССОЦИАЦИИ КАНСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА

Породы канского метаморфического комплекса слагают центральную часть Ангаро-Канского блока и на востоке интродуцированы палеопротерозойскими гранитоидами Таракского массива (рис. 1). В составе комплекса преобладают гиперстеновые, гранат-гиперстеновые и гранат-биотитовые плагио- и двуполевошпатовые гнейсы [Ножкин, Туркина, 1993]. От 15 до 30 % составляют глиноземистые (кордиерит- и силлиманитсодержащие) гнейсы. Протолиты гнейсов соответствуют главным образом терригенным породам от песчаников и граувакк до зрелых пелитов [Ножкин и др., 2010]. Типичными для гнейсов канского комплекса являются следующие минеральные ассоциации: Pl + Qtz + Opx ± Bt ± Kfs, Pl + Qtz + Grt ± Opx ± Bt ± Kfs, Pl + Qtz + Grt + Crd ± Bt ± Kfs ± Sil ± Spl ± Crn. Для гранат-кордиерит-силлиманит-кварцевого парагенезиса в парагнейсах максимальные *PT*-оценки составляют 780–795 °C, 6.1 кбар для западной и 716 °C, 4.5 кбар для восточной зон Ангаро-Канского блока [Perchuk et al., 1989]. Высокометаморфизованные породы основного состава образуют субпластовые или будинообразные тела среди гнейсов и встречаются преимущественно в северо-западной части блока в Приенисейской зоне. Согласно с простираем гнейсовидности тела метабазитов видимой протяженности до 10–20 м совместно с вмещающими парагнейсами участвуют в складчатости и сложены мелкосреднезернистыми гранат-двупироксеновыми и двупироксеновыми мафическими гранулитами. Небольшие видимые размеры субпластовых тел мафических гранулитов, их будинаж позволяют предполагать, что они представляли собой субвулканические тела: силлы или дайки. Гранат-двупироксеновые гранулиты по составу отвечают основным магматическим породам ($\text{SiO}_2 = 47.8\text{—}53.7 \text{ мас. \%}$) с низкой магнезиальностью ($\text{MgO} = 4.2\text{—}6.4 \text{ мас. \%}$) и повышенным содержанием Fe_2O_3^* (13.6–17.1 мас. %). Двупироксеновым гранулитам свойственны более высокие содержания SiO_2 (56.6–57.9 мас. %) и низкие Fe_2O_3 (9–10.5 мас. %).

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И СОСТАВ МИНЕРАЛОВ МАФИЧЕСКИХ ГРАНУЛИТОВ

Гранат-двупироксеновые мафические гранулиты (обр. 34-09, 39-09, 44-09, 45-09, 51-09) сложены клинопироксеном (30–50 %), плагиоклазом (20–50 %), гранатом (10–30 %), ортопироксеном (10–20 %), амфиболом (до 5 %), биотитом (до 5 %) и кварцем (до 5 %), акцессорные минералы вклю-

* Fe_2O_3 — общее железо.

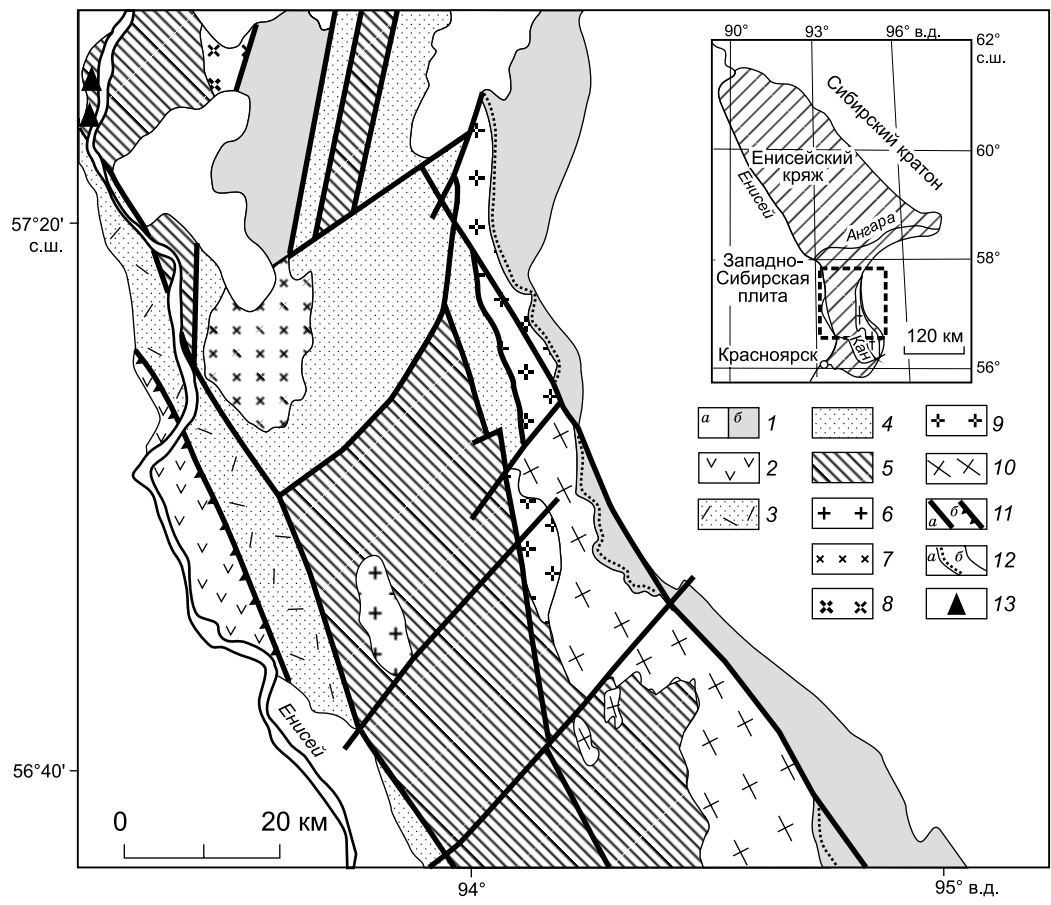


Рис. 1. Схематическая геологическая карта северной части Ангаро-Канского блока (Енисейский край), составлена А.Д. Ножкиным (2014 г.).

1 — перекрывающие фанерозойские (*a*) и неопротерозойские (*b*) отложения; 2 — неопротерозойские офиолитовые и островодужные комплексы Предивинского террейна; 3—5 — раннекембрийские метаморфические комплексы Ангаро-Канского блока: 3 — метаосадочно-вулканогенные и 4 — существенно метаосадочные енисейского амфиболитогнейсового, 5 — канского гранулитогнейсового комплексов; 6 — гранитоиды Белореченского массива (NP₂?); 7 — сиениты и граниты Посольненского массива (C_{1,2}); 8 — субщелочные граниты, лейкограниты Чистопольского массива (NP₂); 9 — субщелочные граниты, лейкограниты (PP₄) и 10 — гнейсограниты, плагиограниты, порфиоровидные граниты (PP₃) Таракского массива; 11 — разломы (*a*), надвиги (*b*); 12 — границы несогласного залегания (*a*), прочие границы (*b*); 13 — места отбора проб. На врезке показан контур карты на рис. 1.

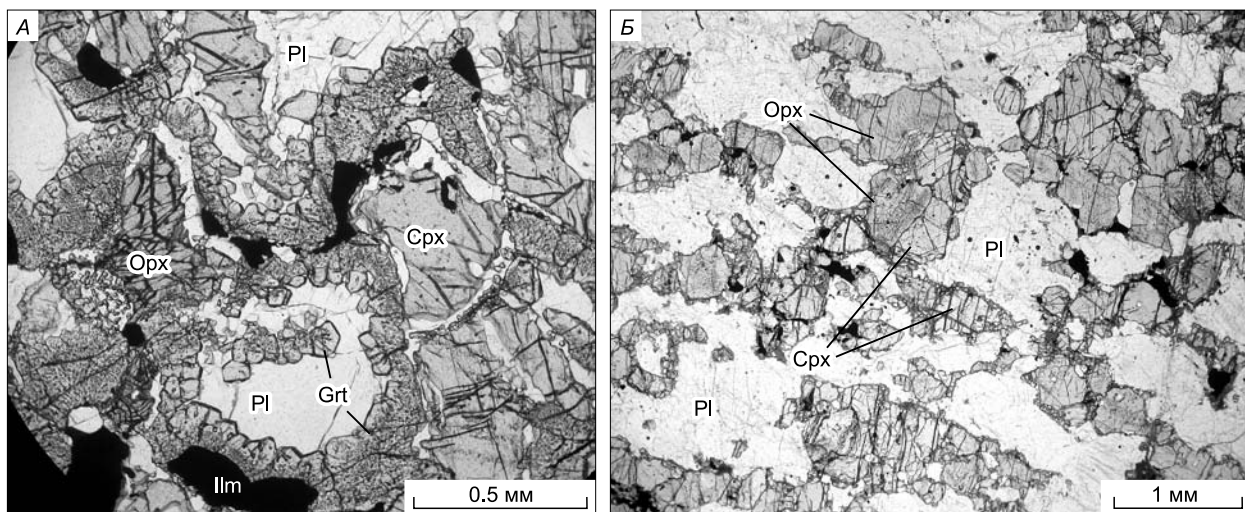


Рис. 2. Микрофотографии гранат-двупироксеновых (А) и двупироксеновых (Б) мафических гранулитов.

Таблица 1.

Состав минералов мафических гранулитов

Компо- нент	Обр. 34-09																
	Grt		Cpx										Opx		Pl		
	ц	к	ц	к	ц	к	л	л	в	о	о	м	м	ц	к	ц	к
SiO ₂ , мас. %	37.80	38.45	52.02	52.03	51.76	52.34	52.11	51.72	51.80	51.49	51.62	51.87	51.27	50.89	50.03	55.93	58.54
TiO ₂	0.02	0.01	0.09	0.11	0.13	0.09	0.12	0.12	0.13	0.15	0.15	0.13	0.12	0.03	0.02	—	—
Al ₂ O ₃	20.98	21.34	1.45	1.39	1.53	1.19	1.47	1.50	1.38	1.51	1.45	1.35	1.39	0.62	0.79	27.55	26.51
FeO	29.10	28.98	12.55	11.66	12.96	11.43	12.68	12.86	12.46	12.63	12.42	12.49	12.49	30.99	30.63	0.05	0.16
MgO	4.10	4.06	11.26	11.58	11.23	11.86	11.59	11.17	11.70	11.26	11.42	11.36	11.39	16.43	16.39	0.01	0.01
MnO	0.74	0.75	0.10	0.06	0.12	0.07	0.12	0.13	0.12	0.13	0.10	0.11	0.13	0.23	0.21	0.00	—
CaO	7.01	7.01	21.62	21.88	21.14	22.05	21.96	21.87	22.07	21.83	22.03	21.74	22.15	0.49	1.24	10.25	8.56
Na ₂ O	—	—	0.40	0.38	0.44	0.39	0.37	0.36	0.44	0.36	0.39	0.42	0.40	0.05	0.03	5.51	6.48
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.21	0.21
Сумма	99.78	100.63	99.49	99.09	99.31	99.43	100.49	99.79	100.12	99.39	99.58	99.47	99.37	99.73	99.35	99.52	100.47
Si, ф.ед.	3.00	3.01	1.98	1.98	1.98	1.98	1.97	1.97	1.96	1.97	1.97	1.98	1.96	1.98	1.96	2.53	2.61
Ti	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Al	1.96	1.97	0.07	0.06	0.07	0.05	0.07	0.07	0.06	0.07	0.07	0.06	0.06	0.03	0.04	1.47	1.39
Fe	1.93	1.90	0.40	0.37	0.41	0.36	0.40	0.41	0.39	0.40	0.40	0.40	0.40	1.01	1.00	—	—
Mg	0.48	0.47	0.64	0.66	0.64	0.67	0.65	0.63	0.66	0.64	0.65	0.64	0.65	0.95	0.96	—	—
Mn	0.05	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	—	—
Ca	0.60	0.59	0.88	0.89	0.86	0.90	0.89	0.89	0.90	0.89	0.90	0.89	0.91	0.02	0.05	0.50	0.41
Na	—	—	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.00	0.00	0.48	0.56
K	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.01	0.01
X _{Alm}	0.63	0.63	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
X _{Py}	0.16	0.16	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
X _{Grs}	0.19	0.20	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
X _{Sps}	0.02	0.02	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
X _{An}	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.50	0.42
X _{Ab}	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.49	0.57
X _{Ort}	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.01	0.01
F	0.80	0.80	0.38	0.36	0.39	0.35	0.38	0.39	0.37	0.39	0.38	0.38	0.38	0.51	0.51	—	—

Компо- нент	Обр. 44-09								Обр. 46-09							
	Grt		Cpx		Opx		Pl		Grt		Cpx		Opx		Pl	
	ц	к	ц	к	ц	к	ц	к	ц	к	ц	к	ц	к	ц	к
SiO ₂ , мас. %	38.59	38.48	52.27	52.46	51.68	51.27	55.84	56.86	38.65	38.67	52.18	51.91	51.71	51.32	54.40	54.09
TiO ₂	0.01	0.01	0.18	0.12	0.07	0.05	—	—	0.03	0.02	0.17	0.17	0.06	0.03	—	—
Al ₂ O ₃	21.07	21.02	2.08	1.54	1.22	0.95	27.89	26.16	21.58	21.37	2.13	2.14	1.28	1.04	29.57	29.49
FeO	27.39	28.57	10.02	9.51	27.53	28.85	0.05	0.77	27.71	28.08	10.85	10.59	28.37	29.08	0.11	0.15
MgO	5.15	4.84	12.66	13.06	18.24	18.05	—	—	5.24	5.21	12.26	12.30	18.10	17.18	—	0.01
MnO	0.54	0.56	0.05	0.05	0.16	0.16	—	—	0.61	0.66	0.06	0.06	0.22	0.16	0.01	—
CaO	6.76	6.67	21.80	22.41	0.97	0.45	10.74	8.85	6.75	6.59	21.83	21.89	0.52	0.45	11.82	11.82
Na ₂ O	0.06	0.04	0.44	0.45	0.04	0.03	5.65	6.71	0.03	0.04	0.52	0.57	0.04	0.05	4.65	4.65
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	0.16	0.17	—	—	—	—	—	—	0.13	0.12
Сумма	99.57	100.19	99.50	99.60	99.91	99.81	100.32	99.72	100.59	100.63	99.99	99.63	100.29	99.31	100.68	100.33
Si, ф.ед.	3.03	3.02	1.97	1.97	1.97	1.97	2.50	2.57	3.00	3.01	1.96	1.96	1.97	1.99	2.44	2.44
Ti	—	—	—	—	—	—	—	—	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	—	—
Al	1.95	1.94	0.09	0.07	0.06	0.04	1.47	1.39	1.98	1.96	0.09	0.10	0.06	0.05	1.56	1.57
Fe	1.80	1.88	0.32	0.30	0.88	0.93	—	—	1.80	1.83	0.34	0.33	0.91	0.94	0.00	0.00

Компо- нент	Обр. 44-09								Обр. 46-09							
	Grt		Cpx		Opx		Pl		Grt		Cpx		Opx		Pl	
	ц	к	ц	к	ц	к	ц	к	ц	к	ц	к	ц	к	ц	к
Mg	0.60	0.57	0.71	0.73	1.04	1.04	—	—	0.61	0.61	0.69	0.69	1.03	0.99	0.00	0.00
Mn	0.04	0.04	—	—	0.01	0.01	—	—	0.04	0.04	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
Ca	0.57	0.56	0.88	0.90	0.04	0.02	0.52	0.43	0.56	0.55	0.88	0.88	0.02	0.02	0.57	0.57
Na	—	—	0.03	0.03	—	—	0.49	0.59	0.04	0.01	0.04	0.04	0.00	0.00	0.40	0.41
K	—	—	—	—	—	—	0.01	0.01	—	—	—	—	—	—	0.01	0.01
X _{Alm}	0.60	0.62	—	—	—	—	—	—	0.60	0.60	—	—	—	—	—	—
X _{Py}	0.20	0.19	—	—	—	—	—	—	0.20	0.20	—	—	—	—	—	—
X _{Grs}	0.19	0.18	—	—	—	—	—	—	0.19	0.18	—	—	—	—	—	—
X _{Sps}	0.01	0.01	—	—	—	—	—	—	0.01	0.01	—	—	—	—	—	—
X _{An}	—	—	—	—	—	—	0.51	0.42	—	—	—	—	—	—	0.58	0.58
X _{Ab}	—	—	—	—	—	—	0.48	0.57	—	—	—	—	—	—	0.41	0.41
X _{Ort}	—	—	—	—	—	—	0.01	0.01	—	—	—	—	—	—	0.01	0.01
F	0.75	0.77	0.31	0.29	0.46	0.47	—	—	0.75	0.75	0.33	0.33	0.47	0.49	—	—

Компо- нент	Обр. 37-09											
	Cpx		Opx		Pl				Kfs		Bt	
	ц	к	ц	к	ц	к	ц	к				
SiO ₂ , мас. %	52.02	52.30	52.10	52.12	57.02	57.76	57.68	57.83	63.78	64.51	35.89	35.61
TiO ₂	0.20	0.17	—	—	—	—	—	—	—	—	4.69	4.55
Al ₂ O ₄	2.43	2.26	1.39	1.37	26.98	26.77	26.65	26.70	18.54	18.42	14.07	14.08
Cr ₂ O ₃	0.16	0.16	—	—	—	—	—	—	—	—	0.29	0.26
FeO	9.18	8.89	24.40	24.74	0.06	0.03	0.08	0.08	0.45	0.07	16.49	15.49
MgO	12.89	12.88	20.76	20.23	—	—	—	—	—	—	12.68	13.71
MnO	0.21	0.21	0.48	0.44	—	—	—	—	—	—	0.03	0.02
CaO	22.25	21.97	0.60	0.43	9.06	9.12	8.91	8.99	0.35	0.26	—	—
Na ₂ O	0.58	0.62	—	—	6.37	6.19	6.10	6.16	0.65	0.51	—	—
K ₂ O	—	—	—	—	0.25	0.15	0.18	0.18	15.76	16.12	9.96	10.06
Сумма	99.92	99.46	99.88	99.43	99.76	100.07	99.63	100.03	100.01	100.01	98.60	98.34
Si, ф.ед.	1.95	1.96	1.96	1.97	2.56	2.58	2.59	2.59	2.96	2.99	2.76	2.74
Ti	0.01	0.00	0.00	0.00	—	—	—	—	—	—	0.27	0.26
Al	0.11	0.10	0.06	0.06	1.43	1.41	1.41	1.41	1.01	1.00	1.27	1.28
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	—	—	—	—	—	—	0.02	0.02
Fe	0.29	0.28	0.77	0.78	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	1.06	1.00
Mg	0.72	0.72	1.17	1.14	—	—	—	—	—	—	1.45	1.57
Mn	0.01	0.01	0.02	0.01	—	—	—	—	—	—	0.00	0.00
Ca	0.89	0.88	0.02	0.02	0.44	0.44	0.43	0.43	0.02	0.01	—	—
Na	0.04	0.05	—	—	0.56	0.54	0.53	0.53	0.06	0.05	—	—
K	—	—	—	—	0.01	0.01	0.01	0.01	0.93	0.95	0.98	0.99
X _{An}	—	—	—	—	0.43	0.44	0.44	0.44	0.02	0.01	—	—
X _{Ab}	—	—	—	—	0.55	0.55	0.55	0.55	0.06	0.05	—	—
X _{Ort}	—	—	—	—	0.01	0.01	0.01	0.01	0.92	0.94	—	—
F	0.29	0.28	0.40	0.41	—	—	—	—	—	—	0.42	0.39

Компонент	Обр. 48-09								Kfs	
	Срх		Орх		Pl					
	ц	к	ц	к	ц	к	вкл	вкл		
SiO ₂ , мас. %	52.08	51.84	51.48	51.44	56.01	54.89	50.91	49.09	64.26	64.23
TiO ₂	0.15	0.17	—	—	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₄	1.79	1.51	1.14	1.16	28.41	28.93	31.09	32.48	18.43	18.46
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
FeO	11.53	11.24	29.88	29.39	0.04	0.15	0.05	0.11	0.01	0.03
MgO	11.83	11.70	16.98	17.29	—	—	—	—	—	—
MnO	0.17	0.20	0.43	0.43	—	—	—	—	—	—
CaO	21.78	22.11	0.53	0.56	10.42	11.31	14.15	15.81	0.07	0.09
Na ₂ O	0.38	0.44	—	—	5.52	5.04	3.37	2.45	0.56	0.62
K ₂ O	—	—	—	—	0.17	0.13	0.07	0.05	15.96	15.98
Сумма	99.71	99.20	100.50	100.33	100.59	100.45	99.70	100.03	99.32	99.42
Si, ф.ед.	1.97	1.97	1.98	1.97	2.50	2.47	2.32	2.24	2.99	2.99
Ti	0.00	0.00	—	—	—	—	—	—	—	—
Al	0.08	0.07	0.05	0.05	1.50	1.53	1.67	1.75	1.01	1.01
Cr	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Fe	0.36	0.36	0.96	0.94	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.67	0.66	0.97	0.99	—	—	—	—	—	—
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	—	—	—	—	—	—
Ca	0.88	0.90	0.02	0.02	0.50	0.54	0.69	0.77	0.00	0.00
Na	0.03	0.03	—	—	0.48	0.44	0.30	0.22	0.05	0.06
K	—	—	—	—	0.01	0.01	0.00	0.00	0.95	0.95
X _{An}	—	—	—	—	0.51	0.55	0.70	0.78	0.00	0.00
X _{Ab}	—	—	—	—	0.48	0.44	0.30	0.22	0.05	0.06
X _{Ort}	—	—	—	—	0.01	0.01	0.00	0.00	0.95	0.94
F	0.35	0.35	0.50	0.49	—	—	—	—	—	—

Примечание. ц — центр, к — край зерна. F = Fe/(Fe + Mg). Для клинопироксена: ц и к — центр и край крупных зерен; л — ламеллы в ортопироксене, в — включения в ортопироксене, о — каймы вокруг ортопироксена, м — мелкие зерна в матрице породы, вкл — включения более основного плагиоклаза. Анализы выполнены в ИГМ СО РАН (аналитик Е.Н. Нигматулина) на приборе Camebax Micro с использованием природных эталонов. Формульные единицы рассчитаны на: Grt — 12O, Срх и Орх — 6O, Pl и Kfs — 8O, Bt-11O.

чают ильменит, рутил, апатит и циркон. В породах широко распространены коронитовые структуры, представленные мелкозернистыми каймами граната вокруг пироксенов и плагиоклаза (рис. 2, А). В коронитовых оторочках по ортопироксену обычно присутствуют узкие каемки кварца и иногда мелкозернистого клинопироксена. В некоторых зернах ортопироксена отмечаются ламеллы моноклинного пироксена. Биотит тяготеет к коронитовым структурам или образует оторочки вокруг зерен ильменита. Амфибол представляет собой вторичный минерал, замещающий клинопироксен.

Гранат имеет состав Alm₆₀₋₆₅Pyr₁₃₋₂₀Grs₁₈₋₂₁Sps_{0.01-0.02} (табл. 1), его железистость составляет 0.75—0.83 и незначительно (на 1—2 %) повышается к краям зерен. Моноклинный пироксен встречается в нескольких структурных позициях. Он образует самостоятельные зерна или мелкозернистые агрегаты в матрице породы, представлен в виде ламелл и включений в зернах ортопироксена, а также образует мелкозернистые каймы вокруг зерен последнего. Состав клинопироксена близок во всех указанных позициях. Он имеет железистость 0.29—0.38 и содержит 0.38—0.57 мас. % Na₂O и 1.39—2.14 мас. % Al₂O₃. В крупных зернах моноклинного пироксена отмечается незначительное понижение содержания Na₂O и Al₂O₃ от центра к краю зерен (см. табл. 1). Железистость ортопироксена составляет 0.46—0.51, Al₂O₃ = 0.62—1.28 мас. %. Плагиоклаз характеризуется отчетливой зональностью, в центральной части зерен наблюдается плато с содержанием анортитового компонента от 49 до 58 %, в краевой части на контакте с гранатом основность плагиоклаза резко понижается до 32—42 % An (рис. 3).

В минеральном составе **двупироксеновых гранулитов** (обр. 37-09, 48-09) доминируют клино- и ортопироксен (30—40 %), плагиоклаз (55—60 %), кварц (до 5 %) и биотит (до 5 %). Акцессорные мине-

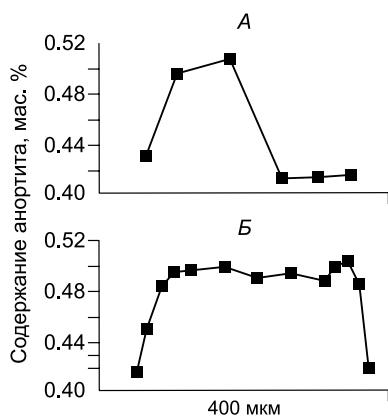


Рис. 3. Концентрационные профили плагиоклаза из гранат-двупироксеновых (А, Б) гранулитов.

ралы представлены преобладающим ильменитом (до 1 %), апатитом и цирконом. Породы имеют массивную равномерно-зернистую структуру (см. рис. 2, Б). В обр. 48-09 установлены единичные мелкие зерна граната вокруг пироксена. Биотит развивается по пироксену и часто тяготеет к его контактам с ильменитом. Моноклинный пироксен содержит 1.51—2.43 мас. % Al_2O_3 и 0.38—0.62 мас. % Na_2O , его железистость составляет 0.28—0.35. Ортопироксен имеет железистость 0.4—0.5 и содержит 1.14—1.39 мас. % Al_2O_3 . Плагиоклаз не обнаруживает четко выраженной зональности, содержание An варьирует от 43—44 в одних образцах до 51—55 % в других (см. табл. 1). Иногда в зернах плагиоклаза встречаются участки с более высоким содержанием An до 70—78 %.

ОЦЕНКА *PT*-ПАРАМЕТРОВ МЕТАМОРФИЗМА

Сложность оценки *PT*-параметров метаморфизма в породах, содержащих реакционные микро-структуры, определяется неоднозначностью выделения равновесных минеральных ассоциаций. Гранат в мафических гранулитах формирует мелкозернистые каемки вокруг зерен пироксенов и плагиоклаза, что указывает на более позднее его образование по отношению к этим минералам. Моноклинный и ромбический пироксены не обладают отчетливо выраженной зональностью, что не позволяет оценить их принадлежность к раннему или позднему парагенезису. Оценки температур метаморфизма производились с помощью двупироксеновых геотермометров по центральным частям клино- и ортопироксена [Wood, Banno, 1973; Powell, 1978]. Температуры составляют 790—870 °C для двупироксеновых и 730—800 °C для гранатсодержащих гранулитов (табл. 2). Минеральные парагенезисы гранатсодержащих мафических гранулитов позволяют определить *PT*-параметры метаморфизма, отвечающие формированию гранатовых кайм, с помощью программных комплексов THERMOCALC [Holland, Powell, 1990] и TWQ 2.02 [Berman, Aranovich, 1996]. Для оценки использован состав пироксенов, граната и кайм плагиоклаза. Полученные параметры находятся в интервале $T = 750—860$ °C и $P = 8—9.5$ кбар (см. табл. 2). Оценки давления по клинопироксен-плагиоклазовому барометру [Ellis, 1980] дают большой разброс значений (8—12 кбар), но в целом согласуются с вышеприведенными данными.

СОСТАВ И ВОЗРАСТ ЦИРКОНА ИЗ МАФИЧЕСКИХ ГРАНУЛИТОВ

Для датирования использованы два образца гранат-двупироксеновых гранулитов (обр. 45-09 (57°23'50" с.ш., 93°13'45" в.д.) и 39-09 (57°26'11" с.ш., 93°15'50" в.д.) и образец двупироксенового гранулита (обр. 48-09, 57°25'47" с.ш., 93°15'35" в.д.), которые отобраны на левом берегу р. Енисей в ~6—9 км выше Казанского порога (см. рис. 1).

В гранат-двупироксеновом гранулите (обр. 45-09) преобладают прозрачные округлые или многоплоскостные кристаллы циркона, типичные для пород гранулитовой фации метаморфизма, они состоят из ядер с елочковидной или секториальной зональностью и тонких светлых в катодолюминесцентном изображении (КЛ) оболочек. В полупрозрачных призматических кристаллах (~20 %) со сглаженными

Таблица 2. Оценки *PT*-параметров метаморфизма мафических гранулитов

Номер образца	Срх-Орх		Pl-Срх		Срх + Орх + Grt + Pl			
	WB	P	Ell		TWQ		THERMOCALC	
	T , °C		P , кбар		T , °C	P , кбар	T , °C	P , кбар
	с	с	с	г	г	г	г	г
34-09	795	730	8.2	9.3	773 ± 42	8.8 ± 0.6	865 ± 65	9.4 ± 1.8
44-09	805	780	11	8.8	791 ± 72	9.5 ± 0.5	749 ± 65	8.0 ± 1.3
46-09	795	750	10.7	9.3	836 ± 75	9.1 ± 0.4	858 ± 44	9.0 ± 1.3
37-09	870	820	12	—	—	—	—	—
48-09	790	790	9.3	—	—	—	—	—

Примечание. WB — [Wood, Banno, 1973], P — [Powell, 1978], Ell — [Ellis, 1980]. с — центр и г — край зерен.

Таблица 3. Результаты изотопного анализа и возраст циркона из мафических гранулитов Ангаро-Канского блока

Номер точки	U	Th	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}_c$ %	$^{206}\text{Pb}^*$ г/г	Изотопные отношения						Rho	Возраст, млн лет		D, %
	г/г	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$				±%	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	±%	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	±%	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Обр. 45-09															
1.1	240	47	0.20	0.23	74	0.1187	2.03	5.87	3.0	0.3590	2.2	0.74	1977±38	1936±36	-2
1.2	284	55	0.19	0.11	79.6	0.1086	0.62	4.89	1.4	0.3262	1.2	0.89	1820±20	1776±11	-3
2.1	164	31	0.19	0.33	48.6	0.1163	0.91	5.54	1.6	0.3452	1.3	0.82	1912±22	1900±16	-1
2.2	603	117	0.20	0.08	145	0.107	1.4	4.12	1.9	0.279	1.2	0.66	1588±18	1747±26	10
3.1	250	48	0.20	0.00	66.4	0.117	0.62	4.99	1.4	0.309	1.3	0.90	1736±20	1913±11	11
3.2	350	63	0.18	—	106	0.1155	0.49	5.64	1.5	0.3539	1.4	0.95	1953±24	1888±9	-4
4.1	526	101	0.19	0.03	147	0.1083	0.46	4.88	3.1	0.3264	3.1	0.99	1821±49	1772±8	-3
5.1	109	21	0.20	0.85	24.4	0.104	2.1	3.75	2.7	0.2612	1.7	0.64	1496±23	1698±39	13
6.1	317	60	0.19	0.03	89	0.1092	0.56	4.92	2.3	0.3271	2.2	0.97	1824±35	1786±10	-2
7.1	249	47	0.20	—	74.9	0.1184	0.60	5.72	4.1	0.3508	4.0	0.99	1938±68	1932±11	0
8.1	404	76	0.19	—	106	0.109	0.58	4.58	2.7	0.306	2.6	0.98	1721±40	1777±11	4
8.2	148	28	0.19	0.11	25.8	0.0967	1.40	2.70	2.2	0.2028	1.7	0.76	1190±18	1561±26	26
9.1	294	55	0.19	—	80.7	0.1174	0.58	5.17	1.4	0.3194	1.3	0.91	1787±20	1917±10	8
10.1	235	44	0.19	0.02	81.2	0.1442	0.53	7.99	1.4	0.4019	1.3	0.93	2178±24	2278±9	5
10.2	81	16	0.20	—	24.3	0.1180	1.04	5.68	1.9	0.3490	1.6	0.84	1930±27	1927±19	0
11.1	117	22	0.19	1.02	25.4	0.1068	3.25	3.74	3.6	0.2539	1.6	0.43	1459±20	1746±60	18
12.1	145	27	0.19	0.30	30.0	0.1034	1.27	3.39	2.1	0.2382	1.7	0.70	1377±21	1686±23	20
12.2	98	19	0.20	0.06	26.5	0.1185	3.29	5.17	3.6	0.3162	1.5	0.42	1771±24	1934±59	10
13.1	152	28	0.19	—	61.2	0.1633	0.61	10.56	1.5	0.4688	1.4	0.92	2478±29	2490±10	1
14.1	484	89	0.18	—	137	0.1187	0.47	5.38	1.3	0.3285	1.2	0.93	1831±19	1937±8	6
15.1	142	26	0.18	—	56.4	0.1846	3.44	11.76	4.5	0.4620	2.9	0.64	2448±58	2694±57	11
15.2	752	35	0.05	0.01	160	0.10853	0.91	3.70	2.1	0.2472	1.9	0.906	1424±25	1775±17	25
16.1	72	14	0.20	0.24	14.8	0.1119	1.89	3.69	2.8	0.2391	2.0	0.74	1382±25	1830±34	27
17.1	117	22	0.20	—	23.2	0.1114	1.52	3.55	2.4	0.2311	1.8	0.77	1340±22	1822±28	29
18.1	1122	207	0.19	—	338	0.1174	0.34	5.68	1.2	0.3506	1.2	0.96	1938±20	1917±6	-1
19.1	57	28	0.48	0.23	15.1	0.1056	2.5	4.49	2.9	0.3083	1.5	0.505	1732±22	1725±46	0
20.1	375	1117	2.98	0.05	141	0.1485	0.74	8.93	1.1	0.4362	0.86	0.761	2334±17	2329±13	0
21.1	1077	44	0.04	0.00	303	0.1086	1.4	4.90	2	0.3272	1.4	0.694	1825±22	1776±26	-3
21.2	443	199	0.45	0.09	120	0.1094	0.91	4.76	1.2	0.3153	0.85	0.683	1767±13	1790±17	1
22.1	123	108	0.88	0.16	32.8	0.1071	1.7	4.57	2.2	0.3097	1.3	0.614	1739±20	1751±32	1
22.2	109	46	0.42	0.18	28.2	0.1079	2.8	4.46	3.3	0.2998	1.8	0.546	1690±27	1763±51	4
23.1	748	58	0.08	0.00	234	0.12264	0.68	6.16	1.1	0.3643	0.84	0.779	2002±15	1995±12	0
23.2	151	50	0.33	0.13	31.6	0.1091	1.8	3.66	2.1	0.2434	1.2	0.549	1404±15	1785±33	27
24.1	567	115	0.21	0.05	120	0.1053	2.2	3.56	2.4	0.2454	0.89	0.376	1415±11	1719±40	22
25.1	371	278	0.75	0.03	115	0.1225	0.89	6.08	1.3	0.3600	0.93	0.722	1982±16	1992±16	1
26.1	156	85	0.55	0.13	44.3	0.1177	1.5	5.36	1.9	0.3304	1.1	0.599	1840±18	1922±27	4
27.1	336	132	0.39	0.09	101	0.1173	1.4	5.64	1.8	0.3488	1.1	0.615	1929±18	1915±25	-1
27.2	80	40	0.50	—	22.5	0.1110	3.5	5.05	3.8	0.3301	1.5	0.401	1839±25	1815±64	-1
28.1	134	162	1.21	0.25	51	0.1567	1.5	9.51	2	0.4402	1.3	0.640	2352±25	2420±26	3
28.3	182	185	1.02	0.13	71.5	0.1543	1.4	9.73	2	0.4572	1.5	0.733	2427±30	2394±23	-1
28.2	131	51	0.39	0.42	31.7	0.1078	2.8	4.15	3.1	0.2794	1.3	0.422	1588±19	1763±52	11
Обр. 39-09															
1.1	1564	284	0.25	—	462	0.1148	0.43	5.446	1.3	0.3441	1.2	0.95	1907±21	1876±8	-2
2.1	216	40	0.35	0.39	57.7	0.1086	1.05	4.663	1.7	0.3113	1.4	0.80	1747±21	1777±19	2
3.1	1434	257	0.44	0.01	419	0.1157	0.62	5.426	1.4	0.3400	1.2	0.89	1887±20	1892±11	0
4.1	398	71	0.26	0.13	109	0.1145	0.70	5.015	1.5	0.3176	1.3	0.88	1778±20	1873±13	6

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
5.1	1395	252	0.35	—	410	0.1161	0.35	5.476	1.3	0.3421	1.2	0.96	1897±20	1897±6	0
6.1	1220	230	0.25	0.01	323	0.1083	0.39	4.595	1.5	0.3077	1.4	0.96	1729±22	1771±7	3
7.1	1171	210	0.27	—	353	0.1157	0.37	5.591	1.4	0.3506	1.3	0.96	1937±22	1890±7	-3
8.1	1456	263	0.26	0.02	426	0.1160	0.35	5.442	1.3	0.3403	1.2	0.96	1888±20	1895±6	0
9.1	175	32	0.40	0.12	50.5	0.1156	1.81	5.343	2.3	0.3353	1.4	0.62	1864±23	1889±33	2
9.2	83	15	0.44	1.12	20.2	0.1088	3.15	4.251	3.5	0.2835	1.6	0.46	1609±23	1779±57	11
10.1	96	17	0.40	0.17	33.1	0.1305	1.68	7.227	5.2	0.4015	4.9	0.95	2176±90	2105±30	-4
11.1	102	19	0.41	—	29.1	0.1247	1.16	5.696	2.0	0.3313	1.6	0.80	1845±25	2024±21	10
12.1	181	54	0.31	0.27	50.1	0.1090	1.9	4.810	2.2	0.3203	1.2	0.522	1791±18	1783±35	0
13.1	150	48	0.33	0.17	40.2	0.1084	1.9	4.650	2.2	0.3113	1.2	0.557	1747±19	1773±34	1
14.1	103	33	0.33	0.48	28.8	0.1100	2.9	4.890	3.2	0.3224	1.4	0.437	1801±22	1799±53	0
15.1	115	38	0.34	0.24	19.1	0.1079	2.5	2.874	3	0.1932	1.6	0.548	1139±17	1764±46	55
16.1	190	129	0.70	0.12	52.1	0.1080	1.5	4.738	1.9	0.3181	1.2	0.600	1780±18	1767±28	-1

Обр. 48-09

1.1	898	166	0.18	0.04	259	0.1127	0.4	5.22	1.3	0.336	1.2	0.945	1867±20	1844±8	-1
1.2	1127	214	0.19	0.03	340	0.1180	1.3	5.72	1.8	0.351	1.2	0.689	1941±20	1923±23	-1
2.1	1614	295	0.18	0.02	472	0.1135	0.3	5.33	1.2	0.340	1.2	0.962	1889±20	1856±6	-2
3.1	1229	223	0.18	0.05	355	0.1136	0.4	5.26	1.3	0.336	1.2	0.956	1867±20	1858±7	-1
3.2	183	32	0.17	—	52.7	0.1192	0.8	5.49	1.7	0.334	1.5	0.873	1859±24	1944±15	5
4.1	318	59	0.18	0.05	86.5	0.1127	0.6	4.92	1.5	0.317	1.3	0.896	1773±20	1844±12	4
5.1	770	143	0.19	—	231	0.1182	0.9	5.68	1.5	0.348	1.2	0.818	1927±20	1929±15	0
6.1	159	29	0.18	0.35	41.7	0.1134	1.2	4.78	1.9	0.306	1.4	0.756	1720±21	1855±22	8
7.1	225	42	0.19	0.05	57	0.1112	1.0	4.53	1.7	0.296	1.4	0.819	1669±20	1819±17	9
8.1	157	29	0.18	0.12	36.9	0.1191	1.1	4.51	4.0	0.274	3.8	0.958	1563±53	1943±20	22
9.1	554	102	0.18	0.02	164	0.1187	0.5	5.63	1.4	0.344	1.3	0.931	1905±21	1937±9	2
9.2	159	55	0.35	0.15	44.4	0.1093	1.7	4.89	2.10	0.32	1.20	0.58	1813±19	1788±32	-1
10.1	354	65	0.19	—	81.2	0.1104	0.7	4.07	2.5	0.267	2.4	0.963	1528±32	1805±12	17
10.2	85	15	0.18	0.20	20.3	0.1180	1.6	4.53	2.3	0.279	1.6	0.716	1585±23	1926±28	20
11.1	182	34	0.19	0.00	52.1	0.1132	1.0	5.21	1.7	0.334	1.4	0.827	1856±23	1852±17	0
12.1	263	49	0.19	—	55.9	0.1096	0.8	3.74	1.56	0.25	1.35	0.86	1425±17	1792±14	23
13.1	252	190	0.75	0.09	63.2	0.0993	1.4	4.00	1.80	0.29	1.10	0.62	1651±16	1611±26	-2
14.1	182	67	0.37	0.00	51.8	0.1111	1.4	5.072	1.8	0.331	1.2	0.642	1843±19	1818±26	-1
15.1	196	69	0.35	0.00	55.2	0.1082	1.7	4.90	2.20	0.33	1.30	0.62	1831±21	1769±31	-3
16.1	364	369	1.02	0.14	101	0.1121	1.2	5.003	1.6	0.324	1.0	0.642	1808±16	1833±22	1

Примечание. Ошибки приведены для интервала 1σ . Pb_c и Pb* — доли обыкновенного и радиогенного свинца соответственно. Поправка на обыкновенный свинец приведена по измеренному ²⁰⁴Pb. Ошибка калибровки стандарта TEMORA — 0.61. D — дискордантность. Rho — коэффициент корреляции ошибок отношений ²⁰⁷Pb*/²³⁵U и ²⁰⁶Pb*/²³⁸U.

вершинами и ребрами ядра имеют призматическую, округлую или неправильную форму, оболочки, как правило, незональны в КЛ (рис. 4, А). Размер кристаллов составляет 150—300 мкм и коэффициент удлинения (K_v) — 1.0—2.5.

Выделены три возрастные группы циркона, различающиеся по содержанию редких элементов (табл. 3, 4). К группе I относятся пять «древних» ядер циркона (возраст по ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb = 2.7—2.3 млрд лет) неправильной или овальной формы, иногда сохраняющие ростовую зональность (см. рис. 4, А, а—в; 5, А). По степени обогащения тяжелыми РЗЭ и величине $(Lu/Gd)_n = 9—22$ все они сопоставимы с магматическим цирконом из габбро, $(Lu/Gd)_n = 16—44$ [Hoskin, Schaltegger, 2003] (рис. 6, А). Эти ядра имеют широкий диапазон содержания Th (26—162 г/т) и Th/U (0.18—1.2).

К группе II принадлежит большинство ядер призматической или овальной формы, темных в КЛ или со следами осцилляторной зональности, реже оболочки на более древних ядрах (см. рис. 4, А, в—д). Возраст циркона (по 12 точкам) по верхнему пересечению дискордии с конкордией составляет 1917 ± 10 млн лет (СКВО = 1.9) (см. рис. 5, А). Эти ядра характеризуются узким диапазоном концентраций элементов-примесей ($Yb_n = 1150—1650$ и $Y = 766—1095$ г/т), высоким $(Lu/Gd)_n = 17—24$ и сопос-

Рис. 4. Катодолуминесцентное изображение циркона из мафических гранулитов.

Гранат-двупироксеновые гранулиты: А — обр. 45-09, В — обр. 39-09; двупироксеновый гранулит: В — обр. 48-09. а—и — пояснение см. в тексте. Показаны точки датирования и значения возраста (млн лет) по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

тавимы с цирконом магматического происхождения (см. рис. 6, В). Концентрации U (164—350 г/т) соответствуют таковым для магматического циркона, тогда как содержание Th (31—63 г/т) и Th/U (0.17—0.20) понижены.

К группе III относятся как незональные в КЛ оболочки и ядра, так и многоплоскостные кристаллы (см. рис. 4, А), возраст которых по верхнему пересечению дискордии с конкордией составляет 1776 ± 8 млн лет (СКВО = 0.87) (см. рис. 5). Одинаковый возраст оболочек и ядер свидетельствует о нарушении изотопной системы последних при метаморфизме. Большинство оболочек циркона и многоплоскостных зерен имеют низкое содержание средних и тяжелых РЗЭ ($\text{Yb}_n < 440$), Y (163—282 г/т), Th (28—55 г/т) и пониженное U (57—284 г/т) (см. рис. 6, В). Вместе с тем они обладают высокими отношениями $(\text{Lu}/\text{Gd})_n = 16.7\text{—}28.3$ и $\text{Th}/\text{U} = 0.19\text{—}0.49$, аналогичными циркону магматического происхождения. Для трех темных в КЛ оболочек и ядер, напротив, установлено обогащение тяжелыми РЗЭ ($\text{Yb}_n = 950\text{—}2000$) и аномально высокое $(\text{Lu}/\text{Gd})_n = 76\text{—}282$ (см. рис. 6, В). Эти оболочки имеют высокие концентрации U (603—1077 г/т), обеднены Th (35—117 г/т) и обладают низким Th/U отношением (0.04—0.20), которое типично для метаморфических цирконов из гранулитов и может быть связано с поздней стадией взаимодействия минерал—флюид при понижении температуры [Harley et al., 2007; Каулина, 2010].

В другом образце *гранат-двупироксенового гранулита* (обр. 39-09) циркон представлен крупными прозрачными многоплоскостными кристаллами и полупрозрачными темно-коричневыми зернами неправильной формы со сглаженными вершинами и ребрами (см. рис. 4, В). Размер кристаллов составляет 120—300 мкм, $K_y = 1.0\text{—}2.0$. Установлены три возрастные группы циркона (см. табл. 3, 4). Наиболее древними являются два ядра с «размытой» зональностью неправильной формы, имеющие возраст ~2.1 млрд лет (см. рис. 4, В, а, б; 5, В). Этим ядрам присущи наиболее низкие концентрации Th (17—19 г/т) и U (96—102 г/т). В сравнении с маг-

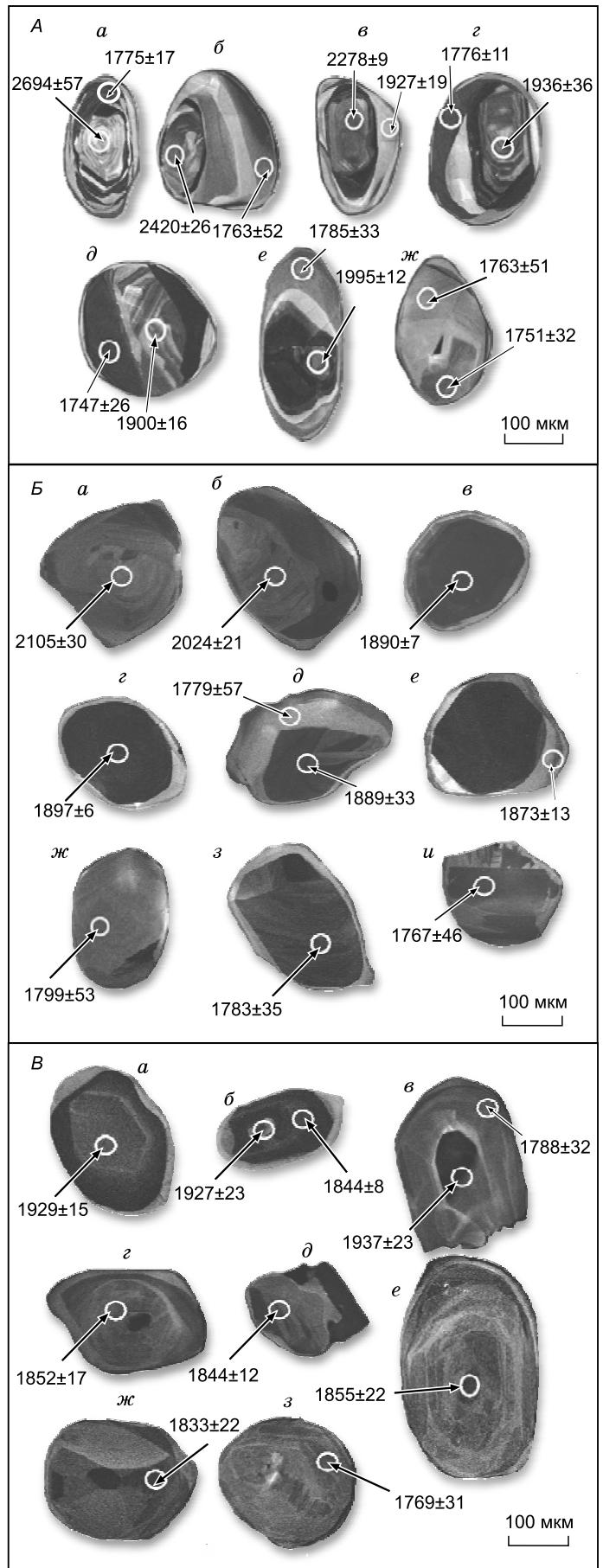


Таблица 4. Содержание редких элементов (г/т) в цирконах из мафических гранулитов Ангаро-Канского блока

Компонент	Гранат-двупироксеновый мафический гранулит, обр. 45-09								
	I					II			
	15.1	13.1	28.1	20.1	10.1	1.1	7.1	3.1	3.2
	с	cd	cd	с	с	cd	cd	cd	г
La	72.1	0.94	0.26	0.53	1.13	0.74	0.99	0.35	0.41
Ce	188.0	27.4	45.86	150.07	23.5	48.3	17.2	28.9	34.9
Pr	19.2	0.58	0.59	1.73	0.61	0.29	0.30	0.33	0.30
Nd	80.9	4.2	7.44	22.22	7.4	2.6	3.6	3.5	3.5
Sm	16.5	3.8	10.90	23.51	8.8	3.4	2.7	4.4	3.9
Eu	2.1	0.21	1.89	6.26	0.47	0.67	0.20	0.71	0.39
Gd	30.7	19.8	44.60	65.16	47.7	17.3	13.5	18.4	16.1
Dy	62.5	90.7	134.2	146.6	185.2	64.6	59.6	66.1	69.9
Er	134	201	258	240	356	134	132	142	152
Yb	295	351	453	428	519	250	241	282	308
Lu	51.5	53.7	73.3	74.1	75.7	40.3	37.4	46.2	47.9
Th	26	28	162	117	44	47	47	48	63
U	142	152	134	375	235	240	279	250	350
Y	805	1147	1482	1555	2104	810	766	855	972
Ti	22	23	22	34	25	20	15	19	25
Hf	9478	7288	6732	6457	6181	7560	7524	6328	6745
(Lu/Gd) _n	13.5	21.8	13.2	9.1	12.8	18.7	22.3	20.2	24.0
Eu/Eu*	0.28	0.07	0.26	0.49	0.07	0.27	0.10	0.24	0.15
Ce/Ce*	1.2	8.9	28.3	37.8	6.8	25.1	7.6	20.4	23.7
Th/U	0.18	0.18	1.21	0.31	0.19	0.20	0.17	0.19	0.18
T, °C	—	—	—	—	—	—	—	—	—
t, млн лет	2694	2490	2420	2329	2278	1936	1932	1913	1888

Компонент	Гранат-двупироксеновый мафический гранулит, обр. 45-09								
	II	III							
	2.1	21.1	2.2	15.2	1.2	22.2	19.1	28.2	23.2
	с	cd	rd	rd	г	г	г	г	
La	0.69	1.01	0.16	0.86	0.26	1.74	1.33	0.09	0.11
Ce	42.7	8.48	2.3	9.08	7.5	8.91	11.76	5.72	5.97
Pr	0.77	0.75	0.06	0.44	0.19	0.52	0.71	0.07	0.06
Nd	6.7	4.27	0.70	2.24	1.29	2.64	4.80	0.47	0.55
Sm	7.3	2.10	0.30	0.79	1.09	1.32	2.86	0.65	0.65
Eu	1.2	0.32	0.03	0.14	0.17	0.29	0.48	0.11	0.10
Gd	27.5	7.9	1.1	4.60	3.7	4.18	7.18	3.38	3.3
Dy	88.7	49.0	12.0	30.26	15.7	12.2	22.2	13.8	13.1
Er	180.6	166.1	56.3	96.9	37.8	28.2	49.6	33.1	31.2
Yb	344	419.1	198.2	292.7	81.1	53.6	91.3	68.7	60.9
Lu	57.7	75.8	39.9	53.2	13.2	8.7	15.7	11.3	9.9
Th	31	44	117	35	55	46	28	51	50
U	164	1077	603	752	284	109	57	131	151
Y	1095	758	264	515	226	163	282	184	190
Ti	20	19	11	18	21	16	17	16	14
Hf	6387	9988	9333	14666	7996	7914	8512	8958	6663
(Lu/Gd) _n	16.9	76.4	281.7	93.0	28.3	16.7	17.6	26.8	24.2
Eu/Eu*	0.26	0.24	0.16	0.23	0.25	0.37	0.33	0.23	0.22
Ce/Ce*	14.1	2.3	5.7	3.5	8.0	2.3	2.9	17.4	17.3
Th/U	0.19	0.04	0.19	0.05	0.19	0.42	0.49	0.39	0.33
T, °C	—	802	747	794	810	784	792	787	774
t, млн лет	1900	1776	1747	1775	1776	1763	1725	1763	1785

Компо- нент	Гранат-двупироксеновый мафический гранулит, обр. 39-09													
	I		II					III						
	11.1	10.1	8.1	7.1	5.1	9.1	4.1	14.1	12.1	15.1	13.1	16.1	2.1	9.2
	с	с	cd	cd	cd	cd	г	g	g	g	g	g	g	г
La	0.08	0.15	0.20	0.15	0.15	0.11	0.18	0.09	0.11	0.12	0.07	0.12	0.08	0.17
Ce	8.4	8.1	7.0	4.9	5.5	9.3	5.12	8.69	11.36	9.50	9.15	12.49	10.5	8.1
Pr	0.05	0.07	0.16	0.09	0.10	0.07	0.12	0.05	0.08	0.10	0.09	0.12	0.05	0.18
Nd	0.81	1.24	1.85	1.19	1.65	1.33	0.85	0.63	0.85	1.27	0.87	2.28	0.70	1.65
Sm	1.1	1.38	1.94	1.01	1.78	2.50	0.80	1.19	1.61	2.15	1.83	4.18	1.08	1.37
Eu	0.18	0.21	0.59	0.26	0.67	0.43	0.20	0.25	0.28	0.35	0.26	0.75	0.17	0.22
Gd	5.4	6.1	8.6	4.9	9.2	11	2.9	6.95	8.70	9.63	8.14	22.50	6.2	5.4
Dy	20.8	23.7	36.6	22.8	35.7	41	13.0	27.0	33.7	37.3	32.1	77.0	27.9	21.0
Er	44.0	49.1	88.8	57.1	83.8	82	35.4	59.0	78.4	79.2	68.6	142.1	61.2	42.6
Yb	85.0	88.8	200.9	140.1	192.4	143	89.2	113.4	156.7	139.7	117.9	232.6	113.4	79.6
Lu	13.4	14.1	37.4	25.8	35.5	23	17.0	18.2	25.2	23.2	19.0	37.81	18.3	13.1
Th	19	17	263	210	252	32	71	33	54	38	48	129	40	15
U	102	96	1456	1171	1395	175	398	103	181	115	150	190	216	83
Y	283	317	547	335	501	524	220	331	454	453	405	909	362	269
Ti	22	21	15	7	14	17	13	19	18	18	24	27	11	24
Hf	6191	5940	7796	7628	6816	6428	7622	7946	8241	7130	7527	8338	6597	6376
(Lu/Gd) _n	20.0	18.7	34.7	42.5	31.1	16.6	46.4	21.1	23.4	19.4	18.8	13.5	24.0	19.7
Eu/Eu*	0.23	0.22	0.44	0.36	0.51	0.24	0.40	0.27	0.23	0.23	0.21	0.24	0.20	0.24
Ce/Ce*	32.5	19.5	9.4	10.4	11.1	25.6	8.1	32.5	29.2	21.0	27.3	24.5	42.1	10.9
Th/U	0.19	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.32	0.30	0.33	0.32	0.68	0.19	0.18
T, °C	—	—	—	—	—	—	—	802	798	797	824	838	747	822
t, млн лет	2024	2105	1895	1890	1897	1889	1873	1799	1783	1764	1773	1767	1777	1779

Компо- нент	Двупироксеновый гранулит, обр. 48-09													
	I						II						III	
	9.1	5.1	1.2	8.1	3.2	10.2	11.1	6.1	4.1	14.1	1.1	16.1	15.1	9.2
	cd	cd	cd	cl	г	г	g	g	g	g	cd	cd	g	г
La	0.16	6.1	0.95	0.10	0.20	0.18	0.06	0.10	0.37	0.10	0.61	0.04	0.08	0.17
Ce	9.39	39.6	9.5	7.9	11.0	12.3	9.66	7.0	9.51	11.26	10.2	9.13	9.35	9.75
Pr	0.11	6.1	0.75	0.05	0.12	0.13	0.07	0.08	0.22	0.06	0.41	0.07	0.09	0.11
Nd	0.95	44.6	6.1	0.74	1.7	1.52	0.73	1.08	1.54	0.91	3.45	1.00	1.14	1.11
Sm	1.36	10.6	2.2	0.79	2.5	1.81	0.96	1.32	2.05	1.58	1.35	2.18	1.95	1.57
Eu	0.18	1.4	0.44	0.15	0.14	0.29	0.20	0.27	0.18	0.20	0.27	0.20	0.34	0.27
Gd	7.0	14.2	5.6	3.9	12.1	8.3	4.0	5.7	8.3	6.54	4.3	10.5	9.7	6.9
Dy	28.7	43.6	24.0	12.8	44.2	25.7	14.5	17.8	26.7	24.0	16.4	29.3	31.8	22.6
Er	67.8	96.6	61.0	24.5	77.4	38.1	29.4	35.5	45.5	46.5	39.7	48.8	61.7	44.1
Yb	138.7	208.5	149.6	46.6	124.0	61.2	64.4	65.5	80.2	83.8	93.6	83.5	105.3	75.6
Lu	23.71	37.3	27.9	7.7	19.7	10.0	10.6	11.0	12.0	13.6	16.8	14.0	17.4	12.7
Th	102	143	166	29	32	15	34	29	59	67	166	369	69.0	55
U	554	770	898	157	183	85	182	159	318	182	898	364	196.0	159
Y	413	635	378	186	528	271	191	263	322	302	246	342	441.0	332
Ti	23	21	24	18	22	17	25	22	18	23	23	21	23	29
Hf	9082	7272	8068	6602	9042	7614	7309	5697	8939	8791	8557	9919	7611	7696
(Lu/Gd) _n	27.2	21.1	40.2	16.0	13.1	9.6	21.0	15.4	11.6	16.8	31.4	10.6	14.4	14.8
Eu/Eu*	0.18	0.35	0.38	0.26	0.08	0.23	0.31	0.30	0.13	0.19	0.34	0.13	0.24	0.25
Ce/Ce*	16.4	1.6	2.7	26.3	17.3	19.1	38.2	19.3	8.1	34.7	4.9	43.4	26.2	17.3
Th/U	0.18	0.19	0.18	0.18	0.17	0.18	0.19	0.18	0.19	0.37	0.18	1.01	0.35	0.35
T, °C	—	—	—	—	—	—	900	883	862	888	888	881	—	—
t, млн лет	1936	1929	1927	1943	1944	1926	1852	1855	1843	1818	1844	1833	1769	1788

Примечание. I—III — возрастные группы, полужирным шрифтом — номер точки (см. табл. 3). с — ядро, cd — темное ядро, cl — светлое ядро, г — кайма, rd — темная кайма, gl — светлая кайма, g — гранулитовый (многоплоскостной) циркон. T — температура, рассчитанная по содержанию Ti в цирконе, t — возраст циркона по ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb.

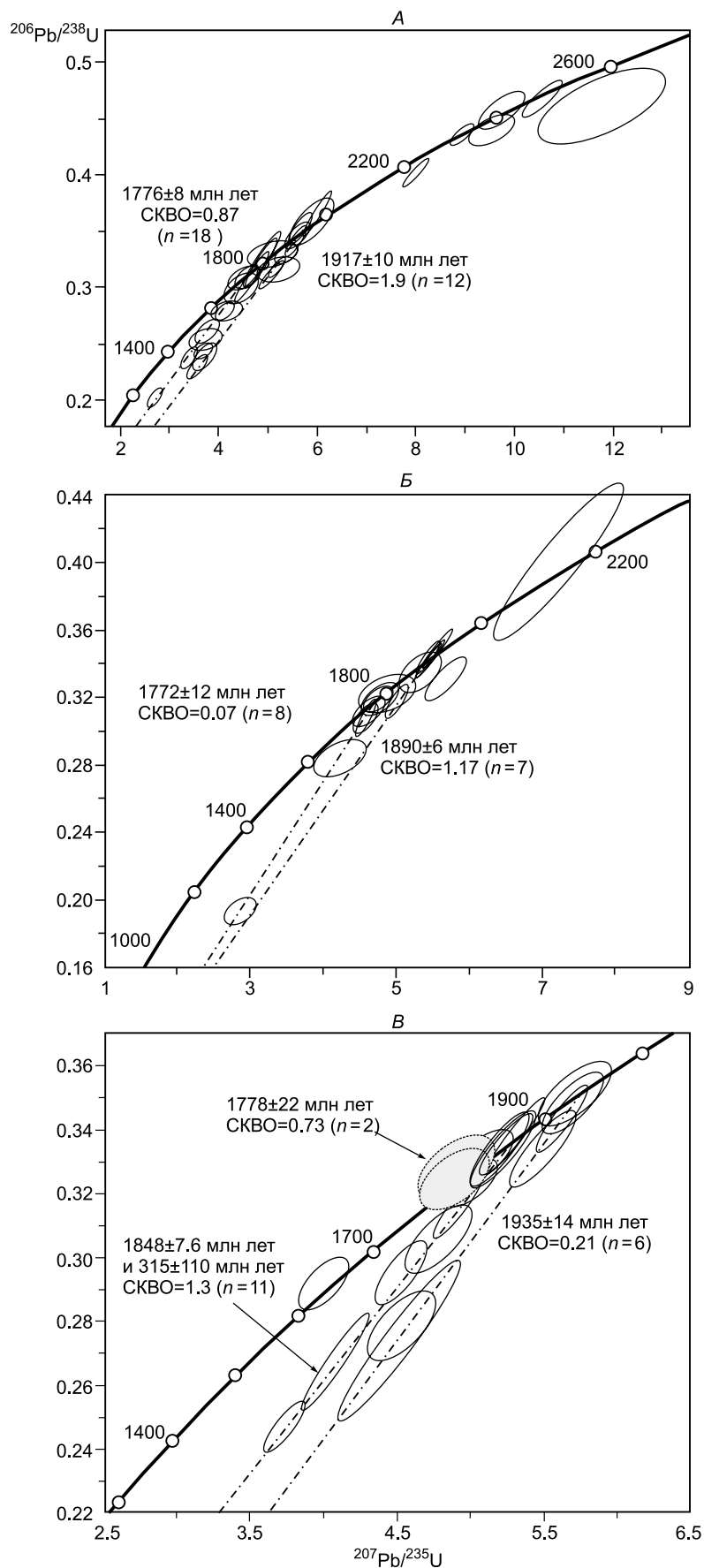
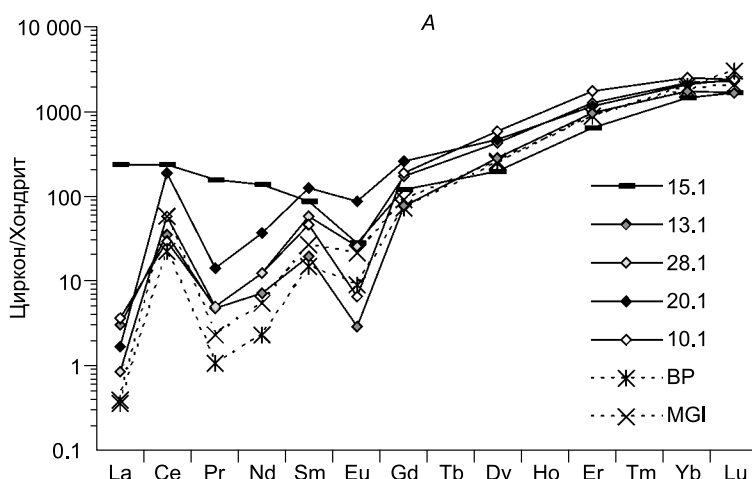


Рис. 5. Диаграммы с конкордией для цирконов из мафических гранулитов.

А — обр. 45-09, Б — обр. 39-09, В — обр. 48-09.

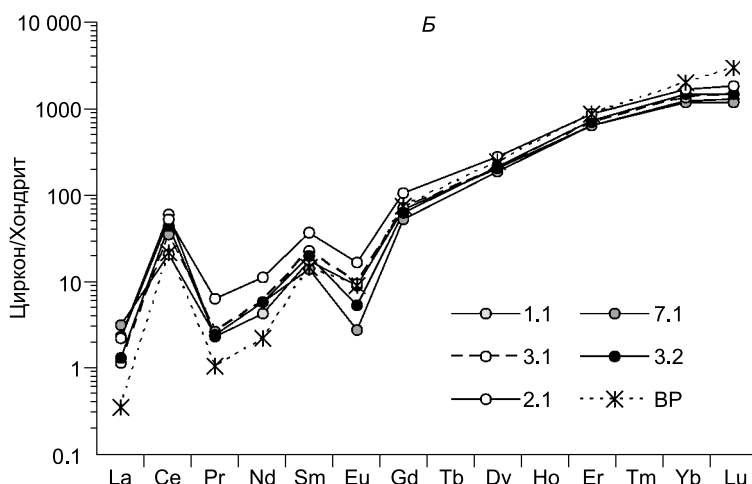
Рис. 6. Распределение редкоземельных элементов в цирконах из гранат-двупироксенового гранулит (обр. 45-09).

A — ядра с возрастом 2.7—2.3 млрд лет, *B* — ядра с возрастом ~1.92 млрд лет, *B* — многоплоскостные зерна и оболочки с возрастом ~1.77 млрд лет. BP — циркон из габбро [Hoskin, Schaltegger, 2003], MGI — магматические ядра циркона из двупироксеновых гранулитов Иркутского блока (Шарыжалгайский выступ) [Turkina et al., 2012]. Здесь и далее: номера точек соответствуют табл. 3 и 4.

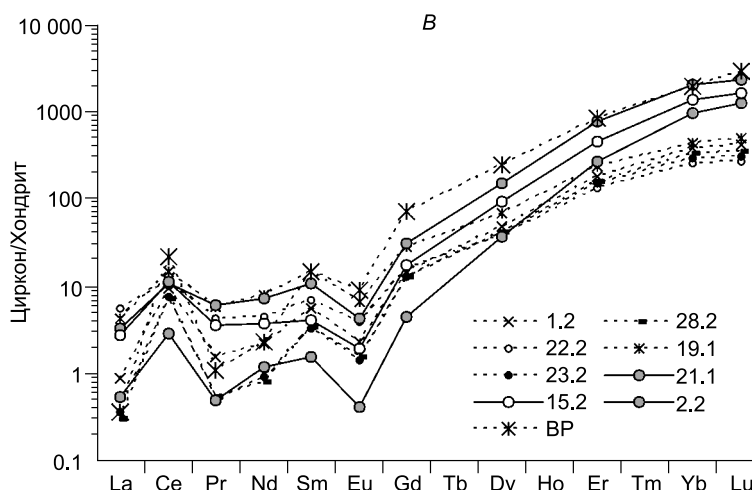


магматическим цирконом из габбро они обеднены средними и тяжелыми РЗЭ (рис. 7, *A*), но не обнаруживают снижения $(Lu/Gd)_n = 18.7—20$.

Вторую группу II, возраст которой по верхнему пересечению дискордии с конкордией составляет $1890 \pm \pm 6$ млн лет (СКВО = 1.17), представляют преимущественно темные и незональные в КЛ ядра и одна светлая в КЛ оболочка (см. рис. 4, *B*, *в—e*; 5, *B*). Относительно циркона из габбро цирконы этой группы обнаруживают различную степень обеднения средними и тяжелыми РЗЭ, не отличаясь по величине $(Lu/Gd)_n = 17—46$ (см. рис. 7, *A*). Темные в КЛ ядра имеют высокое содержание Th (210—263 г/т) и U (1171—1456 г/т), тогда как оболочка и одно ядро обеднены Th (32—71 г/т) и U (175—398 г/т).



Группа III включает преимущественно многоплоскостные кристаллы циркона с елочковидной зональностью, типичной для цирконов из пород гранулитовой фации метаморфизма, реже светлые в КЛ оболочки на более древних ядрах (см. рис. 4, *B*). Их возраст по верхнему пересечению дискордии с конкордией равен 1772 ± 12 млн лет (СКВО = 0.07) (см. рис. 5, *B*). Цирконы группы III имеют низкое содержание Th (15—129 г/т) и U (83—216 г/т), их одновременное обеднение и средними, и тяжелыми РЗЭ не приводит к снижению $(Lu/Gd)_n = 13.5—24.0$ (см. рис. 7, *B*).



В двупироксеновом гранулите (обр. 48-09), содержащем единичные зерна граната, циркон представлен многоплоскостными кристаллами и более редкими полупрозрачными темно-коричневыми зернами призматической формы (см. рис. 4, *B*). Размер кристаллов составляет 80—280 мкм, $K_z = 1.0—2.5$. По результатам датирования выделены три возрастные группы циркона (см. табл. 3, 4; рис. 5, *B*). К группе I принадлежат преимущественно темные или слабозональные в КЛ ядра, реже светлые оболочки на темных ядрах с более «молодым» возрастом (см. рис. 4, *B*, *а—в*). Темные в КЛ ядра имеют более высокое содержание Th (102—166 г/т), Y (378—634 г/т), тяжелых РЗЭ и $(Gd/Lu)_n = 21—40$, тогда как обо-

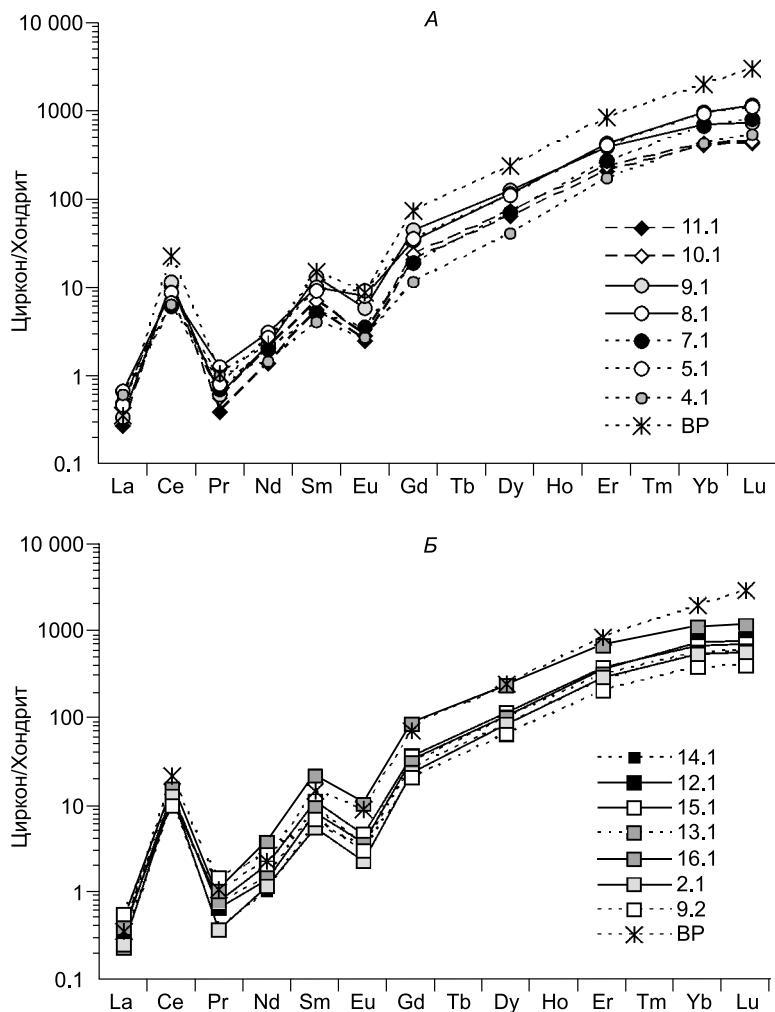


Рис. 7. Распределение редкоземельных элементов в цирконах из гранат-двупироксенового гранулитита (обр. 39-09).

A — ядра с возрастом ~2.1 млрд лет (11.1 и 10.1) и ~1.89 млрд лет, *B* — многоплоскостные зерна и оболочки с возрастом ~1.77 млрд лет. ВР — см. рис. 6.

лочки обеднены этими элементами и имеют пониженное $(Gd/Lu)_n = 9.6—16.0$ (см. табл. 4; рис. 8, *A*). Для ядер в различной степени проявлено обогащение U (554—898 г/т), легкими РЗЭ и типична более слабовыраженная Се аномалия ($Ce/Ce^* = 1.60—16.4$), что может быть связано с их переработкой в присутствии флюида. Оболочки имеют сильноdiscordантные возрасты и совместно с ядрами образуют discordию с верхним пересечением 1935 ± 14 млн лет (СКВО = 0.21) (см. рис. 5, *B*).

Группа II представлена многоплоскостными кристаллами циркона с секториальной или елочковидной зональностью, свойственной гранулитовому циркону, реже темными в КЛ ядрами (см. рис. 4, *B*, *г—ж*). Гранулитовые зерна циркона имеют более низкие содержания Th (29—67 г/т) и U (159—318 г/т) в сравнении с темными

ядрами (Th = 166—369 г/т, U = 364—898 г/т) (см. табл. 4). Возраст гранулитовых цирконов и темных в КЛ ядер по верхнему пересечению discordии с конкордией составляет 1848 ± 7.6 млн лет (СКВО = 1.3) (см. рис. 5, *B*). Одновозрастность гранулитовых цирконов и темных в КЛ ядер указывает на преобразование последних при метаморфизме. К группе III отнесены многоплоскостной кристалл циркона с секториальной зональностью и светлая в КЛ оболочка на «древнем» ядре, имеющие средне-взвешенный возраст 1778 ± 22 млн лет (СКВО = 0.73) (см. рис. 5, *B*). Цирконы групп II и III имеют близкий характер распределения РЗЭ $(Gd/Lu)_n = 10—21$ и $14—15$ соответственно с обеднением средними и тяжелыми лантаноидами относительно цирконов из габбро (см. рис. 8, *B*, *B*).

ИЗОТОПНАЯ Lu-Hf ХАРАКТЕРИСТИКА ЦИРКОНА

Изотопный Lu-Hf состав определен для циркона из двух образцов гранат-двупироксеновых гранулитов (табл. 5, рис. 9). В гранат-двупироксеновом гранулитите (обр. 45-09) древние ядра циркона группы I характеризуются положительными ϵ_{Hf} (3.5—6.8) и широкими вариациями $^{176}Lu/^{177}Hf$. Для ядер циркона второй группы II с возрастом ~1.92 млрд лет установлены варьирующие величины ϵ_{Hf} (от +6.2 до -0.8). Оболочкам и многоплоскостным зернам циркона группы III (1.77 млрд лет) свойственны отрицательные ϵ_{Hf} (-2.6 до -8.8). Перекрывающийся диапазон $^{176}Hf/^{177}Hf$ II и III групп циркона свидетельствует о том, что преобразование циркона при метаморфизме не сопровождалось обменом с матриксом породы, т.е. происходило в закрытой системе. Во втором образце гранат-двупироксенового гранулитита (обр. 39-09) все три возрастные группы циркона также характеризуются близкими величинами $^{176}Hf/^{177}Hf$ (от 0.281474 до 0.281520) и снижением значений ϵ_{Hf} от группы I (3.0—0.6) к группе III (-1.1 до -9.9) с уменьшением возраста, что отражает унаследование изотопного состава Hf более «молодыми» генерациями циркона.

Рис. 8. Распределение редкоземельных элементов в цирконах из двупироксенового гранулитита (обр. 48-09).

A — ядра с возрастом ~1.94 млрд лет, *Б* — многоплоскостные зерна и оболочки с возрастом ~1.85 млрд лет, *В* — многоплоскостной кристалл и оболочка с возрастом ~1.78 млрд лет. BP — см. рис. 6.

РЕДКОЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ ГРАНАТА ИЗ МАФИЧЕСКИХ ГРАНУЛИТОВ

В гранат-двупироксеновом гранулитите (обр. 45-09) установлены сростания циркона с гранатом и кислым плагиоклазом (рис. 10). Гранат из сростаний с цирконом ($Alm_{65}Py_{13-14}Grs_{20-19}Sps_{2.1-2.0}$) близок по составу к другим гранатам из мафических гранулитов (см. табл. 1). Распределение РЗЭ в гранате характеризуется «плоским» спектром в области тяжелых лантаноидов, что типично для гранатов из гранулитов, слабым европиевым минимумом или его отсутствием (рис. 11, *A*). Концентрации тяжелых РЗЭ в цирконе уменьшаются от центра к краю зерна (табл. 6). Циркону в контакте с гранатом свойственно обеднение средними и тяжелыми лантаноидами, по характеру распределения РЗЭ и величине $(Lu/Gd)_n = 20-32$ он близок к многоплоскостным зернам циркона с возрастом 1.77 млрд лет (см. рис. 11, *A*). Рассчитанные коэффициенты распределения РЗЭ между цирконом и гранатом ($K_d(Zrn/Grt)$) увеличиваются от Gd к Lu (от 0.7—0.8 до 6—12) (см. табл. 6, рис. 11, *Б*). Коэффициенты распределения тяжелых РЗЭ между цирконом и гранатом, близкие к 1 для ряда гранулитов, рассматриваются как свидетельство одновременной кристаллизации этих минералов [Whitehouse, Platt, 2003; Kelly, Harley, 2005]. В работе [Buick et al., 2006] предполагается, что высокие K_d для тяжелых РЗЭ ($K_d(Lu) = 9-16$) между метаморфическими каймами циркона и гранатом

могут быть следствием не одновременного роста циркона и граната. Вместе с тем экспериментально установлено, что величины K_d зависят от температуры (см. табл. 6), снижаясь и приближаясь к 1 в диапазоне от 800 до 1000 °C [Rubatto, Hermann, 2007]. Полученные нами K_d близки к значениям при $T = 800$ °C (см. табл. 6), что соответствует температурам образования краевых зон циркона (770—830 °C), оцененным по содержанию в них Ti (13—24 г/т). Низкие K_d (близкие к 1) для нижнекоровых гранулитов отвечают экспериментальным величинам при $T = 1000$ °C (см. рис. 11, *Б*), что согласуется с температурами их образования (990—1000 °C) [Orejana et al., 2011], т.е. данные по природным образцам указывают на изменение коэффициентов распределения с ростом T . Таким образом, близость коэффициентов

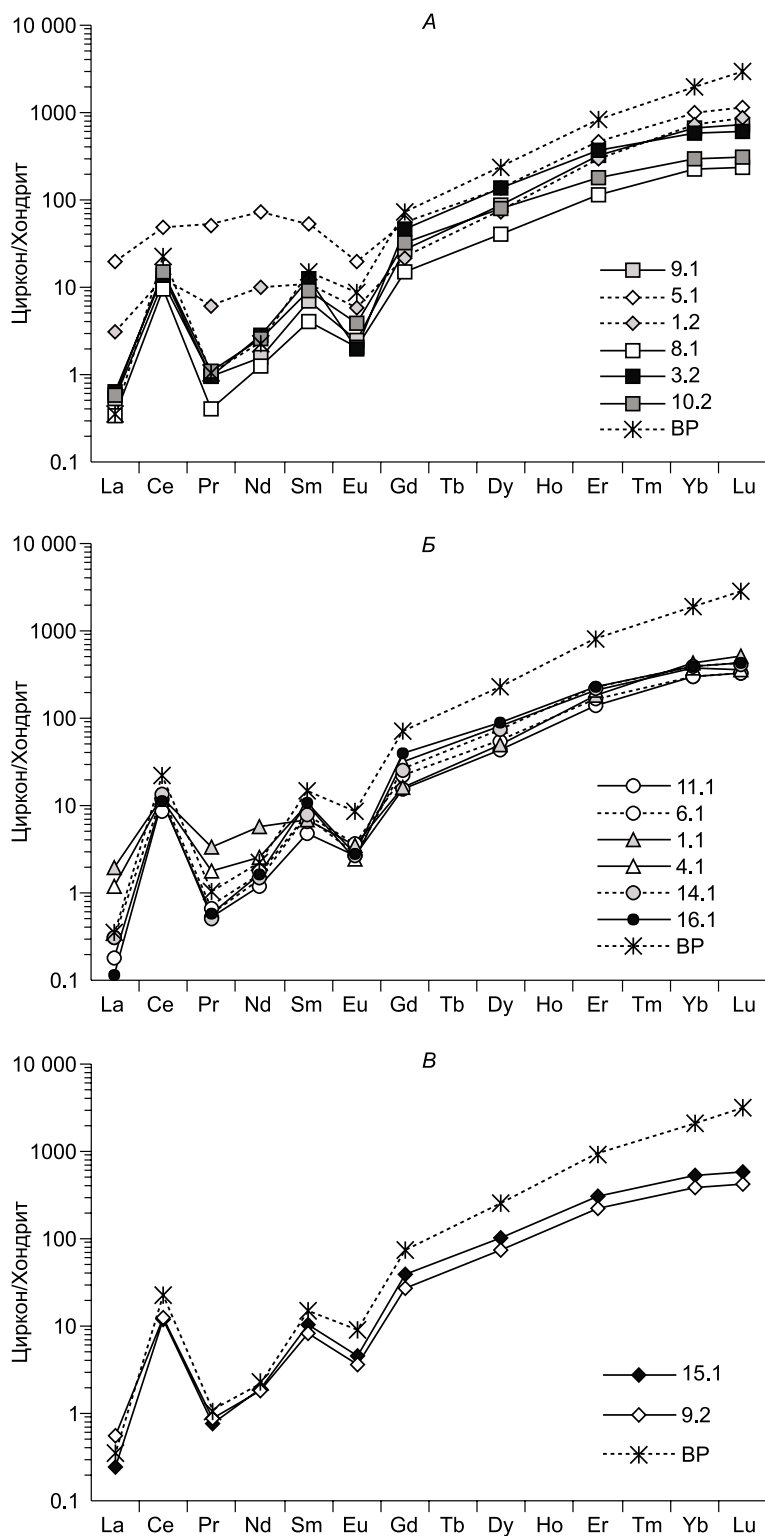


Таблица 5.

Изотопный Lu-Hf состав циркона из мафического гранулита

Номер точки	t , млн лет	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 1\sigma$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 1\sigma$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 1\sigma$	$\varepsilon_{\text{Hf}}(t) \pm 1\sigma$
Обр. 45-09								
15.1c	2694	0.0143	0.0014	0.000264	0.000007	0.28123	0.00006	5.5 ± 2.1
13.1c	2490	0.0205	0.0007	0.000346	0.000014	0.28131	0.00004	3.5 ± 1.4
28.1c	2420	0.0215	0.0016	0.000395	0.000008	0.28145	0.00003	6.8 ± 1.1
10.1c	2278	0.0499	0.0059	0.001022	0.000120	0.28155	0.00010	6.2 ± 3.6
1.1c	1936	0.0233	0.0010	0.000393	0.000010	0.28174	0.00004	6.2 ± 1.4
2.1c	1900	0.0365	0.0027	0.000623	0.000013	0.28162	0.00005	0.8 ± 1.8
3.1c	1913	0.0253	0.0007	0.000443	0.000008	0.28156	0.00004	-0.8 ± 1.4
7.1c	1932	0.0290	0.0034	0.000497	0.000039	0.28168	0.00003	3.8 ± 1.1
14.1c	1937	0.0226	0.0008	0.000440	0.000007	0.28154	0.00003	-0.8 ± 1.1
23.1c	1995	0.0096	0.0005	0.000199	0.000004	0.28150	0.00004	-0.6 ± 1.4
10.2c	1927	0.0171	0.0019	0.000432	0.000042	0.28165	0.00012	2.7 ± 4.3
1.2r	1776	0.0148	0.0023	0.000332	0.000019	0.28149	0.00004	-6.1 ± 1.4
12.1g	1686	0.0056	0.0003	0.000101	0.000001	0.28147	0.00004	-8.8 ± 1.4
22.2g	1763	0.0213	0.0013	0.000348	0.000015	0.28160	0.00003	-2.6 ± 1.1
23.2r	1785	0.0047	0.0002	0.000077	0.000001	0.28149	0.00004	-5.8 ± 1.4
28.2r	1763	0.0046	0.0002	0.000084	0.000001	0.28150	0.00005	-5.5 ± 1.8
Обр. 39-09								
10.1c	2105	0.0086	0.0003	0.0001400	0.0000008	0.28153	0.00005	3.0 ± 1.8
11.1c	2024	0.0076	0.0003	0.0001264	0.0000007	0.28152	0.00004	0.6 ± 1.4
5.1c	1897	0.0111	0.0003	0.0002252	0.0000015	0.28146	0.00007	-4.5 ± 2.5
7.1c	1890	0.0121	0.0003	0.0002310	0.0000059	0.28154	0.00006	-1.6 ± 2.1
9.1c	1889	0.0100	0.0004	0.0001652	0.0000009	0.28144	0.00007	-5.1 ± 2.5
9.2r	1779	0.0141	0.0011	0.0002136	0.0000038	0.28138	0.00004	-9.9 ± 1.4
12.1g	1783	0.0079	0.0003	0.0001307	0.0000007	0.28152	0.00006	-4.8 ± 2.1
13.1g	1773	0.0103	0.0006	0.0001632	0.0000020	0.28163	0.00006	-1.1 ± 2.1

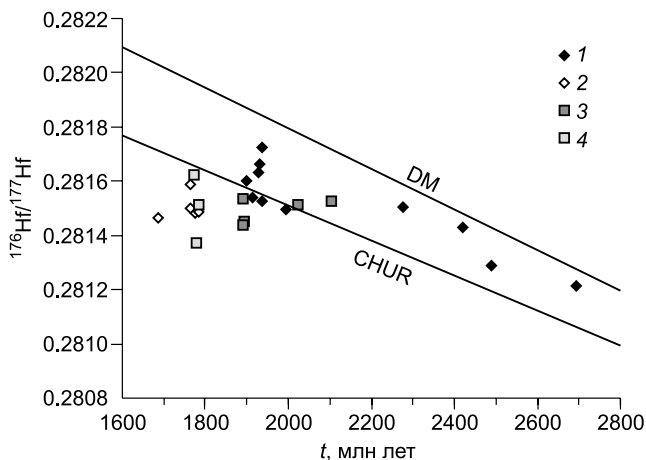
Примечание. t — возраст циркона по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. с — ядро, г — кайма, g — многоплоскостной кристалл.

распределения тяжелых РЗЭ циркон/гранат для мафического гранулита экспериментально определенным величинам для $T = 800^\circ\text{C}$ свидетельствует в пользу формирования метаморфических цирконов с возрастом ~ 1.77 млрд лет одновременно с гранатом.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Условия образования гранатовых коронитов

Каймы граната или гранат-кварцевые сростания, развивающиеся на контакте зерен пироксенов и плагиоклаза, широко распространены в мафических гранулитах различных комплексов [Harley, 1989],



отмечались они ранее и в метагабброидах Ангаро-Канского блока [Ревердатто, 1988; Ashwort et al., 1998]. Наиболее вероятным представляется образование граната по реакциям: $\text{Opx} + \text{Pl} \rightarrow \text{Grt} + \text{Cpx} + \text{Qtz}$ и $\text{Opx} + \text{Cpx} + \text{Pl}_1 \rightarrow \text{Grt} + \text{Pl}_2 + \text{Qtz}$ [Ellis, Green, 1985; Harley, 1989]. Подтверждением протекания реакций служит наличие гранат-кварц-клинопироксеновых оторочек вокруг зерен ортопироксена и резкое снижение основ-

Рис. 9. Диаграмма t — $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ для циркона из гранат-двупироксеновых гранулитов.

Обр. 45-09: 1 — ядра, 2 — многоплоскостные зерна и оболочки; обр. 39-09: 3 — ядра, 4 — многоплоскостные зерна и оболочки.

Таблица 6. Содержание редких элементов (г/т) в минералах и коэффициенты распределения циркон/гранат для гранат-двупироксенового гранулита (обр. 45-09)

Элемент	Рис. 10, А				Рис. 10, Б			D_{800}	D_{900}	D_{1000}
	Gr _{t1}	Zrn _{1c}	Zrn _{1r}	K_{d1}	Gr _{t2}	Zrn _{2r}	K_{d2}			
La	0.1	2.2	1.8	—	0.5	1.0	—	—	—	—
Ce	0.5	16.3	9.4	—	2.2	13.5	—	—	—	—
Pr	0.2	1.5	0.7	—	0.3	0.6	—	—	—	—
Nd	3.5	9.2	4.5	—	4.2	3.6	—	—	—	—
Sm	3.9	2.7	2.1	0.5	5.9	2.0	0.4	1.1 ± 0.3	1.1 ± 0.4	1.5 ± 0.4
Eu	1.8	0.5	0.4	0.2	1.8	0.3	0.2	0.87 ± 0.21	—	—
Gd	6.7	6.0	5.4	0.8	15.7	7.5	0.7	1.0 ± 0.2	0.99 ± 0.18	0.81 ± 0.17
Dy	8.1	33.4	16.7	2.1	25.6	29.0	1.8	2.8 ± 0.5	1.3 ± 0.3	0.60 ± 0.10
Er	6.3	108.4	37.8	6.0	20.2	63.5	3.9	5.4 ± 1.3	2.1 ± 0.9	0.80 ± 0.18
Yb	7.0	310.5	84.0	12.0	28.8	137.6	4.6	8.0 ± 2.3	2.9 ± 1.5	1.2 ± 0.2
Lu	1.1	58.3	13.6	12.4	4.1	24.5	5.6	11 ± 3	3.5 ± 1.9	1.4 ± 0.3
Y	55	622	228	4.2	177	370	2.9	3.8 ± 0.8	1.8 ± 0.6	0.74 ± 0.13
Th	—	43.5	52.6	—	18.3	35.4	—	—	—	—
U	0.1	1651	640	—	56.6	893	—	—	—	—
(Lu/Gd) _n	1.3	78.0	20.2	—	2.1	32.4	—	—	—	—
Ti	—	—	24.3	—	—	13.2	—	—	—	—
T, °C	—	—	829	—	—	766	—	800	900	1000

Примечание. с — ядро, г — кайма, K_d — коэффициент распределения циркон/гранат для кайм циркона. D_{800} — D_{1000} — экспериментально определенные коэффициенты распределения циркон/гранат для 800, 900 и 1000 °C [Rubatto, Hermann, 2007].

ности плагиоклаза в контакте с гранатом с образованием кайм более кислого состава. По экспериментальным данным, линия реакции появления граната в PT -координатах имеет пологий положительный наклон [Green, Ringwood, 1967; Ito, Kennedy, 1971; Bohlen et al., 1983], и в большинстве случаев ее протекание однозначно интерпретируется как признак субизобарического снижения температуры на регрессивной стадии гранулитового метаморфизма [Ellis, Green, 1985; Harley, 1989; Dziggel et al., 2012].

Для гранатсодержащих и двупироксеновых гранулитов канского комплекса были построены линии появления граната с использованием программного комплекса Perplex 668 [Connolly, 1990, 2009]. Они имеют небольшой положительный наклон, совпадающий с наклоном линий, полученных по экспе-

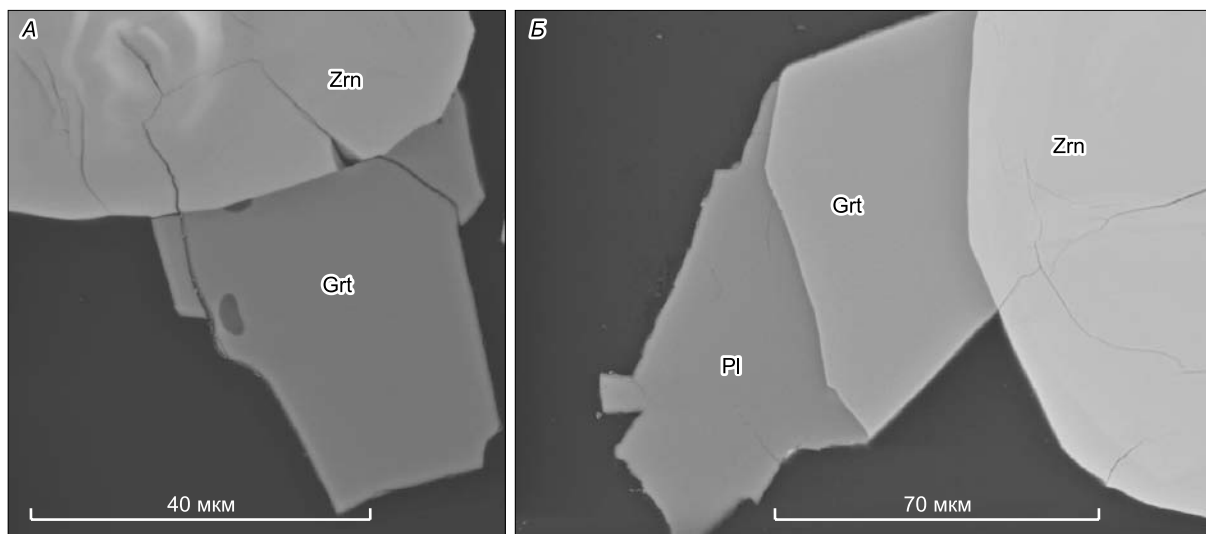


Рис. 10. Микрофотографии срastания циркона с гранатом (А), гранатом и кислым плагиоклазом (Б), обр. 45-09.

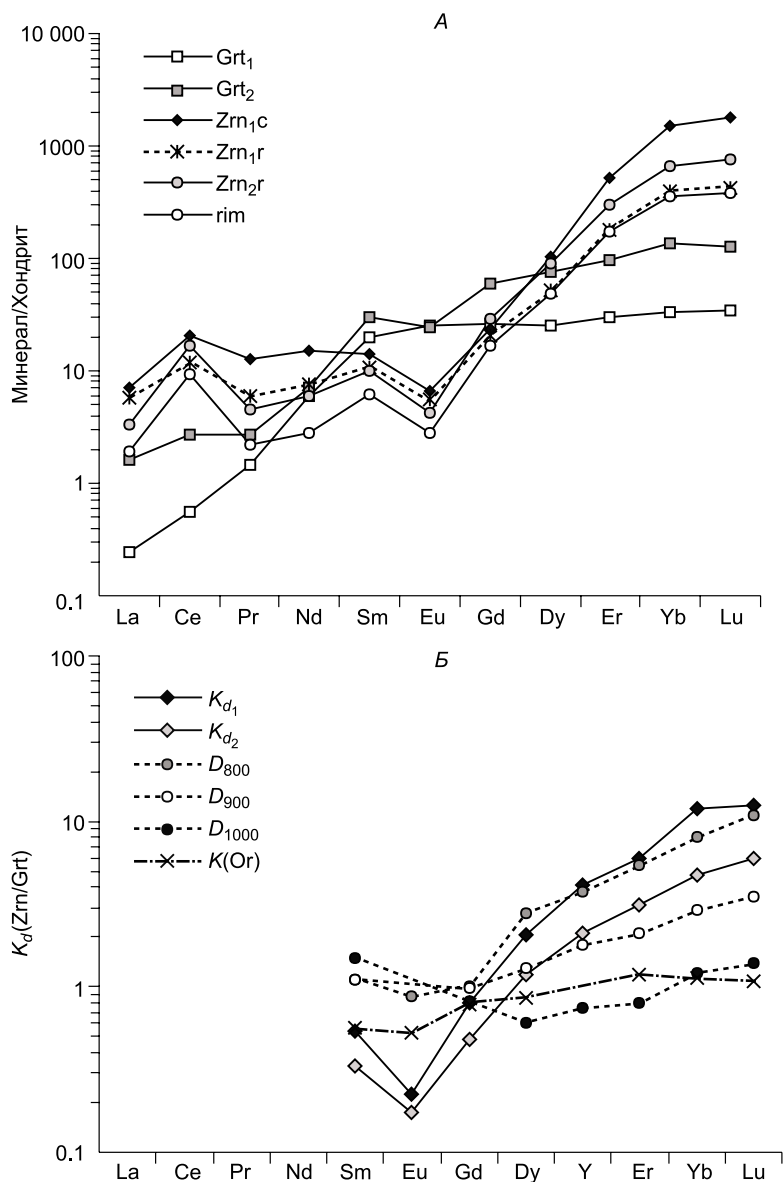


Рис. 11. Распределение РЗЭ для граната и циркона из мафического гранулитита (А) и коэффициенты распределения циркон/гранат (Б).

А — гранаты (Grt₁ и Grt₂) и цирконы (Zrn₁ и Zrn₂) из двух сростаний, с — ядро, г — кайма, rim — средний состав метаморфического циркона с возрастом 1.77 млрд лет. Б — K_{d1} и K_{d2} — сростания граната с цирконом из мафического гранулитита (обр. 45-09); D₈₀₀—D₁₀₀₀ — экспериментальные значения для температур от 800 до 1000 °С [Rubatto, Hermann, 2007]; K(Or) — по данным [Orejana et al., 2011].

риментальным данным [Ringwood, 1975] (рис. 12). Линии для двупироксеновых гранулитов смещены в область более низких температур, что, вероятно, является следствием их пониженной железистости и более высокого содержания SiO₂. При P ≈ 9 кбар температуры, полученные для двупироксеновых гранулитов по данным минеральной термометрии, соответствуют полю безгранатовых ассоциаций. В таком случае можно предположить, что минеральные парагенезисы гранатсодержащих и двупироксеновых гранулитов фиксируют близкие PT-параметры регрессивного метаморфизма, а развитие гранатовых коронитов определяется валовым составом пород.

Определение пиковых температур, которым отвечало образование двупироксеновых ассоциаций, осложнено Fe-Mg обменом на регрессивной стадии. Независимая оценка температур может быть сделана по содержанию Ti в метаморфогенной генерации циркона. В двух образцах гранат-двупироксеновых гранулитов, содержащих рутил, температуры образования циркона с возрастом 1.77 млрд лет определены на основании термометра [Watson et al., 2006] и составляют 786 ± 19 °С и 804 ± 30 °С. Поскольку

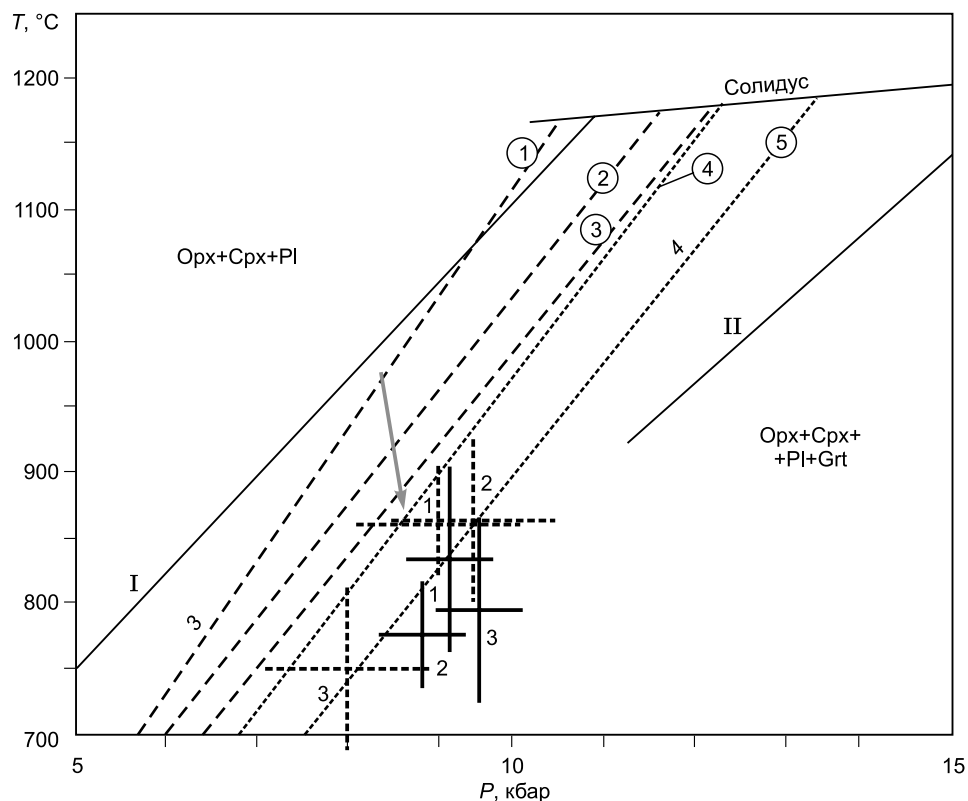


Рис. 12. *PT*-параметры метаморфизма для мафических гранулитов Ангаро-Канского блока.

Сплошными и штриховыми крестами показаны *PT*-параметры, полученные с использованием программных комплексов THERMOCALC и TWQ соответственно для образцов: 1 — 46-09, 2 — 34-09, 3 — 44-09. Линии появления граната рассчитаны с помощью программы PERPLEX 668, цифры в кружках соответствуют номерам образцов: 1 — 46-09, 2 — 34-09, 3 — 44-09, 4 — 48-09, 5 — 37-09. Моделирование производилось в системе NCFMAST, использованы модели смешения: гранат, ортопироксен, клинопироксен [Holland, Powell, 1996], плагиоклаз [Fuhrman, Lindsley, 1988]. Линии Grt-in (I) и Grt-in (II) — для оливиновых и кварцевых толентов соответственно и положение солидуса, по [Ringwood, 1975]. Стрелкой показан предполагаемый регрессивный тренд для мафических гранулитов.

образец двупироксенового гранулита содержит ильменит, а не рутил, использован термометр [Ferry, Watson, 2007] при активности TiO_2 , равной 0.6, полученная температура составляет 884 ± 12 °C. Это значение близко к максимальной величине, определенной по двупироксеновому термометру (870 °C) (см. табл. 2), и может быть принято в качестве максимальной оценки температуры образования двупироксеновой ассоциации в мафических гранулитах. Эти данные свидетельствуют в пользу того, что образование двупироксеновой ассоциации происходило при более высоких температурах, а развитие гранатовых кайм — на стадии охлаждения.

Интерпретация данных по возрасту и редкоземельному составу циркона

Возраст и состав метаморфических цирконов. При высокотемпературном метаморфизме может происходить как переработка ранее существовавшего циркона путем перекристаллизации или растворения/отложения, так и рост новых зерен циркона [Hoskin, Schaltegger, 2003; Harley et al., 2007]. Преобразование циркона при метаморфизме приводит к формированию внешних кайм, обычно незональных в КЛ на более древних ядрах [Hoskin, Black, 2000; Corfu et al., 2003]. В результате роста появляются типичные для пород гранулитовой фации многоплоскостные (soccerball) кристаллы циркона с секториальной или елочковидной зональностью. В изученных мафических гранулитах установлены оба типа метаморфических цирконов. В гранатсодержащих мафических гранулитах доминирует метаморфогенная генерация циркона с возрастом 1.77 млрд лет, который следует принять в качестве оценки времени проявления высокотемпературного метаморфизма. В образце двупироксенового гранулита установлено две разновозрастных (1.85 и 1.78 млрд лет), но одинаковых по морфологии и характеру зональности генерации циркона, представленные как многоплоскостными кристаллами, так и оболочка-

ми. Таким образом, изотопные данные свидетельствуют о двух этапах палеопротерозойского метаморфизма в метабазитах. Наличие в гранат-двупироксеновых гранулитах одной возрастной (1.77 млрд лет) генерации метаморфического циркона и, напротив, доминирование цирконов с возрастом 1.85 млрд лет в двупироксеновых гранулитах с единичными зернами граната позволяет связывать развитие гранатовых коронитов со вторым этапом метаморфизма.

В пользу метаморфического происхождения генераций циркона с возрастом 1.85 и 1.77—1.78 млрд лет свидетельствуют особенности их состава. Отчетливое различие между разновозрастными ядрами циркона, с одной стороны, и оболочками и многоплоскостными кристаллами, с другой, — установлено в образце гранат-двупироксенового гранулита (обр. 45-09). Ядра с возрастом 2.7—2.3 млрд лет и ~1.92 млрд лет, обогащены тяжелыми РЗЭ ($Yb_n > 1150$) и Y (> 770 г/т) подобно магматическому циркону из габбро и магматическим ядрам циркона из двупироксеновых мафических гранулитов Иркутского блока (Шарыжалгайский выступ) [Turkina et al., 2012] (см. рис. 6). Напротив, большинство оболочек и многоплоскостных зерен характеризуются преимущественно низким уровнем содержания средних и тяжелых РЗЭ ($Yb_n \leq 440$), Y (< 280 г/т). Пониженное содержание средних и тяжелых РЗЭ и Y имеют также многоплоскостные кристаллы циркона и оболочки из двух других образцов гранатсодержащих и двупироксеновых гранулитов с возрастом 1.85 и 1.78 млрд лет.

Анализ распределения редкоземельных элементов в метаморфогенном цирконе из гранат-двупироксеновых гранулитов, в том числе из сростаний с гранатом, показывает, что обеднение средними и тяжелыми РЗЭ не сопровождается снижением $(Lu/Gd)_n$. Формирование метаморфического циркона, вероятно, происходило в результате растворения и перетотложения или перекристаллизации циркона под действием флюидной фазы. Поскольку водный флюид имеет низкие концентрации РЗЭ, образующийся метаморфический циркон будет обедняться этими элементами, сохраняя высокое $(Lu/Gd)_n$ [Chen et al., 2010]. Анализ изотопного Lu-Hf состава показывает, что метаморфогенная генерация циркона в гранат-двупироксеновых мафических гранулитах не отличается от более древних ядер по величине $^{176}Hf/^{177}Hf$ (см. рис. 9), что согласуется с ее формированием в закрытой системе путем растворения/перетотложения. Напротив, изотопный обмен с сосуществующими минералами, обладающими значительно более высокими, чем циркон Lu-Hf отношениями, должен приводить к обогащению циркона радиогенным Hf и увеличению $^{176}Hf/^{177}Hf$ [Gerdes, Zeh, 2009; Chen et al., 2010].

Время образования протолитов мафических гранулитов. О времени формирования протолитов мафических гранулитов можно судить по возрасту ядер циркона, которые, возможно, кристаллизовались из базитового расплава или имели ксеногенную природу. Широкий диапазон возрастов наблюдается у ядер циркона одного из образцов (обр. 45-09) гранат-двупироксеновых гранулитов. Наиболее «древние» ядра циркона (2.3—2.7 млрд лет) чаще имеют неправильную форму и в той или иной степени сохраняют осцилляторную зональность. Характер распределения РЗЭ этих ядер с высокими концентрациями тяжелых лантаноидов и Y свойствен магматическому циркону, что свидетельствует в пользу их кристаллизации из расплава. Вместе с тем широкий диапазон их возраста (2.3—2.7 млрд лет) и вариации изотопного состава Hf позволяют предполагать, что эти ядра имеют ксеногенную природу и были захвачены из вмещающих парагнейсов. Такая интерпретация подтверждается наличием в парагнейсах канского комплекса детритовых ядер циркона с возрастом от 2.2 до 2.7 млрд лет [Urmantseva et al., 2012]. Наиболее многочисленные ядра с возрастом ~1.92 млрд лет сохраняют «следы» осцилляторной зональности и имеют в большинстве случаев типичный для магматического циркона характер распределения РЗЭ с обогащением средними и тяжелыми РЗЭ. Напротив, в двух других образцах гранат-двупироксенового и двупироксенового гранулитов ядра с возрастом 2.0—2.1 и ~1.89 млрд лет (обр. 39-09) и ~1.94 млрд лет (обр. 48-09) лишены зональности и имеют пониженное содержание средних и тяжелых лантаноидов и Y, подобно цирконам метаморфического происхождения. По-видимому, все эти ядра циркона были в той или иной степени преобразованы при метаморфизме, а их U-Pb изотопная система была нарушена, следовательно, полученные датировки не отражают времени образования исходного магматического циркона в мафических гранулитах. Учитывая, наилучшую сохранность ядер циркона в обр. 45-09, их возраст (1917 ± 10 млн лет), совпадающий в пределах ошибки с ядрами циркона из двупироксенового гранулита (1935 ± 14 млн лет), можно в первом приближении принять в качестве минимальной оценки времени формирования магматических протолитов мафических гранулитов. Вариации изотопных $^{176}Hf/^{177}Hf$ отношений в палеопротерозойских ядрах циркона из гранат-двупироксеновых гранулитов (см. рис. 9) могут быть результатом смешения высокорadiогенного Hf базитового расплава, производного деплетированной мантии, и низкорadiогенного Hf, унаследованного от древнего ксеногенного циркона. Поскольку ядра циркона с наиболее радиогенным составом Hf имеют положительные значения ϵ_{Hf} (до +6.2), образование протолитов мафических гранулитов происходило за счет деплетированного мантийного источника.

Позднепалеопротерозойские метаморфические и магматические события в Ангаро-Канском блоке

Полученные геохронологические данные по мафическим гранулитам канского комплекса свидетельствуют о проявлении двух этапов метаморфизма. К первому этапу относится формирование ранней генерации (1.85 млрд лет) метаморфического циркона в двупироксеновых гранулитах. С этим же этапом связаны метаморфизм и мигматизация гранат-кордиеритовых парагнейсов канского комплекса (1.86—1.89 млрд лет) [Urmantseva et al., 2012]. Температуры образования метаморфических цирконов ($T_i = 6.4—12.8$ г/т) из этих пород рассчитаны нами по термометру [Ferry, Watson, 2007] и составляют 784 ± 32 °С. Эта оценка согласуется с *PT*-параметрами метаморфизма (720—800 °С и 6.1—4.5 кбар) для биотит-гранат-кордиеритовых ассоциаций в парагнейсах [Perchuk et al., 1989]. О вероятных условиях раннего этапа метаморфизма позволяют также судить температуры образования метаморфических цирконов с возрастом 1.85 млрд лет из двупироксеновых гранулитов (884 ± 12 °С) (см. табл. 4). Второй этап метаморфизма (~1.77 млрд лет) проявлен в образовании гранат-двупироксеновых ассоциаций в мафических гранулитах, которое, вероятно, было связано с повторным нагревом и последующим субизобарическим остыванием. *PT*-параметры их формирования составляют 750—860 °С и 8—9.5 кбар. Близкий интервал температур (750—840 °С) получен для метаморфических цирконов с возрастом 1.77 млрд лет из мафических гранулитов.

О проявлении двух этапов тектонотермальных событий в Ангаро-Канском блоке свидетельствует сопряженность процессов метаморфизма и гранитоидного магматизма. Первый этап метаморфизма завершается внедрением ранней фазы (~1.84 млрд лет) гранитов Таракского массива, секущих парагнейсы [Ножкин и др., 2003]. Метаморфизм и мигматизацию раннего этапа традиционно связывают с коллизионными процессами, на что указывает их субсинхронность со становлением широко развитых на юго-западной окраине Сибирского кратона коллизионных гранитоидов в интервале 1.84—1.87 млрд лет [Туркина и др., 2006]. Со вторым этапом метаморфизма коррелирует формирование второй фазы субщелочных лейкогранитов Таракского массива (1.75 млрд лет) [Ножкин и др., 2009] и чарнокитов (1.73 млрд лет), образующих небольшие массивы и дайки, прорывающие гранат-биотитовые и гиперстеновые гнейсы канского комплекса [Бибикова и др., 2001]. Предполагается, что формирование второй фазы лейкогранитов Таракского массива спустя более чем 100 млн лет после коллизионных событий было связано с внутриплитным растяжением [Ножкин и др., 2009]. На основании высокой железистости и обогащения РЗЭ, Th и высокозарядными (Zr, Nb) элементами лейкограниты Таракского массива соответствуют гранитам *A*-типа, модели образования которых включают плавление ферродиоритов или базитов, внедренных в основание коры, или частичное плавление коровых субстратов в условиях низкой активности воды и высоких температур [Eby, 1990; Frost, Frost, 2011]. Высокие температуры образования лейкогранитов Таракского массива (840—880 °С) [Туркина и др., 2006], определенные по насыщению цирконием с помощью термометра [Watson, Harrison, 1983], свидетельствуют в пользу генерации расплавов в условиях растяжения и утонения коры, сопровождавшихся ее разогревом. Предполагается, что формирование гранулитов, характеризующихся трендами субизобарического остывания, также происходит в условиях внедрения или андерплейтинга высокотемпературных расплавов [Harley, 1989]. Следовательно, как метаморфизм, так и образование лейкогранитов Таракского массива на рубеже 1.75—1.77 млрд лет могли быть связаны с андерплейтингом и последующим утонением коры при растяжении, когда перемещение термальной границы кора—мантия вверх приводит к быстрому разогреву, метаморфизму и частичному плавлению коровых пород. Дополнительным термальным источником для метаморфизма могло служить внедрение высокотемпературного гранитного расплава.

ВЫВОДЫ

Результаты изотопно-геохронологического исследования и анализа минеральных парагенезисов мафических гранулитов канского метаморфического комплекса позволяют сделать следующие выводы.

Безгранатовые гранулиты характеризуются минеральной ассоциацией $Spx + Opx + Pl + Qtz$, температуры образования которой определены недостаточно надежно и оцениваются от ~800—870 °С (двупироксеновые термометры) до ~900 °С (по содержанию Ti в цирконе). *PT*-параметры образования гранат-двупироксеновых мафических гранулитов с гранатовыми коронитами находятся в интервале 750—860 °С и 8.0—9.5 кбар. Предполагается, что развитие гранатовых коронитов определялось составом пород и происходило на регрессивном этапе при субизобарическом снижении *T*, что согласуется с данными термометрии.

Возраст ядер циркона (1.92—1.94 млрд лет), сохраняющих типичное для магматического циркона распределение РЗЭ, может быть принят в качестве минимальной оценки времени образования протолитов мафических гранулитов. Метаморфическая генерация циркона в мафических гранулитах представлена многоплоскостными кристаллами циркона и оболочками, которые обеднены в сравнении с ядрами

У, средними и тяжелыми лантаноидами. Наличие в гранат-двупироксеновых гранулитах одной возрастной (1.77 млрд лет) генерации метаморфического циркона и, напротив, доминирование цирконов с возрастом 1.85 млрд лет в двупироксеновых гранулитах с единичными зернами граната позволяет связывать развитие гранатовых коронитов со вторым этапом метаморфизма. Соответствие коэффициентов распределения тяжелых РЗЭ циркон/гранат экспериментально определенным величинам для $T = 800$ °С свидетельствует в пользу формирования метаморфических цирконов с возрастом ~1.77 млрд лет одновременно с гранатом. Образование метаморфической генерации циркона путем растворения/перетложения или перекристаллизации в закрытой системе без обмена с матриксом породы подтверждается близким диапазоном $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ ядер и оболочек циркона. Положительные значения ε_{Hf} (до +6.2) ядер циркона указывают на образование протолитов мафических гранулитов за счет деплетированного мантийного источника.

Возраст метаморфических цирконов в гранат-двупироксеновых (~1.77 млрд лет) и двупироксеновых гранулитах (~1.85 и 1.78 млрд лет) свидетельствует о двукратном проявлении высокотемпературного метаморфизма. Первый этап метаморфизма мафических гранулитов и парагнейсов канского комплекса (~1.85—1.89 млрд лет) завершился образованием коллизионных гранитоидов (1.84 млрд лет). Со вторым этапом метаморфизма коррелирует образование субщелочных лейкогранитов Таракского массива и чарнокитов (1.73—1.75 млрд лет). Генерация высокотемпературных А-гранитов Таракского массива и повторный метаморфизм мафических гранулитов могли быть связаны с утонением коры при растяжении, когда перемещение термальной границы кора—мантия вверх приводит к метаморфизму и частичному плавлению коровых пород.

Авторы благодарят сотрудников ЦИИ ВСЕГЕИ к.г.-м.н. Н.Г. Бережную, Е.Н. Лепехину, к.ф.-м.н. И.Н. Капитонову, А.Н. Ларионову, участвовавших в изотопно-геохронологическом исследовании, и признательны д.г.-м.н. А.Д. Ножкину за предоставленную карту. Авторы признательны рецензентам А.Д. Ножкину и А.А. Щипанскому за конструктивные замечания.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 14-05-00373) и проекта НИР ИГМ СО РАН.

ЛИТЕРАТУРА

Бибикова Е.В., Грачева Т.И., Макаров В.А., Ножкин А.Д. Возрастные рубежи в геологической эволюции раннего докембрия Енисейского кряжа // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1993, т. 1, № 1, с. 35—40.

Бибикова Е.В., Грачева Т.И., Козаков И.К., Плоткина Ю.В. U-Pb возраст гиперстеновых гранитов (кузеевитов) Ангаро-Канского выступа (Енисейский кряж) // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (5), с. 864—867.

Каулина Т.В. Образование и преобразование циркона в полиметаморфических комплексах. Апатиты, Изд-во КНЦ РАН, 2010, 114 с.

Ножкин А.Д., Туркина О.М. Геохимия гранулитов. Новосибирск, ОИГМ СО РАН, 1993, 219 с. (Тр. ОИГМ СО РАН, вып. 817).

Ножкин А.Д., Бибикова Е.В., Туркина О.М., Пономарчук В.А. Изотопно-геохронологическое исследование (U-Pb, Ar-Ar, Sm-Nd) субщелочных порфировидных гранитов Таракского массива Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (9), с. 879—889.

Ножкин А.Д., Туркина О.М., Баянова Т.Б. Раннепротерозойские коллизионные и внутриплитные гранитоиды юго-западной окраины Сибирского кратона: петрогеохимические особенности, U-Pb геохронологические и Sm-Nd изотопные данные // ДАН, 2009, т. 428, № 4, с. 386—391.

Ножкин А.Д., Дмитриева Н.В., Туркина О.М., Маслов А.В., Ронкин Ю.Л. Метапелиты нижнего докембрия Енисейского кряжа: РЗЭ-систематика, источники сноса, палеогеодинамика // ДАН, 2010, т. 434, № 6, с. 796—801.

Ревердатто В.В. Гранатовые друзиты в архейских габбро Енисейского кряжа // Докл. АН СССР, 1988, т. 302, № 5, с. 1196—1200.

Туркина О.М., Ножкин А.Д., Баянова Т.Б. Источники и условия образования раннепротерозойских гранитоидов юго-западной окраины Сибирского кратона // Петрология, 2006, т. 14, № 3, с. 284—306.

Туркина О.М., Бережная Н.Г., Урманцева Л.Н., Падерин И.П., Скублов С.Г. U-Pb изотопный и редкоземельный состав циркона из пироксеновых кристаллосланцев Иркутского блока (Шарыжалгайский выступ): свидетельство неархейских магматических и метаморфических событий // ДАН, 2009а, т. 429, № 4, с. 527—533.

Туркина О.М., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Лепехина Е.Н., Пресняков С.Л., Салтыкова Т.Е. Палеоархейский тоналит-трондьемитовый комплекс северо-западной части Шарыжалгайского выступа (юго-запад Сибирского кратона): результаты U-Pb и Sm-Nd исследования // Геология и геофизика, 2009б, т. 50 (1), с. 21—37.

Туркина О.М., Бережная Н.Г., Лепехина Е.Н., Капитонов И.Н. Возраст мафических гранулитов из раннедокембрийского метаморфического комплекса Ангаро-Канского блока (юго-запад Сибирского кратона): U-Pb и Lu-Hf изотопный и редкоземельный состав циркона // ДАН, 2012, т. 445, № 4, с. 450—458.

Туркина О.М., Сергеев С.А., Капитонов И.Н. U-Pb возраст и Lu-Hf изотопные характеристики детритовых цирконов из метаосадков Онотского зеленокаменного пояса (Шарыжалгайский выступ, юг Сибирского кратона) // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (11), с. 1581—1597.

Федотова А.А., Бибикина Е.В., Симакин С.Г. Геохимия циркона (данные ионного микрозонда) как индикатор генезиса минерала при геохронологических исследованиях // Геохимия, 2008, № 9, с. 980—997.

Ashworth J.R., Sheplev V.S., Bryxina N.A., Kolobov V.Yu., Reverdatto V.V. Diffusion-controlled corona reaction and overstepping of equilibrium in a garnet granulite, Yenisey Ridge, Siberia // J. Metamorph. Geol., 1998, v. 16, p. 231—246.

Berman R.G., Aranovich L.Y. Optimized standard state and solution properties of minerals. II. Comparisons, predictions and applications // Contr. Miner. Petrol., 1996, v. 126, p. 1—24.

Blichert-Toft J., Albarede F. The Lu-Hf isotope geochemistry of chondrites and evolution of the crust-mantle system // Earth Planet. Sci. Lett., 1997, v. 148, p. 243—258.

Buick I.S., Hermann J., Williams I.S., Gibson R.L., Rubatto D. A SHRIMP U-Pb and LA-ICP-MS trace element study of the petrogenesis of garnet-cordierite-orthamphibole gneisses from the Central Zone of the Limpopo Belt, South Africa // Lithos, 2006, v. 88, p. 150—172.

Bohlen S.R., Wall V.J., Boettcher A.L. Geothermobarometry in granulites // Kinetics and equilibrium in mineral reactions / Ed. S.K. Saxena. New York, Springer-Verlag, 1983, p. 141—172.

Chen R.-X., Zheng Y.-F., Zie L., Chen R.-X., Zheng Y.-F., Zie L. Metamorphic growth and recrystallization of zircon: distinction by simultaneous in-situ analyses of trace elements, U-Th-Pb and Lu-Hf isotopes in zircon from eclogite-facies rocks in the Sulu orogen // Lithos, 2010, v. 114, p. 132—154.

Connolly J.A.D. Multivariable phase diagrams: an algorithm based on generalized thermodynamics // Amer. J. Sci., 1990, v. 290, p. 666—718.

Connolly J.A.D. The geodynamic equation of state: what and how // Geochem. Geophys. Geosyst., 2009, v. 10, № 10, p. 1—19.

Corfu F., Hanchar J., Hoskin P.W.O., Kinny P. Atlas of zircon textures // Zircon / Eds. J.M. Hanchar, P.W.O. Hoskin. Washington, Mineral. Soc. Amer., 2003, v. 53, p. 469—500.

Dziggel A., Diener J.F.A., Stoltz N.B., Kolb J. Role of H₂O in the formation of garnet coronas during near-isobaric cooling of mafic granulites: the Tasiusarsuaq terrane, southern West Greenland // J. Metamorph. Geol., 2012, v. 30, p. 957—972.

Eby G.N. The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis // Lithos, 1990, v. 26, p. 115—134.

Ellis D.J. Osumilite-sapphirine-quartz granulite from Enderby Land, Antarctica: P-T conditions of metamorphism, implications for garnet-cordierite equilibria and evolution of the deep crust // Contr. Miner. Petrol., 1980, v. 74, p. 201—210.

Ellis D.J., Green D.H. Garnet-forming reactions in mafic granulites from Enderby Land, Antarctica: implications for geothermometry and geobarometry // J. Petrol., 1985, v. 26, p. 633—662.

Ferry J.M., Watson E.B. New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers // Contr. Miner. Petrol., 2007, v. 154, p. 429—437.

Frost C.D., Frost B.R. On ferroan (A-type) granitoids: their compositional variability and modes of origin // J. Petrol., 2011, v. 52, p. 39—53.

Fuhrman M.L., Lindsley D.H. Ternary-feldspar modeling and thermometry // Amer. Miner., 1988, v. 73, p. 201—215.

Gerdes A., Zeh A. Zircon formation versus zircon alteration — new insight from combined U-Pb and Lu-Hf in-situ LA-ICP-MS analyses, and consequences for the interpretation of Archean zircon from the Central Zone of the Limpopo Belt // Chem. Geol., 2009, v. 261, p. 230—243.

Green D.H., Ringwood A.E. An experimental investigation of the gabbro to eclogite transformation and its petrological applications // Geochim. Cosmochim. Acta, 1967, v. 31, p. 767—833.

Harley S.L. The origins of granulites: a metamorphic perspective // Geol. Mag., 1989, v. 126, p. 215—247.

Harley S.L., Kelly N.M., Möller A. Zircon behaviour and the thermal history of mountain chains // Elements, 2007, v. 3, p. 25—30.

Holland T.J.B., Powell R. An enlarged and updated internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: the system $K_2O-Na_2O-CaO-MgO-MnO-FeO-Fe_2O_3-Al_2O_3-TiO_2-SiO_2-C-H_2-O_2$ // *J. Metamorph. Geol.*, 1990, v. 8, p. 89—124.

Holland T., Powell R. Thermodynamics of order-disorder in minerals. 2. Symmetric formalism applied to solid solutions // *Amer. Miner.*, 1996, v. 81, p. 1425—1437.

Hoskin P.W.O., Black L.P. Metamorphic zircon formation by solid state recrystallization of protolith igneous zircon // *J. Metamorph. Geol.*, 2000, v. 18, p. 423—439.

Hoskin P.W.O., Schaltegger U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // *Zircon* / Eds. J.M. Hanchar, P.W.O. Hoskin. Washington, Mineral. Soc. Amer., 2003, v. 53, p. 27—62.

Ito K., Kennedy G.C. An experimental study of the basalt-garnet granulite-eclogite transition // The structure and physical properties of the Earth's crust / Ed. J.G. Heacock. Geophys. Monograph Ser. 14, Washington, Amer. Geophys. Union, 1971. p. 303—314.

Kelly N.M., Harley S.L. An integrated microtextural and chemical approach to zircon geochronology: refining the Archean history of the Napier Complex, east Antarctica // *Contr. Miner. Petrol.*, 2005, v. 149, p. 57—84.

Orejana D., Villaseca C., Armstrong R.A., Jeffries T.E. Geochronology and trace element chemistry of zircon and garnet from granulite xenoliths: constraints on the tectonothermal evolution of the lower crust under central Spain // *Lithos*, 2011, v. 124, p. 103—116.

Perchuk L.L., Gerya T.V., Nozhkin A.D. Petrology and retrogression in granulites of the Kanskiy Formation, Yenisey Range, Eastern Siberia // *J. Metamorph. Geol.*, 1989, v. 7, p. 599—617.

Powell R. The thermodynamics of pyroxene geotherms // *Phil. Trans. R. Soc. London. A*, 1978, v. 288, p. 457—469.

Ringwood A.E. Composition and petrology of the Earth mantle. New York, McGraw Hill, 1975, 618 p.

Rosen O.M., Condie K.C., Natapov L.M., Nozhkin A.D. Archean and Early Proterozoic evolution of the Siberian craton: a preliminary assessment // *Archean Crustal Evolution*. Amsterdam, Elsevier, 1994, p. 411—459.

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.

Rubatto D., Hermann J. Experimental zircon/melt and zircon/garnet element partitioning and implications for geochronology of crustal rocks // *Chem. Geol.*, 2007, v. 241, p. 38—61.

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

Turkina O.M., Berezhnaya N.G., Lepekhina E.N., Kapitonov I.N. U-Pb (SHRIMP II), Lu-Hf isotope and trace element geochemistry of zircons from high-grade metamorphic rocks of the Irkut terrane, Sharyzhalgay Uplift: implications for the Neoproterozoic evolution of the Siberian Craton // *Gondwana Res.*, 2012, v. 21, p. 801—817.

Urmantseva L.N., Turkina O.M., Larionov A.N. Metasedimentary rocks of the Angara-Kan granulite-gneiss block (Yenisey Ridge, south-western margin of the Siberian Craton): provenance characteristic, deposition and age // *J. Asian Earth Sci.*, 2012, v. 49, p. 7—19.

Watson E.B., Harrison T.M. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1983, v. 64, p. 295—304.

Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B. Crystallization thermometers for zircon and rutile // *Contr. Miner. Petrol.*, 2006, v. 151, p. 413—433.

Whitehouse M.J., Platt J.P. Dating high-grade metamorphism — constraints from rare-earth elements in zircon and garnet // *Contr. Miner. Petrol.*, 2003, v. 145, p. 61—74.

Wood B.J., Banno S. Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems // *Contr. Miner. Petrol.*, 1973, v. 42, p. 109—124.