

Н. И. ГУСЕВ, В. Е. РУДЕНКО, Л. Ю. СЕРГЕЕВА (ВСЕГЕИ),
К. И. ЛОХОВ (СПбГУ),
Н. Г. БЕРЕЖНАЯ, А. Н. ЛАРИОНОВ (ВСЕГЕИ)

Архейские гранулиты Джелидинской глыбы Анабарского щита (Сибирский кратон): геохимия, возраст, изотопные характеристики

Представлены результаты анализа петрографического и химического состава пород, определения возраста U-Pb методом по цирконам (SHRIMP II), Sm-Nd изотопной системы в породах и Lu-Hf в цирконах из гиперстеновых плагиогнейсов (эндербитоидов) и кристаллосланцев далдынской и верхнеанабарской серий. Изучены также ультрамафитовые кристаллосланцы, чарнокитогнейсы и пегматоидные гранитоиды. Кристаллосланцы далдынской серии содержат собственный магматический циркон с конкордантным возрастом около 3000 млн лет, с модельным возрастом $T_{Hf}(DM)$ 3,27–3,39 млрд лет и возрастом экстракции коры T_{Hf}^C 3,37–3,61 млрд лет. Плагиогнейсы далдынской и верхнеанабарской серий подобны породам TTG-серии, но отличаются высокими значениями $Eu/Eu^* = 1,33–1,99$ и $mg\# 0,43–0,57$. U-Pb возраст плагиогнейсов около 2860 млн лет. Циркон характеризуется положительными величинами $\varepsilon_{Hf}(T)$ от +7 до +7,9, одинаковым модельным возрастом $T_{Hf}(DM)$ и возрастом экстракции коры T_{Hf}^C 2,8–2,9 млрд лет.

Ключевые слова: Анабарский щит, гранулиты, эндербитоиды, циркон, U-Pb возраст, Sm-Nd, Lu-Hf системы.

N. I. GUSEV, V. E. RUDENKO, L. YU. SERGEEVA (VSEGEI),
K. I. LOKHOV (SPb State University),
N. G. BEREZHNYAYA, A. N. LARIONOV (VSEGEI)

Archean granulites of Dzhelinda blok Anabar Shield (Siberian Craton): geochemistry, age, isotopic characteristics

The paper presents data on petrographic and chemical composition of the rocks, U-Pb age of zircon (SHRIMP II), Sm-Nd isotopic system and zircon Lu-Hf system from hypersthene plagiogneiss (enderbitoides) and crystalline schists of Daldyn and Verhneanabar series. Also studied ultramafic crystalline schists, charnokites and pegmatoid granitoids. Crystalline schists of Daldyn series contain own magmatic zircon with a concordant age of about 3.0 Ga, model age $T_{Hf}(DM)$ of 3.27–3.39 Ga and crust extraction age T_{Hf}^C of 3.37–3.61 Ga. Plagiogneiss of Daldyn and Verhneanabar series is similar to rocks of TTG-series, but have high values of $Eu/Eu^* 1.33–1.99$, and $mg\# 0.43–0.57$. Plagiogneiss U-Pb age is of about 2.86 Ga. Zircon is characterized by positive values $\varepsilon_{Hf}(T)$ from +7 to +7.9, the same model age $T_{Hf}(DM)$ and crust extraction age T_{Hf}^C of 2.8–2.9 Ga.

Keywords: Anabar Shield, granulites, enderbitoides, zircon, U-Pb age, Sm-Nd, Lu-Hf systematics.

Введение. В центральной части Анабарского щита обнажены глубокометаморфизованные породы фундамента Сибирского кратона, слагающие архейские гранулитовые Ильинскую, Далдынскую и Джелидинскую глыбы, разделенные разломными зонами смятия [4, 5]. Наиболее крупная Джелидинская глыба интерпретируется как относительно хорошо сохранившаяся восточная часть крупной Джелидинской антиформной структуры, погружающейся в северо-западном направлении. В ее ядре выделяются бекелехская, а на крыльях килегирская толщи далдынской серии, представленные гранулитами метабазит-плагиогнейсовой ассоциации [3]. Северо-восточный край Джелидинской глыбы сложен гиперстеновыми плагиогнейсами верхнеанабарской серии с подчиненными слоями и пачками двупироксеновых и биотит-амфиболовых гнейсов и плагиогнейсов. В совокупности далдынская и верхнеанабарская серии представляют собой полосчатый гранулитовый комплекс, в котором меланократовые разности, представленные

роговообманково-двупироксеновыми, двупироксеновыми и гиперстеновыми кристаллосланцами, слагают отдельные линзы и полосы среди мезократовых и лейкократовых гиперстеновых плагиогнейсов [1].

При геологическом картировании гранулитовых образований Анабарского щита традиционно использовался стратиграфический подход [4], причем отмечалось, что переход между гранулитами далдынской и верхнеанабарской серий постепенный и граница между ними условно проводится по относительно резкому увеличению количества плагиогнейсов в разрезе. Плагиогнейсы – наиболее распространенные породы Анабарского щита и по минеральному составу (плагиоклаз, гиперстен, иногда диопсид, кварц, магнетит) соответствуют эндербитам, поэтому О. М. Розен [9] предложил называть их эндербитоидами без определенной генетической принадлежности. Идентичность минерального состава гиперстеновых плагиогнейсов и эндербитов, а также сходство геохимических

характеристик создают сложную проблему их деления при геологическом картировании, учитывая, что они связаны постепенными переходами [4]. Изучение минеральных парагенезисов на контакте кристаллосланцев и плагиогнейсов выявило существенную роль метасоматических процессов в ходе формирования плагиогнейсов [2], поэтому было предложено рассматривать плагиогнейсы в качестве продуктов палингенно-метасоматической гранитизации амфибол-двупироксеновых кристаллических сланцев, в первоначальном виде базитов [1]. Данные по геохимии редких и редкоземельных элементов послужили основанием считать, что исходными для плагиогнейсов могли быть metabазиты, представленные в настоящее время амфибол-двупироксеновыми кристаллосланцами [2]. Такие взаимоотношения плагиогнейсов и кристаллосланцев ставят под сомнение стратиграфические границы между далдынской и верхнеанабарской сериями гранулитов, которые отличаются только разной степенью эндрбитизации, более обширной в верхнеанабарской серии и менее проявленной в далдынской серии.

Геологическое строение. Взаимоотношения гранулитов далдынской и верхнеанабарской серий изучены в восточной части Желиндинской глыбы, где они обнажаются по бортам р. Бол. Куонамка (рис. 1) между ее удаленными левыми притоками Саскы-Юрях и Тангарлах за пределами территории, показанной на рис. 1. Килегирская толща далдынской серии представлена здесь чередованием темно-серых и оливково-зеленых двупироксеновых кристаллосланцев мезократового и меланократового состава, смятых в изоклинальные складки (рис. 2, 1). Амбардахская толща верхнеанабарской серии сложена белыми и светло-серыми плагиогнейсами с маломощными линзовидными обособлениями мафитовых кристаллосланцев (рис. 2, 2).

По мере приближения к зоне перехода в кристаллосланцах килегирской тощи часто встречаются согласные с полосчатостью тела шириной 5–10 м гиперстеновых эндрбитов, гиперстен-гранатовых, гранатовых гнейсов и чарнокитогнейсов. Чарнокитогнейсы и эндрбитоиды содержат будины мафитовых и ультрамафитовых кристаллосланцев (рис. 2, 3–6). В отдельных обнажениях наблюдается несогласие в структурном плане гнейсовидности плагиогнейсов и смятой в складки полосчатости в будинах кристаллосланцев (рис. 2, 5). Кроме того, широко развиты согласные с гнейсовидностью и секущие тела, и гнезда пегматоидных гранитоидов (рис. 2, 7, 8).

Петрографическая характеристика. Минеральный состав мезократовых двупироксеновых кристаллосланцев килегирской толщи: Pl * (An₆₀) 50–55, Hур 20, Di 5–7, Qw 10, Rob 10–15, Bt 5–7 %, единичные выделения магнетита и апатита.

Полосы гиперстеновых плагиогнейсов (эндрбитогнейсов) – крупнозернистые обособления с преобладающим плагиоклазом, часто антипертитовым и пойкилобластовым (An₃₅₋₄₀) 60–65 %, содержащим

* Здесь и далее упоминаются сокращенные названия минералов: An – анортит, Ap – апатит, Bt – биотит, Cрт – халькопирит, Di – диопсид, Gr – гранат, Hур – гиперстен, Mgt – магнетит, Ol – оливин, Or – ортоклаз, Pl (An₄₅) – плагиоклаз и содержащая в нем анортитовая молекула, Py – пирротин, Qw – кварц, Rob – роговая обманка; Shp – шпинель, Sp – серпентин, TiMgt – титаномагнетит.

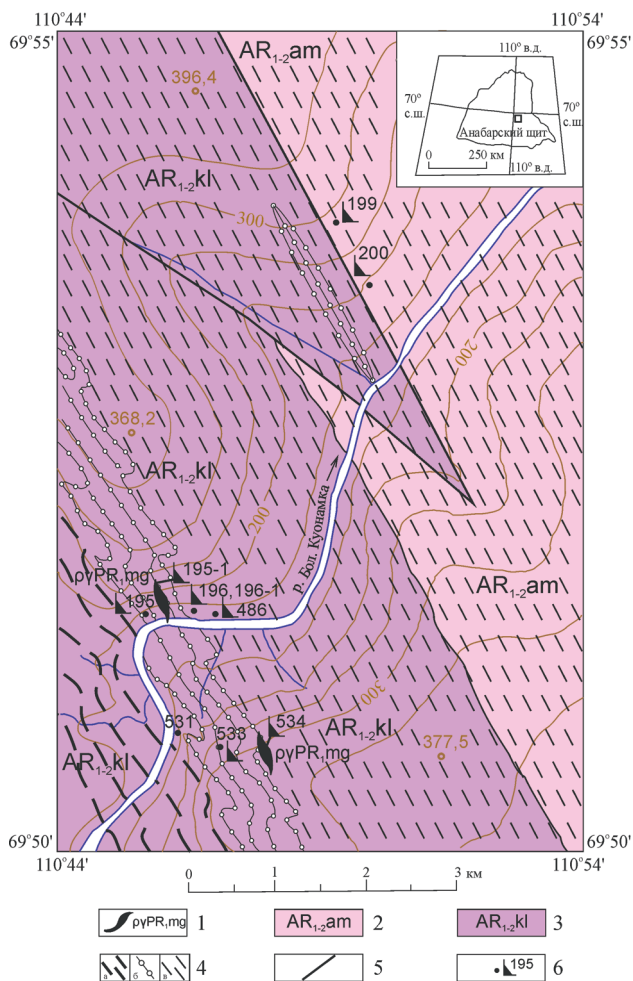


Рис. 1. Схема геологического строения восточной части Желиндинской глыбы

1 – пегматиты раннепротерозойского маганского комплекса (pyPR,mg); 2 – амбардахская толща верхнеанабарской серии (AR₁₋₂,am) – гиперстеновые и двупироксеновые плагиогнейсы; 3 – килегирская толща далдынской серии (AR₁₋₂,kl) – амфибол-двупироксеновые кристаллосланцы, гиперстеновые и гранат-гиперстеновые плагиогнейсы; 4 – литологические разности гранулитов: а – двупироксеновые кристаллосланцы, б – гранатые и пироксен-гранатые плагиогнейсы, в – гиперстеновые плагиогнейсы; 5 – разрывные нарушения; 6 – места отбора и номера проб для изотопно-геохимических исследований. На врезке показаны контур Анабарского щита и положение изученного участка

округлые выделения кварца, гиперстеном 10–15, кварцем 15–20, TiMgt 2–3 %, единичными зернами апатита и крупными выделениями циркона вблизи зерен гиперстена.

Гранатсодержащие разности эндрбитогнейсов сложены антипертитовым Pl (An₂₅₋₂₈) 50, Qw 30, Hур 5, Gr 5, вторичным Bt 10 %.

Биотит-гиперстен-гранатые чарнокитогнейсы сложены Pl (An₃₀) 30–40 %, иногда мирмекитизированным, Qw 25–30, Or 15, Gr 10, Hур 5 %, наложенным Bt 5 % и единичными зернами Mgt.

В чарнокито- и эндрбитогнейсах содержатся прослой мафитовых и ультрамафитовых кристаллосланцев (рис. 2, 6). Мафитовые кристаллосланцы в эндрбитогнейсах содержат Pl (An₃₅₋₃₉) 45 %, иногда крупные зерна с антипертитовой структурой, Di 17, Hур 10, Rob 21, Mgt 5, Bt 2 %. По петрографическому составу они идентичны кристаллосланцам килегирской толщи.

Ультрамафитовые кристаллосланцы в эндрбитогнейсах: Нур 45, бурая Rob 40, Ol 10, Mgt 2, Ру+Срт 3 %, единичные зерна Ар. Ультрамафиты в чарнокитогнейсах (рис. 2, б) содержат Нур 60, Di 30, Sp 5–8, Shp 2–3 %.

Плаггиогнейсы амбардахской толщи верхнеанабарской серии (рис. 2, 2) состоят из антипертитового Pl (An_{32-34}) 60–70, Qw 15–20, Нур 1–15, Di 0–2, Bt 2–5, TiMgt 2 % и единичных зерен Ар.

Мафитовые прослои в плаггиогнейсах амбардахской толщи представлены амфиболитизированными двупироксеновыми кристаллосланцами: Pl (An_{47-48}) 52–54, буроватая Rob 20–25, Di 10–15, Нур 5–7, TiMt 3–8 %, Ар – единичные зерна.

Жилы и гнезда пегматоидных плаггиогранитов в гранатсодержащих эндрбитогнейсах (рис. 2, 7): антипертитовый Pl (An_{30}) 55, Qw 35, Bt 2 %. В плагиоклазе часто встречаются крупные идиоморфные зерна циркона, содержание Zr в породе до 942 г/т. Красные пегматоидные граниты (рис. 2, 8) содержат антипертитовый и мирмекитизированный Pl (An_{30-32}) 35, Qw 30–32, пертитовый Or 28–30, Bt 2–3 %.

Геохимические особенности. Мафитовые и мезократовые двупироксеновые кристаллосланцы по химическому составу соответствуют андезитбазальтам или габбродиоритам ($mg\#$ 42–55)*. При нормализации на состав примитивной мантии (рис. 3, а) выделяются положительные аномалии K, Ba, Pb, Sr. Отрицательные аномалии Ta, Nb, Ti проявлены слабо. Содержание редкоземельных элементов выше, чем в других гранулитах (Σ PЗЭ 110–140 г/т), отсутствует Eu-минимум (Eu/Eu^* 0,83–1,04). Графики распределения PЗЭ субпараллельные (рис. 3, б), с отрицательным наклоном и умеренной фракционированностью PЗЭ ($(La/Yb)_N$ 4,9–5,6).

Гиперстеновые плаггиогнейсы (эндрбитогнейсы) характеризуются близкой к кристаллосланцам величиной магнезиальности ($mg\#$ 43–49), но более низким содержанием PЗЭ (Σ PЗЭ 88–105 г/т) с хорошо выраженной положительной Eu-аномалией (Eu/Eu^* 1,33–1,56) и сильно фракционированным распределением PЗЭ ($(La/Yb)_N$ 46,5–49,85) (рис. 3, в). Характерно высокое значение отношения Sr/Y 84,6–70,8, что в совокупности с высоким значением отношения $(La/Yb)_N$ является одним из признаков гранитоидов ТТГ-серии ** [13].

Гранатовые чарнокитогнейсы ($mg\#$ 36), в которых содержание K_2O достигает 2,5 %, характеризуются близкой к эндрбитогнейсам суммой PЗЭ 98 г/т, в распределении которых отсутствуют Eu-минимум ($Eu/Eu^* = 0,89$) (рис. 3, г), а также признаки ТТГ-серии: $(La/Yb)_N$ 12, отношение Sr/Y 13,3.

Ультрамафитовые кристаллосланцы высокомагнезиальные ($mg\#$ 87–88) с низким содержанием PЗЭ (Σ PЗЭ 14,3–46,4 г/т) и слабой положительной Eu-аномалией (Eu/Eu^* 1,02–1,16). Причем ультрамафиты в эндрбитогнейсах характеризуются фракционированным распределением PЗЭ ($(La/Yb)_N$ 7,62)), а в ультрамафитовых кристаллосланцах среди чарнокитогнейсов фракционированность PЗЭ отсутствует ($(La/Yb)_N$ 1,09) (рис. 3, з). Отмечается близость по содержанию и распределению PЗЭ в ультрамафитах и вмещающих

плаггиогнейсах, от которых они отличаются только немного пониженным содержанием легких и повышенным тяжелыми PЗЭ. Кроме того, в ультрамафитах выше содержание Cs, Rb, Ti, но сильнее деплептированность Sr и P (рис. 3, в).

Плаггиогнейсы амбардахской толщи верхнеанабарской серии по сравнению с гиперстеновыми эндрбитогнейсами килегирской толщи немного более магнезиальные ($mg\#$ 56,3–57,7) при более высоком содержании K_2O 0,63–1,11 %, но более деплептированы PЗЭ (Σ PЗЭ 51–55 г/т), с положительной Eu-аномалией (Eu/Eu^* 1,75–1,99) и менее фракционированным распределением PЗЭ ($(La/Yb)_N$ 14–18) (рис. 3, е). Однако по величине K_2O/Na_2O 0,12–0,26, низкому содержанию Yb 0,47–0,65 г/т и высокому значению отношения Sr/Y 89–122 они также близки к породам ТТГ-серии.

Мафитовые кристаллосланцы амбардахской толщи, в отличие от мафитовых кристаллосланцев килегирской толщи, имеют высокую магнезиальность ($mg\#$ 61–72,6) и более низкое содержание PЗЭ (Σ PЗЭ 37,2–53,6 г/т) с положительной Eu-аномалией (Eu/Eu^* 1,08–1,24) и отсутствие фракционирования PЗЭ ($(La/Yb)_N$ 1,42–1,68 (рис. 3, е).

Пегматоидные плаггиограниты по содержанию микроэлементов близки к вмещающим гранат-гиперстеновым эндрбитогнейсам (Σ PЗЭ 105,41 г/т) с положительной Eu-аномалией (Eu/Eu^* 4,33) и сильным фракционированием PЗЭ ($(La/Yb)_N$ 58,4 (рис. 3, з). Характерно высокое содержание в породе Zr 942 г/т.

Красные пегматоидные граниты содержат K_2O 4,87 %, сильно обогащены PЗЭ (Σ PЗЭ 1142 г/т), имеют хорошо выраженный Eu-минимум (Eu/Eu^* 0,61) и аномально сильное фракционирование PЗЭ $(La/Yb)_N = 663$. Они отличаются высокими содержаниями Th 165 г/т, U 1,72 г/т и Ba 3110 г/т (рис. 3, ж, з).

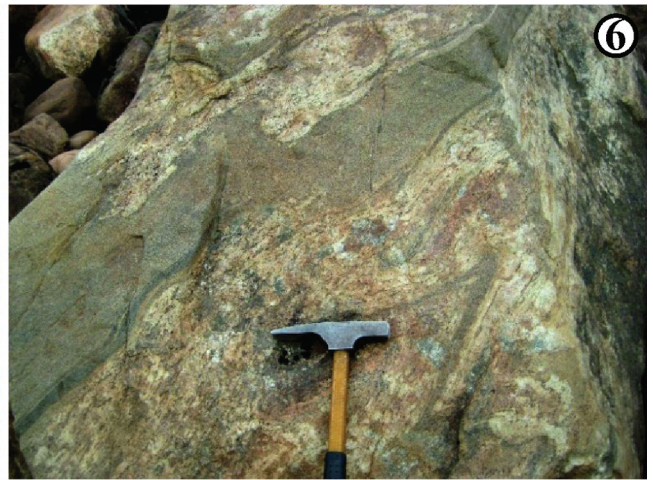
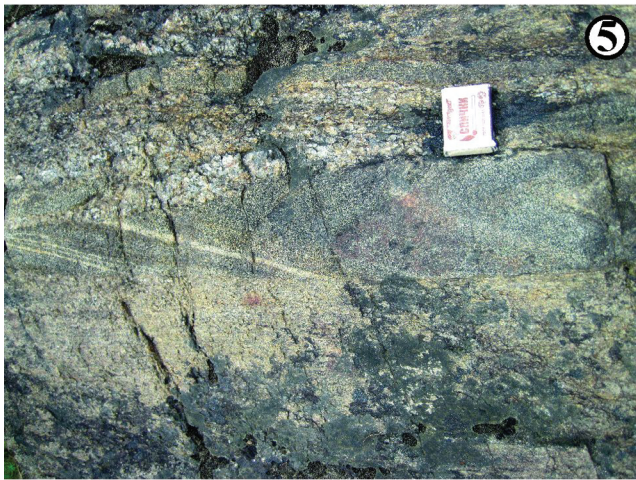
Результаты определения возраста. Ранее проведенное датирование циркона из мезократовых кристаллосланцев килегирской толщи далдынской серии U-Pb методом (SHRIMP II) показало их возраст 3012 ± 15 млн лет [6], который был принят как возраст магматического протолита пород. В настоящем исследовании основное внимание было уделено датированию циркона в гиперстеновых (пробы 196, 486) и гранат-гиперстеновых (пр. 195) плаггиогнейсах (эндрбитогнейсах) среди килегирской толщи далдынской серии, а также гиперстеновых плаггиогнейсов верхнеанабарской серии (пробы 199, 200) (рис. 1). Кроме того, были датированы гранатовые чарнокитогнейсы

Рис. 2. Обнажения гранулитов в восточной части Джеллиндинской глыбы

1 – двупироксеновые кристаллосланцы далдынской серии (обн. 531); 2 – гиперстеновые плаггиогнейсы с прослоями мафитовых кристаллосланцев верхнеанабарской серии (обн. 199); 3 – гиперстеновые плаггиогнейсы (эндрбитоиды) с будинированными включениями мафитовых и ультрамафитовых кристаллосланцев (обн. 486); 4 – будины мафитовых кристаллосланцев в гиперстеновых плаггиогнейсах; 5 – будина складчато-полосчатых кристаллосланцев в гиперстеновых плаггиогнейсах; 6 – смятый в складки прослой ультрамафитовых кристаллосланцев в гранатовых чарнокитогнейсах (обн. 533); 7 – гнездо пегматоидных плаггиогранитов (P) в кристаллосланцах (обн. 195-1); 8 – жила красных калиевых пегматоидных гранитов в кристаллосланцах (обн. 534)

* $mg\#$ – индекс магнезиальности, $mg\# = 100 \cdot Mg / (Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+})$, в атомных количествах.

** ТТГ – тоналит-трондьемит-гранодиторитовая ассоциация.



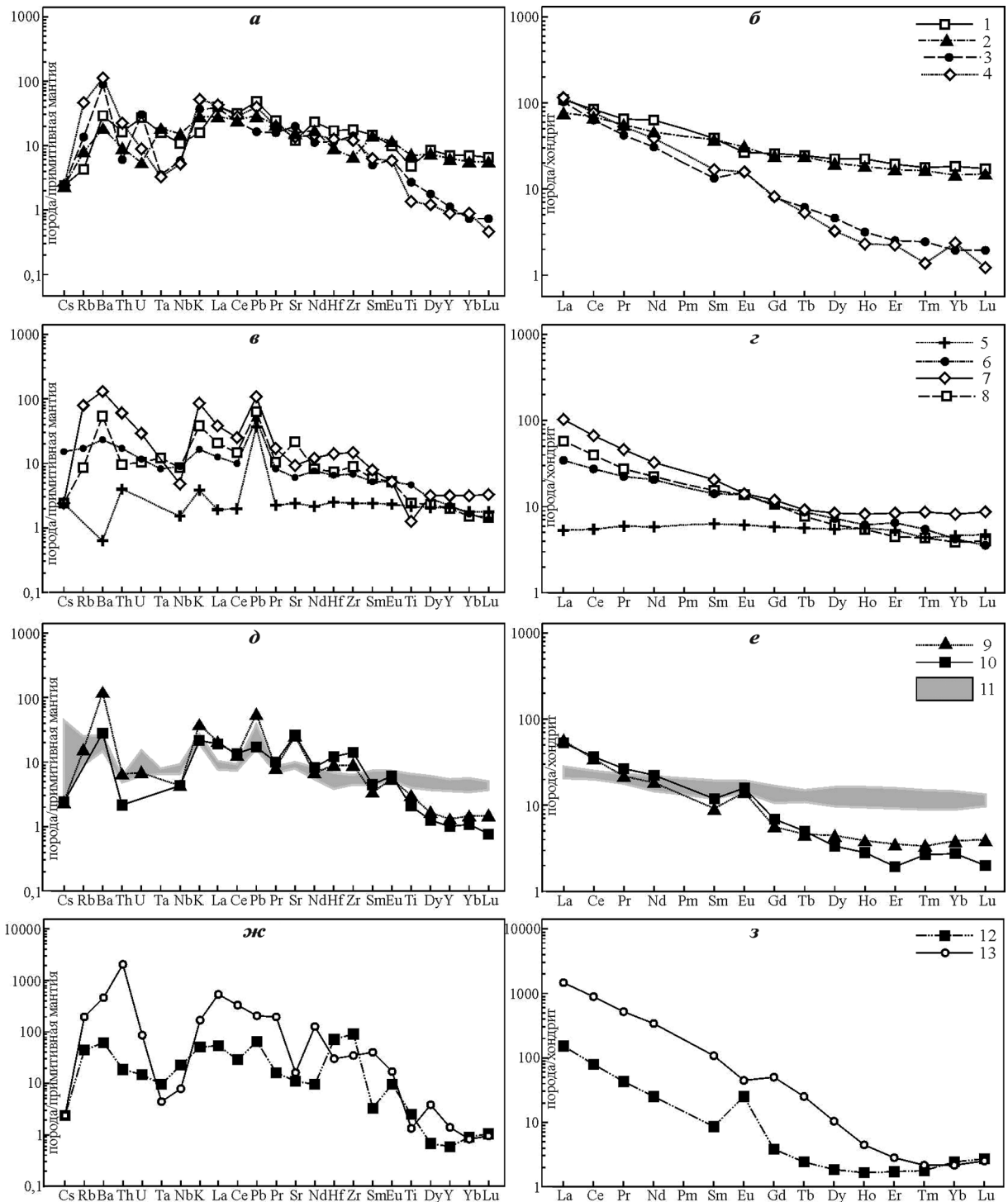


Рис. 3. Мультиэлементные диаграммы для гранулитов и гранитоидов

a, б – килегирская толща далдынской серии: 1, 2 – мафитовые и мезократовые двупироксеновые кристаллосланцы, 3, 4 – гиперстеновые плагиогнейсы (эндербитогнейсы); *в, г* – ультрамафитовые кристаллосланцы и вмещающие их гнейсы: 5, 6 – ультрамафиты, 7 – гранатовые чарнокитогнейсы, 8 – гиперстеновые плагиогнейсы; *д, е* – амбардахская толща верхнеанабарской серии: 9, 10 – гиперстеновые плагиогнейсы, 11 – мафитовые двупироксеновые кристаллосланцы; *ж, з* – пегматоидные гранитоиды: 12 – плагиограниты, 13 – калиевые граниты. Нормализация содержаний по [14]

(пр. 533), ультрамафитовые кристаллосланцы (пр. 196-1) и жилы пегматоидных гранитов (пробы 195-1 и 534).

В гиперстеновых плагиогнейсах (пр. 486), содержащих большое количество будин мафитовых кристаллосланцев (рис. 2, 3), изучено 20 зерен циркона. Преобладает призматический циркон, преимущественно черный в КЛ, но часто полигенного

строения, с хорошо различимыми округленными призматическими ядрами и оболочками (рис. 4).

По U-Pb датированию получено несколько возрастных групп циркона. Ядра циркона с возрастом $3012,5 \pm 4,6 - 3059,3 \pm 5,7$ млн лет (нижний ряд на рис. 4), с содержанием U 266–991, Th 51–492 г/т и отношением Th/U 0,18–0,73. Конкордантный возраст по этой группе не получен, но

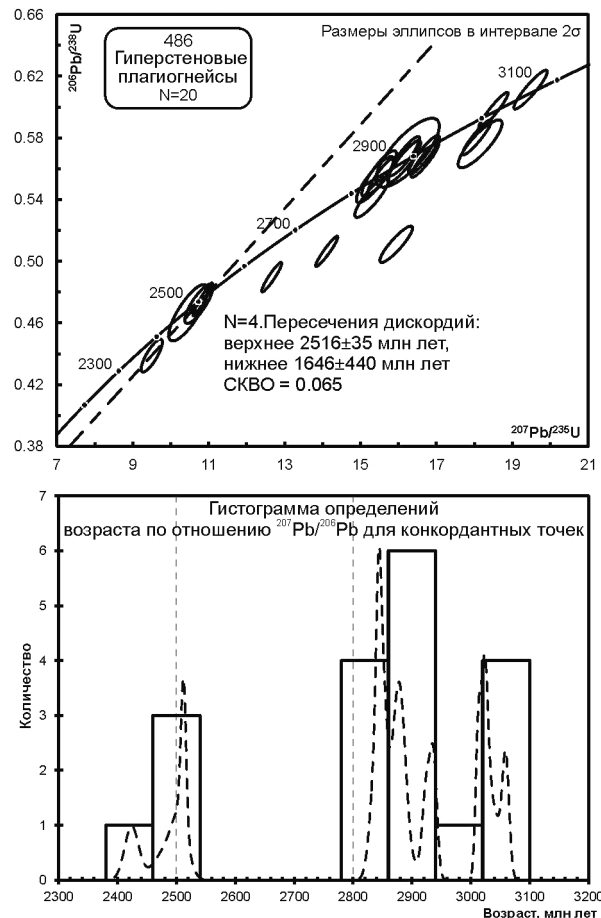
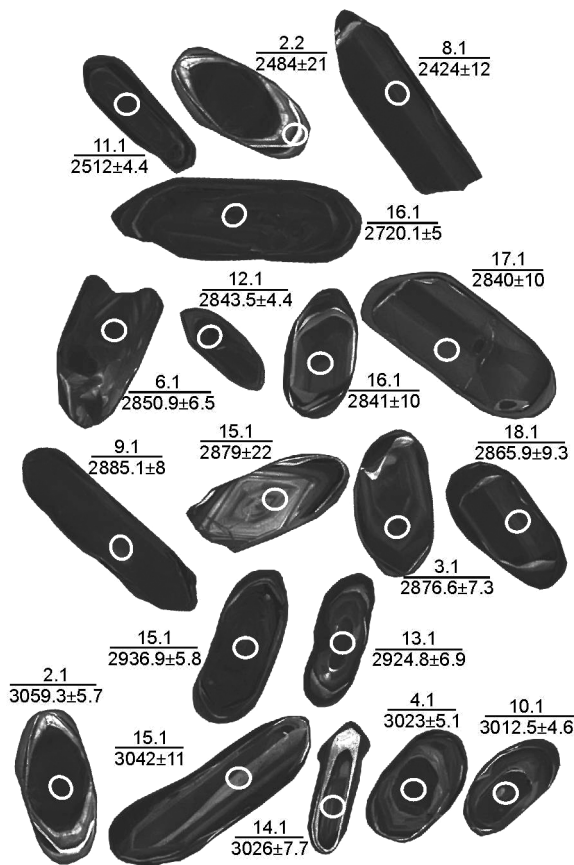


Рис. 4. Катодолуминесцентные (КЛ) изображения циркона и результаты определения U-Pb возраста из гиперстеновых гнейсов килегирской толщи с многочисленными включениями мафитовых кристаллосланцев (рис. 2, 3)

некоторые зерна субконкордантные, а зерно 10.1 с возрастом $3012,5 \pm 4,6$ млн лет имеет нулевую дискордантность (рис. 4). Следует отметить, что именно такой возраст был получен для циркона из кристаллосланцев килегирской толщи далдынской серии.

Два зерна с возрастом от $2924,8 \pm 6,9$ до $2936,9 \pm 5,8$ млн лет содержат U 365–531, Th 93–187 г/т, отношение Th/U 0,26–0,36.

Для наиболее многочисленной группы из восьми зерен получен возраст 2840 ± 10 – 2885 ± 8 млн лет при содержании U 47–439, Th 35–435 г/т и отношении Th/U 0,32–1,27. В этой группе присутствует зерно 15,1 с возрастом 2879 ± 22 млн лет с тонкой ритмичной (магматической) зональностью.

Для группы из четырех зерен получено верхнее пересечение линии дискордии 2516 ± 35 млн лет. Эта популяция циркона содержит U 74–1878, Th 9–101 г/т, отношение Th/U 0,06–0,31. Полученное значение, видимо, указывает на наиболее позднее термальное событие, которому подверглись плаггиогнейсы. Однако определить возраст магматического протолита плаггиогнейсов не представляется возможным.

В гиперстеновых плаггиогнейсах (пр. 196) циркон представлен овальными зернами призматического облика и их обломками (рис. 5). Длина кристаллов 174–400 мкм, коэффициент удлинения 1,5–4. По результатам U-Pb датирования цирконы разделены на несколько возрастных групп. По трем ядрам (левые в нижнем ряду на рис. 5) получен раннеархейский возраст $3344,1 \pm 5,7$ – 3402 ± 9 млн

лет. Два других ядра дали позднеархейский возраст 3017 ± 9 – 3066 ± 14 млн лет, близкий к возрасту циркона из кристаллосланцев килегирской толщи. Группа из четырех зерен показала возраст 2821 ± 8 – 2903 ± 4 , два зерна – 2708 ± 19 – 2769 ± 16 , три ядра – 1969 ± 8 – 1980 ± 9 млн лет. Полученные датировки не дают однозначного ответа на вопрос, какой возраст имеет протолит гиперстеновых плаггиогнейсов.

В гранат-гиперстеновых плаггиогнейсах (пр. 195) преобладает однотипный призматический циркон с концентрически-зональным (ритмичным магматическим) строением в оптическом изображении, которое также различимо в КЛ (рис. 6). Характерны довольно ровные содержания U_{cp} 412, Th_{cp} 223 г/т и отношение Th/ U_{cp} 0,57. На некоторых зернах есть белые каймы, т. е. порода подвергалась метаморфизму, но какого возраста, не ясно. Линия дискордии по 10 измерениям с верхним пересечением 2826 ± 33 млн лет указывает на возраст магматического процесса (эндербитизации), нижнее пересечение с возрастом 1888 ± 34 млн лет фиксирует время более позднего метаморфизма.

В ультрамафитовых кристаллосланцах (196-1) по измерениям пяти зерен циркона получены два возрастных кластера (рис. 7). Верхнее пересечение дискордии для зерна с отчетливой ритмичной зональностью (1.1) дает возраст 2726 ± 15 млн лет и принимается за возраст кристаллизации пород. Второй кластер из четырех измерений с возрастом 1944 ± 12 млн лет характеризуется содержанием U_{cp} 231, Th_{cp} 184 г/т и отношением Th/ U_{cp} 0,81

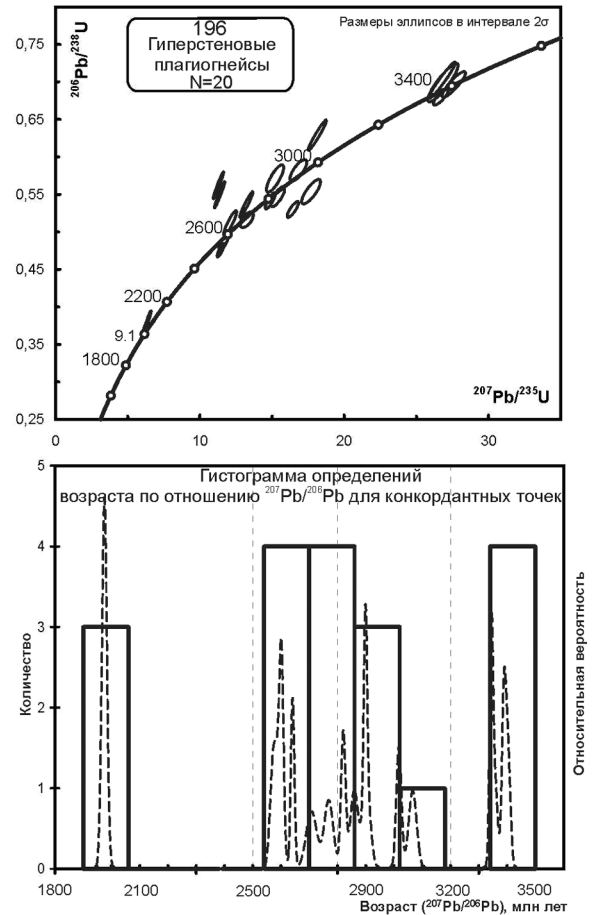
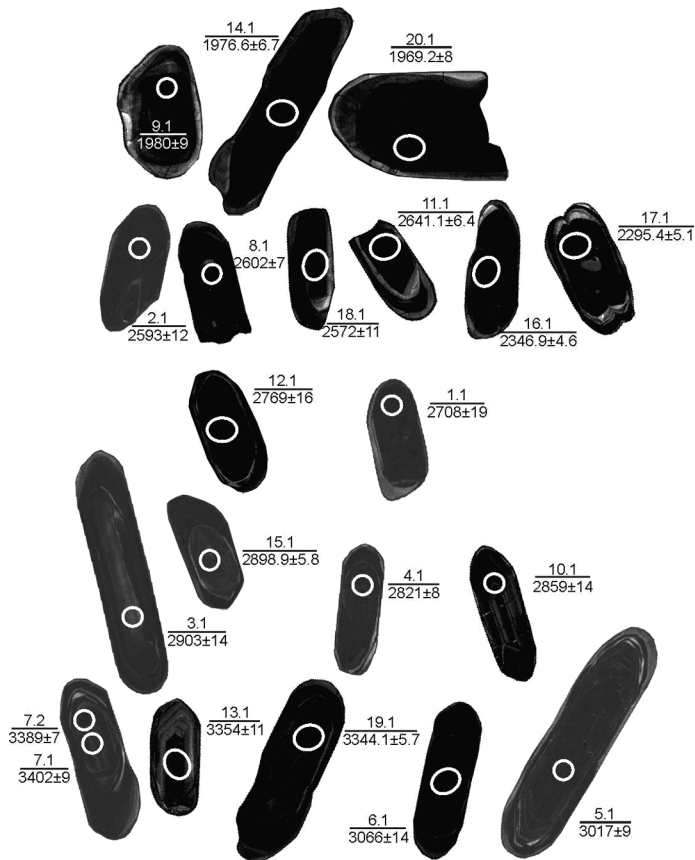


Рис. 5. КЛ изображения циркона и результаты определения U-Pb возраста в гиперстеновых гнейсах пр. 196 из килегирской толщи

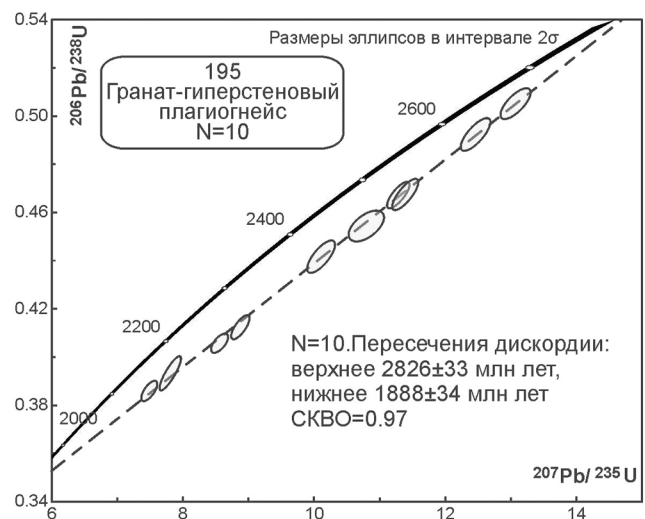
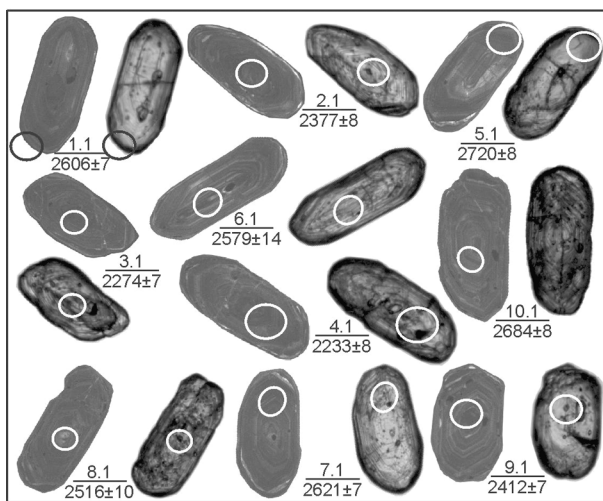


Рис. 6. Парные (КЛ и оптические) изображения цирконов из гранат-гиперстеновых плаггиогнейсов килегирской толщи и их возраст (пр. 195)

и, вероятнее всего, указывает на время гранитизации пород.

В гранатовых чарнокитогнейсах (пр. 533) циркон полигенный, призматический, но со сглаженными очертаниями (рис. 8). В ядрах находится призматический циркон с тонкой концентрической ростовой зональностью, хорошо различимой только в оптическом изображении. Оболочки однородные незональные. Одно ядро с возрастом 2948 ± 9 , его

оболочка 2706 ± 15 млн лет. Возможно, в ядре находится циркон протолита. По четырем измерениям получен конкордантный возраст 2705 ± 12 млн лет, и по шести измерениям линия дискордии дает верхнее пересечение 2703 ± 9 млн лет. Эти значения рассматриваются как время формирования чарнокитогнейсов.

При изучении химического состава цирконов выяснилось, что ядра 1.1, 2.1, 3.1, 4.1 обогащены

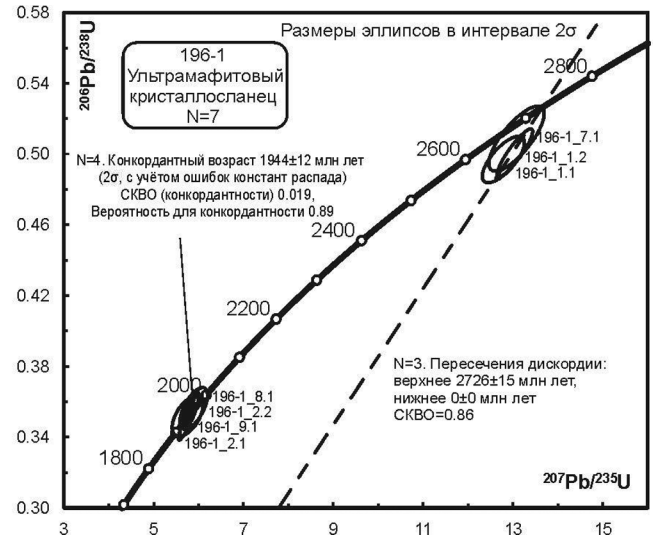
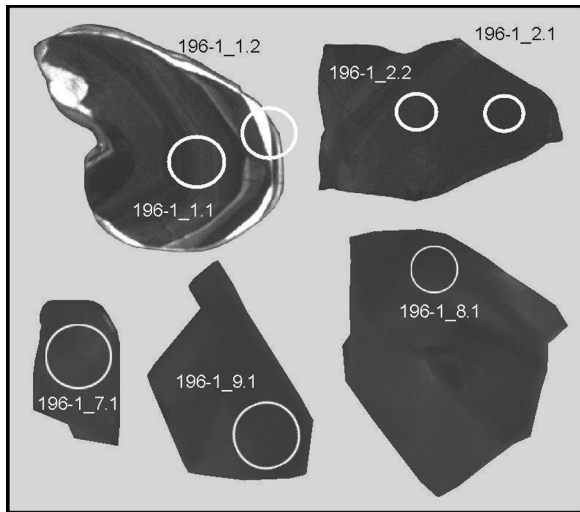


Рис. 7. КЛ изображения и возраст циркона из ультрамафитовых кристаллосланцев среди гиперстенных плаггионезов (рис. 2, 3)

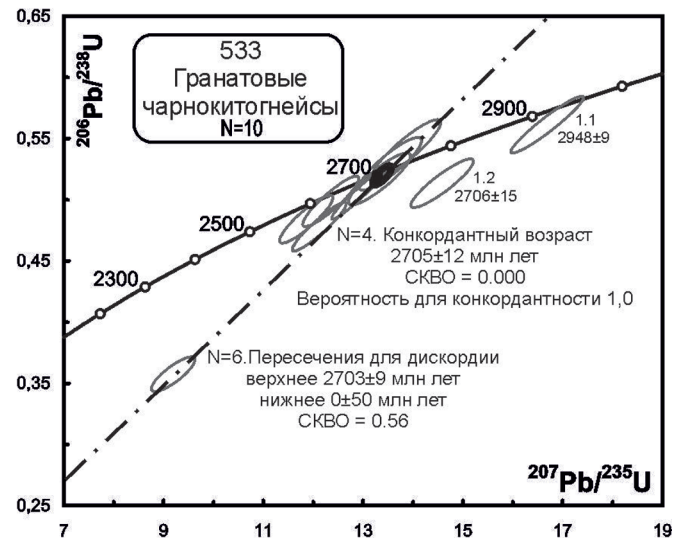
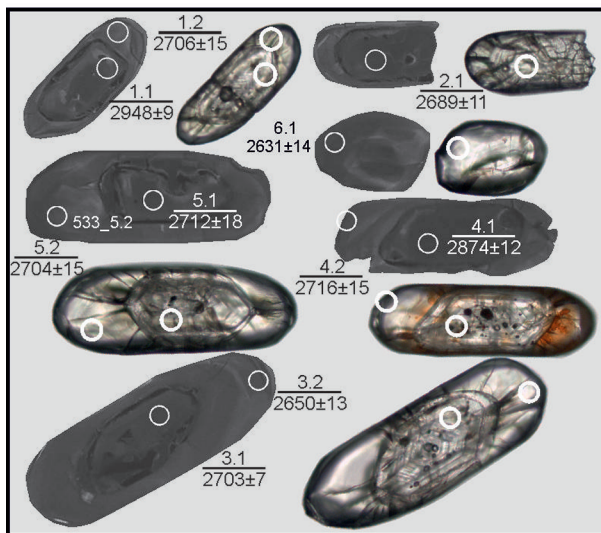


Рис. 8. Парные (КЛ и оптические) изображения цирконов из гранатовых чарнокитогайсов и их возраст (рис. 2, б)

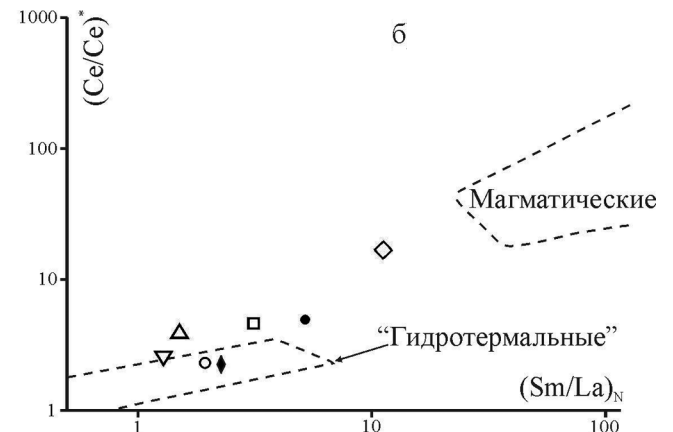
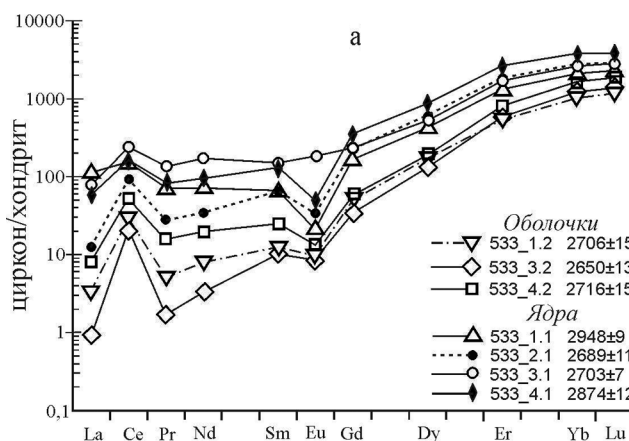


Рис. 9. Диаграммы распределения РЗЭ в цирконе из чарнокитогайсов (пр. 533)

а – графики распределения РЗЭ в цирконе, нормализация содержаний по [14]. Номера точек измерений см. на рис. 8; б – диаграмма для разделения магматических и «гидротермальных» цирконов по [11]

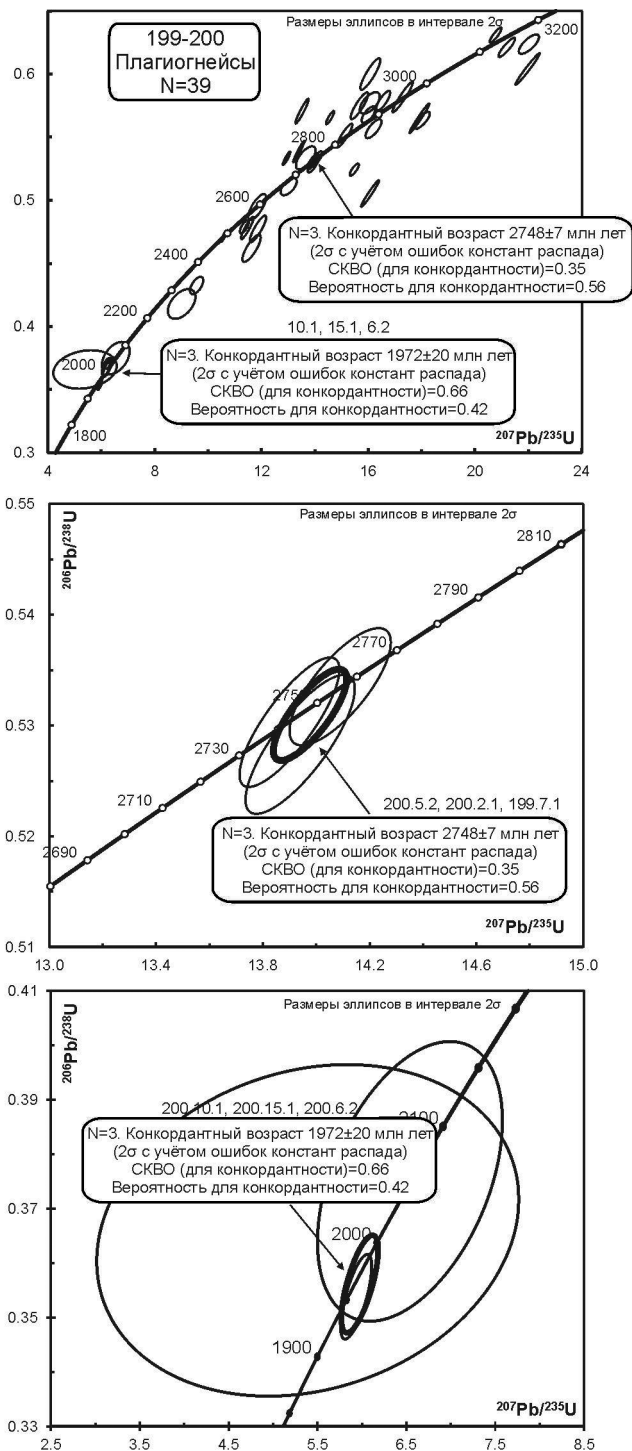
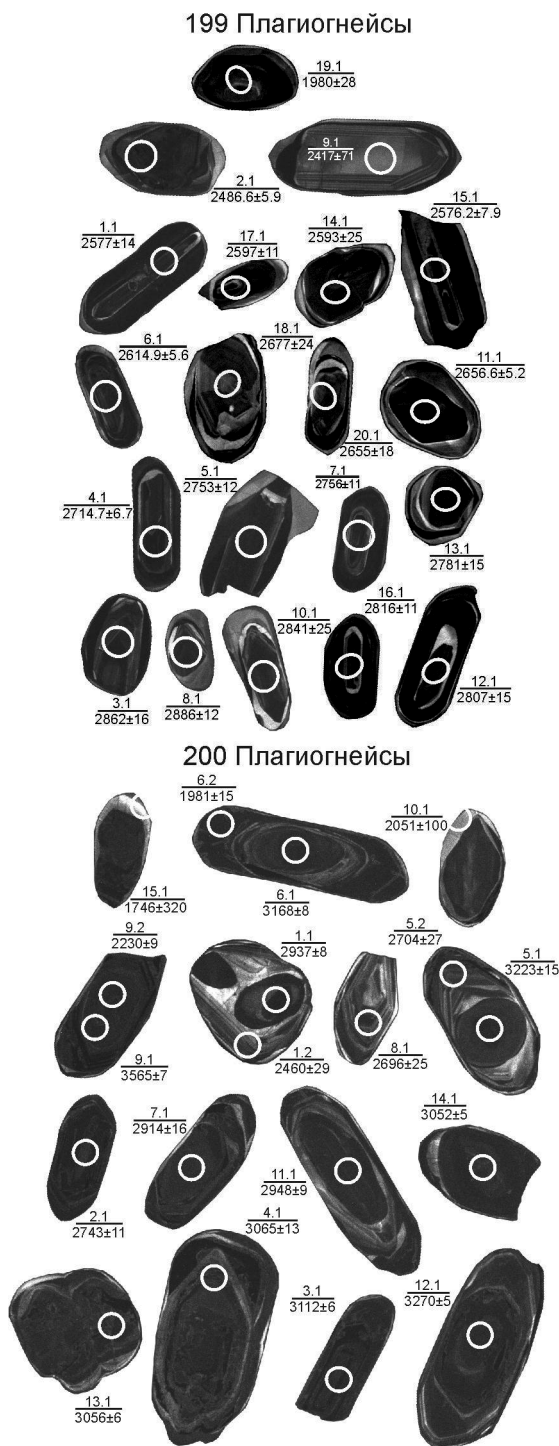


Рис. 10. КЛ изображения и возраст циркона из плагиогнейсов верхнеанабарской серии, пробы 199 и 200 (рис. 2, 2)

легкими РЗЭ (рис. 9, а) и кристаллизовались в обогащенной флюидом среде, т. е. соответствуют цирконам «гидротермального» типа. Температура кристаллизации этих цирконов по титановому геотермометру (T_{Ti}^{Zir}) [15] 759–867 °С.

Оболочки 1.2, 3.2, 4.2 по сравнению с ядрами беднее легкими РЗЭ и ближе к циркону, переходному между магматическим и гидротермальным типами, но температура кристаллизации (T_{Ti}^{Zir}) 742–762 °С у них ниже, чем в ядрах. Ядерные части по сравнению с оболочками в несколько раз богаче Sr, P, Y, Nb, Ba, Th, Σ РЗЭ и особенно

Са (в 30 раз – ядра 45–1260, оболочки 18–22 г/т). Высокие содержания в цирконе легких РЗЭ, Са, Ва, Рb связаны с «рыхлой» кристаллической структурой, присутствием аморфных доменов в цирконе и являются следствием вторичных изменений циркона водным флюидом, а не первичного обогащения в процессе кристаллизации [12]. Видимо, ядра циркона, визуально ритмично-зональные (первично-магматические), были переработаны флюидами до того, как начался рост оболочек.

По двум пробам из *плагиогнейсов амбардахской толщи* верхнеанабарской серии выполнено 39

измерений циркона (рис. 10). Кроме того, еще 12 измерений проведено по циркону из прослоя мафитового кристаллосланца в плагиогнейсах (рис. 2, 2).

В *плагиогнейсах* (рис. 10) цирконы бесцветные и желтоватые, прозрачные и полупрозрачные. Представлены округлыми и овальными зернами призматического облика и их обломками. Длина кристаллов от 100 до 200 мкм. Коэффициент удлинения от 1 до 2,5. Практически все зерна состоят из ядер в основном слабого свечения и различных оболочек с ярким и слабым свечением. При датировании ядер циркона получены значения возраста широкого диапазона разной степени дискордантности. Наиболее древнее значение (9.1) раннеархейское 3565 ± 7 млн лет, но в этом же ядре получено второе (протерозойское) значение 2230 ± 9 млн лет.

Более молодая группа дискордантных значений показывает возраст по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ в диапазоне 3270–3052 млн лет. По четырем измерениям получено верхнее пересечение дискордии с возрастом 2864 ± 32 млн лет, еще по трем измерениям – конкордантное значение возраста 2748 ± 7 млн лет, при этом циркон с возрастом 2700–2750 (точки 8.1 и 5.2) имеет тонкую ритмичную зональность, подобную магматической. Кроме того, по трем измерениям в темных зернах получен конкордантный возраст 1972 ± 20 млн лет.

В прослоях *мафитовых кристаллосланцев* среди плагиогнейсов амбардахской толщи наиболее древний циркон представлен двумя зернами с возрастом $2862,1 \pm 5,7 - 2849 \pm 13$ млн лет, который близок к возрасту верхнего пересечения линии дискордии в цирконе из плагиогнейсов – 2864 ± 32 млн лет. Остальные датировки показали значения от 2738 ± 9 до 2294 ± 23 млн лет разной степени дискордантности. Для четырех измерений по овальным зернам слабого свечения с отношением Th/U 0,04–0,20 получена линия дискордии с верхним пересечением 1952 ± 33 млн лет, значение которой в пределах статистической погрешности перекрывается с конкордантным возрастом аналогичного по облику циркона в плагиогнейсах – 1972 ± 20 млн лет.

Жильные *пегматоидные плагиограниты* (рис. 2, 7) содержат однотипные субидiomорфные призматические желтовато-розовые, желтоватые, прозрачные кристаллы и их обломки. Длина кристаллов

200–353 мкм, Ku 1,2–3,5. В КЛ изображении цирконы с ярким свечением имеют типично магматическую грубую ритмично-концентрическую и секториальную зональность (рис. 11). Цирконы содержат U 72–102, Th 86–203 г/т, Th/U 1,20–2,04. По 10 измерениям получен конкордантный возраст 1970 ± 16 млн лет, принимаемый как возраст кристаллизации пород.

В *пегматоидных калиевых гранитах* (рис. 2, 8) циркон представлен серо-желтыми, прозрачными и полупрозрачными субидiomорфными призматическими кристаллами или зернами овальной и округлой формы (рис. 12). Длина кристаллов 172–297 мкм, Ku 1,2–3,3. В КЛ цирконы почти черные, со следами грубой зональности. Содержание урана достигает 1536 г/т, но в большинстве зерен U 105–877, Th 122–304 г/т, Th/U 0,20–1,25. По восьми измерениям с обратной дискордантностью построена линия дискордии с верхним пересечением 1954 ± 12 млн лет, которое принимается как возраст формирования калиевых пегматоидных гранитов в связи с наложенной гранитизацией пород.

Sm-Nd изотопная система в породах. Большинство изученных пород характеризуется положительными значениями $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ (табл. 1), указывающими на участие мантийного вещества в генезисе пород. Гиперстеновые плагиогнейсы в килегирской толще существенно отличаются от мафитовых кристаллосланцев этой же толщи, которые характеризуются отрицательными (коровыми) величинами $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ от –2,3 до –2,5 и раннеархейскими величинами Nd-модельного возраста протолита $\text{T}_{\text{Nd}}(\text{DM}-2\text{St})$ 3,47–3,49 млрд лет. В гиперстеновых плагиогнейсах Nd-модельный возраст протолита $\text{T}_{\text{Nd}}(\text{DM}-2\text{St})$ 3,12–3,15 млрд лет, поэтому циркон с более древним возрастом $3344,1 \pm 5,7 - 3402 \pm 9$ млн лет следует рассматривать как унаследованный. Ультрамафитовые кристаллосланцы (пр. 196-1) имеют мантийную характеристику $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) +2,9$ и наиболее молодой возраст протолита $\text{T}_{\text{Nd}}(\text{DM})$ 2,85 млрд лет. Следует отметить, что этот возраст очень близок ко времени формирования магматического циркона в гиперстеновых плагиогнейсах (эндербитоидах 2830–2860 млн лет), что дает основание предполагать связь ультрамафитового магматизма

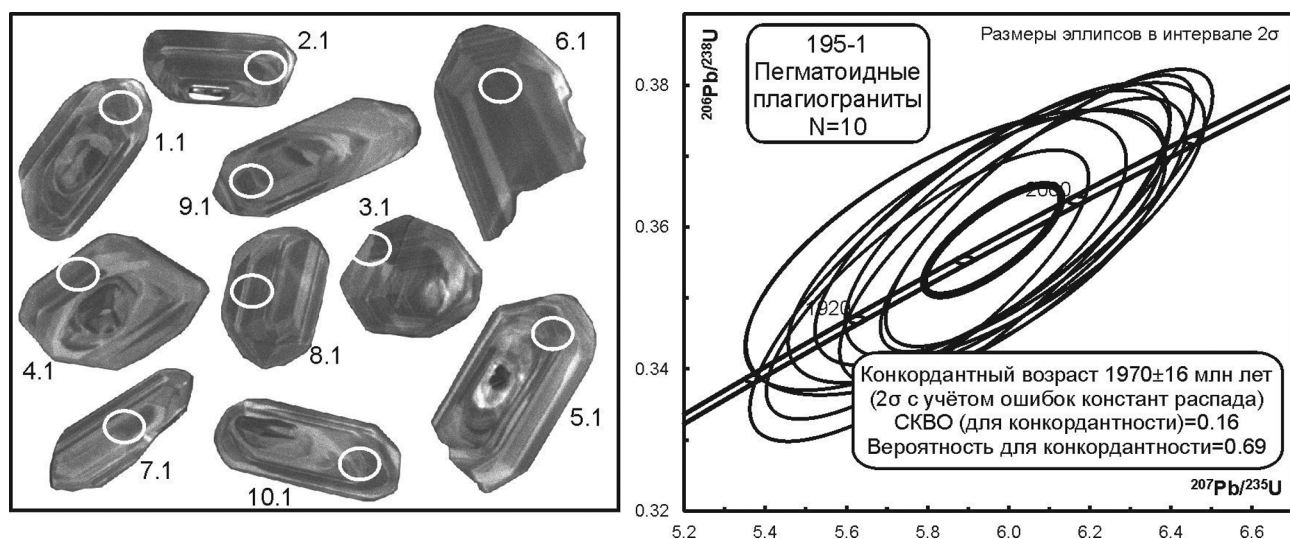


Рис. 11. КЛ изображения и возраст циркона из пегматоидных плагиогранитов, пр. 195-1 (рис. 2, 7)

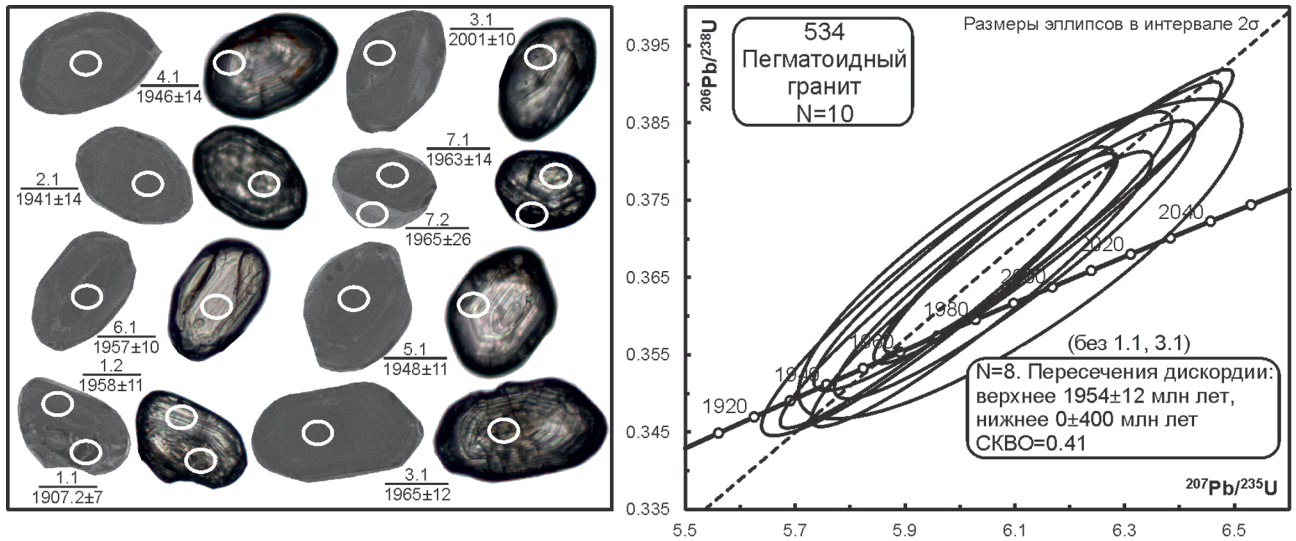


Рис. 12. Парные (КТ и оптические) изображения и возраст циркона из красных пегматоидных гранитов, пр. 534 (рис. 2, 8)

Таблица 1

Sm-Nd изотопная система в породах

Номера проб	T возраст, млн лет	Sm, г/г	Nd, г/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})$, млрд лет	$T_{\text{Nd}}(\text{DM}-2\text{St})$, млрд лет
195	2830	2,06	14,14	0,0881	0,510698	+1,7	2,96	3,00
196	2860	2,31	14,87	0,0937	0,510682	+1,7	3,12	3,15
196-1	2726	2,21	9,53	0,1403	0,511771	+2,9	2,85	2,83
199	2860	1,91	10,66	0,1083	0,511075	+2,1	2,99	3,00
199-1	2860	3,05	10,55	0,1744	0,512409	+3,8		
486	3000	2,216	10,85	0,1235	0,511180	-0,2	3,31	3,30
508	3000	6,48	39,3	0,0995	0,510583	-2,5	3,40	3,49
509	3000	4,27	23,5	0,1099	0,510803	-2,3	3,42	3,47
533	2700	0,99	2,90	0,2053	0,512858	+1,3		

Примечание. 195 – гиперстен-гранатовые плагиогнейсы, 196, 486 – гиперстеновые плагиогнейсы и 196-1 – ультрамафитовые кристаллосланцы в гиперстеновых плагиогнейсах килегирской толщи; 533 – то же в гранатовых чарнокитогнейсах; 199 – гиперстеновые плагиогнейсы и 199-1 – мафитовые кристаллосланцы амбардахской толщи верхнеанабарской серии; 508, 509 – мафитовые кристаллосланцы килегирской толщи.

с процессами эндербитизации пород. Ультрамафиты в гранатовых чарнокитогнейсах характеризуются более низкой, но все равно положительной величиной $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) +1,3$, возможно, за счет смешивания с веществом чарнокитогнейсов.

В кристаллосланцах амбардахской толщи верхнеанабарской серии величина $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) +3,8$ свидетельствует об участии мантийного источника при образовании протолита пород. Однако высокая величина отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ 0,1744 свидетельствует о нарушении этой изотопной системы и не позволяет определить Nd-модельный возраст протолита. Плагиогнейсы амбардахской толщи, как и гранат-гиперстеновые плагиогнейсы в килегирской толще, имеют положительную величину $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) +2,1$ и $+1,7$ и почти совпадающий Nd-модельный возраст протолита по одно- и двустадийной моделям 2,99 и 3,0 млрд лет. Это, с одной стороны, указывает на непродолжительное время пребывания в коре вещества, отделившегося от мантии, а с другой – позволяет рассматривать в этих породах циркон с возрастом 3565–3112 млн лет как ксеногенный или унаследованный. Можно полагать, что

образование плагиогнейсов в этих случаях происходило по ювенильным породам килегирской толщи, их U-Pb возраст по циркону 3012 ± 15 млн лет был определен ранее.

Lu-Hf изотопная система в цирконах. Полигенный характер циркона и разнообразие численных значений полученных датировок затрудняют определение истинного возраста пород и времени реальных эндогенных событий. Большинство изученных пород идентифицируется с первично-магматическим протолитом (положительные величины $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$), что дает основание использовать когерентное поведение Sm-Nd и Lu-Hf изотопных систем в магматических породах для идентификации магматических и метаморфических событий. С целью верификации полученных U-Pb датировок изучены Lu-Hf изотопной системы в цирконах в точках U-Pb датирования, результаты которых приведены в табл. 2. Величины инициальных отношений $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i$ и ϵ_{Hf} для отдельных зерен рассчитаны на возраст по измеренному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

**Lu-Hf изотопная система в цирконах из килегирской толщи далдынской серии
и амбардахской толщи верхнеанабарской серии**

Номера проб	T, млн лет	¹⁷⁶ Yb/ ¹⁷⁷ Hf	¹⁷⁶ Lu/ ¹⁷⁷ Hf	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf	±σ	ε _{Hf} (T)	±2σ	T _{Hf} (DM), млн лет	T ^C _{Hf} , млн лет
Килегирская толща далдынской серии									
508 (биотит-гиперстеновые кристаллосланцы)									
3-1	3005	0,00971	0,000501	0,28080	0,00003	-3,0	0,04	3355	3571
4-1	3000	0,01086	0,000581	0,28092	0,00004	1,0	0,40	3202	3374
8-1	3028	0,01284	0,000582	0,28078	0,00003	-3,4	0,03	3389	3610
12-1	3002	0,00749	0,000399	0,28086	0,00003	-0,8	0,04	3267	3432
196 (гиперстеновые плагиогнейсы)									
196-3	2903	0,01079	0,00055	0,280913	0,000029	-1,4	0,05	3208	3396
196-4	2821	0,01534	0,00075	0,280951	0,000036	-2,4	0,31	3175	3389
196-5	3017	0,01904	0,00097	0,280694	0,000034	-7,5	0,18	3538	3848
196-6	3066	0,00766	0,00036	0,280657	0,000037	-6,4	0,26	3532	3822
196-7	3389	0,02625	0,00128	0,280715	0,000039	1,0	0,23	3539	3627
196-10	2859	0,02126	0,00098	0,281117	0,000041	4,0	0,49	2969	3035
196-13	3354	0,01508	0,00071	0,280631	0,000033	-1,5	0,03	3598	3747
196-15	2899	0,01839	0,00087	0,281019	0,000033	1,6	0,11	3092	3209
196-19	3429	0,02020	0,00093	0,280660	0,000034	0,8	0,05	3580	3671
196-1 (ультрамафитовые кристаллосланцы)									
196-1_1-1	2712	0,00385	0,000285	0,281243	0,000070	6,4	1,6	2749	2798
196-1_1-2	2733	0,00191	0,000144	0,281366	0,000071	11,5	1,6	2575	2364
196-1_2-1	1947	0,00807	0,000555	0,280883	0,000027	-24,2	0,3	3250	4340
Амбардахская толща верхнеанабарской серии									
199 (гиперстеновые плагиогнейсы)									
199-2	2487	0,01116	0,00058	0,281052	0,000054	-6,0	1,08	3026	3355
199-3	2862	0,02295	0,00095	0,281225	0,000032	7,9	0,15	2820	2796
199-5	2753	0,04669	0,00207	0,281327	0,000038	7,0	0,43	2763	2768
199-7	2756	0,00495	0,00023	0,281008	0,000052	-0,8	0,91	3057	3245
199-8	2886	0,02404	0,00110	0,281193	0,000030	7,0	0,08	2875	2869
199-10	2841	0,01999	0,00109	0,281235	0,000036	7,5	0,32	2817	2803
199-14	2593	0,00563	0,00024	0,280981	0,000043	-5,6	0,65	3094	3408
199-19	1980	0,00402	0,00021	0,281135	0,000047	-14,0	1,01	2887	3452

Примечание. T – возраст циркона по измеренному отношению ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb; T_{Hf}(DM) – модельный возраст; T^C_{Hf} – время коровой экстракции (двухстадийный возраст) рассчитано с использованием среднecоровой величины ¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf_{0,015}, для ультрамафитовых кристаллосланцев (пр. 196-1) ¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf_{0,022} [10]. Превышение ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb возраста над модельным возрастом и временем экстракции коры в точках 196-1_1-2 и 199-10, вероятно, связано с посторонними включениями в цирконе.

Кристаллосланцы килегирской толщи содержат циркон магматического генезиса [7] с конкордантным возрастом 3012 ± 15 млн лет, три зерна которого характеризуются преобладающими отрицательными величинами $\epsilon_{Hf}(T) = -3,4-1,0$. На диаграмме $\epsilon_{Hf}(T)-\epsilon_{Nd}(T)$ (рис. 13) они размещаются в поле собственных магматических цирконов с модельным возрастом T_{Hf}(DM) 3,27–3,39 млрд лет и возрастом экстракции коры T^C_{Hf} 3,37–3,61 млрд лет. На основании этих данных можно считать, что образование первичных пород для кристаллосланцев килегирской толщи происходило за счет переплавления ранее существовавшей раннеархейской коры. В гиперстеновых эндритогнейсах (пр. 196) две наиболее древние популяции цирконов с возрастом 3344–3402 и 3017–3062 млн лет размещаются в поле захваченных или унаследованных цирконов (рис. 13). К собственному магматическому циркону относятся ядра с возрастом 2821–2903 млн лет, с величинами $\epsilon_{Hf}(T)$ от +4 до -2,4 с модельным возрастом T_{Hf}(DM) 2,97–3,21 млрд лет и временем экстракции коры T^C_{Hf} 3,0–3,4 млрд лет. То есть при

формировании магматического протолита плагиогнейсов в килегирской толще источник был смешанный, корово-мантийный, видимо, архейская кора с возрастом 3,4 млрд лет перерабатывалась более молодыми мантийными магмами и флюидами с возрастом около 3,0 млрд лет, что и наблюдается в обнажениях: плагиогнейсы содержат ксенолиты кристаллосланцев килегирской толщи (рис. 2, 5) с магматическим цирконом 3012 ± 15 млн лет.

В ультрамафитовых кристаллосланцах магматический циркон с возрастом 2712 и 2733 млн лет имеет наиболее низкие величины отношения Lu/Hf 0,000144–0,000285 и наиболее высокие $\epsilon_{Hf}(T) +6,4$ и +11,5. Модельный возраст T_{Hf}(DM) составляет 2,75, время экстракции коры T^C_{Hf} 2,78 млрд лет. Эти данные указывают на мантийное происхождение ультрамафитов, и полученный конкордантный возраст циркона 2726 ± 15 млн лет отражает реальный возраст внедрения и кристаллизации ультрамафитовой магмы. Циркон с возрастом 1947 млн лет резко выделяется по очень большой отрицательной величине $\epsilon_{Hf}(T) -24,2$, на диаграмме рис. 13

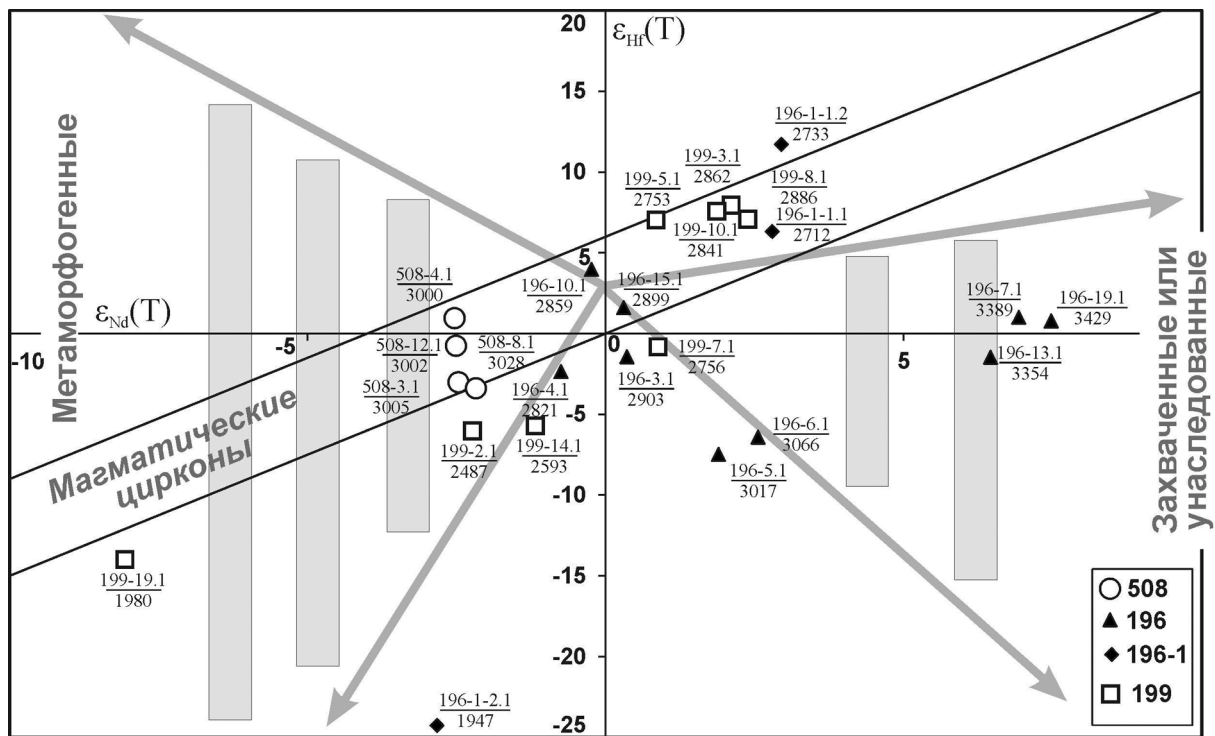


Рис. 13. Диаграмма $\epsilon_{Hf}(T) - \epsilon_{Nd}(T)$ для цирконов в точках определения возраста (основа диаграммы по [8])

Пробы: 508 – двупироксеновые кристаллосланцы и 196 – гиперстеновые плагиогнейсы килегирской толщи; 196-1 – ультрамафитовые кристаллосланцы; 199 – плагиогнейсы амбардахской толщи верхнеанабарской серии. В числителе указаны номера точек измерений, в знаменателе – возраст по измеренному отношению $^{207}Pb/^{206}Pb$ в млн лет

он расположен вблизи поля метаморфогенного циркона.

В гиперстеновых плагиогнейсах амбардахской толщи (пр. 199) собственными магматическими являются четыре зерна циркона с $^{207}Pb/^{206}Pb$ возрастом 2841–2886 млн лет, по которым получено верхнее пересечение дискордии 2864 ± 32 млн лет. Этот циркон характеризуется положительными величинами $\epsilon_{Hf}(T)$ от +7 до +7,9, одинаковым модельным возрастом $T_{Hf}(DM)$ и возрастом экстракции коры T_{Hf}^c , составляющим 2,8–2,9 млрд лет. Эти характеристики указывают на участие ювенильного мантийного вещества при формировании магматических расплавов с возрастом 2864 ± 32 млн лет. Следует отметить, что и в гиперстеновых плагиогнейсах (эндербитогнейсах) из килегирской толщи (пр. 196) циркон с подобным возрастом 2821–2903 млн лет тоже является собственным магматическим и несет признаки формирования в смешанном корово-мантийном расплаве. Циркон с возрастом 2487 и 2593 млн лет характеризуется отрицательными величинами $\epsilon_{Hf}(T)$ –6 и –5,6 и является метаморфогенным. Также метаморфогенным классифицируется циркон с возрастом 1980 млн лет, величиной $\epsilon_{Hf}(T)$ –14,0.

Обсуждение результатов. Отличительные особенности плагиогнейсов ($SiO_2 > 64$, $Al_2O_3 > 15$ %, $Sr > 300$ г/т, низкое отношение $K_2O/Na_2O < 0,5$, низкое содержание $Yb < 1$, $Y < 20$, $Nb < 10$ г/т, высокие величины отношений $(La/Yb)_N$ и Sr/Y) сближают их с породами ТТГ-серий, составляющих более 60 % архейской континентальной коры [13]. Отличие от пород ТТГ-серии только в резко выраженной положительной Eu -аномалии ($Eu/Eu^* 1,33-1,99$) и более высокой магнезиальности, особенно

в амбардахской толще, где вместо типовых величин $mg\# 0,43$ они достигают значения 0,57.

$Sm-Nd$ и $Lu-Hf$ системы свидетельствуют, что протолит плагиогнейсов формировался при участии мантийных магм и флюидов. При образовании гиперстеновых плагиогнейсов переработке подвергались кристаллосланцы килегирской толщи, что фиксируется по будинированным фрагментам кристаллосланцев в плагиогнейсовом матриксе, а также по наличию унаследованного циркона в плагиогнейсах. Различия между верхнеанабарской существенно плагиогнейсовой и килегирской кристаллосланцево-плагиогнейсовой толщами обусловлены разной степенью анатексиса мафитовых кристаллосланцев. Пик частичного плавления пород приходится на средний лопий (2860 млн лет), причем там, где оно проявилось наиболее интенсивно, породы почти полностью преобразованы в гиперстеновые плагиогнейсы с подчиненными релитовыми обособлениями мафитовых кристаллосланцев.

Показателен также Nd -модельный возраст протолита плагиогнейсов (3 млрд лет), что подтверждает их формирование по кристаллосланцам килегирской толщи, возраст которых по циркону около 3 млрд лет. Nd -модельный возраст кристаллосланцев килегирской толщи существенно больше – $T_{Nd}(DM-2St) = 3,47-3,49$ млрд лет. Временной разрыв между формированием магматического протолита кристаллосланцев килегирской толщи (3012 ± 15 млн лет) [6] и гиперстеновых плагиогнейсов (2860 ± 32 млн лет) составляет около 140 млн лет. Аналогичный $U-Pb$ возраст имеют гиперстеновые плагиогнейсы (две пробы, по одной конкордантный возраст 2871 ± 10 , по второй 2860 ± 10 млн лет) в поле развития

пород бекелехской толщи вблизи устья р. Хатырык, в 25 км юго-западнее рассматриваемого здесь участка [5]. Это указывает на масштабность процесса переработки коры мантийными магмами около 2860 млн лет. Ультрамафитовые тела в гиперстеновых плаггиогнейсах, в отличие от ксенолитов мафитовых кристаллосланцев, значительно моложе (2726 ± 15 млн лет). С этим этапом ультрамафитового магматизма связан повсеместно распространенный в глыбах Анабарского щита гранулитовый метаморфизм с возрастом около 2,75 млрд лет. Вероятно, в связи с этим метаморфизмом формировались чарнокитогнейсы с возрастом 2705 ± 12 млн лет. Архейские образования повторно метаморфизованы в раннем протерозое, на что указывает метаморфогенный циркон с возрастом 1980 млн лет. В связи с протерозойским метаморфизмом формировались магматогенные пегматоидные плаггиогранитные тела с возрастом 1970 ± 16 млн лет. Калиевые пегматоидные граниты с возрастом 1954 ± 12 млн лет, вероятно, связаны с амфиболитовым метаморфизмом и гранитизацией пород при декомпрессии на регрессивной стадии протерозойского метаморфического цикла.

Выводы. Наиболее распространенные на Анабарском щите в далдынской и верхнеанабарской сериях гиперстеновые плаггиогнейсы (эндербитоиды) имеют сходные геохимические, возрастные и изотопные характеристики. По химическому составу они близки к породам тоналит-трондjemит-гранодиоритовых серий архейской континентальной коры. Магматический протолит плаггиогнейсов формировался при участии мантийных магм и флюидов. Различия между килегирской и верхнеанабарской сериями обусловлены разной степенью анатексиса мафитовых кристаллосланцев, поэтому стратиграфические взаимоотношения серий маловероятны. Эндербитизация пород с возрастом около 2860 млн лет широко проявлена в Джелиндинской глыбе Анабарского щита.

1. Андреев В.П. Сравнение химизма пород гранулитовых комплексов на примере Анабарского щита и Лапландского гранулитового пояса // Сов. геология. 1990. № 3. — С. 76–83.

2. Андреев В.П. Некоторые геохимические особенности и генезис докембрийских эндербитоидов и чарнокитоидов // Геохимическая эволюция гранитоидов в истории литосферы. — М.: Наука, 1993. — С. 172–190.

3. Архей Анабарского щита и проблемы эволюции Земли. — М.: Наука, 1988. — 253 с.

4. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист R-48-(50). Оленек. Объясн. зап. / отв. ред. Ф.Г. Марков. — Л.: ВСЕГЕИ, 1983. — 196 с.

5. Гусев Н.И. Анабарский щит Сибирского кратона: вещественный состав, геохимия, геохронология. — Saarbrücken: LAMBERT Academic Publ. 2013. — 188 с.

6. Гусев Н.И., Руденко В.Е., Бережная Н.Г. и др. Возраст гранулитов далдынской серии Анабарского щита // Регион. геология и металлогения. 2012. № 52. — С. 29–38.

7. Гусев Н.И., Сергеева Л.Ю., Лохов К.И. и др. Hf-Nd систематика в гранулитах Анабарского щита как индикатор генезиса разновозрастных цирконов // XX симпозиум по геохимии изотопов имени академика А. П. Виноградова (12–14 ноября 2013 г.): Тезисы докл. — М.: Акварель, 2013. — С. 122–126.

8. Лохов К.И., Салтыкова Т.Е., Капитонов И.Н. и др. Корректная интерпретация U-Pb возраста по цирконам на основе изотопной геохимии гафния и неодима (на при-

мере некоторых магматических комплексов фундамента Восточно-Европейской платформы) // Регион. геология и металлогения. 2009. № 38. — С. 43–53.

9. Розен О.М., Бибикова Е.В., Журавлев Д.З. Ранняя кора Анабарского щита, возраст и модели формирования // Ранняя кора: ее состав и возраст. — М.: Наука, 1991. — С. 199–224.

10. Amelin Y., Lee D.-C., Halliday A.N. Early-middle Archaean crustal evolution deduced from Lu-Hf and U-Pb isotopic studies of single zircon grains // Geochim. Cosmochim. Acta. 2000. Vol. 64. No 24. — P. 4205–4225.

11. Hoskin P.W.O. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia // Geochim. Cosmochim. Acta. 2005. Vol. 69. No 3. — P. 637–648.

12. Rayner N., Stern R.A., Carr S.D. Grain-scale variations in trace-element composition of fluid-altered zircon, Acasta Gneiss Complex, Northwestern Canada // Contrib. Mineral. Petrol. 2005. Vol. 148(6). — P. 721–734.

13. Rudnick R.L. Making continental crust // Nature. 1995. Vol. 378. — P. 571–578.

14. Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. No 42. — P. 313–345.

15. Watson E., Harrison T. Zircon thermometer reveals minimum melting conditions on earliest Earth // Science. 2005. Vol. 308. — P. 841–844.

1. Andreev V.P. Comparing the chemistry of the rocks of granulite complexes on the example of the Anabar shield and Lapland granulite belt. *Sovetskaya Geologia*. 1990. No 3, pp. 76–83. (In Russian).

2. Andreev V.P. Some geochemical characteristics and genesis of Precambrian enderbiteoids and charnockitoids. *Geochemical evolution of granitoids in the history of the lithosphere*. Moscow: Nauka. 1993, pp. 172–190. (In Russian).

3. Архей Анабарского щита и проблемы эволюции Земли [Archaean of Anabar shield and problems of the evolution of the Earth]. Moscow: Nauka. 1988. 253 p.

4. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист R-48-(50). Оленек. Объяснительная записка [Geological map of the USSR. Scale 1 : 1,000,000 (new series). Sheet R-48-(50). Olenek. Explanatory Note]. Ex. ed. F.G. Markov. Leningrad: VSEGEI. 1983. 196 p.

5. Gusev N.I. Anabarsky shit Sibirskogo kratona: veshestvennyy sostav, geohimia, geohronologia [Anabar shield of the Siberian craton: material composition, geochemistry, geochronology]. Saarbrücken: LAMBERT Academic Publ. 2013. 188 p.

6. Gusev N.I., Rudenko V.E., Berezhnaya N.G. et al. Age Daldyn series granulites of Anabar Shield. *Region. geologiya i metallogeniya*. 2012. No 52, pp. 29–38. (In Russian).

7. Gusev N.I., Sergeeva L.Yu., Lokhov K.I. et al. Hf-Nd systematics in granulites of Anabar Shield as an indicator of different ages zircons genesis. *XX Symposium on isotope geochemistry devoted to Academician A.P. Vinogradov (12–14 November 2013)*. Abstracts. GEOHI RAS. Moscow: Aquarel. 2013, pp. 122–126. (In Russian).

8. Lokhov K.I., Saltikova T.E., Kapitonov I.N. et al. Correct interpretation of the zircon U-Pb age based on isotope geochemistry of hafnium and neodymium (for example some of the magmatic complexes of the East European Platform basement). *Region. geologiya i metallogeniya*. 2009. No 38, pp. 43–53. (In Russian).

9. Rozen O.M., Bibikjova E.V., Zhuravlev D.Z. Early crust of Anabar Shield, age and model of the formation. *Early crust: its composition and age*. Moscow: Nauka. 1991, pp. 199–224. (In Russian).

10. Amelin, Y., Lee, D.-C., Halliday, A.N. 2000: Early-middle Archaean crustal evolution deduced from Lu-Hf and U-Pb isotopic studies of single zircon grains. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 64, 24, 4205–4225.

11. Hoskin, P.W.O. 2005: Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 69, 3, 637–648.
12. Rayner, N., Stern, R.A., Carr, S.D. 2005: Grain-scale variations in trace element composition of fluid-altered zircon, Acasta Gneiss Complex, northwestern Canada. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 148(6), 721–734.
13. Rudnick, R.L. 1995: Making continental crust. *Nature*, vol. 378, 571–578.
14. Sun, S., McDonough, W.F. 1989: Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, vol. 42, 313–345.
15. Watson, E., Harrison, T. 2005: Zircon thermometer reveals minimum melting conditions on earliest Earth. *Science*, vol. 308, 841–844.

Гусев Николай Иванович – зав. отделом, ВСЕГЕИ¹. <nikolay_gusev@vsegei.ru>

Руденко Вячеслав Ефимович – канд. геол.-минер. наук, вед. науч. сотрудник, ВСЕГЕИ¹. <vjacheslav_rudenko@vsegei.ru>

Сергеева Людмила Юрьевна – аспирант, инженер, ВСЕГЕИ¹. <ludmila_sergeeva@vsegei.ru>

Лохов Кирилл Игоревич – канд. геол.-минер. наук, вед. науч. сотрудник, Санкт-Петербургский государственный университет (СПбГУ), Университетская наб., 7–9, Санкт-Петербург, 199034, Россия; ВСЕГЕИ¹. <kirill_lokhov@vsegei.ru>

Бережная Наталья Георгиевна – канд. геол.-минер. наук, зав. сектором, ВСЕГЕИ¹. <natalia_berezhnaya@vsegei.ru>

Ларионов Александр Николаевич – канд. геол.-минер. наук, ст. науч. сотрудник, ВСЕГЕИ¹.

<alexander_larionov@vsegei.ru>

Gusev Nikolay Ivanovich – Head of Department, VSEGEI¹. <nikolay_gusev@vsegei.ru>

Rudenko Vjacheslav Efimovich – Candidate of Sciences (Geology), Lead Research Fellow, VSEGEI¹.

<vjacheslav_rudenko@vsegei.ru>

Sergeeva Lyudmila Yurjevna – Postgraduate Student, Engineer, VSEGEI¹. <ludmila_sergeeva@vsegei.ru>

Lokhov Kirill Igorevich – Candidate of Sciences (Geology), Lead Research Fellow, St. Petersburg state University (SPbU), Institute of Earth's Sciences. 7-9, Universitetskaya nab., St. Petersburg, 199034, Russia; VSEGEI¹. <kirill_lokhov@vsegei.ru>

Berezhnaya Natalia Georgievna – Candidate of Sciences (Geology), Head of Sector, VSEGEI¹. <natalia_berezhnaya@vsegei.ru>

Larionov Aleksandr Nikolaevich – Candidate of Sciences (Geology), Senior Research Fellow, VSEGEI¹.

<alexander_larionov@vsegei.ru>

¹ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ). Средний пр., 74, Санкт-Петербург, 199106, Россия.

A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI). 74, Sredny Prospect, St. Petersburg, 199106, Russia.