# УДК (550.42+550.93):(552.42:551.71)(571.5-17)

# ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ГРАНУЛИТОВ ИЛЬИНСКОЙ ГЛЫБЫ КАК СВИДЕТЕЛЬСТВО ГЕТЕРОГЕННОСТИ АНАБАРСКОГО ЩИТА

# Н.И.Гусев

Всероссийский геологический институт им. А. П. Карпинского, Санкт-Петербург

Представлены результаты изучения петрографического и химического состава пород, определения возраста U-Pb методом по цирконам (SHRIMP-II), Sm-Nd изотопной системы гранулитов амбардахской толщи Ильинской глыбы Анабарского щита. Магматический протолит гранулитов Ильинской глыбы формировался около 2,9 млрд лет назад при участии мантийной составляющей, существенно позже, чем протолит гранулитов далдынской серии Далдынской глыбы. В условиях позднархейского гранулитового метаморфизма породы испытали анатексис с возрастом 2,7 млрд лет. В составе амбардахской толщи встречаются протерозойские гиперстеновые плагиогнейсы и мафитовые двупироксеновые кристаллосланцы с Nd-модельным возрастом протолита 2,27–2,12 млрд лет, сформированные при участии ювенильного мантийного вещества. Протерозойский гранулитовый метаморфизм проявился в диапазоне от 1970±21 до 1927±7 млн лет. Малые тела гранатовых гранитогнейсов калиевого ряда имеют возраст 1883±5 млн лет и формировались одновременно с калиевыми гранитоидами Котуйкан-Монхолинской зоны смятия, метаморфизма и гранитизации. Сделан вывод, что генетически различные и разновозрастные исходные породы Ильинской (2,9 млрд лет) и Далдынской (3 млрд лет) глыб подверглись примерно в одно и тоже время (около 2,75 млрд лет назад) гранулитовому метаморфизму, вероятно, вследствие коллизии Далдынского и Маганского террейнов.

*Ключевые слова*: Анабарский щит, гранулиты, гранитогнейсы, U-Pb возраст по циркону SHRIMP, Sm-Nd изотопная система.

# ISOTOPE-GEOCHRONOLOGICAL DATA ON GRANULITES OF THE ILYINSKAYA BLOCK AS AN EVIDENCE OF THE ANABAR SHIELD HETEROGENEITY

## N.I.Gusev

#### A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute, Saint Petersburg

The paper presents the results of analysing petrographic and chemical composition of rocks, zircon U-Pb dating (SHRIMP-II), and the Sm-Nd isotope system of granulites from the Ambardakhskaya Series of the Ilyinskaya block of the Anabar shield. The magmatic protolith of granulites in the Ilyinskaya block had been formed ca. 2.9 Ga, with the involvement of a mantle component, which is much later than the formation of the protolith of granulites of the Daldynskaya Series in the Daldynskaya block. Being exposed to the Late Archean granulite methamorphism, the rocks were subjected to anatexis with the age of 2.7 Ga. The Ambardakhskaya Series contains Proterozoic hypersthenic plagiogneisses and mafic two-pyroxene crystalline schists with a Nd-model age of protolith of 2.27–2.12 Ma. They were formed being subjected to juvenile mantle matter. The age of the Proterozoic granulite magmatism was identified within 1970±21–1927±7 Ma. Small bodies of garnet granite gneisses of a potassic series have an age of 1883±5 Ma. They were formed together with the potassic granitoids of the Kotuykan-Monkholinskaya zone of shearing, metamorphism, and granitisation. The authors came to the conclusion that the source rocks of the Ilyinskaya (2.9 Ga) and Daldynskaya (3 Ga) blocks, being genetically different and of different ages, were subjected to granulite metamorphism at approximately the same time — about 2.75 Ma — probably, due to the collision of the Daldynsky and Magansky terrains.

Keywords: Anabar Shield, granulites, granite gneisses, SHRIMP zircon U-Pb age, Sm-Nd isotope system.

DOI 10.20403/2078-0575-2017-1-66-79

В центральной части Анабарского щита обнажены глубоко метаморфизованные породы фундамента Сибирского кратона. Они слагают архейские гранулитовые глыбы, разделенные разломными зонами смятия, гранитизации и диафтореза. Одним из крупнейших тектонических нарушений является Котуйкан-Монхолинская зона, разделяющая щит на две разные по составу и строению части [3, 8, 10, 12]. К западу от нее расположена Ильинская глыба размером 200×(25–40) км, вытянутая в северо-западном направлении. Ее юго-западная граница с Маганским (Западно-Анабарским) блоком проходит по Илья-Ламуйкскому разлому. Далдынская глыба к востоку от Котуйкан-Монхолинской зоны смятия сложена основными кристаллосланцами высокой плотности, которые отражаются в геофизических полях повышенным гравитационным полем и очень высоким уровнем магнитного поля. К западу от Котуйкан-Монхолинской зоны преобладают гранулиты преимущественно среднего и кислого состава, сопровождающиеся средним и низким уровнем гравиметрических и магнитных полей, в отличие от восточного борта, представленного далдынской серией. Котуйкан-Монхолинская зона выражена отрицательными магнитным и гравитационым полями [3, 10]. На схемах глубинного строения Сибирского кратона Котуйкан-Монхолинская зона разделяет крупные провинции фундамента: Маганскую и Анабарскую (рис. 1), которые прослеживаются под платформенным чехлом на сотни километров [12, 15].

Далдынская глыба Анабарской провинции и Котуйкан-Монхолинская зона недавно были подробно охарактеризованы современными изотопногеохимическими данными [2, 4, 6].

Мафитовые кристаллосланцы далдынской серии по данным U-Pb датирования (SHRIMP II) имеют позднеархейский возраст (от 3050±12 до 3012±15 млн лет), причем Nd-модельный возраст их раннеархейского протолита 3,47-3,49 млрд лет. Породы претерпели позднеархейский гранулитовый метаморфизм и анатексис с возрастом 2683±20 млн лет. Все гранулиты далдынской серии содержат метаморфический циркон возрастом от 1990±12 до 1971±12 млн лет, который связан с раннепротерозойскими ультравысокотемпературным метаморфизмом и анатексисом. На декомпрессионной стадии гранулитового метаморфизма в плагиогнейсовой неосоме мигматитов формировался наиболее поздний ультраметагенный циркон (1928±18 млн лет).

Наиболее распространенные в Котуйкан-Монхолинской зоне биотитовые и кварц-амфиболовые кристаллосланцы, гранитогнейсы и гранитные бластокатаклазиты котуйкан-монхолинского мигматитгнейсового комплекса формировались в диапазоне 1963±16 до 1897±25 млн лет. Протолит кристаллосланцев этого комплекса содержит разновозрастный детритовый циркон, но верхний предел его формирования ограничивается временем 2024±20 млн лет. Возраст формирования аляскитовых гранитов маганского комплекса от 1984±16 до 1952±10 млн лет, а массивов автономных анортозитов, близких по изотопным характеристикам к вмещающим гранулитам, - 1959±9 млн лет. Последние подверглись наложенному амфиболитовому метаморфизму с возрастом 1862±25 млн лет. На заключительных стадиях магматической активности в Котуйкан-Монхолинской зоне формировались микроклиновые двуслюдяные граниты монхолинского комплекса с возрастом от 1858±6 до 1818±27 млн лет.

В настоящей работе приводятся результаты исследований гранулитов Ильинской глыбы, представляющей восточную часть Маганской провинции Сибирского кратона (см. рис. 1).

### Геологическое строение

На изученном участке Ильинской глыбы (см. рис. 1) западная часть территории сложена

гиперстеновыми и двупироксеновыми гнейсами и плагиогнейсами, иногда с гранатом, подчиненными пластами кристаллических сланцев и редкими линзами магнетитсодержащих амфибол-двупироксеновых гнейсов. При продвижении на восток появляются прослои метаседиментогенных пород: кварцитов, гнейсов с графитом, гранатовых и силлиманит-кордиеритовых гнейсов. В крайней северо-восточной части площади после зоны разрывных нарушений и мигматизации распространены амфиболовые и биотитовые гнейсы, амфиболиты, кварциты, которые представляют Котуйкан-Монхолинскую зону смятия.

В Ильинской глыбе породы собраны в крутые изоклинальные складки. Характерно однообразное направление падения осевых плоскостей изоклинальных складок, складок течения, микроплойчатости и структур будинажа, показывающих, что складчатая структура в целом опрокинута на юго-запад. Наиболее детально строение гранулитовой толщи изучено на водоразделе правого притока р. Алы-Юрях и р. Бол. Куонамка (см. рис. 1), где наблюдается линейная антиформная складка, размах крыльев которой достигает 1-1,5 км [11]. В левом борту р. Бол Куонамка выше устья р. Алы-Юрек прослеживается замыкание горизонта амфибол-двупироксеновых кристаллосланцев с крупными выделениями граната, огибающих гиперстеновые плагиогнейсы, преобладающие в ядре (рис. 2). Состав и строение амбардахской толщи иллюстрируется разрезом по водоразделу р. Бол. Куонамка и правого безымянного притока р. Алы-Юрек, где с юго-запада на северо-восток обнажены [11]:

 Гиперстеновые плагиогнейсы с частыми маломощными (1–5 см) прослоями амфибол-двупироксеновых кристаллических сланцев ....... 455 м
Альмандинсодержащие амфибол-двупиро-

ксеновые кристаллические сланцы ...... 5 м 5. Толстоплитчатые гиперстеновые плагиогней-

сы с прослоями (до 0,5–2 м) амфибол-двупироксеновых кристаллических сланцев ...... 1060 м

 Порфиробластовые альмандинсодержащие двупироксеновые кристаллические сланцы.... 16 м

š



котуйкан-монхолинского комплекса; 8 – аляскитовые граниты маганского комплекса; 9 – амбардахская толща верхнеанабарской серии; 10 – биотит-роговобманковые

плагиогнейсы; 11 – гиперстеновые плагиогнейсы; 12 – гиперстеновые плагиогнейсы с гранатом; 13 – кварциты, кварц-полевошпатовые породы; 14 – кварц-полевошпатовые породы с гранатом, силлиманитом, кордиеритом; 15 – гиперстеновые плагиогнейсы с графитом; 16 – магнетитсодержащие кристаллосланцы; 17 – зоны мигматизации

гранитизации; 18 — дайки долеритов; 19 — разрывные нарушения, 20 — пункты датирования пород U-Pb методом по циркону (SHRIMP II) и номера проб

1 – Анабарский щит; 2 – гранулитовые глыбы (1 – Верхнекуонамская, 2 – Ильинская, 3 – Далдынская, 4 – Джелиндинская, 5 – Хапчанская); 3 – положение изученного участка Ильинской глыбы; 4 – главные зоны смятия; 5 – отложения квартера; 6 – котуйкан-монхолинский мигматит-гнейсовый комплекс; 7 – гранатсодержащие гранитогнейсы

№ 1(29) ♦ 2017

Суммарная видимая мощность разреза метаморфических образований около 2800 м. Пачки 4 и 6 повторяются в разрезе и залегают на крыльях антиформной складки, в ядерной части которой обнажена пачка 5. Истинная мощность толщи составляет 1400–1500 м [11]. В средней части разреза отдельные линзы и полосы плагиогнейсов и кристаллосланцев обогащены магнетитом. Содержание магнетита от единичных зерен до 30 %, в среднем 10–15 %. Мощность линз и прослоев около 0,5–1 м, протяженность от 10–20 до 100 м. Магнетитсодержащие разности без видимой закономерности рассредоточены по разрезу, не образуя стратиграфически выдержанных рудных горизонтов.

В юго-западном крыле складки встречаются согласные с гнейсовидностью малые тела розовых порфировидных гранитогнейсов мощностью 1–10 м и протяженностью 100–500 м. Гранитогнейсы светло-розового цвета средне-крупнозернистые порфировидные с выделениями порфиробластов розового калишпата размером до 2×1 см. Некоторые тела содержат до 20 % граната пойкилитовой структуры и реликты пироксена.

#### Петрографическая характеристика

Гиперстеновые плагиогнейсы (рис. 2) из ядерной части складки имеют полосчатую текстуру за счет обогащения пироксеном полос шириной около 0,5 см. Характерны крупные сильно вытянутые зерна кварца и антипертитового плагиоклаза. Минеральный состав плагиогнейсов: PI ( $An_{40}$ ) 45 %, Q 40 %, Hyp 10 %, Or в антипертитовых вростках 5 %, Mgt 3–4 %<sup>1</sup>.

Двупироксеновые плагиогнейсы (рис. 3, а, пр. 720) имеют минеральный состав: антипертитовый плагиоклаз (An<sub>35</sub>) 60 %, Q 20 %, Hyp 10–12 %, Di 2–3 %, Rob 10 %, Mgt 1–2 %.

Мезократовые двупироксеновые кристаллосланцы (пр. 714-1) характеризуются порфиробластовой структурой и слабо амфиболизированы. Крупные выделения антипертитового плагиоклаза иногда содержат включения кварца или округлые гранобластовые агрегаты кварц-плагиоклазового состава. Зеленоватый диопсид преобладает над

<sup>1</sup>Здесь и далее сокращенные названия минералов: An – анортит, Bt – биотит, Di – диопсид, Gr – гранат, Hyp – гиперстен, Mgt – магнетит, Or – ортоклаз, Pl (An<sub>45</sub>) – плагиоклаз и содержание в нем анортитовой молекулы, Q – кварц, Rob – роговая обманка.



№ 1(29) ♦ 2017

Рис. 2. Гиперстеновые плагиогнейсы и мезократовые кристаллосланцы из ядерной части антиформной складки (обн. 717)

гиперстеном, причем часто имеет микроструктуры пертитов распада, внешне напоминающие структуры двойникования в плагиоклазе. Минеральный состав: Pl (An<sub>50</sub>) 55 %, Di 20 %, Hyp 13 %, 5–7 %; Q 5 %, Mgt 3–4 %.

Мафитовые двупироксеновые кристаллосланцы (пр. 715) амфиболизированы и биотитизированы. Они перемежаются с гранатовыми и пироксен-гранатовыми плагиогнейсами. Минеральный состав: PI (An<sub>40</sub>) 40 %, Di 20 %, Hyp 10 %, Rob 10 %, Bt 10–13 %, Mgt 5 %.

Гранатсодержащие разности гранулитов на крыльях складки почти повсеместно содержат кварц.

Мафитовые породы представлены *гранат-клинопироксеновыми кристаллосланцами* (пр. 720-3), их минеральный состав: PI (An<sub>45-47</sub>) 50 %, Di 25 %, Gr 15–20 %, Rob 5 %, Q 5–7 %, Mgt 1–2 %. Минеральный состав наиболее богатых железом гранат-двупироксен-магнетитовых гнейсов (пр. 722-1): Mgt 37 %, Q 25 %, Di 20 %, Gr 10–15 %, Hyp 10 %, PI 2–3 %.

Гранат-гиперстеновые плагиогнейсы (пр. 712) содержат: PI (An<sub>45</sub>) 55 %, Q 20 %, Hyp 13 %, Gr 2 %, Mgt 1 %.

Минеральный состав *гранатовых плагиогнейсов* (см. рис. 3, б, пр. 710): Q 35–40 %, Pl (An<sub>30</sub>) 45–50 % с антипертитовыми включениями Or 5 %, Gr 10–20 %, Mgt 1 %.

Гранитоиды представлены гранатсодержащими и биотитовыми гранитогнейсами. Гранатсодержащие разности (пр. 714) включают крупные выделения граната, иногда правильной формы, и калишпата. Минеральный состав: Q 30 %, пертитовый Or 30 %, Pl (An<sub>20</sub>) 30 %, Gr 10–5 %.

В гранитогнейсах с бластопорфировой структурой (пр. 725-1) очень высокое содержание Q 40– 45 %, кроме того, определены кислый PI (An<sub>20</sub>) 30 %, пертитовый Or 20 % и густо-коричневый резко плеохроирующий до соломенно-желтого Bt 10–15 %.

### Геохимические особенности

Плагиогнейсы и кристаллосланцы в ядерной части складки при нормализации на состав примитивной мантии характеризуются положительными аномалиями Ba, U, K, La, Pb (рис. 4, а, б) и отрицательными – Cs, Ti, Ta, Nb, более выраженными в плагиогнейсах. Кислые и основные разности имеют близкие содержания P3Э (табл. 1) (сумма P3Э в кристаллосланцах 107,82–142,83 г/т, в плагиогнейсах – 101,9– 124,35 г/т) и сходный характер их распределения: (La/Yb)<sub>N</sub> = 7,62–10,5. В кристаллосланцах отсутствует Еu-минимум (Eu/Eu\* = 0,97–1,04), в гиперстеновых плагиогнейсах проявлена положительная аномалия фракционированности ((La/Yb)<sub>N</sub> = 2,84)) и отсутствии аномалии европия (Eu/Eu\* = 1,09).

Гранат-двупироксен-магнетитовые гнейсы обеднены K, Ba, Nb, Sr, Zr, Ti и P3Э (23,02 г/т), но с более фракционированным распределением (La/Yb)<sub>N</sub> = 5,5 и слабой положительной аномалией европия (Eu/Eu\* = 1,17).

Гранитоиды (см. рис. 4, д, е) характеризуются положительными аномалиями K, Rb, Ba, Th, Pb и отрицательными Ta, Nb, P, Ti, U, Sr. В биотитовых гранитогнейсах  $\Sigma$  P3Э = 119,76 г/т с фракционированным распределением ((La/Yb)<sub>N</sub> = 24,49) и положительной аномалией Eu (Eu/Eu\* = 1,35).



Рис. 3. Гранулиты крыльев складки: а – двупироксеновые плагиогнейсы (обн. 720); б – гранатовые гнейсы (обн. 710)

Еu (Eu/Eu\* = 1,5), в двупироксеновых – слабо отрицательная (Eu/Eu\* = 0,84). Двупироксеновые плагиогнейсы, по сравнению с более кислыми гиперстеновыми, сильнее деплетированы Th и U, содержат меньше РЗЭ (10,9 г/т), но их распределение более фракционированное ((La/Yb)<sub>N</sub> = 12,86).

Графики распределения элементов в гранатовых плагиогнейсах (см. рис. 4, в, г) при нормализации на состав примитивной мантии близки к графикам гиперстеновых плагиогнейсов. Проявлены те же положительные аномалии К, Ва, Рb, La, Nd и отрицательные Nb, P, Ti. Они наиболее обогащены P3Э (194,33 г/т) с хорошо выраженной положительной Eu-аномалией (Eu/Eu\* = 1,4), но с менее фракционированным их распределением ((La/Yb)<sub>N</sub> = 5,61) при крутом наклоне графиков легких P3Э и почти горизонтальном – средних и тяжелых ((Gd/Lu)<sub>N</sub> ≈ 1).

Гранат-гиперстеновые плагиогнейсы отличаются положительными аномалиями Cs и Rb, отрицательными Th и U, не имеют аномалии Ba, значительно беднее P3Э (63,63 г/т), которые менее фракционированы  $(La/Yb)_N = 2,11)$  при отсутствии аномалии европия  $(Eu/Eu^*=0,91)$ . В гранатсодержащих гнейсах заметно выражена положительная аномалия Yb.

Гранат-клинопироксеновые кристаллосланцы характеризуются положительными аномалиями К, Ва, Sr, но беднее РЗЭ (35,28 г/т) при их слабой Гранатсодержащие гранитогнейсы богаче РЗЭ (140,03 г/т) за счет более высокого содержания легких РЗЭ, но сильно обеднены средними и тяжелыми, в результате чего отношение (La/Yb)<sub>N</sub> высокое – 385,64.

## Характеристика циркона и результаты определения возраста

При определении возраста основное внимание было сконцентрировано на датировании двупироксеновых кристаллосланцев и плагиогнейсов, подобных породам Далдынской глыбы, которые могут быть метаморфизованными средними и основными магматическими породами. Гранатовые гнейсы с большой вероятностью образованы по осадочному протолиту, поэтому определение возраста циркона в них может указывать на возраст пород в размываемом источнике сноса или на время метаморфизма.

Изотопное датирование U-Pb методом (SHRIMP II) было проведено для шести проб. В ядерной части складки были датированы гиперстеновые плагиогнейсы (пр. 717), мезократовые двупироксеновые кристаллосланцы (714-1) и мафитовые кристаллосланцы (715); в юго-западном крыле – двупироксеновые плагиогнейсы (720) и гранат-клинопироксеновые кристаллосланцы (720-3), а кроме того, гранатсодержащие гранитогнейсы (714). В гранат-двупироксенмагнетитовых гнейсах (722-1) циркон не установлен.





Рис. 4. Мультиэлементные диаграммы для гранулитов и гранитоидов

а, б – пироксеновые гнейсы и кристаллосланцы: 1 – гиперстеновые плагиогнейсы (пр. 717), 2 – двупироксеновые плагиогнейсы (пр. 720), 3 – двупироксеновые кристаллосланцы (пр. 714-1, 715); в, г – гранатсодержащие разности гранулитов: 4 – гранатовые плагиогнейсы (пр. 710), 5 – гранат-гиперстеновые плагиогнейсы (пр. 712), 6 – гранат-клинопироксеновые кристаллосланцы (пр. 720-3), 7 – гранат-двупироксен-магнетитовые гнейсы (пр. 722-1); д, е – гранитоиды: 8 – биотитовые гранитогнейсы (пр. 725-1), 9 – гранатовые гранитогнейсы (пр. 714). Нормализация со-держания элементов на состав примитивной мантии и хондрита по [14]

Из гиперстеновых плагиогнейсов (см. рис. 2) датировано 25 зерен циркона (рис. 5). Циркон полигенный, ядерные части черные, иногда с реликтовой осцилляторной зональностью, возможно, первично магматического генезиса; краевые части и оболочки однородные светло-серые до белых, что характерно для метаморфического циркона. В ядерных частях содержание (в скобках – среднее) U 124–1092 (275) г/т, Th 50–304 (109) г/т, Th/U 0,22–0,76 (0,42). Оболочки существенно беднее: U 34–66 (51) г/т, Th 33–49 (43) г/т, Th/U 0,52–1,29 (0,90). Большинство результатов измерений дискордантные и рассредоточены вдоль линии конкордии в диапазоне от 2600 до 1800 млн лет. В точках 6.1, 7.1, 8.1 (см. рис. 5) по отношению <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb получены частные значения наиболее древнего возраста около 2600 млн лет. Линия дискордии, построенная по результатам измерений в ядерных частях зерен, дает верхнее пересечение 2507±45 млн лет, нижнее – 1830±67 млн лет. Для оболочек циркона по восьми измерениям получено конкордантное значение 1971±21 млн лет, но оно имеет очень большую погрешность (СКВО) – 7,8. На основании результатов датирования можно предположить, что порода, содержащая позднеархейский циркон с возрастом 2507±45 млн лет, подверглась гранули-

Таблица 1

Содержания петрогенных компонентов (мас. %), редких, редкоземельных и других элементов (г/т) в представительных пробах гранулитов и гранитоидов Ильинской глыбы

Компонент	710	712	714	714-1	715	717	720	720-3	722-1	725-1	
SiO <sub>2</sub>	72,2	64,7	74,0	52,8	49,2	73,8	64,9	49,9	45,2	80,1	
TiO <sub>2</sub>	0,47	0,36	0,01	0,74	1,03	0,14	0,58	0,65	0,01	0,12	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,6	17	14,3	16,1	11,8	12,3	16,1	15,7	0,54	11	
FeO	3,75	4,72	1,13	9,9	15,93	4,08	4,42	8,58	41,85	0,83	
MnO	0,11	0,15	0,03	0,21	0,34	0,17	0,075	0,18	0,093	0,011	
MgO	0,56	2,39	0,21	5,21	6,81	1,86	2,94	7,07	4,01	0,22	
CaO	3,35	5,60	1,43	10,20	9,19	3,38	4,90	13,70	5,79	1,45	
Na <sub>2</sub> O	3,51	3,31	3,26	3,06	2,59	3,16	4,11	2,09	0,05	2,70	
K <sub>2</sub> O	0,93	1,14	5,15	0,65	1,46	0,89	1,43	0,84	0,04	3,37	
$P_2O_5$	0,065	0,15	0,03	0,21	0,34	0,11	0,15	0,1	0,1	0,025	
П.п.п.	0,13	<0,1	0,42	<0,1	<0,1	<0,1	0,17	0,57	<0,1	0,24	
Сумма	100	100	100	99,9	100	100	100	100	100	100	
V	10,5	280	11,5	214	316	44,6	71,3	177	6,08	5,39	
Cr	9,23	180	14	70,6	80,7	9,5	90,6	238	7,48	11,7	
Со	2,99	10,3	0,74	31,3	49,7	8,51	17,9	49,3	2,24	1,43	
Ni	8	38,6	<1,0	23,2	57,2	5,44	65,3	128	5,12	1,54	
Ga	17,1	16,7	16,1	19,2	18,5	16,3	18	13,5	1,46	14,4	
Rb	8,55	25,4	129	5,12	33,6	11,4	15,7	14,5	<2	138	
Sr	260	213	194	468	375	164	386	357	13,8	230	
Y	36,6	24,8	0,99	15,4	20	15,3	13,9	13,1	5,47	12,9	
Zr	268	90,6	98,3	68	94,6	143	111	42,5	8,33	109	
Nb	9,25	4,51	4,33	4,7	4,33	2,21	5,27	1,88	0,53	1,06	
Cs	0,12	0,97	0,33	<0,1	0,36	<0,1	<0,1	0,3	<0,1	0,19	
Ва	673	128	987	352	563	298	449	204	7,18	1380	
La	41,8	8,84	42,9	19	27,1	27,1	19,9	4,76	3,67	35,6	
Ce	77,8	20	67,4	41,5	54,7	49,8	41,6	11,3	8,41	53,7	
Pr	8,32	2,52	6,06	5,54	7,1	5,8	4,89	1,5	1,15	4,28	
Nd	34,7	12,5	19,2	24,4	31,8	23,9	20,6	7,32	5,13	14,4	
Sm	5,49	3,36	2,22	4,14	5,51	4,41	3,72	1,84	0,93	2,6	
Eu	2,47	1,02	0,65	1,3	1,73	1,64	1,03	0,69	0,37	1,05	
Gd	5,32	3,5	0,99	4,02	4,67	3,63	3,78	2,05	1	2,16	
Tb	0,92	0,66	0,12	0,55	0,66	0,57	0,45	0,35	0,14	0,43	
Dy	5,77	4,09	0,29	3,04	3,7	2,94	2,7	2,1	0,86	2,47	
Но	1,32	0,92	0,033	0,58	0,79	0,58	0,54	0,48	0,18	0,53	
Er	4,07	2,64	0,071	1,61	2,23	1,76	1,29	1,38	0,57	1,28	
Tm	0,65	0,37	0,009	0,24	0,3	0,24	0,21	0,21	0,086	0,15	
Yb	5,03	2,83	0,075	1,68	2,23	1,74	1,06	1,13	0,45	0,98	
Lu	0,67	0,38	0,016	0,22	0,31	0,24	0,13	0,17	0,077	0,13	
Hf	6,58	2,58	2,77	1,88	2,37	3,33	2,62	1,12	0,22	3,4	
Та	0,42	0,33	0,21	0,32	0,26	<0,1	0,19	0,11	<0,1	<0,1	
Th	3,56	1,29	19,4	0,51	1,78	0,39	0,1	0,22	0,49	13,7	
U	0,38	0,46	1,19	0,2	0,46	0,19	<0,1	<0,1	0,19	0,5	

Примечания: 710 — гранатовые плагиогнейсы; 712 — гранат-гиперстеновые плагиогнейсы; 714 — гранатсодержащие гранитогнейсы; 714-1, 715 — двупироксеновые кристаллосланцы; 717 — гиперстеновые плагиогнейсы; 720 — двупироксеновые плагиогнейсы; 720-3 — гранат-клинопироксеновые кристаллосланцы; 722-1 — гранат-двупироксен-магнетитовые гнейсы; 725-1 — биотитовые гранитогнейсы. Анализы выполнены в центральной лаборатории ВСЕГЕИ.

товому метаморфизму с возрастом от 1971±21 до 1830±67 млн лет.

Циркон из *мезократовых кристаллосланцев* (рис. 6) представлен изометричными грубо-кон-

центрически-зональными зернами с умеренным свечением. Почти все зерна имеют черные участки в центральных частях, и серые краевые части с секториальной зональностью или ее следами. Со-



Рис. 5. Катодолюминесцентные (КЛ) изображения циркона с точками датирования и результатами определения возраста из гиперстеновых плагиогнейсов (пр. 717) (здесь и далее диаметр белых окружностей 20 мкм; в числителе – номер точки измерения, в знаменателе – возраст по отношению <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb в млн лет



**Рис. 6.** КЛ изображения циркона с точками датирования и результатами определения возраста из мезократовых двупироксеновых кристаллосланцев (пр. 714-1)

держание U 46–1030 (в среднем 311) г/т, Th 11–136 (49) г/т, Th/U 0,05–0,37 (0,22). Циркон в основном является метаморфическим. По 20 измерениям ядер, все с обратной дискордантностью, получен возраст 1927±7 млн лет, который интерпретируется как возраст гранулитового метаморфизма.

Мафитовые двупироксеновые кристаллосланиы содержат прозрачные бесцветные цирконы, округлые и овальные (редко призматические) и желтоватые полупрозрачные, видимо измененные зерна циркона. Размер зерен 80-250 мкм, коэффициент удлинения K<sub>v</sub> = 1,2–3. В катодолюминесцентном изображении (КЛ) (рис. 7) цирконы состоят из ядер и темных оболочек. Часть измерений была выполнена в ядрах часто с осцилляторной (магматической) зональностью (точки датирования 10.1, 13.1, 21.1). Все измерения дискордантны и рассредоточены вдоль линии конкордии в диапазоне от 2700 до 2400 млн лет. Конкордантное значение возраста получено не было, но возраст протолита кристаллосланцев не древнее 2700 млн лет, так как не встречаются ядра древнее. Большинство зерен имеет черные однородные оболочки, что может указывать на заключительный рост циркона в условиях гранитизации при амфиболитовом метаморфизме, в результате которого оболочки белого гранулитового циркона могли не сохраниться.

Двупироксеновые плагиогнейсы содержат бесцветные, желтые, коричневато-желтые, прозрачные, полупрозрачные и мутные, субидиоморфные призматические кристаллы и округлой формы зерна. Длина их 128–298 мкм, K<sub>v</sub> 1,0–2,1. В КЛ изображении цирконы со слабым свечением и иногда с яркими каемочками (рис. 8). Все зерна имеют следы секториальной зональности. Для ядер по девяти измерениям получен конкордантный возраст 2687±8 млн лет с высокой конкордантностью (СКВО 0,012), что свидетельствует в пользу магматического генезиса циркона. Он характеризуется содержанием U 80-66, Th 53-131 г/т, Th/U 0,70-0,90. Возраст оболочек по трем измерениям 1934±13 млн лет. Оболочки имеют вид гранулитового циркона и характеризуются низкими содержаниями U 21-42, Th 10-15 г/т, Th/U 0,36-0,39. Возраст 1934±13 млн лет принимается как возраст



**Рис. 7.** КЛ изображения циркона с результатами датирования из мафитовых двупироксеновых кристаллосланцев (пр. 715)

гранулитового метаморфизма. Он близок к возрасту гранулитового циркона в пр. 714-1 – по пересечению дискордии 1927±7 млн лет.

В гранат-клинопироксеновых кристаллосланцах цирконы бесцветные, желтоватые, розоватые, прозрачные и полупрозрачные, округлой формы зерна и один светло-розовый субидиоморфный длиннопризматический кристалл (точка 6.1 на рис. 9). Длина их составляет 83–428 мкм, К<sub>у</sub> 1,1–1,5. В КЛ изображении цирконы с темными и яркими участками (часто в краевых частях яркие каемочки – зерна в точках измерений 2.1, 4.1, 5.1, 5.2, 7.1, 8.1, 9.1), в основном в центральных частях темные до черных с секториальной зональностью или ее следами (см. рис. 9). Циркон в точке 6.1 светло-серый с грубой и секториальной зональностью, а зерно в точке 3.1 имеет серую центральную часть (ядро) со следами грубой зональности и черную каемку.

Ядро наиболее древнего зерна (точка 3.1: U 261 г/т, Th 185 г/т, Th/U 0,73) имеет возраст 2926±10 млн лет и, возможно, отражает возраст первичного протолита, так как это близко к модельному возрасту пород  $T_{Nd}$ (DM-2St) 2,9 млрд лет. Зерно в точке 9.1 тоже имеет магматическую зональность, U 112 г/т, Th 73 г/т, Th/U 0,67. Возраст 2737±14 млн лет, видимо, отражает время частичного плавления и мигматизации этих пород и близок к конкордантному возрасту циркона в двупироксеновых плагиогнейсах пр. 720 (2687±8 млн лет). Остальные измерения концентрируются около возраста 2680 млн лет; вероятно, это пик мигматизации. Возраст зерна циркона с секториальной зональностью (6.1) 1965±43 млн лет.

В гранатсодержащих гранитогнейсах цирконы желтые и бесцветные полупрозрачные; представлены округлыми и овальными зернами. Длина зерен 150-300 мкм, КУ 1-3. В КЛ зерна имеют полигенное строение (рис. 10): темная центральная часть с тонкой ритмичной (магматической) зональностью (точки 1.1, 3.1, 4.1, 5.1, 6.1, 7.1, 8.1) и более светлая краевая. В относительно светлых участках циркона по девяти измерениям содержания U 514 г/т, Th 161 г/т, Th/U 0,47. Черные оболочки обогащены U (3298 г/т) и Th (2229 г/т), Th/U 0,69. Конкордантное значение по шести светлым зернам 1883±5 млн лет с очень низким СКВО (0,013). Дискордантными являются высокоурановые черные зерна. Линия дискордии дает верхнее пересечение 1889±11 млн лет, близкое к полученному конкордантному возрасту. Возраст формирования гранитогнейсов принимается как раннепротерозойский (от 1889±11 до 1883±5 млн лет).

#### Sm-Nd изотопная система

Несмотря на большое количество измеренных зерен циркона в шести пробах (всего 108 точек) од-

74

№ 1(29) ♦ 2017



Рис. 8. КЛ изображения циркона с результатами датирования из двупироксеновых плагиогнейсов (пр. 720)



**Рис. 9.** КЛ изображения циркона с результатами датирования из гранат-клинопироксеновых кристаллосланцев (пр. 720-3)

нозначное решение о возрасте гранулитовой толщи принять трудно. С целью верификации полученных результатов изучены изотопные системы Sm и Nd в пяти датированных пробах (табл. 2).

Гиперстеновые плагиогнейсы (пр. 717) при пересчете на возраст метаморфического циркона 1970 млн лет характеризуются значением  $\varepsilon_{Nd}(T)$ +3,9, что указывает на участие мантийного вещества в формировании плагиогнейсов. Значение модельного возраста протолита (2,10–2,12 млрд лет) свидетельствует, что единичные измерения возраста около 2600 млн лет и верхнее пересечение линии дискордии с возрастом 2507±45 млн лет, вероятнее всего, соответствуют унаследованному циркону, в то время как плагиогнейсы сформировались не древнее 2,1 млрд лет назад.

Двупироксеновые плагиогнейсы (пр. 720) при расчете на возраст 2700 млн лет (конкордантный возраст 2687 $\pm$ 8 млн лет) характеризуются  $\epsilon_{Nd}(T) = +1,6$  и Nd-модельным возрастом протолита Изотопная система Sm и Nd в гранулитах и гранитоидах Ильинской глыбы

#### Таблица 2

Nº ⊤ MRU BOT	Sm,	Nd	<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	143Nd /144Nd	ε <sub>νd</sub> (T)	T <sub>Nd</sub> (DM)	T <sub>Nd</sub> (DM-2St)	
пробы		Г,		/т		inu/ inu	млрд лет	
714	1890	2,0280	12,510	0,0980	0,511095	-6,2	2,70	2,88
714-1	1927	4,6220	23,570	0,1185	0,511329	-6,2	2,90	2,92
715	1970	5,400	29,604	0,1102	0,511603	1,7	2,27	2,30
717	1970	4,444	25,389	0,1058	0,511658	3,9	2,10	2,12
720	2687	4,092	21,360	0,1158	0,511286	1,6	2,89	2,90

Примечания. 714 — гранатсодержащие гранитогнейсы; 714-1 — мезократовые двупироксеновые кристаллосланцы; 715 — мафитовые двупироксеновые кристаллосланцы; 717 — гиперстеновые плагиогнейсы; 720 — двупироксеновые плагиогнейсы. Анализы выполнены в изотопном центре ВСЕГЕИ.



**Рис. 10.** Парные (КЛ и оптические) изображения циркона и его возраст в гранатсодержащих гранитогнейсах (пр. 714)

2,9 млрд лет, т. е. магматический протолит двупироксеновых плагиогнейсов был позднеархейским и содержал мантийную составляющую.

Мезократовые двупироксеновые кристаллосланцы (пр. 714-1), содержащие только метаморфический циркон с возрастом 1927 $\pm$ 7 млн лет, при расчете на этот возраст характеризуются отрицательным значением  $\epsilon_{Nd}(T) = -6,2$  и модельным возрастом протолита  $T_{Nd}(DM-2St)$  2,92 млрд лет, что аналогично таковому для двупироксеновых плагиогнейсов в пр. 720.

Мафитовые двупироксеновые кристаллосланцы (пр. 715) при расчете на возраст гранулитового метаморфизма 1970 млн лет характеризуются εNd(T) = +1,7 и Nd-модельным возрастом протолита 2,27−2,30 млрд лет. В этих породах отдельные ядра циркона с магматической зональностью и возрастом по отношению <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb 2700−2400 млн лет могут рассматриваться как унаследованные, поскольку превышают Nd-модельный возраст протолита.

Гранатсодержащие гранитогнейсы (пр. 714) при расчете на возраст 1890 млн лет характеризуются отрицательным значением  $\epsilon_{Nd}(T)$  –6,2 и Nd-модельным возрастом протолита  $T_{Nd}(DM_{2st})$ 

2,9 млрд лет. Породы формировались в нижнем протерозое за счет плавления позднеархейского корового протолита.

### Обсуждение результатов

При интерпретации результатов изотопного датирования следует учитывать, что рост цирконов в условиях гранулитовой фации метаморфизма происходит либо в субсолидусных условиях (твердофазном состоянии) в присутствии водного метаморфического флюида, либо из анатектического расплава [7, 13]. Породы в гранулитовых глыбах Анабарского щита претерпели не менее двух этапов метаморфизма, причем архейский гранулитовый метаморфизма с возрастом 2,76±0,02 млрд лет фиксируется лишь местами, тогда как ареальные возрастные оценки оказываются существенно ниже: 2,0–1,8 млрд лет [9].

Одной из проблем метаморфической геохронологии является определение времени кристаллизации гранулитового циркона: происходит ли оно вблизи пика метаморфизма, или, как иногда оказывается, гораздо позже – на регрессивной стадии вследствие декомпрессионного плавления [13]. Конкордантный возраст популяции наибо-

№ 1(29) **•** 2017

лее древнего циркона в изученных двупироксеновых плагиогнейсах Ильинской глыбы составляет 2687±8 млн лет. Кроме того, в гранат-клинопироксеновых кристаллосланцах встречается циркон с возрастом 2926±10 млн лет. Nd-модельный возраст протолита мезократовых двупироксеновых кристаллосланцев, двупироксеновых плагиогнейсов и гранатовых гранитогнейсов составляет 2,88-2,92 млрд лет, т. е. совпадает с возрастом циркона (2926±10 млн лет) из гранат-клинопироксеновых кристаллосланцев. Редкая встречаемость циркона с таким возрастом связана с его перекристаллизацией и глубокими преобразованиями изотопной системы в результате двух этапов гранулитового метаморфизма. Возраст магматического протолита амбардахской толщи может быть принят около 2,9 млрд лет, причем на основании положительных значений ε<sub>мd</sub>(T) в образовании этих пород принимало участие ювенильное мантийное вещество.

Как показали первые U-Pb определения [1], возраст архейского этапа гранулитового метаморфизма на Анабарском щите 2,75±0,05 млрд лет, а связанного с ним анатексиса – от 2683±20 до 2705±12 млн лет [4]. Ядра циркона в двупироксеновых плагиогнейсах с возрастом 2687±8 млн лет, которые по содержанию U и Th сопоставимы с магматическим цирконом (U 80–667 г/т, Th 53–131 г/т, Th/U 0,70–0,90), могут быть результатом архейского анатексиса ортогнейсов амбардахской толщи.

Возраст протерозойского гранулитового циркона 2267–1927 млн лет. Протерозойскому метаморфизму подвергались архейские породы, циркон которых претерпел в разной степени перекристаллизацию и перестройку U-Pb изотопной системы в условиях гранулитового метаморфизма и анатексиса. В ядерной части складки протерозойский метаморфизм был наиболее интенсивным и, видимо, сопровождался анатексисом гнейсов. Породы характеризуются положительными значениями  $\varepsilon_{Nd}(T)$ (от +1,7 до +3,9), что может указывать на участие мантийных источников в образовании плагиогнейсов и мафитовых кристаллосланцев.

В результате участия ювенильного мантийного вещества гиперстеновые плагиогнейсы (лейкосома?) и мафитовые двупироксеновые кристаллосланцы (меланосома?) показывают протерозойский модельный возраст протолита T<sub>Nd</sub> (DM2st) – 2,27– 2,12 млрд лет. Возможно, мафитовые кристаллосланцы образовались по протерозойским мафитовым дайкам. Значительная часть пород содержит в ядрах неполностью перекристаллизованный архейский циркон с нарушенной U-Pb изотопной системой. Дискордантное (2700-2400 млн лет) и конкордантное (1970±21 млн лет) значения его возраста указывают на время закрытия его изотопной системы после прохождения пика метаморфизма. Мезократовые двупироксеновые кристаллосланцы с однообразным метаморфическим цирконом по верхнему пересечению линии дискордии, возраст которых

1927±7 млн лет, содержат только небольшое количество вторичной роговой обманки при полном преобладании среди темноцветных минералов гранулитового парагенезиса – диопсида и гиперстена. Это дает основание определить верхнюю возрастную границу гранулитового метаморфизма по крайней мере в 1927±7 млн лет. Такой же возраст (1928±18 млн лет) в Далдынской глыбе имеет циркон, образующийся на декомпрессионной стадии протерозойского этапа метаморфизма [2].

Возраст формирования гранатсодержащих гранитогнейсов от 1889±11 до 1883±5 млн лет позволяет отнести их к котуйкан-монхолинскому мигматит-гнейсовому комплексу, интервал формирования которого от 1963±16 до 1897±25 млн лет [5]. Аналогичный возраст (1899±14 млн лет) был получен в Котуйкан-Монхолинской зоне для гранитогнейсов с высокоурановым цирконом. В пределах аналитической погрешности это значение совпадает с возрастом ультраметагенного циркона (1897±25 млн лет) из контактирующих с гранитогнейсами гранатсодержащих кристаллосланцев [6].

#### Выводы

Детальные изотопно-геохимические исследования докембрийских гнейсовых комплексов показывают, что в их составе присутствуют самостоятельные террейны с собственной ранней историей формирования. Позднее коллаж из таких террейнов испытал новые тектонотермальные события, которые сильно затушевывают индивидуальные отличия первичных террейнов. Например, в фундаменте Сибирского кратона зоны смятия (Котуйкан-Монхолинская, Салтах-Билляхская) рассматриваются как глубоко эродированные коллизионные швы [5, 9, 12, 15], а разделенные ими гранулитовые глыбы – как самостоятельные террейны (см. обзорную схему на рис. 1). Полученные данные по Ильинской и Далдынской гранулитовым глыбам и Котуйкан-Монхолинской зоне смятия в целом подтверждают эту точку зрения.

В Далдынской глыбе гранулиты с возрастом 3 млрд лет [2] являются результатом переработки раннеархейской континентальной коры (3,49-3,47 млрд лет) [4], тогда как в Ильинской глыбе наиболее древние породы (2,9 млрд лет) - ювенильными образованиями с мантийными изотопными характеристиками. В гранулитах обеих глыб встречается циркон метаморфического и ультраметаморфического генезиса с возрастом около 2,75 млрд лет. Это дает основание предполагать, что генетически различные и разновозрастные исходные породы Ильинской (2,9 млрд лет) и Далдынской (3 млрд лет) глыб примерно в одно и тоже время (около 2,75 млрд лет назад) подверглись гранулитовому метаморфизму, вероятно, вследствие коллизии Далдынского и Маганского террейнов.

Специфическими образованиями Котуйкан-Монхолинской зоны являются санукитоиды с воз-

растом 2702±9 млн лет [4, 6]. Санукитоиды формируются в позднеколлизионной и постколлизонной обстановке в связи с плавлением обогащенной субконтинентальной литосферной мантии, вызванной отрывом слэба. Санукитоидный магматизм подтверждает предшествующие коллизионные события 2,75 млрд лет назад. За пределами Котуйкан-Монхолинской зоны санукитоиды не встречаются, что указывает на архейский возраст заложения Котуйкан-Монхолинской коллизионной структуры. В Далдынской глыбе синхронные образования с возрастом 2703±9 млн лет представлены гранатсодержащими чарнокитогнейсами [4], близкие по возрасту породы в Ильинской глыбе – двупироксеновыми плагиогнейсами (пр. 720, возраст 2687±8 млн лет).

№ 1(29) ♦ 2017

В раннем протерозое (2,27–2,12 млрд лет) в Ильинской глыбе фиксируется существенный прирост ювенильной континентальной коры, а также переработка ранее существовавшей архейской коры мантийными магмами и флюидами. В вещественном отношении породы этого возраста представлены гиперстеновыми плагиогнейсами и мафитовыми двупироксеновыми кристаллосланцами. В Далдынской глыбе тектонотермальное событие с возрастом 2,27–2,12 млрд лет не проявлено или пока не зафиксировано.

Более отчетливо общая история тектономагматических событий в Котуйкан-Монхолинской зоне и прилегающих гранулитовых глыбах выражена начиная с 2 млрд лет. В гранулитовых глыбах широко распространен метаморфический гранулитовый циркон с возрастом 1990–1920 млн лет [4], образование которого связано с коллизией Далдынского и расположенного восточнее Хапчанского террейнов (см. обзорную схему на рис. 1). В Котуйкан-Монхолинской зоне близкий возраст (от 1963±16 до 1897±25 млн лет) имеют мигматит-гнейсовые образования, формирующиеся в условиях амфиболитовой фации метаморфизма [6]. Гранатсодержащие гранитогнейсы с возрастом 1883±5 млн лет в Ильинской глыбе, вероятно, также относятся к котуйканмонхолинскому мигматит-гнейсовому комплексу. Они установлены на значительном удалении от Котуйкан-Монхолинской зоны смятия и, видимо, могут встречаться в других ослабленных зонах Ильинской глыбы. Пик раннепротерозойских коллизионных событий приходится на возрастной диапазон 1860-1820 млн лет – время формирования двуслюдяных микроклиновых гранитов монхолинского комплекса [4, 6], распространенных преимущественно в Котуйкан-Монхолинской зоне и являющихся результатом вторичной коллизии континентальных блоков Маганского и Далдынского террейнов.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Архей** Анабарского щита и проблемы ранней эволюции Земли / О. М. Розен, В. П. Андреев, А. Н. Белов и др. – М.: Наука, 1988. – 253 с. 2. **Возраст** гранулитов далдынской серии Анабарского щита / Н. И. Гусев, В. Е. Руденко, Н. Г. Бережная и др. // Региональная геология и металлогения. – 2012. – № 52. – С. 29–38.

3. **Геологическая** природа региональных гравитационных и магнитных аномалий Анабарского щита / А. А. Духовский, Г. М. Беляев, В. Н. Мухин, Б. А. Яшин // Общая и региональная геология; геол. картирование: обзор ВИЭМС. – М.: ВИЭМС, 1986. – 46 с.

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

5. Изотопно-геохимические и возрастные характеристики раннепротерозойских террейнов, коллизионных зон и связанных с ними анортозитов на северо-востоке Сибирского кратона / О. М. Розен, Д. З. Журавлев, М. К. Суханов и др. // Геология и геофизика. – 2000. – Т. 41, № 2. – С. 163–180.

6. Изотопно-геохимические особенности и возраст (SHRIMP II) метаморфических и магматических пород в Котуйкан-Монхолинской зоне Анабарского щита / Н. И. Гусев, В. Е. Руденко, Н. Г. Бережная и др. // Региональная геология и металлогения. – 2013. – № 54. – С. 45–59.

7. **Каулина Т. В**. Образование и преобразование циркона в полиметаморфических комплексах. – Апатиты: Изд-во Кольского научн. центра РАН, 2010. – 144 с.

8. **Лутц Б. Г, Оксман В. С.** Глубокоэродированные зоны разломов Анабарского щита. – М.: Наука, 1990. – 260 с.

9. Розен О. М. Метаморфические следствия тектонических движений на уровне нижней коры: протерозойские коллизионные зоны и террейны Анабарского щита // Геотектоника. – 1995. – Т. 29, № 2. – С. 3–14.

10. **Стогний Г. А. , Стогний В. В.** Структура кристаллического фундамента северо-востока Сибирской платформы по результатам анализа геофизических полей // Тихоокеанская геология. – 2006. – Т. 25, № 4. – С. 26–32.

11. **Строение** земной коры Анабарского щита / отв. ред. В. М. Моралев. – М.: Наука, 1986. – 200 с.

12. Archean and Early Proterozoic evolution of the Siberian craton: a preliminary assessment / O. M. Rosen, K. C. Condie, L. M. Natapov, A. D. Nozhkin // Archean Crustal Evolution / Condie, K.C. (Ed.). – Elsevier, Amsterdam, 1994. – P. 411–459.

13. **Roberts M. P., Finger F.** Do U-Pb zircon ages from granulites reflect peak metamorphic conditions? // Geology. – 1997. – Vol. 25. – P. 319–322.

14. **Sun S., McDonough W. F.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geol. Soc. Spec. Publ. – 1989. – Vol. 42. – P. 313–345.

15. The Siberian lithosphere traverse: mantle terranes and the assembly of the Siberian Craton /

W. L. Griffin., C. G. Ryan, F. V. Kaminsky et al. // Tectonophysics. – 1999. – Vol. 310. – P. 1–35.

### REFERENCES

1. Rozen O.M, Andreev V.P., Belov A.N., et al. Arkhey Anabarskogo shchita i problemy ranney evolyutsii Zemli [The Archean of the Anabar Shield and the problems of the early Earth's evolution]. Moscow, Nauka Publ., 1988. 253 p. (In Russ.).

2. Gusev N.I., Rudenko V.E., Berezhnaya N.G., et al. The age of the Daldyn series granulites of the Anabar Shield. *Regional'naya geologiya i metallogeniya – Regional Geology and Metallogeny*, 2012, no. 52, pp. 29– 38. (In Russ.).

3. Dukhovskiy A.A., Belyaev G.M., Mukhin V.N., Yashin B.A. [Geological nature of regional gravity and magnetic anomalies of the Anabar Shield]. *Obshchaya i regional'naya geologiya; geol. kartirovanie. Obzor VIEMS* [General and regional geology: geological mapping. VIEMS review]. Moscow, 1986. 46 p. (In Russ.).

4. Gusev N.I. Anabarskiy shchit Sibirskogo kratona: veshchestvennyy sostav, geokhimiya, geokhronologiya [The Anabar Shield of the Siberian craton: material composition, geochemistry, geochronology]. Saarbrücken, LAMBERT Academic Publ, 2013. 188 p. (In Russ.).

5. Rozen O.M., Zhuravlev D.Z., Sukhanov M.K., et al. [Isotope-geochemical and age characteristics of Early Proterozoic terrains, collision zones and associated anorthosites in the northeast of the Siberian Craton]. *Geologiya i geofizika – Geology and Geophysics*, 2000, vol. 41, no. 2, pp. 163–180. (In Russ.).

6. Gusev N.I, Rudenko V.E., Berezhnaya N.G., et al. [Isotope-geochemical features and age (SHRIMP II) of metamorphic and magmatic rocks in the Kotuykan-Monkholinskaya zone of the Anabar Shield]. *Regional'naya geologiya i metallogeniya* — *Regional Geology and Metallogeny*, 2013, no. 54, pp. 45–59. (In Russ.). 7. Kaulina T.V. *Obrazovanie i preobrazovanie tsirkona v polimetamorficheskikh kompleksakh* [Formation and alteration of zircon in polymetamorphic complexes]. Apatity, Kolsky Scientific Centre of RAS Publishing, 2010. 144 p. (In Russ.).

8. Lutts B.G, Oksman V.S. *Glubokoerodirovannye zony razlomov Anabarskogo shchita* [Deeply eroded zones of faulting of the Anabar Shield]. Moscow, Nauka Publ., 1990. 260 p. (In Russ.).

9. Rozen O.M. [Metamorphic consequences of tectonic movements in the lower crust: Proterozoic collision zones in the Anabar Shield]. *Geotektonika* — *Geotectonics*, 1995, vol. 29, no. 2, pp. 3–14. (In Russ.).

10. Stogniy G.A., Stogniy V.V. [The structure of crystalline basement of the northeastern Siberian platform based on results of the geophysical field analysis]. *Tikhookeanskaya geologiya – Russian Journal of Pacific Geology*, 2006, vol. 25, no. 4, pp. 26–32. (In Russ.).

11. Stroenie zemnoy kory Anabarskogo shchita [The structure of the Earth's crust within the Anabar Shield]. Executive editor V.M. Moralev. Moscow, Nauka Publ., 1986, 200 p. (In Russ.).

12. 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*, Condie, K.C. (Ed.). Elsevier, Amsterdam, 1994, pp. 411–459.

13. Roberts M.P., Finger F. Do U-Pb zircon ages from granulites reflect peak metamorphic conditions? *Geology*, 1997, vol. 25, pp. 319–322.

14. Sun S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 1989, vol. 42, pp. 313–345.

15. Griffin W.L., Ryan C.G., Kaminsky F.V., et al. The Siberian lithosphere traverse: mantle terranes and the assembly of the Siberian Craton. *Tectonophysics*, 1999, vol. 310, pp. 1–35.

© Н. И. Гусев, 2017