

УДК 552.2:551.72(571.5)

МЕЗОЗОЙСКИЙ ВОЗРАСТ ГРАНИТОИДОВ БЕКЕТСКОГО КОМПЛЕКСА (ГОНЖИНСКИЙ БЛОК АРГУНСКОГО ТЕРРЕЙНА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА)

© 2009 г. А. Б. Котов, А. А. Сорокин, Е. Б. Сальникова,
член-корреспондент РАН А. П. Сорокин,
А. М. Ларин, С. Д. Великославинский, Т. В. Беляков,
И. В. Анисимова, С. З. Яковлева

Поступило 29.06.2009 г.

В настоящее время бекетский гранитоидный комплекс рассматривается как один из реперных раннепротерозойских магматических комплексов Амурского супертеррейна (микроконтинента) Центрально-Азиатского складчатого пояса. Однако для других магматических комплексов этого супертеррейна, которые также считались докембрийскими, недавно получены геохронологические данные, свидетельствующие об их более молодом возрасте [1], что является предпосылкой для коренного пересмотра существующих представлений о геологическом развитии восточного сектора Центрально-Азиатского складчатого пояса. Поэтому возникает вопрос, действительно ли формирование бекетского магматического комплекса произошло в раннем протерозое? Для решения этой задачи были выполнены U–Pb-геохронологические исследования гранитоидов указанного комплекса, результаты которых обсуждаются в настоящем сообщении.

Бекетский магматический комплекс выделен в северо-восточной части Аргунского террейна (Гонжинский блок) Амурского супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса. Гранитоиды этого комплекса слагают в пределах Гонжинского блока два крупных массива – Бекетский и Верхнегонжинский, а также многочисленные мелкие штокообразные (до 0.5 км²) и жильные тела, которые сосредоточены главным образом в его северной части. В составе этого комплекса преобладают рассланцованные в условиях амфиболитовой фации амфибол-биотитовые кварцевые диориты, реже отмечаются рас-

сланцованные амфибол-биотитовые диориты и гранодиориты.

Бекетский массив расположен в верховьях рек Бекет и Чалая (рис. 1). Он представляет собой вытянутое в северо-восточном направлении интрузивное тело, площадь которого составляет ~160 км². Верхнегонжинский массив находится в верховьях рек Гонжа и Магдагачи и имеет в плане изометричную форму (140 км²). В результате наложенных структурно-метаморфических преобразований контакты массивов приведены в параллельное положение по отношению к структурным элементам вмещающих метаморфических пород гонжинской серии; интрузивные соотношения с породами рамы сохраняются только в редких случаях. По геофизическим данным, Бекетский и Верхнегонжинский массивы представляют собой пологозалегающие пластины, согласные с метаморфическими толщами Гонжинского блока.

Для U–Pb-геохронологических исследований гранитоидов бекетского комплекса использована проба (К-1019) рассланцованных амфибол-биотитовых кварцевых диоритов Бекетского массива (рис. 1), которые представляют собой средне-крупнозернистые породы темно-серого и зеленовато-серого цвета с хорошо выраженной сланцеватой текстурой и бластогипидиоморфнозернистой структурой. Они сложены плагиоклазом (40–50%), биотитом (10–20%), кварцем (5–20%) и амфиболом (10–15%). В незначительных количествах присутствуют микроклин (0–5%), хлорит (0–10%) и моноклинный пироксен (0–5%). Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом и сфеном.

Выделение акцессорных цирконов из амфибол-биотитовых кварцевых диоритов Бекетского массива проводили по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Выбранные для U–Pb-геохронологических исследований кристаллы циркона подвергали многоступенчатому удалению поверхностных загрязнений в спирте, ацетоне

*Институт геологии и геохронологии докембрия
Российской Академии наук, Санкт-Петербург
Институт геологии и природопользования
Дальневосточного отделения
Российской Академии наук,
Благовещенск Амурской обл.*

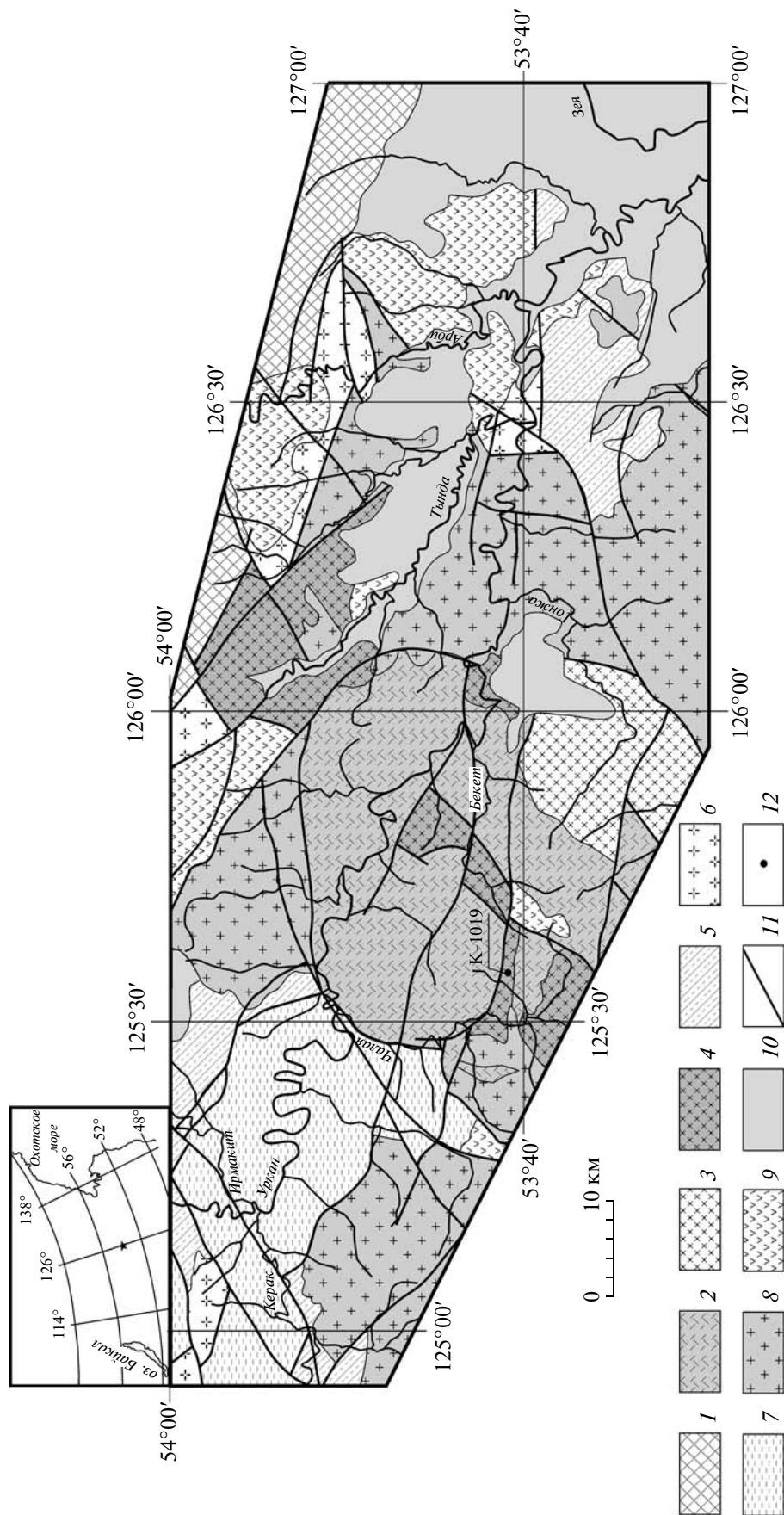


Рис. 1. Схематическая геологическая карта района Гонжинского блока. Составлена с использованием материалов А.С. Вольского с соавторами [2].
 1 – палеозойские палеоокеанические образования Монголо-Охотского складчатого пояса; 2 – метаморфические породы гонжинской и чаловской серий; 3 – гранитоиды чаловского комплекса; 4 – гранитоиды бекетского комплекса; 5 – палеозойские терригенно-карбонатные отложения; 6 – позднепалеозойские кварцевые диориты, гранодиориты и граниты; 7 – нижне- и среднеюрские флишидные отложения; 8 – раннемеловые граниты и гранодиориты; 9 – раннемеловые вулканиты; 10 – кайнозойские рыхлые отложения; 11 – разломы; 12 – место отбора пробы К-1019 для геохронологических исследований.

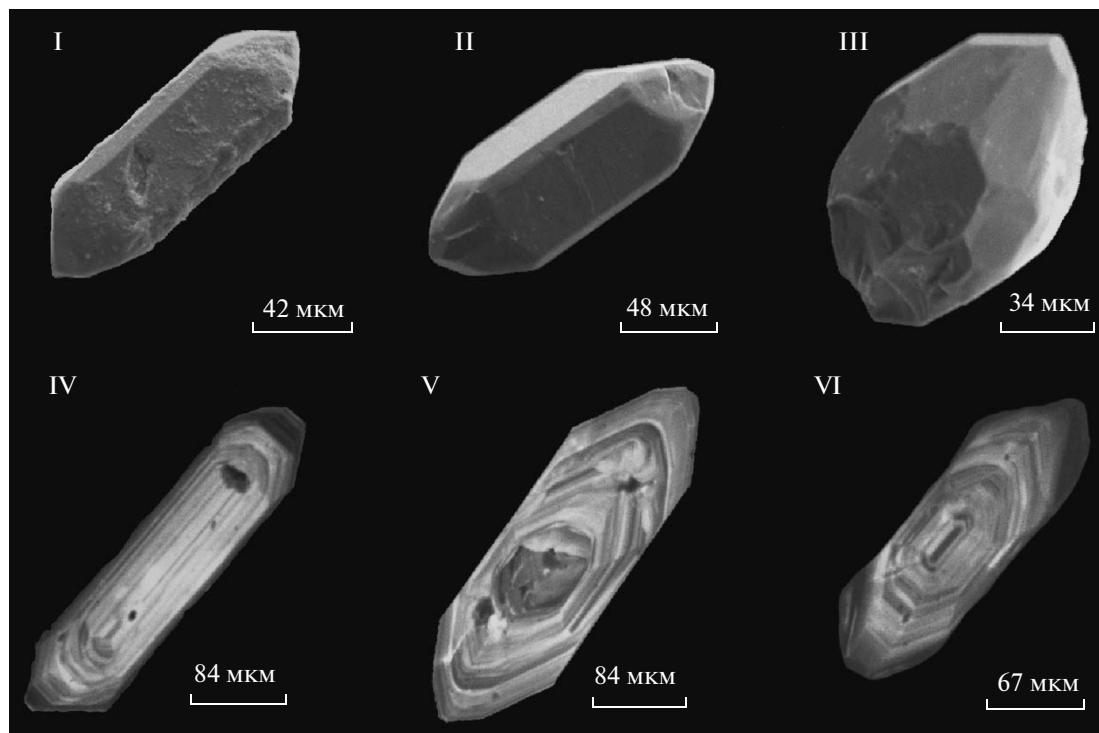


Рис. 2. Микрофотографии кристаллов циркона из рассланцованных амфибол-биотитовых кварцевых диоритов Бекетского массива (проба К-1019), выполненные на сканирующем электронном микроскопе АВТ 55: I–III – в режиме вторичных электронов, IV–VI – в режиме катодолуминесценции.

и 1 М HNO_3 , при этом после каждой ступени зерна циркона (или их фрагменты) промывали особо чистой водой. Химическое разложение циркона, а также выделение U и Pb выполняли по модифицированной методике Т.Е. Кроу [3]. Для изотопных исследований использовали смешанный трассер ^{235}U – ^{202}Pb или ^{235}U – ^{208}Pb . В некоторых случаях для уменьшения степени дискордантности проводили аэрообразивную обработку [4]. Изотопные анализы выполнены на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-261 с помощью электронного умножителя (коэффициент дискриминации для Pb составляет 0.32 ± 0.11 аем). Точность определения содержания U и Pb составила 0.5%. Уровень холостого опыта за период исследований не превышал 20 пг Pb. Обработку экспериментальных данных проводили при помощи программ PbDAT [5] и ISOPLOT [6]. При расчете возраста использованы общепринятые значения констант распада урана [7]. Поправки на обычный свинец введены в соответствии с модельными величинами [8]. Все ошибки приведены на уровне 2σ .

Акцессорный циркон, выделенный из рассланцованных амфибол-биотитовых кварцевых диоритов Бекетского массива (проба К-1019), представлен идиоморфными прозрачными, реже замутненными кристаллами, габитус которых меняется от длиннопризматического ($K_{\text{удл}} = 3.0$ –

5.0) до короткопризматического ($K_{\text{удл}} = 1.5$ –2.5); рис. 2, I–III. Кристаллы огранены призмами {100} и {110}, а также дипирамидами {111}, {101}, {201} и {112}; рис. 2, I–III. При микроскопическом изучении циркона в проходящем свете выявлены первичная магматическая зональность, затемненные участки в краевых зонах отдельных кристаллов, а также многочисленные газожидкие и твердофазные минеральные включения. Следует отметить, что зачатую включения образуют скопления, приуроченные к центральным частям кристаллов. В режиме катодолуминесценции наблюдаются четкое зональное строение цирконов (рис. 2; IV, VI) и присутствие во многих кристаллах призматического и короткопризматического облика реликтов унаследованных ядер (рис. 2, V). Размер зерен циркона изменяется от 40 до 250 мкм.

Для проведения U–Pb-геохронологических исследований использованы три микронавески, состоящие из 25–50 наиболее “чистых” зерен циркона преимущественно длиннопризматического облика, свободных от видимых ядер и включений. Контроль за внутренним строением зерен циркона осуществляли при помощи оптического микроскопа. Циркон одной из навесок был подвергнут предварительной аэрообразивной обработке (табл. 1, № 3). Точки изотопного состава изученного циркона образуют дискордию

Таблица 1. Результаты U–Pb-геохронологических исследований циркона из рассланцованных амфибол-биотитовых кварцевых диоритов Бекетского массива (проба К-1019)

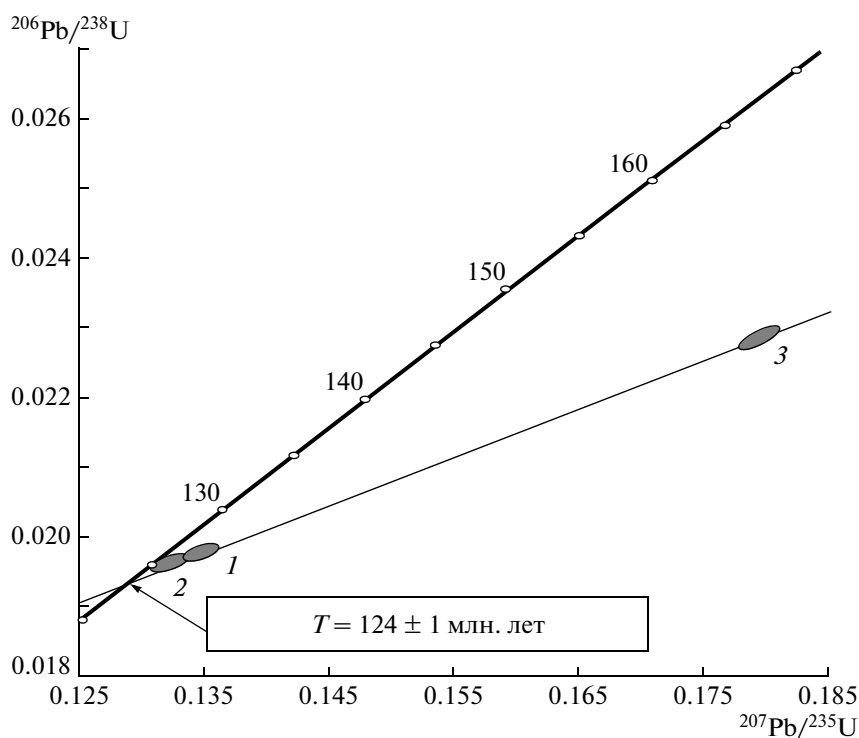
№ п.п. (рис. 3)	Размер фракции (мкм) и ее характеристика	U/Pb ^a	Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн. лет		
			²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^б	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^б	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb
1	85–100, 50 зерен	49.42	638	0.0496 ± 3	0.1120 ± 2	0.1351 ± 10	0.0197 ± 1	0.49	128 ± 1	126 ± 1	177 ± 1
2	100–150, 50 зерен	49.18	665	0.0491 ± 4	0.1481 ± 3	0.1326 ± 12	0.0196 ± 1	0.59	126 ± 1	125 ± 1	151 ± 1
3	50–150, 25 зерен, A = 25%	38.90	317	0.0572 ± 4	0.1359 ± 1	0.1803 ± 29	0.0228 ± 3	0.88	168 ± 3	145 ± 2	499 ± 4

^a – массу микронавески циркона не определяли, U/Pb-отношение рассчитано для условной навески; ^б – изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; Rho – коэффициент корреляции ошибок отношений ²⁰⁷Pb/²³⁵U–²⁰⁶Pb/²³⁸U; A = 25% – количество вещества, удаленного в процессе аэробразивной обработки циркона. Величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащим цифрам.

(рис. 3), нижнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 124 ± 1 млн. лет, а верхнее – 1632 ± 59 млн. лет (СКВО = 0.21). При этом точки изотопного состава необработанного циркона располагаются вблизи нижнего пересечения дискордии с конкордией, в то время как циркон после аэробразивной обработки характеризуется значительно большей дискордантно-

стью U–Pb-отношений, что, скорее всего, обусловлено увеличением доли более древнего компонента – радиогенного свинца (унаследованные ядра) – в процессе аэробразии.

Морфологические характеристики и особенности внутреннего строения изученного циркона указывают на его магматическое происхождение. Поэтому есть основания полагать, что оценка

**Рис. 3.** Диаграмма с конкордией для цирконов из рассланцованных амфибол-биотитовых кварцевых диоритов Бекетского массива (проба К-1019). Номера точек соответствуют порядковым номерам в табл. 1.

возраста 124 ± 1 млн. лет, определяемая нижним пересечением дискордии, отвечает возрасту кристаллизации расплава, родоначального для амфибол-биотитовых кварцевых диоритов Бекетского массива.

Таким образом, не вызывает сомнений, что внедрение этого массива связано не с раннепротерозойским, как это считалось ранее, а с мезозойским этапом геологического развития Амурского супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса. Очевидно, что структурно-метаморфические преобразования в условиях амфиболитовой фации, наложенные как на гранитоиды Бекетского массива, так и на породы гонжинской серии, также имеют не раннепротерозойский, а мезозойский возраст.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект 07–05–00627, 09–05–00394), Минпромнауки (НШ-3533–2008–05), Программы фундаментальных исследований Отделения наук о Земле РАН “Строение и формирование основных типов геологических структур подвиж-

ных поясов и платформ” и Президиума ДВО РАН (грант 06–I–ОНЗ–115).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Котов А.Б., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б. и др.* // ДАН. 2009. Т. 424. № 5. С. 644–647.
2. *Вольский А.С.* Геологическая карта региона БАМ. Лист N–51–Г. 1:500 000. Л.: ВСЕГЕИ, 1984.
3. *Krogh T.E.* // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1973. V. 37. P. 485–494.
4. *Krogh T.E.* // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1982. V. 46. P. 637–649.
5. *Ludwig K.R.* PbDat for MS-DOS. Vers. 1.21 // US Geol. Surv. Open-File Rept. 88–542. 1991. 35 p.
6. *Ludwig K.R.* ISOPLOT / Ex. Version 2.06. A geochronological toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronol. Center Sp. Publ. 1999. № 1a. 49 p.
7. *Steiger R.H., Jager E.* // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1976. V. 36. № 2. P. 359–362.
8. *Stacey J.S., Kramers I.D.* // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1975. V. 26. № 2. P. 207–221.