

УДК 550.93(571.61)

МЕТАБАЗАЛТЫ БРЯНТИНСКОЙ ТОЛЩИ СТАНОВОГО КОМПЛЕКСА ДЖУГДЖУРО-СТАНОВОГО СУПЕРТЕРРЕЙНА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА: ВОЗРАСТ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ

© 2012 г. С. Д. Великославинский*, А. Б. Котов*, Е. Б. Сальникова*, А. А. Сорокин**, А. М. Ларин*, С. З. Яковлева*, В. П. Ковач*, Е. В. Толмачева*, И. В. Анисимова*, Ю. В. Плоткина*

*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН
наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, 199034, Россия; e-mail: sd1949@yandex.ru

**Институт геологии и природопользования ДВО РАН
ул. Б. Хмельницкого, 2, Благовещенск, 675000, Россия; e-mail: sorokin@ascnet.ru

Поступила в редакцию 12.12.2011 г.

Выполнены U-Pb геохронологические, Sm-Nd изотопно-геохимические и геохимические исследования кристаллических сланцев брянтинской толщи станового комплекса Джугджуро-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса. Показано, что протолитами кристаллических сланцев послужили островодужные субщелочные базальты, возраст кристаллизации которых составляет 1933 ± 4 млн. лет, а возраст наиболее ранних метаморфических преобразований — около 1890–1910 млн. лет. Это метаморфическое событие может быть обусловлено коллизией Алданской и Становой континентальных плит или аккреционно-коллизионными процессами на границе Иликанской и Купуринской структурно-формационных зон в ходе формирования последней.

ВВЕДЕНИЕ

Метаморфические породы брянтинской толщи принимают участие в геологическом строении Брянтинской (Мульмугинской) структурно-формационной зоны Джугджуро-Станового супертеррейна (ДСС) Центрально-Азиатского складчатого пояса (рис. 1). Обычно эта толща рассматривается в составе станового комплекса указанного супертеррейна и традиционно коррелируется с иликанской, купуринской и усть-

гилюйской толщами (Государственная..., 2009). В современных стратиграфических схемах формирование всех этих толщ станового комплекса относят к раннему архею (Государственная..., 2009 и др.). К сожалению, надежные данные об их возрасте практически отсутствуют. Исключение представляет только иликанская толща, для которой получена оценка возраста 2630–2700 млн. лет (Великославинский и др., 2011). Однако непосредственная возрастная корреляция иликанской и брянтинской толщ представляется преждевре-

Рис. 1. Схематическая геологическая карта центральной части Джугджуро-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса.

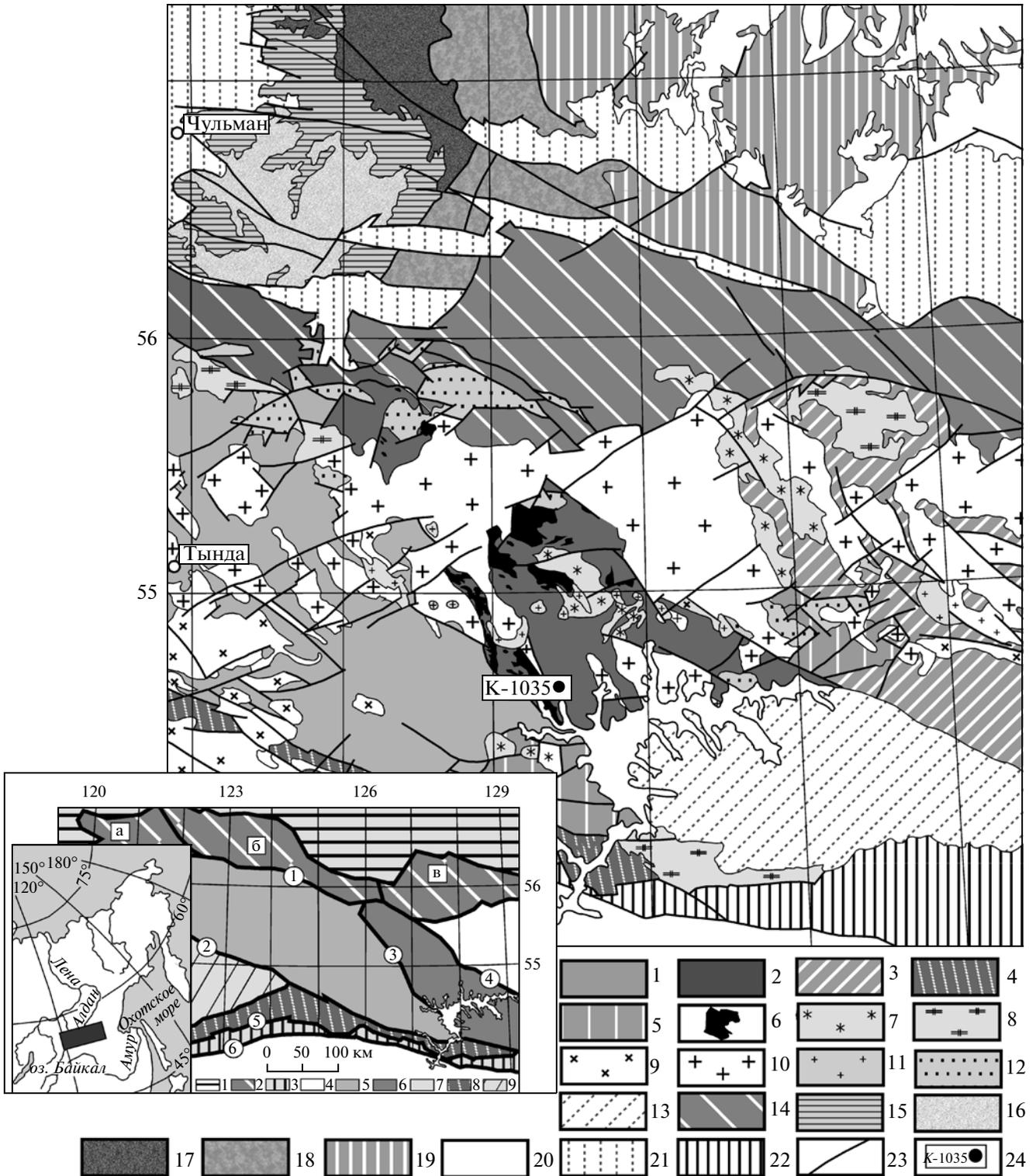
1–11 — Джугджуро-Становой супертеррейн: 1 — иликанская толща, 2 — брянтинская толща, 3 — купуринская толща, 4 — усть-гилюйская толща, 5 — гранулитовые блоки, 6 — метагаббро, 7 — гранитоиды древнестанового комплекса, 8 — интрузии токсско-алгоминского комплекса, 9 — гранитоиды позднестанового комплекса, 10 — гранитоиды тындинско-бакаранского комплекса, 11 — гранитоиды ираканского комплекса; 12 — позднемеловые вулканиты; 13 — пески и песчаники Зейской впадины; 14 — зона сочленения Джугджуро-Станового супертеррейна и Алданского щита (Пристановой пояса); 15–19 — Алданский щит: 15 — гранитоидные комплексы, 16 — курумканская толща, 17 — федоровская толща, 18 — сеймская толща, 19 — холбохская и кюриканская толщи; 20 — чехол Сибирской платформы; 21 — осадочные образования юрских впадин; 22 — Монголо-Охотский складчатый пояс; 23 — главные разломы; 24 — место отбора пробы для геохронологических исследований и ее номер.

На врезке: схема тектонического районирования Джугджуро-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса.

1 — Алданский щит; 2 — Пристановой пояс: Курультинский блок (а), Зверевский блок (б), Сутамский блок (в); 3 — Монголо-Охотский складчатый пояс; 4 — Амурский супертеррейн Центрально-Азиатского складчатого пояса; 5–7 — структурно-формационные зоны (террейны) Джугджуро-Станового супертеррейна: 5 — Иликанская, 6 — Брянтинская, 7 — Купуринская; 8–9 — террейны Селенгино-Станового супертеррейна: 8 — Амазаро-Гилюйский, 9 — Тунгирский. Цифрами в кружках обозначены главные разломы: Становой (1), Джелтулакский (2), Унахинский (3), Сугджарский (4), Северо-Тукурингрский (5), Южно-Тукурингрский (6).

126

129



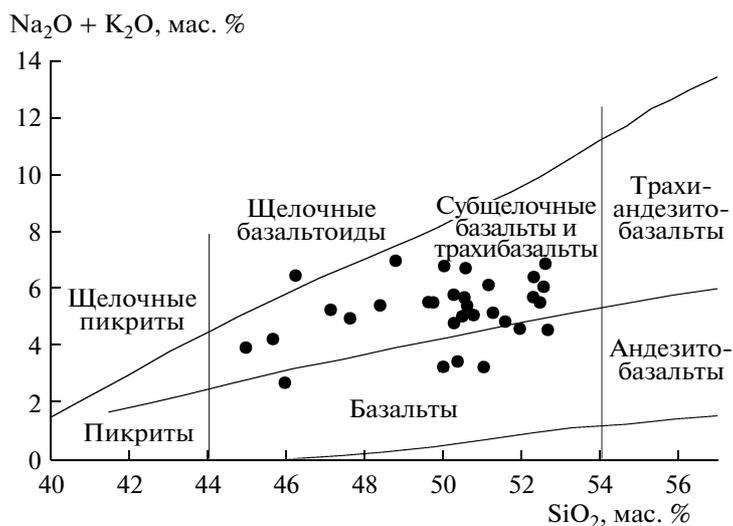


Рис. 2. Классификационная диаграмма $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{--SiO}_2$ (Магматические..., 1983) с фигуративными точками мета-базальтов брянтинской толщи.

менной, поскольку существуют данные, позволяющие предполагать, что формирование протолитов метаморфических пород этих толщ, скорее всего, протекало в разных геодинамических обстановках (Великославинский, 1998). В связи с этим были выполнены геохимические, U-Pb геохронологические и Sm-Nd изотопно-геохимические исследования мета-базальтов брянтинской толщи, наиболее информативных как для оценки ее возраста, так и реконструкции геодинамической обстановки ее формирования, результаты которых рассматриваются в настоящей статье.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Брянтинская (Мульмугинская) структурно-формационная зона занимает центральную часть ДСС (рис. 1). Западная граница этой зоны проходит по Унахинскому, а восточная по Сугдजारскому разломам, которые отделяют ее, соответственно, от Иликанской и Купуринской структурно-формационных зон ДСС. На севере Брянтинская зона ограничена Становым структурным швом, где метаморфические породы брянтинской толщи контактируют с высокobarическими гранулитовыми комплексами зоны сочленения Алданского щита и ДСС. На юге она перекрыта неоген-четвертичными отложениями Зейской депрессии.

Брянтинская толща сложена роговообманково-плагиоклазовыми (иногда с клинопироксеном и гранатом) кристаллическими сланцами и биотит-роговообманковыми, и роговообманковыми (иногда гранатсодержащими) гнейсами, степень метаморфизма которых отвечает высокотемпературной амфиболитовой фации. Она прорвана ме-

тагаббро, гранитоидами древнестанового комплекса, гранитоидами токско-алгоминского комплекса, возраст которых составляет около 240 млн. лет (Сальникова и др., 2006), гранитоидами тындинско-бакаранского комплекса с возрастом около 125 млн. лет (Котов и др., 2008) и позднемеловыми гранитоидами ираканского комплекса. При этом гранитоиды токско-алгоминского комплекса совместно с вмещающими метаморфическими породами брянтинской толщи подвергаются структурно-метаморфическим преобразованиям в условиях амфиболитовой фации, тогда как гранитоиды тындинско-бакаранского и ираканского комплексов не затронуты процессами метаморфизма. Другими словами, возраст последнего метаморфического события, проявленного в пределах Брянтинской структурно-формационной зоны, находится в интервале 240–125 млн. лет, что согласуется с данными о возрасте ультраметаморфических гранитов (около 140 млн. лет) этой зоны (Ларин и др., 2006).

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

Приведенные в статье анализы метаморфических пород брянтинской толщи на главные элементы выполнены рентгенофлуоресцентным методом в СибГЕОХИ, а определения содержаний редких элементов – методом индукционно-связанной плазмы с масс-спектрометрическим окончанием (ICP-MS) с погрешностью 5–10% (ИАиП СПбНЦ РАН).

Выделение циркона проводили по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Выбранные для U-Pb геохронологических

Таблица 1. Химический состав представительных образцов роговообманково-плаггиоклазовых кристаллических сланцев брянтинской толщи Джугджуро-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса

Компо- ненты	Роговообманково-плаггиоклазовые кристаллические сланцы						Амфиболит
	*54°41'48.6"	54°43'23.0"	54°41'48.6"	54°43'23.0"	54°41'48.6"	54°41'48.6"	54°47.9'
	**127°22'00.6"	128°27'30.3"	127°22'00.6"	128°27'30.3"	127°22'00.6"	127°22'00.6"	128°18.6'
	***К-1035-1	К-2039	К-1035-4	К-2039-1	К-1035	К-1035-2	5033-2
SiO ₂	48.90	49.80	50.50	51.10	52.0	53.1	51.55
TiO ₂	1.43	1.42	1.17	1.45	1.11	1.10	1.32
Al ₂ O ₃	17.30	20.00	18.30	20.00	19.20	18.00	16.12
FeO _t	9.27	7.71	8.42	6.91	7.68	7.62	9.69
MnO	0.14	0.13	0.11	0.11	0.10	0.11	0.09
MgO	5.29	4.32	4.32	3.4	3.19	3.97	5.42
CaO	6.56	8.04	7.00	7.78	6.21	6.48	8.50
Na ₂ O	4.41	4.54	5.00	4.75	5.34	5.2	4.13
K ₂ O	2.90	1.20	2.02	1.53	2.3	1.97	0.69
P ₂ O ₅	0.67	0.99	0.64	0.93	0.45	0.51	0.13
П.п.п.	1.91	0.96	1.50	1.10	1.44	0.97	1.20
V	194	180	165	149	140	153	—
Sc	14	12	14	10	10	12	—
Cr	51	16	58	17	39	64	—
Co	32	20	27	15	21	25	—
Ni	59	20	32	22	24	38	—
Zn	142	86	82	82	78	79	—
Ga	23	22	23	21	25	21	—
Rb	48	16	20	23	33	26	—
Sr	1350	1650	1270	3350	1460	1300	—
Y	23	18	21	14.7	22.6	19	—
Nb	9.1	8.7	8.7	7.1	8.2	7.4	—
Zr	157	120	58	119	391	86	—
Ba	1610	1290	1200	1980	1870	1180	—
La	47	42	58	53	65	52	—
Ce	98	91	126	103	137	115	—
Pr	12.8	11.8	16.0	12.0	17.4	14.7	—
Nd	52	49	65	48	73	57	—
Sm	10.5	9.4	11.1	8.3	14.0	10.8	—
Eu	2.9	2.7	2.9	2.7	3.2	2.9	—
Gd	7.3	7.0	8.1	5.9	9.4	7.7	—
Tb	0.99	0.83	1.06	0.67	1.08	0.93	—
Dy	5.09	3.9	5.0	3.0	5.5	4.6	—
Ho	0.95	0.72	0.9	0.57	0.90	0.79	—
Er	2.3	1.82	1.93	1.34	2.2	1.76	—
Tm	0.29	0.21	0.27	0.21	0.28	0.26	—
Yb	1.96	1.4	1.75	1.10	2.0	1.72	—
Lu	0.29	0.22	0.26	0.16	0.32	0.23	—
Hf	3.8	2.7	1.8	2.4	9.5	2.5	—
Ta	0.45	0.35	0.48	0.30	0.3	0.35	—
Pb	14	5.0	10.7	11	18	15	—
Th	1.1	1.8	0.51	1.6	0.51	0.47	—
U	0.34	0.52	0.065	0.28	0.19	0.10	—
La _N /Yb _N	16.3	20.0	22.6	32.8	21.7	20.4	—
La _N /Sm _N	2.8	2.8	3.3	4.0	2.9	3.0	—
Gd _N /Yb _N	3.0	4.1	3.7	4.3	3.8	3.6	—
Eu*/Eu	1.05	1.02	0.9	1.2	0.8	0.96	—

Примечание. Координаты: * широта, ** долгота, *** номер образца.

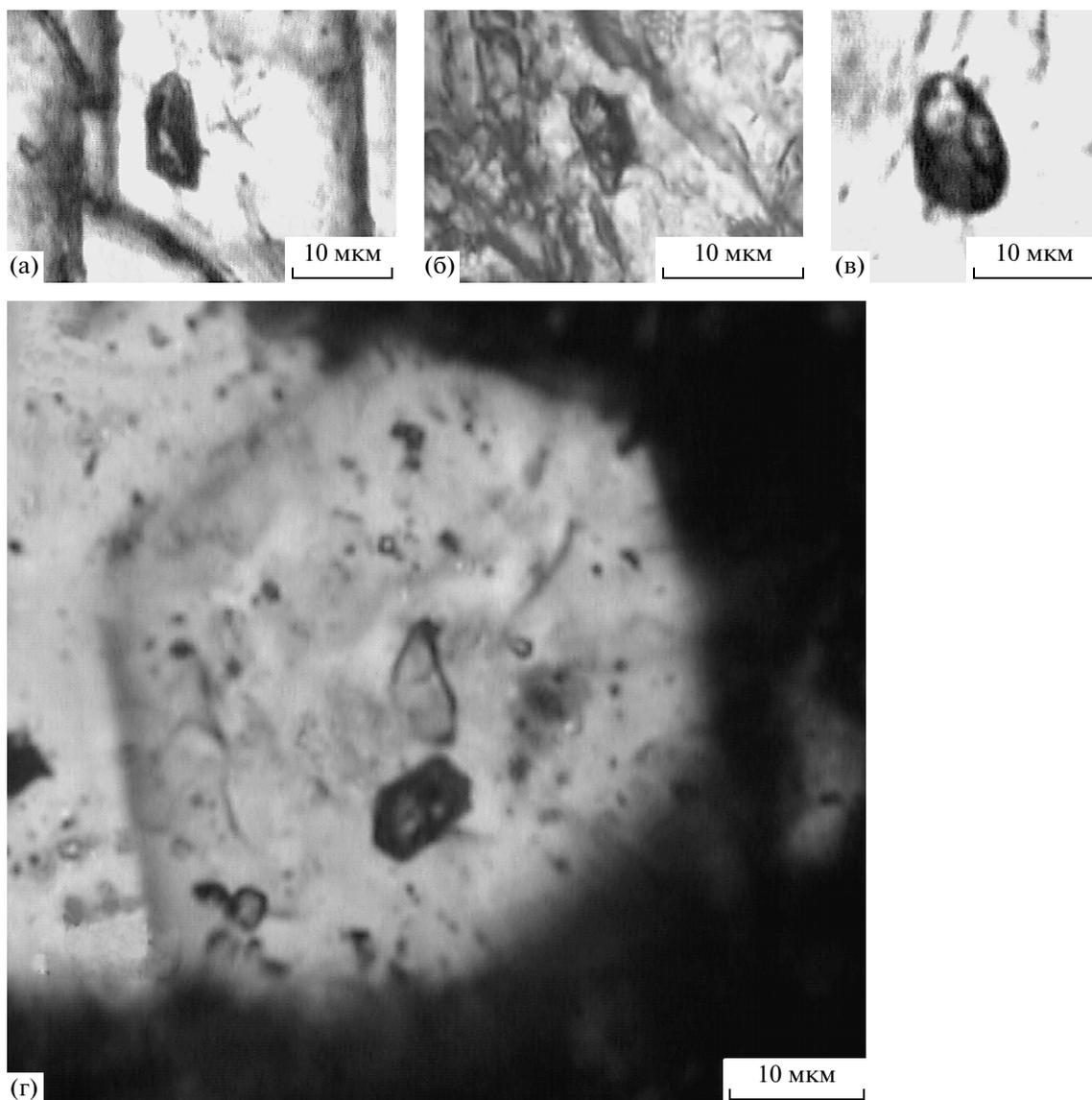


Рис. 3. Микрофотографии расплавных включений в минералах метабазальтов брянтинской толщи, выполненные на оптическом микроскопе LEICA DMLP в проходящем свете.

(а, б) – первичные расплавные частично раскристаллизованные включения в роговой обманке, состоящие из темно-цветного минерала, рудной (?) непрозрачной фазы, полевого шпата и силикатного стекла, занимающего около 15% объема включений (расплавные включения декрепитированы в результате повторного нагрева при наложенном метаморфизме); (в) – первичное расплавное частично раскристаллизованное декрепитированное включение в плагиоклазе; (г) – зональное зерно апатита (в ядре сохранилось расплавное частично раскристаллизованное включение, из которого флюидная фаза удалена по оперяющим трещинкам; в оболочке и на корродированной границе ядра и оболочки наблюдаются только флюидные однофазовые включения).

исследований кристаллы циркона подвергали многоступенчатому удалению поверхностных загрязнений в спирте, ацетоне и 1 М HNO_3 . При этом после каждой ступени зерна циркона (или их фрагменты) промывали особо чистой водой. Химическое разложение циркона и выделение U и Pb выполняли по модифицированной методике Т.Е. Кроу (Krogh, 1973). В некоторых случаях для

уменьшения степени дискордантности использовали аэробразивную обработку (Krogh, 1982) и метод предварительной кислотной обработки (Mattinson, 1994). Изотопные анализы выполнены на многоколлекторном масс-спектрометрах Finnigan MAT-261 и Triton TI в статическом и динамическом режимах. Точность определения содержания U и Pb составила 0.5%. Холостое за-

Порода/примитивная мантия

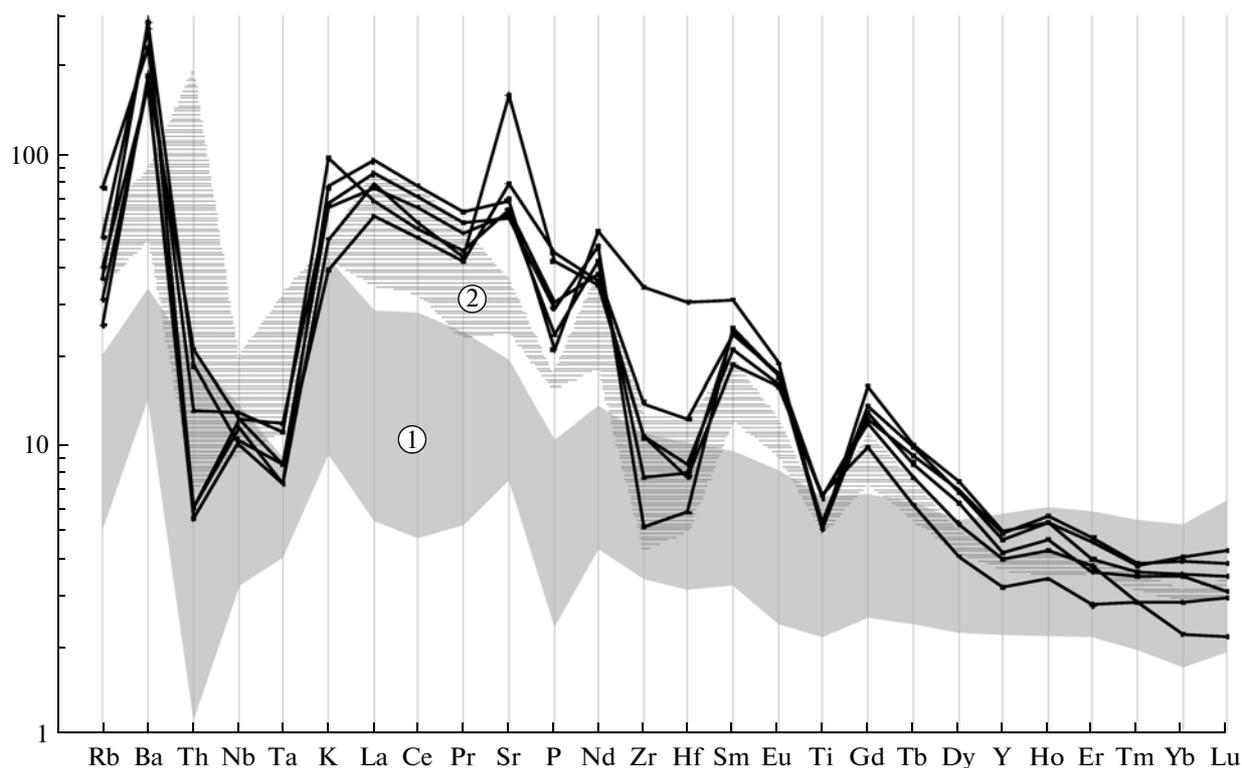


Рис. 4. Распределение содержаний редких и редкоземельных элементов в метабазитах брянтинской толщи, нормированных по примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989).

Поля составов: 1 – метабазальты иликанской толщи ДСС, 2 – островодужные метабазальты федоровской толщи Алданского щита (Великославинский и др., 2006).

Порода/хондрит

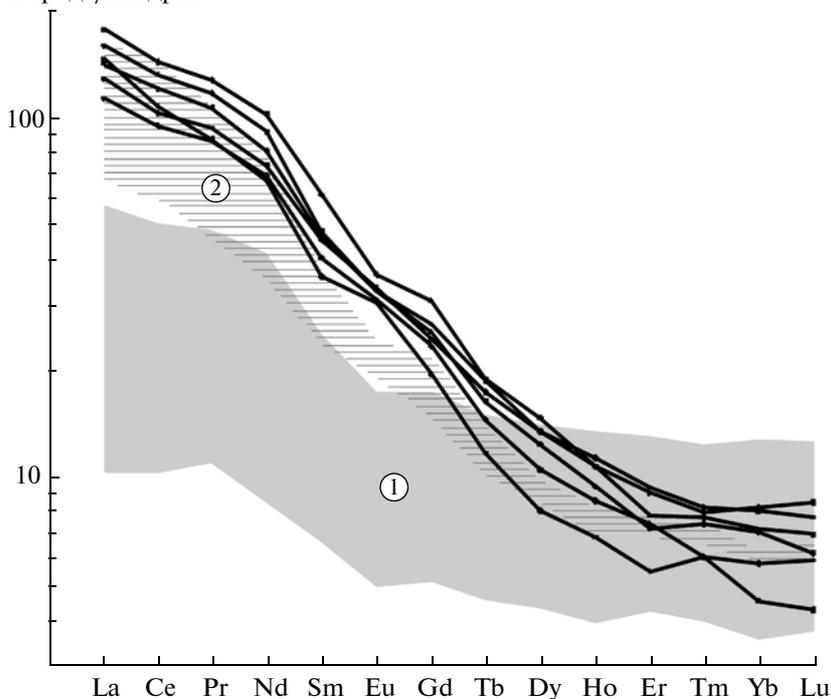


Рис. 5. Распределение содержаний редкоземельных элементов в метабазальтах брянтинской толщи, нормированных по хондриту (Taylor, McLennan, 1985).

Обозначения полей см. на рис. 4.

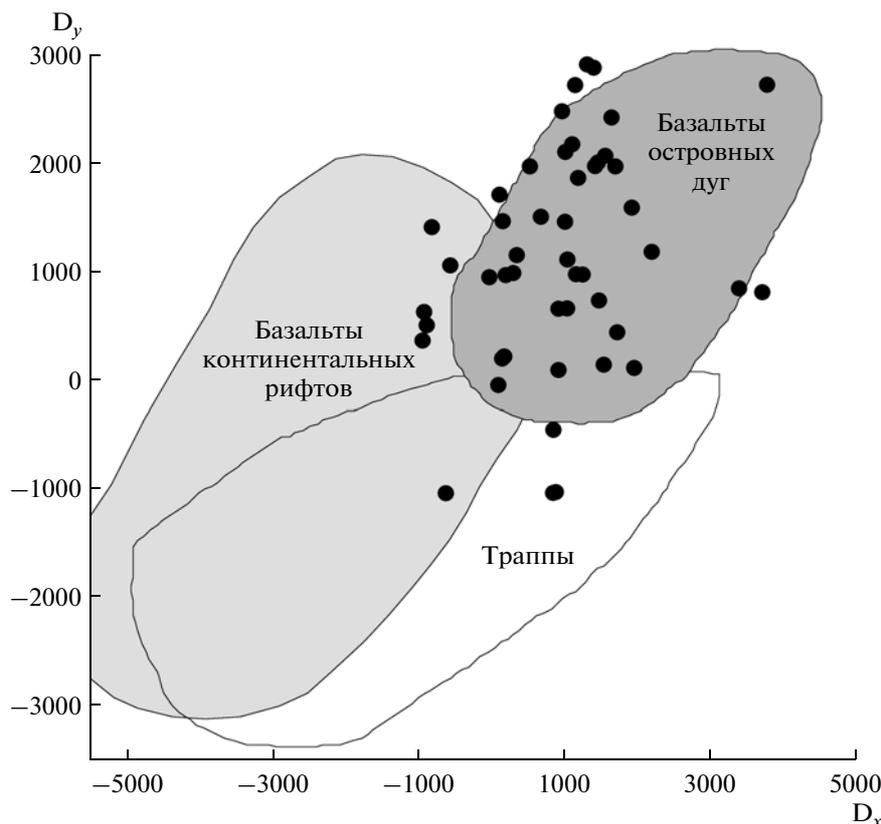


Рис. 6. Дискриминантная диаграмма D_x-D_y , (Великославинский, Глебовицкий, 2005) с фигуративными точками метабазальтов брянтинской толщи.

$$D_x = 176.94\text{SiO}_2 - 1217.77\text{TiO}_2 + 154.51\text{Al}_2\text{O}_3 - 63.1\text{FeO}_t - 15.69\text{MgO} + 372.43\text{CaO} + 104.41\text{Na}_2\text{O} - 19.96\text{K}_2\text{O} - 873.69\text{P}_2\text{O}_5 - 11721.488,$$

$$D_y = 94.39\text{SiO}_2 - 103.3\text{TiO}_2 + 417.98\text{Al}_2\text{O}_3 - 55.63\text{FeO}_t + 57.61\text{MgO} + 118.42\text{CaO} + 502.02\text{Na}_2\text{O} + 6.37\text{K}_2\text{O} + 415.31\text{P}_2\text{O}_5 - 13724.66.$$

грязнение не превышало 10 пг Pb и 1 пг U. Обработку экспериментальных данных проводили с помощью программ "PbDAT" (Ludwig, 1991) и "ISOPLOT" (Ludwig, 1999). При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана (Steiger, Jager, 1976). Поправки на обычный свинец введены в соответствии с модельными величинами (Stacey, Kramers, 1975). Все ошибки приведены на уровне 2σ .

Выделение Sm и Nd проводили по методике, описанной в (Котов и др., 1995). Измеренные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ нормализованы к отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ и приведены к отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511860$ в Nd стандарте La Jolla. Точность определения концентраций Sm и Nd составила 0.5%, изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} - 0.5\%$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - 0.005\%$ (2σ). Средневзвешенное значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в Nd стандарта La Jolla по результатам 8 измерений отвечает 0.511873 ± 11 . Уровень холостого опыта за время исследований составлял 0.03–0.2 нг для Sm и 0.1–0.5 нг для Nd. При расчете величин $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ и модельных возрастов $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ использованы со-

временные значения для однородного хондритового резервуара CHUR, по (Jacobsen, Wasserburg, 1984), и деплетированной мантии DM, по (Goldstein, Jacobsen, 1988). При расчете двухстадийных модельных возрастов $T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st})$ (Liew, Hofman, 1988) принята среднекоровая величина отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.12$ (Taylor, McLennan, 1985).

Расплавные включения изучали в прозрачно-полированных пластинках на микроскопе LEICA DMLP, оснащенный высокотемпературной термокамерой, при увеличениях до 2000 раз.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕТАБАЗАЛЬТОВ

Данные о химическом составе представительных образцов роговообманково-плагноклазовых кристаллических сланцев брянтинской толщи приведены в табл. 1. По содержанию петрогенных элементов они соответствует базальтам субщелочной серии (рис. 2) и характеризуются высокими содержаниями Al_2O_3 , P_2O_5 , щелочей и относительно низкими содержаниями FeO и CaO. Следует

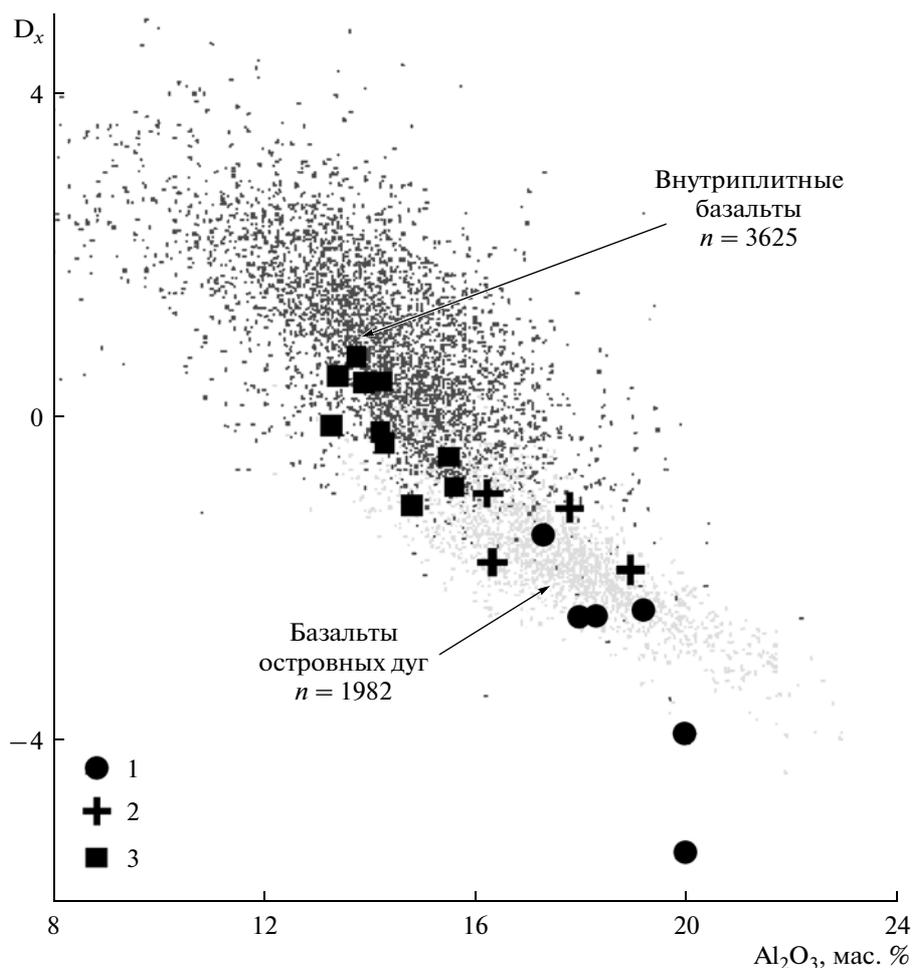


Рис. 7. Дискриминантная диаграмма $Al_2O_3-SiO_2$ с фигуративными точками составов метабазальтов брянтинской толщи ДСС (1), федоровской толщи Алданского щита (2) и иликанской толщи ДСС (3).

$$D_x = -0.0736SiO_2 + 0.492TiO_2 - 0.313Al_2O_3 + 0.102FeO + 0.0015MgO - 0.062CaO + 0.198Na_2O + 0.05K_2O - 0.103P_2O_5 + 0.00019Ba - 0.00097Sr - 0.00046Rb + 0.0072Nb + 0.0017Zr + 0.0044Hf + 0.0047La - 0.0212Nd - 0.0025Sm + 0.098Eu - 0.0265Yb + 0.0104Y + 6.453.$$

подчеркнуть, что в породообразующих (роговая обманка, плагиоклаз) и аксессуарных (циркон, апатит) минералах кристаллических сланцев сохраняются первичные частично раскристаллизованные и стекловатые расплавные включения (рис. 3). В совокупности с данными о химическом составе это свидетельствует о том, что их протолитами послужили субщелочные базальты.

Наиболее яркими геохимическими особенностями метабазальтов брянтинской толщи являются высокие содержания Ba, Sr и легких редкоземельных элементов (табл. 1, рис. 4). Они характеризуются сильно дифференцированным распределением редкоземельных элементов без Eu-аномалий (табл. 1, рис. 5). На спайдердиаграмме (рис. 4) отчетливо проявлены Th-Ta-Nb- и Ti-минимумы и Sr-максимум, типичные для базальтов островных дуг. На дискриминационных геодинамических диаграммах фигуративные точки метабазальтов брянтинской толщи располагаются в

полях островодужных базальтов (рис. 6, 7). Следует также отметить, что по химическому составу метабазальты брянтинской толщи существенно отличаются от метабазитов иликанской толщи ДСС, формирование которых, скорее всего, протекало во внутриплитных условиях, и обнаруживают явное сходство с метабазальтами раннепротерозойской Федоровской островной дуги Алданского щита (рис. 4).

РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ И Sm-Nd ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для U-Pb геохронологических исследований использованы две пробы роговообманково-плагиоклазовых кристаллических сланцев (К-1035 и К-1035-4) брянтинской толщи, отобранные из одного обнажения (координаты: 54°41'48.6" север-

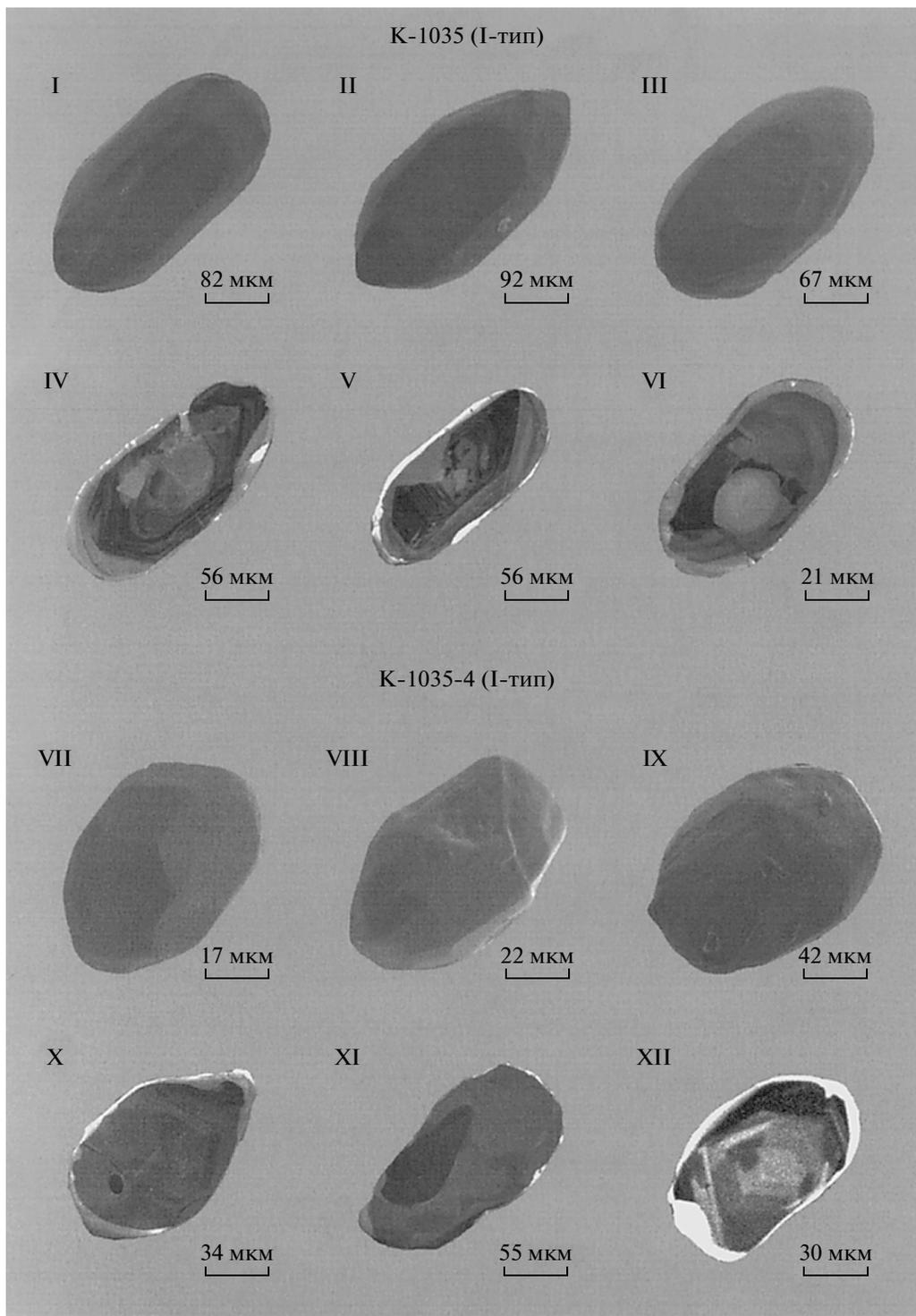


Рис. 8. Микрофотографии кристаллов циркона из роговообманково-плагиоклазовых кристаллических сланцев брянтинской толщи (пробы К-1035 и К-1035-4), выполненные на сканирующем электронном микроскопе АВТ 55 и оптическом микроскопе LEICA DMLP: I–III; VII–IX; XIII–XV; XIX–XXI – в режиме вторичных электронов; IV–VI; X–XII; XVI–XVIII; XXII–XXIV – в режиме катодолуминесценции; XXV–XXVII – в проходящем свете (XXVII – расплавленное включение с зоной закалки (фаза силикатного стекла) в цирконе XXVI).

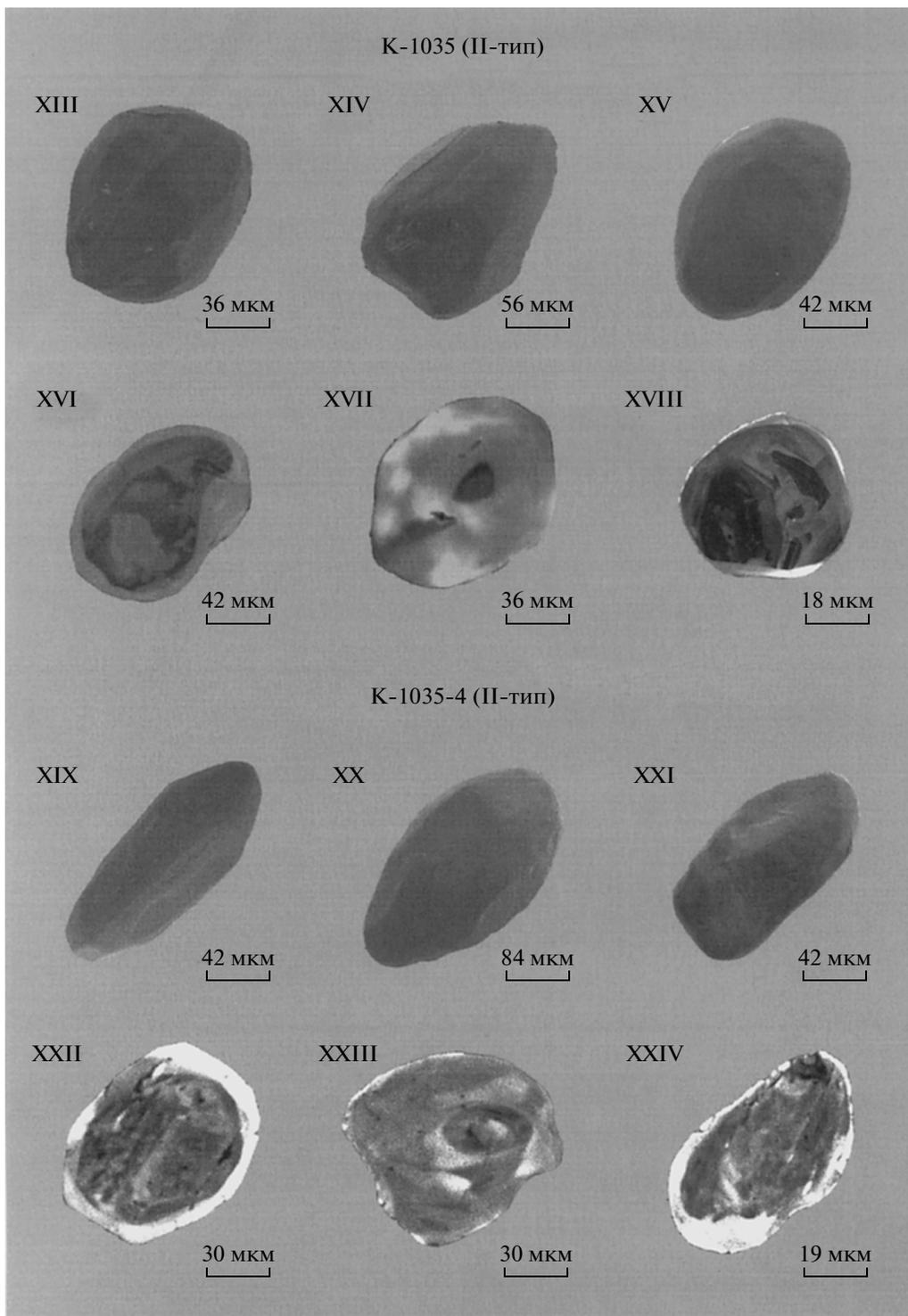


Рис. 8. Продолжение.

ной широты и $127^{\circ}22'00.6''$ восточной долготы), где они наблюдаются в виде тектонических пластин и будин мощностью до 1.5 м, залегающих среди биотит-роговообманковых гнейсов. Роговообманково-плаггиоклазовые кристаллические слан-

цы сложены преимущественно зеленой роговой обманкой, биотитом и плаггиоклазом, в резко подчиненном количестве присутствует клинопироксен. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, цирконом и рудными минералами.

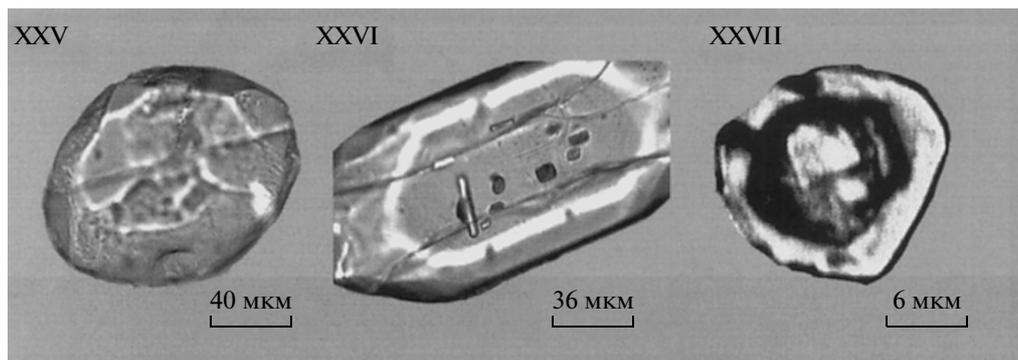


Рис. 8. Окончание.

Акцессорные цирконы, выделенные из мета-базальтов брянтинской толщи, относятся к двум морфологическим типам. Циркон I-типа образует прозрачные и полупрозрачные субидиоморфные призматические кристаллы (рис. 8; I–III, VII–IX) светло-желтого цвета. Как правило, ребра и грани кристаллов сильно сглажены (рис. 8; I–III, VII–IX). Однако в некоторых случаях сохраняются отдельные грани дипирамиды $\{101\}$ и призм $\{100\}$ и $\{110\}$ (рис. 8; I–III, VII–IX). Размеры кристаллов циркона I-типа изменяются от 85 до 400 мкм ($K_{удл} = 2.0–4.0$).

Внутреннее строение кристаллов циркона I-типа характеризуется присутствием частично резорбированных ядер с очень низкой интенсивностью люминесценции, которые обычно окружены двумя оболочками (рис. 8; IV–VI, X–XII). Наиболее ранние, примыкающие к ядрам оболочки имеют интенсивно коррозированные поверхности и сравнительно низкую интенсивность люминесценции. Иногда в них наблюдается плохо выраженная зональность. Внешние более тонкие оболочки обладают сильной люминесценцией и не обнаруживают каких-либо следов зональности.

Ядра циркона I-типа содержат первичные расплавные включения с фазой силикатного стекла (рис. 8; XXVI, XXVII), что указывает на их вулканическое происхождение. В оболочках присутствуют только флюидные включения – водно-солевые в более ранней оболочке и газовые во внешней. Это позволяет предполагать, что их образование связано с наложенными структурно-метаморфическими преобразованиями.

Циркон II-типа представлен прозрачными субидиоморфными субизометричными, реже призматическими бесцветными кристаллами с очень сильно сглаженными ребрами и гранями (рис. 8; XIII–XV, XIX–XXI). В отдельных кристаллах наблюдаются следы граней призмы $\{100\}$

и дипирамид $\{101\}$ и $\{201\}$ (рис. 8; XIII–XV, XIX–XXI). Размер зерен циркона II-типа составляет 40–200 мкм ($K_{удл} = 2.0–4.0$).

Внутреннее строение кристаллов циркона II-типа определяется присутствием ядер неправильной формы с пониженной интенсивностью люминесценции и фрагментарно проявленной зональностью, которые окружены оболочкой с яркой люминесценцией.

Ядра циркона II-типа содержат только флюидные углекислотно-водно-солевые включения (иногда с двумя фазами CO_2 – жидкой и газовой), а оболочки – только флюидные преимущественно газовые включения, что свидетельствует о метаморфическом генезисе рассматриваемого циркона. В то же время внутри ядер циркона II типа иногда наблюдаются мелкие, интенсивно резорбированные фрагменты с четкой или реликтовой ростовой зональностью (рис. 8; XVI–XVIII, XXII–XXIV), в которых встречаются расплавные включения с фазой силикатного стекла, аналогичные расплавным включениям в ядрах циркона I-типа.

На первом этапе U-Pb геохронологические исследования проводились для пяти микронавесок (6–20 зерен) наиболее “чистых” кристаллов циркона I-типа, большая часть из которых была подвергнута предварительной аэроабразивной обработке (табл. 2; № 2, 3, 9) для удаления метаморфических оболочек и кислотной обработке (табл. 2; № 8) для удаления нарушенных фаз. Как видно на рис. 9, точки изотопного состава циркона I-типа образуют дискордию, верхнее пересечение которой с конкордией отвечает возрасту 1933 ± 4 млн. лет, а нижнее соответствует 214 ± 40 млн. лет ($\text{СКВО} = 1.0$).

На втором этапе U-Pb геохронологические исследования были выполнены для четырех микронавесок (16–45 зерен) циркона II-типа

Таблица 2. Результаты U-Pb геохронологических исследований цирконов из роговообманково-плаггиоклазовых кристаллических сланцев брянтинской толщи Джуджуро-Станового супертеррейна Центральнo-Азиатского складчатого пояса

№ п/п	Размер фракции (мкм) и ее характеристика	Навеска (мг)	Содержание, мкг/г		Изотопные отношения					Rho ⁶		Возраст, млн. лет	
			Pb	U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^a	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^a	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U
Роговообманково-плаггиоклазовый кристаллический сланец (проба К-1035)													
1	I, >150, 15 зер.	0.57	47.5	126	14713	0.1178 ± 1	0.2518 ± 1	5.1891 ± 104	0.3194 ± 6	0.96	1851 ± 4	1787 ± 3	1923 ± 1
2	I, >0.15, A = 50%, 6 зер.	—	U/Pb = 2.5	1534	1534	0.1177 ± 2	0.2787 ± 2	5.2246 ± 201	0.3219 ± 11	0.86	1857 ± 7	1799 ± 5	1922 ± 4
3	I, >0.15, A = 30%, 10 зер.	—	U/Pb = 2.6	1060	1060	0.1175 ± 2	0.2413 ± 1	5.1013 ± 173	0.3149 ± 9	0.91	1836 ± 6	1765 ± 5	1918 ± 3
4	II, 100–150, 30 зер.	0.12	19.8	52.3	699	0.1165 ± 3	0.2124 ± 2	5.0719 ± 172	0.3157 ± 9	0.83	1831 ± 6	1769 ± 5	1905 ± 3
5	II, 100–150, A = 70%, 20 зер.	—	U/Pb = 2.8	2451	2451	0.1170 ± 2	0.2119 ± 1	5.0293 ± 100	0.3118 ± 6	0.78	1824 ± 4	1749 ± 3	1911 ± 2
6	II, 50–85–100, 45 зер.	0.10	25.1	74.5	1349	0.1156 ± 4	0.2021 ± 1	4.6691 ± 159	0.2929 ± 9	0.84	1762 ± 6	1656 ± 5	1890 ± 3
Роговообманково-плаггиоклазовый кристаллический сланец (проба К-1035-4)													
7	I, >0.15, 20 зер.	0.83	69.5	210	21157	0.1170 ± 1	0.1947 ± 1	4.7204 ± 94	0.2926 ± 6	0.97	1771 ± 4	1655 ± 3	1911 ± 1
8	I, >0.15, Кисл. обр. = 2	—	U/Pb = 3.1	51761	51761	0.1170 ± 1	0.1714 ± 1	4.6954 ± 93	0.2909 ± 6	0.97	1766 ± 4	1647 ± 3	1912 ± 1
9	I, >0.15, A = 40%, 16 зер.	0.26	89.7	289	15753	0.1167 ± 1	0.1434 ± 1	4.6050 ± 92	0.2861 ± 6	0.96	1750 ± 4	1622 ± 3	1907 ± 1
10	II, 50–85, 20 зер.	—	U/Pb = 8.2	499	499	0.0978 ± 4	0.1733 ± 2	1.4486 ± 159	0.1074 ± 11	0.94	909 ± 9	658 ± 7	1584 ± 7

Примечание. ^a Изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; ^b коэффициент корреляции ошибок отношения ²⁰⁷Pb/²³⁵U–²⁰⁶Pb/²³⁸U; A = 50% – количество вещества, удаленное в процессе аэробразивной обработки циркона; 15 зер. – количество зерен циркона в навеске; — навеска циркона не определялась; Кисл. обр. = 2 – кислотная обработка циркона с заданной экспозицией (часы); I, II – морфологические типы циркона. Величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащим цифрам.

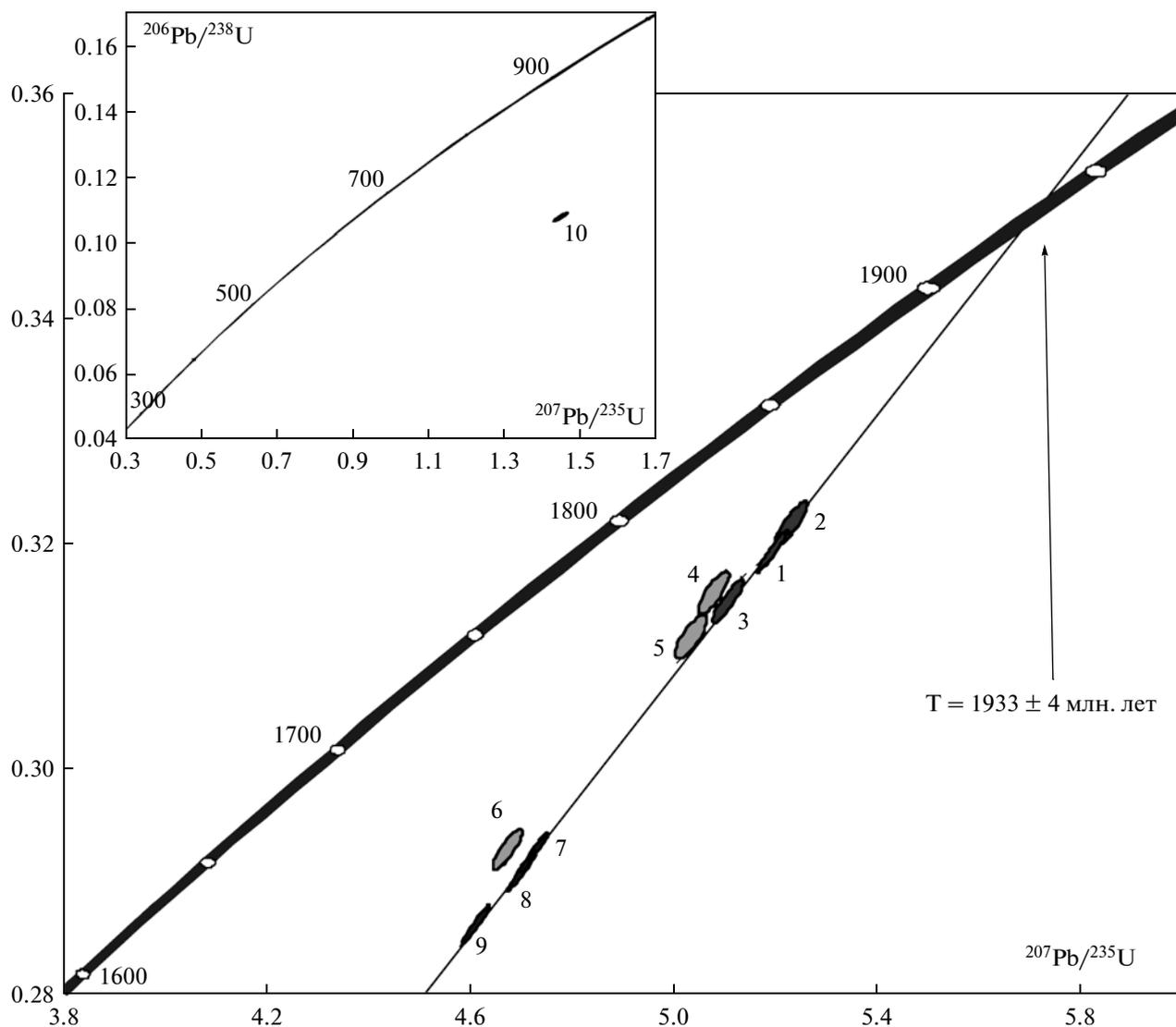


Рис. 9. Диаграмма с конкордией для цирконов из роговообманково-плагноклазовых кристаллических сланцев брянтинской толщи (пробы К-1035 и К-1035-4).

Номера точек соответствуют порядковым номерам в табл. 1.

(табл. 2; № 4–6, 10). Оказалось, что циркон II-типа из пробы К-1035 имеет возраст, рассчитанный по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, около 1890–1910 млн. лет (№ 4–6; табл. 2, рис. 9), а циркон этого же типа из пробы К-1035-4 (табл. 2; № 10) – еще более молодой возраст.

Результаты Sm-Nd изотопно-геохимических исследований кристаллических сланцев и гнейсов брянтинской толщи приведены в табл. 3. Как следует из этой таблицы, метаморфические породы брянтинской толщи характеризуются достаточно широким интервалом значений Nd-модельного возраста $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 2.0\text{--}3.2$ млрд. лет.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Геохимические особенности и присутствие расплавных включений в породообразующих и аксессуарных минералах кристаллических сланцев брянтинской толщи станового комплекса Джугджуро-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса дают все основания полагать, что протолитами этих пород послужили субщелочные метабазалты, образование которых протекало в обстановке островной дуги. При этом структурно-возрастное положение метабазалтов брянтинской толщи и полученные к настоящему времени данные о

Таблица 3. Результаты Sm-Nd изотопно-геохимических исследований метаморфических пород брянтинской толщи Джуджуро-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса

№ п/п	Номер образца	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ($\pm 2\sigma$ изм.)	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})$, млн. лет	$T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st})$, млн. лет
1	К-1035-4	11.4	66.1	0.1042	0.511344 ± 2	-25.2	-2.3	2502	2598
2	5033-2	6.43	26.1	0.1478	0.512135	-9.8	2.3	—	2219
3	5035	5.25	31.4	0.1003	0.511322	-25.7	-2.1	2446	2561
4	К-2006	4.19	21.3	0.1191	0.511129 ± 3	-29.4	-1.8	3234	3247
5	К-2040	2.7	16.2	0.1013	0.510947 ± 2	-33.0	-9.4	2970	3176
6	К-2042	4.7	26.6	0.1058	0.511566 ± 1	-20.9	1.6	2230	2275
7	А-33/2	4.45	26.7	0.1006	0.511655 ± 5	-19.2	4.7	2009	2025

Примечание. Значения $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ и $T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st})$ рассчитаны для возраста 1933 млн. лет. К-1035-4, 5033-2 – роговообманково-плагиоклазовые кристаллические сланцы; 5035, К-2006, К-2040, К-2042 – биотит-роговообманковые гнейсы; А-33/2 – гранатсодержащий биотит-роговообманковый гнейс.

возрасте прорывающих их гранитоидов свидетельствуют о том, что они испытали структурно-метаморфические преобразования, отвечающие по крайней мере двум эпизодам метаморфизма, последний из которых имеет мезозойский возраст.

Результаты Sm-Nd изотопно-геохимических исследований показывают, что ассоциирующие с metabазальтами гнейсы брянтинской толщи характеризуются минимальной оценкой $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 2.0$ млрд. лет. Таким образом, нижняя возрастная граница формирования этой толщи не превышает 2.0 млрд. лет.

В metabазальтах брянтинской толщи обнаружены акцессорные цирконы, принадлежащие к двум морфологическим типам. Морфологические особенности ядер циркона I-типа и наличие в них расплавленных включений указывают на их магматическое происхождение. Следовательно, полученное для подвергнутого аэробразивной и кислотной обработке циркона I-типа по верхнему пересечению дискордии значение возраста 1933 ± 4 млн. лет следует рассматривать в качестве наиболее точной оценки возраста кристаллизации протолитов metabазальтов брянтинской толщи. Образование циркона II-типа и оболочек циркона I-

типа явно связано с метаморфическими процессами. Поэтому есть все основания полагать, что приблизительная оценка возраста 1890–1910 млн. лет ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) циркона II-типа из пробы К-1035 отражает возраст наиболее раннего высокотемпературного метаморфического события. Однако положение точки изотопного состава циркона II-типа из пробы К-1035-4 на диаграмме с конкордией (рис. 9) позволяет предполагать, что высокотемпературные преобразования этого циркона происходили и в фанерозойское время, по-видимому, в мезозое, что согласуется с результатами предшествующих исследований (Ларин и др., 2006; Сальникова и др., 2006).

Накопленные к настоящему времени геохимические и геохронологические данные показывают, что в становой комплекс ДСС объединены разновозрастные образования – позднеархейская иликанская толща с возрастом 2630–2700 млн. лет (Великославинский и др., 2011) и раннепротерозойская брянтинская толща, возраст которой 1933 ± 4 млн. лет. Брянтинская толща формировалась в островодужной обстановке,

в то время как формирование иликанской толщи проходило во внутриплитной обстановке.

Раннепротерозойское высокотемпературное метаморфическое событие, впервые установленное в пределах Брянтинской зоны, к настоящему времени уже выделено в других регионах Джугджуро-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса и в зоне его сочленения с Алданским щитом (Глебовицкий и др., 2008, 2009). Как правило, это событие рассматривается как результат коллизии Становой континентальной плиты и Сибирского кратона. Однако полученные данные позволяют с той же степенью вероятности связывать раннепротерозойский метаморфизм брянтинской толщи с аккреционно-коллизионными процессами на границе Иликанского и Купуринского террейнов ДСС.

ВЫВОДЫ

1. Протолитами кристаллических сланцев брянтинской толщи станového комплекса Джугджуро-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса послужили остро-водужные субщелочные базальты.

2. Возраст кристаллизации протолитов мета-базальтов брянтинской толщи составляет 1933 ± 4 млн. лет, а возраст наиболее ранних из проявленных в них метаморфических преобразований — около 1890–1911 млн. лет.

3. Раннепротерозойский метаморфизм, проявленный в пределах Брянтинской структурно-формационной зоны Джугджуро-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса, может быть обусловлен коллизией Алданской и Становой континентальных плит или аккреционно-коллизионными процессами на границе Иликанской и Купуринской структурно-формационных зон в ходе формирования последней.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№ 10-05-00319, 10-05-00704), Научной школы НШ-5710.2010.5, Программы ОНЗ РАН “Строение и формирование основных типов геологических структур подвижных поясов и платформ” и Государственного контракта № 14.740.11.0187.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Великославинский С.Д. Метабазальты высокометаморфизованных комплексов раннего докембрия Алдан-Станового щита: петролого-геохимическая характеристика и геолого-тектоническая интерпретация: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. СПб.: ЦОП СПГУ, 1998. 43 с.

Великославинский С.Д., Глебовицкий В.А. Новая дискриминантная диаграмма для классификации остро-водужных и континентальных базальтов на основе

петрохимических данных // Докл. АН. 2005. Т. 401. № 2. С. 213–217.

Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Первичная природа, возраст и геодинамическая обстановка формирования протолитов метаморфических пород федоровской толщи, Алданский щит // Петрология. 2006. Т. 14. № 1. С. 25–43.

Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Возраст иликанской толщи станového комплекса Джугджуро-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. АН. 2011. Т. 438. № 3. С. 355–359.

Глебовицкий В.А., Седова И.С., Матуков Д.И. и др. Геохимия и геохронология мигматитов Курультино-Нюкжинского сегмента и проблемы корреляции метаморфических событий в Джугджуро-Становой Складчатой области, Восточная Сибирь // Петрология. 2008. Т. 16. № 6. С. 627–656.

Глебовицкий В.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Гранулитовые комплексы Джугджуро-Становой складчатой области и Пристанового пояса: возраст, условия и геодинамические обстановки проявления метаморфизма // Геотектоника. 2009. № 4. С. 3–15.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист N-52. Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. Санкт-Петербург. 2009.

Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б. и др. Этапы формирования континентальной коры центральной части Алданской гранулитово-гнейсовой области: U-Pb и Sm-Nd изотопные данные по гранитоидам // Петрология. 1995. Т. 3. № 1. С. 99–110.

Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ларин А.М. и др. Тектономагматическая эволюция Джугджуро-Становой складчатой области // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2008. Т. 1. Вып. 6. С. 145–147.

Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. и др. Раннемеловой возраст регионального метаморфизма становой серии Джугджуро-Становой складчатой области: геодинамические следствия // Докл. АН. 2006. Т. 409. № 2. С. 222–226.

Магматические горные породы. Классификация. Номенклатура. Петрография. М.: Наука, 1983. Ч. 1. 368 с.

Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Котов А.Б. и др. Токско-алгоминский магматический комплекс Джугджуро-Становой Складчатой области: возраст и геодинамическая обстановка формирования // Докл. АН. 2006. Т. 409. № 5. С. 652–657.

Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of rivers 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.

Krogh T.E. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // Geochim. Cosmochim. Acta. 1973. V. 37. P. 485–494.

Krogh T.E. Improved accuracy of U-Pb zircon by the creation of more concordant systems using an air abrasion

- technique // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1982. V. 46. P. 637–649.
- Liew T.C., Hofmann A.W.* Precambrian crustal components, plutonic associations, plate environments of the Hercynian Fold Belt of Central Europe: indications from a Nd and Sr isotopic study // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1988. V. 98. P. 129–138.
- Mattinson J.M.* A study of complex discordance in zircons using step-wise dissolution techniques // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1994. V. 116. P. 117–129.
- Ludwig K.R.* PbDat for MS-DOS, version 1.21 // U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 88-542. 1991. 35 p.
- Ludwig K.R.* ISOPLOT/Ex. Version 2.06. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkley Geochronology Center Sp. Publ. 1999. № 1a. 49 p.
- Stacey J.S., Kramers I.D.* Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1975. V. 26. № 2. P. 207–221.
- Steiger R.H., Jager E.* Subcommission of Geochronology: conversion of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1976. V. 36. № 2. P. 359–362.
- Sun S.-S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts // *Magmatism in oceanic basin*. Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313–345.
- Taylor S.R., McLennan S.M.* The continental crust: its composition and evolution. Oxford: Blackwell Publication, 1985. 312 p.