

ПАЛЕОАРХЕЙСКИЙ ТОНАЛИТ-ТРОНДЪЕМИТОВЫЙ КОМПЛЕКС СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ШАРЫЖАЛГАЙСКОГО ВЫСТУПА (юго-запад Сибирского кратона): РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb И Sm-Nd ИССЛЕДОВАНИЯ

О.М. Туркина^{1,2}, Н.Г. Бережная³, А.Н. Ларионов³, Е.Н. Лепехина³, С.Л. Пресняков³, Т.Е. Салтыкова³

¹ Институт геологии и минералогии СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия

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

³ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт, 199106, Санкт-Петербург, Средний просп., 74, Россия

В северо-западной части Шарыжалгайского выступа Сибирского кратона (Булунский блок) наиболее ранняя сиалическая кора (серогнейсовый комплекс) представлена плагиогнейсами, их мигматизированными разновидностями и подчиненными плагиогранитоидами. Изучен петрохимический, редкоземельный и изотопный (Sm-Nd) составы пород и проведено U-Pb датирование цирконов (SHRIMP-II). Преобладающими являются плагиогнейсы и плагиогранитоиды трондъемитового, реже тоналитового составов, которым присущи типичные для пород архейских тоналит-трондъемит-гранодиоритовых (ТТГ) комплексов особенности состава ($Al_2O_3 \geq 15\%$, $Mg\# = 28-38$, $(La/Yb)_n = 23-66$, $Sr/Y = 27-135$, $Eu/Eu^* = 0.7-1.1$). В качестве второстепенного компонента присутствуют плагиогнейсы метаандезит-риодацитов ассоциации ($SiO_2 = 59-69\%$, $(La/Yb)_n = 7-32$, $Sr/Y = 11-24$, $Eu/Eu^* = 0.5-0.7$). Католюминесцентное изучение цирконов выявило наличие в них «магматических» ядер и метаморфогенных кайм, в большинстве случаев отличающихся от ядер концентрациями U и Th, а также низкими или сильно варьирующими Th/U, в мигматизированных плагиогнейсах трондъемитового состава установлены две различающиеся по морфологии генерации циркона. Протолиты пород серогнейсового комплекса были сформированы в палеоархее в результате двух дискретных эпизодов магматизма: ~3.3 и 3.25 млрд лет, а их метаморфизм и мигматизация произошли ~3.2 млрд лет назад. Изотопные и геохимические характеристики пород указывают на образование первичных расплавов преимущественно за счет плавления метабазитовых источников на различных уровнях утолщенной коры. Для плагиогнейсов трондъемитового состава предполагается участие более древнего сиалического материала в магмогенерации.

Палеоархей, тоналиты, трондъемиты, U-Pb возраст, Sm-Nd изотопная геохимия, петрогенезис, Сибирский кратон, Шарыжалгайский выступ.

PALEOARCHEAN TONALITE-TRONDHJEMITE COMPLEX IN THE NORTHWESTERN PART OF THE SHARYZHALGAI UPLIFT (southwestern Siberian craton): RESULTS OF U-Pb AND Sm-Nd STUDY

O.M. Turkina, N.G. Berezhnaya, A.N. Larionov, E.N. Lepekhina, S.L. Presnyakov, and T.E. Saltykova

In the northwestern part of the Sharyzhalgai uplift of the Siberian craton (Bulun block), the earliest sialic crust (grey-gneiss complex) is composed of plagiogneisses, their migmatized varieties, and subordinate plagiogranitoids. The petrochemical, trace-element, and Sm-Nd isotope compositions of rocks were studied, and U-Pb dating of zircons (SHRIMP-II) was performed. Plagiogneisses and plagiogranitoids of trondhjemite and, more seldom, tonalite compositions are predominant; their compositions are typical of rocks of Archean tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) complexes ($Al_2O_3 \geq 15\%$, $Mg\# = 28-38$, $(La/Yb)_n = 23-66$, $Sr/Y = 27-135$, $Eu/Eu^* = 0.7-1.1$). Plagiogneisses of metaandesite-rhyodacite association are subordinate ($SiO_2 = 59-69\%$, $(La/Yb)_n = 7-32$, $Sr/Y = 11-24$, $Eu/Eu^* = 0.5-0.7$). Cathodoluminescent study of zircons revealed «magmatic cores» and metamorphogenic rims; most of the rims differ from the cores in U and Th contents and low or greatly varying Th/U ratios. In migmatized plagiogneisses of trondhjemite composition, two zircon generations of different morphologies have been recognized. The protoliths of the grey-gneiss complex rocks formed in the Paleoproterozoic as a result of two discrete magmatism episodes, at ~3.3 and 3.25 Ga, and their metamorphism and migmatization took place at ~3.2 Ga. The isotopic and geochemical features of rocks evidence that the primary melts were produced mainly through the melting of metabasic sources at different depths of the thickened crust. Plagiogneisses of trondhjemite composition apparently resulted from magma generation involving ancient sialic material.

Paleoproterozoic, tonalites, trondhjemites, U-Pb age, Sm-Nd isotope geochemistry, petrogenesis, Siberian craton, Sharyzhalgai uplift

ВВЕДЕНИЕ

Для реконструкции стадийности формирования коры раннедокембрийских кратонов ключевыми являются вопросы о времени наиболее ранних корообразующих событий, возрасте, составе и генезисе древнейших породных ассоциаций. Большая часть архейской континентальной коры представлена серогнейсовыми комплексами, сложенными породами тоналит-трондьемит-гранодиоритовых (ТГГ) серий. В пределах фундамента Сибирского кратона до последнего времени находки палеоархейских (>3.2 млрд лет) пород были крайне редки [Бибикова и др., 1988; Nutman et al., 1992], а на юго-западной его окраине (Шарыжалгайский выступ) ограничены плагиогранитоидами Онотского зеленокаменного пояса [Бибикова и др., 1982]. Исследование в Онотском блоке серогнейсового комплекса, его прецизионное датирование и изотопно-геохимическое изучение дали бесспорные свидетельства палеоархейских корообразующих событий на юго-западе кратона [Туркина, 2004; Бибикова и др., 2006]. По Sm-Nd изотопным признакам распространение палеоархейской коры было прослежено и далее к северо-западу (Булунский блок) [Туркина и др., 2007a]. Поскольку архейские ТГГ комплексы обычно полифазные и их формирование включает сложную последовательность событий магматизма, деформаций, метаморфизма и частичного плавления, наиболее полная информация об их эволюции может быть получена при датировании U-Pb методом единичных зерен циркона в сочетании с анализом их внутреннего строения. В данной работе представлены новые изотопно-геохронологические и геохимические данные для плагиогнейсов и плагиогранитоидов Булунского блока Шарыжалгайского выступа, позволяющие реконструировать историю их формирования.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ШАРЫЖАЛГАЙСКОГО ВЫСТУПА

Шарыжалгайский выступ фундамента представляет собой самое южное обнаженное окончание Тунгусской провинции Сибирского кратона [Rosen et al., 1994], протягиваясь в северо-западном направлении на ~350 км от южного побережья оз. Байкал до р. Ока. С северо-запада на юго-восток он подразделяется на Булунский, Онотский, Китойский и Иркутский блоки (террейны), границами которых

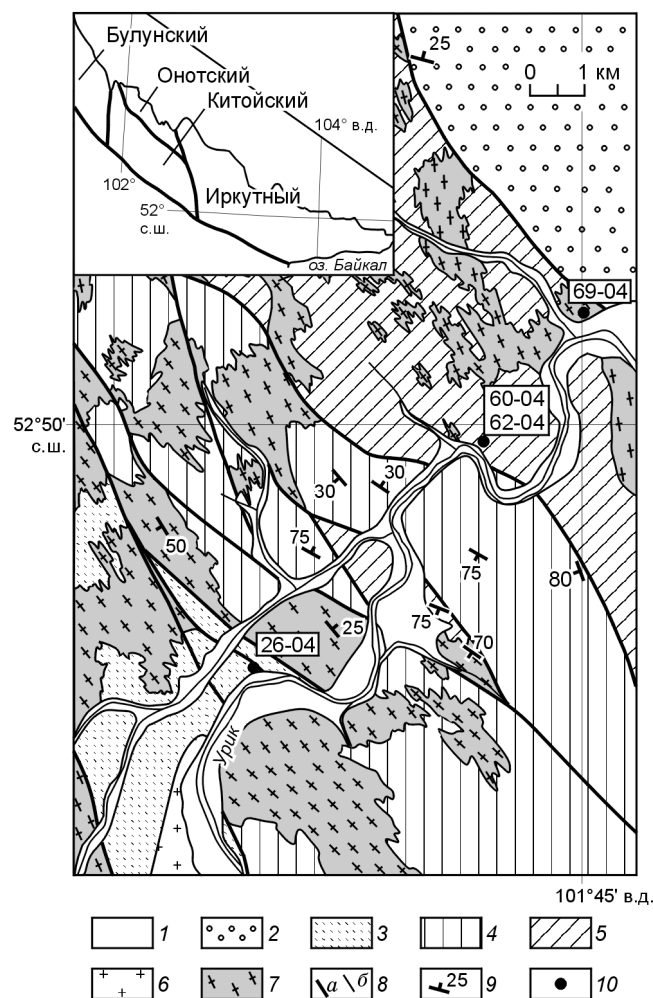


Рис. 1. Геологическая схема юго-восточной части Булунского блока (составлена на основе [Скляров и др., 1998] с дополнениями авторов):

1 — современные аллювиальные отложения, 2 — платформенные отложения; 3, 4 — породные ассоциации Урикского зеленокаменного пояса: 3 — биотитовые, амфибол-биотитовые гнейсы, амфиболиты (ерминская толща), 4 — гранатовые амфиболиты, амфиболиты, пачки гранатосодержащих биотитовых и амфиболовых кристаллических сланцев, прослои кианитосодержащих сланцев и кварцитосланцев; 5 — биотитовые плагиогнейсы и плагиогранитоиды (ТГГ комплекс), 6 — раннепротерозойские граниты, 7 — архейские плагиогранитоиды, 8 — тектонические границы (а), прочие границы геологических тел (б), 9 — элементы залегания, 10 — места отбора проб для геохронологического изучения. На врезке — схема террейнов Шарыжалгайского выступа.

Бибикина, 1989]. Последующий метаморфизм произошел в позднем архее (~2.6 млрд лет) и раннем протерозое (~1.87 млрд лет) [Poller et al., 2005; Сальникова и др., 2007; Туркина и др., 20076]. В Онотском и Булуномском террейнах преобладают супракрустальные метаосадочно-вулканогенные отложения, их метаморфизм до амфиболитовой фации (1880 ± 17 млн лет, Ag-Ag датирование амфибола из микрогнейсов Онотского блока) и последующий гранитоидный магматизм (~1.86 млрд лет) [Донская и др., 2002; Левицкий и др., 2002] в Онотском блоке также были связаны с раннепротерозойскими коллизионными событиями.

Плаггиогнейсы и гранитоиды тоналит-трондьемит-гранодиоритового состава (ТТГ комплекс) Онотского и Булуномского террейнов слагают линейно вытянутые тектонические блоки и пластины, чередующиеся со стратифицированными и в различной степени деформированными метаосадочно-вулканогенными отложениями. В Онотском террейне ТТГ комплекс включает доминирующие массивные до гнейсовидных трондьемиты и тоналиты первично интрузивной природы, содержащие реликты плаггиогнейсов и амфиболитов [Ножкин и др., 2001; Туркина, 2004]. Согласно результатам U-Pb датирования единичных зерен циркона с магматической зональностью, плаггиогнейсы трондьемитового состава в Онотском блоке имеют возраст 3386 ± 14 млн лет [Бибикина и др., 2006].

В Булуномском террейне породы серогнейсового комплекса — плаггиогнейсы и гнейсовидные плаггиограниты слагают отдельные блоки и пластины, которые чередуются в разрезе с амфиболитами, гранатовыми амфиболитами, гранатосодержащими биотитовыми и амфибол-биотитовыми кристаллическими сланцами, представляющими стратифицированные метаосадочно-вулканогенные отложения зеленокаменного пояса. Наиболее крупный блок, сложенный породами ТТГ комплекса, протягивается вдоль северо-восточной окраины этого террейна (см. рис. 1). Преобладающими в серогнейсовом комплексе являются биотитовые плаггиогнейсы в различной степени полосчатые и мигматизированные, их общая ориентировка гнейсовидности субсогласна с доминирующим северо-западным простиранием метаморфических толщ. Вблизи северо-восточной границы Булуномского блока (приустьевая часть р. Аганай, левого притока р. Урик) выделяется тело неправильной формы, сложенное гнейсовидными до массивных, иногда неясно-порфировидными плаггиогранитами, предположительно интрузивной природы. Биотитовые плаггиогнейсы при картировании выделялись в составе онотской и ерминской свит, а более массивные плаггиогранитоиды были отнесены к архейскому китойскому комплексу. Плаггиогранитоиды наиболее поздней генерации образуют многочисленные жильные и пластообразные тела среди фрагментов метаморфической, преимущественно амфиболитовой толщи. Биотитовые плаггиогнейсы (Пл + Кв + Би + Ап + Ци ± Сф*), слагающие как самостоятельные тела, так и реликты среди плаггиогранитоидов, характеризуются тонкой и неясной грубой полосчатостью и в той или иной степени мигматизированы с наличием субсогласных и секущих лейкосом биотит-кварц-плаггиоклазового состава. Среди плаггиогнейсов преобладают лейкократовые разновидности с содержанием биотита, как правило, не превышающим 10—15 %. Кроме того, локально в составе комплекса установлены более массивные биотитовые (±роговая обманка) плаггиогнейсы (Пл + Кв + Би ± Ро + Ап + Ци + Сф), химический состав которых, как будет показано ниже, заметно отличается от преобладающих биотитовых плаггиогнейсов. Плаггиограниты имеют тот же минеральный состав, что и плаггиогнейсы, но отличаются более массивной текстурой.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

Определение содержаний петрогенных элементов выполнено рентгенофлуоресцентным методом в Аналитическом центре ИГМ СО РАН на рентгеноспектральном анализаторе VRA-20R, погрешности определения не превышают 5 отн. %. Концентрации редких и редкоземельных элементов установлены методом ICP-MS на масс-спектрометре высокого разрешения ELEMENT (Finnigan Mat) с ультразвуковым распылителем U-5000AT+. Пределы обнаружения редкоземельных и высокозарядных элементов составляют от 0.005 до 0.1 мкг/г. Точность анализа составляла в среднем 2—7 отн. %.

Определение концентраций и изотопного состава Sm и Nd проведены в ГЕОХИ РАН (г. Москва) и Геологическом институте КНЦ РАН (г. Апатиты) на семиканальном масс-спектрометре Finnigan MAT-262 (RPQ) в статическом режиме по методике, описанной в работе [Баянова, 2004]. Холостное внутривлабораторное загрязнение составило 0.06 нг для Sm, 0.3 нг для Nd. Точность определения концентраций Sm и Nd составила ± 0.2 % (2σ), ошибки воспроизводимости определения изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} \pm \pm 0.2\%$ (2σ), точность определения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 0.003$ (2σ). Измеренные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ нормализованы к $^{148}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.251578$, что соответствует $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$, и приведены к отношению $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511860$ в Nd стандарте La Jolla. За период измерений средневзвешенные значения

* Пл — плаггиоклаз, Кв — кварц, Би — биотит, Ро — роговая обманка, Ап — апатит, Ци — циркон, Сф — сфен.

$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ по стандартам составили: La Jolla ($N = 11$) 0.511833 ± 6 (2σ), Jindi1 ($N = 44$) 0.512072 ± 2 (2σ). При расчете ϵ_{Nd} и $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ использованы следующие значения современных изотопных отношений для однородного хондритового резервуара (CHUR): $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$ [Jacobsen, Wasserburg, 1984] и деплетированной мантии (DM): $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2136$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51315$ [Goldstein, Jacobsen, 1988].

U-Pb датирование цирконов осуществлялось на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского. Отобранные вручную зерна цирконов были имплантированы в эпоксидную смолу вместе с зернами цирконовых стандартов TEMORA и 91500. Далее зерна цирконов были сошлифованы и приполированы приблизительно на половину своей толщины. Для выбора участков (точек) датирования на поверхности зерен использовались оптические (в проходящем и отраженном свете) и катодolumинесцентные изображения, отражающие внутреннюю структуру и зональность цирконов.

Измерения U-Pb отношений на SHRIMP-II проводились по методике, описанной в работе [Williams, 1998]. Интенсивность первичного пучка молекулярного кислорода составляла 4 нА, диаметр пятна (кратера) составлял 25 мкм. Обработка полученных данных осуществлялась с использованием программы SQUID [Ludwig, 2000]. U-Pb отношения нормализовались на значение 0.0668, приписанное стандартному циркону TEMORA, что соответствует возрасту этого циркона 416.75 млн лет [Black et al., 2003]. Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) приводятся на уровне 1σ , погрешности вычисленных конкордантных возрастов и пересечений с конкордией приводятся на уровне 2σ . Построение графиков с конкордией проводилось с использованием программы ISOPLOT/EX [Ludwig, 1999].

СОСТАВ ПОРОД СЕРОГНЕЙСОВОГО КОМПЛЕКСА БУЛУНСКОГО БЛОКА

Состав представительных проб плагиогнейсов и плагиогранитоидов, в том числе использованных для изотопно-геохронологического изучения, приведен в табл. 1. По содержанию петрогенных элементов преобладающие плагиогнейсы и плагиогранитоиды преимущественно соответствуют высокоглиноземистому типу тоналитов и трондьемитов ($\text{Al}_2\text{O}_3 \geq 15\%$ при $\text{SiO}_2 = 70\%$, по [Barker, Arth, 1976]), наиболее меланократовые разности плагиогнейсов имеют диоритовый (андезитовый) состав. Для пород характерна

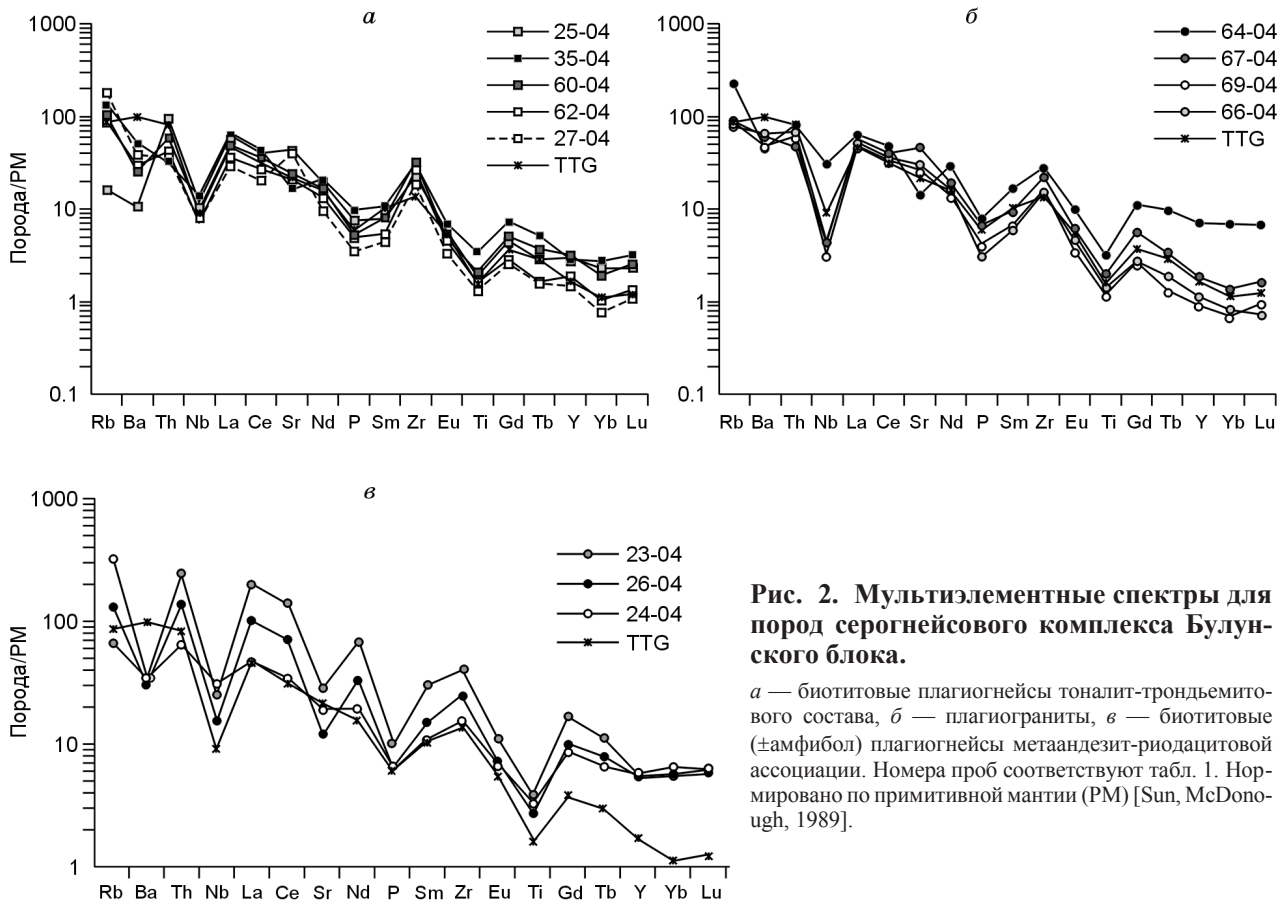


Рис. 2. Мультиэлементные спектры для пород серогнейсового комплекса Булунского блока.

a — биотитовые плагиогнейсы тоналит-трондьемитового состава, *б* — плагиограниты, *в* — биотитовые (\pm амфибол) плагиогнейсы метаандезит-риодацитовой ассоциации. Номера проб соответствуют табл. 1. Нормировано по примитивной мантии (PM) [Sun, McDonough, 1989].

Таблица 1. Содержание петрогенных и редких элементов в представительных пробах плагиогнейсов и плагиогранитоидов Булунского блока

Компонент	25-04	35-04	60-04	62-04	27-04	64-04	67-04	66-04	69-04	23-04	24-04	26-04	TTG
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
SiO ₂ , мас. %	62.95	65.36	68.91	70.32	70.82	67.01	67.88	70.93	74.09	58.81	65.69	69.18	69.79
TiO ₂	0.408	0.742	0.458	0.354	0.285	0.692	0.426	0.306	0.255	0.833	0.703	0.562	0.34
Al ₂ O ₃	19.84	17.66	16.36	14.87	15.16	15.93	16.5	17.19	14.35	19.22	15.98	15.5	15.56
Fe ₂ O ₃	3.38	5.65	4.55	4.33	2.96	6.78	4.39	2.98	2.53	6.87	6.8	4.46	3.12
MnO	0.036	0.106	0.068	0.061	0.053	0.11	0.05	0.039	0.035	0.063	0.102	0.064	0.05
MgO	1.04	1.24	1.12	0.93	0.71	1.32	0.91	0.76	0.56	1.76	1.62	0.91	1.18
CaO	5.82	3.06	3.29	3.28	2.87	2.26	3.08	2.69	2.16	5.12	3.1	3.61	3.19
Na ₂ O	4.97	3.82	3.81	3.63	5.91	3.86	4.33	3.43	3.68	5.52	3.86	3.82	4.88
K ₂ O	0.25	1.69	1.06	1.25	1.01	1.88	1.77	1.19	1.77	1.34	1.96	1.36	1.76
P ₂ O ₅	0.168	0.218	0.116	0.108	0.077	0.172	0.147	0.092	0.067	0.219	0.139	0.136	0.13
П.п.п.	1.05	0.91	0.35	0.59	0.41	0.41	0.46	0.36	0.38	0.56	0.44	0.38	—
U, г/т	1.55	0.7	0.6	0.5	0.5	0.76	0.5	0.56	0.74	1.9	1.4	1.4	1.6
Th	8.1	2.7	5.0	3.6	3.1	7.0	4.0	5.8	5.2	20.3	5.3	11.3	6.9
Rb	10.4	88	66.6	56.8	116	144	56.6	40	55.2	42	205	83	55
Ba	73	367	178	208	271	319	425	459	337	241	241	212	690
Sr	921	346	512	439	848	301	971	641	554	591	399	254	454
La	43	45	33.7	25.1	20.0	44	39.4	36	33.3	137	32	70	32
Ce	71	79	64.3	48.1	36.3	86	72.2	64	59.7	251	61	126	56
Pr	8	9.1	6.52	4.87	3.55	10.6	7.36	6.9	5.54	30	8.0	15	—
Nd	26	29	22.7	17.92	12.93	40	25.93	22	18.92	92	26	44	21.4
Sm	4	4.7	3.56	2.39	1.95	7.3	4.17	2.6	2.92	13	4.7	6.6	3.3
Eu	1.0	1.2	0.82	0.77	0.56	1.67	1.03	0.77	0.6	1.8	1.1	1.2	0.92
Gd	3	4.4	3.05	1.7	1.53	6.6	3.33	1.62	1.58	10	5.1	5.9	2.2
Tb	0.3	0.56	0.4	0.18	0.17	1.05	0.36	0.2	0.14	1.2	0.70	0.84	0.31
Dy	2.0	2.8	2.29	1	0.9	6.3	1.96	0.93	0.92	5.4	4.7	4.4	1.16
Ho	0.38	0.48	0.4	0.17	0.15	1.25	0.36	0.16	0.22	0.92	1.0	0.84	—
Er	1.1	1.4	1.19	0.49	0.4	3.5	0.93	0.46	0.56	2.8	2.9	2.5	0.59
Tm	0.19	0.24	0.15	0.07	0.06	0.53	0.17	0.063	0.06	0.46	0.46	0.42	—
Yb	1.1	1.4	0.95	0.51	0.38	3.4	0.67	0.4	0.34	2.8	3.2	2.7	0.55
Lu	0.17	0.24	0.19	0.1	0.08	0.5	0.12	0.053	0.08	0.46	0.46	0.42	0.12
Zr	257	346	363	299	208	314	246	170	180	446	169	270	152
Hf	5.4	8.7	6.1	4.5	3.4	7.6	4.9	4.1	4.1	13	4.7	7.9	4.5
Ta	0.7	0.87	0.36	0.14	0.6	2.8	0.26	0.36	0.2	0.77	1.5	0.93	0.71
Nb	8.6	10	7.1	5.2	5.2	22	3.1	3.2	2.3	18	22	11	6.4
Y	13.7	13	14.6	8.7	6.7	32	8.3	5.1	4.1	25	26	24	7.5
Cr	—	—	186	117	221	22	106	16	55	—	—	—	29
Ni	—	—	17.8	13.6	14.1	12.4	18.0	6.7	10.5	—	—	—	14
(La/Yb) _n	25.4	22.6	23.9	33.2	35.5	8.7	39.6	60.7	66.0	32.4	6.9	17.3	38.4
Sr/Y	67.2	26.6	35.1	50.7	126.0	9.4	116.7	125.7	135.2	23.6	15.3	10.6	—
Eu/Eu*	0.94	0.79	0.74	1.1	0.96	0.72	0.82	1.1	0.77	0.47	0.67	0.57	0.99
Mg#	38	30	33	30	32	28	29	34	30	33.7	32.1	28.8	43.0

Примечание. 1—5 — биотитовые плагиогнейсы тоналит-трондьемитового состава, 6—9 — биотитовые плагиогранитоиды, 10—12 — биотитовые (±амфибол) плагиогнейсы метаандезит-дацитово-ассоциации. TTG — средний состав архейских TTG [Martin, 1994]. (La/Yb)_n — отношение, нормированное по хондриту [Boynnton, 1984]. Mg# — магнезиальный номер (Mg/(Mg + Fe)·100). Eu/Eu* = Eu_n/((Sm_n + Gd_n)/2). Прочерк — нет данных.

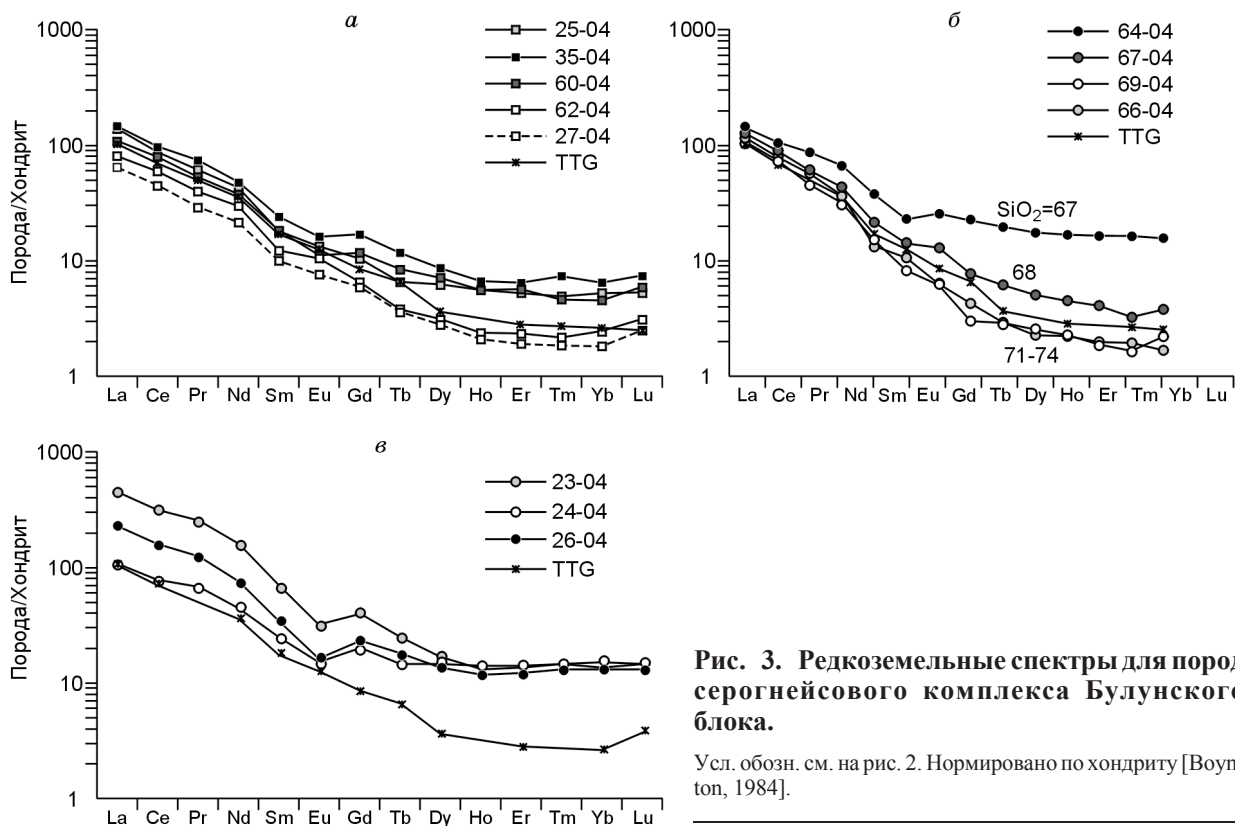
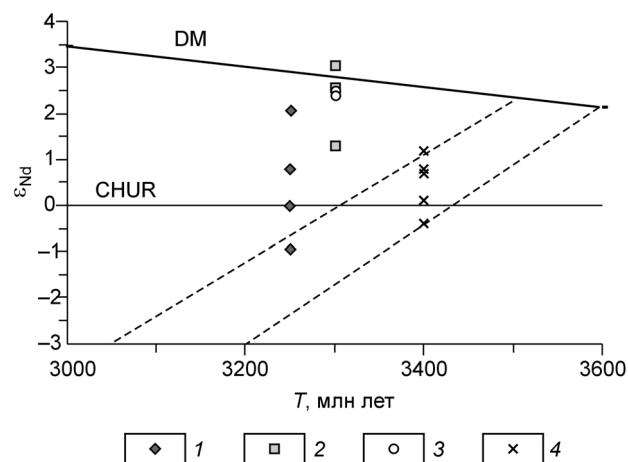


Рис. 3. Редкоземельные спектры для пород серогнейсового комплекса Булунского блока.

Усл. обозн. см. на рис. 2. Нормировано по хондриту [Воуптон, 1984].

низкая магнезиальность ($Mg\# = 28-38$), что является обычным для палеоархейских тоналит-гранодиоритовых (ТТГ) комплексов ($Mg\# \leq 50$) [Smithies, 2000]. Плаггиогнейсы в среднем имеют более низкую кремнекислотность и обогащены в сравнении с плаггиогранитоидами Fe_2O_3 , MgO , Cr , Ni . Для плаггиогранитоидов характерны отчетливые тренды снижения концентраций TiO_2 , Fe_2O_3 , MgO с ростом SiO_2 , что, вероятно, отражает дифференциацию расплава с фракционированием амфибола. Отсутствие подобных трендов для плаггиогнейсов связано, по-видимому, с локальным перераспределением компонентов при мигматизации. Большинство плаггиогнейсов и плаггиогранитоидов обладают всеми типичными чертами редкоэлементного состава архейских ТТГ, что проявляется в характере их мультиэлементных спектров с минимумами по Nb , P и Ti , максимумом по Sr и пониженными концентрациями Rb , Ba , Th (рис. 2, *a, б*). Породы ТТГ комплекса, как и другие высокоглиноземистые тоналиты и трондьемиты, имеют фракционированное распределение РЗЭ с высоким $(La/Yb)_n$ (23—36 — плаггиогнейсы, 40—66 — плаггиогранитоиды) со слабыми европиевыми аномалиями ($Eu/Eu^* = 0.7-1.1$) (рис. 3, *a, б*). Эти породы обогащены Sr (300—970 г/т) и обеднены Y (4—15 г/т), что обуславливает высокое Sr/Y (27—135), характерное для архейских ТТГ. Исключение представляют слабогнейсовидные тоналиты (обр. 64-04), которые обогащены TiO_2 , Fe_2O_3 , MgO , тяжелыми РЗЭ, Y , Nb , что коррелирует с повышенным содержанием биотита и аксессуарных минералов (циркона, сфена, апатита), эти особенности состава являются следствием аккумуляции ранних кристаллизующихся фаз.



По редкоэлементному составу обособляются биотитовые (\pm амфибол) плаггиогнейсы, отвечающие ряду пород от андезитов до риодацитов ($SiO_2 = 59-69\%$) натриевого ряда ($K_2O/Na_2O =$

Рис. 4. Диаграмма $T - \epsilon_{Nd}$ для пород серогнейсового комплекса Булунского блока.

1 — плаггиогнейсы тоналит-гранодиоритового состава, 2 — плаггиогнейсы метаандезит-риодацитов ассоциации, 3 — плаггиограниты. Для сравнения показаны палеоархейские плаггиогнейсы Олотского блока (4).

Таблица 2. Изотопные Sm-Nd данные для плагиогнейсов и плагиогранитоидов Булунского блока

№ п/п	Номер пробы	<i>T</i> , млрд лет	Nd, г/г	Sm, г/г	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	<i>T</i> _{Nd(DM)} , млн лет	ε _{Nd} (<i>T</i>)
1	35-04*	3.25	27.0	4.55	0.10180	0.510599 ± 15	3450	0
2	60-04*	3.25	42.4	6.97	0.09930	0.510497 ± 19	3508	-1.0
3	62-04	3.25	16.87	2.52	0.09043	0.510460 ± 16	3303	2.1
4	27-04	3.25	14.45	2.18	0.09121	0.510412 ± 17	3383	0.8
5	67-04*	3.3	34.9	5.11	0.08860	0.510402 ± 4	3325	2.4
6	69-04*	3.3	23.5	3.03	0.07780	0.510170 ± 5	3319	2.5
7	23-04*	3.3	96.1	13.3	0.08340	0.510297 ± 10	3314	2.6
8	24-04	3.3	20.98	3.97	0.11442	0.510910 ± 22	3415	1.3
9	26-04*	3.3	47.6	6.64	0.08430	0.510341 ± 9	3286	3.1

Примечание. 1—4 — плагиогнейсы трондьемитового состава, 5—6 — плагиограниты, 7—9 — гнейсы метаандезит-риодацитовая ассоциация. *T* — возраст, определенный U-Pb методом по циркону. Звездочкой помечены пробы, анализировавшиеся в ГЕОХИ РАН, остальные — в Геологическом институте КНЦ РАН.

= 0.2—0.5). В сравнении с преобладающими ТТГ они характеризуются повышенными концентрациями тяжелых РЗЭ и Y (24—26 г/г), менее крутым наклоном редкоземельных спектров — $(La/Yb)_n = 7—32$ и отчетливым европиевым минимумом ($Eu/Eu^* = 0.5—0.7$) (см. рис. 3, в), а также низким Sr/Y (11—24) и отсутствием максимума по Sr на мультиэлементных спектрах (см. рис. 2, в). Кроме того, они относительно обогащены Th (5—20 г/г) и легкими РЗЭ ($La = 32—137$ г/г). Особенности редкоэлементного состава данного типа плагиогнейсов позволяют сопоставлять их с переходным типом ТТГ, выделенным среди палеоархейских гранитоидов кратона Пилбара [Champion, Smithies, 2007].

Как следует из вышеизложенного, по редкоэлементному составу отчетливо обособляется два типа плагиогнейсов. Первый тип в дальнейшем изложении будет именоваться плагиогнейсами трондьемитового состава, а второй — гнейсами метаандезит-риодацитовая ассоциация.

Данные по Sm-Nd изотопному составу (табл. 2, рис. 4) показывают, что все изученные породы характеризуются палеоархейскими значениями модельного Nd возраста в диапазоне 3.3—3.5 млрд лет и преимущественно положительными величинами ε_{Nd}, что в целом является характерным для пород архейских серогнейсовых комплексов [Martin, 1994]. Такие изотопные параметры свидетельствуют о том, что плагиогнейсы и плагиогранитоиды представляют собой главным образом ювенильный коровый материал, сформированный при плавлении мафических субстратов, которые, в свою очередь, являются производными деплетированной мантии. Несколько пониженные величины ε_{Nd} (от -1.0 до 2.1), установленные для плагиогнейсов трондьемитового состава, допускают возможность участия в их образовании более древнего корового материала.

РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb ДАТИРОВАНИЯ

Определения возраста были выполнены для цирконов из тонкополосчатых биотитовых плагиогнейсов трондьемитового состава (обр. 60-04) грубополосчатых мигматизированных плагиогнейсов (обр. 62-04), гнейсовидных плагиогранитов (обр. 69-04), а также биотитовых гнейсов метаандезит-риодацитовая ассоциация (обр. 26-04), места отбора проб показаны на рис. 1. Внутреннее строение цирконов и наличие в них включений исследовано в катодолуминесцентных лучах и в оптике.

Плагиогнейсы тоналит-трондьемитового состава. Циркон из тонкополосчатых *плагиогнейсов трондьемитового состава* (обр. 60-04) представлен бледно-розовыми прозрачными призматическими кристаллами гиацитного габитуса с $K_y 2.0—4.0$, размер кристаллов составляет от 150 до 400 мкм. В катодолуминесцентном изображении (КЛ) большинство цирконов характеризуются наличием длинно- и короткопризматических ядер с тонкой осцилляторной и секториальной зональностью и оболочек с нечеткой зональностью, реже встречаются цирконы с темными незональными ядрами (рис. 5, а—д). В ядрах присутствуют нераскристаллизованные и частично раскристаллизованные расплавные включения. В оболочках и некоторых ядрах наблюдаются раскристаллизованные расплавные и флюидные включения.

Большинство ядер обладает невысокими концентрациями U (57—350 г/г) и Th (30—280 г/г) и имеют Th/U преимущественно в диапазоне 0.4—0.7, что является типичным для магматических цирконов (табл. 3). Наличие тонкой зональности и нераскристаллизованных расплавных включений свидетельствует в пользу вулканического генезиса ядер циркона. Темные незональные ядра (12.1, 6.1*) отно-

* Здесь и далее номера зерен и точек соответствуют табл. 3.

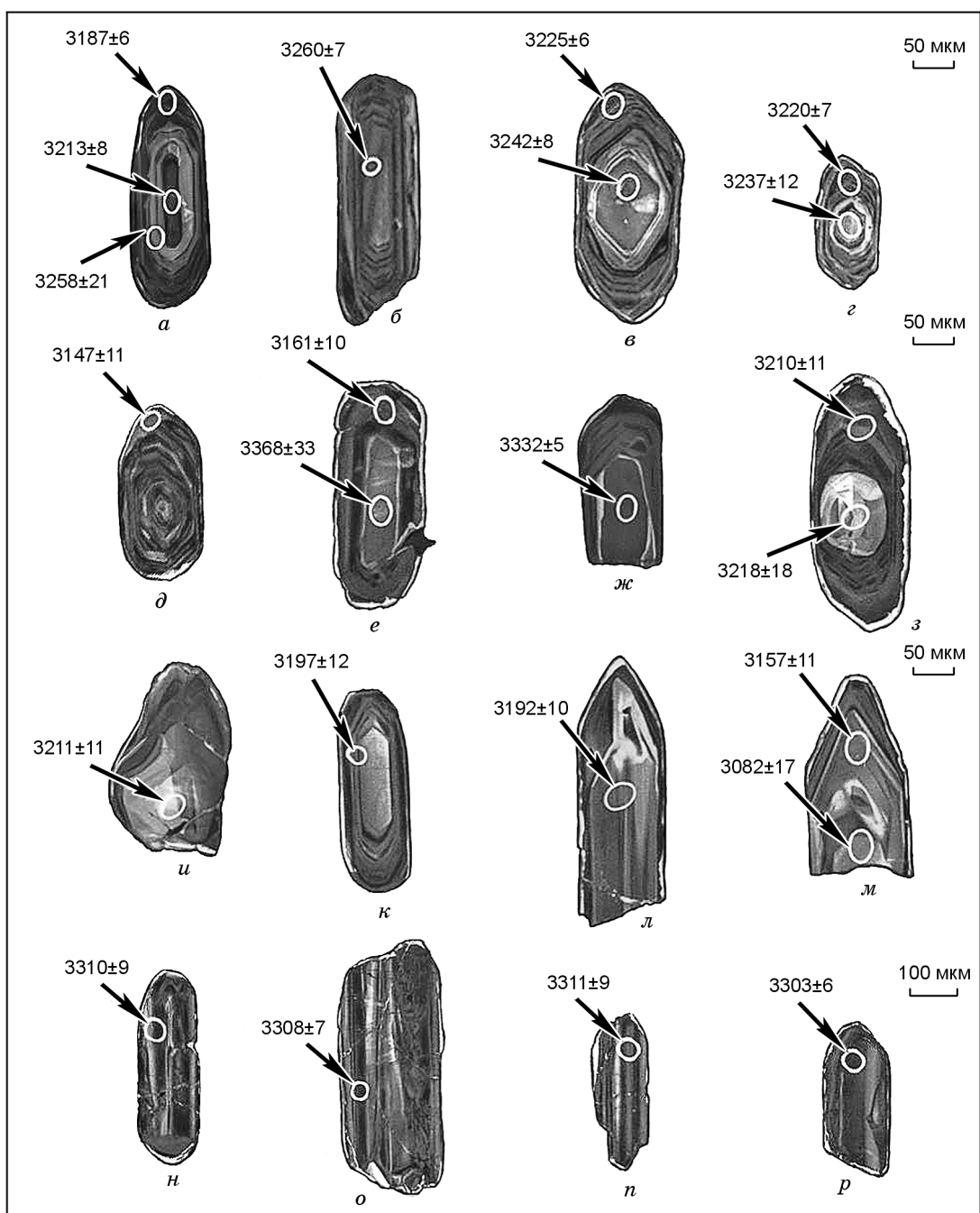


Рис. 5. Катодолюминесцентное изображение цирконов, расположение точек измерений и значения возраста (млн лет).

a—d — плагиогнейс трондземитового состава (обр. 60-04), *e—z* — плагиогранит (обр. 69-04), *u—m* — плагиогнейс мигматизированный (обр. 62-04), *n—p* — плагиогнейс метаандезит-риодацитовая ассоциация (обр. 26-04).

сительно обогащены U (219—710 г/т) и Th (210—862 г/т) и обладают повышенным Th/U (0.99—1.25), светлые трещиноватые ядра (5.1, 7.1), напротив, обеднены U (76—98 г/т) и Th (38—66 г/т), их Th/U составляет 0.52—0.69.

Внешние оболочки (15.1, 4.3, 6.2, 1.2) резко отличаются по содержанию U и Th от магматических ядер цирконов. Они характеризуются крайне низкими концентрациями Th (6—19 г/т) и величинами Th/U (0.04—0.06), что свойственно цирконам, образованным при метаморфизме. Часть оболочек (8.2, 9.2, 11.2) имеют более высокие концентрации Th (42—65 г/т) и значения Th/U (0.16—0.23), которые вместе с тем отчетливо ниже, чем для магматических ядер.

Таблица 3. Результаты изотопного анализа и возраст цирконов из пород серогнейского комплекса Булунского блока

Номер точки	U, г/г	Th, г/г	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}_c$, %	$^{206}\text{Pb}^*$, г/г	Изотопные отношения ¹						Rho	Возраст, млн лет		D, %
						$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	±%	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	±%	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	±%		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}^1$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^1$	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Плаггиогнейс трондъемитового состава (обр. 60-04)															
1.1 c	350	131	0.39	0.02	195	0.25901	0.38	23.09	0.58	0.6466	0.45	0.761	3215 ± 11	3241 ± 6	1
1.2 r	476	19	0.04	0	205	0.2496	0.85	17.21	0.97	0.5001	0.48	0.489	2614 ± 10	3182 ± 13	22
2.1 c	241	280	1.2	0	136	0.2605	0.45	23.66	0.70	0.6587	0.54	0.77	3236 ± 14	3250 ± 7	0
3.1 c	315	141	0.46	0.04	161	0.2565	0.42	21.11	0.64	0.5969	0.48	0.756	3017 ± 12	3225 ± 7	7
4.1 c	228	94	0.43	0.09	113	0.2544	0.53	20.17	0.77	0.5750	0.56	0.723	2928 ± 13	3213 ± 8	10
4.2 c	57	30	0.55	0.09	32	0.2619	1.40	23.62	1.70	0.6540	1.00	0.608	3244 ± 27	3258 ± 21	0
4.3 r	332	19	0.06	0	179	0.25036	0.39	21.61	0.60	0.6259	0.45	0.760	3133 ± 11	3187 ± 6	2
5.1 c	98	66	0.69	0.06	52	0.2597	0.72	22.29	1.10	0.6225	0.80	0.744	3120 ± 20	3245 ± 11	4
5.2 r	124	85	0.7	0.07	60.4	0.2610	0.6	20.35	1.6	0.5654	1.5	0.927	2889 ± 34	3253 ± 9	13
6.1 c	710	862	1.25	0	345	0.25427	0.30	19.84	0.47	0.5660	0.36	0.777	2892 ± 9	3212 ± 5	11
6.2 r	114	6	0.06	0.00	64.4	0.2476	0.7	22.36	1.7	0.6551	1.5	0.910	3248 ± 39	3169 ± 11	-2
7.1 c	76	38	0.52	1.26	28	0.2448	1.50	14.01	1.90	0.4153	1.10	0.568	2239 ± 20	3151 ± 24	41
8.1 c	229	187	0.84	0.05	114	0.2573	0.48	20.55	0.72	0.5793	0.54	0.753	2946 ± 13	3230 ± 8	10
9.1 c	207	143	0.71	0.06	116	0.2592	0.49	23.21	0.82	0.6492	0.65	0.800	3225 ± 17	3242 ± 8	1
9.2 r	273	43	0.16	0.29	150	0.2565	0.4	22.53	1.4	0.6371	1.4	0.960	3178 ± 35	3225 ± 6	2
10.1 c	99	50	0.53	0.22	55	0.2584	0.78	23.23	1.10	0.6520	0.81	0.719	3236 ± 20	3237 ± 12	0
10.2 r	300	103	0.36	0.14	161	0.2556	0.47	22.02	0.69	0.6248	0.50	0.732	3129 ± 12	3220 ± 7	3
11.1 c	110	75	0.7	0.00	61	0.2554	0.67	22.63	1.00	0.6427	0.76	0.750	3200 ± 19	3219 ± 11	1
11.2 r	310	65	0.22	0.04	146	0.25363	0.37	19.15	1.4	0.5475	1.4	0.966	2815 ± 32	3208 ± 6	14
12.1 c	219	210	0.99	0.11	120	0.2614	0.50	22.88	0.82	0.6349	0.65	0.796	3169 ± 16	3255 ± 8	3
13.1 c	278	101	0.38	0.06	156	0.2622	0.44	23.61	0.67	0.6530	0.51	0.755	3240 ± 13	3260 ± 7	1
14.1 c	95	53	0.58	0.11	53	0.2610	0.79	23.40	1.10	0.6504	0.83	0.723	3230 ± 21	3253 ± 12	1
15.1 r	133	8	0.06	0.19	72	0.2441	0.69	21.00	0.97	0.6240	0.69	0.707	3126 ± 17	3147 ± 11	1
Мигматизированный плаггиогнейс трондъемитового состава (обр. 62-04)															
1.1c	72	27	0.39	0.34	39.2	0.2456	0.70	21.55	1.55	0.6365	1.38	0.892	3175 ± 35	3157 ± 11	-1
1.2c	48	20	0.43	0.00	23.9	0.2344	1.04	18.54	1.89	0.5738	1.58	0.835	2923 ± 37	3082 ± 17	5
2.1c	72	49	0.70	0.09	41.9	0.2512	0.65	23.33	1.51	0.6735	1.37	0.904	3319 ± 35	3192 ± 10	-4
3.1c-r	152	131	0.89	0.06	75.0	0.2520	0.79	19.94	1.72	0.5739	1.53	0.889	2924 ± 36	3197 ± 12	9
4.1c	93	25	0.28	0.19	49.6	0.2559	0.59	21.85	1.44	0.6191	1.32	0.912	3106 ± 32	3222 ± 9	4
5.1c	229	64	0.29	0.12	112.6	0.2519	0.96	19.85	2.01	0.5715	1.77	0.880	2914 ± 42	3197 ± 15	10
6.1c	69	25	0.37	0.10	37.3	0.2541	0.69	22.19	1.54	0.6334	1.38	0.896	3163 ± 35	3211 ± 11	2
7.1c	194	143	0.76	0.03	97.2	0.2525	0.45	20.30	1.31	0.5833	1.23	0.940	2962 ± 29	3200 ± 7	8
8.1c	425	279	0.68	0.78	174.4	0.2549	0.33	16.78	1.23	0.4775	1.18	0.963	2516 ± 25	3215 ± 5	28
9.1c	20	14	0.70	0.10	11.3	0.2458	1.55	21.84	2.52	0.6445	1.98	0.788	3207 ± 50	3158 ± 25	-2
11.1c	105	8	0.08	0.07	62.4	0.2451	0.81	23.33	1.99	0.6905	1.82	0.913	3384 ± 48	3153 ± 13	-7
11.2r	103	88	0.88	0.24	58.7	0.2484	0.80	22.31	1.99	0.6602	1.82	0.915	3268 ± 47	3174 ± 13	-3
12.1r	268	78	0.30	0.19	117.2	0.2533	0.60	17.76	1.81	0.5086	1.71	0.943	2651 ± 37	3206 ± 9	21
13.1c	228	15	0.07	0.18	130.8	0.2466	0.58	22.69	1.81	0.6674	1.71	0.947	3296 ± 44	3163 ± 9	-4

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Плагногранит (обр. 69-04)															
<i>Циркон первого типа</i>															
6.1 c	112	76	0.70	0.00	62.6	0.2809	2.1	24.97	2.73	0.6447	1.75	0.641	3207 ± 44	3368 ± 33	5
6.2 r	176	21	0.13	0.04	92.4	0.2462	0.66	20.72	1.86	0.6103	1.74	0.935	3071 ± 43	3161 ± 10	3
7.1 c	87	40	0.48	0.39	46.1	0.2756	1.22	23.28	2.85	0.6126	2.58	0.904	3081 ± 63	3338 ± 19	8
7.2 r	233	35	0.16	0.04	110.8	0.234	0.62	19.32	1.82	0.5529	1.72	0.941	2837 ± 39	3206 ± 10	13
8.1 c	116	68	0.6	0.30	58.0	0.2715	0.63	21.73	1.42	0.5806	1.27	0.897	2951 ± 30	3315 ± 10	12
8.2 r	262	86	0.34	0.22	128.9	0.2480	0.61	19.55	1.81	0.5718	1.71	0.941	2915 ± 40	3172 ± 10	9
9.1 c	343	45	0.13	0.00	192.7	0.2746	0.35	24.74	1.23	0.6534	1.18	0.959	3242 ± 30	3332 ± 5	3
9.2 r	260	38	0.15	0.54	122.6	0.2486	1.26	18.71	2.22	0.5458	1.82	0.822	2808 ± 42	3176 ± 20	13
10.1 c	56	23	0.42	0.00	33.5	0.2755	0.71	26.20	1.67	0.6897	1.52	0.906	3382 ± 40	3338 ± 11	-1
<i>Циркон второго типа</i>															
1.1 c	90	43	49.9	0.00	0.50	0.2584	0.61	22.99	1.46	0.6451	1.33	0.910	3209 ± 34	3237 ± 10	1
1.2 r	237	34	118.3	0.23	0.15	0.2517	0.74	20.09	1.88	0.5789	1.73	0.920	2944 ± 41	3196 ± 12	9
2.1 c	102	56	48.8	0.00	0.56	0.2586	0.91	19.89	2.20	0.5577	2.00	0.909	2857 ± 46	3238 ± 14	13
3.1 c	233	99	123.4	0.08	0.44	0.2582	0.41	21.89	1.42	0.6148	1.36	0.957	3089 ± 33	3236 ± 6	5
3.2 r	236	180	125.5	0.11	0.79	0.2551	0.61	21.71	1.82	0.6174	1.72	0.942	3100 ± 42	3217 ± 10	4
4.1 c	296	221	160.4	0.00	0.77	0.2589	0.37	22.50	1.25	0.6303	1.20	0.955	3151 ± 30	3240 ± 6	3
5.1 c	36	19	19.5	0.27	0.57	0.2554	1.16	22.36	2.38	0.6351	2.08	0.874	3170 ± 52	3218 ± 18	2
5.2 r	173	19	87.3	0.02	0.12	0.2540	0.67	20.59	1.76	0.5881	1.63	0.924	2982 ± 39	3210 ± 11	8
11.1 c	435	90	196.2	0.11	0.21	0.2528	0.55	18.29	1.28	0.5247	1.16	0.902	2719 ± 26	3202 ± 9	18
Плагногнейс (мегадацит) (обр. 26-04)															
1.1c	462	247	285	0.01	0.55	0.2695	0.38	26.67	1.7	0.718	1.7	0.975	3488 ± 47	3303 ± 6	-5
2.1c	213	99	134	0.10	0.48	0.2709	0.57	27.25	1.8	0.73	1.7	0.950	3536 ± 49	3311 ± 9	-6
3.1c	1281	1355	202	0.17	1.09	0.1647	0.63	4.16	1.8	0.1832	1.7	0.935	1122 ± 19	2504 ± 11	131
4.1c	671	338	397	0.15	0.52	0.26561	0.35	25.16	1.7	0.687	1.7	0.978	3379 ± 46	3280 ± 6	-3
6.1r	817	318	307	0.12	0.40	0.2423	0.47	14.57	1.7	0.436	1.7	0.963	2343 ± 34	3135 ± 8	34
7.1c	347	275	216	0.01	0.82	0.2703	0.45	26.95	1.7	0.723	1.7	0.967	3511 ± 49	3308 ± 7	-6
8.1r	817	995	220	0.15	1.26	0.2156	0.48	9.28	1.7	0.3121	1.7	0.961	1773 ± 30	2948 ± 8	68
9.1c	1181	221	335	0.17	0.19	0.21472	0.43	9.74	1.7	0.3291	1.6	0.968	1838 ± 27	2942 ± 7	60
9.2r	226	54	118	0.33	0.25	0.2533	0.71	21.15	1.9	0.606	1.7	0.926	3046 ± 44	3205 ± 11	5
10.1c	232	156	139	0.12	0.70	0.2706	0.55	26.0	1.8	0.697	1.7	0.952	3412 ± 49	3310 ± 9	-3

Примечание. c — ядро, r — оболочка. Ошибки приведены на уровне 1σ. Pb_c и Pb* — обыкновенный и радиогенный свинец соответственно. Ошибка калибровки стандарта не превышает 0.38 %. ¹ Поправка на обыкновенный свинец проведена по измеренному ²⁰⁴Pb. D — дискордантность, отрицательные величины — обратнодискордантные возрасты. Rho — коэффициент корреляции отношений ²⁰⁷Pb*/²³⁵U и ²⁰⁶Pb*/²³⁸U.

По 19 точкам ядер и оболочек построена дискордия с верхним пересечением 3249 ± 6 млн лет (рис. 6). Близкое, перекрывающееся в пределах ошибки значение получено для шести конкордантных зональных ядер — 3247 ± 8 млн лет (см. рис. 6, врезка а), следовательно, возрастное значение 3.25 млрд лет может быть принято в качестве оценки времени кристаллизации магматического протолита плагногнейсов. Фигуративные точки трех метаморфогенных оболочек располагаются вдоль конкордии в диапазоне, соответствующем времени 3.15—3.19 млрд лет (см. рис. 6, врезка б), что позволяет рассматривать этот временной интервал в качестве оценки времени метаморфизма.

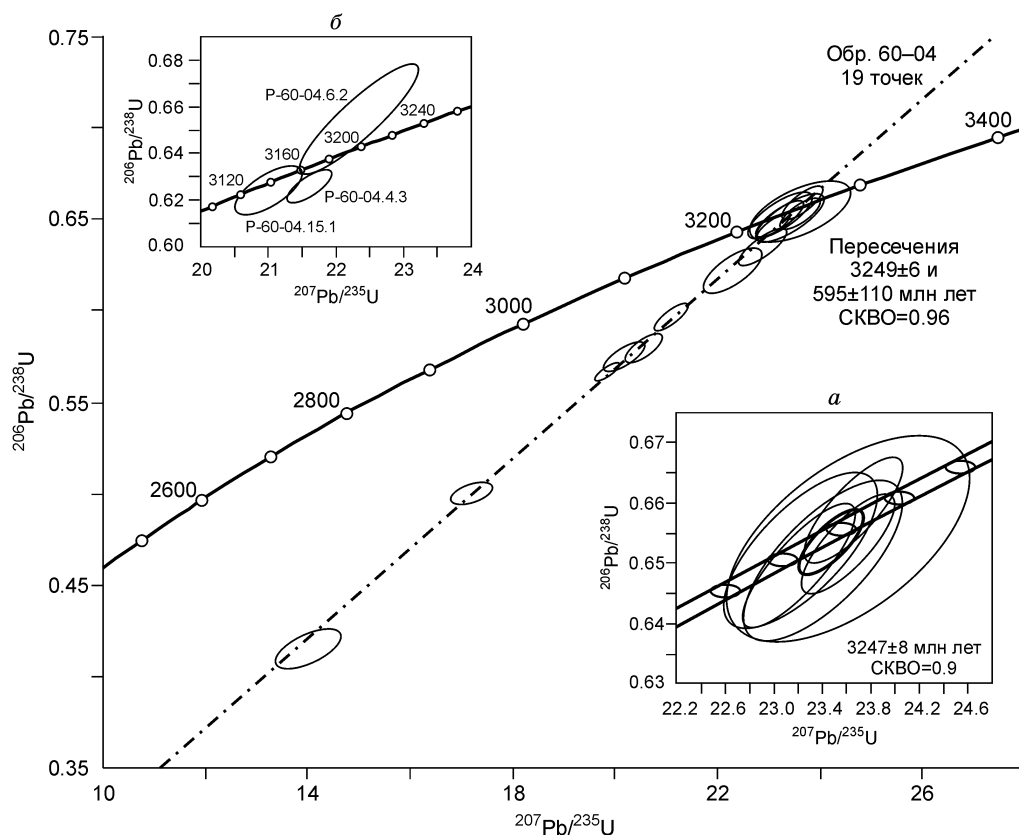


Рис. 6. Диаграммы с конкордией для цирконов из плагиогнейса тронджемитового состава (обр. 60-04).

В монофракции циркона из мигматизированного плагиогнейса тронджемитового состава (обр. 62-04) выделено два типа зерен. Субидиоморфные розовато-коричневые более мелкие кристаллы первого типа ($h = 200\text{—}300$ мкм, $K_y = 1.8\text{—}3$) составляют 30—40 %. Преобладающий (60—70 %) тип циркона представлен бледно-розовыми слабосубидиоморфными кристаллами призматической формы гиацитного габитуса ($h = 200\text{—}400$ мкм, $K_y = 2\text{—}4$), его морфологической особенностью являются более развитые грани острой дипирамиды.

Цирконы первого типа состоят из практически незональных ядер и слабозональных, частично перекристаллизованных оболочек (зерна 6.1, 3.1, 5.1, 7.1) (см. рис. 5, *и—к*). Зерно 6 имеет грубозональное светлое в КЛ ядро неправильной формы. Светлые незональные ядра и оболочки (6.1 и 4.1) обеднены U (69—93 г/т) и Th (25 г/т) (см. табл. 3) и характеризуются $\text{Th}/\text{U} = 0.27\text{—}0.36$, типичным для магматических цирконов. Темные слабозональные ядра относительно обогащены U (152—425 г/т) и Th (64—279 г/т), $\text{Th}/\text{U} = 0.29\text{—}0.76$. Бесцветные остродипирамидальные кристаллы (1.1, 2.1) циркона второго типа практически не имеют ядер и характеризуются грубой зональностью (см. рис. 5, *л—м*). Центральные части зерен характеризуются низкими концентрациями U (20—72 г/т) и Th (14—49 г/т), Th/U составляет 0.43—0.70, содержание U возрастает в краевых частях (72—152 г/т). Все цирконы покрыты темными слабозональными в КЛ оболочками и тонкими светлыми каемками (см. рис. 5, *и—м*). Содержание в оболочках U составляет 105—228, Th — 8—15 г/т, а Th/U относительно понижено 0.07—0.08, редко встречаются темные высокоурановые ($\text{U} = 943\text{—}1132$ г/т) каймы с сильноdiscordантными значениями возраста. Включения раскристаллизованные и флюидные присутствуют как в центральной, так и краевой частях циркона второго типа. По десяти точкам (ядра и оболочки цирконов первого типа) построена discordия с верхним пересечением 3204 ± 13 млн лет (рис. 7, врезка). Фигуративные точки ядер и оболочек цирконов второго типа образуют discordию с верхним пересечением, составляющим 3149 ± 23 млн лет (рис. 7). Это значение близко к возрасту метаморфогенных оболочек в цирконах из плагиогнейса (обр. 60-04). Учитывая мигматизацию плагиогнейса, формирование остродипирамидальных кристаллов с отчетливой зональностью, вероятно, было связано с процессом частичного плавления. По-видимому, с процессом метаморфизма и/или ультраметаморфизма связано и нарушение изотопной системы цирконов первого типа.

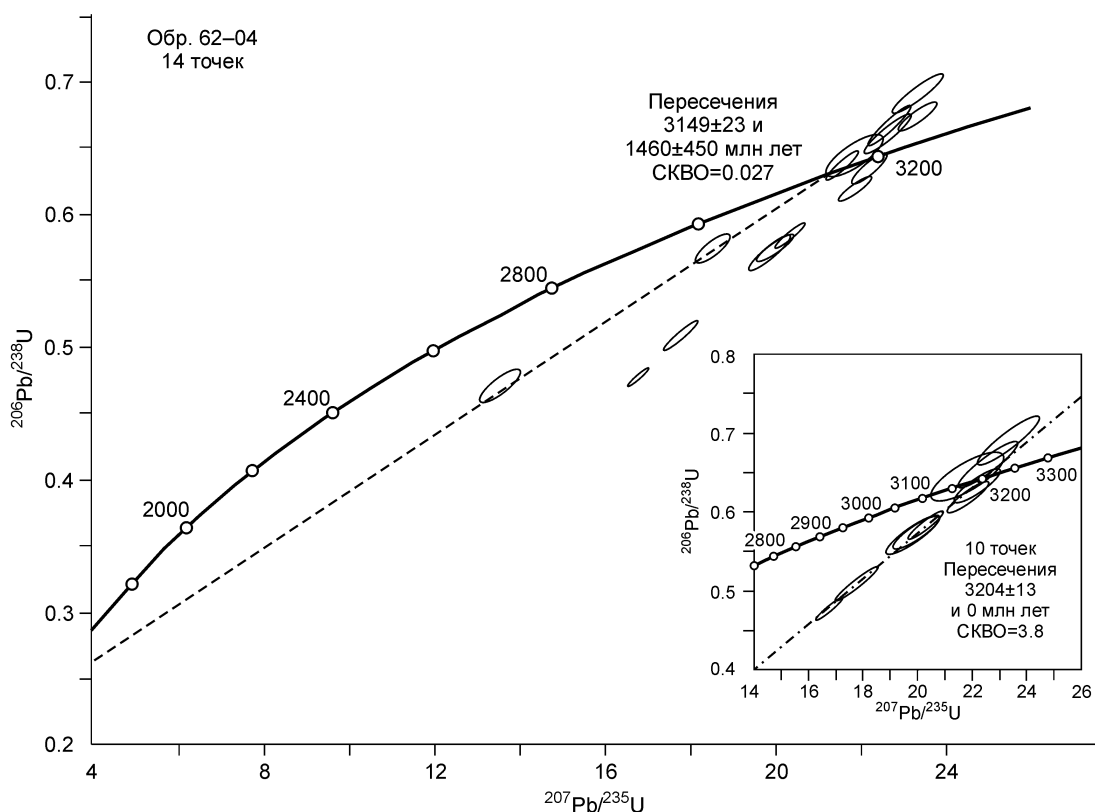


Рис. 7. Диаграммы с конкордией для цирконов из мигматизированного плагиогнейса (обр. 62-04).

Плагиогранит. В пробе *гнейсовидного плагиогранита* (обр. 69-04) также установлены две разновидности циркона. Циркон первого типа, составляющий ~40 %, представлен более мелкими розовато-коричневыми субидiomорфными кристаллами ($h = 250\text{—}280$ мкм, $K_y = 2.5\text{—}3.0$). Преобладающими (~60 %) являются цирконы второго типа, образующие прозрачные и полупрозрачные розоватые субидiomорфные кристаллы призматической формы гиацинтового габитуса ($h = 180\text{—}400$ мкм, $K_y = 3\text{—}4.5$).

Цирконы первого типа характеризуются наличием ядер, границы которых с оболочкой в КЛ фиксируются либо черной высокоурановой, либо светлой перекристаллизованной каймой, что указывает на смену условий при формировании оболочек (см. рис. 5, *е—ж*). Большинство из датированных ядер незональные, имеют простую призматическую форму со слабым свечением в КЛ (6.1, 7.1, 8.1, 9.1) и характеризуются пониженным содержанием Th (45—76 г/т) и умеренным — U (87—343 г/т), Th/U 0.13—0.7. В ярко светящемся зерне 10 установлено сильнорезорбированное ядро, представляющее собой скругленный обломок со следами секториальной зональности и обедненное как Th (23 г/т), так и U (56 г/т). В ядрах очень редко встречаются нераскристаллизованные расплавные включения с темноцветными минералами. Наличие расплавных включений и величины Th/U свидетельствуют в пользу магматического происхождения цирконов. Возраст ядер (6.1, 7.1, 8.1, 9.1, 10.1) по верхнему пересечению дискордии с конкордией составляет 3330 ± 8 млн лет (рис. 8). Одинаковые значения возраста призматических и резорбированных ядер позволяют говорить о том, что они представляют раннюю генерацию циркона, подвергавшуюся частичному растворению.

В кристаллах циркона второго типа также содержатся ядра призматической (зерна 3.1, 4.1, 11.1) и близкой к изометричной (зерна 1.1, 2.1, 5.1) формы (см. рис. 5, *з*). Призматические ядра имеют тонкую зональность, слабое свечение в КЛ и обладают в целом более высокими концентрациями U (233—435 г/т) и Th (90—221 г/т), чем ядра в цирконе первого типа, Th/U равно 0.21—0.77. Субизометричные ядра с ярким свечением в КЛ и следами зональности относительно обеднены U (36—102 г/т) и Th (19—56 г/т). В ядре зерна 11.1 установлено включение с раскристаллизованным стеклом и апатитом.

На всех ядрах в КЛ фиксируются темные слабозональные оболочки различной ширины, более широкие на цирконе второго типа. Содержание U 176—262, Th 21—180 г/т, для большинства оболочек установлено пониженное Th/U (0.12—0.16), за исключением точек 3.2, 8.2 с Th/U 0.34—0.79. Пониженные Th/U позволяют считать, что образование оболочек связано с процессом метаморфизма. Фигуративные

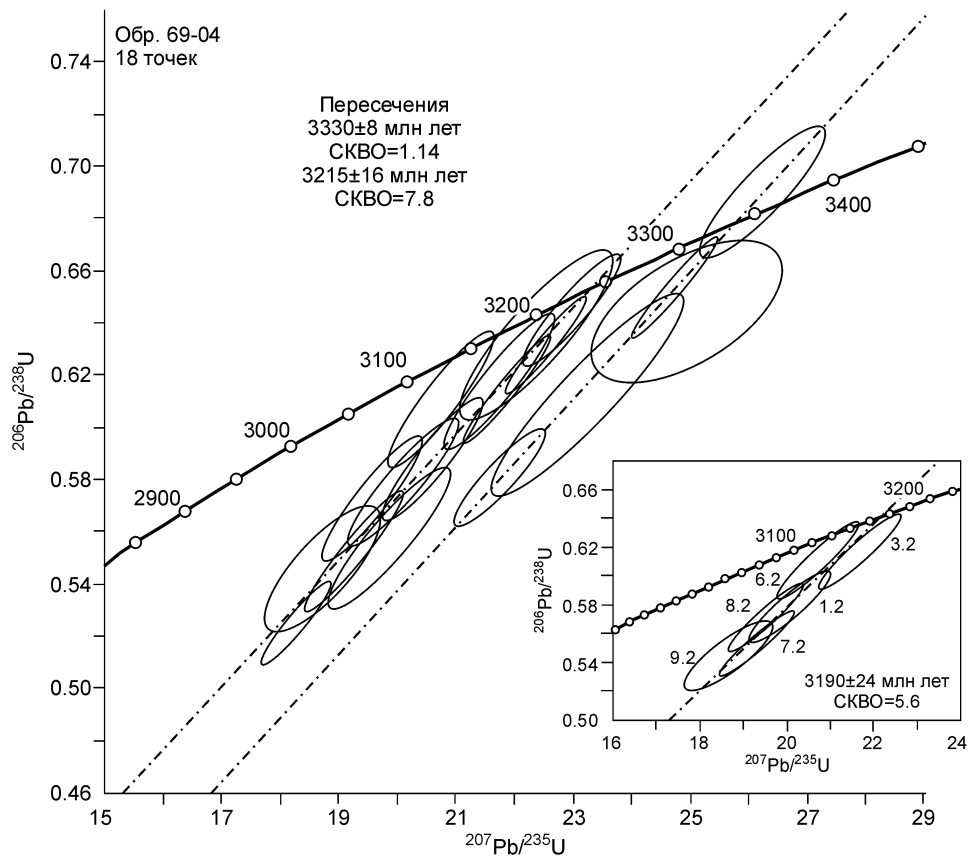


Рис. 8. Диаграммы с конкордией для цирконов из плагиигранита (обр. 69-04).

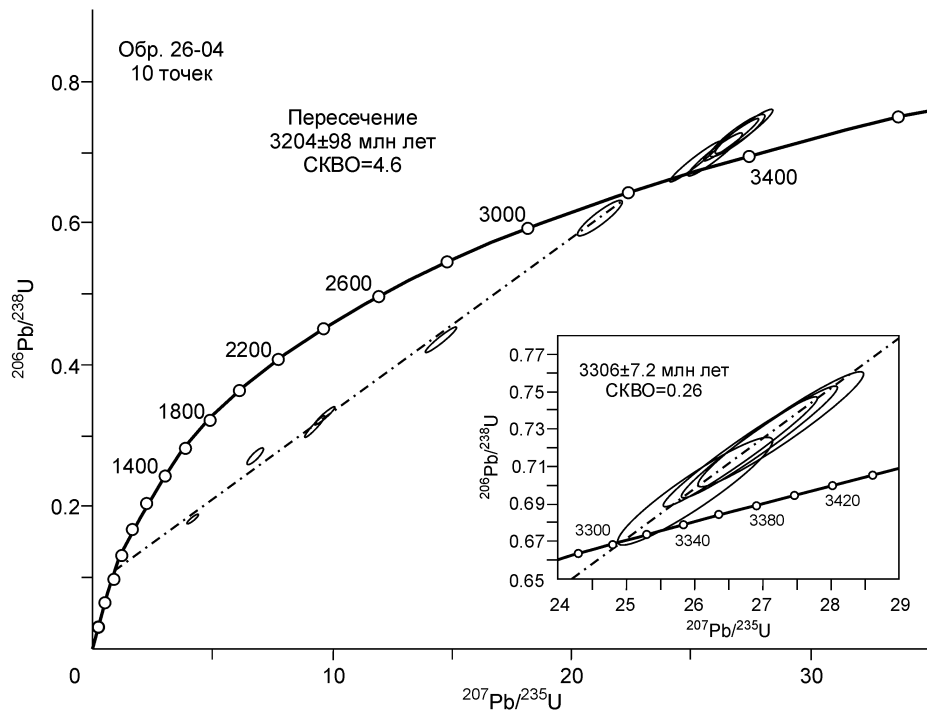


Рис. 9. Диаграммы с конкордией для цирконов из плагиигнейса метаандезит-риодацитово-вой ассоциации (обр. 26-04).

точки ядер в цирконах второго типа и оболочек на всех цирконах лежат на одной дискордии с верхним пересечением 3215 ± 16 млн лет (см. рис. 8). Только по оболочкам получена дискордия с верхним пересечением 3190 ± 24 млн лет (см. рис. 8, врезка). Эти два значения перекрываются в пределах ошибки, следовательно, рост ядер в цирконах второго типа, переработка более древних ядер и образование оболочек произошли в результате одного, вероятно, метаморфического процесса.

Плаггиогнейс метаандезит-риодацитовый ассоциации. В пробе биотитового гнейса метаандезит-риодацитовый ассоциации (обр. 26-04) циркон представлен призматическими ($h = 300\text{—}550$ мкм, $K_y = 1.8\text{—}2.5$) и длиннопризматическими ($h = 200\text{—}600$ мкм, $K_y = 3.0\text{—}3.5$) субидиоморфными кристаллами розоватого и розовато-коричневого цветов, прозрачными и полупрозрачными. В КЛ в длиннопризматических кристаллах наблюдаются отчетливые грубозональные трещиноватые ядра (см. рис. 5, $n-p$). Ядра в основном представлены призматическими обломками с небольшими темными обрастаниями (1.1, 2.1, 7.1, 10.1). В призматических кристаллах также присутствуют ядра, но степень сохранности первичной зональности в них хуже и темные тонкозональные оболочки шире, чем у длиннопризматических (3.1, 4.1, 5.1, 6.1, 8.1, 9.1). В ядрах обнаружены частично раскристаллизованные первичные расплавные включения и стекло.

Время кристаллизации протолита биотитовых гнейсов определено по ядрам циркона, конкордантный возраст которых составляет 3306 ± 7 млн лет (рис. 9, врезка). Ядра имеют содержание U — 213—462, Th — 99—275 г/г и Th/U — 0.48—0.7. Содержание U и Th, тип зональности и характер включений подтверждают магматическое происхождение цирконов. С метаморфическими преобразованиями связаны переработка ядер и образование высокоурановых (U = 817—1281 г/г) и высокоторийевых (Th = 221—1355 г/г) тонкозональных оболочек с сильно варьирующим Th/U отношением (0.19—1.63). Время метаморфизма оценено по верхнему пересечению дискордии с конкордией, построенной по шести точкам из оболочек, и составляет 3204 ± 98 млн лет (рис. 9).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Для всех исследованных проб установлены ядра цирконов, характеризующиеся типичными для цирконов магматического происхождения зональностью, Th/U отношениями и наличием в той или иной степени раскристаллизованных расплавных включений. Следовательно, установленные по этим ядрам возрастные значения отражают время формирования магматических протолитов плаггиогнейсов и плаггиогранитов. Возраст магматических ядер циркона из плаггиогранитов (~3.33 млрд лет), плаггиогнейсов метаандезит-риодацитовый ассоциации (~3.31 млрд лет) и преобладающих в различной степени мигматизированных плаггиогнейсов трондьемитового состава (~3.25 млрд лет) свидетельствует о формировании всех пород серогнейсового комплекса Булунского блока в палеоархее. Следует отметить, что возрастные значения, полученные по плаггиогнейсам трондьемитового состава, не перекрываются в пределах ошибки и отчетливо «моложе». Таким образом, могут быть выделены два дискретных этапа образования магматических протолитов: ~3.3 и ~3.25 млрд лет. Формирование внешних кайм циркона, в большинстве случаев отличающихся от ядер концентрациями U и Th, а также низкими или сильно варьирующими Th/U отношениями, скорее всего, связано с процессом метаморфизма и/или ультраметаморфизма. Такая интерпретация подтверждается тем, что в мигматизированном плаггиогнейсе (обр. 62-04) фигуративные точки второй, отличающейся габитусом генерации ядер циркона, оболочки и часть ядер в цирконах первого типа образуют единую дискордию с верхним пересечением 3204 ± 13 млн лет. Близкие значения были получены и по метаморфогенным каймам циркона из немигматизированного плаггиогнейса трондьемитового состава (~3.15—3.19 млрд лет), плаггиогнейса метаандезит-риодацитовый ассоциации (~3.2 млрд лет) и плаггиогранита (~3.2 млрд лет). Следовательно, время метаморфических преобразований протолитов всех исследованных пород может составлять ~3.2 млрд лет. Таким образом, в результате магматических процессов к рубежу ~3.25—3.3 млрд лет была сформирована сиалическая кора, метаморфизм и мигматизация которой, спустя ~100 млн лет, способствовали ее стабилизации.

Формирование пород архейских ТТГ комплексов, согласно экспериментальным данным и результатам расчетного моделирования, является результатом плавления базитовых источников при различных P - T -параметрах. Образование превалярующего в раннем архее высокоглиноземистого типа ТТГ, обедненного тяжелыми РЗЭ и Y, происходило в равновесии с реститовым гранатом при $P \geq 10\text{—}15$ кбар, тогда как ТТГ с повышенными концентрациями тяжелых лантаноидов и Y, но относительно обедненные Sr выплавляются в равновесии с плаггиоклаз-амфиболовым реститом при $P \leq 8$ кбар [Rapp et al., 1995; Winther, 1996; Wyllie et al., 1997]. Согласно экспериментальным данным, протолиты плаггиогнейсов и плаггиогранитов, имеющие преимущественно трондьемитовый состав и сильнодеплетированные тяжелыми РЗЭ и Y, формировались при высоком P ($\geq 10\text{—}15$ кбар) и относительно низких температурах с

отделением амфибол-гранат-клинопироксенового рестита. Для протолитов пород метаандезит-риодацитово-ассоциации следует предполагать плавление базитового источника при низком (≤ 8 кбар) давлении и повышенной температуре в равновесии с плагиоклазом, что обеспечивает обеднение Sr и Eu, или малоглубинную дифференциацию базальтового расплава. Повышенные концентрации легких РЗЭ и Th в плагиогнейсах этой ассоциации могут отражать обогащенность их мафического источника или участие в формировании первичного расплава материала сиалической коры, как это предполагается для ТТГ переходного типа [Champion, Smithies, 2007]. Как уже отмечалось, все изученные породы характеризуются модельным Nd возрастом $T_{Nd}(DM)$ в диапазоне 3.3—3.5 млрд лет и величинами ϵ_{Nd} от -1 до $+3.1$ (см. табл. 2, рис. 4). Преимущественно положительные значения ϵ_{Nd} свидетельствуют о ювенильном характере рассматриваемого палеоархейского комплекса, сформированного главным образом за счет плавления мафической коры, производной деплетированной мантии. Породы метаандезит-риодацитово-ассоциации отличаются повышенными концентрациями несовместимых редких элементов (Th, РЗЭ) в сочетании с положительными ϵ_{Nd} (от 1.3 до 3.1). Для них, скорее, можно предположить плавление обогащенного базитового источника, чем участие более древней сиалической коры в их образовании. Варьирующий вклад более древнего сиалического материала возможен лишь для доминирующих плагиогнейсов трондьемитового состава, отличающихся наиболее широким диапазоном значений ϵ_{Nd} (от -1 до 2.1), судя по величине $T_{Nd}(DM)$ возраст древнего корового источника составлял не менее 3.5 млрд лет. Аналогичные породы трондьемитового и тоналитового составов из Онотского блока характеризуются в целом более низкими значениями ϵ_{Nd} (от -0.4 до 1.2), что свидетельствует о существенном рециклинге древней коры при их образовании [Туркина, 2004].

Геодинамические условия формирования архейских ТТГ комплексов остаются дискуссионными. Наиболее популярные модели предполагают плавление метабазитов погружающейся в зоне субдукции океанической плиты и плавление метабазитов в основании утолщенной (более 30 км) коры [Martin, 1994; Smithies, 2000; и др.]. Одновозрастность плагиогнейсов метаандезит-риодацитово-ассоциации и плагиогранитов, образование которых происходило при разных PT -условиях, свидетельствует в пользу плавления на различных уровнях утолщенной мафической коры. Изотопные признаки коровой контаминации, установленные для преобладающих плагиогнейсов трондьемитового состава, позволяют также предполагать наличие фрагментов древнего (≥ 3.5 млрд лет) сиалического материала, а следовательно, формирование утолщенной коры в результате тектонического скупивания.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В составе серогнейсового комплекса, представляющего наиболее раннюю сиалическую кору Булуноского блока, преобладают плагиогнейсы и плагиограниты трондьемитового и тоналитового составов, в качестве второстепенного компонента присутствуют плагиогнейсы метаандезит-риодацитово-ассоциации. Протолиты пород серогнейсового комплекса были сформированы в палеоархее в результате двух дискретных эпизодов магматизма: ~ 3.3 и 3.25 млрд лет, а их метаморфизм и мигматизация произошли ~ 3.2 млрд лет назад. Изотопные и геохимические характеристики пород указывают на образование первичных расплавов преимущественно за счет плавления метабазитовых источников на различных уровнях утолщенной коры. Для плагиогнейсов трондьемитового состава предполагается участие более древнего сиалического материала в магмогенерации. Таким образом, к концу палеоархей была сформирована ранняя сиалическая кора, и произошла ее стабилизация в результате процессов метаморфизма и частичного плавления.

Авторы благодарят д.г.-м.н. А.Д. Ножкина за совместное проведение полевых работ и обсуждение полученных результатов, признательны к.г.-м.н. Е.В. Толмачевой за помощь в оптическом изучении цирконов и к.г.-м.н. А.А. Федотовой и П.А. Серову за определение изотопного состава Sm и Nd; д.г.-м.н. О.М. Туркина особенно благодарна д.г.-м.н. Е.В. Бибиковой, пробудившей интерес к датированию древнейших цирконов и инициировавшей их изучение на SHRIMP-II.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 06-05-64572), госконтракта Роснедра № АЛ-02-06/35 от 14 мая 2005 г. и гранта «Ведущие научные школы России» НШ-2715.2008.5.

ЛИТЕРАТУРА

Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб., Наука, 2004, 174 с.

Бибикова Е.В. Уран-свинцовая геохронология ранних этапов развития древних щитов. М., Наука, 1989, 179 с.

Бибикова Е.В., Сумин Л.В., Кириозова Т.И., Грачева Т.В. Последовательность геологических событий в пределах Шарыжалгайского блока // *Геохимия*, 1981, № 11, с. 1652—1663.

Бибикова Е.В., Хильтова В.Я., Грачева Т.В., Макаров В.А. Возраст зеленокаменных поясов Приаянья // *Докл. АН СССР*, 1982, т. 270, № 5, с. 1171—1174.

Бибикова Е.В., Белов А.Н., Розен О.М. Изотопный возраст анабарского комплекса и особенности датирования наиболее древних геологических событий // *Архей Анабарского щита и проблемы ранней эволюции Земли*. М., Наука, 1988, с. 122—133.

Бибикова Е.В., Туркина О.М., Кириозова Т.И., Фугзан М.М. Древнейшие плагиогнейсы Онотского блока Шарыжалгайского выступа: изотопная геохронология // *Геохимия*, 2006, № 3, с. 347—352.

Донская Т.В., Сальникова Е.Б., Скляр Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Ковач В.П., Яковлева С.З., Бережная Н.Г. Раннепротерозойский постколлизийный магматизм южного фланга Сибирского кратона: новые геохронологические данные и геодинамические следствия // *Докл. РАН*, 2002, т. 382, № 5, с. 663—667.

Левицкий В.И., Мельников А.И., Резницкий Л.З., Бибикова Е.В., Кириозова Т.И., Козаков И.К., Макаров В.А., Плоткина Ю.В. Посткинematические раннепротерозойские гранитоиды юго-западной части Сибирской платформы // *Геология и геофизика*, 2002, т. 43 (8), с. 717—731.

Ножкин А.Д., Туркина О.М., Мельгунов М.С. Геохимия метаосадочно-вулканогенных толщ и гранитоидов Онотского зеленокаменного пояса // *Геохимия*, 2001, № 1, с. 31—50.

Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Левицкий В.И., Резницкий Л.З., Мельников В.И., Козаков И.К., Ковач В.П., Бараш И.Г., Яковлева С.З. Возрастные рубежи проявления высокотемпературного метаморфизма в кристаллических комплексах Иркутского блока Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы: результаты U-Pb датирования единичных зерен циркона // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*, 2007, т. 15, № 4, с. 3—19.

Скляр Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Меньшагин Ю.А. Метаморфизм древних офиолитов Шарыжалгайского выступа // *Геология и геофизика*, 1998, т. 39 (12), с. 1733—1749.

Туркина О.М. Амфиболит-плагиогнейсовый комплекс Онотского блока, Шарыжалгайский выступ: изотопные и геохимические свидетельства эволюции континентальной коры в раннем архее // *Докл. РАН*, 2004, т. 399, № 5, с. 678—682.

Туркина О.М., Ножкин А.Д., Баянова Т.Б., Дмитриева Н.В., Травин А.В. Докембрийские террейны юго-западного обрамления Сибирского кратона: изотопные провинции, этапы формирования коры и аккреционно-коллизийных событий // *Геология и геофизика*, 2007а, т. 48 (1), с. 80—92.

Туркина О.М., Ножкин А.Д., Лепехина Е.Н., Бережная Н.Г., Толмачева Е.В., Салтыкова Т.Е., Руденко В.Е., Урманцева Л.Н. Геохимия и природа протолитов метаосадочно-вулканогенных ассоциаций Иркутского блока (Шарыжалгайский выступ) // *Гранулитовые комплексы в геологическом развитии докембрия и фанерозоя (Материалы II Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия)*. СПб., 2007б, с. 344—348.

Barker F., Arth J.G. Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and Archaean bimodal trondhjemite-basalt suites // *Geology*, 1976, v. 4, p. 596—600.

Black, L.P., Kamo, S.L., Allen C.M., Aleinikoff J.N., Davis D.W., Korsch R.J., Foudoulis C. TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology // *Chem. Geol.*, 2003, v. 200, p. 155—170.

Boynnton W.V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies / Ed. P. Henderson. Rare earth element geochemistry. Amsterdam, Elsevier, 1984, p. 63—114.

Champion D.C., Smithies R.H. Geochemistry of Paleoproterozoic granites of East Pilbara terrane, Pilbara craton, Western Australia: implications for Early Archaean crustal growth // *Earth's oldest rocks* / Eds. M.J. Van Kranendonk, R.H. Smithies, V.C. Bennett. Amsterdam, Elsevier, 2007, p. 369—410.

Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sm isotopic systematics of river water suspended material: implications for crustal evolution // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1988, v. 87, p. 249—265.

Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1984, v. 67, p. 137—150.

Ludwig K.R. User's manual for Isoplot/Ex, Version 2.10. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 1999, v. 1, 46 p.

Ludwig K.R. SQUID 1.00. A user's manual. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 2000, v. 2, 19 p.

Martin H. Archean grey gneisses and the genesis of continental crust // *Archean crustal evolution*. Amsterdam, Elsevier, 1994, p. 205—259.

Nutman A.P., Chernyshev I.V., Baadsgaard H., Smelov A.P. The Aldan Shield of Siberia, USSR: the age of its Archaean components and evidence for widespread reworking in the mid-Proterozoic // *Precamb. Res.*, 1992, v. 54, p. 195—210.

Poller U., Gladkochub D., Donskaya T., Mazukabzov A., Sklyarov E., Todt W. Multistage magmatic and metamorphic evolution in the Southern Siberian craton: Archean and Paleoproterozoic zircon ages revealed by SHRIMP and TIMS // *Precamb. Res.*, 2005, v. 136, p. 353—368.

Rapp R.P., Watson E.B. Dehydration melting of metabasalt at 8—32 kbar: implications for continental growth and crustal-mantle recycling // *J. Petrol.*, 1995, v. 36, p. 891—931.

Rosen O.M., Turkina O.M. The oldest rock assemblages of the Siberian craton // *Earth's oldest rocks* / Eds. M.J. Van Kranendonk, R.H. Smithies, V.C. Bennett. Amsterdam, Elsevier, 2007, p. 793—838.

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

Smithies R.H. The Archean tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) series is not an analogue of Cenozoic adakite // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2000, v. 182, p. 115—125.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the oceanic basins*. Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Geol. Soc. Spec. Publ., 1989, № 42, p. 313—345.

Williams I.S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe // *Rev. Econ. Geol.* / Eds. M.A. McKibben, W.C. Shanks III, W.I. Ridley. 1998, v. 7, p. 1—35.

Winther T.K. An experimentally based model for the origin of tonalitic and trondhjemitic melts // *Chem. Geol.*, 1996, v. 127, p. 43—59.

Wyllie P.J., Wolf M.B., van der Laan S.R. Conditions for formation of tonalities and trondhjemites: magmatic sources and products // *Tectonic evolution of greenstone belts* / Eds. M.J. de Witt, L.D. Ashwahl. Oxford, Oxford University Press, 1997, p. 256—266.

*Рекомендована к печати 16 июня 2008 г.
Г.Н. Аношным*

*Поступила в редакцию
20 февраля 2008 г.*