

**ПЕРВЫЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА ПРОЯВЛЕНИЯ ЭДИАКАРСКОГО МАГМАТИЗМА В ИСТОРИИ
ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ МАМЫНСКОГО ТЕРРЕЙНА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО
СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА**

А.А. Сорокин¹, А.Б. Котов², Н.М. Кудряшов³, В.П. Ковач²

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

²ФГБУН Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, наб. Макарова 2, г. Санкт-Петербург,
199034; e-mail: abkotov-spb@mail.ru

³ФГБУН Геологический институт Кольского НЦ РАН, ул. Ферсмана 14, Апатиты, Мурманская обл.,
184209; e-mail: nik@geoksc.apatity.ru

Поступила в редакцию 10 марта 2015 г.

В результате проведенных U-Pb геохронологических исследований установлено, что габбро Микиткинского массива и кварцевые диориты Усть-Гаринского массива Мамынского террейна, ранее относимые к условно раннепротерозойскому гаринскому комплексу, имеют возрасты 583 ± 6 млн лет и 607 ± 8 млн лет т.е. верхний рифей–нижний венд. Геохимические особенности магматических пород исследованных массивов свидетельствуют о том, что они имеют надсубдукционную природу. Формирование исходных для магматических пород гаринского комплекса расплавов происходило в обстановке активной континентальной окраины или энсиалической островной дуги в результате плавления субдукционно модифицированного деплетированного мантийного источника, а также при участии процессов контаминации и фракционной кристаллизации. Становление этих массивов произошло в течение эдиакарского этапа геологического развития Мамынского террейна и, скорее всего, является отражением неопротерозойских конвергентных геодинамических процессов. Эти процессы, по-видимому, привели к окончательному формированию докембрийских континентальных массивов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса, которые в дальнейшем были «впаяны» в структуру эпипалеозойского Амурского микроконтинента.

Ключевые слова: магматизм, геохронология, эдиакарий, Мамынский террейн, Центрально-Азиатский складчатый пояс.

Выделение возрастных рубежей проявления магматизма в истории геологического развития континентальных массивов Центрально-Азиатского складчатого пояса является необходимым условием для разработки интегрированных геодинамических моделей формирования этого крупнейшего подвижного пояса Земли. При этом особое значение имеет реконструкция последовательности проявления позднедокембрийских магматических процессов, поскольку, согласно существующим представлениям, именно в позднем докембрии начинают формироваться орогенные структуры Центральной Азии [3, 11, 12, 38 и др.].

К числу наиболее крупных континентальных массивов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса относятся Аргунский (Аргун-Идермегский) и Буреинско-Цзямусинский супертеррейны

(рис. 1) [1, 12]. В качестве «основания» этих супертеррейнов обычно рассматриваются породы магматических и метаморфических комплексов, которым традиционно приписывается ранне- и позднедокембрийский возраст [1, 2, 4, 13, 16 и др.]. Однако, несмотря на значительный объем выполненных за последние годы геохронологических исследований, присутствие раннедокембрийских магматических и метаморфических комплексов в пределах указанных супертеррейнов пока еще не получило прямого подтверждения [6–10, 14, 15, 24, 44–47, 49 и др.]. В то же время были получены первые прямые [24, 42, 46 и др.] и косвенные [17, 18, 20, 26, 33, 43, 47–50 и др.] геохронологические данные, позволяющие предполагать широкое проявление в истории геологического развития Аргунского (Аргун-Идермегского) и Буреинско-Цзяму-

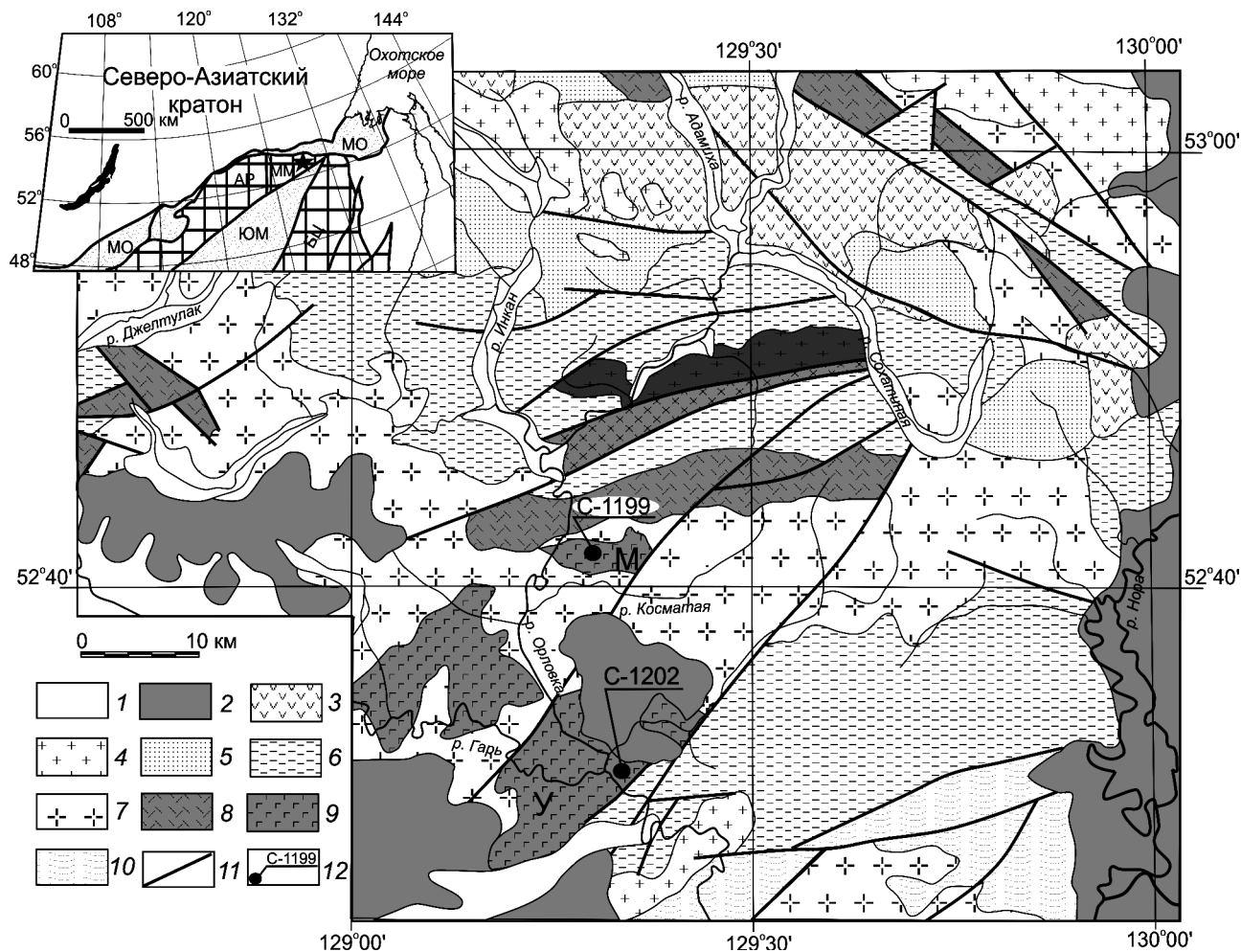


Рис. 1. Геологическая схема центральной части Мамынского террейна. Составлена по [4, 16] с изменениями авторов.

1 – среднечетвертичные–современные отложения; 2 – верхнеэоценовые–нижнечетвертичные рыхлые отложения; 3 – раннемеловые вулканические породы среднего и основного составов; 4 – раннемеловые гранитоиды; 5 – нижнемеловые континентальные терригенные отложения; 6 – силурийские, девонские, нижнекаменноугольные терригенные и терригенно-карбонатные отложения; 7 – условно ордовикские гранитоиды октябрьского комплекса; 8 – условно раннеордовикские вулканиты кислого состава октябрьского комплекса; 9 – условно раннедокембрийские габбро, габбродиориты, диориты, кварцевые диориты гаринского комплекса; 10 – условно протерозойские вулканогенно-терригенные комплексы Южномонгольско-Хинганского орогенного пояса; 11 – разломы; 12 – места отбора образцов для геохронологических исследований и их номера. У – Усть-Гаринский, М – Микиткинский массивы.

На врезке показано положение изученных объектов в структуре восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса: АР – Аргунский супертеррейн, БЦ – Бурейско-Цзямусинский супертеррейн, ММ – Мамынский террейн. Палеозойские–раннемезозойские складчатые пояса: ЮМ – Южномонгольско-Хинганский, МО – Монголо-Охотский. Звездочкой показан район исследования.

синского супертеррейнов позднедокембрийских магматических процессов. К сожалению, этих данных пока еще явно недостаточно для выделения главных этапов и реконструкции геодинамических обстановок проявления позднедокембрийского магматизма в истории геологического развития континентальных массивов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. Чтобы хоть немного восполнить этот пробел, были выполнены геохронологические, геохимические и изотопно-геохимические исследования габбро, габбродиоритов, диоритов и кварцевых диоритов наиболее древнего, по геологическим дан-

ным, гаринского магматического комплекса Мамынского террейна Аргунского (Аргун-Идермегского) супертеррейна, результаты которых обсуждаются в настоящей статье.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ МАМЫНСКОГО ТЕРРЕЙНА

Мамынский террейн выделяется в восточной части Аргунского (Аргун-Идермегского) супертеррейна (Керулен-Аргуно-Мамынского континентального массива, по [2]), Центрально-Азиатского складчатого пояса [12 и др.] (рис. 1). На геологических картах

последнего поколения [16 и др.] к наиболее древним супракрустальным образованиям этого террейна отнесены биотит-рогообманковые, биотитовые и рогообманковые гнейсы, амфиболиты, мраморы и кварциты елнинской толщи, а также метабазалты, метаандезиты, хлорит-амфиболовые, серицитовые и кварц-серицитовые сланцы, метапесчаники и мраморизованные известняки гарьской серии, которые, как предполагается, имеют, соответственно, позднеархейский и раннепротерозойский возраст. Более высокое стратиграфическое положение по отношению к метаморфическим породам елнинской толщи и гарьской серии занимают терригенные и терригенно-карбонатные отложения венда (?) и кембрия и вулканические породы среднего и кислого составов октябрьской толщи. До недавнего времени возраст этой толщи рассматривался как позднепротерозойский [4 и др.] или раннеордовикский [16]. Однако результаты выполненных недавно U-Pb геохронологических исследований [23] свидетельствуют о том, что в состав октябрьской толщи включены разновозрастные (венд-кембрийские и позднекембрийские) вулканические породы. Завершают разрез осадочных и вулканических толщ Мамынского террейна пермско-триасовые средние и кислые вулканические породы повышенной щелочности манегрской толщи и фаунистически охарактеризованные терригенные отложения силура, девона и карбона [16].

Значительную часть Мамынского террейна занимают выходы разнообразных по составу магматических пород депского, гаринского, октябрьского, тырмо-буреинского и харинского комплексов. Становление интрузий ультраосновных пород депского, а также интрузий габбро, габбродиоритов, диоритов и кварцевых диоритов гаринского комплексов традиционно относят к раннепротерозойскому этапу геологического развития Мамынского террейна [16]. Массивы гранитоидов октябрьского комплекса прорывают магматические породы гаринского комплекса и вулканические породы октябрьской толщи, формирование которой связано с венд-кембрийским этапом геологического развития Мамынского террейна [23], и с размывом перекрыты силурийскими осадочными образованиями мамынской свиты. В результате U-Pb геохронологических исследований установлено, что гранитоиды этого комплекса имеют позднекембрийский возраст [22].

Согласно существующим представлениям [1, 2, 16 и др.], габбро-диорит-гранодиорит-гранитные интрузии тырмо-буреинского комплекса имеют средне-позднекаменноугольный, а сиениты, субщелочные лейкограниты и граниты харинского комплекса – пермско-триасовый возраст. К сожалению, надежные

геохронологические данные для магматических пород этих комплексов, массивы которых расположены в пределах Мамынского террейна, отсутствуют. Петро-типические массивы гранитоидов тырмо-буреинского и харинского комплексов Туранского террейна имеют позднетриасовый–раннеюрский возраст [19, 21].

Завершая характеристику геологического строения Мамынского террейна, следует отметить, что описанные выше осадочные и вулканические толщи и магматические комплексы перекрыты мезозойскими и кайнозойскими терригенными толщами и позднемезозойскими вулканическими породами [1, 2, 16].

Как мы видим, накопленные к настоящему времени геологические и геохронологические данные свидетельствуют о том, что наиболее древними магматическими образованиями Мамынского террейна являются ультраосновные породы депского и габбро, габбродиориты, диориты и кварцевые диориты гаринского комплексов. Естественно, что наиболее перспективными объектами для оценки возраста проявления магматизма на ранних этапах развития Мамынского террейна являются магматические породы гаринского комплекса. К наиболее типичным массивам этого комплекса относятся Усть-Гаринский и Микиткинский массивы. Первый из них расположен в приустьевой части р. Гарь (правый приток р. Орловка, бассейн р. Селемджа), а второй – в приустьевой части руч. Микиткин (левый приток р. Орловка) (рис. 1). Оба массива представляют собой крупные ксенолиты среди раннепалеозойских гранитоидов октябрьского комплекса, при этом значительная их часть перекрыта кайнозойскими рыхлыми отложениями. Слагающие их габбро, габбродиориты, диориты, кварцевые диориты в той или иной степени несут следы катаклаза, милонитизации, иногда имеют гнейсовидный облик.

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 $T=1050-1100^{\circ}\text{C}$. 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 акцессорного циркона проводилось по стандартной методике с использованием магнитной сепарации и тяжелых жидкостей. Микрофотографии кристаллов циркона выполнены в режиме вторичных электронов в Институте геологии и природопользования ДВО РАН (г. Благовещенск) на электронном микроскопе JSM-6390 LV JEOL и в режиме катодолюминесценции в Геологическом институте КНЦ РАН (г. Апатиты) на электронном микроскопе LEO1450, оснащенный приставкой PANA CL.

Выбранные для U-Pb геохронологических исследований кристаллы циркона подвергались многоступенчатому удалению поверхностных загрязнений в спирте, ацетоне и 1 М HNO₃. Химическое разложение циркона и выделение U и Pb выполнено по модифицированной методике Т.Е. Кроу [29]. В некоторых случаях для уменьшения степени дискордантности применялось дифференциальное растворение циркона. Для этого навеска циркона, равная 0.7 мг, помещалась в HF и нагревалась в течение 1 часа при T=205°C. После охлаждения раствор удалялся, а оставшаяся часть циркона вторично помещалась в HF и нагревалась при T=205°C в течение 3-х суток. После полного растворения циркона все дальнейшие процедуры проводились по методике Т.Е. Кроу [29].

Для изотопных исследований использовался смешанный изотопный индикатор ²³⁵U-²⁰²Pb. Изотопные анализы выполнены на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-262 (RPQ). Все изотопные отношения исправлены на величину масс-фракционирования (0.12 ± 0.04 %), рассчитанную для параллельных анализов стандартов SRM-981 и SRM-982. Содержания U и Pb, а также U/Pb изотопные отношения определены с погрешностью 0.5–0.7 %. Холостое загрязнение не превышало 100 пг Pb и 50 пг U. Обработка экспериментальных данных проводилась при помощи программ «PbDAT» и «ISOPLOT» [31, 32]. При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана [40]. Поправки на обычный свинец введены в соответствии с модельными величинами [39]. Все ошибки в таблице приведены на уровне 2σ.

Sm-Nd и Rb-Sr изотопно-геохимические исследования выполнены в Институте геологии и геохро-

нологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург). Для выделения Sm и Nd использована методика [5], близкая к методике, приведенной в работе [37]. Rb и Sr выделены по стандартной методике с использованием ионно-обменных смол. Изотопные составы Sm, Nd, Rb и Sr измерены на многоколлекторных масс-спектрометрах Finnigan MAT-261 и TRITON TI в статическом режиме. Измеренные отношения ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd нормализованы к отношению ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd = 0.7219 и приведены к отношению ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.511860 в Nd стандарта La Jolla. Средневзвешенное значение ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd в Nd стандарте JNdi-1 за период измерений составило 0.512108 ± 7 (n = 10). Изотопные отношения Sr нормализованы к отношению ⁸⁸Sr/⁸⁶Sr = 8.37521. Средневзвешенное значение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в Sr стандарте SRM-987 за период измерений составило 0.710270 ± 8 (n = 12). Точность определения концентраций Sm, Nd, Rb и Sr – ± 0.5%, изотопных отношений ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd – ± 0.5 %, ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd – ± 0.005 %, ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr – ± 0.5 %, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr – ± 0.05 % (2σ). Уровень холостого опыта не превышал 0.2 нг Sm, 0.5 нг Nd, 0.05 нг Rb и 0.7 нг Sr. При расчете величин ε_{Nd}(t) и модельных возрастов t_{Nd(DM)} использованы современные значения CHUR по [27] (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.512638, ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0.1967) и DM по [25] (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.513151, ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0.2136).

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ, ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД МИКИТКИНСКОГО И УСТЬ-ГАРИНСКОГО МАССИВОВ

Микиткинский массив сложен мелко-среднезернистыми габбро, которые обладают массивной или гнейсовидной текстурами и гипидиоморфнозернистой структурой. Главными породообразующими минералами этих пород являются плагиоклаз (55–60 %), клинопироксен (30–35 %) и роговая обманка (до 10 %). Среди акцессорных минералов преобладают апатит, сфен и циркон. По плагиоклазу (лабрадор) развиваются эпидот, серицит, хлорит и карбонат, а клинопироксен практически полностью замещен зеленой роговой обманкой и хлоритом.

В геологическом строении Усть-Гаринского массива принимают участие мелко-среднезернистые габбродиориты, диориты, кварцевые диориты с массивной или гнейсовидной текстурами и гипидиоморфнозернистой структурой. Они сложены андезином (55–60 %), роговой обманкой (25–30 %), биотитом (5–10 %) и кварцем (до 2 %). Акцессорные минералы представлены апатитом, ильменитом и цирконом. Плагиоклаз (андезин), как правило, замещен агрегатом эпидота, серицита и хлорита, а обыкновенная роговая обманка – биотитом.

Таблица 1. Химический состав представительных образцов магматических пород Микиткинского и Усть-Гаринского массивов.

№ обр., компо- нент	C-1199	C-1199-1	C-1199-2	C-1199-3	C-1199-4	C-1199-5	C-1199-6	C-1199-7	C-1202	C-1202-1	C-1202-2	C-1202-3	C-1202-4	C-1202-5
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	49.62	50.69	48.98	49.79	49.33	48.57	49.9	48.14	58.58	59.28	57.21	59.83	58.45	55.90
TiO ₂	0.81	0.56	1.19	0.87	1.10	0.69	1.18	1.03	0.86	0.84	0.88	0.98	0.99	0.84
Al ₂ O ₃	16.52	17.95	17.21	15.94	17.48	18.28	16.81	17.05	16.75	16.96	16.56	16.61	16.78	15.83
Fe ₂ O ₃ *	10.84	9.16	12.58	11.7	12.62	10.35	12.77	12.42	8.91	8.73	9.68	8.37	9.19	8.44
MnO	0.21	0.19	0.23	0.22	0.25	0.2	0.27	0.23	0.15	0.14	0.15	0.16	0.16	0.19
MgO	5.94	5.95	4.35	5.92	4.44	6.40	4.33	5.28	2.47	2.37	2.72	2.38	2.72	2.68
CaO	9.87	8.38	8.72	8.89	6.62	7.96	7.82	9.21	4.86	4.88	3.9	4.05	4.86	6.03
Na ₂ O	2.18	3.25	3.43	2.66	3.17	2.46	3.64	2.56	3.76	3.77	3.6	4.61	3.4	3.66
K ₂ O	1.59	1.07	1.08	1.24	1.32	1.09	1.05	1.33	1.67	1.68	1.69	1.5	1.8	1.25
P ₂ O ₅	0.16	0.11	0.29	0.16	0.23	0.13	0.26	0.24	0.20	0.20	0.20	0.22	0.21	0.19
ППП	1.97	2.44	1.54	2.32	2.06	2.82	1.57	2.17	1.63	1.05	2.24	1.12	1.07	3.30
Сумма	99.71	99.75	99.6	99.71	98.62	98.95	99.6	99.66	99.84	99.9	98.83	99.83	99.54	98.31
Li	6.2	9.9	4.4	5.7	5.4	9.1	4.6	5.4	6.7	7.9	8.8	7.7	7.8	7.3
Ga	15	14	18	16	18	16	18	17	18	18	19	16	18	17
Rb	37	31	22	26	62	50	24	33	48	62	72	48	65	28
Sr	436	525	477	450	494	362	489	453	437	529	318	389	412	190
Ba	402	317	287	314	523	472	331	352	423	542	898	415	485	745
La	11.17	9.63	16.55	11.11	15.67	10.41	19.33	12.86	21.30	25.40	27.03	21.50	19.82	19.05
Ce	24.52	19.66	40.17	25.79	35.73	23.81	43.15	30.68	47.25	55.54	58.38	46.63	43.37	41.87
Pr	3.29	2.53	5.29	3.37	4.50	2.93	5.65	4.03	5.58	6.32	6.54	5.36	5.05	4.91
Nd	14.35	10.43	24.84	15.58	20.77	13.01	26.30	18.60	23.51	25.59	26.04	22.47	21.02	20.94
Sm	3.45	2.39	5.92	3.77	4.80	3.00	6.14	4.51	5.04	5.23	5.12	4.68	4.32	4.33
Eu	1.11	0.71	1.91	1.14	1.51	0.88	1.94	1.37	1.40	1.38	1.27	1.23	1.20	1.27
Gd	3.81	2.62	6.64	4.27	5.48	3.40	6.98	5.14	5.69	6.01	5.81	5.21	4.89	4.88
Tb	0.53	0.37	0.90	0.59	0.74	0.46	0.94	0.71	0.77	0.78	0.76	0.70	0.65	0.66
Dy	3.05	2.14	5.33	3.53	4.46	2.77	5.57	4.23	4.57	4.71	4.54	4.14	3.91	3.99
Ho	0.63	0.43	1.05	0.70	0.89	0.55	1.11	0.83	0.93	0.94	0.90	0.83	0.81	0.80
Er	1.74	1.25	3.05	2.06	2.62	1.62	3.21	2.40	2.78	2.82	2.74	2.51	2.42	2.39
Tm	0.24	0.18	0.42	0.28	0.36	0.23	0.43	0.33	0.40	0.39	0.39	0.36	0.35	0.35
Yb	1.57	1.15	2.71	1.86	2.37	1.48	2.83	2.19	2.64	2.63	2.62	2.44	2.38	2.37
Lu	0.23	0.17	0.41	0.28	0.36	0.22	0.42	0.33	0.40	0.39	0.39	0.36	0.36	0.35
Y	15	11	25	17	22	14	27	20	24	24	23	21	21	21
Zr	60	74	48	49	51	53	48	48	144	158	136	180	150	124
Nb	1.6	1.8	2.2	1.7	1.9	1.9	2.3	1.5	11.0	10.7	11.9	12.8	12.3	10.9
Ta	0.13	0.13	0.09	0.15	0.15	0.15	0.17	0.14	0.71	0.71	0.77	0.77	0.76	0.71
Th	1.75	1.99	1.37	0.68	0.55	1.14	0.59	0.49	8.48	8.84	9.54	8.69	9.16	8.13
U	0.33	0.46	0.25	0.19	0.14	0.29	0.15	0.15	2.34	1.77	2.44	1.67	1.69	1.73
Pb	7.7	4.7	4.4	4.8	2.9	4.6	4.3	4.3	8.5	7.2	4.4	5.4	10.4	8.4
Sc	48	31	40	42	35	38	37	40	20	19	18	18	17	16
V	339	229	366	387	382	272	412	401	145	141	149	133	146	146
Cr	46	44	30	36	23	48	14	28	46	50	66	51	52	39
Co	29	28	25	38	28	34	27	30	15	16	20	21	20	18
Ni	20	27	12	26	10	29	12	15	7	7	9	9	8	7
Cu	26	25	58	63	71	52	40	112	22	36	14	38	27	18
Zn	100	78	67	88	82	81	97	90	69	72	91	62	80	76

Примечание. Содержания главных элементов приведены в мас. %, малых элементов – в мкг/г. 1–8 – габбро Микиткинского массива; 9–14 – габродiorиты, диориты, кварцевые диориты Усть-Гаринского массива.

По соотношению кремнезема и щелочей габбро Микиткинского массива ($\text{SiO}_2 = 48.1\text{--}50.7\%$, $\text{K}_2\text{O} = 1.0\text{--}1.6\%$, $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 3.8\text{--}4.5\%$) относятся к породам низко-К известково-щелочной серии (табл. 1, рис. 2). В то же время они обладают высокими отношениями $\text{FeO}^*/\text{MgO} = 1.38\text{--}2.65$, что типично для магматических пород толеитовой серии (рис. 3). Толеитовому тренду отвечают составы пород и на диаграмме $\text{MgO} - (\text{FeO}^* + \text{TiO}_2) - \text{Al}_2\text{O}_3$ (рис. 4). Распределение РЗЭ в габбро Микиткинского массива имеет слабо дифференцированный характер (рис. 5) ($[\text{La}/\text{Yb}]_n = 4.0\text{--}5.7$), при слабо выраженной европиевой аномалии $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.83\text{--}0.92$.

Габбродиориты, диориты и кварцевые диориты Усть-Гаринского массива по соотношению кремнезема и щелочей ($\text{SiO}_2 = 55.9\text{--}59.9\%$, $\text{K}_2\text{O} = 1.2\text{--}2.0\%$,

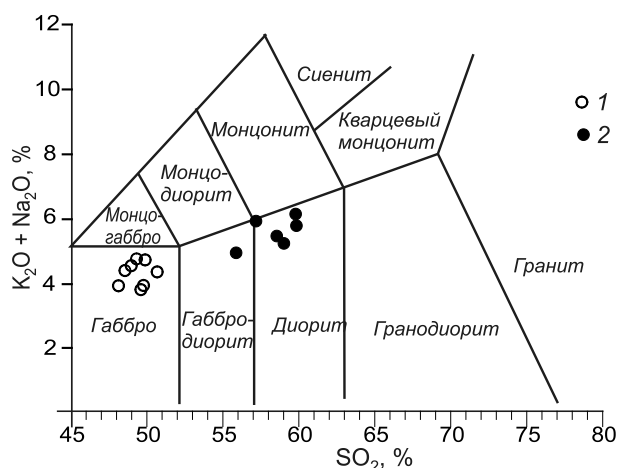


Рис. 2. Классификационная диаграмма $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ [30] для магматических пород Усть-Гаринского и Микиткинского массивов.

1 – габбро Микиткинского массива; 2 – габбродиориты, диориты, кварцевые диориты Усть-Гаринского массива.

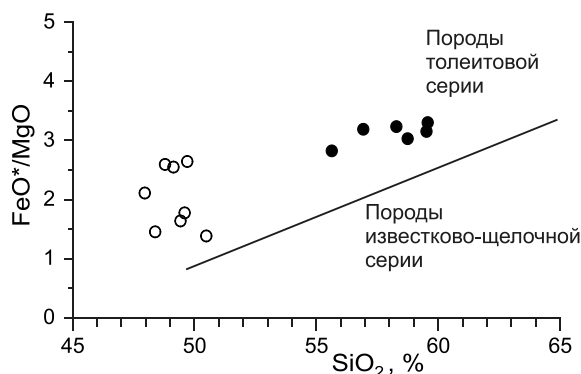


Рис. 3. Диаграмма $\text{FeO}^*/\text{MgO} - \text{SiO}_2$ [35] для магматических пород Усть-Гаринского и Микиткинского массивов. Условные обозначения см. на рис. 2.

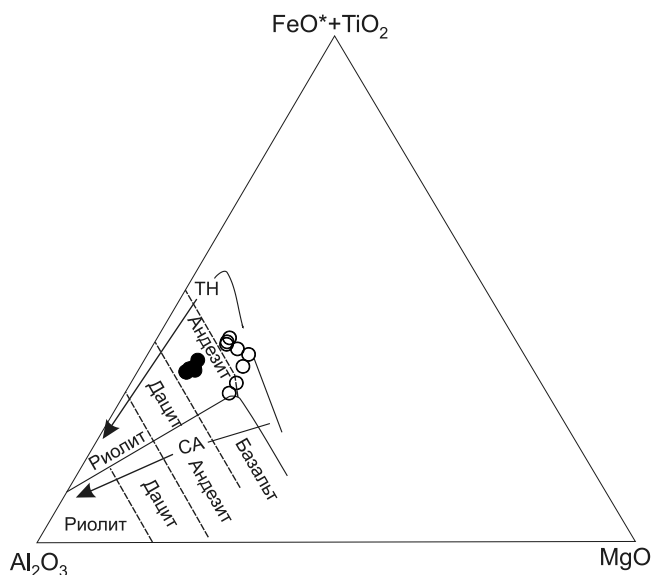


Рис. 4. Классификационная диаграмма $\text{MgO} - (\text{FeO}^* + \text{TiO}_2) - \text{Al}_2\text{O}_3$ [28] для магматических пород Усть-Гаринского и Микиткинского массивов.

Условные обозначения см. на рис. 2.

$\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 4.9\text{--}6.1\%$) также относится к породам низко-К известково-щелочной серии (табл. 1, рис. 2), обладают высокими отношениями $\text{FeO}^*/\text{MgO} = 2.83\text{--}3.24$, соответствующими магматическим породам толеитовой серии (рис. 3), их составы проявляют толеитовый тренд на диаграмме $\text{MgO} - (\text{FeO}^* + \text{TiO}_2) - \text{Al}_2\text{O}_3$ (рис. 4). По сравнению с габбро Микиткинского массива они характеризуются более высокими концентрациями РЗЭ, их более дифференцированным распределением $[\text{La}/\text{Yb}]_n = 5.4\text{--}7.0$ (табл. 1, рис. 5) и отчетливо выраженной европиевой аномалией ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.71\text{--}0.84$).

Магматические породы рассматриваемых массивов обогащены Rb (до 72 мкг/г), Ba (до 898 мкг/г), Sr (до 529 мкг/г), легкими РЗЭ (La до 27 мкг/г, Ce до 58 мкг/г) и Pb (до 10 мкг/г), при отчетливом дефиците Nb, Ta, Ti (табл. 1, рис. 6). Следует также отметить, что по сравнению с габбро Микиткинского массива габбродиориты, диориты и кварцевые диориты Усть-Гаринского массива обогащены Th (до 9.5 мкг/г) и U (до 2.4 мкг/г).

Результаты изотопно-геохимических (Sm-Nd, Rb-Sr) исследований магматических пород Микиткинского и Усть-Гаринского массивов приведены в табл. 2. Габбро Микиткинского массива характеризуются положительными величинами $\varepsilon_{\text{Nd}}(t) = +1.4\text{--}1.6$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(0)} = 0.70480\text{--}0.70593$. Биотит-амфиболовые диориты Усть-Гаринского массива обладают отрица-

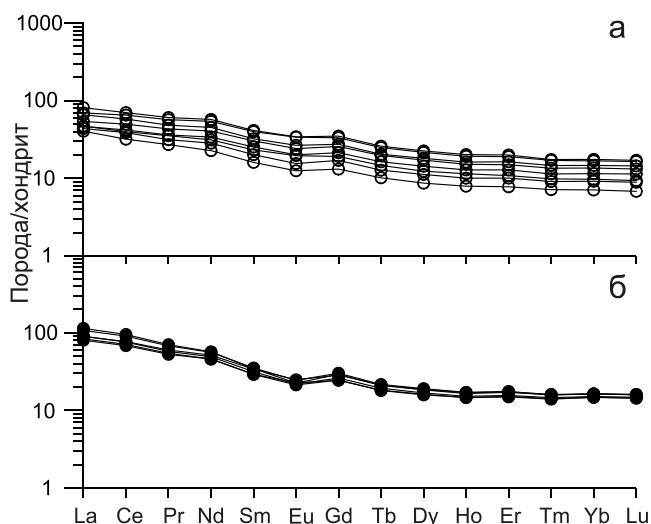


Рис. 5. Распределение РЗЭ в габбро Микиткинского (а), габбродиоритах, диоритах и кварцевых диоритах Усть-Гаринского (б) массивов. Состав хондрита по [42].

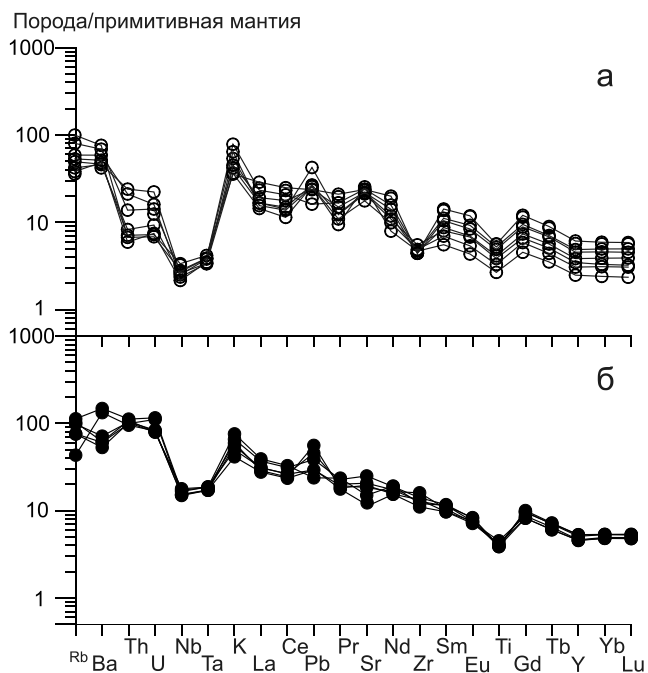


Рис. 6. Распределение редких элементов в габбро Микиткинского (а), габбродиоритах, диоритах и кварцевых диоритах Усть-Гаринского (б) массивов. Состав примитивной мантии по [41].

тельными величинами $\epsilon_{Nd}(t) = -1.2...-1.3$, $t_{Nd(DM)} = 1.5$ млрд лет и значениями $^{87}Sr/^{86}Sr(0) = 0.70548-0.70593$.

РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

U-Pb геохронологические исследования выполнены для габбро Микиткинского (обр. С-1199) и био-

Таблица 2. Результаты Sm-Nd и Rb-Sr изотопно-геохимических исследований магматических пород Микиткинского и Усть-Гаринского массивов.

Образец	Возраст, млн лет	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd^*$ ($\pm 2\sigma_{\text{взм.}}$)	$\epsilon_{Nd}(0)$	$\epsilon_{Nd}(t)$	$t_{Nd(DM)}$, млрд лет	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr^*$ ($\pm 2\sigma_{\text{взм.}}$)	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$
Габбро Микиткинского массива													
C-1199	583	3.65	15.33	0.1439	0.512519 ± 3	-2.3	1.6	-	38	370	0.2984	0.707285 ± 5	0.70480
C-1199-1	583	2.56	11.40	0.1358	0.512477 ± 2	-3.1	1.4	-	32	472	0.1975	0.707569 ± 4	0.70593
Кварцевые диориты Усть-Гаринского массива													
C-1202	607	5.07	23.7	0.1296	0.512302 ± 2	-6.6	-1.3	1.537	50	383	0.3750	0.709182 ± 4	0.70593
C-1202-1	607	5.28	25.7	0.1242	0.512287 ± 3	-6.8	-1.2	1.468	64	456	0.4030	0.708977 ± 5	0.70548

* – величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащим цифрам после запятой.

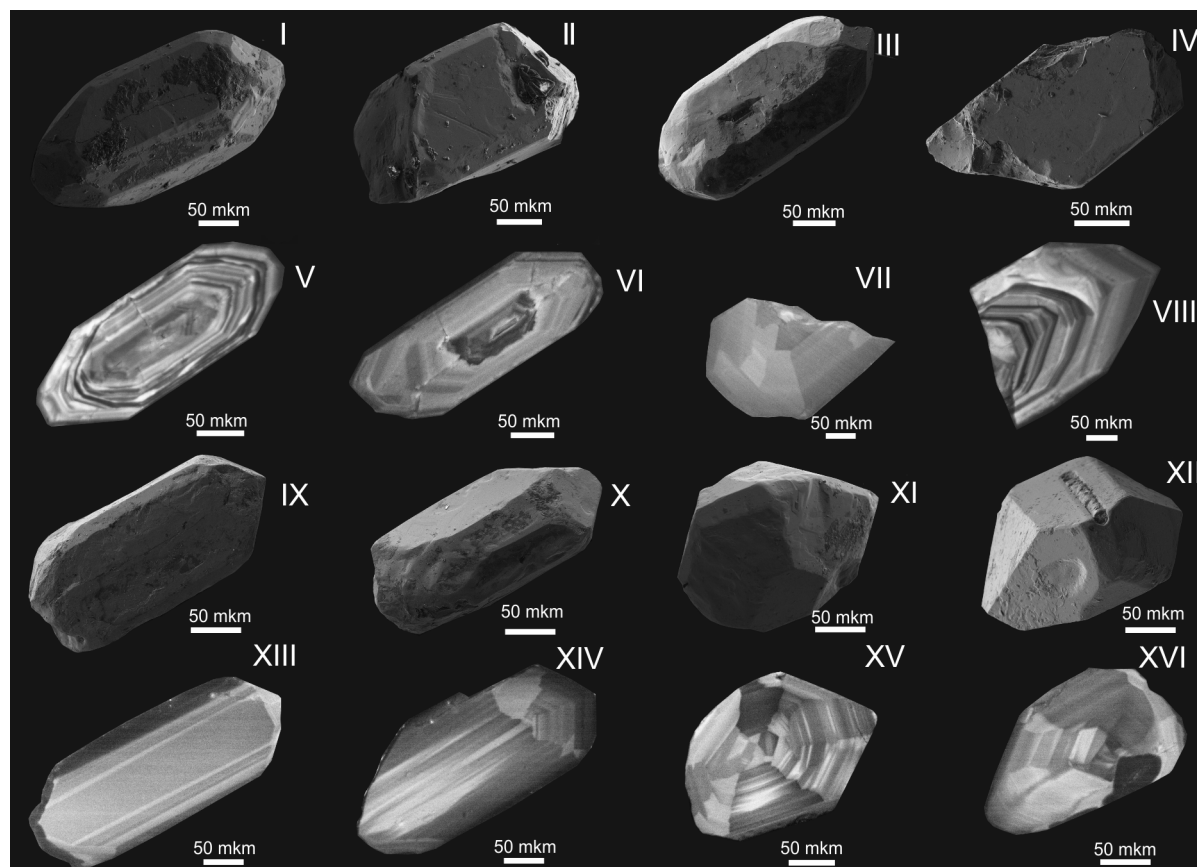


Рис. 7. Микрофотографии кристаллов акцессорного циркона, выполненные в режиме вторичных электронов и в режиме катодоллюминесценции.

I–VIII – из габбро Микиткинского массива (обр. С-1199), IX–XVI – из кварцевых диоритов Усть-Гаринского массива (обр. С-1202).

тит-амфиболового кварцевого диорита (обр. С-1202) Усть-Гаринского массивов. Места отбора проб показаны на рис. 1, а полученные результаты представлены в табл. 3 и на рисунках 7–9.

Микиткинский массив. Акцессорный циркон, выделенный из габбро Микиткинского массива (обр. С-1199), образует прозрачные кристаллы дипирамидально-призматического габитуса (рис. 7, I–IV) коричневого цвета. Основными элементами огранки кристаллов являются грани призмы $\{110\}$ и дипирамиды $\{111\}$. Размер кристаллов изменяется от 50 до 150 мкм, $K_{удл.} = 2.0–3.0$. Для их внутреннего строения характерны хорошо выраженная «тонкая» магматическая зональность (рис. 7, V–VIII) и присутствие небольшого количества твердофазных включений. В режиме катодоллюминесценции (рис. 7, V–VIII) центральные части некоторых кристаллов циркона имеют темный цвет, что, по-видимому, связано с их обогащением ураном.

Для U–Pb геохронологических исследований использованы пять навесок циркона, отобранных из раз-

ных размерных фракций (табл. 3). На диаграмме с конкордией (рис. 8) положение точек их изотопного состава аппроксимируется дискордией, верхнее пересечение которой отвечает возрасту 583 ± 6 млн лет ($СКВО = 0.21$), а нижнее (-47 ± 160 млн лет) – скорее всего, отражает современные потери свинца. При этом точка изотопного состава навески циркона, отобранной из размерной фракции $-100 + 75$ мкм (С-1199/2, табл. 3), располагается практически на конкордии.

Морфологические особенности акцессорного циркона из габбро Микиткинского массива указывают на его кристаллизацию из расплава, что позволяет рассматривать полученную для него оценку возраста 583 ± 6 млн лет как возраст становления этого массива.

Усть-Гаринский массив. Акцессорный циркон из биотит-амфиболового кварцевого диорита Усть-Гаринского массива (обр. С-1202) относится к двум морфологическим типам. I тип (30 %) представлен прозрачными призматическими кристаллами (рис. 7; IX, X) розоватого цвета, а II тип – прозрачными бесцветными изометричными кристаллами (рис. 7; XI,

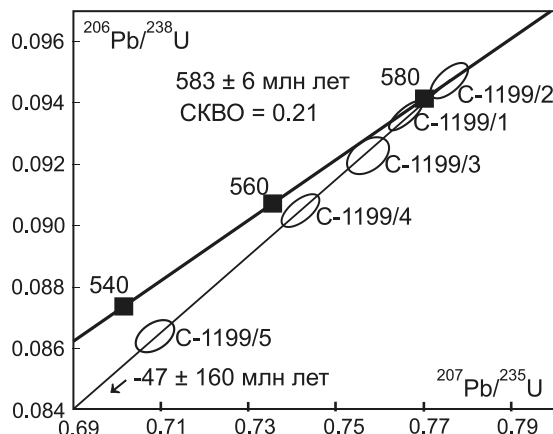


Рис. 8. Диаграмма с конкордией для акцессорного циркона из габбро Микиткинского массива (обр. С-1199).

Номера точек на диаграмме соответствуют порядковым номерам фракций в табл. 3.

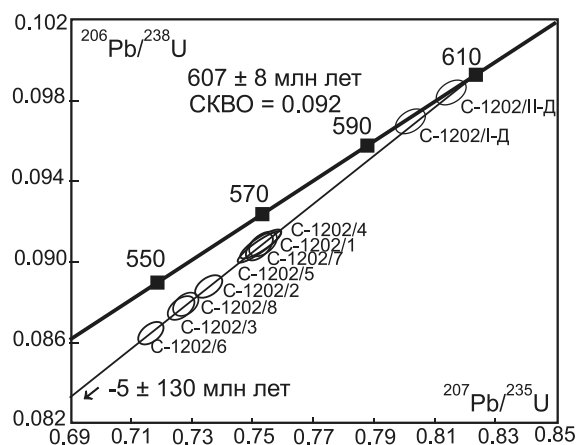


Рис. 9. Диаграмма с конкордией для акцессорного циркона из биотит-амфиболового кварцевого диорита Усть-Гаринского массива (обр. С-1202).

Номера точек на диаграмме соответствуют порядковым номерам фракций в табл. 3.

ХII). Преобладающими элементами огранки кристаллов циркона I типа являются призмы {100}, {110} и дипирамиды {111}, {311}. Огранка кристаллов циркона II типа определяется сочетанием дипирамид {311}, {111} и призм {100} и {110}. Размеры кристаллов циркона I и II типов изменяются от 50 до 200 мкм, $K_{удл.} = 3.0-4.0$. Главной особенностью их внутреннего строения является очень хорошо выраженная магматическая зональность (рис. 7, XIII-XVI).

U-Pb геохронологические исследования проведены для четырех навесок циркона I типа и четырех навесок циркона II типа, отобранных из разных размерных фракций (табл. 3). Кроме того, были про-

анализированы остатки цирконов I и II типов после предварительной кислотной обработки (табл. 3). Как видно на рис. 9, точки изотопного состава всех изученных навесок циркона, и в том числе остатков циркона после кислотной обработки, располагаются на дискордии, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 607 ± 8 млн лет (СКВО = 0.092), а нижнее пересечение -5 ± 130 млн лет.

Морфологические особенности акцессорных цирконов из биотит-амфиболового кварцевого диорита Усть-Гаринского массива свидетельствуют об их магматическом происхождении. Следовательно, есть все основания полагать, что полученная для них оценка возраста 607 ± 8 млн лет соответствует возрасту кристаллизации родоначальных для магматических пород этого массива расплавов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Результаты U-Pb геохронологических исследований показывают, что внедрение габбро Микиткинского (583 ± 6 млн лет) и кварцевых диоритов Усть-Гаринского (607 ± 8 млн лет) массивов, которые на современных геологических картах относят к раннепротерозойскому гаринскому магматическому комплексу [16], связано с эдиакарским этапом геологического развития Мамынского террейна Аргунского (Аргун-Идермегского) супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса. Как уже упоминалось выше, информация о проявлениях неопротерозойского магматизма в геологической истории континентальных массивов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса пока еще весьма ограничена. По сути дела, она сводится к нескольким оценкам возраста магматических комплексов раннего и среднего неопротерозоя Аргунского и Ханкайского террейнов [24, 42, 46 и др.]. Полученные к настоящему времени данные о возрасте докембрийских детритовых цирконов из палеозойских отложений рассматриваемого региона [17, 18, 20, 34, 43, 47, 49] показывают, что среди них доминируют цирконы позднего мезопротерозоя, а также раннего-среднего неопротерозоя, тогда как цирконы позднего неопротерозоя встречаются значительно реже. По-видимому, это связано с тем, что либо эдиакарские магматические комплексы имеют незначительную распространенность, либо магматические породы этих комплексов в силу своего состава не могут служить источниками значительного количества детритовых цирконов.

Габбро Микиткинского, габбродиориты, диориты и кварцевые диориты Усть-Гаринского массивов гаринского комплекса обладают сходными геохимическими особенностями. Они относятся к низко-К

Таблица 3. Результаты U-Rb геохронологических исследований акцессорных цирконов из магматических пород Микиткинского и Усть-Гаринского массивов.

№ обр./ № фракции	Размер фракции (мкм), навеска (мг)	Содержание, мкг/г		Изотопные отношения						Rho		Возраст, млн лет		
		Pb	U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}^*$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	
Габбро Микиткинского массива (обр. С-1199)														
C-1199/1	-150 + 100, 0.7	156.2	1482	4285	0.06270 ± 5	0.2430 ± 1	0.09362 ± 46	0.7668 ± 38	0.90	577 ± 3	578 ± 3	582 ± 6		
C-1199/2	-100 + 75, 0.6	82.1	774	2767	0.06459 ± 6	0.2373 ± 2	0.09464 ± 28	0.7759 ± 39	0.62	583 ± 2	583 ± 3	584 ± 10		
C-1199/3	-75 + 50, 0.4	66.4	616	795	0.07760 ± 8	0.2642 ± 2	0.09224 ± 18	0.7572 ± 53	0.43	569 ± 1	572 ± 4	587 ± 18		
C-1199/4	+100, 0.8	81.4	807	2561	0.06504 ± 7	0.2288 ± 2	0.09047 ± 27	0.7420 ± 37	0.67	558 ± 2	564 ± 3	585 ± 9		
C-1199/5	-50, 0.3	81.3	802	947	0.07463 ± 11	0.2805 ± 3	0.08641 ± 35	0.7089 ± 57	0.46	534 ± 2	544 ± 4	585 ± 22		
Биотит-амфиболовый кварцевый диорит Усть-Гаринского массива (обр. С-1202)														
C-1202/1	-150 + 100, 0.8, пр.	30.0	301.2	1280	0.07127 ± 7	0.2001 ± 2	0.09087 ± 18	0.7532 ± 45	0.44	561 ± 1	570 ± 3	608 ± 6		
C-1202/2	-100 + 75, 0.8, пр.	32.1	335.1	2158	0.06669 ± 7	0.1946 ± 2	0.08876 ± 17	0.7358 ± 44	0.49	554 ± 1	560 ± 3	608 ± 5		
C-1202/3	-100 + 75, 1.7, из.	21.8	234.8	1934	0.06749 ± 13	0.1617 ± 3	0.08769 ± 18	0.7271 ± 58	0.45	542 ± 1	555 ± 4	608 ± 4		
C-1202/4	-75 + 50, 2.6, из.	36.6	379.7	2656	0.06552 ± 13	0.1526 ± 3	0.09101 ± 27	0.7548 ± 43	0.73	562 ± 2	571 ± 3	609 ± 2		
C-1202/5	-75 + 50, 2.0, из.	33.8	355.2	2572	0.06564 ± 9	0.1508 ± 2	0.09049 ± 27	0.7499 ± 30	0.72	558 ± 2	568 ± 2	607 ± 2		
C-1202/6	-200 + 150, 1.0, из.	18.2	193.8	970	0.07486 ± 7	0.1849 ± 2	0.08645 ± 26	0.7167 ± 57	0.43	534 ± 2	549 ± 4	608 ± 6		
C-1202/7	-200 + 150, 0.3, пр.	25.8	248.0	490	0.08931 ± 17	0.2465 ± 5	0.09084 ± 36	0.7530 ± 90	0.48	560 ± 2	570 ± 7	608 ± 8		
C-1202/8	-75 + 50, 0.4, пр.	12.0	116.9	334	0.10283 ± 10	0.2813 ± 2	0.08788 ± 44	0.7276 ± 98	0.53	543 ± 3	555 ± 8	605 ± 12		
C-1202/П-Д	-100 + 75, 0.7, пр.	8.5	76.9	310	0.10627 ± 11	0.2201 ± 2	0.09691 ± 48	0.8020 ± 99	0.49	596 ± 3	598 ± 9	604 ± 12		
C-1202/П-Д	-100 + 75, 0.7, из.	19.3	179.1	1080	0.07331 ± 7	0.2096 ± 2	0.09833 ± 25	0.8154 ± 82	0.46	605 ± 2	606 ± 6	609 ± 9		

Примечание. * – изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец, Rho – коэффициент корреляции отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$; пр. – призматические кристаллы циркона, из. – изометричные кристаллы циркона. Величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащим цифрам после запятой. 1202/П-Д и С-1202/П-Д – фракции, проанализированные после предварительной кислотной обработки.

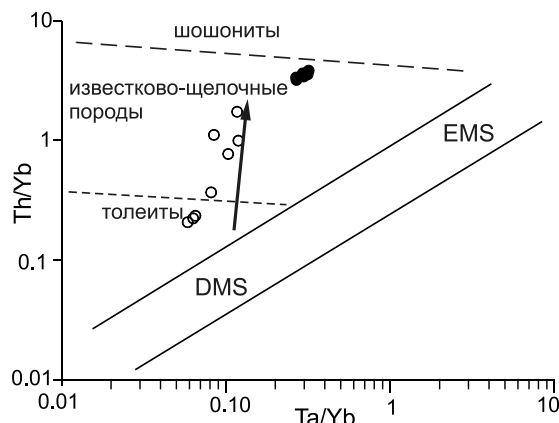


Рис. 10. Тектоническая диаграмма Th/Yb – Ta/Yb [36] для магматических пород Микиткинского и Усть-Гаринского массивов.

Условные обозначения на см. рис. 2. EMS – обогащенный мантийный источник, DMS – деплетированный мантийный источник. Стрелкой показан тренд обогащения пород над зоной субдукции.

породам, для них характерны высокие значения отношения FeO^*/MgO , обогащение LILE и обеднение некоторыми высоkozарядными элементами (HFSE), в первую очередь – Nb, Ta, Ti (рис. 6). На дискриминантных тектонических диаграммах, например на диаграмме Th/Yb – Ta/Yb (рис. 10), точки их составов отвечают тренду обогащения пород над зоной субдукции. Все это свидетельствует о том, что формирование магматических пород гаринского комплекса протекало в надсубдукционной обстановке. Геохимические и изотопные данные позволяют предполагать, что образование родоначальных для габбро Микиткинского массива расплавов ($\epsilon_{\text{Nd}}(t) = +1.4 \dots 1.6$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(0)} = 0.70480 - 0.70593$) было связано с плавлением деплетированного мантийного источника, модифицированного флюидами и расплавами из субдуцированного слэба, тогда как в петрогенезисе габбродиоритов – диоритов – кварцевых диоритов Усть-Гаринского массива ($\epsilon_{\text{Nd}}(t) = -1.2 \dots -1.3$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(0)} = 0.70548 - 0.70593$) принимали участие также процессы контаминации веществом континентальной коры и фракционной кристаллизации. По всей вероятности, образование магматических пород гаринского комплекса было связано с геодинамической обстановкой активной континентальной окраины или энсиалической островной дуги.

ВЫВОДЫ

1. Магматические породы Микиткинского и Усть-Гаринского массивов гаринского комплекса имеют не раннепротерозойский, как это предполагалось ранее [16], а позднепротерозойский возраст.

2. Геохимические особенности магматических пород Микиткинского и Усть-Гаринского массивов свидетельствуют о том, что они имеют надсубдукционную природу. Формирование исходных для магматических пород гаринского комплекса расплавов происходило в обстановке активной континентальной окраины или энсиалической островной дуги в результате плавления субдукционно модифицированного деплетированного мантийного источника, а также при участии процессов контаминации и фракционной кристаллизации.

3. Становление Микиткинского и Усть-Гаринского массивов произошло в течение эдиакарского этапа геологического развития Мамынского террейна и, скорее всего, является отражением неопротерозойских конвергентных геодинамических процессов. Эти процессы, по-видимому, привели к окончательному формированию докембрийских континентальных массивов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса, которые в дальнейшем были «впаяны» в структуру эпипалеозойского Амурского микроконтинента.

Авторы благодарят сотрудников аналитических лабораторий Института геологии и природопользования ДВО РАН (к.ф.-м.н. В.И. Рождествов, А.И. Палажченко, Е.С. Сапожник, Е.В. Ушакову), Института тектоники и геофизики ДВО РАН (Л.С. Боковенко, Е.М. Голубеву, А.В. Штареву), Геологического института КНЦ РАН (к.г.-м.н. Л.М.Лялину) за выполнение аналитических исследований. Авторы выражают признательность рецензентам Д.П. Гладкочубу, И.К. Козакову за внимательный анализ рукописи и конструктивные замечания.

Исследования выполнены при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 13-05-00116).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геодинамика, магматизм и металлогения востока России / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
2. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. 1:2500000: Объясн. зап. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. 135 с.
3. 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.
4. Зубков В.Ф., Турбин М.Т. Геологическая карта региона БАМ. 1:500 000. N-52-Г / Ред. М.Г. Золотов. Л.: ВСЕГЕИ, 1984.
5. Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Глебовицкий В.А., Яковлева С.З., Бережная Н.Г., Мыскова Т.А. Этапы формирования континентальной коры центральной части Алданской гранулитогнейсовой области: U-Pb и Sm-Nd изотопные данные по гранитоидам // Петрология. 1995. Т. 3, № 1.

- С. 99–110.
6. Котов А.Б., Великославинский С.Д., Сорокин А.А., Котова Л.Н., Сорокин А.П., Ларин А.М., Ковач В.П., Загорная Н.Ю., Кургузова А.В. Возраст амурской серии Буреинско-Цзямусинского супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: результаты Sm-Nd изотопных исследований // Докл. РАН. 2009. Т. 428, № 5. С. 637–640.
 7. 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 (Буреинско-Цзямусинский супертеррейн Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Докл. РАН. 2009. Т. 424, № 5. С. 644–647.
 8. 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. РАН. 2009. Т. 429, № 6. С. 779–783.
 9. 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.
 10. 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. РАН. 2013. Т. 448, № 5. С. 563–566.
 11. Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–32.
 12. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., 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.
 13. Решения IV межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и восточного Забайкалья / Комплект схем. Хабаровск: Дальгеология, 1994.
 14. 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. РАН. 2012. Т. 444, № 5. С. 519–522.
 15. 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. РАН. 2013. Т. 453, № 4. С. 416–419.
 16. Серезников А.Н., Волкова Ю.Р. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1 000 000. Третье поколение. Лист N-52 (Зея). Дальневосточная серия / Ред. А.С. Вольский. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007.
 17. Смирнова Ю.Н., Сорокин А.А. Источники верхнепротерозойских и нижнепалеозойских терригенных отложений Малохинганского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: результаты U-Pb геохронологических (LA-ICP-MS) исследований детритовых цирконов // Докл. РАН. 2015. (в печати)
 18. Смирнова Ю.Н., Сорокин А.А., Котов А.Б., Ковач В.П. Источники юрских терригенных отложений Верхнеамурского и Зея-Депского прогибов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса: результаты изотопно-геохимических (Sm-Nd) и геохронологических (U-Pb, LA-ICP-MS) исследований // Докл. РАН. 2015. (в печати).
 19. Сорокин А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Кудряшов Н.М., Анисимова И.В., Яковлева С.З., Федосеев А.М. Гранитоиды тырмо-буреинского комплекса северной части Буреинско-Цзямусинского супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: возраст и геодинамическая позиция // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 5. С. 717–728.
 20. Сорокин А.А., Смирнова Ю.Н., Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Попеко Л.И. Источники палеозойских терригенных отложений Ольдойского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: результаты изотопно-геохимических (Sm-Nd) и геохронологических (U-Pb, LA-ICP-MS) исследований // Докл. РАН. 2012. Т. 445, № 5. С. 577–581.
 21. Сорокин А.А., Кудряшов Н.М. Раннемезозойский магматизм Буреинского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: возраст и геодинамическая позиция // Докл. РАН. 2013. Т. 452, № 1. С. 80–86.
 22. Сорокин А.А., Кудряшов Н.М. Кембрий-ордовикская диорит-гранодиорит-гранитная ассоциация Мамынского террейна (Центрально-Азиатский складчатый пояс): U-Pb геохронологические и геохимические данные // Докл. РАН. 2015. (в печати).
 23. Сорокин А.А., Кудряшов Н.М. Первые U-Pb геохронологические и геохимические данные для поздневендских и раннепалеозойских кислых вулканитов Мамынского террейна (Центрально-Азиатский складчатый пояс) // Докл. РАН. 2015. (в печати)
 24. Ханчук А.И., Вовна Г.М., Киселев 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. РАН. 2010. Т. 434, № 2. С. 212–215.
 25. Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematic of rivers water suspended material: implications for crustal evolution // Earth & Planet. Sci. Lett. 1988. V. 87. P. 249–265.
 26. Han G., Liu Y., Neubauer F., Genser J., Li W., Zhao Y., Liang C. Origin of terranes in the eastern Central Asian Orogenic Belt, NE China: U-Pb ages of detrital zircons from Ordovician-Devonian sandstones, North Da Xing'an Mts // Tectonophysics. 2011. V. 511. P. 109–124.
 27. Jakobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites // Earth & Planet. Sci. Lett. 1984. V. 67. P. 137–150.
 28. Jensen L.S. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks // Ontario Division of Mines. Miscellaneous Pap. 66. 1976. 22 p.
 29. Krogh T.E. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1973.

- V. 37. P. 485–494.
30. 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.
 31. Ludwig K.R. PbDat for MS-DOS, version 1.21 // U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 88–542. 1991. 35p.
 32. Ludwig K.R. ISOPLOT/Ex. Version 2.06. A geochronological toolkit for Microsoft Excel // Berkley Geochronology Center Spec. Publ. 1999. 1a. 49 p.
 33. McDonough W.F., Sun S-s. The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. V. 120, Is. 3–4. P. 223–253.
 34. Meng E., Xu W.L., Pei F.P., Yang D.B., Yu Y., Zhang X.Z. Detrital-zircon geochronology of Late Paleozoic sedimentary rocks in eastern Heilongjiang Province, NE China: implications for the tectonic evolution of the eastern segment of the Central Asian Orogenic Belt // Tectonophysics. 2010. V. 485. P. 42–51.
 35. Miyashiro A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // Amer. Journ. Sci. 1974. V. 274. P. 321–355.
 36. Pearce J.A. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries // Andesites (ed. R.S. Thorpe). New York: Wiley, 1982. P. 525–548.
 37. Richard P., Shimizu N., Allegre, C. J. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, a natural tracer: an application to oceanic basalts // Earth Planet. Sci. Lett. 1976. V. 31. P.269–78.
 38. Sengor A.M.C., Natal'in B.A. Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis // A. Yin, T.M. Harrison (Eds.). The Tectonic Evolution of Asia. Cambridge Univ. Press. 1996. P. 486–640.
 39. 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.
 40. Steiger R.H., Jager E. Subcommission of Geochronology: convention of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth Planet. Sci. Lett. 1976. V. 36, N 2. P. 359–362.
 41. 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. Spec. Publ.: Blackwell Scientific Publ., 1989. N 42. P.313–346.
 42. Tang J., Wen-Liang Xu W.L., Wang F., Wang W., Xu M.J., Zhang Y.H. Geochronology and geochemistry of Neoproterozoic magmatism in the Erguna Massif, NE China: Petrogenesis and implications for the breakup of the Rodinia supercontinent // Precamb. Res. 2012. V. 224. P. 597–611.
 43. Wang F., Xu W.L., Meng E., Cao H.H., Gao F.H. Early Paleozoic amalgamation of the Songnen-Zhangguangcai Range and Jiamusi massifs in the eastern segment of the Central Asian Orogenic Belt: Geochronological and geochemical evidence from granitoids and rhyolites // J. Asian Earth Sci. 2012. V. 49. P. 234–248.
 44. 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 Northeastern China? // Gondwana Res. 1999. V. 2. P. 21–46.
 45. Wilde S.A., Wu Fuyuan, Zhang Xingzhou. 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.
 46. Wu F.Y., Zhang Y.B., Sun D.Y., Ge W.C., 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.
 47. Wu G., Chen Y.C., Chen Y.J., Zeng Q.T. Zircon U–Pb ages of the metamorphic supracrustal rocks of the Xinghuadukou Group and granitic complexes in the Argun massif of the northern Great Hinggan Range, NE China, and their tectonic implications // J. Asian Earth Sci. 2012. V. 49. P. 214–233.
 48. Zhou J.B., Wilde S.A., Zhao G.C., Zhang X.Z., Wang H., Zeng W.S. Was the easternmost segment of the Central Asian Orogenic Belt derived from Gondwana or Siberia: an intriguing dilemma // J. Geodynamics. 2010. V. 50. P. 300–317.
 49. Zhou J.B., Wilde S.A., Zhang X.Z., Ren S.M., Zheng C.Q. Early Paleozoic 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. 105–117.
 50. 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. 1365–1377.

Рекомендована к печати А.Н. Диденко

A.A. Sorokin, A.B. Kotov, N.M. Kudryashov, V.P. Kovach

The first evidence of the Ediacaran magmatism in the geological history of the Mamyn terrane of the Central Asian fold belt

U-Pb geochronological studies revealed that gabbro of the Mikitkinsky Massif and quartz diorite of the Ust-Garinsky Massif of the Mamyn Terrane that were earlier assigned to approximately Early Proterozoic Garinsky complex are reckoned to be 583 ± 6 Ma and 607 ± 8 Ma. Geochemical features of the magmatic rocks from the studied massifs indicate their suprasubduction origin. Formation of the primitive for the magmatic rocks of the Garinsky Complex melts took place in the conditions of an active continental margin or ensialic island arc as a result of subduction-modified depleted mantle source melting and contamination and fractional crystallization processes. These massifs were developed during the Ediacaran stage of the geologic evolution of the Mamyn Terrane and probably reflect Neoproterozoic convergent geodynamic processes. It is most likely that these processes caused the ultimate formation of Precambrian continental massifs in the eastern Central Asian fold belt, which were subsequently amalgamated into the structure of the epi-Paleozoic Amur microcontinent.

Key words: Central Asian fold belt, Ediacarian, magmatism, Mamyn terrane, geochronology.