

**ВОЗРАСТ УСЛОВНО РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ
СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ БУРЕЙНСКОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО МАССИВА (ЦЕНТРАЛЬНО-
АЗИАТСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС)**

Р.О. Овчинников¹, А.А. Сорокин¹, Н.М. Кудряшов²

¹ФГБУН Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Релочный пер. 1, г. Благовещенск, 675000;
e-mail: sorokin@ascnet.ru

²ФГБУН Геологический институт Кольского научного центра РАН, ул. Ферсмана 14, г. Апатиты,
184200, e-mail: nik@geoksc.apatity.ru

Поступила в редакцию 17 января 2017 г.

В результате проведенных исследований установлено, что магматические породы в северной части Буреинского континентального массива, относимые к амурскому, древнебуреинскому и нятыгранскому комплексам, имеют не раннедокембрийский, как было принято считать ранее, а позднепалеозойский и раннемезозойский возрасты. Полученные нами оценки возраста отвечают двум этапам магматической активности: ~ 264 млн лет и ~ 194 млн лет. Эти этапы отчетливо проявлены в строении других континентальных массивов Центрально-Азиатского складчатого пояса, что может указывать на общую тектоническую природу магматической активности. Все изученные магматические породы, относимые к амурскому, древнебуреинскому и нятыгранскому комплексам, несмотря на их позднепалеозойский и мезозойский возраст, несут на себе следы структурно-метаморфических преобразований.

Ключевые слова: лейкограниты, габбро-амфиболиты, докембрий, Буреинский континентальный массив, Центрально-Азиатский складчатый пояс.

Общий тектонический облик восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) определяют Северо-Азиатский и Сино-Корейский кратоны, между окраинами которых расположены Аргунский (Керулен-Аргуно-Мамынский, Аргун-Идермегский) и Буреинско-Цзямусинский супертеррейны, состоящие из более мелких блоков (террейнов, континентальных массивов) [3, 20].

Возраст наиболее древних геологических комплексов в структуре этих континентальных массивов является одним из кардинальных критериев, от которых зависит понимание истории формирования пояса. Согласно до сих пор существующим представлениям, в качестве метаморфического основания этих массивов обычно рассматриваются магматические и осадочные комплексы, метаморфизованные в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций, которым приписывается раннедокембрийский возраст [3, 4, 19, 21]. В то же время наличие раннедокембрийских комплексов в строении континентальных массивов восточной части ЦАСП ставится под сомнение результатами целенаправленных геохронологических исследова-

ний, выполненных в последние годы [14–18, 22, 23, 33, 38, 50, 51, 54–56 и др.]. Однако для Буреинского континентального массива, являющегося наиболее крупной структурной единицей Буреинско-Цзямусинского супертеррейна, этот вопрос до сих пор остается открытым.

В настоящей статье рассматриваются результаты геохимических, геохронологических исследований магматических пород амурского, древнебуреинского и нятыгранского комплексов северной части Буреинского континентального массива, которые в современных схемах расчленения геологических комплексов [7–9 и др.] относятся к раннему докембрию.

**ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ
БУРЕЙНСКОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО МАССИВА**

К наиболее древним геологическим комплексам в строении Буреинского континентального массива относятся биотитовые и двуслюдяные гнейсы, часто с гранатом, кристаллические сланцы, кварциты, амфиболиты, роговообманковые и диопсидовые кристаллические сланцы, РТ-условия формирования которых

соответствуют амфиболитовой фации метаморфизма [9, 12, 19]. Первоначально [5, 6, 10] они были подразделены на туловчихинскую (преимущественно гнейсы и кварциты) и дичунскую (преимущественно амфиболиты) свиты, позднее [7–9] отнесены к дягдаглейской толще. Данные о возрасте этих образований отсутствуют, и на основании корреляции их с близкими по составу метаморфическими комплексами Малохинганского (Цзямусинского) массива они условно относятся к нижнему протерозою [5, 6, 10] или верхнему архею [7–9, 21].

С указанными метаморфическими комплексами пространственно сопряжены тела габбро-амфиболитов амурского комплекса и гнейсовидных гранитоидов древнебуреинского комплекса, которые условно относят к раннему протерозою [5, 6, 10] или позднему архею [7–9, 19].

К нижнепротерозойским образованиям Буреинского континентального массива в схемах расчленения и корреляции геологических комплексов относят слюдястые, часто углеродистые сланцы с пластами кварцитов и мраморов нятыгранской свиты, а также интрузии метаморфизованных габброидов и гранитоидов нятыгранского комплекса [3, 7–9, 19]. В то же время недавно были получены данные о том, что магматические породы нятыгранского комплекса имеют не раннепротерозойский, как было принято считать ранее, а позднепротерозойский возраст. Кроме того, установлено, что они принадлежат по крайней мере к двум возрастным группам – 940–933 млн лет и 804–789 млн лет [31, 32].

Позднепротерозойские образования Буреинского континентального массива в существующих схемах корреляции геологических комплексов [3, 4, 7, 21 и др.] представлены преимущественно терригенными, терригенно-карбонатными и вулканическими отложениями, слагающими многочисленные, но незначительные по размерам тектонические блоки в различных частях массива. Однако достоверные данные об их возрасте отсутствуют. Более того, установлен раннепалеозойский возраст для целой серии «реперных» геологических комплексов, которые ранее относили к позднему докембрию, в том числе для метариолитов [27] и метапесчаников [30] туранской серии.

Вендские (в стратиграфической шкале России) и нижнекембрийские терригенно-карбонатные отложения, содержащие микрофитоциты и археоциты (мельгинская, чергиленская, аллинская свиты), представлены в центральной части Буреинского континентального массива в пределах Мельгинского прогиба (или трога) [3, 4, 7, 21].

Большую часть площади Буреинского континентального массива занимают ранне- и позднепалеозойские, а также раннемезозойские гранитоиды. При этом критерии отнесения этих гранитоидов к тому или иному комплексу, а также вопросы их возраста остаются предметом дискуссий. К наиболее ранним в схемах корреляции магматических комплексов относятся [3, 6, 19] гранитоиды кивилийского и суларинского комплексов. Однако недавно было показано, что лишь порфиробластические роговообманково-биотитовые граниты петротипического Кивилийского массива имеют раннеордовикский (474 ± 2 млн лет) [26] возраст, тогда как биотитовые гнейсовидные граниты Суларинского массива одноименного комплекса являются раннепермскими (285 ± 1 млн лет) [28].

Наибольшим распространением в пределах Буреинского континентального массива пользуются преимущественно известково-щелочные гранитоиды, относимые [6, 19 и др.] к позднепалеозойскому многофазовому габбро-диорит-гранодиорит-гранитному тырмо-буреинскому комплексу. В то же время установлено, что целая серия массивов этого комплекса имеет не позднепалеозойский, а раннемезозойский возраст – 218–185 млн лет [25]. В этом же диапазоне находятся оценки возраста, полученные для щелочных и субщелочных гранитоидов алтахтинского и харинского комплексов, а также вулканитов таловского комплекса [29, 46]. Наиболее молодые образования Буреинского континентального массива представлены позднемезозойскими терригенными толщами и вулканическими и вулканоплутоническими комплексами [3, 7–9].

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Объектами данного исследования являются метагаббро амурского комплекса, гнейсовидные граниты древнебуреинского комплекса и рассланцованные граниты нятыгранского комплекса в северной части Буреинского континентального массива.

Метагаббро амурского комплекса слагают удлиненные тела мощностью первые сотни метров и протяженностью до 2 км среди раннедокембрийских (?) метаморфических пород дичунской свиты в верховьях руч. Могоча или ксенолиты различных размеров среди более молодых гранитоидов (рис. 1).

Гнейсовидные гранитоиды древнебуреинского комплекса на правом берегу р. Иса (бассейн р. Селемджа) образуют массив площадью более 50 км², протягивающийся от приустьевой части ручьев Дягдагле и Завальный до верховий руч. Могоча (рис. 1). Границы с вмещающими раннедокембрийскими (?) метаморфическими породами дичунской свиты тектонические или интрузивные. При этом последние в

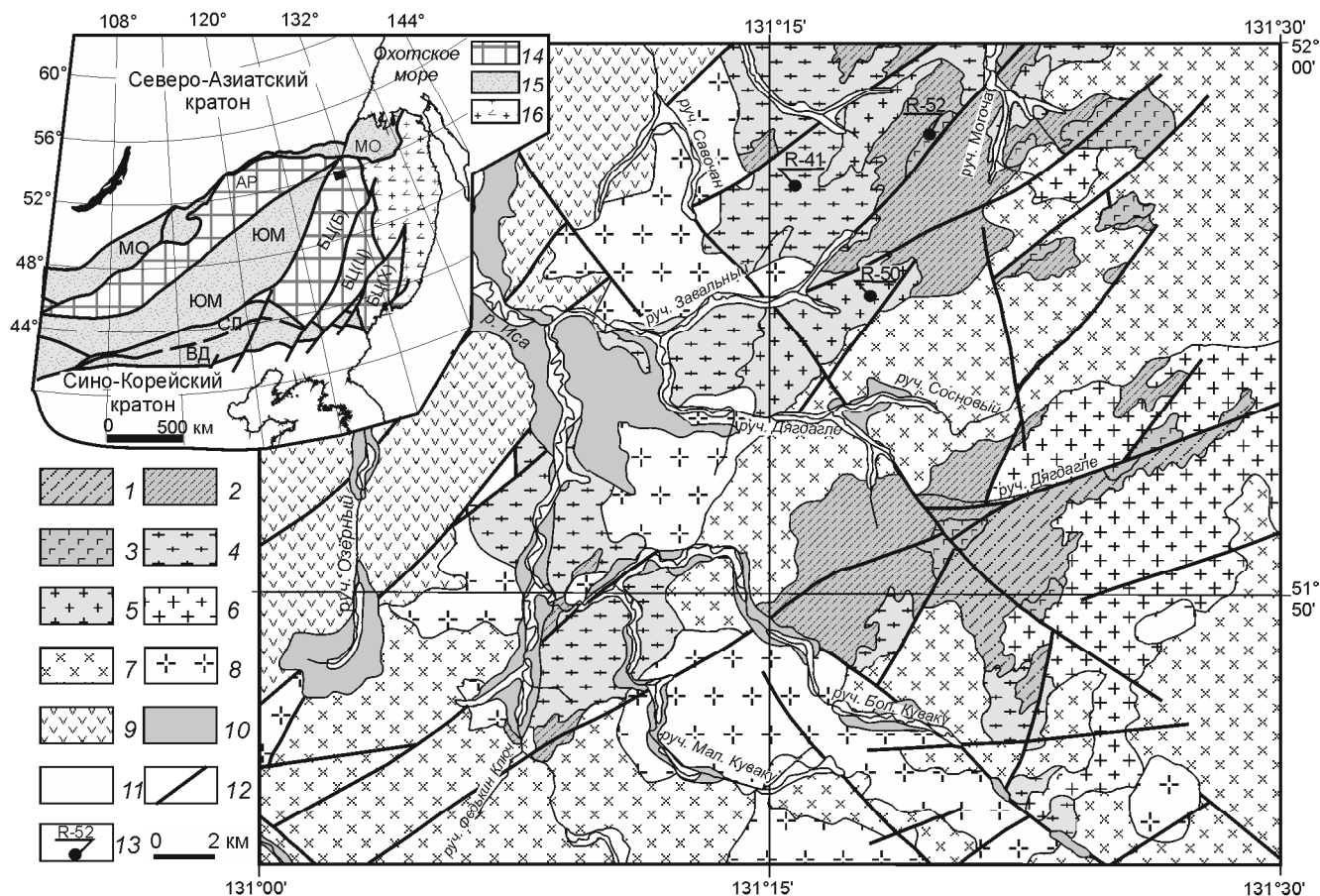


Рис. 1. Схема геологического строения северной части Буреинского континентального массива (бассейн р. Иса). Составлена по [10] с изменениями авторов.

1 – условно нижнепротерозойские биотитовые и двуслюдяные гнейсы и кристаллические сланцы, высокоглиноземистые гнейсы, биотит-роговообманковые и роговообманковые гнейсы туловчихинской свиты; 2 – условно нижнепротерозойские амфиболиты, роговообманковые и диопсидовые кристаллические сланцы и гнейсы дичунской свиты; 3 – условно нижнепротерозойские метагбродо амурского комплекса; 4 – условно нижнепротерозойские гнейсовидные гранитоиды древнебуреинского комплекса; 5 – условно нижнепротерозойские рассланцованные гранитоиды нятыгранского комплекса; 6 – условно раннепалеозойские гранитоиды; 7 – условно позднепалеозойские кварцевые диориты, гранодиориты, граниты тырмо-буреинского комплекса; 8 – раннемезозойские граниты, лейкограниты харинского комплекса; 9 – раннемеловые андезиты, дациандезиты, дациты, их туфы; 10 – нижне- и среднетчетвертичные отложения; 11 – верхнетчетвертичные отложения; 12 – разломы, 13 – места отбора образцов для геохронологических исследований и их номера.

На врезке прямоугольником показано положение исследуемых объектов в структуре восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (тектоническая основа по [20]) с изменениями авторов): 14 – супертеррейны: АР – Аргунский, БЦ – Буреинско-Цзямусинский (БЦ(Б) – Буреинский террейн (континентальный массив), БЦ(Ц) – Цзямусинский террейн (континентальный массив), БЦ(Х) – Ханкайский террейн); 15 – палеозойские–раннемезозойские складчатые пояса (МО – Монголо-Охотский, ЮМ – Южномонгольский, СЛ – Солонкерский, ВД – Вундурмиао); 16 – позднеюрско-раннемеловые орогенные пояса.

значительной степени затушеваны тектоническими процессами.

Рассланцованные гранитоиды нятыгранского комплекса образуют серию массивов северо-восточной ориентировки площадью до 12 км² на водоразделе руч. Завальный и Сосновый и в верховьях руч. Могоча (рис. 1). Они прорывают метаморфические породы дичунской свиты, а также гнейсовидные гранитоиды древнебуреинского комплекса.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

Определение содержаний главных элементов и Zr в породах выполнено рентгенофлуоресцентным методом в Институте геологии и природопользования ДВО РАН (г. Благовещенск) на рентгеновском спектрометре Pioneer 4S и методом ICP-MS (Li, Ga, Rb, Sr, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Y, Nb, Ta, Th, U, Pb, Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn) в Институте тектоники и геофизики ДВО РАН

(г. Хабаровск) на масс-спектрометре Elan 6100 DRC. Гомогенизация порошковых проб для рентгенофлуоресцентного анализа осуществлялась путем их сплавления со смесью метабората и тетрабората лития в муфельной печи при $T = 1050\text{--}1100^\circ\text{C}$. Величины интенсивности аналитических линий в ходе анализа корректировались на фон, эффекты поглощения и вторичной флуоресценции. Вскрытие образцов для определения содержаний малых элементов методом ICP-MS проводилось путем кислотного разложения. Для калибровки чувствительности масс-спектрометра по всей шкале масс были использованы стандартные растворы, включающие все анализируемые элементы. Относительная погрешность определения содержания главных и малых элементов составила 3–10 %.

Геохронологические исследования (U-Pb метод по циркону) выполнены в Геологическом институте КНЦ РАН (г. Апатиты). Выделение циркона проводилось по стандартной методике с использованием магнитной сепарации и тяжелых жидкостей. Выбранные для U-Pb геохронологических исследований кристаллы циркона подвергались многоступенчатому удалению поверхностных загрязнений в спирте, ацетоне и 1 М HNO_3 . Концентрации U и Pb определялись методом изотопного разбавления на масс-спектрометре Finnigan MAT-262 (RPQ) с использованием смешанного изотопного индикатора $^{208}\text{Pb}+^{235}\text{U}$. В качестве эмитера ионов использовался силикагель. Уровень холостого опыта за период исследования составлял менее 80 пг для свинца и 40 пг для урана. Все изотопные отношения исправлены на величину масс-фракционирования (0.12 ± 0.04 %), рассчитанную для параллельных анализов стандартов SRM-981 и SRM-982. Точность определения U/Pb отношений и содержаний U и Pb составила 0.5 %. Обработка экспериментальных данных проводилась при помощи программ «PbDAT» [39] и «ISOPLOT» [40]. При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана [48]. Поправки на обычный свинец введены в соответствии с модельными величинами [47]. Все ошибки приведены на уровне 2σ .

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

Метагаббро амурского комплекса сложены плагиоклазом (45–55 %), по составу отвечающим андезину, амфиболом тремолит-актинолитового ряда (25–35 %), практически нацело замещающим клинопироксен (авгит), обыкновенной роговой обманкой (4–6 %), кварцем (до 2–3 %), магнезиальным биотитом (до 5 %). Среди аксессуарных минералов преобладают эпидот, циркон. Структура пород гранобластовая, бластогаббровая.

Метагаббро по соотношению SiO_2 (45–56 мас. %) и суммы щелочей $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ (1.6–4.9 мас. %) отвечают нормально-щелочным породам (табл. 1, рис. 2). При этом они обладают высокими значениями отношения FeO^*/MgO (2.3–3.1), типичными для основных магматических пород толеитовой серии (рис. 3), низкими концентрациями Al_2O_3 (11.6–14.2 мас. %), умеренными – TiO_2 (1.0–1.2 мас. %).

Распределение РЗЭ в метагаббро имеет слабо и умеренно дифференцированный характер ($[\text{La}/\text{Yb}]_n = 1.5\text{--}7.8$). Большинство графиков имеет слабо выраженную отрицательную европиевую аномалию $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.39\text{--}0.88$ (рис. 4 а). Графики нормированных к примитивной мантии концентраций микроэлементов (рис. 5 а) имеют «плоский» (субгоризонтальный) вид при варьирующих концентрациях Rb, Ba, Th, U, что, вероятно, обусловлено вторичными процессами.

Гранитоиды древнебуреинского комплекса представлены гнейсовидными биотитовыми лейкогранитами. Главными их породообразующими минералами являются кварц (25–32 %), олигоклаз (25–30 %), калиевый полевой шпат (35–45 %) и железистый биотит (4–8 %). Аксессуарные минералы представлены цирконом, сфеном, апатитом. Структура пород гранобластовая, бластогипидиоморфнозернистая, гранитовая.

Рассматриваемые лейкограниты по соотношению SiO_2 (71–73 мас. %) и суммы щелочей $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ (до 8.9 мас. %) (табл. 1, рис. 2) соответствуют умеренно щелочным породам. Им свойственны низкие значения отношения FeO^*/MgO (2.7–4.2), присущие породам известково-щелочной серии (рис. 3). На классификационной диаграмме Ab-An-Or (рис. 6) фигуративные точки рассматриваемых пород лежат в поле гранитов. Величина ASI = 0.84–1.0 в них позволяет относить рассматриваемые лейкограниты к метабазальным породам (рис. 7).

Распределение REE в гнейсовидных биотитовых лейкогранитах древнебуреинского комплекса умеренно и ярко дифференцировано ($[\text{La}/\text{Yb}]_n = 2.3\text{--}17.8$) при отчетливо выраженной отрицательной европиевой аномалии $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.60\text{--}0.91$ (рис. 4 б). Они обогащены крупноионными литофильными элементами, такими как Rb (до 162 мкг/г), Ba (до 858 мкг/г), Th (до 30 мкг/г), U (до 2.9 мкг/г), La (до 28 мкг/г), Ce (до 49 мкг/г), Pb (до 27 мкг/г), при дефиците Nb (4.5–18 мкг/г), Ta (0.7–2.3 мкг/г) (табл. 1, рис. 5 б).

Гранитоиды нятыгранского комплекса представлены расланцованными двуслюдяными лейкогранитами. Они сложены кварцем (25–45 %), олигоклазом (15–35 %), микроклином (30–45 %), железистым биотитом (3–12 %), мусковитом (до 2 %). Аксессуарные

Таблица 1. Химический состав представительных образцов пород условно докембрийских комплексов северной части Бурейнского континентального массива.

Образец/ компоненты	R-47	R-47-4	R-47-5	R-47-6	R-52	R-39	R-39-1	R-39-3	R-39-4	R-41	R-41-1	R-41-2
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	45.46	45.48	47.80	49.21	55.62	73.35	72.80	71.77	71.63	71.43	71.63	72.38
TiO ₂	0.98	0.97	1.18	1.05	1.06	0.17	0.25	0.28	0.31	0.33	0.33	0.22
Al ₂ O ₃	11.63	12.55	11.85	11.72	14.21	13.04	13.49	13.50	13.12	13.09	12.75	13.40
Fe ₂ O ₃ *	17.56	19.78	18.11	18.53	11.26	1.80	1.91	2.78	2.97	3.20	3.34	2.35
MnO	0.28	0.29	0.23	0.18	0.15	0.02	0.04	0.06	0.06	0.07	0.08	0.05
MgO	6.72	7.33	6.73	6.07	3.24	0.45	0.50	0.63	0.65	0.68	0.78	0.59
CaO	13.27	8.52	7.98	7.01	7.96	1.38	1.78	2.03	2.23	2.34	2.43	1.91
Na ₂ O	1.25	0.84	2.81	2.46	3.24	3.23	4.07	4.21	4.45	4.77	3.96	4.58
K ₂ O	0.34	1.40	0.12	0.12	1.63	5.65	3.87	3.79	3.46	3.22	3.58	3.62
P ₂ O ₅	0.17	0.14	0.11	0.10	0.32	0.04	0.07	0.10	0.10	0.11	0.11	0.07
ППП	1.17	1.74	2.35	2.82	0.66	0.25	0.63	0.31	0.46	0.25	0.27	0.25
Сумма	98.83	99.04	99.27	99.27	99.35	99.38	99.41	99.46	99.44	99.49	99.26	99.42
Li	30	74	44	43	24	17	27	28	32	29	39	32
Ga	19	21	24	22	21	14	17	17	17	17	18	19
Rb	17	63	3	1	65	157	122	125	114	112	116	126
Sr	565	743	168	172	799	152	189	193	197	196	168	210
Ba	25	183	23	17	474	858	560	592	574	567	532	577
La	20.07	17.77	3.38	6.72	21.59	11.22	12.16	7.44	8.83	14.02	28.28	27.65
Ce	58.85	42.87	8.61	12.58	45.54	30.38	28.82	28.42	30.24	31.66	49.84	50.75
Pr	9.36	5.62	1.36	1.65	5.64	2.77	2.83	2.07	2.30	2.89	5.80	4.44
Nd	44.50	23.13	7.17	7.48	23.24	9.34	10.00	7.47	7.84	10.09	19.47	13.65
Sm	11.98	5.39	2.57	2.33	4.81	1.82	2.21	1.93	1.75	2.07	3.58	2.36
Eu	1.62	0.98	0.88	0.67	1.30	0.51	0.45	0.62	0.59	0.60	0.64	0.60
Gd	13.08	6.08	3.59	3.16	5.17	1.87	2.31	2.67	2.18	2.41	3.66	2.75
Tb	2.03	0.90	0.59	0.51	0.69	0.23	0.36	0.43	0.32	0.37	0.49	0.37
Dy	12.14	5.56	3.56	3.07	3.97	1.25	2.17	2.84	2.04	2.27	2.69	2.05
Ho	2.38	1.14	0.70	0.61	0.77	0.22	0.43	0.61	0.42	0.45	0.51	0.38
Er	6.72	3.38	1.94	1.66	2.16	0.64	1.26	1.94	1.27	1.30	1.41	1.04
Tm	0.91	0.48	0.26	0.22	0.30	0.10	0.19	0.31	0.18	0.17	0.19	0.13
Yb	5.70	3.11	1.58	1.37	1.88	0.63	1.20	2.16	1.12	1.03	1.08	0.76
Lu	0.80	0.47	0.23	0.20	0.29	0.09	0.18	0.33	0.16	0.14	0.15	0.10
Y	53	34	21	17	20	6	11	17	11	13	13	11
Nb	9	9	3	2	7	5	12	11	10	15	18	14
Ta	0.55	0.46	0.20	0.17	0.52	0.66	1.55	1.56	0.78	1.57	2.35	1.03
Zr	115	118	57	48	183	127	168	195	205	213	195	168
Th	0.31	0.81	0.73	0.65	5.79	17.00	20.08	17.62	13.91	11.02	19.09	20.36
U	0.16	0.27	0.15	0.10	1.62	2.05	2.89	2.17	1.45	1.14	1.78	1.72
Pb	3	12	3	3	8	27	22	21	18	16	20	20
Cu	2	3	27	22	31	1	4	4	8	2	8	0
Zn	155	397	140	134	106	50	48	58	60	64	64	61
Sc	51	51	30	29	22	2	3	4	4	4	4	4
V	274	316	223	204	174	4	15	21	24	26	25	18
Cr	1472	1805	508	517	71	54	99	64	59	59	49	62
Co	42	53	61	62	25	1	2	3	3	3	3	2
Ni	95	110	356	373	35	3	6	6	6	6	5	5

минералы представлены цирконом, сфеном, апатитом. Структура пород blastsгранитовая, гранитовая.

В двуслюдяных лейкогранитах величина суммы щелочей K₂O + Na₂O обычно составляет 8.1–8.5 мас. % (табл. 1, рис. 2), что свойственно умеренно щелочным породам, при этом низкие значения от-

ношения FeO*/MgO (2.7–4.1) указывают на их принадлежность известково-щелочной серии (рис. 3). На классификационной диаграмме Ab-An-Or (рис. 6) фигуративные точки рассматриваемых пород лежат в поле гранитов. Величина ASI = 0.88–0.94 указывает на их метаглиноземистый состав (рис. 7).

Таблица 1. (Окончание).

Образец/ компоненты	R-41-3	R-40	R-40-1	R-40-2	R-40-3	R-40-4	R-45	R-45-1	R-45-2	R-50
	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
SiO ₂	72.66	72.76	72.56	72.90	72.23	72.41	69.66	70.94	70.49	71.19
TiO ₂	0.22	0.20	0.24	0.21	0.20	0.23	0.43	0.39	0.41	0.31
Al ₂ O ₃	13.29	13.03	13.01	13.03	13.59	13.30	13.44	13.25	13.44	13.78
Fe ₂ O ₃ *	2.01	2.10	2.30	2.04	2.03	2.16	3.71	3.36	3.37	2.80
MnO	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05	0.05	0.04	0.04	0.04
MgO	0.66	0.59	0.66	0.64	0.64	0.65	0.80	0.74	0.74	0.67
CaO	1.83	1.94	1.92	1.87	1.72	1.93	2.64	2.26	2.54	2.11
Na ₂ O	3.03	3.72	3.41	3.28	3.73	3.60	2.80	3.20	3.02	3.61
K ₂ O	5.35	4.71	4.93	5.15	4.80	4.76	5.01	4.76	4.64	4.57
P ₂ O ₅	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.08	0.14	0.10	0.13	0.09
ППП	0.25	0.15	0.25	0.21	0.29	0.23	0.40	0.35	0.48	0.25
Сумма	99.39	99.30	99.38	99.43	99.33	99.40	99.08	99.39	99.30	99.42
Li	18	23	28	25	30	28	16	16	15	26
Ga	15	15	14	14	14	15	20	19	19	20
Rb	163	132	148	146	145	143	136	128	119	170
Sr	221	210	450	221	217	217	259	285	230	231
Ba	740	725	771	826	797	766	1048	1191	980	801
La	20.55	28.00	36.42	38.62	35.01	38.18	36.04	36.63	16.63	44.75
Ce	51.09	52.67	63.96	60.96	61.25	62.67	53.15	53.44	53.96	74.94
Pr	4.28	5.12	6.45	6.78	6.35	7.09	8.36	8.12	3.95	9.02
Nd	14.16	17.18	21.19	22.57	21.25	23.68	30.40	30.38	14.20	30.62
Sm	2.49	2.91	3.18	3.50	3.43	3.92	5.40	5.34	2.81	4.80
Eu	0.68	0.54	0.64	0.67	0.64	0.67	1.09	1.07	0.90	0.98
Gd	2.66	2.79	2.80	3.01	3.10	3.51	4.20	4.74	3.10	3.84
Tb	0.30	0.35	0.30	0.34	0.37	0.43	0.50	0.53	0.38	0.44
Dy	1.66	1.78	1.53	1.63	1.96	2.28	2.32	2.42	2.02	2.03
Ho	0.33	0.31	0.28	0.28	0.36	0.40	0.37	0.41	0.37	0.35
Er	1.04	0.84	0.83	0.80	1.04	1.15	1.00	1.08	1.01	0.99
Tm	0.16	0.11	0.11	0.10	0.14	0.15	0.12	0.13	0.12	0.13
Yb	1.07	0.67	0.78	0.65	0.96	0.95	0.71	0.77	0.70	0.84
Lu	0.15	0.10	0.13	0.10	0.14	0.15	0.09	0.11	0.09	0.12
Y	10	8	7	7	9	10	10	11	10	10
Nb	6	8	6	6	7	8	12	11	10	14
Ta	1.30	0.56	0.70	0.51	0.69	0.76	1.48	1.02	0.92	1.63
Zr	157	168	185	166	169	181	223	204	213	224
Th	29.60	13.53	18.69	15.99	15.37	15.85	10.53	12.40	10.14	19.82
U	2.45	2.26	2.68	2.25	3.32	3.53	1.90	1.40	1.01	3.47
Pb	24	20	26	25	25	23	22	23	22	30
Cu	8	2	2	1	2	1	6	3	2	8
Zn	51	49	53	49	48	52	77	95	76	77
Sc	2	3	3	2	3	3	5	5	5	3
V	14	15	16	14	15	16	16	13	14	9
Cr	55	77	59	59	66	63	44	57	48	58
Co	2	2	2	2	2	2	3	3	3	3
Ni	5	6	5	4	5	4	4	4	4	5

Примечание. Содержания главных элементов приведены в мас. %, малых элементов – в мкг/г. Fe₂O₃* – общее железо в форме Fe₂O₃, 1–5 – метагаббро амурского комплекса; 6–13 – гнейсовидные гранитоиды древнебуреинского комплекса; 14–22 – расланцованные гранитоиды нятыгранского комплекса.

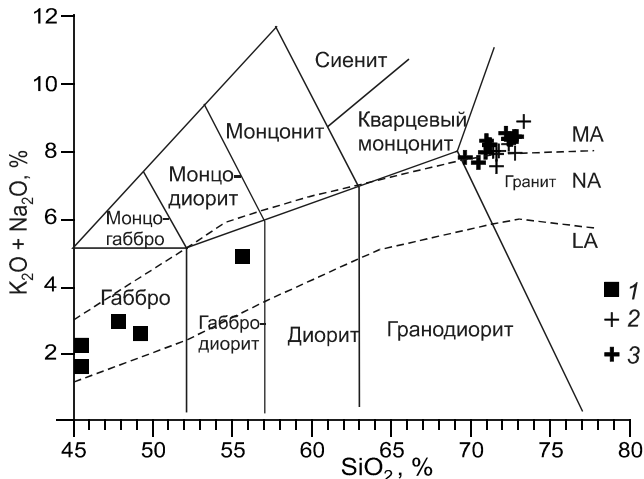


Рис. 2. Классификационная диаграмма $(K_2O+Na_2O)-SiO_2$ [36] для пород условно докембрийских комплексов северной части Буреинского континентального массива.

Пунктирными линиями показаны границы низкосщелочных (LA), нормально-щелочных (NA), и умеренно-щелочных (MA) пород по [34].

1 – метагаббро амурского комплекса; 2 – гнейсовидные гранитоиды древнебуреинского комплекса; 3 – рассланцованные гранитоиды нятыгранского комплекса.

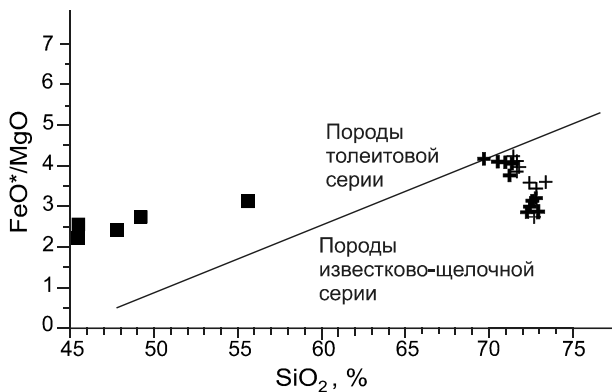


Рис. 3. Диаграмма $FeO^*/MgO-SiO_2$ [43] для пород условно докембрийских комплексов северной части Буреинского континентального массива.

Условные обозначения на рис. 2.

Двуслюдяным лейкогранитам свойственен сильно дифференцированный характер распределения REE ($[La/Yb]_n = 16-40$), при отчетливо выраженной отрицательной европиевой аномалии $Eu/Eu^* = 0.53-0.67$ (рис. 4 в). На графиках распределения нормированных к примитивной мантии концентраций микроэлементов (рис. 5 в) проявлено относительное обогащение рассматриваемых пород в отношении LREE, а также Rb (до 170 мкг/г), Ba (до 1191 мкг/г), Th (до 20 мкг/г), U (до 3.5 мкг/г), Pb (до 30 мкг/г),

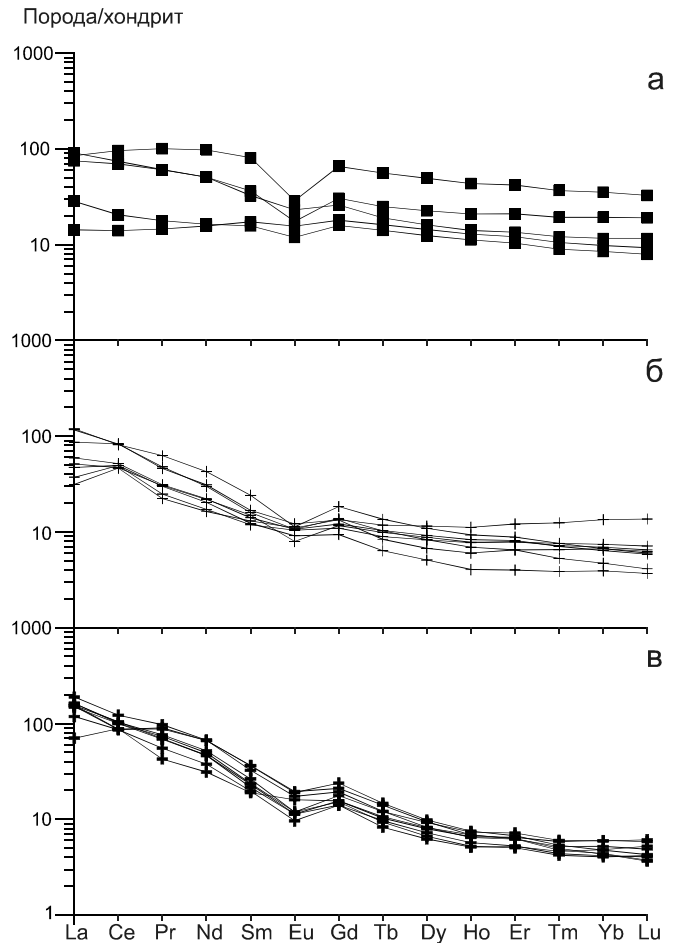


Рис. 4. Распределение редкоземельных элементов в метаббро амурского комплекса (а); гнейсовидных биотитовых лейкогранитах древнебуреинского комплекса (б); рассланцованных двуслюдяных лейкогранитах нятыгранского комплекса (в).

Состав хондрита по [42].

на фоне некоторого дефицита Nb (6–12 мкг/г), Ta (0.6–1.6 мкг/г).

РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

U-Pb геохронологические исследования выполнены для метагаббро (обр. R-52) амурского комплекса, гнейсовидного биотитового лейкогранита (обр. R-41) древнебуреинского комплекса и рассланцованного двуслюдяного лейкогранита (обр. R-50) нятыгранского комплекса. Места отбора образцов для геохронологических исследований показаны на рис. 1, координаты мест отбора указаны в табл. 2.

Акцессорный циркон, выделенный из метагаббро амурского комплекса (обр. R-52), представлен идиоморфными и субидиоморфными прозрачными

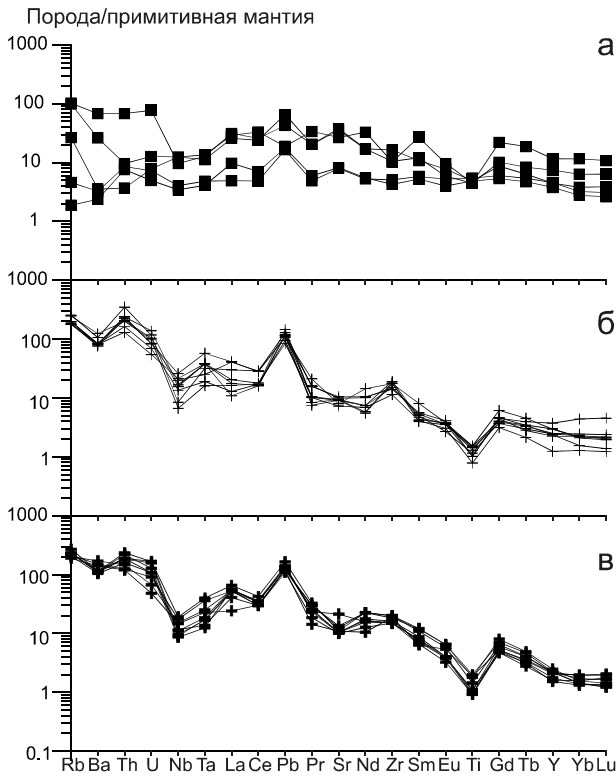


Рис. 5. Распределение редких элементов в метагаббро амурского комплекса (а); гнейсовидных биотитовых лейкогранитах древнебуреинского комплекса (б); расланцованных двуслюдяных лейкогранитах нятыгранского комплекса (в).

Состав примитивной мантии по [49].

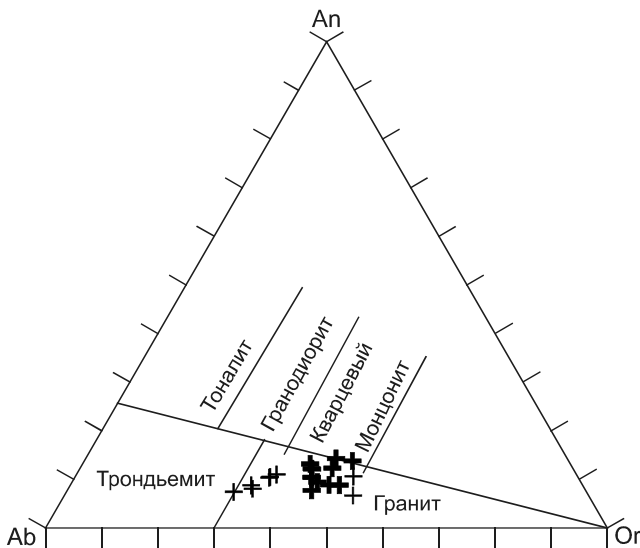


Рис. 6. Диаграмма Ab-An-Ort [44] для пород условно докембрийских комплексов северной части Буреинского континентального массива.

Условные обозначения на рис. 2.

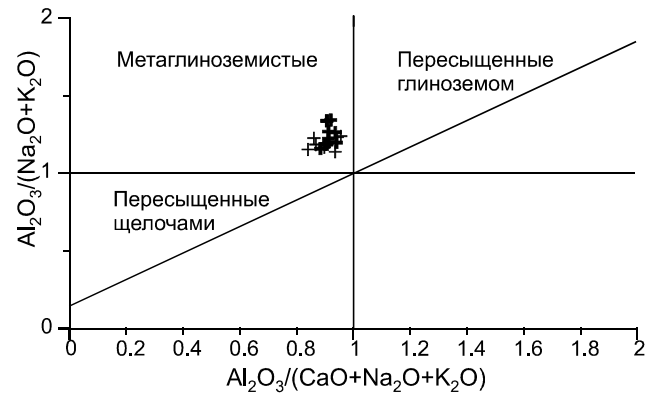


Рис. 7. Диаграмма $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)-Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ [41] (молекулярные количества) для пород условно докембрийских комплексов северной части Буреинского континентального массива.

Условные обозначения на рис. 2.

кристаллами двух морфологических типов. Первый тип – это дипирамидально-призматические кристаллы с хорошо выраженными гранями призмы {110} и дипирамиды {111}; $K_{удл.} = 3.0-5.0$ (рис. 8, I-II). Второй тип – это округлого облика многогранные кристаллы с гранями призм {110} и {100}, а также дипирамид {111} и {311}; $K_{удл.} = 2.0-3.0$ (рис. 8, III-IV). Поверхность граней у кристаллов обоих типов ровная, ребра четкие. В режиме катодолюминесценции (рис. 8 V-VIII) в отдельных кристаллах второго типа отмечается секториальная зональность. Размер кристаллов циркона изменяется от 50 до 200 мкм.

Для проведения U-Pb геохронологических исследований использованы шесть навесок циркона обоих морфологических типов, отобранных из разных размерных фракций (табл. 2). Точки изотопного состава циркона трех фракций (R-52/4, R-52/5 и R-52/6) располагаются на конкордии. Рассчитанный для них конкордантный возраст составляет 192 ± 1 млн лет (СКВО = 4.2, вероятность – 0.04). Точки изотопного состава всех проанализированных фракций циркона аппроксимируются дискордией, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 194 ± 3 млн лет (СКВО = 0.4), а нижнее пересечение отвечает современным потерям свинца (рис. 9 а).

Циркон, выделенный из гнейсовидного биотитового лейкогранита (обр. R-41) древнебуреинского комплекса, представлен идиоморфными и субидиоморфными прозрачными длиннопризматическими трещиноватыми кристаллами бледно-желтого цвета. Основными элементами их огранки являются грани призмы {110} и дипирамиды {111} (рис. 8, IX-XII). Поверхность граней кристаллов ровная, ребра четкие, в режиме катодолюминесценции в цирконе наблюда-

Таблица 2. Результаты U-Pb геохронологических исследований цирконов из пород условно докембрийских комплексов северной части Буруинского континентального массива.

№ обр./ № фракции	Размер фракции, μm навеска, мг	Содержание, мкг/г		Изотопные отношения						Rho		Возраст, млн лет	
		Pb	U	$^{206}\text{Pb}/$ $^{204}\text{Pb}^*$	$^{207}\text{Pb}/$ $^{206}\text{Pb}^*$	$^{208}\text{Pb}/$ $^{206}\text{Pb}^*$	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	$^{207}\text{Pb}/$ ^{235}U	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	$^{207}\text{Pb}/$ ^{235}U	$^{207}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	$^{206}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	
Метагаббро амурского комплекса (обр. R-52), координаты места отбора N=51°58'08.2", E=131°19'26.9"													
R-52/1	+200, 2.1, из.	5.02	121.3	201	0.1230±1	0.3595±4	0.02987±9	0.2074±15	0.48	189.7±0.6	191.3±1.4	211.3±6.2	
R-52/2	+200, 2.5, пр.	4.75	117.5	207	0.1209±1	0.3272±3	0.02980±9	0.2067±25	0.40	189.3±0.6	190.8±2.3	208.6±5.3	
R-52/3	-200+150, 0.8, из.	5.64	138.5	203	0.1218±1	0.4452±2	0.02992±15	0.2076±38	0.83	190.0±1.0	191.6±4.3	210.2±9.5	
R-52/4	-200+150, 1.1, пр.	9.99	244.5	208	0.1205±1	0.3272±3	0.03018±6	0.2091±27	0.40	191.7±0.4	192.8±2.5	207.1±3.5	
R-52/5	+150, 3.4, из.	4.43	126.9	469	0.08114±2	0.2309±5	0.03029±9	0.2092±31	0.41	192.4±0.6	192.9±3.3	199.3±5.8	
R-52/6	+150, 4.8, из.	6.34	173.7	382	0.08828±2	0.2560±5	0.03025±6	0.2087±19	0.39	192.1±0.4	192.5±1.7	197.2±2.8	
Гнейсовидный биотитовый лейкогранит древнебуруинского комплекса (обр. R-41), координаты места отбора N=51°57'07.2", E=131°15'13.2"													
R-41/1	-100+75, 0.2	72.2	1538	668	0.07413±7	0.1976±2	0.04245±8	0.3069±25	0.42	268.0±0.5	271.8±2.2	304.5±4.0	
R-41/2	-75+50, 0.3	37.5	802	620	0.07623±8	0.1910±2	0.04230±8	0.3082±25	0.43	267.1±0.5	272.8±2.2	321.9±3.8	
R-41/3	-125+100, 1.0	62.7	1329	556	0.07855±11	0.2017±2	0.04261±9	0.3085±46	0.52	269.0±0.5	273.0±5.5	307.9±6.2	
R-41/4	-75, 0.3	50.6	983	335	0.09519±9	0.2669±3	0.04205±8	0.2998±38	0.43	265.5±0.5	266.2±3.5	272.6±3.3	
Рассланцованный двуслюдяной лейкогранит нятыгранского комплекса (обр. R-50), координаты места отбора N=51°56'42.4", E=131°24'46.8"													
R-50/1	-50, 0.2	52.2	1107	122	0.1701±2	0.4013±4	0.02985±6	0.2066±21	0.42	189.6±0.5	190.7±1.9	205.0±3.5	
R-50/2	-50, 0.2	42.5	1041	150	0.1475±2	0.2550±3	0.03019±7	0.2083±42	0.48	191.8±0.4	192.1±3.8	196.7±3.9	
R-50/3	-50, .0.5	18.1	453	157	0.1433±2	0.2427±2	0.03011±6	0.2082±40	0.46	191.2±0.4	192.1±3.6	202.6±3.6	

Примечание. * – изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; Rho – коэффициент корреляции отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Величины ошибок (2 σ) соответствуют последним значащим цифрам после запятой; из. – изоморфные цирконы; пр. – призматические цирконы.

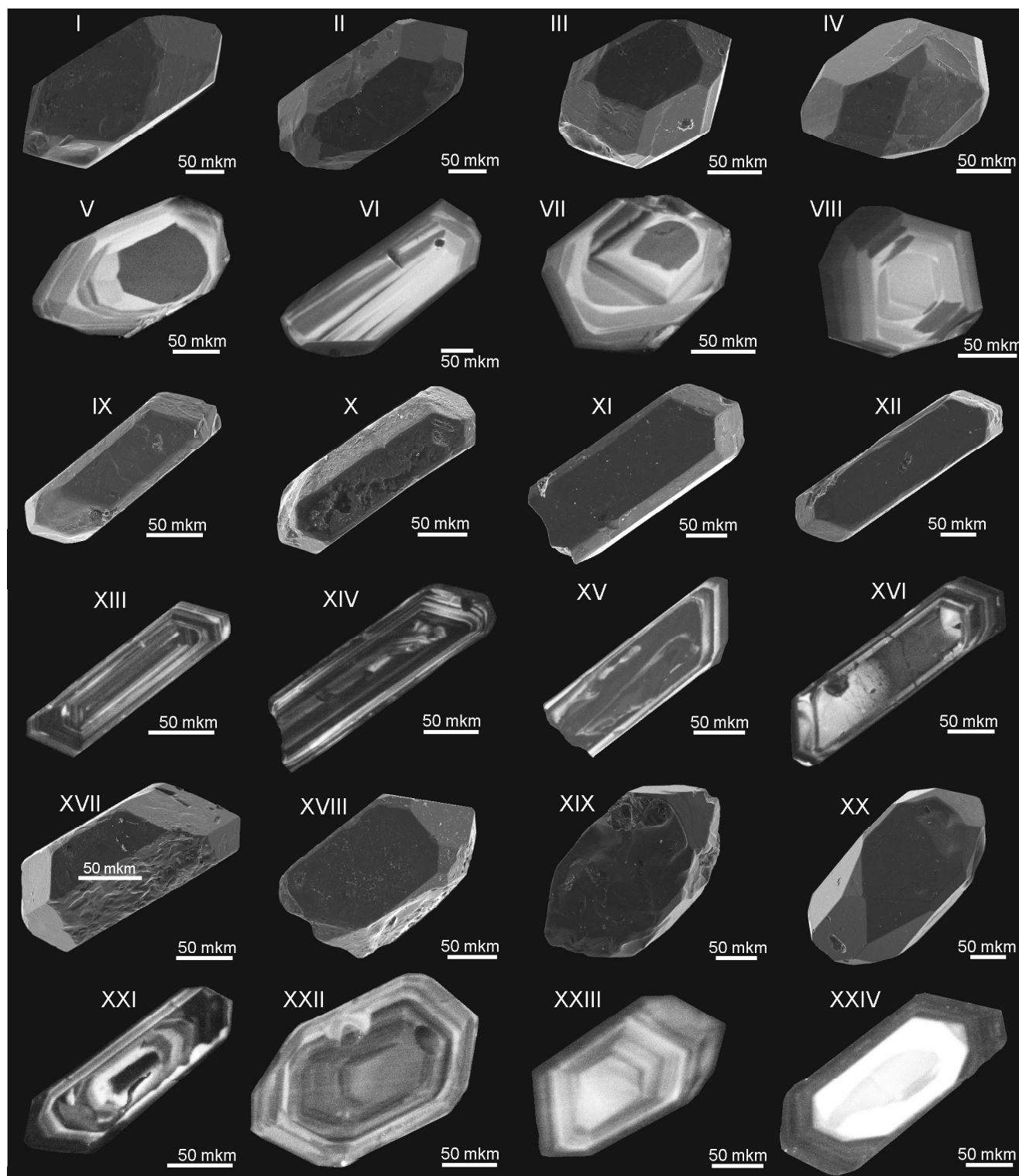


Рис. 8. Микрофотографии кристаллов циркона.

Кристаллы циркона из: I–VIII – метагаббро (обр. R-52) амурского комплекса, IX–XVI – гнейсовидного биотитового лейкогранита (обр. R-41) древнебуреинского комплекса, XVII–XXVI – рассланцованного двуслюдяного лейкогранита (обр. R-50) нятыгранского комплекса.

Выполнены: в режиме вторичных электронов в Аналитическом центре минералого-геохимических исследований ИГиП ДВО РАН на сканирующем электронном микроскопе JSM-6390 LV JEOL (Япония) (фото I–IV, IX–XII, XVII–XX); в режиме катодолуминесценции, выполненные в Геологическом институте КНЦ РАН на растровом электронном микроскопе LEO1450, оснащённом приставкой PANA CL (фото V–VIII, XIII–XVI, XXI–XXIV).

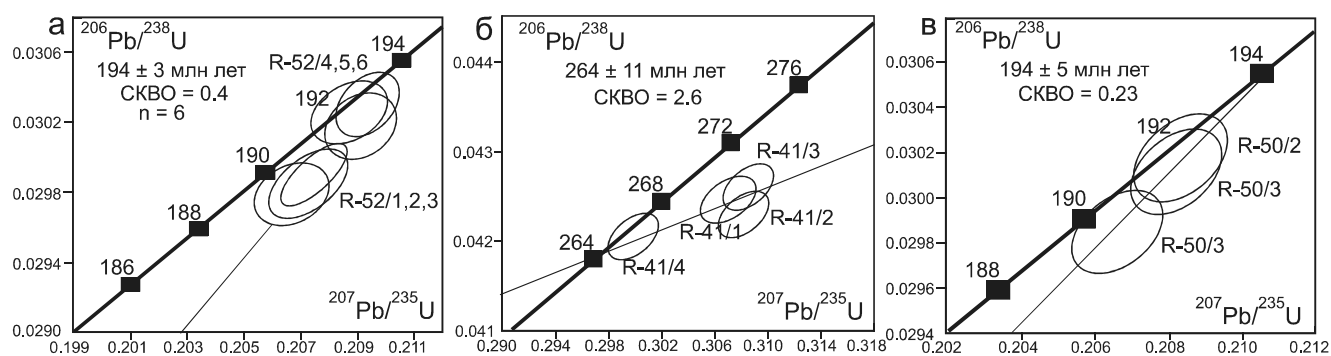


Рис. 9. Диаграммы с конкордией для циркона из метагаббро (обр. R-52) амурского комплекса (а); гнейсовидных биотитовых лейкогранитов (обр. R-41) древнебуреинского комплекса (б); рассланцованных двуслюдяных лейкогранитов (обр. R-50) нятыгранского комплекса (в).

ется тонкая зональность роста (рис. 8, XIII–XVI). Размер зерен циркона изменяется от 50 до 125 мкм; $K_{\text{удл.}} = 3.0\text{--}5.0$.

Для U-Pb геохронологических исследований использованы четыре навески наименее трещиноватых и без видимых включений кристаллов циркона, отобранные из разных размерных фракций (табл. 2). Точки изотопного состава трех фракций циркона дискордантны и располагаются справа от конкордии (табл. 2, рис. 9 б), что, вероятно, связано с присутствием в отдельных зернах циркона незначительной доли унаследованного радиогенного свинца. Точка изотопного состава фракции R-41/4 находится практически на конкордии; рассчитанный для нее конкордантный возраст составляет 265 ± 1 млн лет (табл. 2, рис. 9 б). Нижнее пересечение дискордии, рассчитанной для всех точек изотопно изученных фракций циркона, с конкордией соответствует возрасту 264 ± 11 млн лет (СКВО = 2.6).

Циркон, выделенный из рассланцованного двуслюдяного лейкогранита (обр. R-50) нятыгранского комплекса представлен идиоморфными и субидиоморфными прозрачными дипирамидально-призматическими трещиноватыми кристаллами бледно-желтого цвета. Основными элементами огранки кристаллов являются грани призмы {110} и дипирамиды {111}. Поверхность граней кристаллов ровная, ребра незначительно сглажены (рис. 8, XVII–XX). Для внутреннего строения циркона характерно наличие твердофазных включений, которые представлены апатитом. В режиме катодолюминесценции в цирконе наблюдается как грубая, так и тонкая зональность роста (рис. 8, XXI–XXIV). Размер практически всех выделенных из этого образца зерен циркона составляет меньше 50 мкм; $K_{\text{удл.}} = 1.5\text{--}2.0$.

Для U-Pb геохронологических исследований использованы три навески кристаллов циркона (табл. 2). Точки изотопного состава этих навесок располага-

ются вблизи конкордии в интервале возрастов от 190 до 192 млн лет по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (табл. 2, рис. 9 в). Верхнее пересечение дискордии, построенной для всех точек изотопного состава проанализированных фракций циркона, соответствует возрасту 194 ± 5 млн лет (СКВО = 0.23). Нижнее пересечение дискордии отвечает современным потерям свинца.

Морфологические особенности акцессорных цирконов из изученных магматических пород свидетельствуют об их магматическом происхождении. Это позволяет рассматривать полученные для них оценки возраста как возрасты кристаллизации родоначальных расплавов для габбро амурского комплекса – 194 ± 3 млн лет, биотитового лейкогранита древнебуреинского комплекса – 264 ± 11 млн лет, двуслюдяного лейкогранита нятыгранского комплекса – 194 ± 5 млн лет.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Приведенные выше результаты свидетельствуют о том, что изученные магматические породы, относимые к амурскому, древнебуреинскому и нятыгранскому комплексам, имеют не раннедокембрийский, как было принято считать ранее [3–9, 19 и др.], а позднепалеозойский и раннемезозойский возрасты.

Согласно существующим представлениям [3, 5–10, 19 и др.], габброиды амурского комплекса являются наиболее древними магматическими образованиями в строении Буреинского континентального массива. Однако исследованные нами в верховьях руч. Могоча метагаббро (рис. 1), отнесенные к этому комплексу, имеют раннемезозойский возраст – 194 ± 3 млн лет. Здесь следует напомнить, что ранее для метагаббро амурского комплекса Малохинганского (Цзямусинского) континентального массива была получена оценка возраста – 486 ± 18 млн лет [15]. Все вышесказанное свидетельствует о том, что в настоя-

щее время в составе амурского комплекса объединяются разновозрастные породы, а критерии выделения этого комплекса не являются очевидными.

Возраст, установленный для гнейсовидных биотитовых лейкогранитов древнебуреинского комплекса – 264 ± 11 млн лет, является первой оценкой возраста для этого комплекса, приведенной в опубликованной литературе. Она достаточно близка к возрасту, полученному для биотитовых гнейсовидных гранитов Суларинского массива одноименного комплекса – 285 ± 1 млн лет [28]. Они отражают этап позднепалеозойского магматизма в истории геологического развития Буреинского континентального массива.

Как было отмечено ранее, в пределах Буреинского континентального массива широким распространением пользуются известково-щелочные гранитоиды, которые в схемах расчленения геологических комплексов относятся [5–9, 19 и др.] к позднепалеозойскому многофазовому габбро-диорит-гранодиорит-гранитному тырмо-буреинскому комплексу. В этой связи закономерно возникает вопрос о том, насколько исследованные граниты древнебуреинского комплекса близки по возрасту к интрузиям тырмо-буреинского комплекса. Однако, как показали исследования последних лет, целая серия массивов тырмо-буреинского комплекса имеет не позднепалеозойский, а раннемезозойский возраст – 218–185 млн лет [25]. В этом же диапазоне находятся оценки возраста, полученные для щелочных и субщелочных гранитоидов алташтинского и харинского комплексов, а также вулканитов таловского комплекса [29, 46].

Таким образом, гнейсовидные биотитовые лейкограниты на правом берегу р. Иса (руч. Завальный), относимые к древнебуреинскому комплексу, относятся не к раннедокембрийскому, а позднепалеозойскому этапу магматизма в истории формирования Буреинского континентального массива.

Для рассланцованных двуслюдяных лейкогранитов на водораздельной части руч. Завальный и Сосновый, относимых к нятыгранскому комплексу, нами получена оценка возраста – 194 ± 5 млн лет. Здесь будет уместным напомнить, что ранее нами был установлен позднепротерозойский возраст целой серии интрузий нятыгранского комплекса в бассейне р. Буря [31, 32]. В этой связи следует признать, что в составе нятыгранского комплекса в настоящее время объединены разновозрастные образования. Что касается собственно возраста исследованных нами рассланцованных двуслюдяных лейкогранитов (194 ± 5 млн лет), то он практически идентичен таковому для габбро-амфиболитов (194 ± 3 млн лет) амурского комплекса и является отражением раннемезозойских событий в

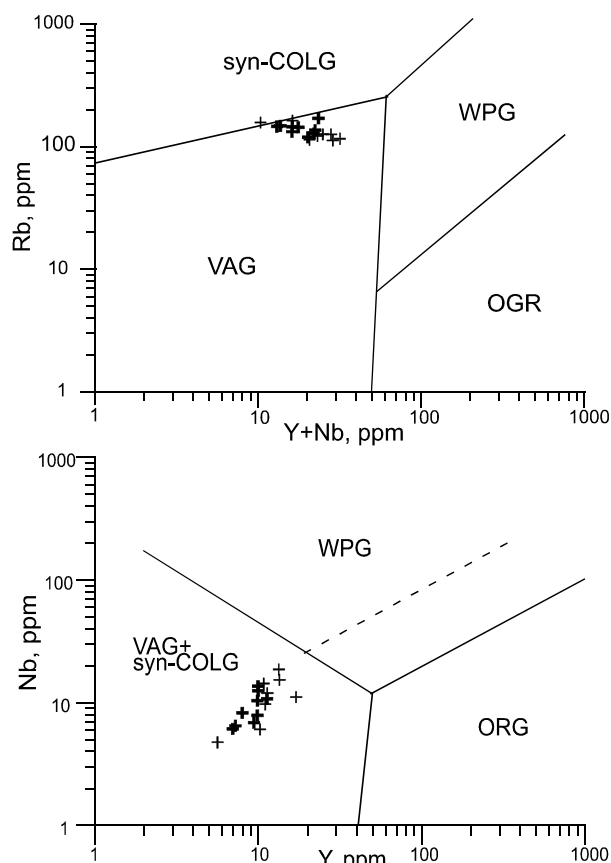


Рис. 10. Тектонические дискриминационные диаграммы Rb – (Y+Nb), Nb – Y [45] для пород условно докембрийских комплексов северной части Буреинского континентального массива.

Поля на диаграммах: OGR – граниты океанических рифтов; VAG – граниты вулканических (островных) дуг; syn-COLG – син-коллизийные граниты; WPG – внутриплитные граниты.

Условные обозначения на рис. 2.

истории формирования Буреинского континентального массива.

В целом, полученные оценки возраста для изученных магматических пород в северной части Буреинского континентального массива, относимых к амурскому, древнебуреинскому и нятыгранскому комплексам, отвечают двум этапам магматической активности: ~ 264 млн лет и ~ 194 млн лет. Эти этапы отчетливо проявлены в геологической истории других континентальных массивов Центрально-Азиатского складчатого пояса (см. обзоры в [1–3, 24, 35, 46, 54], что может указывать на общую тектоническую природу магматической активности.

По своим геохимическим особенностям позднепалеозойские биотитовые лейкограниты (рис. 2, 4 б, 5 б, 10), раннемезозойские габбро-амфиболиты (рис. 2, 4 а, 5 а) и двуслюдяные лейкограниты (рис. 2, 4 в, 5 в,

10) ближе всего соответствуют магматическим породам, формирующимся над зоной субдукции. Это вполне согласуется с современными геодинамическими реконструкциями, предполагающими завершение субдукционных процессов в позднем палеозое в пределах палеоокеанических зон, разделявших континентальные массивы восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (см. обзоры в [11, 37, 52, 56 и др.]).

В отношении раннемезозойских событий определенности меньше. С одной стороны, на ранний мезозой (поздний триас–раннюю юру) приходится начало коллизионных процессов между континентальными массивами восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса и обрамляющими его Северо-Азиатским и Сино-Корейским кратонами, что сопровождалось разнообразным магматизмом и метаморфизмом [13, 35, 46]. С другой стороны, во многих реконструкциях [52, 53, 56] предполагается наличие раннемезозойской зоны субдукции под восточную окраину Буреинского континентального массива. Однако начало субдукции – «не ранее окончания средней юры» [20, 57], и в этой связи мы не можем объяснить формирование исследованных габбро (194 ± 3 млн лет) и двуслюдяных лейкогранитов (194 ± 5 млн лет) субдукционными процессами.

ВЫВОДЫ

Полученные в ходе проведенных исследований результаты позволяют сделать следующие выводы.

1) Изученные магматические породы в северной части Буреинского континентального массива, относимые к амурскому, древнебуреинскому и нятыгранскому комплексам, имеют не раннедокембрийский, как было принято считать ранее, а позднепалеозойский и раннемезозойский возрасты.

2) Полученные оценки возраста отвечают двум этапам магматической активности: ~ 264 млн лет и ~ 194 млн лет. Эти этапы отчетливо проявлены в геологической истории других континентальных массивов Центрально-Азиатского складчатого пояса, что может указывать на общую тектоническую природу магматической активности.

3) Все изученные магматические породы, относимые к амурскому, древнебуреинскому и нятыгранскому комплексам, несмотря на их позднепалеозойский и мезозойский возраст, несут на себе следы структурно-метаморфических преобразований.

Авторы благодарят сотрудников аналитических лабораторий Института геологии и природопользования ДВО РАН (А.И. Палажченко, В.И. Рождествовину, Е.С. Сапожник, Е.В. Ушакову), Института тектоники и геофизики ДВО РАН (Л.С. Боковенко, Е.М. Голу-

беvu, А.В. Штареву), Геологического института КНЦ РАН (Л.М. Лялину) за выполнение аналитических исследований.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 16-05-00149).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бучко И.В., Сорокин А.А., Кудряшов Н.М. Позднепалеозойские габброиды Малохинганского террейна восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса: первые геохронологические данные // Докл. АН. 2011. Т. 440, № 2. С. 220–224.
2. Бучко И.В., Сорокин А.А., Кудряшов Н.М. Позднепалеозойские габброиды Малохинганского террейна (восточная часть Центрально-Азиатского складчатого пояса): возраст, геохимия, тектоническая позиция // Тихоокеан. геология. 2013. Т. 32, № 3. С. 44–54.
3. Геодинамика, магматизм и металлогения востока России / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
4. Государственная геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. 1:2 500 000. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999.
5. Государственная геологическая карта региона БАМ. 1:500 000. Лист М-52-Г / Под ред. М.Г. Золотова. Л.: ВСЕГЕИ, 1984.
6. Государственная геологическая карта региона БАМ. 1:500 000. Лист М-52-Б / Под ред. Е.А. Кулиша. Л.: ВСЕГЕИ, 1984.
7. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1 000 000 (Третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист N-53 / Под ред. Г.В. Роганова. СПб.: ВСЕГЕИ, 2005.
8. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1 000 000 (Третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист N-52 / Под ред. А.С. Вольского. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007.
9. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1 000 000 (Третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист М-52 / Под ред. А.С. Вольского. СПб.: ВСЕГЕИ, 2012.
10. Государственная геологическая карта СССР. 1:200 000. Хингано-Буреинская серия. Лист М-52-VI (р. Иса) / Под ред. В.К. Путинцева. Л.: ВСЕГЕИ, 1977.
11. Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. 1994. № 7–8. С. 59–75.
12. Карсаков Л.П. Раннедокембрийские комплексы в структуре восточной Азии: Дис. ... д-ра геол.-минер. наук. Хабаровск: Ин-т тектоники и геофизики, 1995. 88 с.
13. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б., Будников С.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Пономарчук В.А., Козлов В.Д., Владыкин Н.В. Источники магматических пород и происхождение раннемезозойского тектономагматического ареала Монголо-Забайкальской магматической области: 1. Геологическая характеристика и изотопная геохронология // Петрология. 2003. Т. 11, № 2. С. 164–178.
14. Котов А.Б., Великославинский С.Д., Сорокин А.А., Ко-

- това Л.Н., Сорокин А.П., Ларин А.М., Ковач В.П., Загорная Н.Ю., Кургузова А.В. Возраст амурской серии Бурей-Цзямусинского супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: результаты Sm-Nd изотопных исследований // Докл. АН. 2009. Т. 428, № 5. С. 637–640.
15. Котов А.Б., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б., Сорокин А.П., Великославинский Д.А., Анисимова И.В., Яковлева С.З. Раннепалеозойский возраст габброидов амурского комплекса (Бурей-Цзямусинский супертеррейн Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Докл. АН. 2009. Т. 424, № 5. С. 644–647.
16. Котов А.Б., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б., Сорокин А.П., Ларин А.М., Великославинский С.Д., Беляков Т.В., Анисимова И.В., Яковлева С.З. Мезозойский возраст гранитоидов бекетского комплекса (Гонжинский блок Аргунского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Докл. АН. 2009. Т. 429, № 6. С. 779–783.
17. Котов А.Б., Мазукабзов А.М., Сквитина Т.М., Сорокин А.П., Великославинский С.Д., Сорокин А.А. Структурная эволюция Гонжинского блока Аргун-Идермегского супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. АН. 2013. Т. 448, № 5. С. 563–566.
18. Котов А.Б., Мазукабзов А.М., Сквитина Т.М., Великославинский С.Д., Сорокин А.А., Сорокин А.П. Структурная эволюция и геодинамическая позиция Гонжинского блока (Верхнее Приамурье) // Геотектоника. 2013. № 5. С. 48–60.
19. Мартынюк М.В., Рямов С.А., Кондратьева В.А. Объяснительная записка к схеме корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области. Хабаровск: Дальгеология, 1990. 215 с.
20. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бодарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У. Дж., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртоого О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 7–41.
21. Решения IV межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья: Комплект схем. Хабаровск: ХГГП, 1994.
22. Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Великославинский С.Д., Джан Б.-М., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Ван К.-Л., Чан С.-Л., Толмачева Е.В. О возрасте гонжинской серии (Аргунский террейн Центрально-Азиатского складчатого пояса): результаты U-Pb и Lu-Hf изотопных исследований детритовых цирконов // Докл. АН. 2012. Т. 444, № 5. С. 519–522.
23. Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Великославинский С.Д., Джан Б.-М., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Ван К.-Л., Чан С.-Л., Ли Х.-Я, Толмачева Е.В. Мезозойский возраст урильской свиты Амурской серии (Малохинганский террейн Центрально-Азиатского складчатого пояса): результаты U-Pb и Lu-Hf изотопных исследований детритовых цирконов // Докл. АН. 2013. Т. 453, № 4. С. 416–419.
24. Сорокин А.А., Ярмлюк В.В., Котов А.Б., Сорокин А.П., Кудряшов Н.М., Ли Цзинь. Геохронология триасово – юрских гранитоидов южного обрамления Монголо-Охотского складчатого пояса и проблема раннемезозойского гранитообразования Центральной и Восточной Азии // Докл. АН. 2004. Т. 399, № 2. С. 227–231.
25. Сорокин А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Кудряшов Н.М., Анисимова И.В., Яковлева С.З., Федосеенко А.М. Гранитоиды тырмо-бурейского комплекса северной части Бурейско-Цзямусинского супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: возраст и геодинамическая позиция // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 5. С. 717–728.
26. Сорокин А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Сорокин А.П., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В., Гороховский Б.М. Раннепалеозойский возраст гранитоидов кивилийского комплекса Бурейского террейна (восточный фланг Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Докл. АН. 2011. Т. 440, № 3. С. 392–396.
27. Сорокин А.А., Смирнов Ю.В., Смирнова Ю.Н., Кудряшов Н.М. Первые данные о возрасте метариолитов туранской серии Бурейского террейна восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. АН. 2011. Т. 439, № 3. С. 370–375.
28. Сорокин А.А., Кудряшов Н.М. Первые геохронологические свидетельства позднепалеозойского гранитоидного магматизма в строении Бурейского террейна (восточная часть Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Докл. АН. 2012. Т. 447, № 5. С. 541–545.
29. Сорокин А.А., Кудряшов Н.М. Раннемезозойский магматизм Бурейского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: возраст и геодинамическая позиция // Докл. АН. 2013. Т. 452, № 1. С. 80–86.
30. Сорокин А.А., Смирнов Ю.В., Котов А.Б., Ковач В.П. Возраст и источники терригенных отложений туранской серии Бурейского террейна восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса: результаты изотопно-геохимических (Sm-Nd) и геохронологических (U-Pb LA-ICP-MS) исследований // Докл. АН. 2014. Т. 456, № 6. С. 707–711.
31. Сорокин А.А., Овчинников Р.О., Кудряшов Н.М., Сорокин А.П. Габбро-гранитная ассоциация раннего неопротерозоя в строении Бурейского континентального массива Центрально-Азиатского складчатого пояса: первые геохимические и геохронологические данные // Докл. АН. 2016. Т. 471, № 6. С. 712–717.
32. Сорокин А.А., Овчинников Р.О., Кудряшов Н.М., Котов А.Б., Ковач В.П. Два этапа неопротерозойского магматизма в истории формирования Бурейского континентального массива Центрально-Азиатского складчатого пояса: возраст, источники, геодинамические обстановки проявления // Геология и геофизика. 2017. Т. 58, № 10. С. 1479–1499.
33. Ханчук А.И., Вовна Г.М., Киселёв В.И., Мишкин М.А., Лаврик С.Н. Первые результаты U-Pb геохронологических исследований пород гранулитового комплекса Ханкайского массива Приморья (метод LA-ICP-MS) // Докл. АН. 2010. Т. 434, № 2. С. 212–215.
34. Шарпенко Л.Н., Костин А.Е., Кухаренко Е.А. TAS-диаграмма сумма щелочей-кремнезем – для химической классификации и диагностики плутонических пород // Регион. геология и металлогения. 2013. № 56. С. 40–50.
35. Ярмлюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Будников С.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Пономарчук В.А. Тектоно-магматическая зональность, источники магматических пород и геодинамика раннемезозойской Монголо-Забайкальской области // Геотектоника. 2002. № 4. С. 42–63.
36. Le Maitre R.W. (Ed.), Streckeisen A., Zanettin B., Le Bas M.J.,

- Bonin B., Bateman P., Bellieni G., Dudek A., Efremova S., Keller J., Lameyre J., Sabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Woolley A.R. Igneous rocks. A Classification and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks // Cambridge Univ. Press, 2002. 236 p.
37. Li J.Y. Permian geodynamic setting of northeast China and adjacent regions: closure of the Paleo-Asian Ocean and subduction of the Paleo-Pacific plate // *J. Asian Earth Sci.* 2006. P. 207–224.
 38. Luan J.P., Wang F., Xu W.L., Ge W.C., Sorokin A.A., Wang Z.W., Guo P. Provenance, age, and tectonic implications of Neoproterozoic strata in the Jiamusi Massif: Evidence from U–Pb ages and Hf isotope compositions of detrital and magmatic zircons // *Precamb. Res.* 2017. V. 297. P. 19–32.
 39. Ludwig K.R. PbDat for MS-DOS, version 1.21 // U.S. Geol. Survey Open-File Rept, 88-542, 1991. 35 p.
 40. Ludwig K.R. ISOPLOT/Ex. Version 2.06. A geochronological toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center Sp. Publ., 1999. N 1a. 49 p.
 41. Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1989. V. 101. P. 635–643.
 42. McDonough W.F., Sun S-s. The composition of the Earth // *Chem. Geol.* 1995. V. 120, Is. 3–4. P. 223–253.
 43. Miyashiro A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // *Amer. J. Sci.* 1974. V. 274. P. 321–355.
 44. O'Connor J. T. A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios // U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 525-B. 1965. P. 79–84.
 45. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination of granitic rocks // *J. Petrol.* 1984. V. 25. P. 956–983.
 46. Sorokin A.A., Kotov A.B., Kudryashov N.M., Kovach V.P. Early Mesozoic granitoid and rhyolite magmatism of the Bureya Terrane of the Central Asian Orogenic Belt: Age and geodynamic setting // *Lithos.* 2016. V. 261. P. 181–194.
 47. Stacey J.S., Kramers I.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth & Planet. Sci. Lett.* 1975. V. 26, N 2. P. 207–221.
 48. Steiger R.H., Jager E. Subcommittee of geochronology: conversion of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1976. V. 36, N 2. P. 359–362.
 49. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes / Magmatism in the Ocean Basins // *Geol. Soc. Sp. Publ.*, Blackwell Scientific Publ. 1989. N 42. P. 313–346.
 50. Wilde S.A., Dorsett-Bain H.L., Lennon R.G. Geological setting and controls on the development of graphite, sillimanite and phosphate mineralization within the Jiamusi Massif: an exotic fragment of Gondwanaland located in North-Eastern China? // *Gondwana Res.* 1999. V. 2. P. 21–46.
 51. Wilde S.A., Wu F.Y., Zhang X.Z. Late Pan-African magmatism in the northeastern China: SHRIMP U-Pb zircon evidence from granitoids in the Jiamusi Massif // *Precamb. Res.* 2003. V. 122. P. 311–327.
 52. Wilde S.A., Zhou J.B. The late Paleozoic to Mesozoic evolution of the eastern margin of the Central Asian Orogenic Belt in China // *J. Asian Earth Sci.* 2015. N 113. P. 909–921.
 53. Wu F.Y., Yang J.H., Lo C.H., Wilde S.A., Sun D.Y., Jahn B.M. The Heilongjiang Group: A Jurassic accretionary complex in the Jiamusi Massif at the western Pacific margin of northeastern China // *The Island Arc.* 2007. N 16. P. 156–172.
 54. Wu F.Y., Sun D.Y., Ge W.C., Zhang Y.B., Grant M.L., Wilde S.A., Jahn B.M. Geochronology of the Phanerozoic granitoids in northeastern China // *J. Asian Earth Sci.* 2011. V. 41. P. 1–30.
 55. Zhou J.B., Wilde S.A., Zhang X.Z., Ren S.M., Zheng C.Q. Pan-African metamorphic rocks of the Erguna block in the Great Xing'an Range, NE China: evidence for the timing of magmatic and metamorphic events and their tectonic implications // *Tectonophysics.* 2011. V. 499. P. 105–177.
 56. Zhou J.B., Wilde S.A. The crustal accretion history and tectonic evolution of the NE China segment of the Central Asian Orogenic Belt // *Gondwana Res.* 2013. V. 23. P. 1365–1377.
 57. Zybrev S.V., Matsuoka A. Late Jurassic (Tithonian) radiolarians from a clastic unit of the Khabarovsk complex (Russian Far East): Significance for subduction accretion timing and terrane correlation // *The Island Arc.* 1999. V. 8, N 1. P. 30–37.

Рекомендована к печати А.Н. Диденко

R.O. Ovchinnikov, A.A. Sorokin, N.M. Kudryashov

Age of the Early Precambrian (?) intrusive complexes of the northern Bureya continental massif, Central Asian fold belt

As a result of researches it was established that igneous rocks in the northern Bureya continental massif, attributable to the Amurian, Ancient Bureya and Nyatygran complexes have rather Late Paleozoic and Early Mesozoic ages than the early Precambrian, as was previously assumed. The ages obtained correspond to two stages of the magmatic activity: ~ 264 Ma and ~ 194 Ma. These stages are clearly manifested in the structure of other continental massifs of the Central Asian fold belt, which may suggest the general tectonic nature of the magmatic activity. All the studied igneous rocks related to the Amurian, Ancient Bureya and Nyatygran complexes despite their Late Paleozoic and Mesozoic ages bear the traces of the structural-metamorphic transformations.

***Key words:* leucogranites, gabbro-amphibolites, Precambrian, Bureya continental massif, Central Asian fold belt.**