

Н. И. ГУСЕВ, Л. Ю. СЕРГЕЕВА (ВСЕГЕИ),
С. Г. СКУБЛОВ (ИГГД РАН, СПГУ)

Свидетельства переработанной эоархейской коры на Анабарском щите (Сибирский кратон)

Палеоархейские (3,4 млрд лет) анатектические тоналит-гранодиоритовые плагиогнейсы содержат ксенолиты мафических (метагаббро) и плагиоклазовых (метамонцодиориты) пород. Ксенолиты характеризуются $T_{Nd}(DM) = 3,65-3,67$ млрд лет и содержат эоархейский циркон: в мафических породах дискордантные анализы дают верхние пересечения $3987 \pm 71 - 3599 \pm 33$ млн лет, а в плагиокристаллосланцах циркон имеет возраст 3631 ± 5 млн лет. Ксенолиты рассматриваются как остатки эоархейской мафической коры.

Ключевые слова: Анабарский щит, далдынская серия, эоархей, палеоархей, гранулиты, циркон, U-Pb возраст SHRIMP II, Sm-Nd изотопная система.

N. I. GUSEV, L. YU. SERGEEVA (VSEGEI),
S. G. SKUBLOV (IGGD RAS, SPGU)

Evidence of the reworked Eoarchean crust in the Anabar Shield (Siberian Craton)

Paleoarchean (3.4 Ga) anatectic tonalite-granodiorite plagiogneiss hosts xenoliths of mafic (metagabbro) and plagioclase (metamonzodiorite) rocks. Xenoliths are characterized by $T_{Nd}(DM) = 3.65$ to 3.67 Ga and contain Eoarchean zircon: in mafic schist, zircon discordant analyses give upper intersections of 3987 ± 71 to 3599 ± 33 Ma; in plagioclase schist, the age of zircon is 3631 ± 5 Ma. Xenoliths are considered as remnants of the Eoarchean mafic crust.

Keywords: Anabar Shield, Daldyn Group, Eoarchean, Paleoarchean, granulite, zircon, U-Pb age SHRIMP II, Sm-Nd systematics.

Как цитировать эту статью: Гусев Н. И., Сергеева Л. Ю., Скублов С. Г. Свидетельства переработанной эоархейской коры на Анабарском щите (Сибирский кратон) // Регион. геология и металлогения. – 2019. – № 78. – С. 40–57.

Введение. Данные о формировании континентальной коры Анабарского щита скудны и противоречивы. Если для Сибирского кратона возраст коры принимается 3,69–3,46 млрд лет, то для Анабарского щита он оценивается значениями 3,35–3,32 млрд лет [7]. По результатам изучения U-Pb и Lu-Hf изотопных систем детритового циркона из современного аллювия Анабарского щита [20], наиболее древние цирконы с возрастом 3,4 млрд лет образовались из ювенильной магмы деплетированной мантии. Авторы пришли к заключению, что кора Анабарского щита и, вероятно, всей центральной и северной части Сибирского кратона начала формироваться в середине палеоархея и не содержит более древней переработанной коры. Полученные нами данные по Lu-Hf системе в цирконах из гиперстеновых плагиогнейсов с возрастом 3,4–3,35 млрд лет [4] свидетельствуют, что около 3,4 млрд лет назад происходила переработка более древней коры. Такой вывод подтверждают данные по северной части Далдынской глыбы Анабарского щита [5], где в ортопироксеновых плагиогнейсах циркон

с возрастом 3723 ± 2 млн лет ($D^1 = 3\%$) характеризуется величиной $\varepsilon_{Hf}(T) +2,6$, модельным возрастом $T_{Hf}(DM) 3,78$ млрд лет и временем экстракции коры $T^C_{Hf} 3,82$ млрд лет, что дает основание считать источник вещества при образовании циркона ювенильным, а время формирования коры эоархейским. Кроме того, на востоке Анабарского щита в кимберлитах трубки Баргадымалах захваченный циркон с возрастом 3569 ± 33 млн лет также свидетельствует, что некоторые фрагменты кратона могут быть реликтами более ранней континентальной коры [17]. Изучение U-Pb-Th, Lu-Hf и Re-Os изотопных систем глубинного ксеногенного материала из кимберлитов позволило установить, что начало формирования деплетированной литосферы Сибирского кратона и ее отделение от конвектирующей мантии относится к возрасту 3,6 млрд лет [6]. На юго-западе Сибирского кратона палеоархейский этап формирования

¹ D – дискордантность: степень несогласованности возрастов, получаемых свинцово-изотопным методом по четырем различным изотопным отношениям U, Pb и Th.

коры отражает становление плагинейсов и гранитоидов ТТГ-комплексов с возрастом 3,4 и ~3,3 млрд лет [9]. Величина $T_{Nd}(DM)$ 3,52–3,56 млрд лет для этих пород предполагает участие в их образовании еще более древней коры с возрастом до 3,6 млрд лет. Присутствие эоархейской коры также подтверждают детритовые цирконы в парагнейсах Шарыжалгайского выступа, свидетельствующие об эоархейском (3,7 млрд лет) возрасте начала формирования коры, а данные по ортогнейсам – о рециклинге ранней коры в диапазоне 3,4–3,2 млрд лет [10].

Новые сведения о существовании эоархейской континентальной коры получены нами при изучении Желиндинской глыбы на северо-востоке Анабарского щита в верховьях р. Налим-Рассоха (рис. 1).

Геологическое строение. Желиндинская глыба прослеживается на Анабарском щите на протяжении 280 км, достигая в ширину 50 км. Она интерпретируется как относительно хорошо сохранившаяся восточная часть крупной Желиндинской антиформной структуры, погружающейся в северо-западном направлении [3]. В ядре структуры отмечаются бекелехская, а на крыльях – килегирская толщи далдынской серии, представленные гранулитометабазит-плагинейсовой ассоциацией [1]. В северо-западной части Желиндинской глыбы в верховьях р. Налим-Рассоха нами выделена локальная антиформная структура. Ее ядро шириной около 4 км сложено монотонными орто- и двупироксеновыми плагинейсами с линзами мафических кристаллосланцев и плагнокристаллосланцев, которые рассматривались при ГС-200 в качестве четвертой пачки килегирской толщи [3].

На крыльях структуры с появлением первых пластов кварцитов обнажены более разнообразные по составу гранулиты. В юго-западном крыле, породы которого ранее относились [3] к третьей пачке килегирской толщи, залегают двупироксеновые, гиперстеновые и амфибол-двупироксеновые гнейсы (80–85 %), гиперстен-гранатовые гнейсы, кальцифиры, мраморы, силлиманит- и кордиеритсодержащие гнейсы (10–15 %), кварциты (2–3 %). Северо-восточное крыло, ранее считавшееся нижней пачкой амбардахской толщи верхнеанабарской серии [3], имеет аналогичный состав, но добавляются редкие линзы пироксен-плагноклазовых кристаллосланцев. По всей площади спорадически встречаются мезоархейские линзовидные тела ультраосновного состава. В северо-восточном крыле структуры залегают палеопротерозойские двупироксеновые кристаллосланцы, ортопироксеновые плагинейсы и гранатсодержащие лейкогнейсограниты, представляющие палеопротерозойскую интрузию, метаморфизованную в гранулитовой фации.

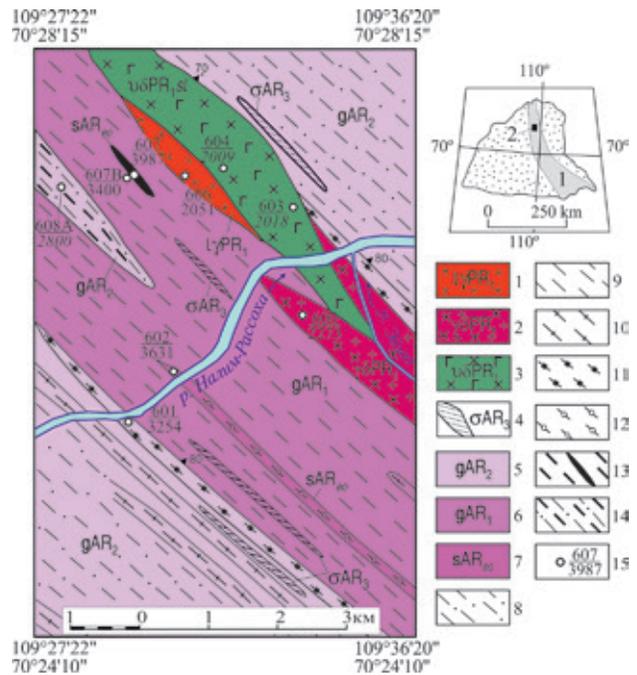


Рис. 1. Геологическая карта верховьев р. Налим-Рассоха по [3] с изм. и доп.

1–3 – палеопротерозойские образования: 1 – гранатсодержащие аляскитовые гнейсограниты, 2 – ортопироксеновые плагинейсы, 3 – двупироксеновые кристаллосланцы; 4 – неоархейские ультрамафические кристаллосланцы; 5 – мезоархейские двупироксеновые, гиперстеновые и амфибол-двупироксеновые плагинейсы и кристаллосланцы, гиперстен-гранатовые гнейсы, силлиманит- и кордиеритсодержащие гнейсы, кальцифиры, мраморы, кварциты; 6 – палеоархейские орто- и двупироксеновые плагинейсы; 7 – эоархейские мафические и плагноклазовых кристаллосланцы; 8 – двупироксеновые, гиперстеновые и амфибол-двупироксеновые плагинейсы и кристаллосланцы, силлиманит- и кордиеритсодержащие гнейсы, кальцифиры, мраморы; 9 – орто- и двупироксеновые плагинейсы; 10 – гиперстен-гранатовые и биотит-гранатовые плагинейсы; 11 – кварциты; 12 – пироксен-плагноклазовые кристаллосланцы; 13 – мафические кристаллосланцы; 14 – чередование ортопироксеновых плагинейсов и мафических кристаллосланцев; 15 – места отбора проб для изотопного датирования: в числителе номер пробы, в знаменателе U-Pb возраст по циркону (SRIMP II), млн лет. Возраст прямым шрифтом – протолита, курсивом – метаморфизма. На врезке – Анабарский щит: 1 – Желиндинская глыба; 2 – изученный участок

Методы исследований. На локальном участке (рис. 1) были изучены Sm-Nd изотопные системы 11 проб, отобранных из основных геологических тел, и проведено U-Pb датирование циркона в Изотопном центре ВСЕГЕИ. Аналитики: А. Н. Ларионов (U-Pb анализ цирконов (SHRIMP II) и Е. С. Богомолов (Sm-Nd изотопная система валовых проб пород). В двух пробах изучен редкоэлементный состав цирконов методом масс-спектрометрии вторичных ионов на микрозонде Cameca IMS-4f в Ярославском филиале Физико-технологического института РАН (аналитики С. Г. Симакин и Е. В. Потапов).



Рис. 2. Обнажения гранулитов в верховьях р. Налим-Рассоха

а – палеоархейские ортопироксеновые плагиогнейсы с ксенолитами эоархейских мафических кристаллосланцев. Вблизи ксенолитов плагиогнейсы контаминированы мафическим материалом кристаллосланцев; *б* – эоархейские плагиокристаллосланцы с линзовидными полосами мафических кристаллосланцев; *в* – мезоархейские кварциты в ортопироксеновых плагиогнейсах; *г* – мезоархейские ортопироксеновые плагиогнейсы, перемежающиеся с двупироксеновыми кристаллосланцами

Результаты исследований. Определены эоархейские, палеоархейские и палеопротерозойские образования. К наиболее древним относятся ортопироксеновые плагиогнейсы с линзами мафических кристаллосланцев (рис. 2, *а*), контаминированные мафическим материалом двупироксеновые гнейсы, а также плагиокристаллосланцы с подчиненными прослойками мафических кристаллосланцев (рис. 2, *б*). Эти породы характеризуются наиболее древними величинами Nd-модельных возрастов и U-Pb возраста цирконов. Мезоархейский возраст определен для двупироксеновых кристаллосланцев, густоинъецированных ортопироксеновыми плагиогнейсами (рис. 2, *г*). Уточнить возраст магматических пород в архейских источниках сноса позволяют детритовые цирконы из кварцитов (рис. 2, *в*) в юго-западном крыле структуры. В дальнейшем более подробно будут охарактеризованы эо- и палеоархейские образования и очень кратко – мезоархейские и палеопротерозойские породы, в том числе результаты их изотопного датирования.

Петрография пород. *Мафические двупироксеновые кристаллосланцы* (пр. 607) по химическому составу соответствуют умеренно щелочным габброидам (табл. 1, пр. 607). Минеральный состав (об. %): плагиоклаз ($Ab_{61,14}An_{36,12}Or_{2,74}$) 40–45, клинопироксен ($En_{37,31}Fs_{18,41}Wo_{44,28}$) 20–25, ортопироксен ($En_{56,10}Fs_{45,23}Wo_{1,38}$) 5–7, бурая роговая обманка – магнезиогастингсит (содержит K_2O 2–3 мас. % и TiO_2 1,7–2,5 мас. %) 15–20, Cr-содержащий (Cr_2O_3 0,6–1 мас. %) магнетит 10, Mn-содержащий (MnO 1,18–1,82 мас. %) ильменит 2, единичные зерна апатита, циркона, монацита и чешуйки наложенного биотита. В породе величина магнезиальности (X_{Mg}) убывает в последовательности: клинопироксен 0,67, ортопироксен 0,58, амфибол 0,44. В пироксенах отмечается содержание MnO: Орх 0,53–1,08 и Срх 0,44–0,49 мас. %.

Плагиокристаллосланцы ортопироксеновые (для краткости *плагиокристаллосланцы* (рис. 2, *б*) по химическому составу соответствуют натриевым монцодиоритам (табл. 1,

Содержания петрогенных (мас.%) и редких (ppm) элементов в гранулитах

Компонент	Номер образца													
	607	602	607B	607A	608A	608	601	601A	603	603A	604	600	606	606A
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂ , мас. %	44,7	55,7	69,2	57,4	64,8	48,2	98,8	94,7	53,3	54,2	56	67,9	75,2	74,5
TiO ₂	1,37	1,08	0,5	0,86	0,43	0,87	0,04	0,12	0,86	0,77	0,9	0,42	0,21	0,15
Al ₂ O ₃	12,8	19,1	14,9	15,6	17,8	15,5	0,39	2,21	19,1	20,1	18	16	13,1	13,6
Fe ₂ O ₃	8,94	4,22	2,14	4,66	2,04	5,97	0,15	0,52	3,58	3,2	3,34	1,71	0,93	0,62
FeO	8,69	2,97	1,71	4,17	1,64	4,74	0,12	0,7	3,9	3,35	4,17	2,02	1,3	1,14
MnO	0,23	0,07	0,06	0,16	0,05	0,18	0,01	0,03	0,14	0,11	0,15	0,05	0,08	0,07
MgO	8,27	4,75	2,22	5,13	1,91	8,9	0,05	0,15	4,23	3,91	4,09	1,78	0,76	0,44
CaO	10	4,89	3,52	6,59	4,32	12,2	0,08	0,15	8,53	7,55	7,24	4,6	0,88	1,04
Na ₂ O	2,49	5,05	3,8	3,97	5,05	2,33	0,05	0,22	4,57	4,67	4,19	3,83	3,68	3,48
K ₂ O	0,9	1,15	1,61	0,76	1,18	0,38	0,04	0,67	0,89	1,1	1,06	0,98	2,95	3,92
P ₂ O ₅	0,21	0,02	0,12	0,13	0,12	0,06	0,02	0,02	0,28	0,33	0,29	0,11	0,02	0,02
п. п. п.	0,16	0,27	0,05	0,05	0,4	0,05	0,05	0,2	0,12	0,25	0,05	0,29	0,69	0,52
Сумма	98,8	99,3	99,8	99,5	99,7	99,4	99,8	99,7	99,5	99,5	99,5	99,7	99,8	99,5
Th, ppm	47,3	6,04	1,29	2,21	0,16	0,1	0,32	0,83	0,84	0,33	0,12	2,09	14,2	3,22
U	1,35	0,3	0,29	0,18	0,11	0,05	0,16	0,21	0,11	0,05	0,05	0,54	1,62	0,41
Rb	6,06	19,6	23,7	2,67	6,05	1	1	15,3	3,75	4,44	4,7	10,4	42	78,3
Ba	224	1080	841	649	847	72,3	12	211	622	684	705	564	753	1370
Sr	97,1	439	351	344	589	151	1,39	23,9	924	963	812	383	117	132
La	147	53,9	27,9	38	22,3	4,57	0,44	4,66	26,1	35,2	30	23,7	44	44,5
Ce	288	83,8	50	71,6	36,8	11,7	0,92	7,17	53,3	78	62,4	42,1	91,2	79,8
Pr	32,1	8,3	5,69	8,83	4,04	1,87	0,10	0,64	7,12	10,1	8,23	4,93	11	8,94
Nd	107	26,4	20,3	34,5	14,1	8,35	0,37	2,18	26,6	41,9	34,4	17,5	41,5	30
Sm	15,9	3,29	3,71	7,04	2,41	2,54	0,05	0,39	4,71	7,15	6,3	3,16	6,94	4,89
Eu	2,61	1,89	1,15	1,89	0,97	0,8	0,03	0,19	1,38	1,65	1,55	1,08	0,85	0,93
Gd	15,3	3,13	3,21	6,29	1,56	2,62	0,05	0,39	3,67	5,31	4,99	2,89	6,45	4,87
Tb	2,02	0,4	0,5	1,07	0,22	0,5	0,02	0,06	0,44	0,71	0,62	0,44	0,98	0,84
Dy	10,9	2,47	2,58	6,42	0,91	3,23	0,06	0,34	2,44	3,68	3,21	2,38	5,36	5,51
Ho	2,12	0,6	0,57	1,35	0,17	0,72	0,03	0,08	0,44	0,77	0,63	0,54	1,25	1,29
Er	6,11	1,88	1,49	4,05	0,5	2,05	0,07	0,22	1,25	1,9	1,87	1,42	3,35	4,21
Tm	0,89	0,35	0,19	0,6	0,07	0,3	0,02	0,04	0,2	0,25	0,25	0,21	0,52	0,7
Yb	5,59	2,15	1,33	3,76	0,33	1,78	0,11	0,36	1,11	1,66	1,41	1,27	3,7	4,75
Lu	0,77	0,37	0,23	0,58	0,06	0,28	0,03	0,06	0,14	0,22	0,23	0,23	0,55	0,79
Zr	351	409	338	149	114	44,8	209	326	97,8	94,8	127	146	183	172
Hf	9,17	10,5	8,69	3,89	2,64	1,36	4,9	8,1	2,49	2,42	3,07	3,65	5,09	4,97
Ta	1,14	0,35	0,18	0,29	0,05	0,17	0,05	0,15	0,25	0,27	0,29	0,34	0,34	0,14
Nb	17,3	8,79	3,78	7,27	2,05	2,41	0,25	1,39	7,28	7,07	7,29	5,56	9,49	4,21
Y	59,6	14,9	14,7	36,9	4,77	18,7	0,62	1,96	13,2	18,8	16,6	13,8	32,1	39,1
Cr	1010	254	67,7	259	57	388	120	254	61,2	60,7	45,4	75,4	17,7	85,3
Ni	235	133	17	75,4	37,1	113	2,72	21,3	24,4	28,4	4,12	24,7	5,82	3,29
Co	57,9	27,4	11,1	32,1	11,4	46,2	0,25	2,85	24,7	21,6	1,71	10,4	2,11	1,02
Sc	46,6	16,5	5,36	15,5	4,59	44,1	0,31	0,53	17,7	16,3	1,34	7,35	6,78	5,32
Pb	14,8	10,2	12	8,75	10,5	5,42	3,9	4,84	8,13	11,7	32,4	12,2	17	22,4
Ga	26,8	24,6	19,4	22,1	20,5	17,4	0,79	2,8	19,9	23,1	21,6	19,3	13,6	14,6
Eu/Eu*	0,51	1,80	1,02	0,87	1,53	0,95	1,72	1,49	1,01	0,82	0,85	1,09	0,39	0,58
(La/Yb) _N	17,7	16,9	14,1	6,81	45,6	1,73	2,7	8,73	15,9	14,3	14,3	12,6	8,02	6,32
ΣREE	636	189	119	186	84,4	41,3	2,29	16,8	129	189	156	102	218	192

Примечания: Эоархейские гранулиты: **1** – мафические двупироксеновые кристаллосланцы (пр. 607); **2** – двупироксеновые плагиокристаллосланцы (пр. 602). Палеоархейские гранулиты: **3** – ортопироксеновые плагиогнейсы (пр. 607B); **4** – контаминированные двупироксеновые гнейсы (пр. 607A). Мезоархейские гранулиты: **5** – ортопироксеновые плагиогнейсы (пр. 608A); **6** – двупироксеновые кристаллосланцы (пр. 608); **7, 8** – кварциты (пробы 601, 601A). Палеопротерозойские гранулиты: **9–11** – двупироксеновые кристаллосланцы (пробы 603, 603а, 604); **12** – ортопироксеновые плагиогнейсы (пр. 600); **13, 14** – гранатсодержащие гнейсограниты (пробы 606, 606A).

пр. 602). Они сложены (об. %): крупными изометрическими, иногда антипертитовыми зернами плагиоклаза (An_{38}) 70, ортопироксена 13, клинопироксена 2, биотита 2–3, магнетита 3–4 и единичными зернами циркона.

Ортопироксеновые плагиогнейсы (табл. 1, пр. 607В) тоналит-гранодиоритового состава содержат (об. %): антипертитовый плагиоклаз ($Ab_{71,34}An_{25,92}Or_{2,75}$) 50–55, кварц 30–33, ортоклаз ($Ab_{9,59}Or_{90,41}$) 9–10, ортопироксен ($En_{61,98}Fs_{36,76}Wol_{1,26}$) 10, хромсодержащий (Cr_2O_3 1,42 мас. %) магнетит 3, ильменит 1, единичные зерна апатита, циркона, монацита.

Контаминированные мафическим материалом двупироксеновые гнейсы (пр. 607А) включают две генерации андезитового плагиоклаза: раннюю (An_{43}) с антипертитовыми вростками и более однородную позднюю ($Ab_{67,80}An_{29,12}Or_{3,08}$). Состав пород (об. %): плагиоклаз 55–60, ортопироксен ($En_{59,06}Fs_{39,62}Wol_{1,32}$) 12, клинопироксен авгитового ряда ($En_{38,58}Fs_{17,39}Wol_{44,04}$) 7–10, амфибол 2–3, кварц 5, Cr-содержащий (Cr_2O_3 1,56–2,24 мас. %) магнетит 5, Mn-содержащий (MnO 0,88–2,01 мас. %) ильменит 1, апатит и единичные чешуйки биотита. В пироксенах отмечается снижение содержания MnO от орто- к клинопироксенам: Орх 0,66–0,81 и Срх 0,27–0,45 мас. %.

Ортопироксены наиболее магнезиальные в плагиогнейсах (0,67), минимально – в мафических ксенолитах (0,58) и промежуточные (0,63) – в контаминированных гнейсах. Клинопироксены также более магнезиальные в контаминированных гнейсах (0,72), чем в мафических ксенолитах (0,67), в плагиогнейсах клинопироксен отсутствует.

Кварциты (рис. 2, в, пр. 601) серые средне- и крупнозернистые, часто с хорошо выраженной полосчатостью, обусловленной субпараллельной ориентировкой темноцветных минералов. Обычно встречаются мономинеральные кварциты, полевошпатовые, гранат-, силлиманит-, магнетитсодержащие и другие разновидности отмечаются редко.

Геохимические особенности. Эоархейские образования представлены мафическими кристаллосланцами (табл. 1, пр. 607) и плагиокристаллосланцами (пр. 602). **Мафические кристаллосланцы** отличаются низким содержанием (мас. %): SiO_2 44,7 и высоким – оксидов Fe и Mg ($mg\#^1$ 46,8). Низкое отношение $MgO/CaO = 0,83$ при $P_2O_5/TiO_2 = 0,15$ и повышенное содержание Cr 1010, Ni 235 ppm дают основание считать породы метабазами [29].

При нормировании содержаний микроэлементов на состав примитивной мантии (рис. 3, а, б) отмечаются положительные аномалии Th, La, Ce, Pb, Nd и отрицательные Ta, Nb, Ti, Sr, P. Кристаллосланцы наиболее

обогащены REE (ΣREE 636 ppm) при умеренно высокой фракционированности ($(La/Yb)_N$ 17,73) и хорошо выраженном Eu-минимуме (Eu/Eu^{*2} 0,51), что может указывать на фракционирование в условиях континентальной коры [8].

Плагиокристаллосланцы (пр. 602) по петрохимии соответствуют натриевым монцодиоритам. Они более магнезиальные, чем мафические породы ($mg\#$ 55,6), но содержат меньше Cr 254, Ni 133 ppm. На рис. 3, а, б проявлены положительные аномалии Ba, La, Pb, Zr, Eu, отрицательные U, Nb, Ta и особенно P. Ниже содержание REE (ΣREE 189 ppm) с фракционированным распределением ($(La/Yb)_N$ 16,9) и хорошо выраженной аномалией Eu (Eu/Eu^{*1} 1,8), что указывает на накопление в породе плагиоклаза. По вещественному составу и содержанию ряда элементов (Sr, P, Pb, Sm, Zr), а также распределению REE плагиокристаллосланцы комплементарны мафическим кристаллосланцам (пр. 607) и, вероятно, являются дифференциатами одной магмы.

Палеоархейские гранулиты. **Ортопироксеновые плагиогнейсы** (пр. 607В) магнезиальные ($mg\#$ 52,1) с положительными аномалиями Ba, La, Pb, Zr, отрицательными Th, U, Nb, Ta, P, Ti. Содержание REE относительно невысокое (ΣREE 118,85 ppm) с умеренной фракционированностью ($(La/Yb)_N$ 14,1), Eu-минимум отсутствует (Eu/Eu^{*1} 1,02). Контаминированные мафическим материалом разности (пр. 607А, $mg\#$ 52,2) отличаются более высоким содержанием Nd, Sm, Y и HREE. В них выше содержание REE, чем в неконтаминированных породах (ΣREE 185,98 ppm), слабо выражен Eu-минимум (Eu/Eu^{*1} 0,87) и фракционированность REE ($(La/Yb)_N$ 6,8). Умеренное фракционирование HREE относительно LREE и низкие отношения $Sr/Y = 9–23$ подразумевают, что плавление пород при образовании протолита плагиогнейсов происходило на относительно небольшой глубине – выше поля устойчивости граната.

Мезоархейские гранулиты. **Двупироксеновые кристаллосланцы** (пр. 608) по составу соответствуют базальтам ($mg\#$ 61,2, Cr 388, Ni 113 ppm). При нормировании на состав примитивной мантии (рис. 3, в) выделяются положительные аномалии K, Ba, Pb, а также слабопроявленные отрицательные аномалии Th и P. Содержание REE низкое (ΣREE 41,3 ppm), отсутствуют фракционированность REE ($(La/Yb)_N = 1,73$), Eu-минимум ($Eu/Eu^{*1} = 0,95$) и отрицательные аномалии Ti, Ta, Nb. Геохимические особенности мезоархейских кристаллосланцев существенно отличаются от эоархейских. По 10

¹ $mg\# = Mg/(Mg+Fe)$ в молекулярных количествах.

² $Eu/Eu^{*1} = Eu_N/[Sm_N \times Gd_N]^{1/2}$, $Ce/Ce^{*1} = Ce_N/[La_N \times Pr_N]^{1/2}$, где $Eu_N, Sm_N, Gd_N, \dots (Lu/Gd)_N$ – содержания и отношение содержаний элементов, нормированных к хондриту.

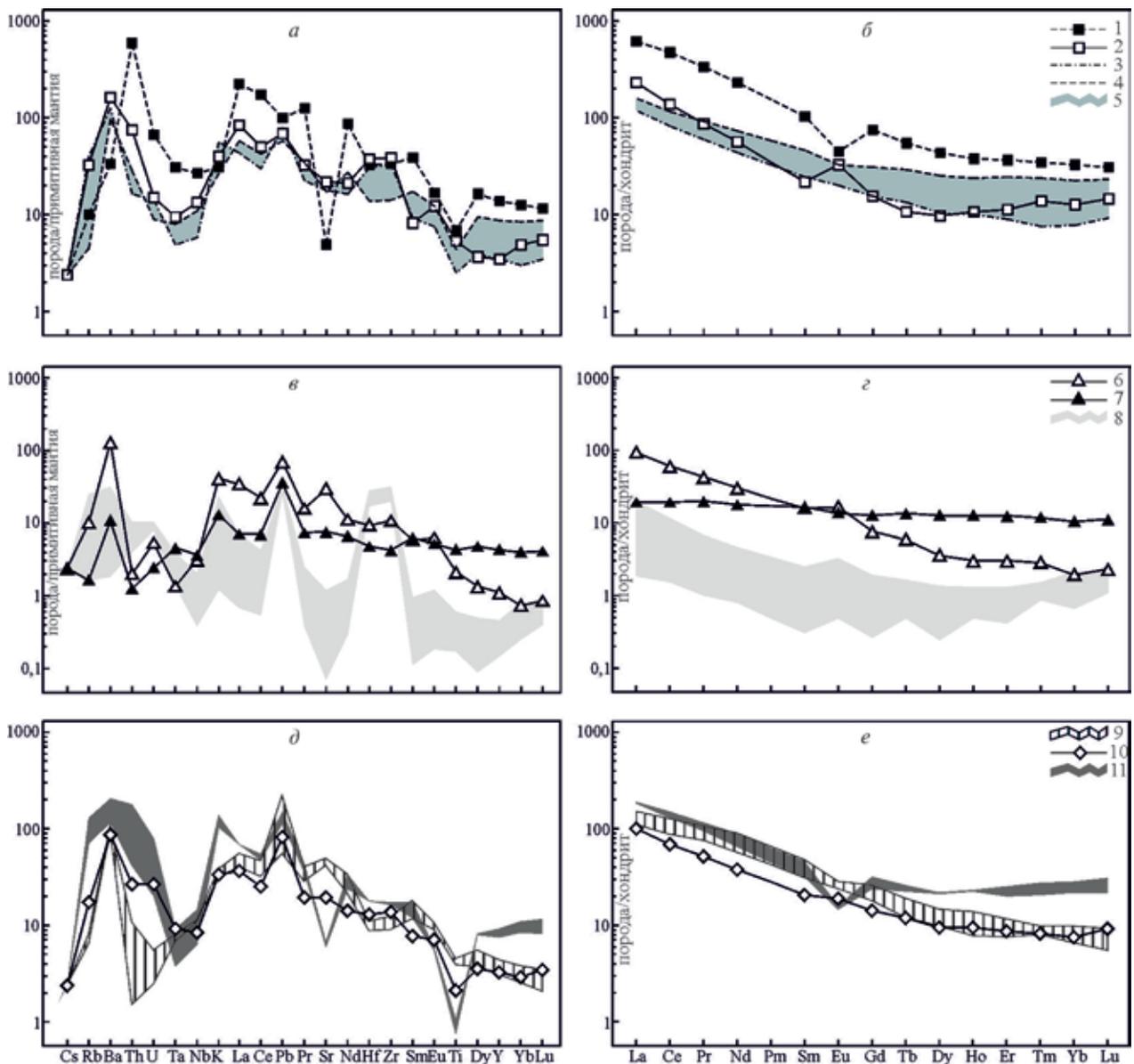


Рис. 3. Мультиэлементные диаграммы для гранулитов верховьев р. Налим-Рассоха
a, б – эо- и палеоархейские гранулиты: 1 – мафические амфибол-двупироксеновые кристаллосланцы (пр. 607); 2 – двупироксеновые плагиокристаллосланцы (пр. 602); 3 – ортопироксеновые плагиогнейсы (пр. 607В); 4 – контаминированные двупироксеновые гнейсы (пр. 607А); 5 – общее поле ортопироксеновых и контаминированных гнейсов; *в, г* – мезоархейские гранулиты: 6 – ортопироксеновые плагиогнейсы (пр. 608А); 7 – двупироксеновые кристаллосланцы (пр. 608); 8 – кварциты (пробы 601, 601А); *д, е* – палеопротерозойские гранулиты: 9 – двупироксеновые кристаллосланцы (603, 603А, 604); 10 – ортопироксеновые плагиогнейсы (пр. 600); 11 – гранатосодержащие гнейсограниты (пробы 606, 606А). Нормализация содержаний по [26]

анализам зерен циркона из кристаллосланцев на SHRIMP II наиболее древнее значение составляет 2799 ± 28 млн лет ($D = -4$).

Ортопироксеновые плагиогнейсы (пр. 608А) по составу отвечают магнезиальным ($mg\# 49,5$) известковистым пералюминиевым гранитоидам, нормативный состав которых идентичен тоналитам (SiO_2 64,8 мас. %, K_2O/Na_2O 0,23, ASI 1,02). На спайдерграммах (рис. 3, *в, г*) выражены положительные аномалии Ba, Pb, Sr, La и отрицательные аномалии Th, Ta, P. Распределение REE (ΣREE 84,4 ppm) сильнофракционированное ($(La/Yb)_N$ 45,6) с резко выраженной

положительной аномалией Eu ($Eu/Eu^* 1,53$). По экспериментальным данным плавления основных гранулитов положительная аномалия Eu свидетельствует о давлении не менее 10 кбар [25], а низкое содержание Yb 0,33 ppm и большая величина отношения $Sr/Y = 123$ – о существенной роли в рестите граната и отсутствии плагиоклаза. Эти признаки позволяют их соотносить с более типичными гранитоидами TTG (тоналит-трондьемит-гранодиоритовой) серии, в отличие от палеоархейских гранитоидов (пр. 607А) несубдукционного происхождения.

Кварциты (SiO_2 94,7–98,8 мас. %) наиболее бедны редкими элементами, но имеют высокие содержания (ppm): Zr 209–326, Sr 120–254, Ni 2,7–21,3. Отмечаются положительные аномалии K, Pb, Zr, низкое содержание REE (ΣREE 2,26–16,77 ppm), вогнутый U-образный профиль и фракционированное распределение $((\text{La}/\text{Yb})_N$ 2,7–8,3), отчетливо выражена положительная аномалия Eu (Eu/Eu^* 1,49–1,72). Генезис кварцитов в гранулитах является проблематичным. Если принять во внимание осадочное происхождение протолита, то, судя по высокому содержанию циркония, первичными породами кварцитов могли быть кварцевые песчаники, обогащенные цирконом детритом, что указывает на преобладание в области питания гранитоидных пород. Повышенное содержание HREE предполагает присутствие в области сноса гранатсодержащих пород, возможно гранулитов, а высокое содержание Sr и Ni указывает на размыв мафит-ультрамафических пород. Такие хромитсодержащие кварциты известны в кратоне Вайоминг (США) [19]. Не исключено образование кварцитов в результате селективного плавления основных гранулитов при температуре 850–900 °C в присутствии водного флюида, обогащенного SiO_2 [2] с образованием плагиогранитных и кварцитоподобных эндрбит-мигматитов. В этом случае становится понятной положительная аномалия Eu в кварцитах, характерная для эндрбитов. По-видимому, протолит кварцитов следует считать осадочным, претерпевшим частичное плавление в условиях гранулитового метаморфизма.

Палеопротерозойские гранулиты. Двупироксеновые кристаллосланцы (табл. 1, пробы 603, 603А и 604) и ортопироксеновые плагиогнейсы (пр. 600) по химическому составу подобны серии пород от габбродиоритов до тоналитов и гранодиоритов. Они магнезиальные (mg# 47,2–52,8), известково-щелочные и известковистые, несмотря на высокое содержание Al_2O_3 , кристаллосланцы метаглиноземистые (ASI 0,81–0,91), ортогнейсы – слабоперглиноземистые (ASI 1,02). При нормировании на состав примитивной мантии (рис. 3, д) в кристаллосланцах выделяются положительные аномалии K, Ba, Pb, отрицательные – Th, U и более слабые Ta, Nb, P, Zr, Ti. В тоналитовых разностях отмечаются положительными аномалиями Th, U, Nd, Zr. Содержание REE сравнительно высокое (ΣREE 128,9–188,5 ppm), более низкое в тоналитах (ΣREE 101,85 ppm), Eu-минимум проявлен слабо или отсутствует (Eu/Eu^* 0,82–1,09). Распределение REE умеренно фракционированное $((\text{La}/\text{Yb})_N$ 14,4–16,0), несколько ниже в тоналитах $((\text{La}/\text{Yb})_N$ 12,58).

Циркон из двупироксеновых кристаллосланцев (пр. 603) полигенный короткопризматический с черными в катодолюминесценции

(CL) ядрами и белыми, светло-серыми оболочками, характерными для гранулитового циркона. По результатам датирования 15 зерен ядра характеризуются средним содержанием (ppm): U 227, Th 125, Th/U = 0,55, каймы и оболочки – U 37, Th 36, Th/U = 1,01. На диаграмме $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ все анализы располагаются компактно и дают общий конкордантный возраст 2018 ± 8 млн лет (СКВО 0,96), который рассматривается как возраст гранулитового метаморфизма. Первичный магматический циркон не установлен.

Ортопироксеновые плагиогнейсы (табл. 1, пр. 600) содержат мелкие зерна как призматические, так и округлые. В CL различаются черные оболочки и ядра иногда со слабо заметной широкой полосчатостью вдоль вытянутости зерна. По результатам 10 анализов ядер получен один анализ с ^{207}Pb – ^{206}Pb возрастом 2273 ± 13 млн лет, а по девяти точкам – линия дискордии с верхним пересечением 2009 ± 13 млн лет. Вероятный возраст протолита пород 2273 ± 13 млн лет, видимо, такой же возраст имеет протолит двупироксеновых кристаллосланцев. Возраст метаморфизма плагиогнейсов 2009 ± 13 млн лет близок к полученному для двупироксеновых кристаллосланцев 2018 ± 8 млн лет.

Гранатсодержащие гнейсограниты характеризуются высокой кремнекислотностью (SiO_2 74,5–77,4 мас. %), железистые (mg# 31–38), известково-щелочные, плюмазитовые (ASI 1,15–1,21). При нормировании содержаний микроэлементов на состав примитивной мантии (рис. 3, д) отмечаются положительные аномалии K, Rb, Th, U, Ba, La, Ce, Pb, Nd, Zr, Sm и отрицательные Ti, Ta, Nb, P. Содержание REE высокое (ΣREE 192–217 ppm), распределение слабофракционированное $((\text{La}/\text{Yb})_N$ 6,32–8,02), хорошо проявлен Eu-минимум (Eu/Eu^* 0,39–0,58). По результатам датирования 10 зерен циркона получены средние содержания Th 130, U 286 ppm, Th/U 0,49. Значения конкордантного возраста 2046 ± 8 млн лет (СКВО 4,2) и верхнее пересечение линии дискордии 2051 ± 8 млн лет (СКВО 1,3) совпадают в пределах погрешности измерений. Возраст магматического протолита гнейсогранитов около 2050 млн лет.

Sm-Nd система пород. Характеризуется в основном низкими величинами отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,0899–0,1246$ (табл. 2), что позволяет рассчитывать на корректную оценку модельного возраста протолитов. Высокая величина $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,1742$ наблюдается в мафических кристаллосланцах пр. 608, что часто отмечается для мезоархейских метабазитов Анабарского щита. Наиболее древние породы с палеоархейским и эоархейским цирконом характеризуются величинами $\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$ $-0,6...+1,6$ и модельным возрастом протолита $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$

Изотопный состав самария и неодима в гранулитах

Номер пробы	Возраст, млн лет	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})$, млрд лет	$T_{\text{Nd}}(\text{DM}_{-2\text{St}})$, млрд лет
607	3600	17,99	108,90	0,0998	0,510402	+1,4	3,65	3,67
602	3600	3,323	26,85	0,0899	0,510173	+1,6	3,64	3,65
607A	3400	7,028	34,08	0,1246	0,510987	-0,6	3,67	3,66
607B	3400	3,873	21,34	0,1097	0,510765	+1,6	3,47	3,48
601	3000	0,070	0,389	0,1092	0,510851	-1,0	3,33	3,37
601A	3000	0,380	2,061	0,1115	0,510827	-2,4	3,44	3,48
608	2960	2,449	8,498	0,1742	0,512688	+9,6		
608A	2860	2,133	14,18	0,0909	0,510433	-4,1	3,35	3,50
600	2270	3,146	16,49	0,1153	0,511316	-2,1	2,83	2,86
603	2270	5,061	28,89	0,1059	0,511403	+2,4	2,46	2,49
606A	2050	4,281	28,48	0,0909	0,511259	+1,0	2,34	2,43

Примечание. Пробы 600, 607B, 608A – ортопироксеновые плагиогнейсы; 601, 601A – кварциты; 602 – двупироксеновые плагиокристаллосланцы; 603, 607, 607A, 608 – двупироксеновые кристаллосланцы; 606A – аляскитовые гранатсодержащие гнейсограниты.

от 3,65–3,67 млрд лет в двупироксеновых мафических ксенолитах, контаминированных гнейсах и плагиокристаллосланцах до 3,47 млрд лет в плагиогнейсах (табл. 2). Кварциты по двум анализам характеризуются отрицательными значениями $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ -1,0...-2,4 и величинами $T_{\text{Nd}}(\text{DM}_{-2\text{St}}) = 3,37$ –3,48 млрд лет. Протолит палеопротерозойских двупироксеновых кристаллосланцев является производным мантийного источника ($\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) = +2,4$, $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 2,46$ млрд лет, а в ортопироксеновых гнейсах – результатом плавления корового источника ($\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) = -2,1$) в архейской континентальной коре ($T_{\text{Nd}}(\text{DM}_{-2\text{St}}) = 2,86$ млрд лет). В гнейсогранитах величина $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) = +1$ близка к хондритовому значению, а модельный возраст $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 2,34$ млрд лет. С точки зрения формирования ранней коры интерес представляют древние эо- и палеоархейские породы, которые далее будут детально охарактеризованы.

U-Pb датирование и геохимия циркона. Эоархейские гранулиты. Из двупироксеновых мафических кристаллосланцев (пр. 607) было изучено 39 зерен циркона, по которым выполнен 41 анализ U-Pb изотопной системы в основном по ядрам зерен. Получен возрастной диапазон значений 3838–1928 млн лет, значительная часть из которых дискордантные. В дополнение к единичным анализам проанализировано 13 зерен с дискордантными величинами еще в 66 точках. В общей сложности было выполнено 107 анализов (рис. 4). Некоторые анализы существенно уклоняются от каких-либо трендов, но по семи зернам на основании не менее трех измерений в каждом получены статистически достоверные линейные тренды, а также их верхние и нижние

пересечения с линией конкордии (СКВО < 1, табл. 3). По пяти зернам отмечены менее достоверные данные (СКВО 1,9–2,8) и по одному зерну значение СКВО 11,8. Среди достоверных данных наибольший интерес представляют дискордии с эоархейскими верхними пересечениями. Большинство дискордий имеют палеопротерозойские нижние пересечения и объясняются потерями радиогенного свинца в процессе палеопротерозойского и в одном случае неоархейского метаморфизма.

Циркон из двупироксеновых плагиокристаллосланцев (пр. 602) представлен призматическими зернами со сглаженными гранями и вершинами. Все зерна черные в CL-изображении (рис. 5), иногда полигенного строения, ядро окружено тонкими белыми каймами. Эоархейское значение возраста 3631 ± 5 млн лет ($\text{Th}/\text{U} = 0,66$, $D = 3\%$) получено в ядерной части зерна 5.1. Зерно темное в CL, но с различной концентрической зональностью, лучше проявленной в оптическом изображении. Второй анализ рядом с этой точкой в ядерной части показал значение 3425 ± 4 млн лет ($\text{Th}/\text{U} = 0,19$, $D = 2\%$). Все остальные анализы более дискордантные ($D = 5$ –21%) и вытянуты вдоль линии конкордии в диапазоне 3200–2485 млн лет. Для времени формирования протолита плагиокристаллосланцев принимается возраст 3631 ± 5 млн лет, что не противоречит Nd-модельному возрасту протолита $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ 3,64 млрд лет. Значение 3425 ± 4 млн лет интерпретируется как следствие переустановки U-Pb системы циркона при внедрении гранитоидов с возрастом около 3,4 млрд лет (пр. 607B), для которых плагиокристаллосланцы являются ксенолитами.

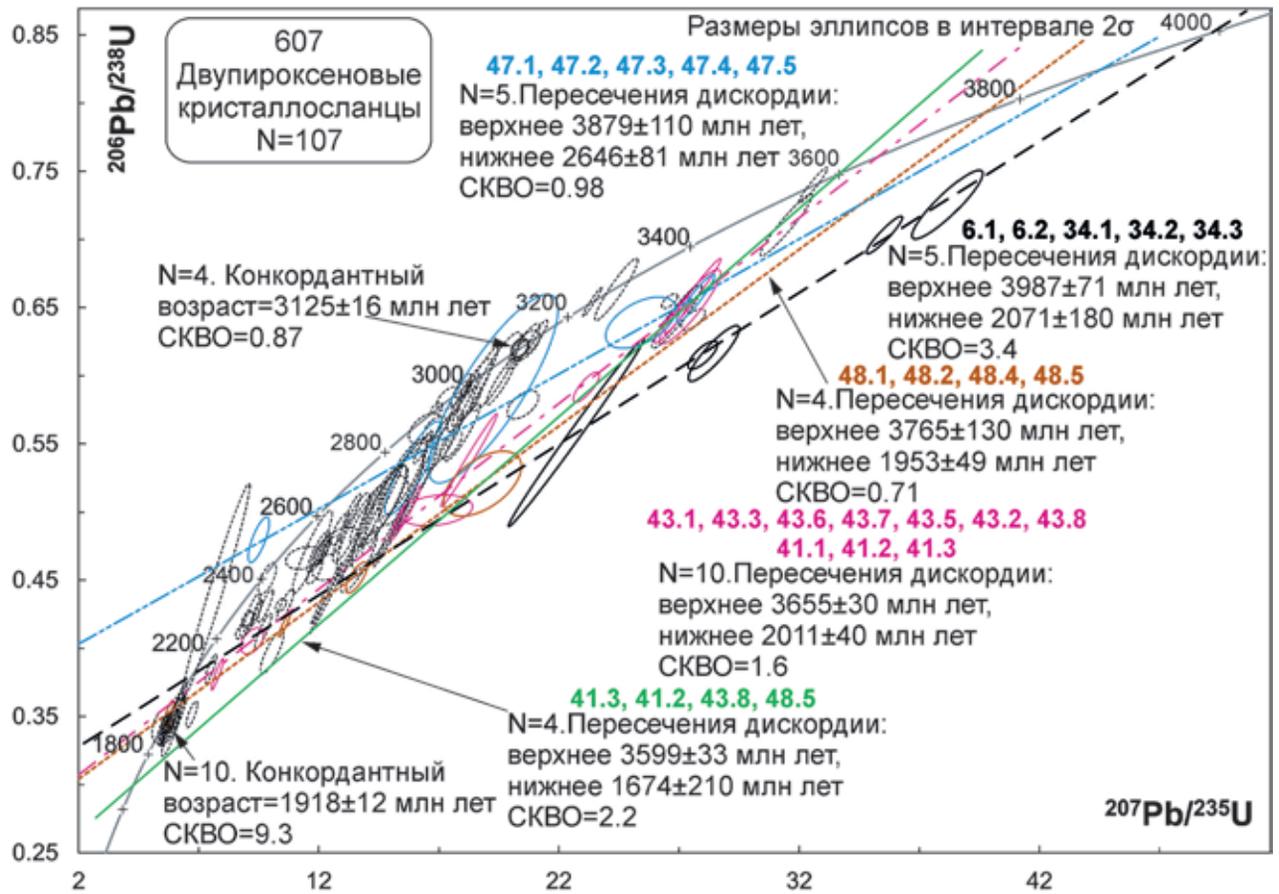


Рис. 4. U-Pb возраст циркона из двупироксеновых кристаллосланцев (пр. 607)

Таблица 3

Параметры дискордий для зерен циркона с несколькими анализами

Номер зерна	Исключенные анализы	Нижнее пересечение, млн лет	±2σ	Верхнее пересечение, млн лет	±2σ	СКВО
6.1–6.2	0 из 2	1978	200	3943	59	0
28.1–28.7	1 из 7	1243	400	3048	82	2,50
34.1–34.3	0 из 3	2042	250	3995	87	0,13
35.1–35.3	0 из 3	1884	1300	3228	820	11,8
36.1–36.4	0 из 4	2332	180	3844	940	0,90
41.1–41.3	0 из 3	1999	72	3645	51	0,71
43.1–43.9	2 из 9	2002	140	3647	110	2,4
44.1–44.5	0 из 5	1728	67	3117	65	0,76
45.1–45.6	0 из 6	1794	45	2721	140	0,77
46.1–46.5	0 из 5	1807	100	2641	490	1,90
47.1–47.5	0 из 5	2646	81	3879	110	0,98
48.1–48.5	1 из 5	1953	49	3765	130	0,71
49.1–49.5	0 из 5	1904	42	3207	150	2,40
50.1–50.6	0 из 6	2304	77	3282	94	2,0

Палеоархейские гранулиты. Из ортопироксеновых плагиогнейсов (пр. 607В) изучено 36 зерен циркона преимущественно в ядерных частях, по которым выполнено 46 U-Pb определений возраста (рис. 6). В CL зерна в основном состоят из однородных, реже

пятнистых темных ядер овальной и округлой формы без свечения и нескольких оболочек с темным и ярким свечением. Ритмично зональный циркон не встречается, доминирующий темный и пятнистый циркон обычно связан с перекристаллизацией

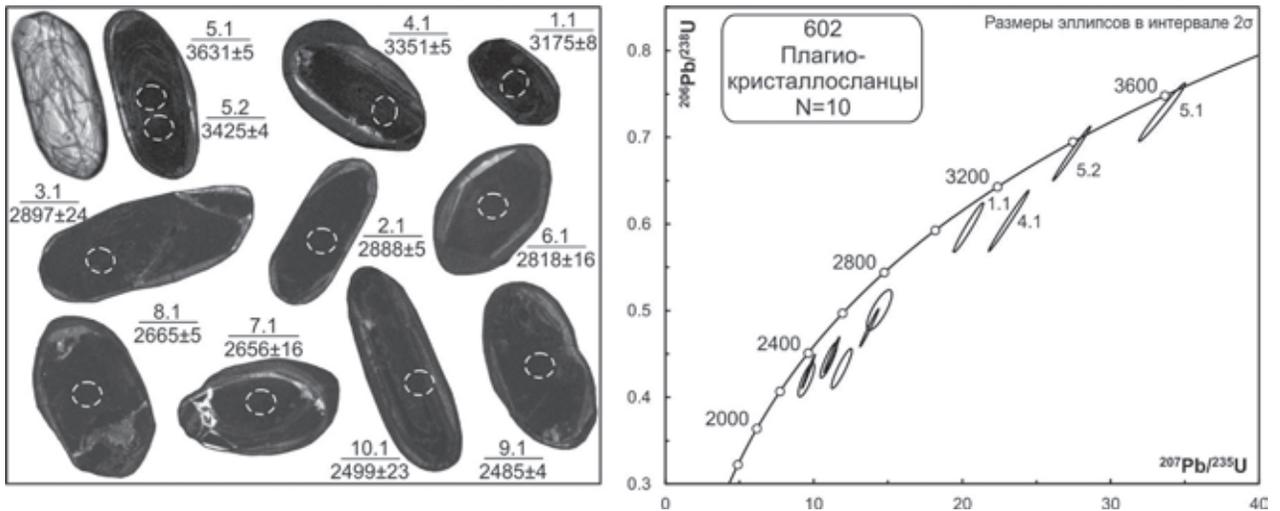


Рис. 5. CL-изображения и возраст циркона из двупироксеновых плагнокристаллосланцев пр. 602

Пунктирными окружностями обозначены аналитические кратеры, в числителе номер анализа, в знаменателе – ^{207}Pb - ^{206}Pb возраст. Диаметр кратера составляет 20–30 мкм. Слева от зерна циркона с анализами 5.1 и 5.2 показано его оптическое изображение

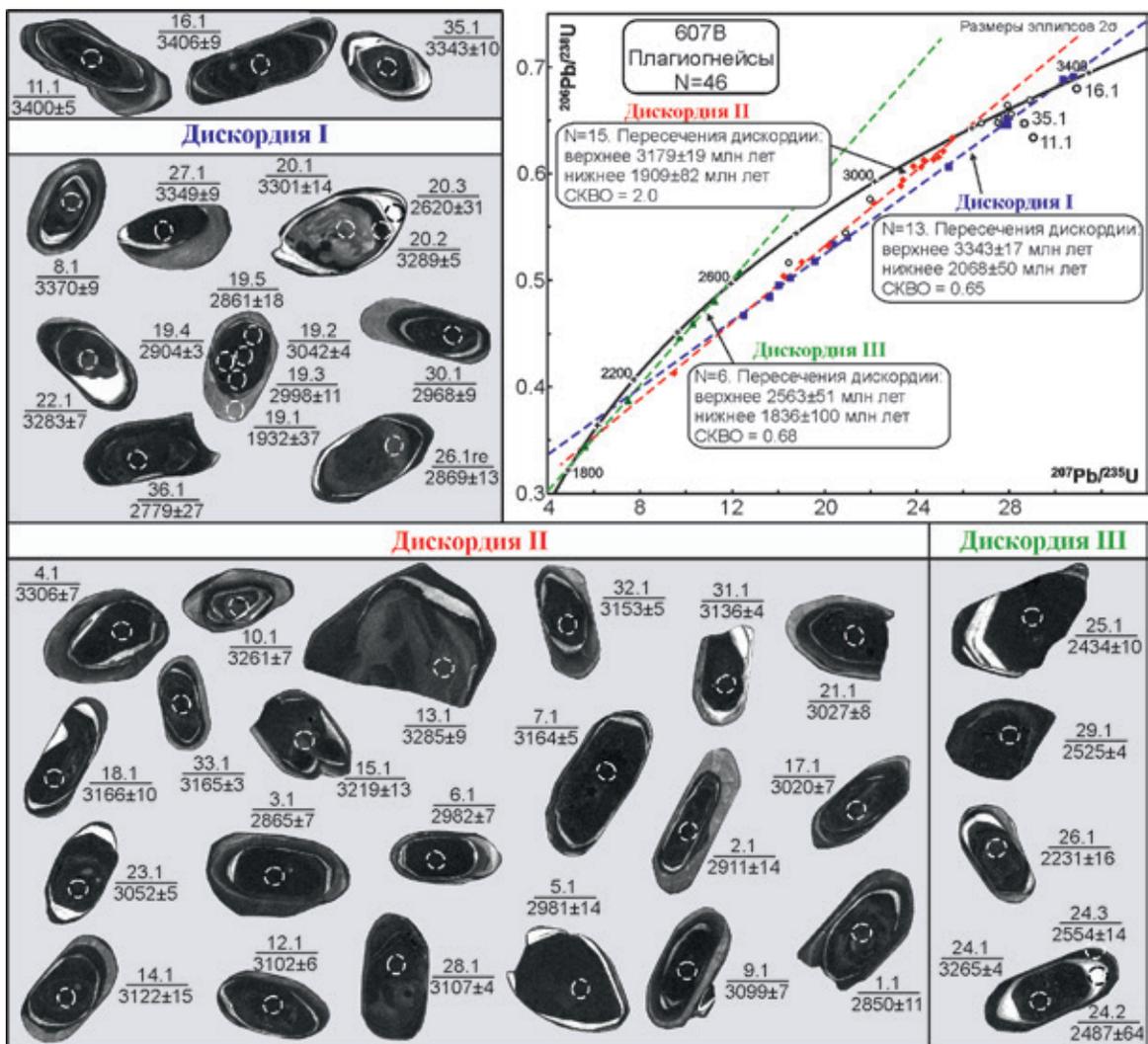


Рис. 6. CL-изображения и возраст циркона из ортопироксеновых плагногнейсов пр. 607B

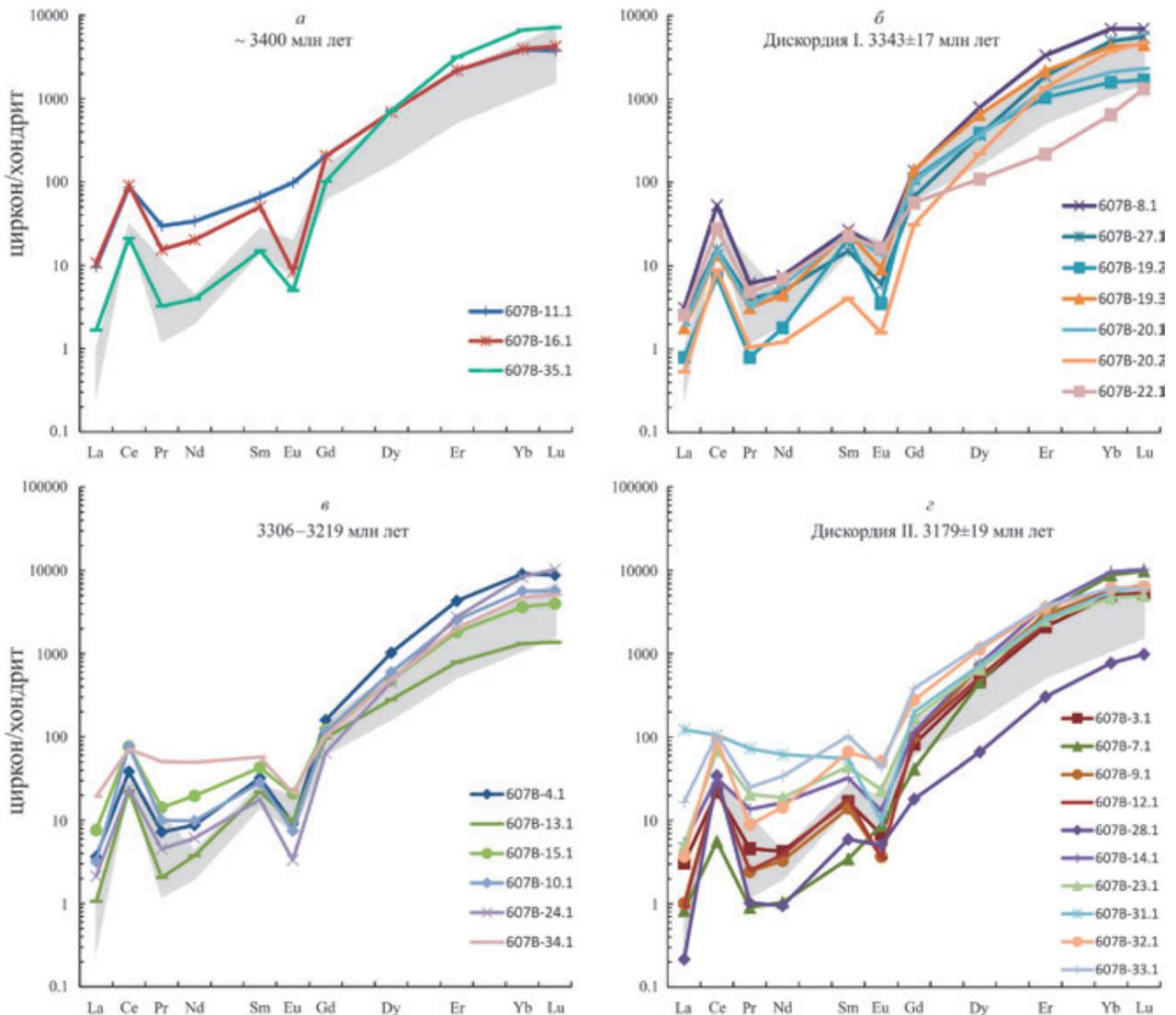


Рис. 7. Диаграммы распределения REE в цирконах из ортопироксеновых плагиogneисов (пр. 607B)

a – цирконы с дискордантными значениями возраста 3406–3343 млн лет; *б* – цирконы, образующие дискордию I с верхним пересечением 3343 ± 17 млн лет; *в* – цирконы с промежуточными возрастaми 3306–3219 млн лет; *г* – цирконы, образующие дискордию II с верхним пересечением 3179 ± 19 млн лет. Заливкой серым цветом на всех диаграммах показано поле магматического циркона по [16]. Нормализация содержаний REE по [26]

в субсолидусных условиях [23]. Преобладают дискордантные значения возраста, по которым построено три линии дискордии с верхними пересечениями: I – 3343 ± 17 млн лет; II – 3179 ± 19 млн лет, III – 2563 ± 51 млн лет (рис. 6). CL-изображения цирконов сгруппированы по принадлежности к полученным линиям дискордий. Химический состав циркона изучен в 31 зерне, при этом более чем в половине случаев (54 %) отмечается низкая величина отношения Th/U < 0,15, указывающая на возможный метаморфический и анатектический генезис циркона [23, 24, 30].

Три зерна в верхней части рис. 6 имеют наиболее древние значения $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ возраста 3406–3343 млн лет ($D = 2\text{--}7\%$) и не принадлежат полученным дискордиям. В этих зернах отмечаются значительные различия в содержании LREE ($\Sigma\text{LREE} =$

$= 15,3\text{--}73,9$ ppm). Величина индекса $\text{LREE-I}^1 = 29\text{--}178$ указывает на обогащение циркона LREE в процессе его роста, а не из-за пересечения лучом SIMS трещин или включений в цирконе. Анализ зерна 35.1 с $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ возрастом 3343 ± 10 млн лет имеет низкое значение отношения Th/U 0,08, свидетельствующее в пользу его метаморфического генезиса. При этом отмечается большая величина отношения $(\text{Yb}/\text{Gd})_N = 65,8$, высокие содержания (ppm): P 860, Y 2426, Hf 10231. Сильное деплетирование LREE ($\Sigma\text{LREE} = 15,3$ ppm) и крутой наклон графика распределения (рис. 7, *a*) характерны для циркона амфиболитовой и гранулитовой фаций и указывают на формирование в процессе роста циркона минералов,

¹ $\text{LREE-I} = (\text{Dy}/\text{Nd}) + (\text{Dy}/\text{Sm})$ по [11].

обогащенных LREE: титанита, алланита, монацита [23].

Линия дискордии I построена по 13 анализам с верхним пересечением 3343 ± 17 и нижним 2068 ± 50 млн лет. Нижнее пересечение совпадает с возрастом раннепротерозойского гранулитового метаморфизма, верхнее, судя по геохимическим особенностям цирконов, с процессом анатексиса. По графикам REE они размещаются в поле магматического циркона, однако большинство (пять из семи) анализов имеет низкие отношения $\text{Th/U} = 0,02-0,14$, характерные для метаморфического циркона. В этой популяции выделяется зерно с анализом 20.1 с секториальной зональностью «елочкой», свойственной гранулитовому циркону и отражающей сильные флуктуации скорости роста [12]. Вогнутость на графике HREE в зерне с анализом 22.1 (рис. 7, б) является следствием вытеснения REE из рекристаллизованной решетки циркона [15]. Низкое отношение $(\text{Sm/La})_N$ показывает, что вся группа относится к пористому¹ циркону.

Между верхними пересечениями дискордий I и II размещаются анализы шести зерен, показавшие значения возраста 3306–3219 млн лет (рис. 6). В трех случаях величина отношения $\text{Th/U} = 0,08-0,14$ соответствует метаморфическому циркону. По графикам REE (рис. 7, в) они близки к магматическому типу, хотя в анализе 34.1 повышенное содержание LREE 75,6 ppm, при величине индекса $\text{LREE-I} = 19,7$, что может быть связано с трещинами или включениями в цирконе. В анализе 24.1 ($\text{Th/U} = 0,08$) с возрастом 3265 млн лет отмечается высокая температура кристаллизации циркона по титановому геотермометру [28] $T_{\text{Ti}^{Zr}} = 969$ °C, указывающая на УНТ-метаморфизм. «Сползание» возрастов по конкордии в диапазоне 3306–3219 млн лет происходит, вероятно, в результате длительности сохранения термодинамических условий высокоградного метаморфизма, обеспечивающих рост и перекристаллизацию циркона [13, 18].

Линия дискордии II построена на основании 15 анализов, дающих верхнее пересечение 3179 ± 19 млн лет (рис. 6). Геохимия ядер циркона изучена в 11 зернах (рис. 7, г), из которых больше половины имеет отношение $\text{Th/U} = 0,02-0,15$, свойственное метаморфическому циркону, и в пяти зернах метаморфизм относится к УНТ-типу.

Линия дискордии III построена по шести анализам метаморфических оболочек и кайм. Единичные измерения по каймам показали, что они имеют архейский и палеопротерозойский возраст. Каймы с ярким свечением

(20.3 и 24.2) и значениями возраста по отношению $\text{Pb/Pb} 2620 \pm 31 - 2487 \pm 64$ млн лет близки по характеру распределения REE, причем в 20.3 (2620 млн лет) отношение $\text{Th/U} 0,03$, высокая величина отношения $(\text{Lu/Gd})_N 54-185$ указывает на метаморфизм амфиболитовой фации. Протерозойская кайма 19.1 с возрастом 1932 ± 37 млн лет с высоким $\text{Th/U} 2,27$ и низким отношениями $(\text{Lu/Gd})_N 16$ свидетельствует о гранулитовом метаморфизме этого возраста.

В семи зернах с возрастом от 3349 до 3099 млн лет по Ti-геотермометру [28] фиксируется высокая температура кристаллизации (~ 900 °C и более), причем в популяции циркона с возрастом 3179 ± 9 млн лет таких анализов пять, что дает основание выделения УНТ-метаморфизма указанного возраста. В цирконе из ортопироксеновых гнейсов отсутствуют ядра с ритмичной (магматической) зональностью и только небольшое число зерен имеет геохимию неизмененного магматического циркона. По CL и геохимическим данным преобладающий циркон ортопироксеновых гнейсов имеет анатектическое происхождение, измененное под действием флюидов.

В пр. 607А (*контаминированные дву-пироксеновые гнейсы*) было датировано 13 ядер цирконов (рис. 8). Все значения в разной степени дискордантные, минимальная $D = 4$ % отмечается для анализа 3.1 с возрастом 3384 ± 3 млн лет. Среднее отношение $\text{Th/U} 0,55$, но в двух точках (4.1 и 11.1) величина отношения $\text{Th/U} = 0,04-0,08$ низкая – как у метаморфического циркона. По шести анализам построена линия дискордии с верхним пересечением 3386 ± 7 млн лет (СКВО 1,9). Нижнее пересечение с возрастом 240 ± 160 млн лет предполагает потери свинца в результате современного взаимодействия с водой в поверхностных условиях [27]. Возраст верхнего пересечения близок к значениям около 3400 млн лет, полученным в пр. 607В, и соответствует времени формирования протолита ортопироксеновых плагиогнейсов.

Из кварцитов пр. 601 было изучено 28 зерен циркона (рис. 9), по которым выполнено 35 изотопных U-Pb анализов и 28 анализов REE. Циркон из кварцитов в половине анализов (14) имеет высокое содержание LREE с низкой величиной индекса $\text{LREE-I} = 2-23$. На линии конкордии значения возраста рассредоточены в диапазоне 3600–3250 млн лет, для которых построено три дискордии.

Линия дискордии I с верхним пересечением 3570 ± 12 млн лет и нижним 0 ± 300 млн лет (СКВО 0,81) получена по четырем зернам удлиненной формы (пять анализов, один из которых находится на линии конкордии). В цирконах из этой популяции на отдельных участках зерен наблюдается тонкая ритмичная

¹ Пористый циркон интерпретируется как измененный магматический циркон в результате растворения – переотложения в присутствии водного флюида [14].

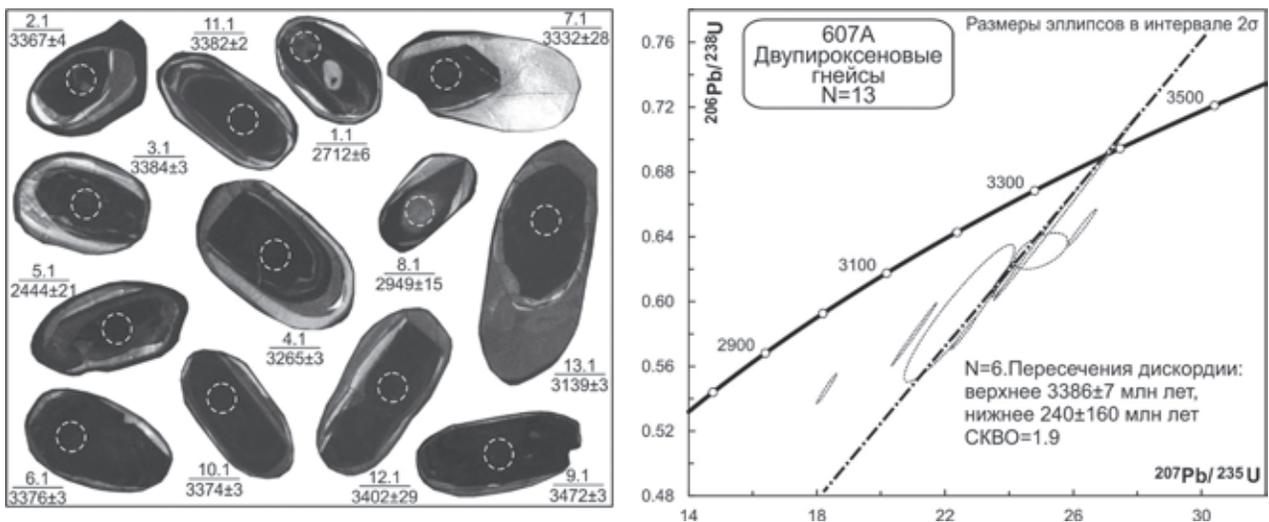


Рис. 8. CL-изображения и возраст циркона из контаминированных двупироксеновых гнейсов пр. 607А

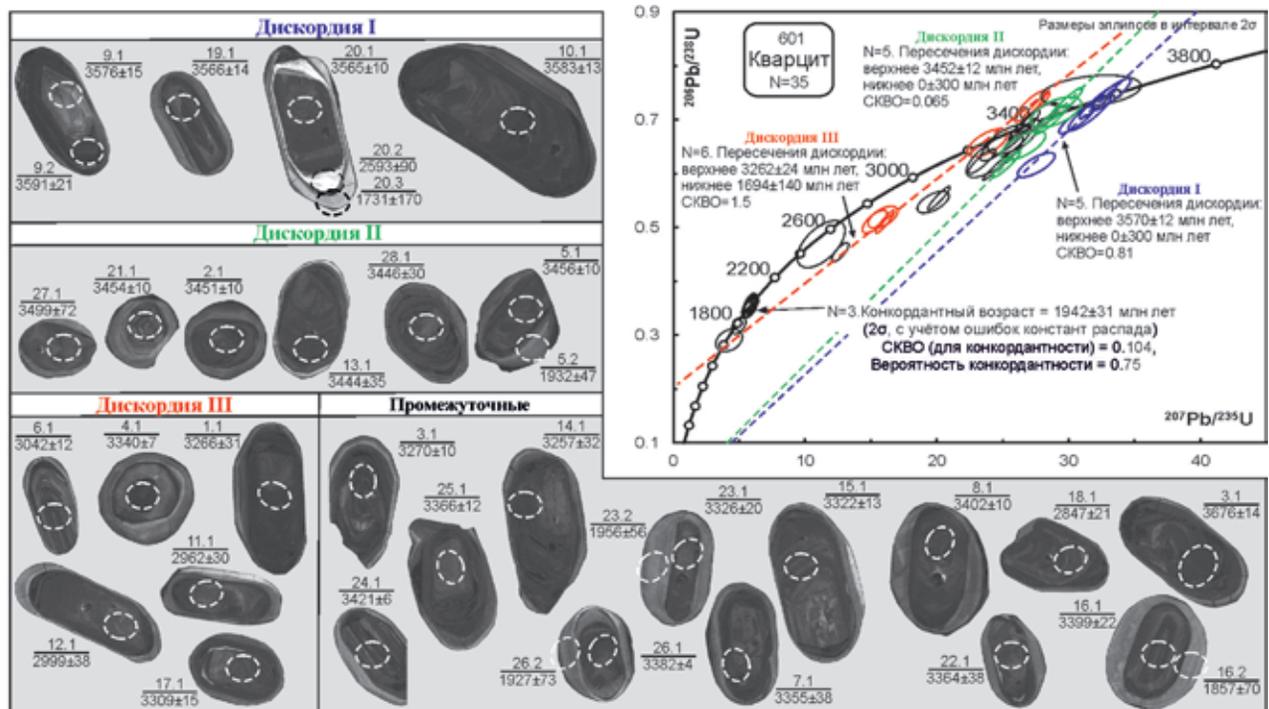


Рис. 9. CL-изображения и возраст циркона из кварцитов пр. 601

зональность. Циркон характеризуется отношением Th/U 0,32–0,50 и по характеру распределения REE представлен двумя типами. Первый имеет распределение магматического типа [16], второй обогащен LREE и по индексу LREE-I = 2–5 относится к измененному циркону. Различия между двумя типами наиболее показательные в зерне с точками 9.1 и 9.2 (рис. 9). Ядро 9.1 обладает секториальной и тонкой ритмичной зональностью, характерными для магматического циркона, и окружено оболочкой с «размытой» зональностью (точка 9.2). На диаграмме REE (рис. 10, а) графики ядра 9.1 и зерен

10.1 и 20.1 соответствуют магматическому типу. Они характеризуются отношениями Th/U 0,35–0,46 с низкими содержаниями Hf 7065–8699 и Li 0,02–0,10 ppm и величиной отношения $(Yb/Gd)_N = 17,1–20,8$. По сравнению с магматическим ядром, в оболочке низкое отношение Th/U = 0,07, что свойственно метаморфическому циркону, резко увеличено содержание LREE, U, Hf, Li, Ca, Ti, исчезает Eu-минимум ($Eu/Eu^* = 1,07$), снижается отношение $(Yb/Gd)_N = 9,4$, а это косвенно указывает на перекристаллизацию циркона в присутствии граната – гранулитовый метаморфизм. Температура кристаллизации

магматических ядер по Ti-геотермометру [28] 780–813 °С, в метаморфическом цирконе она заметно выше – 921–940 °С, что может указывать на УНТ-тип метаморфизма с возрастом, близким к 3570 млн лет.

Линия дискордии II с верхним пересечением 3452 ± 12 млн лет построена по шести анализам ядер мелких округлых зерен с пятнистым CL-изображением, редко с нечеткой «размытой» зональностью. Циркон этой популяции характеризуется отношением Th/U = 0,3–0,55, большинство обогащено LREE (Σ LREE 74–220 ppm) с низким значением индекса LREE-I = 5–19. Только анализ 5.1 имеет магматический профиль и вместе с анализом 2.1 – низкие содержания Li = 0,03–0,04 ppm. Два анализа 2.1 и 22.1 имеют низкое отношение $(Yb/Gd)_N = 6,3–11,4$, указывающее на присутствие граната в процессе роста циркона и возможный гранулитовый метаморфизм.

Промежуточные значения возраста от 3400 до 3309 млн лет получены по 11 зернам

(рис. 9). Из них зерна с возрастом около 3400 млн лет имеют графики REE (рис. 10, б), подобные магматическому циркону. Только в зерне 24.1 с высокой дискордантностью наблюдается повышенное содержание LREE (индекс LREE-I = 19). По мере уменьшения возраста преобладают зерна, сильно обогащенные LREE (индекс LREE-I = 5–23), и только в двух случаях: анализы 25.1 (возраст 3366 ± 12, D = 0 %) и 17.1 (возраст 3309 ± 15 млн лет, D = 6 %) – отмечаются графики циркона магматического типа.

Линия дискордии III, построенная по пяти анализам, с верхним пересечением 3254 ± 38 млн лет указывает на наиболее молодой возраст циркона в кварцитах. В этой популяции зерно 1.1 с возрастом 3266 ± 31 млн лет (D = 0 %) с тонкой (магматической) зональностью, которая в CL-изображении немного «размытая». Распределение REE (рис. 10, з), подобное магматическому циркону, наблюдаются

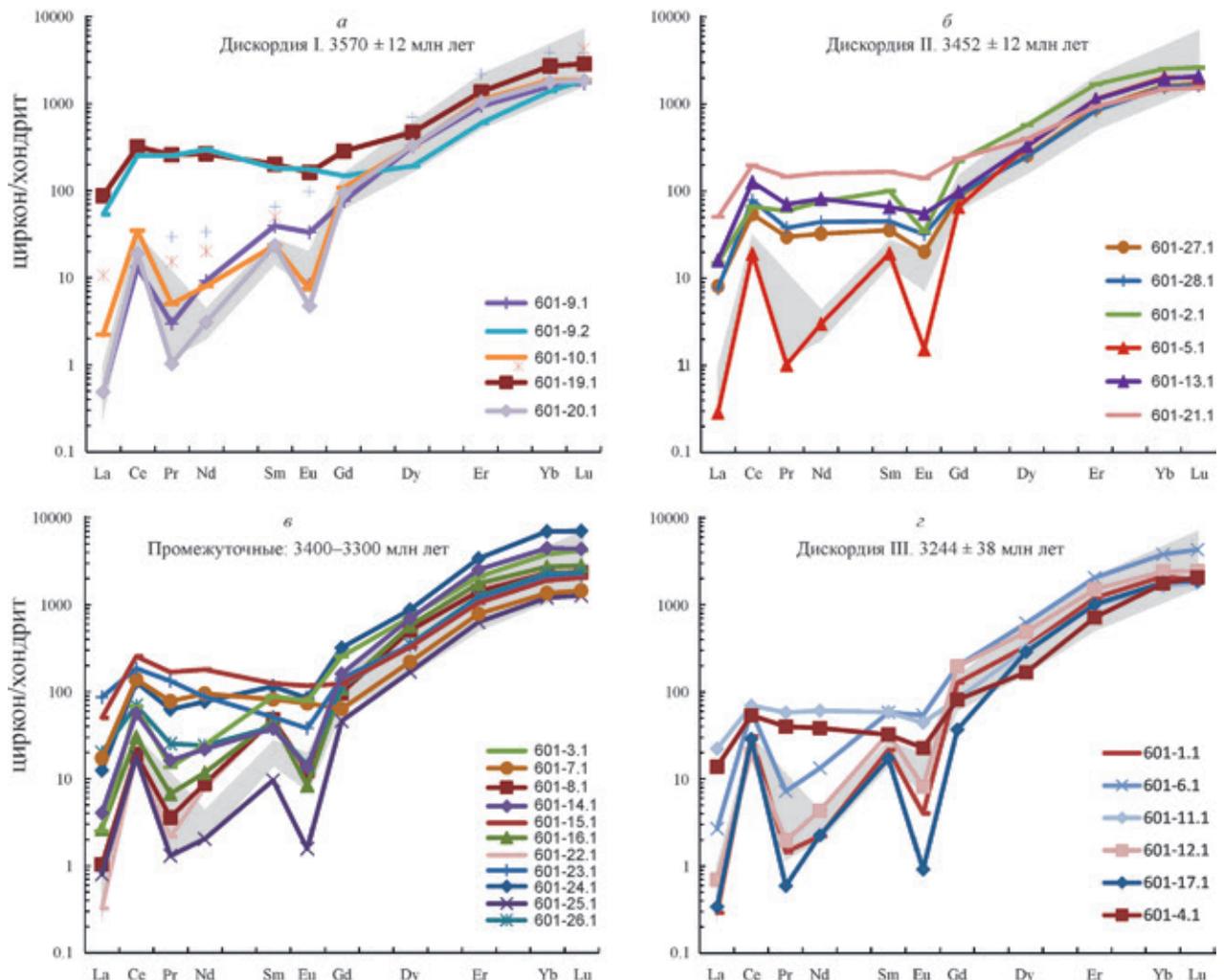


Рис. 10. Диаграммы распределения REE в цирконах из кварцитов пр. 601

а – цирконы, образующие дискордию I с верхним пересечением 3570 ± 12 млн лет; б – цирконы, образующие дискордию II с верхним пересечением 3452 ± 12 млн лет; в – цирконы, образующие промежуточными возрастными 3400–3300 млн лет; з – цирконы, образующие дискордию III с верхним пересечением 3262 ± 24 млн лет. Заливкой серым цветом на всех диаграммах показано поле магматического циркона по [16]. Нормализация содержаний REE по [26]

в точках 1.1, 17.1 и 12.1, в остальных установлено повышенное содержание LREE, особенно в зернах с точками 11.1 и 14.1, однако низкая величина индекса $LREE-I = 12$ отмечается только в зерне с анализом 11.1. Таким образом, возраст осадочного протолита кварцитов не древнее 3254 ± 38 млн лет и условно принимается 3 млрд лет.

Обсуждение результатов. Ортопироксеновые плагиогнейсы с возрастом около 3,4 млрд лет содержат линзы более древних мафических кристаллосланцев и плагиокристаллосланцев. По геохимическим особенностям мафические и плагиокристаллосланцы являются родственными, их объединяет высокое содержание Sr, Co, Ni, REE, Th и особенно Zr, а также комплексность составов по Pb, Sr, P, Eu, Sm. Можно полагать, что эти породы — дифференциаты одной и той же умереннощелочной базальтовой магмы. Именно они характеризуются эоархейским Nd-модельным возрастом протолитов $T_{Nd}(DM) = 3,65-3,67$ млрд лет и содержат наиболее древний циркон: в мафических породах конкордантные анализы дают верхние пересечения $3987 \pm 71 - 3599 \pm 33$ млн лет, в плагиокристаллосланцах циркон имеет возраст 3631 ± 5 млн лет. На основании этих данных для мафических ксенолитов и плагиокристаллосланцев предполагается эоархейский (>3,6 млрд лет) возраст протолитов.

Метабазиты эоархейских мафических ксенолитов существенно отличаются от метабазитов расслоенной серии мезоархейского возраста Анабарского щита [4], что также видно на примере мафических кристаллосланцев (табл. 1, рис. 3, пр. 608). Мезоархейские метабазиты обеднены REE (ΣREE 33,63–46,63 ppm) со слабофракционированным распределением ($(La/Yb)_N = 2,63-2,77$), отсутствием Eu-минимума и эквивалентны низкотитанистым толеитовым базитам. Эоархейские мафические ксенолиты, в отличие от мезоархейских метабазитов, вероятно, являются фрагментами дифференцированной в условиях коры умереннощелочной базальтовой серии, судя по высокой концентрации REE, Th, Pb, Zr, умеренной фракционированности REE ($(La/Yb)_N = 17,73$), хорошо выраженному Eu-минимуму ($Eu/Eu^* = 0,51$) и отрицательной аномалии Sr.

В эоархейских мафических ксенолитах установлено большое количество циркона с конкордантным возрастом 3567–1939 млн лет. Для глубокометаморфизованных пород «сползание» по линии конкордии объясняется потерями радиогенного свинца в связи с длительным нахождением пород в условиях гранулитовой фации метаморфизма [13, 18]. Изучение детритового циркона в кварцитах позволяет более уверенно судить о реальных

магматических событиях и отличать их от значений возраста, полученных в результате нарушений U-Pb изотопной системы. Так, циркон с возрастом 3570 млн лет встречается не только в мафических ксенолитах (пр. 607), но и кварцитах (пр. 601), где наряду с конкордантными значениями получена дискордия по пяти анализам с верхним пересечением 3570 ± 12 млн лет. Среди циркона этого возраста присутствуют полигенные зерна с тонкой ритмичной зональностью ядер, рост которых происходил в гранитном расплаве, и близкие по времени образования метаморфогенные оболочки, сформировавшиеся в условиях УНТ-метаморфизма ($T_{Ti}^{Zir} = 921-940$ °C). УНТ-метаморфизм ($T_{Ti}^{Zir} = 1002$ °C) отмечался также в группе зерен циркона с верхним пересечением дискордии 3599 ± 33 млн лет из мафических кристаллосланцев пр. 607.

Вероятно, около 3570 млн лет назад мафическая кора испытала частичное плавление с формированием гранитоидов и УНТ-метаморфизм, на что указывает циркон с возрастом 3570 ± 12 млн лет. Предполагается, что образование наиболее ранней мощной мафической континентальной коры происходило в тектонической обстановке, сопоставимой с современной Исландией [22]. Значительно более высокий, по сравнению с современностью, геотермальный градиент в эо- и палеоархее приводил к частичному плавлению пород в основании мафической коры. По результатам моделирования фазовых равновесий этот процесс вполне мог отвечать модели формирования «гранитоидов несубдукционного генезиса» [21, 22]. Формирование относительно мощной коры (~ 30 км) позволяет процессам фракционной кристаллизации и ассимиляции создать значительную часть пород среднего и кислого составов, которые впоследствии эволюционируют в более TTG-подобные составы [21]. Эти гранитоиды, представленные в нашем случае ортопироксеновыми плагиогнейсами с эоархейскими мафическими ксенолитами, являются результатом внутрикорового плавления выше поля стабильности граната. По CL-изображениям и геохимическим данным, циркон с возрастом около 3,4 млрд лет в ортопироксеновых плагиогнейсах является анатектическим, что подтверждает несубдукционный генезис протолита ортопироксеновых плагиогнейсов. Время кристаллизации мафических ксенолитов древнее, чем протолита вмещающих ортопироксеновых плагиогнейсов, что подтверждается Nd-модельным возрастом протолитов, который составляет для плагиогнейсов 3,47 млрд лет, а мафических пород 3,65–3,67 млрд лет. Близкие по времени формирования гранитоиды TTG-серии (3388 ± 11 млн лет) несубдукционного происхождения установлены на юго-западе Сибирского кратона [9].

Формирование этих гранитоидов также связано с внутрикоровым плавлением около 3,4 млрд лет назад. Причем модельный возраст $T_{Nd}(DM)$ трондземитов и плагиогнейсов, фиксирующий время отделения вещества из мантии, средний по семи анализам 3538 млн лет, среди которых присутствуют значения 3560–3568 млн лет [9]. Вероятно, установленный нами магматический эпизод с возрастом около 3570 млн лет, когда происходила переработка (УНТ-метаморфизм) и частичное плавление ранее образованной коры, в масштабе Сибирского кратона сопровождался формированием новой коры за счет горячего вещества, отделявшегося от мантии, которое, поступая в кору, являлось причиной УНТ-метаморфизма. В дальнейшем коровые породы неоднократно подвергались УНТ-метаморфизму 3382–3349, 3265 и около 3180 млн лет назад, когда происходило внедрение в кору горячих базитовых магм.

Заключение. Изученный участок Анабарского щита сложен гранулитами с длительной и разнообразной историей магматизма и метаморфизма от эоархея до палеопротерозоя. По результатам изотопных и геохимических исследований, наиболее древние (эоархейские) образования представлены мафическими кристаллосланцами и плагиокристаллосланцами, в первичном виде – габброидами и монцодиоритами с комплементарным химическим и мкроэлементным составом, возможно, связанными процессами дифференциации умереннощелочной базальтовой магмы. Эти породы являются фрагментами эоархейской мафической коры. Они характеризуются эоархейским Nd-модельным возрастом протолитов $T_{Nd}(DM) = 3,65–3,67$ млрд лет и содержат наиболее древний циркон: в мафических породах дискордантные анализы дают верхние пересечения $3987 \pm 71 – 3599 \pm 33$ млн лет, в плагиокристаллосланцах ядро циркона имеет возраст 3631 ± 5 млн лет. В начале палеоархея около 3570 млн лет назад мафическая кора испытала УНТ-метаморфизм и частичное плавление с формированием анатектических гранитоидов, на что указывает циркон с возрастом 3570 млн лет, присутствующий как в мафических кристаллосланцах, так и детритовый циркон того же возраста в кварцитах. Останцы эоархейской коры залегают в более поздних (~ 3,4 млрд лет) палеоархейских ортопироксеновых плагиогнейсах, в первичном виде представленных анатектическими гранитоидами. В процессе анатексиса эоархейская мафическая кора была почти полностью переработана и присутствует в настоящее время только в виде ксенолитов в палеоархейских ортопироксеновых плагиогнейсах. По данным цирконового термометрии, в палеоархее фиксируется несколько эпизодов УНТ-метаморфизма с возрастом

3570, 3382–3349, 3265 и около 3180 млн лет, которые связаны с внедрением в кору горячих базитовых магм.

Работа выполнена по материалам Госгеолкарты РФ м-ба 1 : 1 000 000 третьего поколения листа R-49 – Оленёк. Геохимия циркона изучена в рамках Госзадания ИГГД РАН (тема НИР № 0153-2019-0002). Исследование проведено при финансовой поддержке РФФИ (грант 18-35-00229/18 мол_а).

1. Архей Анабарского щита и проблемы ранней эволюции Земли. – М.: Наука, 1988. – 253 с.
2. Барнэм У. К. Значение летучих компонентов // Эволюция изверженных пород. – М.: Мир, 1983. – С. 425–437.
3. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Анабарская. Листы: R-48-XI, XII; R-49-I, II; R-49-VII, VIII; R-49-XIII, XIV. Объясн. записка. – М.: Госгеолтехиздат, 1987. – 194 с.
4. Гусев Н. И., Пушкин М. Г., Круглова А. А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Лист R-49 – Оленёк. Объясн. записка. – СПб.: Картофабрика ВСЕГЕИ, 2016. – 448 с.
5. Липенков Г. В., Машак М. С., Кириченко В. Т. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Анабаро-Вилуйская. Лист R-48 – Хатанга. Объясн. записка. – СПб.: Картофабрика ВСЕГЕИ, 2016. – 342 с.
6. Мальковец В. Г., Третьякова И. Г., Белоусова Е. А. и др. Этапы эволюции литосферы Сибирского кратона: результаты исследования U-Pb-Th, Lu-Hf и Re-Os изотопных систем глубинного ксеногенного материала из кимберлитов // Геология и минерагения Северной Евразии (материалы совещания). – Новосибирск: ИГМ СО РАН, 2017. – С. 145–146.
7. Розен О. М., Туркина О. М. Древнейшая кора Сибирского кратона // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики: Материалы XLI Тектонического совещания. Т. 2. – М.: ГЕОС, 2008. – С. 180–183.
8. Тейлор С. Р., Мак-Леннан С. М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. – М.: Мир, 1988. – 384 с.
9. Туркина О. М. Этапы формирования раннедокембрийской коры Шарьжалгайского выступа (юго-запад Сибирского кратона): синтез Sm-Nd и U-Pb изотопных данных // Петрология. – 2010. – Т. 18, № 2. – С. 168–187.
10. Туркина О. М. U-Pb возраст циркона из парагнейсов в гранулитовом блоке Шарьжалгайского выступа (юго-запад Сибирского кратона): свидетельства архейского осадконакопления и формирования континентальной коры от эо- до мезоархея / О. М. Туркина, С. А. Сергеев, В. П. Сухоруков, Н. В. Родионов // Геология и геофизика. – 2017. – № 9. – С. 1281–1297.
11. Bell E. A., Boehnke P., Harrison T. M. Recovering the primary geochemistry of Jack Hills zircons through quantitative estimates of chemical alteration // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2016. – Vol. 191. – P. 187–202.
12. Corfu F., Hanchar J. M., Hoskin P. W. O., Kinny P. Atlas of zircon textures // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. – 2003. – Vol. 53. – P. 469–500.
13. Corfu F., Heaman L. M., Rogers G. Poly-metamorphic evolution of the Lewisian complex, NW

- Scotland, as recorded by U-Pb isotopic compositions of zircon, titanite and rutile // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1994. – Vol. 117. – P. 215–228.
14. Grimes C. B., John B. E., Cheadle M. J. et al. On the occurrence, trace element geochemistry, and crystallization history of zircon from in situ ocean lithosphere // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2009. – Vol. 158, N 6. – P. 757–783.
15. Hoskin P. W. O., Black L. P. Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon // *Journal of Metamorphic Geology*. – 2000. – Vol. 18. – P. 423–439.
16. Hoskin P. W. O. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2005. – Vol. 69. – P. 637–648.
17. Kostrovitsky S. I., Skuzovatov S. Yu., Yakovlev D. A. et al. Age of the Siberian craton crust beneath the northern kimberlite fields: Insights to the craton evolution // *Gondwana Research*. – 2016. – Vol. 39. – P. 365–385.
18. O'Brien T. M., Miller E. L. Continuous zircon growth during long-lived granulite facies metamorphism: a microtextural, U-Pb, Lu-Hf and trace element study of Caledonian rocks from the Arctic // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2014. – Vol. 168. – P. 1071–1088.
19. Maier A. C., Cates N. L., Trail D. et al. Geology, age and field relations of Hadean zircon-bearing supracrustal rocks from Quad Creek, eastern Beartooth Mountains (Montana and Wyoming, USA) // *Chemical Geology*. – 2012. – Vol. 312–313. – P. 47–57.
20. Paquette J. L., Ionov D. A., Agashev A. M., Gannoun A., Nikolenko E. I. Age, provenance and Precambrian evolution of the Anabar Shield from U-Pb and Lu-Hf isotope data on detrital zircons, and the history of the northern and central Siberian craton // *Precambrian Research*. – 2017. – Vol. 301. – P. 134–144.
21. Reimink J. R., Chacko T., Stern R. A., Heaman L. M. Earth's earliest evolved crust generated in an Iceland-like setting // *Nature Geoscience*. – 2014. – Vol. 7. – P. 529–533.
22. Reimink J. R., Chacko T., Stern R. A., Heaman L. M. The birth of a cratonic nucleus: litho-geochemical evolution of the 4.02–2.94 Ga Acasta Gneiss Complex // *Precambrian Research*. – 2016. – Vol. 281. – P. 453–472.
23. Rubatto D. Zircon: the metamorphic mineral // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. – 2017. – Vol. 83. – P. 261–295.
24. Song H., Xu H., Zhang J. et al. Syn-exhumation partial melting and melt segregation in the Sulu UHP terrane: Evidences from leucosome and pegmatitic vein of migmatite // *Lithos*. – 2014. – Vol. 202–203. – P. 55–75.
25. Springer W., Seek H. A. Partial fusion of basic granulites at 5 to 15 kbar: implications for the origin of TTG magmas // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1997. – Vol. 127. – P. 30–45.
26. Sun S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Geological Society London Special Publications*. – 1989. – N 42. – P. 313–345.
27. Villa I. M., Hanchar J. M. Age discordance and mineralogy // *American Mineralogist*. – 2017. – Vol. 102. – P. 2422–2439.
28. Watson E., Harrison T. Zircon thermometer reveals minimum melting conditions on earliest Earth // *Science*. – 2005. – Vol. 308. – P. 841–844.
29. Werner C. D. Saxonian granulites – a contribution to the geochemical diagnosis of original rocks in high-metamorphic complexes // *Gerlands Beiträge zur Geophysik*. – 1987. – Vol. 96, N 3–4. – P. 271–290.
30. Williams I. S., Claesson S. Isotopic evidence for the Precambrian provenance and Caledonian metamorphism in high grade paragneisses from Seve Nappes, Scandinavian Caledonides // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1987. – Vol. 97, N 2. – P. 205–217.
-
1. Arkhey Anabarskogo shchita i problemy ranney evolyutsii Zemli [Archaean of Anabar Shield and problems of the evolution of the Earth]. Moscow: Nauka. 1988. 253 p.
2. Burnham C. W. The value of volatile components. *Evolution of igneous rocks*. Moscow: Mir. 1983. Pp. 425–437. (In Russian).
3. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta SSSR masshtaba 1 : 200 000. Seriya Anabarskaya. Listi: R-48-XI, XII; R-49-I, II; R-49-VII, VIII; R-49-XIII, XIV. Objasn. zapiska [State Geological Map of the USSR, scale 1:200,000. Series Anabar. Sheets: R-48-XI, XII; R-49-I, II; R-49-VII, VIII; R-49-XIII, XIV. Explan. note. Moscow: Gosgeoltekhizdat. 1987. 194 p.
4. Gusev N. I., Pushkin M. G., Kruglova A. A. et al. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii. Masshtab 1 : 1 000 000 (tret'e pokolenie). List R-49 – Olenek. Ob'yasn. zapiska [State Geological Map of the Russian Federation, scale 1:1,000,000. Series Anabaro-Viluyskaya. Sheet R-49. (Olenek, third generation). Explan. note. St. Petersburg: Kartfabrika VSEGEI. 2016. 448 p.
5. Lipenkov G. V., Mashchak M. S., Kirichenko V. T. et al. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii masshtaba 1 : 1 000 000 (tret'e pokolenie). Seriya Anabaro-Vilyuyskaya. List R-48 – Khatanga. Ob'yasn. zapiska [State Geological Map of the Russian Federation, scale 1:1,000,000 (third generation). Series Anabaro-Viluyskaya. Sheet R-48 – Khatanga. Explan. note]. St. Petersburg: Kartfabrika VSEGEI. 2016. 342 p.
6. Malkovets V. G., Tretjakova I. G., Belousova E. A. et al. Stages of the evolution of the lithosphere of the Siberian Craton: the results of the study of the U-Pb-Th, Lu-Hf and Re-Os isotope systems of the deep xenogenic material from kimberlites. *Geology and minerageny of Northern Eurasia (materials of the meeting)*. Novosibirsk: IGM SO RAN. 2017. Pp. 145–146. (In Russian).
7. Rozen O. M., Turkina O. M. The oldest crust of the Siberian Craton. *General and regional problems of tectonics and geodynamics: Proceedings of the XLI Tectonic Conference. Vol. 2*. Moscow: GEOS. 2008. Pp. 180–183. (In Russian).
8. Taylor S. R., McLennan S. M. Kontinental'naya kora, ee sostav i evolyutsiya [The continental crust, its composition and evolution]. Moscow: Mir. 1988. 384 p.
9. Turkina O. M. Stages of the formation of the Early Precambrian crust of the Sharyzhalgaysky uplift (southwest of the Siberian Craton): synthesis of Sm-Nd and U-Pb isotope data. *Petrologiya*. 2010. Vol. 18. No. 2, pp. 168–187. (In Russian).
10. Turkina O. M., Sergeev S. A., Sukhorukov V. P., Rodionov N. V. U-Pb age of zircon from paragneisses in granulite terrane of the Sharyzhalgai uplift (southwest of the Siberian Craton): evidence for the Archean sedimentation and evolution of continental crust from Eoarchean to Mesoarchean. *Geologiya i geofizika*. 2017. Vol. 58. No. 9, pp. 1281–1297. (In Russian).
11. Bell, E. A., Boehnke, P., Harrison, T. M. 2016: Recovering the primary geochemistry of Jack Hills zircons through quantitative estimates of chemical alteration. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 191. 187–202.
12. Corfu, F., Hanchar, J. M., Hoskin, P. W. O., Kinny, P. 2003: Atlas of zircon textures. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 53. 469–500.

13. Corfu, F., Heaman, L. M., Rogerset, G. 1994: Polymetamorphic evolution of the Lewisian complex, NW Scotland, as recorded by U-Pb isotopic compositions of zircon, titanite and rutile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 117. 215–228.
14. Grimes, C. B., John, B. E., Cheadle, M. J. et al. 2009. On the occurrence, trace element geochemistry, and crystallization history of zircon from in situ ocean lithosphere. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 158. 6. 757–783.
15. Hoskin, P. W. O., Black, L. P. 2000: Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon. *Journal of Metamorphic Geology*. 18. 423–439.
16. 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*. 69. 3. 637–648.
17. Kostrovitsky, S. I., Skuzovatov, S. Yu., Yakovlev, D. A. et al. 2016: Age of the Siberian craton crust beneath the northern kimberlite fields: Insights to the craton evolution. *Gondwana Research*. 39. 365–385.
18. O'Brien, T. M., Miller, E. L. 2014: Continuous zircon growth during long-lived granulite facies metamorphism: a microtextural, U-Pb, Lu-Hf and trace element study of Caledonian rocks from the Arctic. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 168. 1071–1088.
19. Maier, A. C., Cates, N. L., Trail, D. et al. 2012: Geology, age and field relations of Hadean zircon-bearing supracrustal rocks from Quad Creek, eastern Beartooth Mountains (Montana and Wyoming, USA). *Chemical Geology*. 312–313. 47–57.
20. Paquette, J. L., Ionov, D. A., Agashev, A. M. et al. 2017: Age, provenance and Precambrian evolution of the Anabar Shield from U-Pb and Lu-Hf isotope data on detrital zircons, and the history of the northern and central Siberian craton. *Precambrian Research*. 301. 134–144.
21. Reimink, J. R., Chacko, T., Stern, R. A., Heaman, L. M. 2014: Earth's earliest evolved crust generated in an Iceland-like setting. *Nature Geoscience*. 7. 529–533.
22. Reimink, J. R., Chacko, T., Stern, R. A., Heaman, L. M. 2016: The birth of a cratonic nucleus: litho-geochemical evolution of the 4.02–2.94 Ga Acasta Gneiss Complex. *Precambrian Research*. 281. 453–472.
23. Rubatto, D. 2017: Zircon: the metamorphic mineral. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 83. 261–295.
24. Song, H., Xu, H., Zhang, J. et al. 2014: Syn-exhumation partial melting and melt segregation in the Sulu UHP terrane: Evidences from leucosome and pegmatitic vein of migmatite. *Lithos*. 202–203. 55–75.
25. Springer, W., Seek, H. A. 1997: Partial fusion of basic granulites at 5 to 15 kbar: implications for the origin of TTG magmas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 127. 30–45.
26. Sun, S., McDonough, W. F. 1989: Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society London Special Publications*. 42. 313–345.
27. Villa, I. M., Hanchar, J. M. 2017: Age discordance and mineralogy. *American Mineralogist*. 102. 2422–2439.
28. Watson, E., Harrison, T. 2005: Zircon thermometer reveals minimum melting conditions on earliest Earth. *Science*. 308. 841–844.
29. Werner, C. D. 1987: Saxonian granulites – a contribution to the geochemical diagnosis of original rocks in high-metamorphic complexes. *Gerlands Beiträge zur Geophysik*. 96. 3–4. 271–290.
30. Williams, I. S., Claesson, S. 1987: Isotopic evidence for the Precambrian provenance and Caledonian metamorphism in high grade paragneisses from Seve Nappe, Scandinavian Caledonides. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 97. 2. 205–217.

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

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

Скублов Сергей Геннадьевич – доктор геол.-минерал. наук, гл. науч. сотрудник, Институт геологии и геохронологии докембрия Российской академии наук (ИГГД РАН). Наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, 199034, Россия; профессор, Санкт-Петербургский горный университет (СПГУ). 21-я линия, Васильевский остров, 2, Санкт-Петербург, 199106, Россия. <skublov@yandex.ru>

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

Sergeeva Lyudmila Yur'evna – Engineer, VSEGEI¹. <ludmila_sergeeva@vsegei.ru>

Skublov Sergey Gennad'evich – Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Chief Researcher, RAS Institute of the Precambrian Geology and Geochronology (IGGD RAS). 2 Naberezhnaya Makarova, St. Petersburg, 199034, Russia; Professor, Saint-Petersburg Mining University (SPGU). 21st Line, St. Petersburg, 199106, Russia. <skublov@yandex.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.