

УДК 550.93:552.4(571.54)

ВОЗРАСТ ГРАНИТОИДОВ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ БАЙКАЛО-МУЙСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА И КАЛАРСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО ТЕРРЕЙНА

© 2009 г. Е. Ю. Рыцк, А. Ф. Макеев, В. П. Ковач, Е. С. Богомолов, А. М. Федосеенко

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург

e-mail: ERYTSK@geogem.spb.ru

Поступила в редакцию 27.12.2007 г., получена после доработки 01.07.2008 г.

В статье рассматривается один из ключевых участков зоны сочленения Байкальской складчатой области байкалид, Алдано-Станового щита раннего докембрия и Баргузино-Витимского супертеррейна, объединяющего фрагменты раннедокембрийских, байкальских и палеозойских складчатых комплексов. В пределах этого участка картируются сложные тектонические контакты между позднерифейскими комплексами Парам-Шаманской палеотроговой зоны Байкало-Муйского пояса байкалид и раннедокембрийскими образованиями Каларского метаморфического террейна. Приведены результаты U-Pb изотопного датирования по циркону (TIMS и SHRIMP-II) гнейсосиенитов бургайского комплекса и гнейсовидных гранитов древнестанового комплекса раннедокембрийского геологического возраста, а также результаты Nd-изотопного изучения реперных магматических и стратифицированных комплексов региона. Установлено, что возрасты древнейших гнейсосиенитов бургайского комплекса и наложенных на них плагиомигматитов в зоне сочленения различаются менее чем на 1 млн. лет и составляют 601 ± 5 млн. лет. Древнестановые гнейсовидные граниты в зоне сочленения являются позднепалеозойскими образованиями (325–270 млн. лет). Согласно Nd-изотопным данным, возраст источника, из которого выплавлялись расплавы вендских гнейсосиенитов и гранитов, не древнее рифея, а протолитом позднепалеозойских гранитов являлось вещество древней континентальной коры. Сделан вывод о том, что коллизионное сочленение в единый блок байкальских и раннедокембрийских структур Байкальской складчатой области и Алдано-Станового щита связано с рубежом 600 млн. лет.

Ключевые слова: геохронология, цирконы, Nd-изотопные данные, гнейсограниты, зона тектонического сочленения.

ВВЕДЕНИЕ

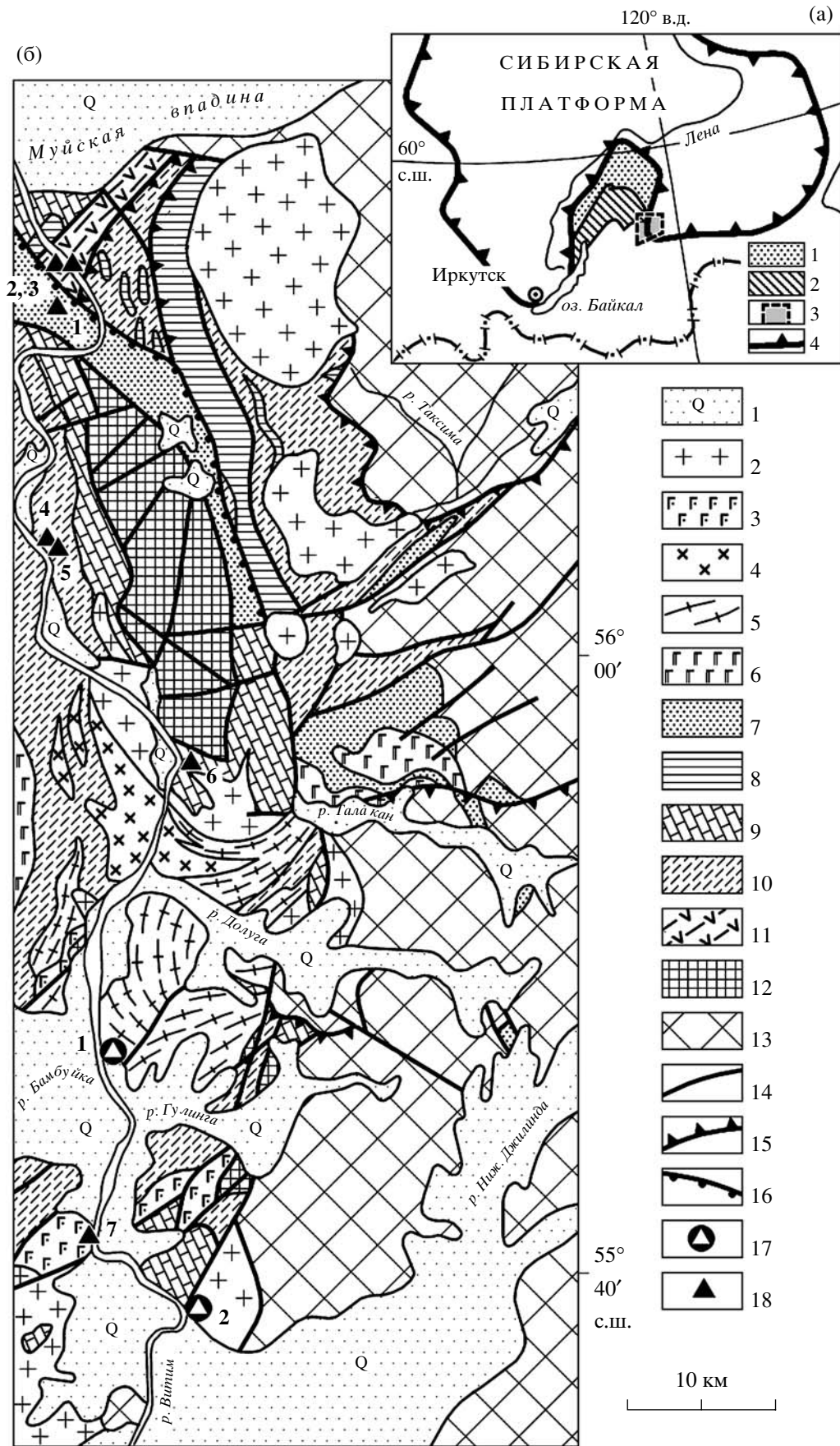
В бассейне среднего течения р. Витим находится сложный узел сочленения трех крупнейших структур Восточной Сибири – Байкальской склад-

чатой области (БСО), Алдано-Станового щита (АСЩ) и Баргузино-Витимского супертеррейна (БВСТ), объединяющего фрагменты раннедокембрийских, байкальских и палеозойских комплексов (рис. 1а). По данным В.А. Амантова с со-

Рис. 1. Местоположение района исследования (а) и схема геологического строения зоны сочленения Байкало-Муйского пояса БСО и Каларской глыбы Алдано-Станового щита (междуречье Витим–Таксима–Талакан–Гулинга) (по материалам геологической съемки масштаба 1 : 50000, с дополнениями и исправлениями авторов) (б).

(а): 1 – Байкало-Патомский пояс БСО; 2 – Байкало-Муйский пояс БСО; 3 – район исследования; 4 – границы Сибирской платформы.

(б): 1 – четвертичные отложения; 2 – гранитоиды ингамакитского комплекса поздней перми; 3 – палеозойские образования (биряминский комплекс диоритов и габброидов); 4, 5 – вендские образования: 4 – аллохтонные плагиограниты и граниты, 5 – гнейсовидные граниты, граносиениты и гнейсосиениты; 6–12 – рифейские образования: 6 – кедровский габбро-анортозитовый комплекс верхнего рифея, 7 – самодуровская серия верхнего рифея (малокушеровская свита известковистых кварцевых песчаников и известняков и таксиминская свита метапесчаников и базальных конгломератов), 8 – габброиды таксиминского комплекса верхнего рифея (?), 9 – шаманская серия верхнего рифея (широкинская и большекосинская свиты микросланцев основного и кислого состава с горизонтами углеродистых сланцев, шаманская свита доломитовых мраморов, косинская свита микросланцев контрастного состава), 10 – усть-тулдунская толща рифея (туфогенные сланцы, микрогнейсы, динамосланцы и blastsомилониты), 11 – несмуриинская толща рифея (амфиболиты), 12 – гипербазиты парамского комплекса рифея; 13 – раннедокембрийские образования нерасчлененные: субщелочные граниты джолоунского комплекса, аллохтонные и автохтонные гранитоиды и гнейсограниты древнестанового комплекса, ультраметаморфиты с реликтами диафорированных гранулитов и чарнокиты бургайского комплекса; 14 – главнейшие тектонические нарушения; 15 – надвиги; 16 – трансгрессивный контакт; 17 – места отбора проб для U-Pb изотопного исследования по циркону (1 – бургайский, 2 – древнестановой комплексы) и Nd-изотопного исследования гранитов (номера 8 и 9 соответствуют таковым в табл. 3); 18 – места отбора проб для Nd-изотопного исследования (номера 1–7 соответствуют таковым в табл. 3).



авторами (1986), зона сочленения этих структур принадлежит Оленек-Ононскому сквозному меридиональному структурному шву, который прослеживается от долины Витима далеко на юг и пересекает Монголо-Охотский линеамент. Согласно Г.С. Гусеву и В.Е. Хаину (1995), зона сочленения в рассматриваемом узле разворачивается в широтном направлении, образуя Жуинско-Джелтулакский шов. В этом случае Западно-Становой террейн включает Каларскую глыбу и Малхано-Яблоновую зону и принадлежит Байкало-Витимскому составному супертеррейну, окончательное сочленение которого с Сибирским кратоном произошло только в среднем–позднем палеозое (Гусев, Хаин, 1995).

Одним из ключевых участков зоны сочленения является междуречье Витим–Талакан–Гулинга, где картируются сложные тектонические контакты между структурами Байкало-Муйского пояса БСО и раннедокембрийскими образованиями Каларского метаморфического террейна АСШ (рис. 1б). По нашим данным (Рыцк и др., 2001), на этом участке развиты ранне- и позднебайкальский комплексы Парам-Шаманской палеотроговой зоны Байкало-Муйского пояса, тектоническое сочленение которых с Каларским метаморфическим террейном имело место в конце или середине неопротерозоя. По данным геологической съемки¹, сочленение этих структур, выделенных в Муйскую и Кодаро-Удоканскую зоны, произошло в конце раннего протерозоя. С целью определения возраста зоны сочленения блоков древней континентальной коры Каларского террейна и байкальской коры Байкало-Муйского пояса выполнены U-Pb геохронологические исследования цирконов из типичных синколлизонных сиенитогнейсов бургайского комплекса и гнейсовидных гранитов древнестанового комплекса, а также Nd-изотопно-геохимические исследования реперных магматических и стратифицированных комплексов региона.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

По результатам геологической съемки масштаба 1 : 50000 в зоне сочленения и прилегающей площади выделяются раннеархейский бургайский, позднеархейские древнестановой и таксиминский комплексы чарнокитов, диоритогнейсов, сиенитогнейсов, плагиогранитогнейсов и гнейсогранитов. К раннепротерозойским образованиям отнесены усть-тулдуньская толща динамосланцев и шаманская вулканогенно-терригенно-карбонатная серия, а к позднерифейским – самодуровская терригенно-карбонатная серия, трансгрессивно залегающая на складчатых комплексах Муйской и

Кодаро-Удоканской зон, и габброиды Талаканского массива кедровского комплекса. Из-за отсутствия геохронологических данных возрастные оценки выделенных комплексов имеют условный характер.

Обобщение материалов геологической съемки, результатов полевых работ по р. Витим и опубликованных геохронологических данных (Рыцк и др., 2001) позволяет уточнить строение этого участка зоны сочленения (рис. 1б). Она представляет собой протяженную и относительно широкую дугообразную полосу разнотипных тектонических нарушений, трассирующих контакт между структурами различного возраста и происхождения. В Парам-Шаманской палеотроговой зоне позднерифейского возраста – это серия сближенных продольных взбросо-надвигов и сдвигов, расчлененная поперечными нарушениями на ряд блоков и сегментов, а в Каларском террейне раннего докембрия – это серия гнейсогранитных валов, куполов и пологих тектонических пластин, ограниченных глубинными пластическими надвигами. Анализ геологических карт, дешифрирование аэрофотоснимков и геофизические данные (Митрофанов, Таскин, 1994) показывают, что общее направление тектонического перемещения в зоне сочленения осуществлялось с северо-востока на юго-запад. Важное значение в структуре рассматриваемого участка имеет Талаканская поперечная сдвиговая зона, по которой позднебайкальский комплекс отложений самодуровской серии Парам-Шаманской зоны смещен вглубь Каларского террейна на расстояние до 15 км (рис. 1б). В смещенном блоке терригенно-карбонатные отложения самодуровской серии смяты в сложный складчатый пакет, расланцованы и будинированы, в связи с чем некоторые исследователи ошибочно относили их к более древним образованиям шаманской толщи.

Для изотопного датирования древнейших диорито- и сиенитогнейсов бургайского комплекса был выбран куполовидный массив в междуречье Витим–Гулинга–Долуга, локализованный на центриклинальном замыкании Шаманской синформы, ядро которой сложено гипербазитами одноименного массива (рис. 1б). Гнейсогранитный массив обособлен от архейских (?) структур Каларского террейна, и в его составе отсутствуют чарнокиты, типичные для бургайского комплекса. Массив сложен автохтонными синметаморфическими образованиями, которые представлены плагиогранитогнейсами, диоритогнейсами и сиенитогнейсами единого мигматитового комплекса, включающими скиалиты мигматизированных метаморфических пород. Образец для датирования (АМ-93) по составу отвечает кварцевым сиенитам.

¹ Отчет Е.А. Зайкова и др., 1995 г.

Таблица 1. Результаты U-Pb изотопного исследования цирконов (TIMS)

Номер точки	Размер фракции, МКМ	Навеска, МГ	Pb, мкг/г	U, мкг/г	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}^a$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^b$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^b$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}^b$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}^b$	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}^b$	Rho	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
АМ-93														
I тип														
1	60–85	1.94	38.2	359	2803	0.05993	0.2601	0.7790	0.0943	0.842	0.93	581	585	601 ± 1
2	85–100	2.20	38.3	273	2052	0.05991	0.2717	0.7813	0.0946	0.880	0.61	583	586	600 ± 4
3	>100	2.03	26.4	230	2507	0.05992	0.2747	0.8086	0.0979	0.890	0.89	602	602	601 ± 1
II тип														
4	60–85	1.22	46.1	429	2124	0.05994	0.2201	0.7872	0.0953	0.713	0.93	587	590	601 ± 1
5	85–100	1.18	36.6	340	1888	0.05992	0.2227	0.7857	0.0951	0.721	0.91	586	589	601 ± 1
6	>100	1.26	36.9	336	1017	0.05992	0.2192	0.7827	0.0947	0.710	0.92	584	587	601 ± 1
АМ-90														
7	<60	0.37	35.7	697	496.4	0.05599	0.0671	0.3647	0.0472	0.213	0.82	298	316	452 ± 2
8	60–85	0.49	43.5	744	721.1	0.06200	0.0708	0.4734	0.0554	0.225	0.80	347	393	672 ± 2
9	–	1.20	38.3	770	2442	0.05838	0.0672	0.4045	0.0503	0.214	0.90	316	345	544 ± 1
10	85–100	0.98	44.1	819	6164	0.06391	0.0690	0.4834	0.0549	0.222	0.94	344	400.4	739 ± 1
11	>85	1.12	20.8	407	1983	0.05872	0.0687	0.4159	0.0514	0.220	0.80	323	353	557 ± 2
12	>100	1.30	52.8	850	9335	0.07030	0.0741	0.6088	0.0628	0.236	0.94	393	483	937 ± 1
13	–	0.98	43.6	807	885.3	0.05890	0.0708	0.4221	0.0520	0.225	0.77	327	357	563 ± 2

Примечание. ^a – измеренные изотопные отношения Pb; ^b – изотопные отношения, скорректированные на бланк, фракционирование и обычный свинец. Разложение цирконов, выделение Pb и U проведено по модифицированной методике (Krogh, 1973). Изотопный анализ выполнен на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-261 в ИГГД РАН. Уровень холостого опыта по Pb составлял 0.1 нг, по U – 0.005 нг. Коэффициенты фракционирования: Pb 0.10%/а.е.м. и U 0.08%/а.е.м. Ошибки измерения изотопных отношений Pb/U – 0.5% (2σ). Для расчета возрастов использованы общепринятые величины констант распада (Steiger, Jager, 1976). Поправки на обычный свинец приняты по модели (Stacey, Kramers, 1975). Обработка экспериментальных данных проводилась по программам PbDAT (Ludwig, 1991) и ISOPLOT (Ludwig, 1999).

Таблица 2. Результаты U-Th-Pb изотопного исследования участков циркона (обр. АМ-90) на ионном микрозонде SHRIMP-II (ЦИИ ВСЕГЕИ)

Номер точки	Th, мкг/г	$^{206}\text{Pb}_c$, %	U, мкг/г	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$, мкг/г	Возраст $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}^1$	Возраст $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^1$	D, %	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}^1$	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*1$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}^1$
1.1	320	0.00	673	0.49	29.7	323 ± 4	273 ± 84	-15	0.0513	0.0517	0.366
1.2	477	–	972	0.51	42.4	321 ± 3	285 ± 140	-11	0.0511	0.0520	0.366
2.1	186	0.23	973	0.20	43.2	324 ± 4	285 ± 87	-12	0.0516	0.0520	0.370
2.2	321	0.56	463	0.72	21.0	330 ± 5	327 ± 150	-1	0.0525	0.0530	0.384
3.1	270	–	570	0.49	19.4	252 ± 4	320 ± 210	27	0.0398	0.0528	0.290
4.1	304	–	702	0.45	31.1	325 ± 4	302 ± 92	-7	0.0517	0.0524	0.373
4.2	407	0.08	843	0.50	38.1	330 ± 4	321 ± 84	-3	0.0526	0.0528	0.383
1.3	370	–	622	0.61	15.4	185 ± 3	151 ± 230	-18	0.0291	0.0491	0.197

Примечание. Ошибки приведены для доверительного интервала 1σ. Pb_c и Pb* – обыкновенный и радиогенный свинец соответственно. Ошибка калибровки стандарта – 0.33% (1σ); D – дискордантность: $D = 100 \{ [(\text{возраст } ^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) / (\text{возраст } ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})] - 1 \}$; ¹ коррекция на Pb_c по измеренному ²⁰⁴Pb.

Для изотопного датирования древнестановых гранитов был выбран участок в приустье части р. Нижняя Джиллинда (рис. 1б), представляющий собой южное окончание субмеридионального гранитогнейсового вала, ограниченного на севере Талаканской широтной зоной разломов. По геологическим данным этот гранитогнейсовый вал является синметаморфической линейно-купольной

структурой с диафторированными кристаллическими сланцами чарской толщи в купольных ядрах и, несомненно, принадлежит Каларскому террейну. Образец для изотопного исследования (АМ-90) представляет собой типичный для этого комплекса лейкократовый биотитовый гранит с неясно выраженной гнейсовидной текстурой, отвечающий по составу субщелочному граниту.

Таблица 3. Sm-Nd изотопные данные для пород Парам-Шаманской зоны (1–8) и Каларского террейна (9)

№	Номер образца	Возраст, млн. лет	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})$, млн. лет	$T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st})$, млн. лет
1	АМ-98	300*	1.12	4.21	0.1602	0.512086	-9.4		
2	АМ-100/8	900	0.39	2.66	0.0890	0.512414	+8.1	902	902
3	БМ-36	900	2.03	12.44	0.0987	0.512371	+6.1	1034	1065
4	АМ-95/1	850	6.56	32.5	0.1221	0.512198	-0.5	1580	1568
5	АМ-95/2	850	2.34	13.15	0.1075	0.512141	0.0	1450	1528
6	АМ-94В	850	6.31	22.7	0.1682	0.512843	+7.1		
7	АМ-92/7	800	4.34	23.5	0.1117	0.512093	-2.0	1579	1640
8	АМ-93	600	3.74	21.0	0.1073	0.512287	0.0	1238	1324
9	АМ-90	280	2.81	18.74	0.0904	0.511720	-14.2	1766	2233

Примечание. 1 – риолит, самодуровская серия; 2, 3 – плагиогранит, несмуриная толща; 4, 5 – динамосланец, усть-тулдунская толща; 6 – углеродистый сланец, большекосинская свита; 7 – гнейсовидный диорит, таксиминский комплекс; 8 – гнейсо-сиенит, бургайский комплекс; 9 – гнейсовидный гранит, древнестановой комплекс.

* – возраст риолитов определен U-Pb методом по циркону (неопубликованные данные авторов). Аналитические исследования были проведены в ИГГД РАН по стандартной методике (Ковач и др., 2000). При расчете величин $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ и модельных возрастов $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ использованы современные значения CHUR по (Jacobsen, Wasserburg, 1984) ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$) и DM по (Goldstein, Jacobsen, 1988) ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2136$). Для учета возможного фракционирования Sm и Nd во внутрикоровых процессах для коровых (S-тип) гранитоидов и осадочных пород рассчитаны двустадийные Nd-модельные возрасты $T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st})$ (Keto, Jacobsen, 1987) с использованием среднекорового отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.12$ (Taylor, McLennan, 1985).

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ И Nd-ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Методика и результаты U-Pb изотопного анализа приведены в табл. 1, а методика и полученные Nd-изотопные данные для пород зоны сочленения – в табл. 3.

В пробе сиенитогнейсов (обр. АМ-93) установлено два морфологических типа циркона. Циркон I типа составляет 2/3 от общего количества циркона в пробе и представлен субидiomорфными овальными, прозрачными, бесцветными кристаллами с коэффициентом удлинения $K_y = 1.0-1.2$ и высоким двупреломлением; отмечаются пылевидные минеральные включения. Внутреннее строение кристаллов однородное с редкими фрагментами тонкой зональности. Содержание U в цирконе I типа варьирует от 230 до 360 мкг/г, а отношение $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U} = 0.84-0.89$, что характерно для цирконов магматического генезиса. Вместе с тем морфологические особенности цирконов I типа свидетельствуют об их формировании в результате постмагматической перекристаллизации, связанной, очевидно, с наложенной мигматизацией. Возраст циркона I типа по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ равен 601.0 ± 0.8 млн. лет (95%-ный доверительный интервал).

Циркон II типа представлен идиоморфными, призматическими, прозрачными, бесцветными или слегка желтоватыми кристаллами с $K_y = 2.0-3.0$ и высоким двупреломлением. Внутреннее строение кристаллов также однородное, но с фрагментами четкой зональности. Содержание U = 336–429 мкг/г, а отношение $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U} = 0.71-$

0.72. По своей морфологии этот тип цирконов явно магматический. Его возраст по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ равен 600.9 ± 0.6 млн. лет и, следовательно, в пределах аналитической погрешности совпадает с возрастом циркона I типа. Таким образом, временной период между кристаллизацией первично-магматического циркона и его перекристаллизацией с образованием субидiomорфного циркона не превышает погрешности измерений возраста по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} - 0.8$ млн. лет. Дискордия, проведенная через все точки, из которых пять близки к конкордии, имеет нижнее пересечение около нуля и верхнее пересечение, соответствующее возрасту сиенитогнейсов 601 ± 5 млн. лет ($\text{СКВО} = 0.026$) (рис. 2). Учитывая, что акцессорный циркон сиенитогнейсов по морфологическим особенностям отвечает циркону магматического и постмагматического происхождения и незначительный интервал времени между проявлением процессов магматической кристаллизации и постмагматической перекристаллизации, есть все основания принимать в качестве оценки возраста кристаллизации родоначальных для сиенитогнейсов расплавов значение 601 ± 5 млн. лет, полученное по верхнему пересечению дискордии.

В пробе древнестановых гранитов (обр. АМ-90) циркон также представлен двумя разновидностями. Циркон I типа образует субидiomорфные, короткопризматические, мутные кристаллы желтоватого цвета. На гранях кристаллов наблюдаются следы растворения. Для внутреннего строения кристаллов циркона I типа характерно присутствие ядер овальной формы, которые окружены широ-

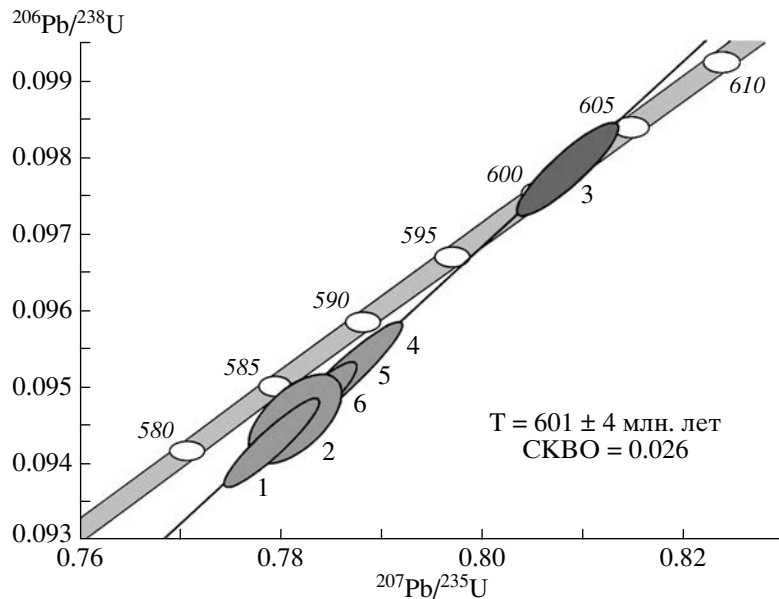


Рис. 2. Диаграмма с конкордией для гнейсосиенитов бургайского комплекса (обр. АМ-93). Номера точек соответствуют номерам в табл. 1.

кими прозрачными тонкозональными оболочками. Циркон II типа представлен идиоморфными, игольчатыми, прозрачными и однородными зернами с высоким двупреломлением и фрагментами тонкой зональности. В некоторых зернах наблюдаются тонкие оторочки с низким двупреломлением.

Для U-Pb геохронологических исследований были использованы 7 навесок циркона II типа, отобранных из различных размерных фракций (табл. 1). Как видно на рис. 3а, они характеризуются прямой дискордантностью U/Pb изотопных отношений и довольно широким диапазоном возрастов (298–398 млн. лет), рассчитанных по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Дискордия, построенная по трем точкам изотопного состава циркона из наиболее мелких размерных фракций (№ 7–9, табл. 1), имеет нижнее пересечение с конкордией, соответствующее возрасту 270 ± 3 млн. лет, и верхнее пересечение – 1410 ± 52 млн. лет (СКВО = 0.22). Однако точки изотопного состава более крупных фракций циркона не аппроксимируются этой линией регрессии, что, по-видимому, обусловлено интегральным эффектом гипергенных потерь Pb и присутствием разновозрастного унаследованного компонента Pb в изученном цирконе. Поэтому полученные данные позволяют только в первом приближении оценить минимальный возраст древнестановых гранитов – 270 млн. лет.

Для уточнения возраста древнестановых гранитов дополнительно были изучены восемь зерен циркона на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (табл. 2). Формально для шести из восьми изученных зерен были получены квазиконкордантные оценки воз-

раста 325 ± 3 млн. лет (рис. 3б). Следует подчеркнуть именно квазиконкордантность этих оценок, так как степень их дискордантности варьирует от –1 до –15% (табл. 2) как вследствие больших статистических погрешностей ($1\sigma = 3.7\text{--}9.3\%$), так и систематических ошибок измерения изотопного отношения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Действительно, средний возраст шести изученных зерен циркона по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ составляет 296 ± 22 млн. лет (95%-ный доверительный интервал), что даже в пределах аналитических погрешностей значительно ниже их возраста (325 ± 4 млн. лет), рассчитанного по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (95%-ный доверительный интервал). Эффект систематического занижения отношения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ при измерениях на ионном микрозонде SHRIMP-II не менее чем в 25% случаев уже отмечался при изучении цирконов моложе 1 млрд. лет (Black, 2005). Мы полагаем, что именно вследствие указанного эффекта в изученных зернах циркона не удалось обнаружить унаследованный “древний” компонент. Таким образом, гнейсограниты древнестанового комплекса рассматриваемой территории являются позднепалеозойскими образованиями, возраст которых находится в интервале 325–270 млн. лет. Скорее всего, они принадлежат ингамакитскому или баргузинскому комплексам.

Гнейсовидные граниты древнестанового комплекса Каларского террейна характеризуются Nd-модельным возрастом $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 1.8$ млрд. лет ($T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st}) = 2.2$ млрд. лет), что указывает в среднем на раннепротерозойский возраст источников их расплавов. С другой стороны, в Парам-Шаманской зоне Байкало-Муйского пояса БСО

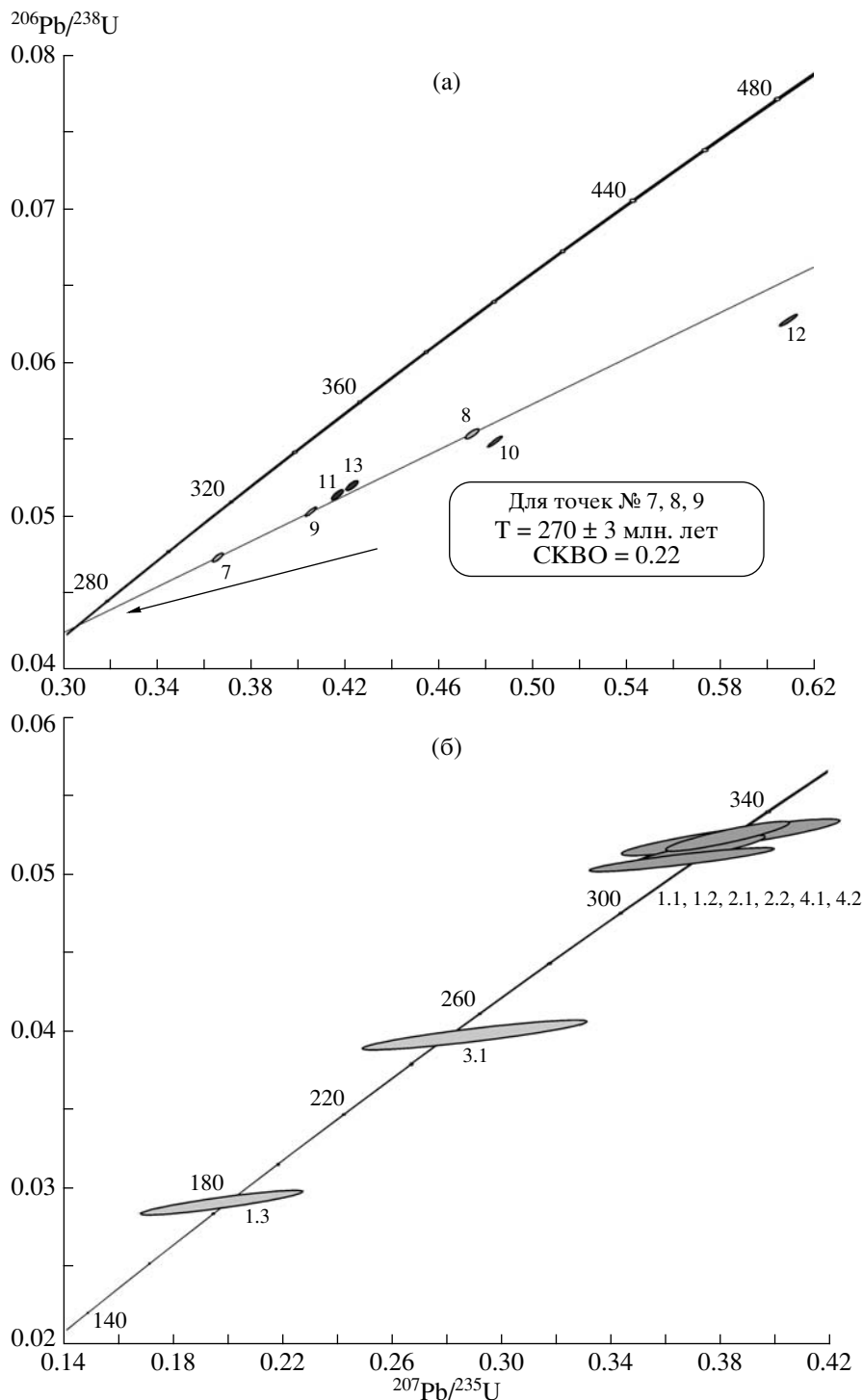


Рис. 3. Диаграмма с конкордией для гранитов древнестанового (обр. АМ-90) комплекса по результатам исследования цирконов (TIMS) (а) и результатам исследования участков циркона на ионном микрозонде SHRIMP-II (б). Номера точек соответствуют номерам в табл. 1 и 2.

проявлен раннебайкальский (около 1.0–0.8 млрд. лет) этап формирования ювенильной континентальной коры (Рыцк и др., 2007). Плагииграниты, локализованные в амфиболитах несмуриной толщ, обладают высокими положительными величинами $\epsilon_{\text{Nd}}(0.9)$ от +6.1 до +8.1 и позднерифей-

скими Nd-модельными возрастными $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 1.0\text{--}0.90$ млрд. лет. Изотопные особенности этих плагиигранитов свидетельствуют об участии в их петрогенезисе относительно короткоживущих источников с возрастом не древнее ~1 млрд. лет. Можно предполагать, что рассматриваемые пла-

гиограниты формировались в результате частичного плавления амфиболитов несмуриной толщи во время раннебайкальского метаморфизма. Высокими положительными величинами $\epsilon_{Nd}(T) = +7.1$ обладают и черные сланцы большекосинской свиты шаманской серии, что наряду с высоким отношением $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.1682$ свидетельствует о преобладании в источниках их сноса раннебайкальского ювенильного материала основного состава. Динамосланцы усть-тулдуновской толщи, диоритогнейсы и сиенитогнейсы таксиминского и бургайского комплексов имеют значения $T_{Nd}(DM) = 1.6-1.2$ млрд. лет ($T_{Nd}(DM-2st) = 1.6-1.3$ млрд. лет) и величины $\epsilon_{Nd}(T)$ от -2.0 до 0.0 (табл. 3), т.е. промежуточные между Nd-изотопными характеристиками пород Парам-Шаманской зоны и гранитоидов древнестанового комплекса Каларского террейна. Полученные данные позволяют предполагать, что исходные расплавы гранитоидов таксиминского и бургайского комплексов формировались при плавлении смешанных источников, имеющих предположительно позднерифейские и раннепротерозойские Nd-модельные возрасты.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В соответствии с полученными данными, отнесение сиенитогнейсов куполовидного массива в междуречье Гулинга–Долуга к древнейшему бургайскому комплексу ошибочно, эти породы нельзя сопоставлять с их петротипом во внутренней части Каларского террейна. Результаты изучения разнотипных цирконов сиенитогнейсов свидетельствуют о ранневендском возрасте как сиенитогнейсов массива, так и наложенных на них плагиомигматитов. При этом интервал времени между становлением указанного массива и наложенной на слагающие его породы плагиомигматизацией составляет не сотни миллионов лет, как считалось по геологическим данным, а около 1 млн. лет. Таким образом, главное коллизионное событие в тектономагматической эволюции зоны сочленения БСО и АСЦ связано с рубежом 600 млн. лет.

Значения $T_{Nd}(DM) = 1.3-1.2$ млрд. лет в синколлизионных гранитах позволяют предположить, что в глубоких сечениях зоны сочленения к рубежу 600 млн. лет блоки байкальской коры Парам-Шаманской зоны БСО и пластины древней коры Каларского террейна были тектонически совмещены в разрезе. Вероятно, вследствие этого расплавы гранитоидов таксиминского и бургайского комплексов зоны сочленения формировались при плавлении смешанных источников с позднерифейскими и раннепротерозойскими Nd-модельными возрастными.

Результаты комплексного (TIMS и SHRIMP-II) изучения цирконов древнестановых гнейсовидных гранитов свидетельствуют об их позднепалеозойском возрасте (325–270 млн. лет), который в

первом приближении близок оценкам возраста баргузинских гранитов БСО (Рыцк и др., 1998) и гранитоидов ингамакитского комплекса АСЦ (Геологическое..., 1986). Учитывая большую площадь распространения древнестановых гнейсогранитов в пределах Каларского и Западно-Станового террейнов, делать вывод об их позднепалеозойском возрасте в целом на основании изучения одного участка явно преждевременно. Полученные данные позволяют предполагать, что в картируемом поле древнестановых гнейсогранитов развиты и позднепалеозойские гранитоиды, так или иначе связанные с Ангаро-Витимским батолитом.

Новые Nd-изотопные данные подтверждают рифейский возраст стратифицированных и магматических образований Парам-Шаманской зоны БСО, в частности шаманской серии и усть-тулдуновской толщи. Выделение усть-тулдуновской толщи в качестве нестратифицированного “динамосланцевого площадного метасоматического комплекса”, развитого по архейскому субстрату, противоречит нашим наблюдениям и не подтверждается Nd-изотопными данными (табл. 3). Последние характеризуют обычные метаосадочные породы, образованные за счет размыва древнего континентального источника с небольшой добавкой раннебайкальского ювенильного вещества. В разрезах усть-тулдуновской толщи по р. Витим хорошо распознаются фрагменты первично слоистых осадочных и вулканогенно-осадочных пород, развитые по ним тектониты и зеленосланцевые динамосланцы приурочены к разрывным нарушениям зоны сочленения.

Возраст коллизионного метаморфического события 600 млн. лет, установленный непосредственно в зоне сочленения байкальских и древнекоровых структур БСО и АСЦ, является одним из двух свидетельств синметаморфического гранитообразования в конце позднебайкальского этапа развития БСО. И в том и другом случае позднебайкальские гнейсограниты с возрастом около 600 млн. лет приурочены к краевым частям Кичерского и Парам-Шаманского палеотроговых прогибов в зонах их сочленения со структурами внешнего пояса БСО и АСЦ, сложенных древнекоровыми комплексами. Во внутренних частях Байкало-Муйского пояса граниты этого возраста не обнаружены. Это обстоятельство может рассматриваться как одно из свидетельств незавершенности позднебайкальского цикла в БСО и его более тесной связи с раннекаледонским этапом эволюции Центрально-Азиатского складчатого пояса, нежели с раннебайкальским тектогенезом.

Выявленный рубеж 600 млн. лет свидетельствует о том, что процессы аккреции разнородных структур и блоков Центрально-Азиатского складчатого пояса начались задолго до своего максимального проявления в ордовике, 490–470

млн. лет назад. Внешний и внутренний пояса байкалид БСО, а возможно, и ряд террейнов Баргузино-Витимского супертеррейна после коллизионного события на рубеже 600 млн. лет оказались единым спаянным блоком раннедокембрийской и байкальской коры, который служил фундаментом для раннепалеозойских осадочных комплексов. Последние образуют латеральный ряд структурных зон – от чехла Сибирской платформы и наложенных рифтогенных грабенов и впадин Байкало-Муйского пояса до окраинно-континентальных и островодужных комплексов Баргузино-Витимского супертеррейна и палеоокеанических образований Джидинской зоны.

ВЫВОДЫ

1. По данным U-Pb изотопного исследования возраст сиенитогнейсов бургайского комплекса в зоне сочленения Байкало-Муйского пояса и Каларского метаморфического террейна составляет 601 ± 5 млн. лет, а гнейсограниты древнестанового комплекса являются позднепалеозойскими образованиями, сформированными за счет докембрийского субстрата.

2. Nd-изотопные данные подтверждают тектоническое совмещение блоков байкальской коры Байкало-Муйского пояса и пластин древней коры Каларского метаморфического террейна в зоне их сочленения.

Таким образом, коллизионное сочленение в единый блок байкальских структур БСО и раннедокембрийского метаморфического террейна АСЩ связано с рубежом 600 млн. лет. При этом древние метапороды Каларского террейна подвергались интенсивной магматической переработке не только в конце рифея, но и в палеозое.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект № 05-05-65316), Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН “Центрально-Азиатский подвижный пояс: геодинамика и этапы формирования земной коры” и Фонда развития отечественной геологии. Авторы благодарят А.Н. Тимашкова и Л.А. Макарьева за любезно предоставленные результаты U-Th-Pb изотопного датирования цирконов из гранитоидов древнестанового комплекса (SHRIMP) и Е.Б. Сальникову за ценные критические замечания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 7. Алтае-Саянский и Забайкало-Верхнеамурский регион. Кн. 2. Л.: Недра, Забайкало-Верхнеамурский регион, 1986. 240 с.

Гусев Г.С., Хаин В.Е. О соотношениях Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Монголо-Охотского террейнов (юг Средней Сибири) // Геотектоника. 1995. № 5. С. 68–82.

Ковач В.П., Котов А.Б., Смелов А.П. и др. Этапы формирования континентальной коры погребенного фундамента восточной части Сибирской платформы // Петрология. 2000. Т. 8. № 4. С. 394–408.

Митрофанов Г.Л., Таскин А.П. Структурные соотношения Сибирской платформы со складчатым сооружением // Геотектоника. 1994. № 1. С. 3–15.

Рыцк Е.Ю., Неймарк Л.А., Амелин Ю.В. Возраст и геодинамические обстановки формирования палеозойских гранитоидов северной части Байкальской складчатой области // Геотектоника. 1998. № 5. С. 46–60.

Рыцк Е.Ю., Амелин Ю.В., Ризванова Н.Г. и др. Возраст пород Байкало-Муйского складчатого пояса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9. № 4. С. 3–15.

Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Изотопные провинции и этапы формирования континентальной коры Байкало-Муйского пояса: Sm-Nd изотопные данные по гранитоидам и кислым вулканитам // Докл. АН. 2007. Т. 416. № 3. С. 374–379.

Black L.P. The use of multiple reference samples for the monitoring of ion microprobe performance during zircon $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age determination // Geostandards and Geoanalytical Res. 2005. V. 29. P. 169–182.

Krogh T.E. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // Geochim. Cosmochim. Acta. 1973. V. 37. P. 485–494.

Ludwig K.R. PbDat for MS-DOS, version 1.21 // U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 88–542. 1991. 35 p.

Ludwig K.R. ISOPLOT / Ex. Version 2.06. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkley Geochronology Center Sp. Publ. 1999. № 1a. 49 p.

Stacey J.S., Kramers I.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26. № 2. P. 207–221.

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. № 2. P. 359–362.

Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: implications for crustal evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 87. P. 249–265.

Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites II // Earth Planet. Sci. Lett. 1984. V. 67. P. 137–150.

Keto L.S., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic variations of Early Paleozoic oceans // Earth Planet. Sci. Lett. 1987. V. 84. P. 27–41.

Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: its composition and evolution. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1985. 312 p.

Рецензент А.Б. Котов