

**ПЕРВЫЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА ПОЗДНЕДЕВОНСКОГО ГРАНИТОИДНОГО
МАГМАТИЗМА В ИСТОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ФЛАНГА
ЮЖНО-МОНГОЛЬСКО–ХИНГАНСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА**

Ю.В. Смирнов¹, А.А. Сорокин¹, Н.М. Кудряшов²

¹ФГБУН Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Рёлочный пер. 1, г. Благовещенск, Амурская обл., 675000; e-mail: smirnova@ascnet.ru

²ОПФГБУН ФИЦ Геологический институт Кольского НЦ РАН, ул. Ферсмана 14, Апатиты, Мурманская обл., 184209; e-mail: nik@geoksc.apatity.ru

Поступила в редакцию 17 февраля 2020 г.

Приведены результаты геохимических, U-Pb геохронологических, Sm-Nd изотопно-геохимических исследований гранитов массива горы Медведка в северной части Нора-Сухотинского террейна. Установлено, что возраст исследованных гранитов составляет 378 ± 3 млн лет. Показано, что для этих гранитов характерны присутствие железистых силикатов, высокий индекс железистости ($\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$), низкие концентрации Al_2O_3 , CaO, MgO, высокие содержания Nb, Ga, Y при дефиците Sr, Eu, положительные значения $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ (+3.0...+4.1), высокие величины отношения Y/Nb. Все это в совокупности указывает на то, что граниты массива горы Медведка относятся к гранитам A_2 -типа. Предполагается, что позднедевонские гастингсит-биотитовые граниты массива горы Медведка, вероятнее всего, отражают проявление обстановки трансформной континентальной окраины в истории формирования Южно-Монгольско–Хинганского орогенного пояса.

Ключевые слова: граниты, поздний девон, трансформная континентальная окраина, U-Pb геохронология, Южно-Монгольско–Хинганский орогенный пояс.

ВВЕДЕНИЕ

Южно-Монгольско–Хинганский орогенный пояс (ЮМХОП) является одной из ключевых структур, входящих в систему Центрально-Азиатского складчатого пояса. По существующим представлениям [1, 3], этот пояс протягивается от Рудного Алтая и смежных районов Китая в Южную Монголию и далее на северо-восток Китая и приграничные районы Приамурья, где он «теряется» в зоне сочленения Аргунского и Буреинско-Цзямусинского континентальных массивов (рис. 1).

Расшифровка строения и эволюции ЮМХОП существенно затруднена отсутствием достаточного количества геохимических, геохронологических и изотопно-геохимических данных. Существует лишь немногочисленная информация, позволяющая предполагать, что в строении этого пояса принимают участие ордовикские, силурийские, девонские, нижнекаменноугольные вулканогенно-терригенные и карбонатные отложения [1, 3, 11 и др.], слагающие острово-

дужные террейны и террейны аккреционного клина. Кроме того, в последние годы в пределах этого пояса на территории северо-восточного Китая были выявлены позднеордовикские и раннесилурийские островодужные вулканы [17, 34], позднекаменноугольные габбро и мафические дайки [26], раннепермские синили постколлизийные щелочные граниты [30, 33].

Северо-восточный фланг ЮМХОП в российской литературе обычно рассматривается в качестве Нора-Сухотинского террейна [1, 3]. Он сложен фаунистически не охарактеризованными вулканогенно-осадочными комплексами, условно относимыми к верхнему протерозою, с которыми пространственно ассоциируют тела диабазов и метагабброидов, а также терригенными и терригенно-карбонатными отложениями силура, девона и нижнего карбона [1]. В последние годы в этой части пояса выявлены позднеордовикские (455 ± 2 млн лет) толеитовые габбро [6], которые, вероятно, являются одними из наиболее древних образований террейна. Кроме того, обнаружены раннесилурийские (440 ± 10 млн лет) гранодиориты [7], а также показа-

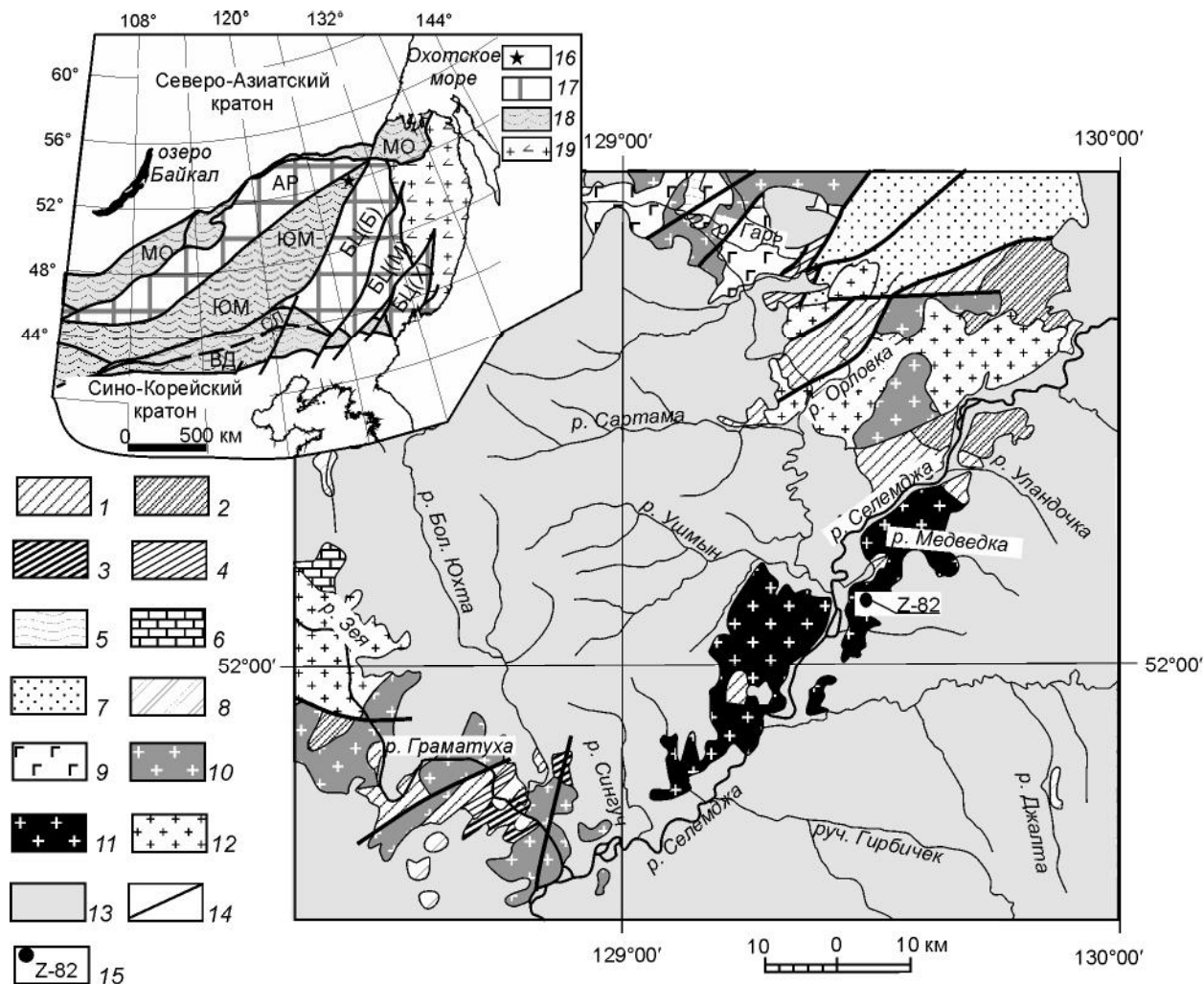


Рис. 1. Геологическая схема северо-восточной части Южно-Монгольско-Хинганского орогенного пояса.

Составлена по [4, 5], с изменениями авторов. Условные обозначения: 1–4 – стратифицированные комплексы северо-восточной части Южно-Монгольско-Хинганского орогенного пояса: 1 – рифейские(?) кварц-полевошпат-биотитовые, кварц-серицитовые сланцы, метапесчаники неклинской толщи, 2 – рифейские(?) метапесчаники с прослоями серицит-кварцевых и актинолит-хлоритовых сланцев, с линзами известняков дагмарской толщи, 3 – нижне-среднедевонские(?) алевролиты, мелко- и среднезернистые песчаники алевролитно-песчаниковой толщи, 4 – нижнекаменноугольные песчаники, алевролиты, туфы основного и среднего состава граматухинской толщи; 5 – раннепротерозойские(?) метабазалты, метаандезиты, хлорит-амфиболовые, серицитовые и кварц-серицитовые сланцы, метапесчаники и мраморизованные известняки гарьской серии; 6 – вендские(?) терригенные и терригенно-карбонатные отложения сухарниковской свиты; 7 – силурийские терригенные отложения мамынской свиты; 8 – мезозойские осадочные и вулканогенно-осадочные породы; 9 – позднепротерозойские(?) габбро, диориты и кварцевые диориты; 10 – ордовикские гранитоиды октябрьского комплекса; 11 – гранитоиды массива горы Медведка; 12 – позднепалеозойские и раннемезозойские гранитоиды; 13 – кайнозойские рыхлые отложения; 14 – разломы; 15 – места отбора образцов для U-Pb геохронологических исследований и их номера.

На врезке показано положение массива горы Медведка (16) в структурах региона (тектоническая основа по [3]): 17 – континентальные массивы (супертеррейны): АР – Аргунский, БЦ – Буреинско-Цзямусинский (БЦ(Б) – Буреинский террейн, БЦ(М) – Малохинганский террейн, БЦ(Х) – Ханкайский террейн); 18 – палеозойские-раннемезозойские складчатые пояса: ЮМ – Южно-Монгольско-Хинганский, МО – Монголо-Охотский, СЛ – Солонкерский, ВД – Вундурмiao; 19 – позднеюрско-раннемеловые орогенные пояса.

но, что вулканогенно-терригенные комплексы, ранее условно относимые к верхнему протерозою (неклинская и дагмарская толщи), имеют раннепалеозойский возраст [9]. При этом по геохимическим и Sm-Nd изотопно-геохимическим особенностям метавулканиты и диабазы этих толщ достаточно уверенно сопостав-

ляются с базитами срединно-океанических хребтов и островных дуг [8].

Приведенные выше данные позволяют наметить определенные граничные условия для геодинамических моделей формирования ЮМХОП, но их явно недостаточно для построения таких моделей. Важ-

ное значение для понимания строения и эволюции ЮМХОП имеют гранитоиды, несущие информацию о возрасте и характере геодинамических событий. В данной работе в этом плане рассматриваются гранитоиды массива горы Медведка (рис. 1). Данный массив прослеживается вдоль русла р. Селемджа в северо-восточном направлении от р. Сингуч до р. Уландочка. Протяженность массива составляет около 60 км при ширине 20 км. В северной части граниты прорывают вулканогенно-осадочные образования неклинской толщи. В остальном массив перекрыт кайнозойскими рыхлыми отложениями Амуро-Зейской депрессии, в связи с чем, его истинные размеры остаются неопределенными.

На геологической карте последнего поколения [5] массив отнесен к ордовикскому гранодиорит-гранитному октябрьскому комплексу. В то же время, как будет показано ниже, граниты массива горы Медведка имеют позднедевонский возраст.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

Определение содержаний породообразующих элементов в породах выполнено рентгенофлуоресцентным методом в Институте геологии и природопользования ДВО РАН (г. Благовещенск) на рентгеновском спектрометре Pioneer 4S, а микроэлементов (Li, Ga, Rb, Sr, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Y, Nb, Ta, Zr, Th, U, Pb, Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn) методом ICP-MS 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 содержаний породообразующих и микроэлементов составила 3–10 %.

U-Pb геохронологические исследования (ID-TIMS) выполнены в Геологическом институте КНЦ РАН (г. Апатиты). Выделение циркона проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей и магнитной сепарации. Выбранные для U-Pb геохронологических исследований кристаллы циркона подвергались многоступенчатому удалению поверхностных загрязнений в спирте, ацетоне и 1 M

HNO_3 . Химическое разложение циркона и выделение U и Pb выполнялись по модифицированной методике Т.Е. Кроу [19]. Определения изотопного состава Pb и U выполнены на масс-спектрометре Finnigan MAT-262 (RPQ) в статическом режиме. Для изотопных исследований использовался смешанный изотопный индикатор $^{208}\text{Pb}\text{--}^{235}\text{U}$. Точность определения U/Pb отношений и содержаний U и Pb составила 0.5 %. Холостое загрязнение не превышало 80 пг Pb и 40 пг U. Все изотопные отношения исправлены на величину масс-фракционирования ($0.12 \pm 0.04 \%$), рассчитанную для параллельных анализов стандартов SRM-981 и SRM-982. Обработка экспериментальных данных проводилась при помощи программ «PbDAT» [22] и «Isoplot v. 4.15» [23]. При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана [28]. Поправки на обычный свинец введены в соответствии с модельными величинами [27]. Все ошибки приведены на уровне 2σ .

Sm-Nd изотопно-геохимические исследования выполнены в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург). Изотопные составы Sm и Nd измерены на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON TI в статическом режиме. Измеренные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ нормализованы к отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ и приведены к отношению $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511860$ в Nd стандарта La Jolla. Средневзвешенное значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в Nd стандарте La Jolla за период измерений составило 0.51144 ± 10 ($n = 12$). Точность определения концентраций Sm и Nd составила $\pm 0.5 \%$, изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} - \pm 0.5 \%$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - \pm 0.005 \%$ (2σ). Уровень холостого опыта – 0.05–0.2 нг Sm, 0.1–0.5 нг Nd. При расчете величин $\epsilon_{\text{Nd}(0)}$ и $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ использованы современные значения CHUR по [18] ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$).

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНИТОИДОВ

В строении массива горы Медведка преобладают слабогнейсовидные гастингсит-биотитовые граниты. Главными породообразующими минералами гранитов являются калиевый полевой шпат – микроклин, микроклин-микропертит (30–35 %), кварц (25–30 %), плагиоклаз – альбит (25–30 %) (рис. 2, а). Темноцветные минералы представлены амфиболом (5–7 %) и биотитом (3–5 %). За счет окраски микроклина породы имеют розовато-серый оттенок. Структура гипидиоморфнозернистая, гранитовая, мелко-среднезернистая. По составу амфиболы близки к гастингситу и ферроэдентиту (рис. 2, б). Акцессорные минералы: циркон, сфен, апатит, ильменит, гидроксиды железа. Среди вторичных изменений отмечаются серицити-

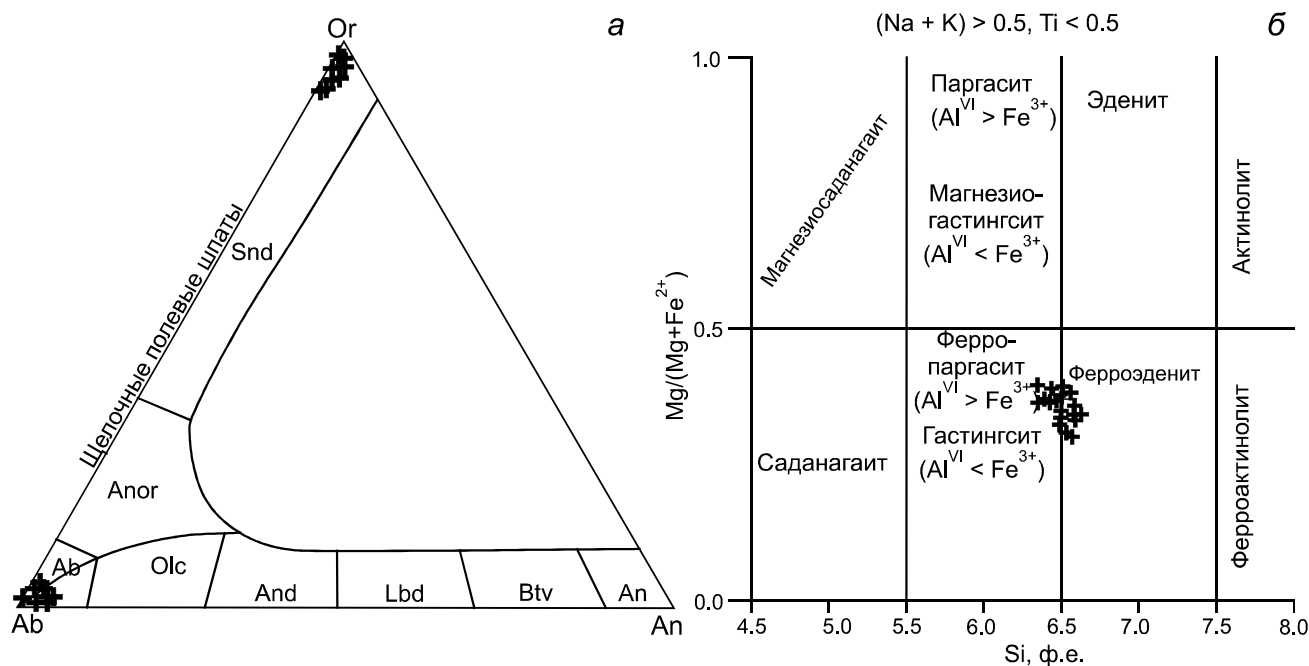


Рис. 2. Положение фигуративных точек состава порообразующих минералов гастингсит-биотитовых гранитов массива горы Медведка (обр. Z-82-6).

a – составы полевых шпатов на диаграмме Ab–Or–An [13]; *б* – составы амфиболов на диаграмме Si–Mg/(Mg+Fe²⁺), ф.е. (количество атомов на формульную единицу) [21]. Сокращения: Ab – альбит, An – анортит, Or – ортоклаз, And – андезин, Anor – анортоклаз, Btv – битовнит, Olc – олигоклаз, Lbd – лабрадор, Snd – санидин.

зация плагиоклазов, пелитизация калиевых полевых шпатов.

По соотношению SiO₂ (73.64–74.39 мас. %) и K₂O + Na₂O (8.68–8.91 мас. %) гастингсит-биотитовые граниты массива горы Медведка соответствуют умеренно-щелочным породам (рис. 3, *a*, табл. 1). Согласно классификации Б.Р. Фроста с соавторами [16], исследуемые породы отвечают щелочно-известковым образованиям (рис. 3, *б*). На диаграмме Al₂O₃/(CaO + Na₂O + K₂O) – Al₂O₃/(Na₂O + K₂O) [24] фигуративные точки состава гранитов лежат в поле пород, слабо пересыщенных щелочами (рис. 3, *в*), на диаграмме SiO₂ – FeO*/(FeO* + MgO) [16] – в поле железистых (рис. 3, *г*).

Для гранитов массива горы Медведка характерны высокие содержания редкоземельных элементов ($\Sigma\text{REE} = 147\text{--}299$ г/т) при умеренно дифференцированном спектре распределения лантаноидов ($[\text{La}/\text{Yb}]_n = 2.30\text{--}5.61$) и четко проявленной отрицательной европиевой аномалии ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.21\text{--}0.25$) (рис. 4, *a*). Анализ спайдер-диаграммы свидетельствует о том, что в рассматриваемых гранитах концентрации большинства микроэлементов близки к таковым в верхней континентальной коре. Отчетливый дефицит отмечается лишь для Sr, Sc, Co, V, Ni (рис. 4, *б*).

Результаты Sm–Nd изотопных исследований гранитов массива горы Медведка приведены в таблице 2. Обращает на себя внимание, что исследуемым породам свойственны высокие величины отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1463\text{--}0.1481$ и положительные значения $\varepsilon_{\text{Nd}(t)} = +3.0\text{...}+4.1$.

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Циркон, выделенный из гастингсит-биотитовых гранитов (обр. Z-82), представлен идиоморфными и субидиоморфными прозрачными короткопризматическими трещиноватыми кристаллами бледно-коричневого цвета. Основными элементами огранки являются грани призмы {110} и дипирамиды {111} (рис. 5). Поверхность граней кристаллов ровная, ребра незначительно сглажены, характерно наличие твердофазных включений. В режиме катодолюминесценции в цирконе наблюдается как грубая, так и тонкая зональность роста. Размер зерен циркона изменяется от 50 до 100 мкм; $K_{\text{удл.}} = 1.5\text{--}2.0$. Для проведения U–Pb геохронологических исследований были использованы четыре навески кристаллов циркона, наименее трещиноватых и без видимых включений, отобранные из размерных фракций от 100 до 75 мкм, > 75 мкм, от 75 до 50 мкм и < 50 мкм (табл. 3). Точки изотопного

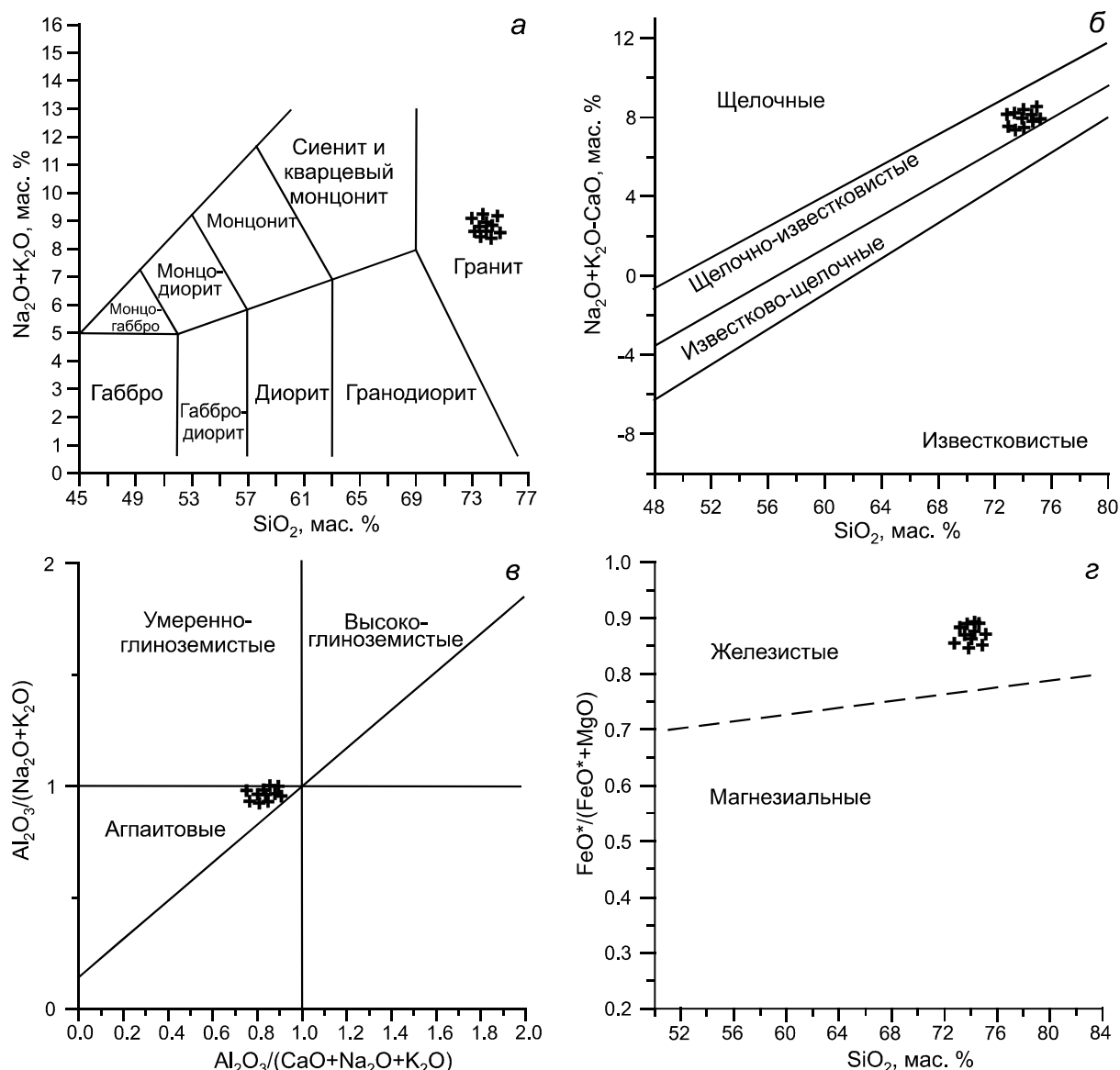


Рис. 3. Положение фигуративных точек состава гастингсит-биотитовых гранитов массива горы Медведка на диаграммах. а – $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$, в мас. % [20]; б – $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO})$, в мас. % [16]; в – $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$, в мол. кол. [24]; г – $\text{SiO}_2 - \text{FeO}^* / (\text{FeO}^* + \text{MgO})$, в мас. % [16]. FeO^* – суммарное железо в форме FeO .

состава циркона всех четырех фракций располагаются вблизи конкордии, находясь в пределах аналитической ошибки в интервале по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ от 378 до 380 млн лет (табл. 3, рис. 6). Нижнее пересечение дискордии, проведенной через все точки измеренных фракций циркона, с конкордией соответствует возрасту 378 ± 3 млн лет (СКВО = 1.18, вероятность конкордантности 0.31). Морфологические особенности циркона, наличие в нем осцилляторной зональности позволяют сделать вывод об его магматическом происхождении, в связи с чем, возраст 378 ± 3 млн лет принимается нами в качестве оценки возраста кри-

сталлизации гастингсит-биотитовых гранитов массива горы Медведка.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Как следует из полученных нами результатов, возраст гастингсит-биотитовых гранитов массива горы Медведка составляет 378 ± 3 млн лет, что по стратиграфической шкале соответствует позднему девону. Согласно существующим представлениям [1, 3, 11 и др.], ЮМХОП формировался с ордовика по раннюю пермь. При этом, как было показано во введении, в строении пояса известны позднеордовикские,

Таблица 1. Химический состав представительных образцов гастингсит-биотитовых гранитов массива горы Медведка.

| Образец/ Компоненты | Z-82 | Z-82-1 | Z-82-2 | Z-82-3 | Z-82-4 | Z-82-5 | Z-82-6 | Z-82-7 | Z-82-8 | Z-82-9 | Z-82-10 |
|----------------------------------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|---------|
| SiO ₂ | 73.77 | 73.93 | 73.76 | 73.83 | 73.94 | 74.32 | 73.64 | 73.89 | 74.39 | 73.88 | 73.76 |
| TiO ₂ | 0.23 | 0.23 | 0.23 | 0.21 | 0.20 | 0.22 | 0.23 | 0.23 | 0.22 | 0.22 | 0.23 |
| Al ₂ O ₃ | 11.74 | 11.77 | 11.74 | 12.29 | 11.84 | 11.77 | 12.30 | 11.62 | 11.74 | 11.82 | 11.81 |
| Fe ₂ O ₃ * | 3.02 | 2.87 | 3.20 | 2.73 | 2.83 | 2.63 | 2.97 | 3.29 | 2.63 | 2.95 | 3.22 |
| MnO | 0.04 | 0.04 | 0.03 | 0.03 | 0.04 | 0.04 | 0.04 | 0.05 | 0.03 | 0.04 | 0.04 |
| MgO | 0.44 | 0.44 | 0.42 | 0.37 | 0.42 | 0.42 | 0.39 | 0.44 | 0.43 | 0.41 | 0.41 |
| CaO | 1.18 | 1.19 | 0.96 | 1.01 | 1.06 | 1.09 | 1.07 | 1.17 | 1.09 | 1.11 | 1.04 |
| Na ₂ O | 4.45 | 4.18 | 3.93 | 4.76 | 4.43 | 4.32 | 4.71 | 4.21 | 4.07 | 4.69 | 4.44 |
| K ₂ O | 4.45 | 4.56 | 4.92 | 4.09 | 4.46 | 4.52 | 4.20 | 4.47 | 4.69 | 4.22 | 4.29 |
| P ₂ O ₅ | 0.05 | 0.04 | 0.03 | 0.04 | 0.04 | 0.03 | 0.04 | 0.04 | 0.03 | 0.04 | 0.03 |
| ППП | 0.12 | 0.13 | 0.29 | 0.10 | 0.17 | 0.10 | 0.09 | 0.15 | 0.12 | 0.11 | 0.29 |
| Сумма | 99.49 | 99.38 | 99.51 | 99.46 | 99.43 | 99.46 | 99.68 | 99.56 | 99.44 | 99.49 | 99.56 |
| Li | 4.1 | 4.2 | 19.2 | 4.0 | 6.1 | 4.9 | 3.8 | 6.3 | 5.0 | 4.3 | 5.4 |
| Ga | 23.16 | 22.52 | 21.51 | 21.65 | 23.22 | 21.54 | 22.25 | 22.49 | 22.00 | 22.93 | 22.42 |
| Rb | 145 | 137 | 175 | 142 | 136 | 141 | 143 | 134 | 157 | 144 | 131 |
| Sr | 27 | 26 | 30 | 28 | 27 | 24 | 26 | 28 | 22 | 26 | 23 |
| Cs | 0.45 | 0.54 | 1.14 | 0.42 | 0.88 | 0.77 | 0.37 | 0.51 | 0.59 | 0.38 | 0.59 |
| Ba | 359 | 283 | 328 | 298 | 315 | 257 | 340 | 329 | 300 | 312 | 276 |
| La | 55.50 | 40.26 | 23.34 | 47.17 | 25.26 | 24.86 | 47.06 | 28.20 | 52.33 | 44.90 | 52.10 |
| Ce | 83.42 | 60.10 | 39.15 | 53.10 | 39.27 | 37.86 | 46.67 | 55.94 | 79.60 | 83.99 | 56.90 |
| Pr | 15.72 | 12.89 | 7.65 | 13.44 | 8.28 | 8.09 | 14.41 | 10.41 | 14.99 | 13.04 | 15.54 |
| Nd | 64.52 | 53.56 | 32.96 | 54.04 | 36.05 | 36.27 | 58.66 | 46.08 | 60.80 | 54.82 | 62.48 |
| Sm | 15.88 | 14.05 | 9.26 | 13.00 | 10.58 | 10.54 | 14.63 | 13.63 | 14.70 | 13.73 | 15.34 |
| Eu | 1.18 | 1.09 | 0.80 | 1.02 | 0.90 | 0.87 | 1.11 | 1.06 | 1.12 | 1.05 | 1.10 |
| Gd | 18.00 | 15.82 | 9.86 | 14.42 | 12.61 | 12.44 | 15.99 | 16.08 | 16.28 | 16.22 | 16.59 |
| Tb | 2.94 | 2.72 | 1.67 | 2.37 | 2.23 | 2.11 | 2.64 | 2.82 | 2.60 | 2.66 | 2.76 |
| Dy | 17.84 | 16.62 | 9.96 | 14.18 | 14.08 | 13.11 | 15.98 | 17.47 | 15.75 | 16.16 | 16.52 |
| Ho | 3.63 | 3.38 | 1.90 | 2.86 | 2.94 | 2.67 | 3.23 | 3.61 | 3.04 | 3.29 | 3.18 |
| Er | 10.11 | 9.46 | 5.20 | 8.06 | 8.46 | 7.40 | 9.06 | 10.25 | 8.28 | 9.36 | 8.71 |
| Tm | 1.35 | 1.26 | 0.68 | 1.07 | 1.16 | 0.97 | 1.21 | 1.44 | 1.09 | 1.26 | 1.14 |
| Yb | 7.79 | 7.38 | 3.90 | 6.19 | 6.96 | 5.49 | 7.09 | 8.33 | 6.33 | 7.53 | 6.66 |
| Lu | 1.00 | 0.96 | 0.50 | 0.82 | 0.94 | 0.71 | 0.94 | 1.14 | 0.81 | 0.97 | 0.84 |
| Y | 92 | 79 | 58 | 73 | 77 | 72 | 82 | 78 | 77 | 80 | 73 |
| Nb | 20 | 17 | 13 | 18 | 19 | 17 | 19 | 19 | 17 | 18 | 18 |
| Ta | 1.74 | 1.46 | 0.92 | 1.32 | 1.57 | 1.14 | 1.41 | 5.11 | 1.53 | 1.93 | 1.63 |
| Zr | 394 | 419 | 408 | 411 | 374 | 340 | 437 | 384 | 406 | 403 | 431 |
| Th | 7.68 | 8.95 | 9.29 | 7.40 | 11.94 | 6.67 | 8.06 | 9.76 | 10.25 | 8.36 | 8.01 |
| U | 0.98 | 1.22 | 0.98 | 0.82 | 1.51 | 1.08 | 1.02 | 1.62 | 1.22 | 1.11 | 0.98 |
| Pb | 13 | 14 | 14 | 13 | 17 | 13 | 13 | 16 | 18 | 15 | 14 |
| Cu | 9 | 13 | 10 | 9 | 10 | 10 | 9 | 12 | 5 | 9 | 9 |
| Zn | 129 | 98 | 103 | 92 | 95 | 82 | 109 | 87 | 124 | 108 | 94 |
| Sc | 2.4 | 2.1 | 1.4 | 2.0 | 1.6 | 1.5 | 2.1 | 2.4 | 1.6 | 1.8 | 1.8 |
| V | 6.1 | 5.1 | 4.2 | 5.6 | 4.7 | 4.6 | 5.9 | 6.1 | 3.9 | 5.5 | 4.9 |
| Cr | 85 | 47 | 88 | 89 | 79 | 106 | 88 | 90 | 64 | 94 | 101 |
| Co | 1.3 | 0.9 | 1.2 | 1.2 | 1.1 | 1.0 | 1.3 | 1.4 | 1.0 | 1.4 | 1.3 |
| Ni | 5.5 | 3.1 | 5.4 | 5.1 | 4.5 | 3.5 | 8.1 | 4.7 | 8.9 | 5.9 | 5.3 |

Примечание. Содержания главных элементов приведены в мас. %, элементов-примесей – в г/т. Fe₂O₃* – общее железо в форме Fe₂O₃.

раннесилурийские, позднекаменноугольные и позднепермские магматические образования различной тектонической природы [6, 17, 30, 33, 34]. В этой связи позднедевонские гастингсит-биотитовые граниты массива горы Медведка являются отражением ранее не известного этапа формирования ЮМХОП.

Для определения наиболее вероятной геодинамической обстановки формирования гранитоидов предложены многочисленные методические приемы, основанные на петро- и геохимических особенностях пород [2, 12, 15, 32]. Безусловно, что к таким приемам следует относиться весьма осторожно и учитывать в

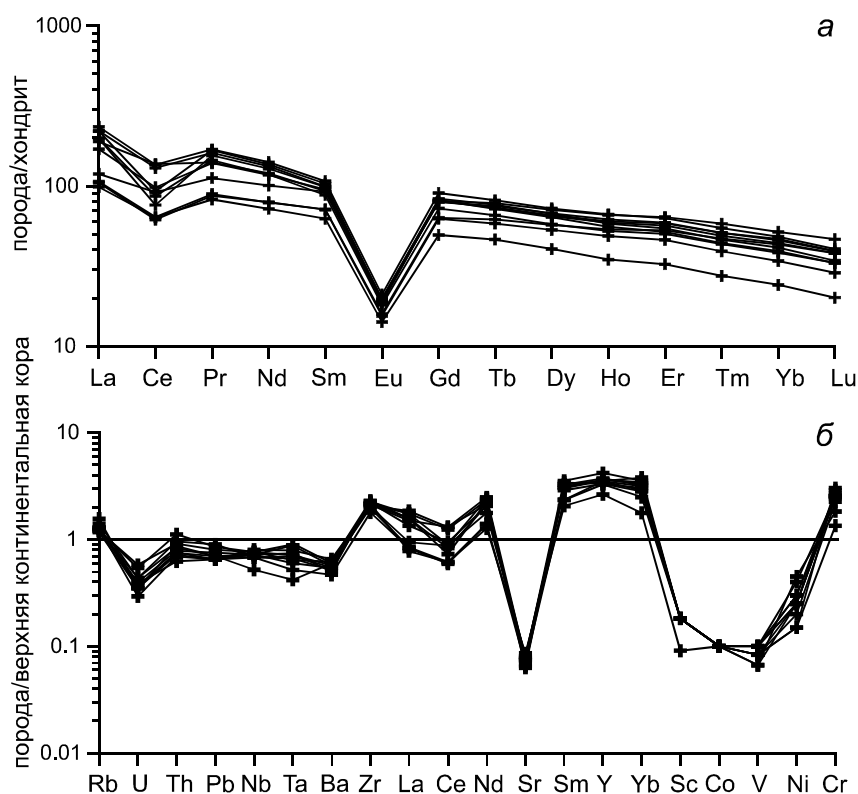


Рис. 4. Графики распределения редкоземельных элементов (а) и мультиэлементные диаграммы (б) для гастингсит-биотитовых гранитов массива горы Медведка. Состав хондрита – по [25], верхней континентальной коры – по [29].

Таблица 2. Результаты Sm-Nd изотопно-геохимических исследований гастингсит-биотитовых гранитов массива горы Медведка.

| Образец | Возраст, млн лет | Sm, г/г | Nd, г/г | $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ | $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}^* (\pm 2\sigma_{\text{изм.}})$ | $\varepsilon_{\text{Nd}(0)}$ | $\varepsilon_{\text{Nd}(t)}$ | $t_{\text{Nd(DM)}}^{**}$ млрд лет |
|---------|------------------|---------|---------|-----------------------------------|---|------------------------------|------------------------------|-----------------------------------|
| Z-82 | 378 | 15.27 | 63.09 | 0.1463 | 0.512669 ± 1 | 0.6 | 3.0 | 1090 |
| Z-82-6 | 378 | 14.68 | 59.94 | 0.1481 | 0.512730 ± 1 | 1.8 | 4.1 | 979 |

Примечание. * – величина ошибки (2σ) соответствует последним значащим цифрам; ** – величина имеет справочный характер ввиду высокой величины отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$.

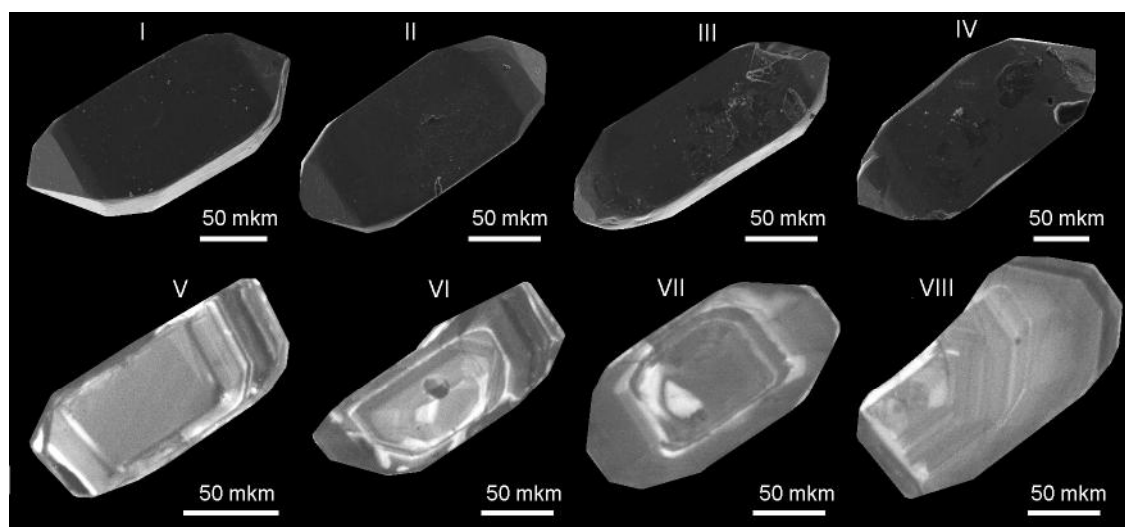


Рис. 5. Микрофотографии кристаллов циркона из гастингсит-биотитового гранита массива горы Медведка (обр. Z-82), выполненные в режиме вторичных электронов (I–IV) и в режиме катодолуминесценции (V–VIII).

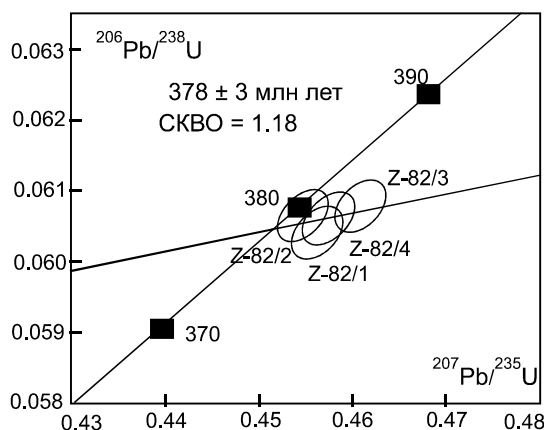


Рис. 6. Диаграмма с конкордией для циркона из гастингсит-биотитового гранита массива горы Медведка (обр. Z-82).

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

совокупности с другими критериями. Но для слабо изученных объектов, в том числе для ЮМХОП, указанные приемы являются единственными источниками информации о тектонических условиях формирования магматических комплексов.

Обратившись к петрохимическим особенностям гастингсит-биотитовых гранитов массива горы Медведка, следует обратить внимание на высокую величину $(\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})) > 0.86$, что свойственно «железистым» гранитам А-типа, по [16]. По соотношению $(\text{CaO} + \text{Al}_2\text{O}_3)$ и Al_2O_3 , с одной стороны (рис. 7, а), и $\text{CaO}/(\text{FeO}^* + \text{MgO} + \text{TiO}_2)$, с другой (рис. 7, б), исследуемые граниты также проявляют отчетливое сходство с гранитами А-типа. Принимая же во внимание соотношения $(\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}))$ с $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O})$ (рис. 7, в) и Al_2O_3 (рис. 7, г), можно сделать вывод о соответствии гранитов массива горы Медведка окисленным гранитам А-типа. По составу граниты массива горы Медведка на диаграмме (рис. 8), предложенной А.В. Гребенниковым [2], отвечают гранитам А₂-типа. К аналогичному выводу приводит и анализ положения фигуративных точек исследуемых гранитов на диаграммах Г. Эби [15] (рис. 9).

В целом, резюмируя данные о вещественном составе гранитов массива горы Медведка, следует отметить следующие их особенности: 1) присутствие железистых силикатов (в частности, амфибола ряда гастингсит-феррозенит); 2) высокий индекс железистости $(\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})) > 0.86$, низкие концентрации Al_2O_3 (11.62–12.30 мас. %), CaO (0.96–1.19 мас. %), MgO (0.37–0.44 мас. %); 3) высокие содержания Nb (13–20 г/т), Ga (21–23 г/т), Y (58–92 г/т) при дефиците

Таблица 3. Результаты U-Pb геохронологических исследований циркона из гастингсит-биотитовых гранитов массива горы Медведка (обр. Z-82).

| № обр./ № фракции | Размер фракции, μм, навеска, мг | Содержание, г/т | | Изотопные отношения | | | | | | Rho | Возраст, млн лет | | | |
|----------------------|---------------------------------------|--------------------|-----|-------------------------------------|-------------------------------------|-------------------------------------|----------------------------------|----------------------------------|----------------------------------|------|----------------------------------|----------------------------------|-----------------------------------|--|
| | | Pb | U | $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}^*$ | $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$ | $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$ | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ | $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ | $^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ | | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ | $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ | $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ | |
| Z-82/1 | -100+75, 0.2 | 22.1 | 343 | 355 | 0.09537 ± 6 | 0.1618 ± 1 | 0.0604 ± 15 | 0.4565 ± 31 | 0.53 | 0.53 | 378 ± 2 | 382 ± 4 | 404 ± 4 | |
| Z-82/2 | +75, 0.3 | 46.1 | 705 | 665 | 0.07608 ± 7 | 0.1722 ± 2 | 0.06065 ± 12 | 0.4548 ± 36 | 0.48 | 0.48 | 380 ± 1 | 381 ± 3 | 387 ± 7 | |
| Z-82/3 | -75+50, 1.0 | 32.9 | 512 | 965 | 0.06997 ± 7 | 0.1473 ± 2 | 0.06079 ± 11 | 0.4609 ± 32 | 0.42 | 0.42 | 380 ± 1 | 385 ± 3 | 412 ± 3 | |
| Z-82/4 | -50, 0.3 | 24.6 | 363 | 434 | 0.08797 ± 9 | 0.2142 ± 4 | 0.06061 ± 24 | 0.4575 ± 68 | 0.48 | 0.48 | 379 ± 2 | 382 ± 6 | 402 ± 9 | |

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

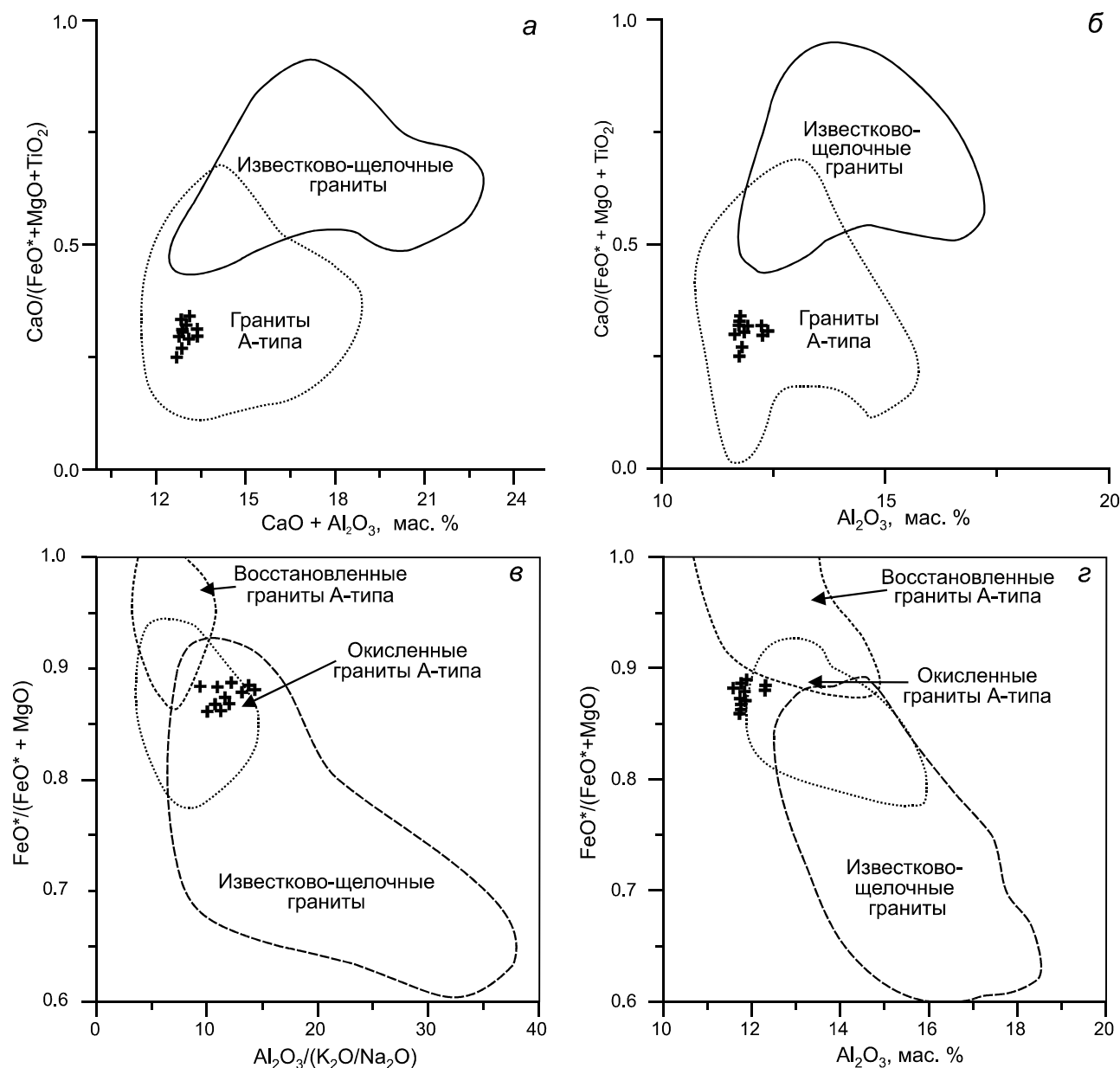


Рис. 7. Положение фигуративных точек состава гастингсит-биотитовых гранитов массива горы Медведка на диаграммах. а – $(\text{CaO} + \text{Al}_2\text{O}_3) - (\text{CaO}/(\text{FeO}^* + \text{MgO} + \text{TiO}_2))$, в мас. %; б – $\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{CaO}/(\text{FeO}^* + \text{MgO} + \text{TiO}_2))$, в мас. %; в – $(\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})) - (\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}))$, в мас. %; г – $\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}))$, в мас. %, [16]. FeO^* – суммарное железо в форме FeO .

Sr (22–30 г/т), Eu (0.80–1.18 г/т); 4) мантийные Nd-изотопные метки, выражающиеся в положительных значениях $\varepsilon_{\text{Nd}(t)}$ (+3.0...+4.1); 5) высокие значения отношения Y/Nb (4.05–4.65). Все это в совокупности указывает на то, что гастингсит-биотитовые граниты массива горы Медведка следует относить к гранитам A_2 -типа.

Переходя к тектонической интерпретации, еще раз отметим, что геохимические критерии определения геодинамической обстановки формирования гра-

нитоидов достаточно условны. В частности, граниты A_2 -типа встречаются в различных геодинамических обстановках (см. обзоры в [2, 14, 16, 31, 32 и др.]). Помимо широко распространенной точки зрения, согласно которой граниты этого типа образуются в поздней и постколлизийной обстановках, в последние годы убедительно показано, что они формируются также при смене геодинамической обстановки субдукции на сдвиговое перемещение литосферных плит, что соответствует понятию трансформная континентальная

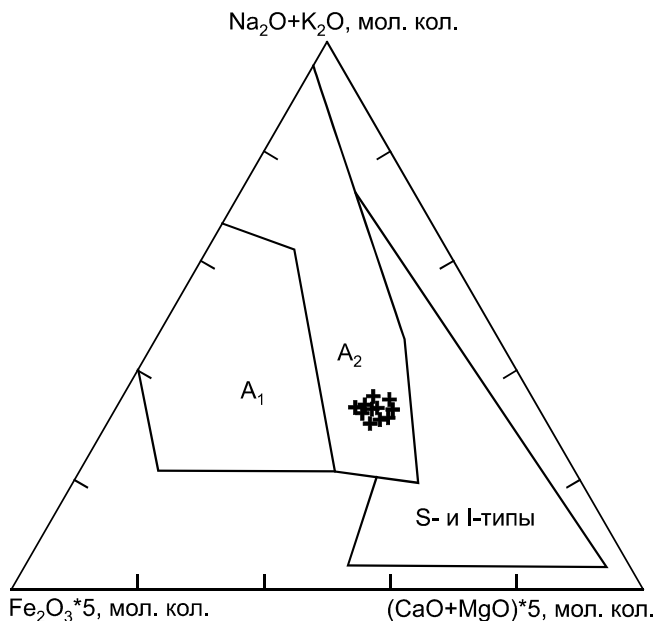


Рис. 8. Положение фигуративных точек состава гастингсит-биотитовых гранитов массива горы Медведка на диаграмме $(\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 5) - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - ((\text{CaO} + \text{MgO}) \cdot 5)$, в мол. кол. [2].

A1 – кислые магматические ассоциации внутриплитных геодинамических обстановок: океанических островов и континентальных рифтов, A2 – кислые магматические ассоциации, проявленные в геодинамических условиях внутри- и окраино-континентального типов, S- и I – синколлизийные граниты вулканических дуг и континентальных окраин.

окраина [10]. Яркими примерами последних являются гранитоиды тихоокеанской окраины Азии, зоны Калифорнийского залива (см. обзор в [2]).

С учетом этих, а также геологических данных, рассмотрим наиболее вероятную геодинамическую обстановку формирования гастингсит-биотитовых гранитов массива горы Медведка.

Как было показано выше, к наиболее древним образованиям ЮМХОП, вероятно, относятся позднеордовикские и раннесилурийские островодужные вулканы [17, 34], позднеордовикские толеитовые габбро [6], раннесилурийские гранодиориты [7], а также вулканогенно-осадочные отложения (неклинская и дагмарская толщи), в которых наиболее молодая популяция цирконов имеет ордовикский возраст [9]. По нашему представлению, все эти породы сформировались на начальном этапе (или этапах) субдукционных процессов в истории ЮМХОП.

Позднедевонские гастингсит-биотитовые граниты массива горы Медведка отражают следующий этап формирования ЮМХОП. Используя геохимические критерии, в качестве возможных вариантов можно предполагать обстановки коллизии или скольжения (трансформной континентальной окраины). Однако с учетом того, что коллизионные процессы случились существенно позже (в ранней перми, см. ниже), первый вариант интерпретации отпадает.

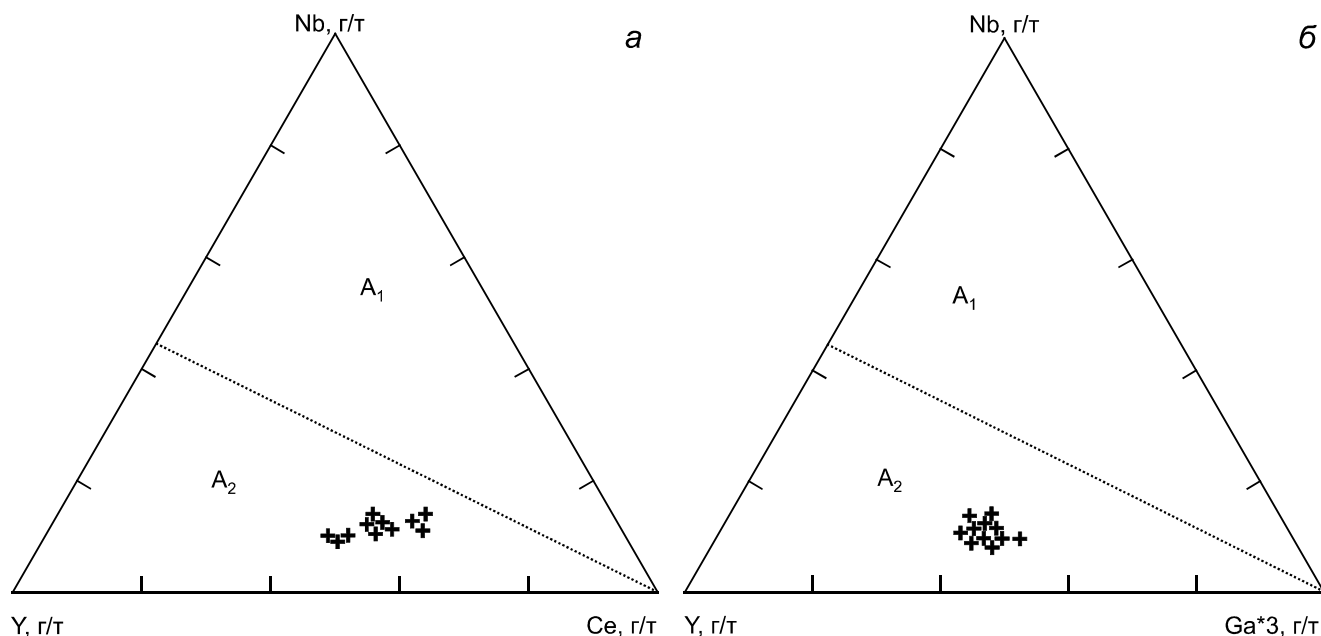


Рис. 9. Положение фигуративных точек состава гастингсит-биотитовых гранитов массива горы Медведка на диаграммах (а) Y – Nb – Ce, в г/г; (б) Y – Nb – Ga*3, в г/г [15].

A1 – кислые магматические породы, сформированные за счет базальтового источника океанических островов внутриплитного или рифтового окружения, A2 – кислые магматические породы, сформированные за счет базальтового источника островных дуг и континентальных окраин или корового источника тоналитов и гранодиоритов, или частичным плавлением коры.

Следующий этап эволюции ЮМХОП пришелся на поздний карбон и выразился в интрузиях габбро и мафических дайках над зоной субдукции [26].

Наконец, финальный этап формирования ЮМХОП приходится на раннюю пермь и фиксируется син- или постколлизийными щелочными гранитами [30, 33]. На завершение коллизийных процессов указывает также присутствие в пределах этого пояса пермских отложений с континентальной флорой [4].

ВЫВОДЫ

Полученные в ходе проведенных исследований результаты позволяют сформулировать следующие выводы:

- 1). Возраст гастингсит-биотитовых гранитов массива Медведка составляет 378 ± 3 млн лет;
- 2). Минералогические и геохимические особенности позволяют относить эти граниты к гранитам A_2 -типа;
- 3). Позднедевонские граниты массива Медведка, вероятнее всего, отражают проявление обстановки трансформной континентальной окраины в истории формирования Южно-Монгольско-Хинганского орогенного пояса.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят сотрудников Аналитического центра Института геологии и природопользования ДВО РАН (А.И. Палажченко, В.И. Рождествину, Е.С. Сапожник, Е.В. Ушакову), Института тектоники и геофизики ДВО РАН (В.Е. Зазулину, Е.М. Голубеву, А.В. Штареву), Института геологии и геохронологии докембрия РАН (В.П. Ковача) за выполнение аналитических исследований. Авторы признательны рецензентам А.В. Гребенникову и А.Б. Котову за конструктивные замечания и дискуссию.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
2. Гребенников А.В. Гранитоиды А-типа: проблемы диагностики, формирования и систематики // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 9. С. 1356–1373. <https://doi.org/10.15372/GiG20140903>
3. 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.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.
4. Петрук Н.Н., Волкова Ю.Р. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1 000 000. Лист М-52 (Благовещенск). Третье поколение. Дальневосточная серия / Ред. А.С. Вольский. СПб.: ВСЕГЕИ, 2006.
5. Сережников А.Н., Волкова Ю.Р. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1 000 000. Лист N-52 (Зея). Третье поколение. Дальневосточная серия / Ред. А.С. Вольский. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007.
6. Смирнов Ю.В., Сорокин А.А., Кудряшов Н.М. Раннепалеозойские габбро-амфиболиты в строении Буреинского террейна восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса: первые геохронологические данные и тектоническая позиция // Докл. АН. 2012. Т. 445, № 1. С. 55–60. <https://doi.org/10.1134/S1028334X12070094>
7. Смирнов Ю.В., Сорокин А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Яковлева С.З., Гороховский Б.М. Раннепалеозойская монодиорит-гранодиоритная ассоциация северо-восточного фланга Южно-Монгольско-Хинганского орогенного пояса (Нора-Сухотинский террейн): возраст, тектоническая позиция // Тихоокеан. геология. 2016. Т. 35, № 2. С. 49–57. <https://doi.org/10.1134/S1819714016020068>
8. Смирнов Ю.В., Сорокин А.А. Геохимические и Sm-Nd изотопно-геохимические особенности метавулканитов, диабазов и метагабброидов северо-восточного фланга Южно-Монгольско-Хинганского орогенного пояса // Докл. АН. 2017. Т. 474, № 2. С. 220–225. <https://doi.org/10.7868/S0869565217140171>
9. Сорокин А.А., Смирнов Ю.В., Смирнова Ю.Н. Геохимические особенности и источники кластического материала палеозойских терригенных отложений северо-восточного фланга Южно-Монгольско-Хинганского орогенного пояса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2017. Т. 25, № 2. С. 27–48. <https://doi.org/10.7868/S0869592X17010057>
10. Ханчук А.И., Голозубов В.В., Мартынов Ю.А., Симаненко В.П. Раннемеловая и палеогеновая трансформные континентальные окраины (калifornийский тип) Дальнего Востока России // Тектоника Азии. М.: ГЕОС, 1997. С. 240–243.
11. Badarch G., Cunningham W.D., Windley B.F. A new terrane subdivision for Mongolia: implications for the Phanerozoic crustal growth of Central Asia // J. Asian Earth Sci. 2002. V. 21, Is. 1. P. 87–110. [https://doi.org/10.1016/S1367-9120\(02\)00017-2](https://doi.org/10.1016/S1367-9120(02)00017-2)
12. Dall'Agnol R., Oliveira D.C. Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajas, Brasil: implications for classification and petrogenesis of A-type granites // Lithos. 2007. V. 93, Is. 3–4. P. 215–233. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.03.065>
13. Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. Rock-forming minerals. London: Longmans, 1963. V. 2. 379 p.
14. Eby G.N. The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis // Lithos. 1990. V. 26, Is. 1–2. P. 115–134. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(90\)90043-Z](https://doi.org/10.1016/0024-4937(90)90043-Z)
15. Eby G.N. Chemical subdivision of A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications // Geology. 1992. V. 20. P. 641–644. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020<0641:CSOTAT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0641:CSOTAT>2.3.CO;2)
16. Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. A geochemical classification of granitic rocks // J. Petrol. 2001. V. 42, Is. 11. P. 2033–2048. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033>
17. Guo F., Fan W.M., Li C.W., Miao L.C., Zhao L. Early Paleozoic subduction of the Paleo-Asian Ocean: geochronological

- and geochemical evidence from the Dashizhaibasalts, Inner Mongolia // *Sci. China D-Earth Sci.* 2009. V. 52, N 7. P. 940–951. <https://doi.org/10.1007/s11430-009-0083-2>
18. Jakobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd isotopic evolution of chondrites and achondrites // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1984. V. 67, Is. 2. P. 137–150. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(84\)90109-2](https://doi.org/10.1016/0012-821X(84)90109-2)
 19. 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, Is. 3. P. 485–494. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(73\)90213-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(73)90213-5)
 20. Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B., Le Bas M.J., Bonin B., Bateman P., Bellieni G., Dudek A., Efremova S., Keller J., Lamere J., Sabine P. A., Schmid R., Sorensen H., Wool A.R. *Igneous rocks. A Classification and Glossary of Terms // Recommendation of the International Union of Geological Science Subcommittee on the systematics of igneous rocks.* Cambridge University Press., 2002. 254 p. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511535581>
 21. Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whittaker E.J.W., Youzhi G. Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names // *Can. Mineral.* 1997. V. 35. P. 219–246.
 22. Ludwig K.R. PbDat for MS-DOS, version 1.21 // U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 88-542. 1991. 35 p.
 23. Ludwig K.R. Isoplot 3.6. A geochronological toolkit for Microsoft Excel: Berkeley Geochronology Center Spec. Publ. 2008. N. 4. P. 1–77.
 24. Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1989. V. 101. P. 635–643. [http://dx.doi.org/10.1130/0016-7606\(1989\)101<0635:TDOG>2.3.CO;2](http://dx.doi.org/10.1130/0016-7606(1989)101<0635:TDOG>2.3.CO;2)
 25. McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // *Chem. Geology.* 1995. V. 120, Is. 3–4. P. 223–253. [http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)
 26. Miao L.C., Fan W.M., Liu D.Y., Zhang F., Shi Y., Guo F. Geochronology and geochemistry of the Hegenshan ophiolitic complex: implications for late stage tectonic evolution of the Inner Mongolia-Daxinganling Orogenic Belt, China // *J. Asian Earth Sci.* 2008. V. 32, Is. 5–6. P. 348–370. <https://doi.org/10.1016/j.jseas.2007.11.005>
 27. Stacey J.S., Kramers I.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1975. V. 26, Is. 2. P. 207–221. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(75\)90088-6](https://doi.org/10.1016/0012-821X(75)90088-6)
 28. Steiger R.H., Jager E. Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1977. V. 36, Is. 3. P. 359–362. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(77\)90060-7](https://doi.org/10.1016/0012-821X(77)90060-7)
 29. Taylor S.R., McLennan S.M. *The continental crust: Its composition and evolution.* Blackwell: Sci. Publ. 1985. P. 312.
 30. Tong Y., Wang T., Jahn B.M., Sun M., Hong D.W., Gao J.F. Post-accretionary Permian granitoids in the Chinese Altai orogen: geochronology, petrogenesis and tectonic implications // *Am. J. Sci.* 2014. V. 314, N 1. P. 80–109. <https://doi.org/10.2475/01.2014.03>
 31. Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // *Contr. Miner. Petrol.* 1987. V. 95, Is. 4. P. 407–419. <https://doi.org/10.1007/BF00402202>
 32. Whalen J.B., Hildebrand R.H. Trace element discrimination of arc, slab failure, and A-type granitic rocks // *Lithos.* 2019. V. 348–349. P. 1–19. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.105179>
 33. Wu F.Y., Sun D.Y., Li H.M., Jahn B.M., Wilde S. A-type granites in north-eastern China: age and geochemical constraints on their petrogenesis // *Chem. Geol.* 2002. V. 187, Is. 1–2. P. 143–173. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(02\)00018-9](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(02)00018-9)
 34. Wu G., Chen Y.C., Sun F.Y., Liu J., Wang G., Xu B. Geochronology, geochemistry, and Sr-Nd-Hf isotopes of the early Paleozoic igneous rocks in the Duobaoshan area, NE China, and their geological significance // *J. Asian Earth Sci.* 2015. V. 97, P. B. P. 229–250. <https://doi.org/10.1016/j.jseas.2014.07.031>

Рекомендована к печати Л.И. Попеко

после доработки 10.08.2020 г.

принята к печати 24.09.2020 г.

Y.V. Smirnov, A.A. Sorokin, N.M. Kudryashov

The first evidence of Late Devonian granitoid magmatism in the northeastern flank of the South Mongolia–Khangai orogenic belt

The results of geochemical, U-Pb geochronological, Sm-Nd isotopic-geochemical studies of granites of the Medvedka Massif in the northern part of the Nora–Sukhotino terrane are presented. It has been found that these granites are of 378 ± 3 Ma in age. It was shown that these granites are characterized by the presence of ferruginous silicates, high iron index ($\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$), low concentrations of Al_2O_3 , CaO, MgO, high contents of Nb, Ga, Y, deficiency of Sr, Eu, positive values of $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ (+3.0...+4.1), and high values of the ratio Y/Nb. In total, this indicates that the granites of the Medvedka Massif are related to A_2 -type granites. The Late Devonian hastingsite-biotite granites of the Medvedka Massif most likely reflect evidence of the transform continental margin setting in the history of the formation of the South Mongolian – Khangai orogenic belt.

Key words: South Mongolia–Khangai orogenic belt, granites, Late Devonian, transform continental margin, U-Pb geochronology.