

УДК 550.93(571.61)

ВОЗРАСТ ИЛИКАНСКОЙ ТОЛЩИ СТАНОВОГО КОМПЛЕКСА ДЖУГДЖУРО-СТАНОВОГО СУПЕРТЕРРЕЙНА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

© 2011 г. С. Д. Великославинский, А. Б. Котов, Е. Б. Сальникова,
А. М. Ларин, А. А. Сорокин, член-корреспондент РАН А. П. Сорокин,
В. П. Ковач, Е. В. Толмачева, Б. М. Гороховский

Поступило 18.01.2011 г.

Основные черты геологического строения Джугджуро-Станового супертеррейна (ДСС) Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) определяются изометричными в плане тектоническими блоками, сложенными осадочными и вулканическими породами, метаморфизованными в условиях гранулитовой фации, и окружающими эти блоки структурно-формационными зонами (террейнами), в строении которых принимают участие осадочные и вулканические породы станового комплекса, метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации. В современной региональной стратиграфической шкале метаосадочные и метавулканические породы станового комплекса разных террейнов ДСС относятся к самостоятельным сериям (иликанская, брянтинская, купуринская и др.), которые считаются одновозрастными и объединяются в один комплекс лишь на основании их метаморфизма в условиях амфиболитовой фации [1]. При этом становому комплексу приписывается раннеархейский возраст [1], хотя единственным на сегодняшний день геохронологическим свидетельством отнесения этого комплекса к архейским образованиям является находка в мигматитах эльгаканской свиты (чильчинская свита иликанской серии по [1]) метаморфических цирконов с возрастом около 2.7 млрд лет [2]. Вместе с тем существуют данные, свидетельствующие о том, что по крайней мере часть метаосадочных и метавулканических пород станового комплекса являются раннепротерозойскими [3]. Поэтому вопрос о возрасте станового комплекса остается открытым. Для того чтобы хоть в какой-то мере восполнить существующие

пробелы в обосновании возраста этого комплекса, были выполнены Sm–Nd-изотопно-геохимические и U–Pb-геохронологические исследования метаморфических и ассоциирующих с ними магматических пород Иликанской структурно-формационной зоны (террейна) ДСС (рис. 1).

Иликанская зона является одним из самых крупных террейнов ДСС и характеризуется наиболее широким по сравнению с другими террейнами развитием пород станового комплекса, выделяемого здесь в составе иликанской серии (толщи). Эта зона на севере ограничена Становым разломом, по которому породы иликанской толщи контактируют с гранулитовыми комплексами Пристанового пояса. На юго-западе Иликанская зона ограничена Желтулакским разломом, разделяющим ДСС и Селенгино-Становой супертеррейн ЦАСП, а на востоке – Унахинским разломом, отделяющим Иликанскую зону от Брянтинской (Мульмугинской) зоны ДСС.

Иликанская толща сложена преимущественно биотит-роговообманковыми и биотитовыми гнейсами и амфиболитами. В подчиненном количестве в разрезах этой толщи присутствуют гранат-биотитовые гнейсы и кварциты. Степень метаморфизма пород иликанской толщи соответствует высокотемпературной амфиболитовой фации повышенного давления. Для метаморфических пород иликанской толщи получены оценки возраста $T_{Nd}(DM) = 2.6–3.2$ млрд лет [4]. Отсюда следует, что нижняя возрастная граница формирования их протолитов, скорее всего, не превышает 2.6 млрд лет. Детритовые цирконы из метаосадочных пород иликанской толщи имеют возраст в интервале 2700–2900 млн лет [4], что находится в полном соответствии с результатами Sm–Nd-изотопно-геохимических исследований.

Супракрустальные образования иликанской толщи прорваны интрузиями гранитоидов древнестанового комплекса, возраст которых изменяется в широких пределах от позднеархейского до мезозойского, гранитами балыктахского комплекса

*Институт геологии и геохронологии докембрия
Российской Академии наук, Санкт-Петербург
Институт геологии и природопользования
Дальневосточного отделения
Российской Академии наук, Благовещенск Амурской обл.
Всероссийский научно-исследовательский геологический
институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург*

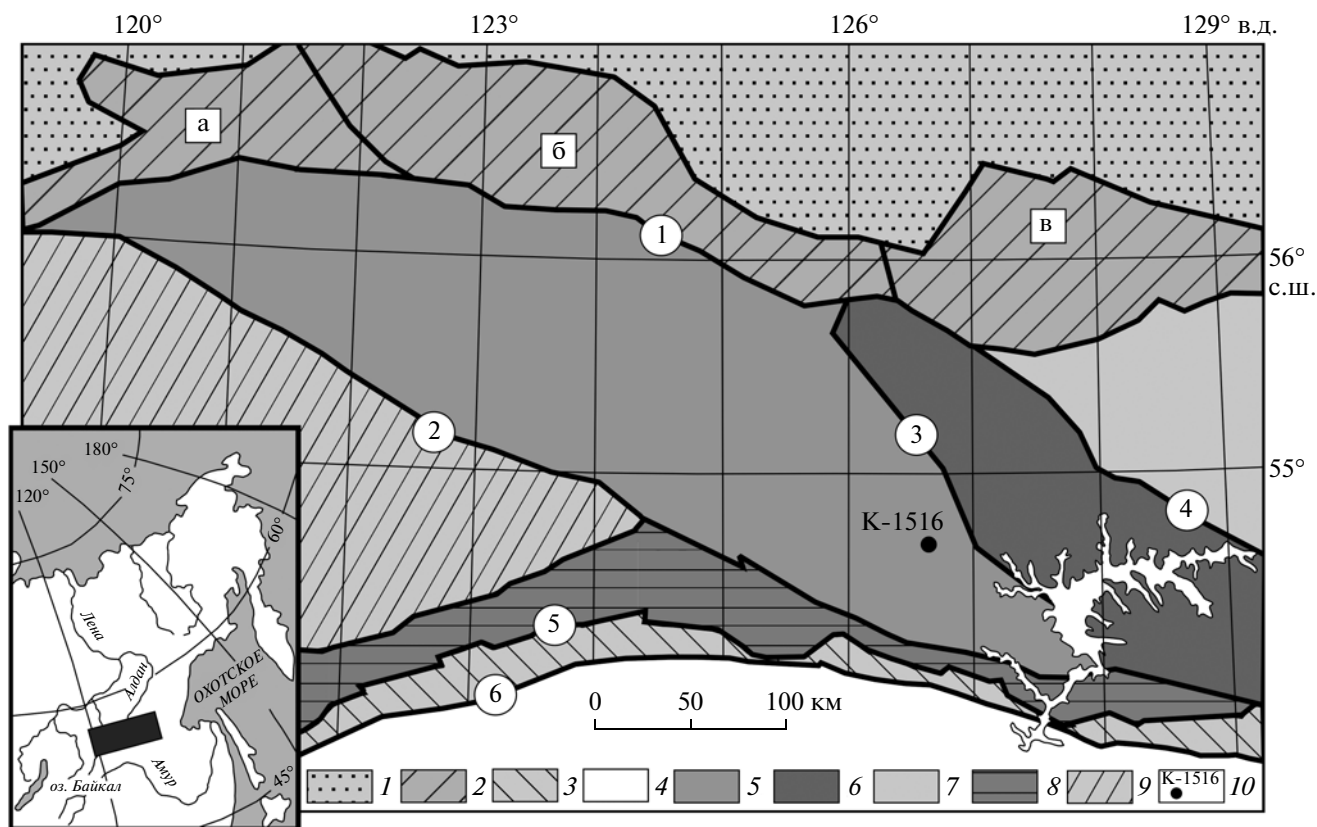


Рис. 1. Схема тектонического районирования Джугджуро-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса. 1 – Алданский щит; 2 – Пристановой пояс: Курульгинский (а), Зверевский (б) и Сутамский (в) блоки; 3 – Монголо-Охотский пояс; 4 – Амурский супертеррейн Центрально-Азиатского складчатого пояса; 5–7 – террейны Джугджуро-Станового супертеррейна: Иликанский (5), Брянтинский (6), Купуринский (7); 8, 9 – террейны Селенгино-Станового супертеррейна: Амазаро-Гилойский (8), Тунгирский (9); 10 – места отбора проб для изотопно-геохронологических исследований. Цифрами в кружках обозначены главные разломы: Становой (1), Джелтулакский (2), Унахинский (3), Сугдjarский (4), Северо-Тукурингский (5), Южно-Тукурингский (6).

(1866 ± 3 млн лет), а также крупными интрузиями гранитоидов позднестанового (138–140 млн лет) и тындинско-бакаранского (122 млн лет) комплексов [3] и неопубликованные данные авторов). Очевидно, что эти данные не позволяют достаточно надежно оценить верхнюю возрастную границу формирования протолитов метаморфических пород иликанской толщи. Для решения этой задачи проведены U–Pb-геохронологические исследования метагаббро, которые прорывают эту толщу и совместно с ней испытали наложенные структурно-метаморфические преобразования в условиях высокотемпературной амфиболитовой фации.

Для U–Pb-геохронологических исследований использована проба метагаббро (К-1516), отобранная из берегового обнажения на р. Гилой (рис. 1; координаты 54°24'07.0" с.ш. и 126°41'55.2" в.д.). Выделение акцессорного циркона из метагаббро проводили по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Выбранные для U–Pb-геохронологических исследований кри-

сталлы циркона подвергали многоступенчатому удалению поверхностных загрязнений в спирте, ацетоне и 1 М HNO₃. При этом после каждой ступени зерна циркона (или их фрагменты) промывали особо чистой водой. Химическое разложение циркона и выделение U и Pb выполняли по модифицированной методике Т.Е. Кроу [5]. В некоторых случаях для уменьшения степени дискордантности использовали аэроабразивную обработку [6]. Изотопные анализы выполнены на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-261 в статическом и динамическом (с помощью электронного умножителя) режимах. Точность определения содержаний U и Pb составила 0.5%. Холостое загрязнение не превышало 15 пг Pb и 1 пг U. Обработку экспериментальных данных проводили при помощи программ PbDAT [7] и ISOPLOT [8]. При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана [9]. Поправки на обычный свинец введены в соответствии с модельными величинами [10]. Все ошибки приведены на уровне 2σ (табл. 1).

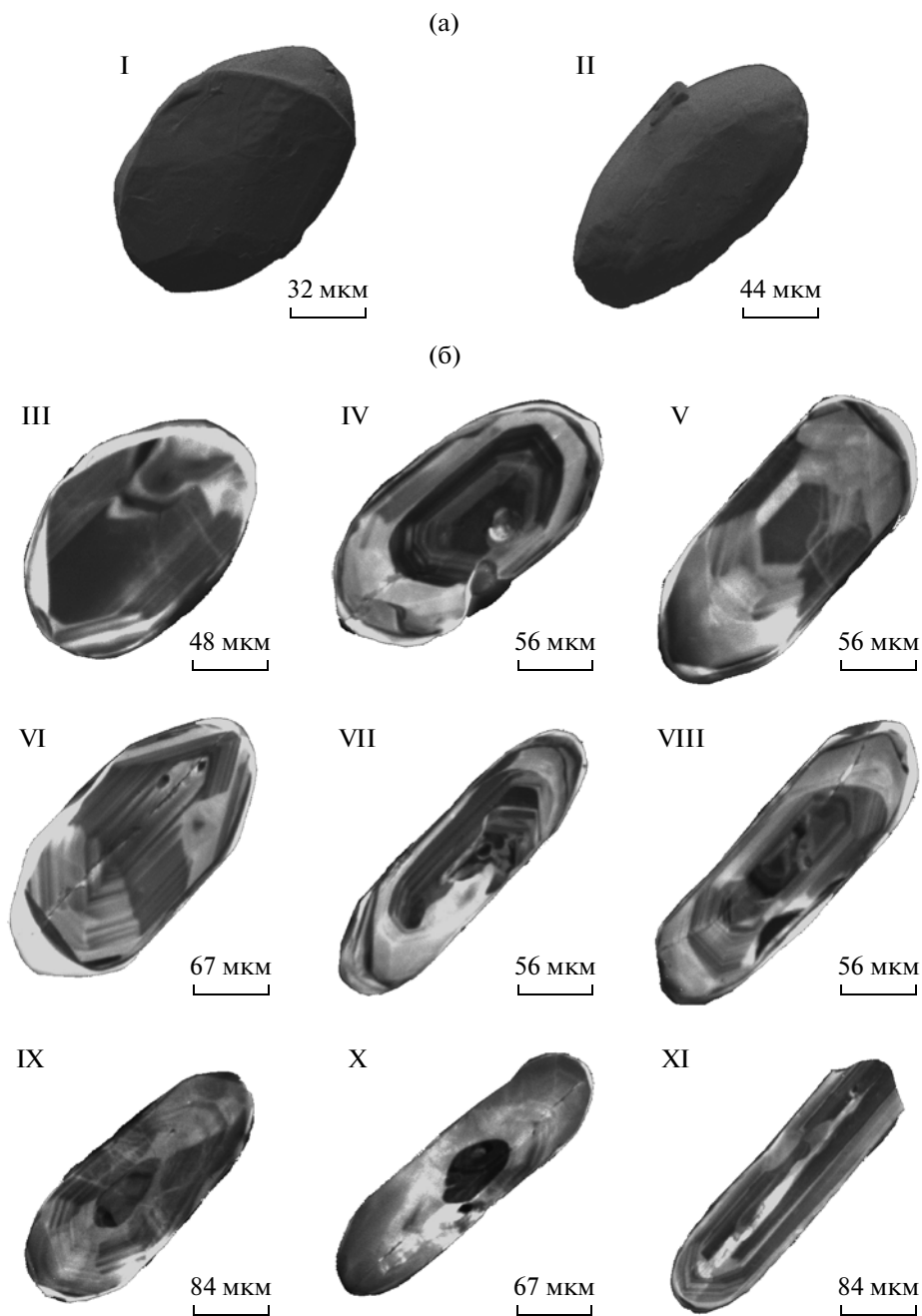


Рис. 2. Микрофотографии кристаллов циркона из метагаббро (проба К-1516), выполненные на сканирующем электронном микроскопе АВТ 55: а – в режиме вторичных электронов, б – в режиме катодолуминесценции.

Акцессорные цирконы, выделенные из метагаббро (пр. К-1516), представлены прозрачными субидiomорфными кристаллами длиннопризматического, призматического и короткопризматического облика, светло-желтого цвета, размером от 100 до 300 мкм, $K_{удл} = 2.0-3.0$ (рис. 2, I, II). Габитус кристаллов определяется комбинацией призмы и дипирамиды, однако индексы простых форм можно указать только предположительно ($\{100\}$ и $\{101\}$), так как ребра и вершины кристаллов сильно сглажены. При микроскопическом и

катодолуминесцентном исследовании в кристаллах циркона наблюдаются ростовая зональность и секториальность (рис. 2, III–XI), а также “тонкие” незональные оболочки с высокой интенсивностью люминесценции (рис. 2, III–VIII) и фрагменты унаследованных ядер, характеризующиеся пониженной интенсивностью люминесценции (рис. 2, IX, X). Следует отметить, что кристаллы циркона длиннопризматического габитуса в целом наиболее однородны.

Таблица 1. Результаты U–Pb-геохронологических исследований циркона из метагаббро (проба К-1516)

№ п/п	Размер фракции (мкм) и ее характеристика	Навеска, мг	Pb	U	Изотопные отношения		
			мкг/г		$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$
1	100–150, 30 зер.	0.25	34.7	63.4	2470	0.1752 ± 1	0.1457 ± 1
2	100–150, 20 зер.	0.04	141	273	4782	0.1748 ± 1	0.1956 ± 1
3	100–150, 15 зер.	Не опр.	U/Pb = 1.84		5248	0.1773 ± 2	0.1147 ± 1
4	85–100, A = 40%, 20 зер.	0.04	122	214	1906	0.1780 ± 4	0.1831 ± 1

№ п/п	Размер фракции (мкм) и ее характеристика	Изотопные отношения		Rho	Возраст, млн лет		
		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
1	100–150, 30 зер.	11.4628 ± 160	0.4746 ± 6	0.96	2562 ± 4	2504 ± 3	2608 ± 1
2	100–150, 20 зер.	10.5083 ± 151	0.4359 ± 6	0.97	2481 ± 4	2332 ± 3	2605 ± 1
3	100–150, 15 зер.	11.9229 ± 374	0.4876 ± 14	0.92	2597 ± 8	2560 ± 7	2628 ± 2
4	85–100, A = 40%, 20 зер.	11.8819 ± 327	0.4841 ± 7	0.68	2595 ± 7	2545 ± 3	2634 ± 3

Примечание. ^a – изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; Rho – коэффициент корреляции ошибок отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} - ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$; A = 40% – количество вещества, удаленное в процессе аэробразивной обработки циркона. Величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащим цифрам.

В ходе U–Pb-геохронологических исследований проанализированы четыре микронавески (15–30 зерен) длиннопризматических кристаллов циркона из размерных фракций 100–150 и 85–100 мкм. При этом цирконы из размерной фракции 85–100 мкм были подвергнуты аэробразивной обработке (табл. 1). Как видно на рис. 3, дискордия, построенная для трех точек изотопного состава циркона, имеет верхнее пересечение с конкордией, отвечающее возрасту 2635 ± 4 млн

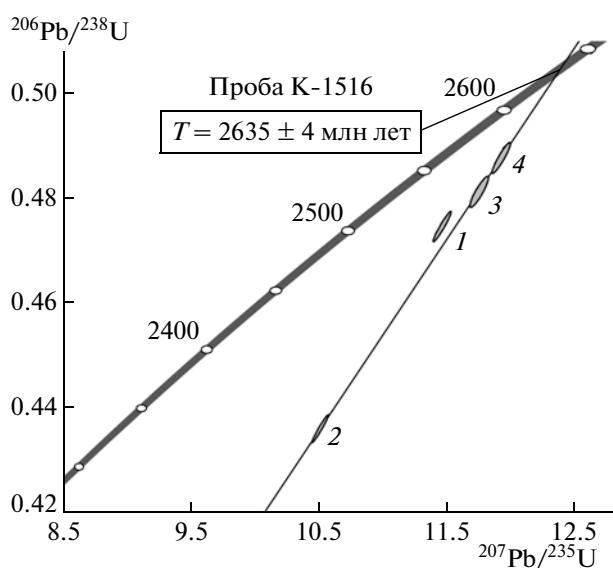


Рис. 3. Диаграмма с конкордией для цирконов из метагаббро (проба К-1516). Номера точек соответствуют порядковым номерам в табл. 1.

лет, нижнее пересечение дискордии с конкордией соответствует возрасту 450 ± 62 млн лет ($\text{СКВО} = 0.057$). Одна точка изотопного состава циркона (№ 1, рис. 3, табл. 1) располагается несколько левее дискордии, что, скорее всего, связано с наличием новообразованных оболочек, не всегда легко обнаруживаемых при отборе зерен циркона для изотопных исследований. Учитывая морфологические особенности изученных цирконов, указывающие на их магматическое происхождение, оценку возраста 2635 ± 4 млн лет, которая определяется верхним пересечением дискордии с конкордией, следует рассматривать как оценку возраста кристаллизации родоначальных для метагаббро расплавов.

Полученные геохронологические данные в совокупности с результатами Sm–Nd-изотопно-геохимических и U–Pb-геохронологических исследований детритовых цирконов позволяют сделать вывод о том, что возраст иликанской толщи находится в интервале 2630–2700 млн лет. В настоящее время существуют две модели, объясняющие природу станового комплекса. Д.С. Коржинский (1939 г.) [11] предполагал, что породы этого комплекса являются диафорированными в условиях амфиболитовой фации породами Алданского щита. Позднее Ю.К. Дзевановский (1953 г.) [12] предложил другую модель, согласно которой осадочно-вулканогенные образования станового комплекса формировались на фундаменте, представленном гранулитовыми образованиями Алданского щита. Этой модели придерживается подавляющее большинство исследователей. Очевидно, что приведенные в настоящей

работе данные плохо согласуются с представлениями Д.С. Коржинского и Ю.К. Дзевановского, поскольку иликанская толща оказалась значительно древнее, чем супракрустальные образования алданского гранулито-гнейсового комплекса Алданского щита, и, в частности, древнее федоровской толщи, возраст которой составляет 2006 ± 3 млн лет (U–Pb-метод по циркону [13]). Они позволяют предполагать, что ДСС ЦАСП образовалась в результате амальгамации террейнов не “сибирского” происхождения, как это предполагается для Аргунского, Буреинского, а также Мамынского террейнов Амурского супертеррейна ЦАСП [14, 15].

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проекты 08–05–00668, 10–05–00319, 10–05–00704), Совета по грантам при Президенте РФ по поддержке ведущих научных школ (НШ-5710.2010.5), Программы ОНЗ РАН “Строение и формирование основных типов геологических структур подвижных поясов и платформ” и Государственного контракта № 14.740.11.0187.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации 1:1000000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист N-51. Сковородино, М-51. СПб.: Картограф. фабрика ВСЕГЕИ, 2009.
2. Глебовицкий В.А., Седова И.С., Матуков Д.И. и др. // Петрология. 2008. Т. 16. № 6. С. 627–656.
3. Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ларин А.М. и др. В сб.: Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2008. В. 6. Т. 1. С. 145–147.
4. Великославинский С.Д., Сальникова Е.Б., Ковач В.П. и др. В сб.: // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2010. В. 8. Т. 1. С. 48–49.
5. Krogh T.E. // Geochim. et cosmochim. acta. 1973. V. 37. P. 485–494.
6. Krogh T.E. // Geochim. et cosmochim. acta. 1982. V. 46. P. 637–649.
7. Ludwig K.R. PbDat for MS-DOS. Vers. 1.21 // US Geol. Surv. Open-File Rept № 88-542. 1991. 35 p.
8. Ludwig K.R. ISOPLOT / Ex. Vers. 2.06. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronol. Center Spec. Publ. 1999. № 1a. 49 p.
9. Steiger R.H., Jager E. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1976. V. 36. № 2. P. 359–362.
10. Stacey J.S., Kramers I.D. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26. № 2. P. 207–221.
11. Коржинский Д.С. Петрология архейского комплекса Алданской плиты. Л.; М.: ОНТИ, 1936. 76 с.
12. Дзевановский Ю.К. В кн.: Геологическое строение СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1958. Т. 3. С. 48–50.
13. Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. // Петрология. 2006. Т. 14. № 1. С. 25–43.
14. Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–32.
15. Wilde S.A., Wu Fuyuan, Zhang Xingzhou // Precamb. Res. 2003. V. 122. P. 311–327.