

УДК 550.93:552.5 (571.6)

О ВОЗРАСТЕ ГОНЖИНСКОЙ СЕРИИ (АРГУНСКИЙ ТЕРРЕЙН ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА): РЕЗУЛЬТАТЫ U–Pb- и Lu–Hf-ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ

© 2012 г. Е. Б. Сальникова, А. Б. Котов, В. П. Ковач, С. Д. Великославинский, Б.-М. Джан, А. А. Сорокин, член-корреспондент РАН А. П. Сорокин, К.-Л. Ван, С.-Л. Чан, Х.-Я. Ли, Е. В. Толмачева

Поступило 14.02.2012 г.

К гонжинской серии относят метаморфические породы, которые принимают участие в геологическом строении одноименного тектонического блока, расположенного в северо-восточной части Аргунского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса (рис. 1). В настоящее время они традиционно рассматриваются в качестве раннедокембрийского кристаллического фундамента этого террейна [1–3 и др.]. Однако полученные за последние годы U–Pb-геохронологические и Sm–Nd-изотопно-геохимические данные [4] свидетельствуют о том, что метаморфические процессы, проявленные в пределах Гонжинского блока, имеют не раннедокембрийский, как это предполагалось ранее, а мезозойский возраст, что коренным образом меняет существующие представления об его геологическом развитии. В то же время вопрос о возрасте протолитов метаморфических пород гонжинской серии остается открытым. Для решения этого вопроса выполнены U–Pb-геохронологические (LA ICP MS) и Lu–Hf-изотопно-геохимические исследования детритовых цирконов из метаосадочных пород гонжинской серии, результаты которых представлены в настоящей статье.

В составе гонжинской серии выделяются три свиты (снизу вверх) [3 и др.]: игакская, смольнинская и бекетская. В разрезе игакской свиты доминируют биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы с редкими горизонтами и линзами графитосодержащих биотитовых гнейсов, биотит-роговооб-

манковых и роговообманковых гнейсов и кристаллических сланцев. Смольнинская свита сложена главным образом роговообманковыми, биотит-роговообманковыми гнейсами и кристаллическими сланцами, биотитовыми, двуслюдяными и гранат-биотитовыми гнейсами, мраморами и кальцифирами. Отличительной особенностью бекетской свиты является преобладание в ее составе биотит-роговообманковых и роговообманковых кристаллических сланцев и гнейсов и амфиболитов. Согласно существующим представлениям, формирование гонжинской серии относится к позднеархейскому или к раннепротерозойскому этапу геологического развития Аргунского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса [1–3 и др.].

Для U–Pb-геохронологических и Lu–Hf-изотопно-геохимических исследований использованы акцессорные цирконы, выделенные из двух проб биотитовых гнейсов игакской (проба К-1028) и смольнинской (К-1022) свит гонжинской серии (рис. 1), протолитами которых, судя по их химическому составу, послужили граувакковые алевролиты. Они представлены полупрозрачными и замутненными субидiomорфными кристаллами призматической и короткопризматической формы светло-желтого и светло-розового цвета или их обломками. Как правило, кристаллы циркона имеют сложное внутреннее строение, которое определяется присутствием ядер обломочной природы, окруженных зональными оболочками. Кроме того, для многих кристаллов циркона характерны незональные внешние оболочки, образование которых, по-видимому, связано с наложенными метаморфическими преобразованиями.

U–Pb-возраст цирконов определялся методом лазерной абляции при помощи квадрупольного ICP MS и лазерной системы NewWave UP213 в Национальном университете Тайваня в соответствии с методикой, описанной в [5]. Для калибровки использованы стандарты GJ-1 [6], 91500 [7] и MT [8]. Обработка экспериментальных данных

*Институт геологии и геохронологии докембрия
Российской Академии наук, Санкт-Петербург*

*Национальный университет,
Тайпей, Тайвань.*

*Институт геологии и природопользования
Дальневосточного отделения*

Российской Академии наук, Благовещенск

*Институт наук о Земле, Академия Синика,
Тайпей, Тайвань*

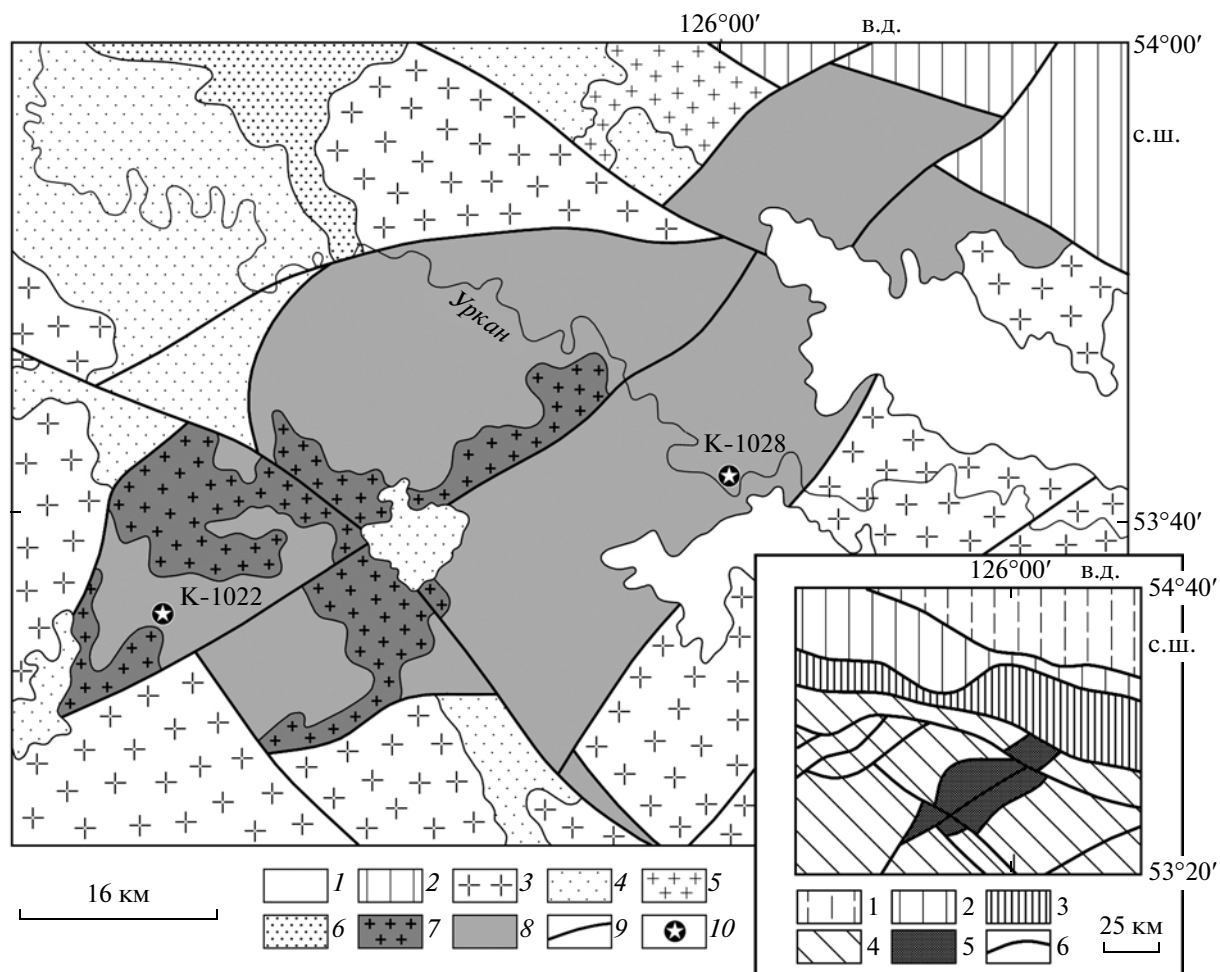


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Гонжинского блока. Составлена с использованием материалов [2, 3].
 1 – кайнозойские рыхлые отложения, 2 – Монголо-Охотский складчатый пояс, 3–8 – Аргунский террейр Центрально-Азиатского складчатого пояса: 3 – мезозойские гранитоиды верхнеамурского, буриндинского и магадачинского комплексов, 4 – мезозойские осадочные и вулканические породы, 5 – палеозойские гранитоиды урушинского комплекса, 6 – палеозойские отложения, 7 – гранитоиды чаловского и бекетского комплексов, 8 – метаморфические породы чаловской и гонжинской серий; 9 – разрывные нарушения; 10 – места отбора проб для U–Pb- и Lu–Hf-изотопных исследований цирконов и их номера.

На врезке показано положение Гонжинского блока в структурах восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. 1 – Джугджуро-Становой супертеррейр, 2 – Селенгино-Становой супертеррейр, 3 – Монголо-Охотский складчатый пояс, 4 – Амурский супертеррейр, 5 – Гонжинский блок, 6 – разрывные нарушения.

производилась с помощью программ GLITTER 4.0 (GEMOC) и Isoplot v. 3.0 [9]. Исследования изотопного состава Hf проведены с помощью Nu Plasma многоколлекторного ICP MS и лазерной системы NewWave UP213 в Институте наук о Земле Академии Синика (Тайпей, Тайвань) по методике [10]. Для расчета величин $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ были использованы хондритовые значения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282772$ и $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0332$ [11]. При расчете модельных возрастов $t_{\text{Hf}}(\text{C})$ принята среднекоровая величина отношения $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0093$ [12].

В общей сложности выполнены U–Pb-геохронологические исследования 52 зерен циркона из биотитовых гнейсов гонжинской серии. Однако

для оценки их возраста использованы только результаты с дискордантностью U/Pb-возрастов, не превышающей 10% (23 зерна). Для этих же цирконов определен изотопный состав Hf. Как видно на рис. 2 и 3, изученные цирконы могут быть объединены в три группы, возраст ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) которых составляет: ~190, 240–280 и 430–500 млн лет. Кроме того, обнаружены единичные зерна циркона с возрастными ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) ~ 573, 743 и 1024 млн лет.

Для цирконов раннепалеозойского возраста (430–500 млн лет), морфологические особенности которых и присутствие расплавных включений свидетельствуют об их магматическом гене-

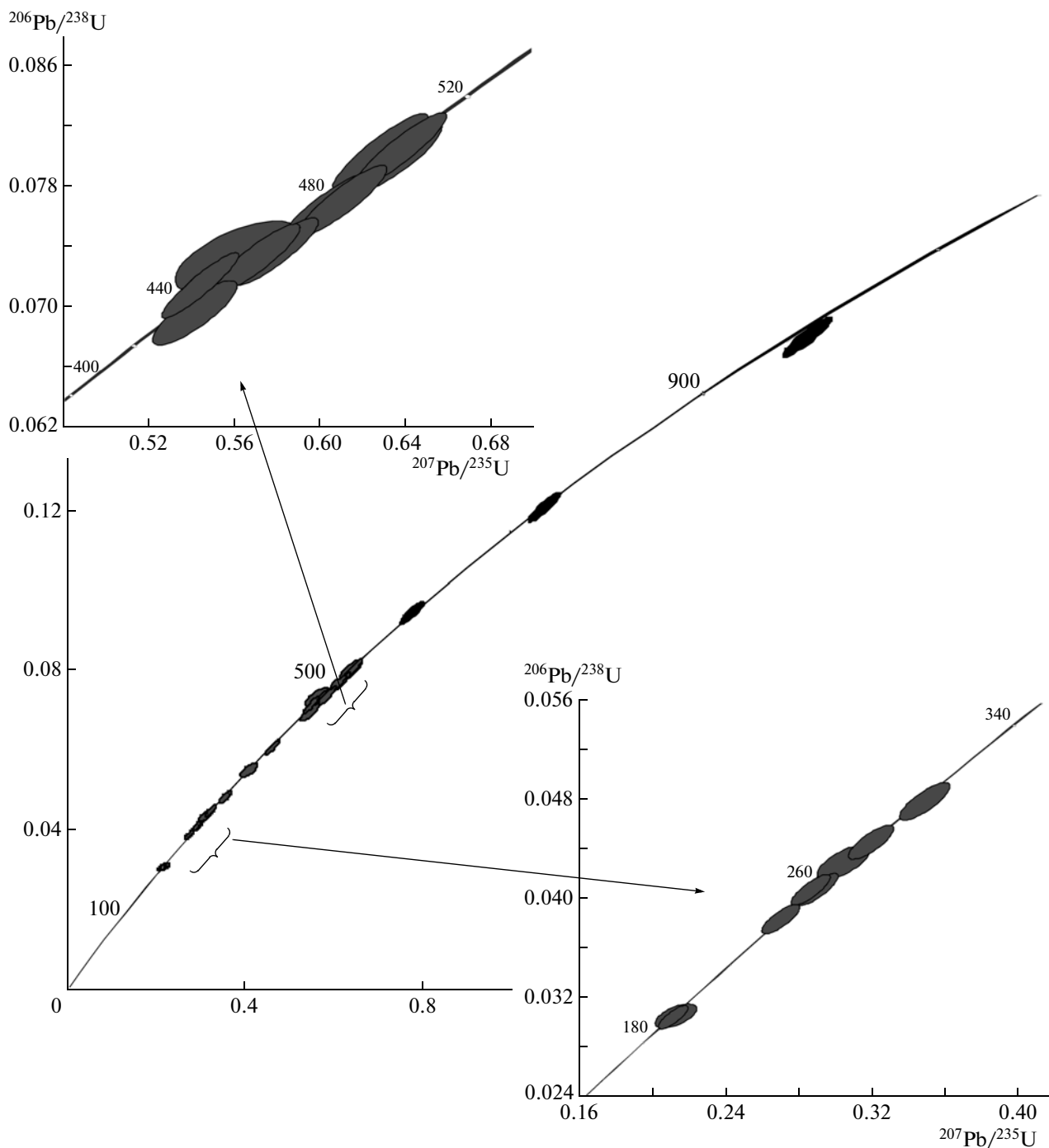


Рис. 2. Диаграмма с конкордией для цирконов из метаосадочных пород гонжинской серии.

зисе, характерны величины $t_{\text{Hf}}(\text{C})$ в интервале 0.7–1.1 млрд лет и положительные значения $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)_{\text{сред}} = +4.2$. Среди цирконов позднепалеозойского-раннемезозойского возраста (240–280 млн лет) по изотопному составу Hf можно выделить две группы: 1) $t_{\text{Hf}}(\text{C}) = 1.0$ млрд лет, $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)_{\text{сред}} = +1.2$ и 2) $t_{\text{Hf}}(\text{C}) = 0.6\text{--}0.7$ млрд лет, $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)_{\text{сред}} = +9.3$. Судя по морфологическим особенностям и присутствию расплавных включений разных типов, эти

цирконы кристаллизовались из расплава. При этом цирконы второй группы, по всей вероятности, имеют вулканогенную природу. Характер включений минералообразующих сред в цирконах с наиболее молодым возрастом (около 190 млн лет) указывает на их ультраметагенное (анатектическое) происхождение.

В качестве нижней возрастной границы формирования протолитов метаосадочных пород гонжин-

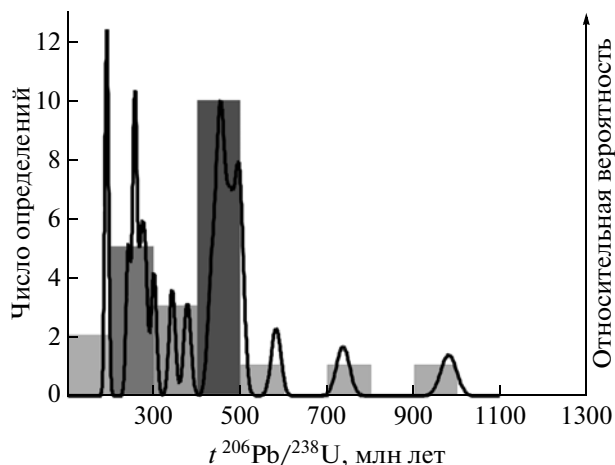


Рис. 3. График плотности вероятности распределения возраста ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) цирконов, дискордантность которых не превышает 10%.

ской серии следует принимать возраст наиболее молодой популяции магматических цирконов (240–280 млн лет), а в качестве верхней — возраст гранитоидов бекетского комплекса (124 ± 1 млн лет [4]), прорывающих породы гонжинской серии и совместно с ними участвующих в структурно-метаморфических преобразованиях в условиях амфиболитовой фации. Другими словами, накопление протолитов метаосадочных пород гонжинской серии произошло в конце палеозоя — начале мезозоя, а не в раннем докембрии, как это принято в разработанных на сегодняшний день стратиграфических схемах [2, 3 и др.]. В качестве главных источников метаосадочных пород этой серии, скорее всего, выступали изверженные породы мезозойского и палеозойского возраста, магмообразующим субстратом которых могли служить породы позднедокембрийской континентальной коры.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проекты 11–05–00936,

11–05–92003), NSC 98-2923-M-001-001-MY3, Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН “Геодинамическая эволюция структурно-вещественных комплексов складчатых поясов и платформ в неогее” и Государственного контракта № 14.740.11.0187, Президиума ДВО РАН (проект 12-I-0-08-003).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Тектоника, глубинное строение и минерагения Приамурья и сопредельных территорий / Г.А. Шатков, А.С. Вольский. Отв. ред. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. 190 с.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации 1:1 000 000 (третье поколение). Дальневосточная серия. Лист N-52 (Зея). СПб.: Картограф. фабрика ФГУП ВСЕГЕИ, 2007.
3. Государственная геологическая карта Российской Федерации 1:1 000 000 (третье поколение). Дальневосточная серия. Лист N-51 (Сковородино). СПб.: Картограф. фабрика ФГУП ВСЕГЕИ, 2009.
4. Котов А.Б., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б. и др. // ДАН. 2009. Т. 429. № 6. С. 779–783.
5. Chiu H.-Y., Chung S.-L., Wu F.-Y., et al. // Tectonophysics. 2009. V. 477. P. 3–19.
6. Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., et al. // Chem. Geol. 2004. V. 211. P. 47–69.
7. Wiedenbeck M., Corfu F., Griffin W.L., et al. // Geostandards and Geoanal. Res. 1995. V. 19. P. 1–23.
8. Black L.P., Gulson B.L. // BMR J. Aust. Geol. Geophys. 1978. V. 3. P. 227–232.
9. Ludwig K.R. // Berkeley Geochronol. Center. Spec. Publ. 2003. № 4. 70 p.
10. Griffin W.L., Pearson N.J., Belousova E., et al. // Geochim. et cosmochim. acta. 2000. V. 64. P. 133–147.
11. Blichert-Toft J., Albarede F. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1997. V. 148. P. 243–258.
12. Amelin Y., Lee D.-C., Halliday A.N., Pidgeon R.T. // Nature. 1999. V. 399. P. 252–255.