

УДК 550.93+552.32(571.65):549.657

U–Pb–SHRIMP-ВОЗРАСТ ГРАНИТОИДОВ ГЛАВНОГО БАТОЛИТОВОГО ПОЯСА (СЕВЕРО-ВОСТОК АЗИИ)

© 2009 г. В. В. Акинин, А. В. Прокопьев, Х. Торо, Э. Л. Миллер, Дж. Вуден, член-корреспондент РАН Н. А. Горячев, А. В. Альшевский, А. Г. Бахарев, В. А. Трунилина

Поступило 15.12.2008 г.

Главный (Колымский) пояс (ГП) позднеюрско-раннемеловых роговообманково-биотитовых гранитоидных батолитов и ассоциирующих роев даек является крупнейшим на Северо-Востоке Азии. Он простирается в северо-западном направлении на 1100 км в центральной части Верхояно-Колымской орогенной области (рис. 1). С ним сопряжена Яно-Колымская золотоносная провинция (ЯКЗП), включающая уникальные рудные и россыпные месторождения золота. Геодинамическая природа ГП интерпретируется как результат субдукции и последующей коллизии Колымо-Омолонского супертеррейна (микроконтинента) с восточной окраиной Северо-Азиатского кратона в конце поздней юры [2]. Пространственная совмещенность ГП и ЯКЗП может указывать на генетические связи магматизма и оруденения. Взаимоотношения и возраст гранитных батолитов, даек и золотого оруденения обсуждались на протяжении длительного времени и являются предметом дискуссии и поныне. Частично это связано с тем, что имеющиеся архивные данные K–Ar- и Rb–Sr-датирования по породам недостаточно точны и надежны, часто неполно представлены в деталях и трудно интерпретируемы (см., например, [3, 4]). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирование биотита, амфибола и калиевого полевого шпата из гранитоидов ГП позволило получить две группы возрастов [5]. Более древние с интервалом от 160 до 140 млн. лет отнесены к субдукционному магматизму. Более молодые (143–

138 млн. лет) получены для гранитов S-типа и интерпретированы как возраст коллизионного события. Однако не исключено, что молодые даты могут отражать длительность остывания интрузий из-за относительно низкой температуры закрытия в датированных силикатах, а не возраст кристаллизации. В этой ситуации более надежным является U–Pb-датирование циркона, имеющего высокую температуру закрытия U–Th–Pb-изотопной системы (>900°C) и отражающего собственно время кристаллизации магм.

В данном сообщении представлены первые результаты U–Pb-датирования циркона из ключевых интрузий ГП с помощью высокоразрешающего ионного микрозонда обратной геометрии SHRIMP-RG (микроаналитическая лаборатория Стэнфордского университета – Геологической службы США) и SHRIMP-II (ВСЕГЕИ). U–Pb–SHRIMP-анализ уступает в точности измерений классическому методу термоионизационной масс-спектрометрии с изотопным разбавлением (ID-TIMS), однако остается непревзойденным по прецизионности и локальности U–Th–Pb-датирования в интракристаллическом масштабе. В тех же точках кристаллов циркона, где производилось U–Pb-датирование, одновременно определены концентрации 12 примесных элементов (REE, Hf, U, Th). Наши новые геохронологические данные показывают, что главный объем изученных батолитов и даек был сформирован в узком интервале времени около 150 ± 3 млн. лет назад (кимериджитон). Два менее проявленных импульса гранитоидного магматизма относятся к интервалам 160–155 и 146–143 млн. лет. Особый интерес вызывает тот факт, что возраст главного импульса гранитного магматизма в ГП субсинхронен формированию вулканогенно-осадочных толщ над-субдукционной Уяндино-Ясачненской вулканической дуги, примыкающей к ГП с востока. Возраст вулканитов дуги по палеонтологическим данным оксфорд–титон, а по первым U–Pb-датировкам около 150 млн. лет [6, 7].

Датированы цирконы из 20 плутонов и 4 даек, которые представительно характеризуют ГП

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт
Дальневосточного отделения
Российской Академии наук, Магадан
Институт геологии алмаза и благородных металлов
Сибирского отделения Российской Академии наук,
Якутск
Департамент геологии и географии
Университета Западной Вирджинии,
Моргантаун, США
Департамент геологических и экологических наук
Стэнфордского университета, США

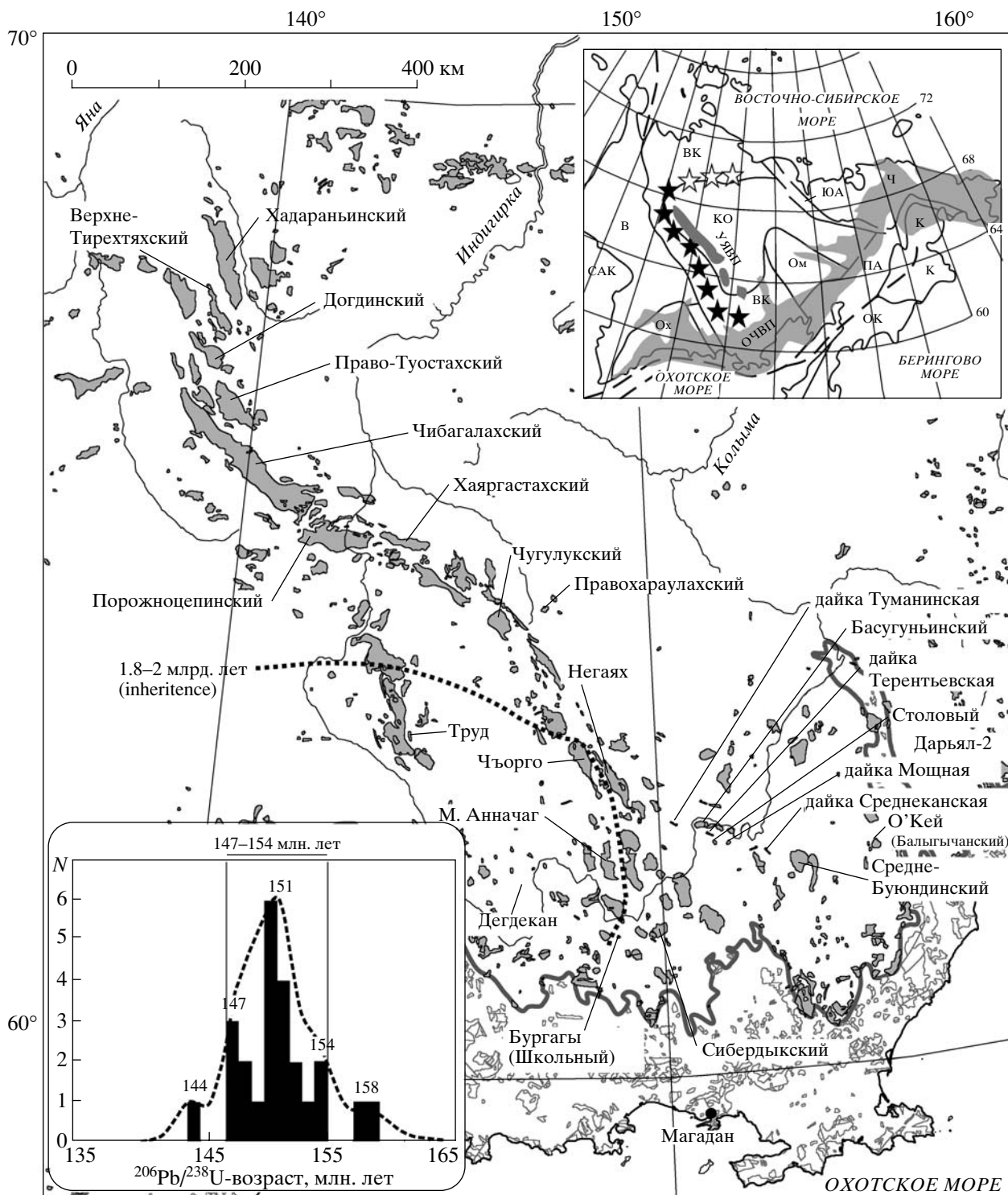


Рис. 1. Схема размещения гранитоидных плутонов ГП. Приведены названия плутонов и даек, датированных U-Pb-SHRIMP-методом; дополнительная информация в табл. 1. Пунктирной линией показана предполагаемая граница области с палеопротерозойским фундаментом. На врезке вверху – положение Главного пояса (черные звездочки) и Северного пояса (белые звездочки) гранитоидов на схеме орогенных поясов Северо-Востока Азии [1]. Орогенные пояса, кратоны и кратонные террейны: САК – Северо-Азиатский кратон, В – Верхоянский складчато-надвиговый пояс, ВК – Верхояно-Колымский пояс, КО – Колымо-Омолонский супертеррейн. ЮА – Южно-Анюйский пояс, Ч – Чукотский пояс, К – Корякский пояс, ПА – Пенжинско-Анадырский пояс, ОК – Олюторско-Камчатский пояс, Ох – Охотский террейн, Ом – Омолонский террейн. Вулканогенные пояса (серым): Уяндино-Ясачненский (УЯВП) и Охотско-Чукотский (ОЧВП). На врезке внизу – гистограмма средних дат и кривая плотности вероятности для 24 интрузий ЯКЗП.

Таблица 1. Возраст гранитоидных массивов и даек Главного пояса по результатам U–Pb–SHRIMP-датирования цирконов

№ п.п.	№ обр.	Координаты		Плутон	Порода	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U- возраст, млн. лет	±1σ	СКВО	<i>p</i>	<i>N</i>
1	144	64.842° N	147.509°E	Правохараулахский	Г	154.3	1	1.1	0.37	9/9
2	185	68.197	138.636	Хадараньинский	Г	<i>146–131</i>				12
3	4033	67.613	138.863	Верхне-Тирехтяхский	ГД	144	1	0.14	0.71	8/9
4	3089	67.434	138.857	Догдинский	Г	147.6	1	2.8	0.1	10/10
5	V302	66.744	139.429	Право-Туостахский	Г	149.3	2.7	0.37	0.55	7/9
6	R610	66.228	139.896	Чибагалахский	Г	<i>155–144</i>				13
7	O-19	66.225	139.896	То же	Г	147.8	2	1.8	0.08	9/11
8	V1419	65.499	142.290	Порожноцепинский	ГД	154.6	1.4	0.41	0.52	9/11
9	200	65.500	144.133	Хаяргастахский	ГД	<i>158–141</i>				8
10	173	64.383	146.396	Чугулукский	Г	150.6	1.3	0.12	0.73	8/9
11	557	64.283	148.250	Чъорго	Г	151.3	0.7	0.86	0.5	10/18
12	1059	63.517	144.383	Труд	Г	<i>153–143</i>				12
13	4529	62.864	148.850	Малый Анначаг	Г	148.9	0.87	0.47	0.49	8/15
14	2027-1	62.885	149.856	Негаях	Г	148	3.6	0.04	0.84	2/2
15	463	61.467	149.017	Бургагы (Школьный)	Г	150.5	1.2	0.16	0.69	9/10
16	1-1	63.519	150.000	Сибердыкский*	Г (1фаза)	151.4	2.5	0.44	0.51	8/10
17	6110	62.160	152.883	Средне-Буюндинский*	Г (1 фаза)	153.2	3.8	0.31	0.58	10/10
18	MG22	62.167	154.700	О'Кей (Балыгычанский)	Г	158.4	1.4	0.95	0.49	13/14
19	35	62.417	151.183	Столовый	Г	157.2	5.3	4.4	0.04	2/2
20	2BAS	62.584	150.974	Басугуньинский	Г	150	1.6	1.6	0.2	9/10
21	493	62.368	152.489	Дайка Мощная	ЛГ-п	152.1	1.6	1.12	0.35	7/7
22	771	62.652	150.296	Дайка Туманинская	ГД-п	152.3	1.7	1.5	0.22	10/10
23	30	62.485	151.117	Дайка Терентьевская	ЛГ-п	150.2	1.6	1.11	0.35	7/7
24	1732	62.333	152.500	Дайка Среднеканская	Д-п	151/9	2.3	0.96	0.33	14/15
25	260	62.494	151.383	Шток Дарьял-2	Г-п	151.5	2.8	0.79	0.37	6/6

Примечание. Приведены средневзвешенные значения и статистические параметры дат и конкордий для главных популяций цирконов. Звездочкой помечены массивы, датированные SHRIMP-II во ВСЕГЕИ [10]. Все приведенные значения ²⁰⁶Pb/²³⁸U-возраста скорректированы на ²⁰⁷Pb, с допуском на ²⁰⁶Pb/²³⁸U–²⁰⁷Pb/²³⁵U-конкордантность. Исключение – образец из Правохараулахского плутона (возраст скорректирован на содержание обыкновенного свинца ²⁰⁴Pb). СКВО – среднеквадратичное отклонение; *p* – вероятность; *N* – число проанализированных кристаллов (все рассчитано по ISOPLOT [9]). Породы: Г – гранит, ГД – гранодиорит, ЛГ – лейкогранит, Д – диорит, -п – порфир.

(рис. 1, табл. 1). Наблюдения в катодолуминесцентном излучении показали, что большинство кристаллов циркона имеет нормальную для магматитов осцилляционную зональность. В каждом образце проанализировано от 2 до 18 кристаллов циркона. В большинстве случаев получены датировки, статистически принадлежащие к единой совокупности или выборке. Для такого случая рассчитывалось скорректированное на содержание свинца средневзвешенное значение конкордантной даты или средневзвешенное ²⁰⁶Pb/²³⁸U индивидуальных дат, представляющее возраст кристаллизации плутона. Однако в некоторых

образцах установлены существенные вариации значений (курсив в табл. 1) со среднеквадратичным отклонением СКВО > 1.5 и вероятностью *p* < 0.05 для средневзвешенного. Такие случаи с бимодальным распределением возраста (рис. 2в) могут быть объяснены либо многостадийными эпизодами роста циркона в относительно долгоживущей магматической камере с захватом древнего компонента, либо потерей Pb цирконом после кристаллизации. Другие осложнения в интерпретации связаны с тем, что ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb- и ²⁰⁷Pb/²³⁵U-даты, получаемые SHRIMP для мезозойских пород, недостаточно точны из-за низкой концентрации

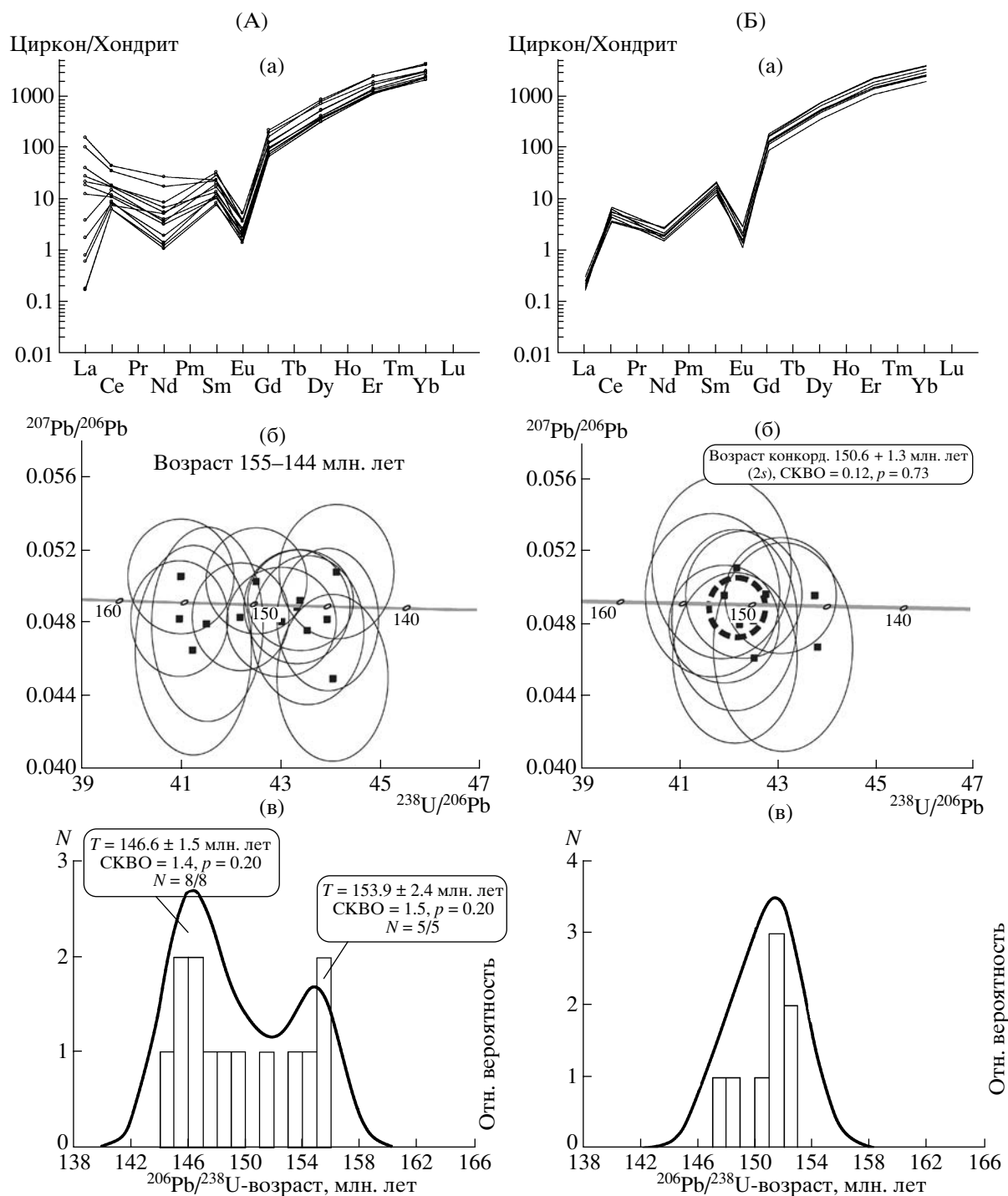


Рис. 2. Геохимические особенности и U-Pb-даты для цирконов из Чибгалахского, обр. R610 (А) и Чулулукского, обр. 173 (Б) гранитных батолитов. а – диаграммы распределения редкоземельных элементов в цирконах, концентрации нормализованы к хондриту [13]; б – диаграммы Тера-Вассербург с точками и эллипсами ошибок (1σ); в – гистограммы распределений U-Pb-дат и кривые плотности вероятности. Построены здесь и далее с помощью ISOPLOT [9].

радиогенного ^{207}Pb , так что оценка степени discordантности затруднительна. Однако параллельное датирование одних и тех же плутонов с помощью более прецизионного метода ID-TIMS показало хорошую сходимость с результатами

средневзвешенных дат, полученных SHRIMP-методом. Для гранодиоритов штока Бургагы мы получили по цирконам конкордантный средневзвешенный U-Pb-SHRIMP-возраст 150.5 ± 1.2 млн лет ($\text{СКВО} = 0.16$, $p = 0.7$, $N = 9/10$) при разбросе инди-

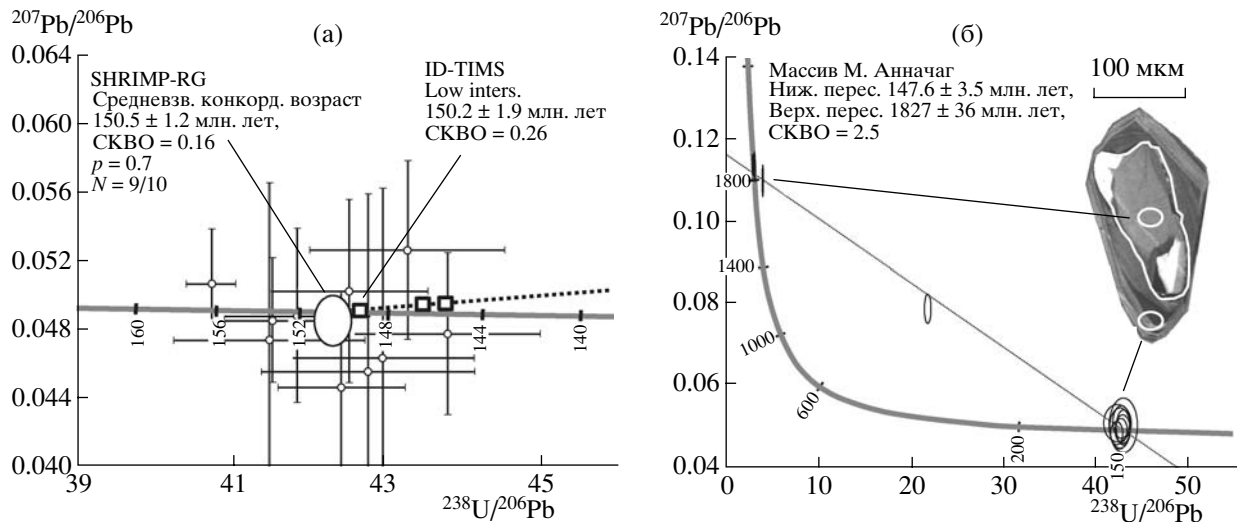


Рис. 3. Результаты U–Pb–SHRIMP-датирования. а – диаграмма Тера–Вассербург для цирконов из гранитов штока Бургагы (Школьный); кружки – результаты измерений на SHRIMP-RG с крестами погрешностей 1σ , эллипс – средневзвешенное значение с погрешностью 2σ , квадраты – результаты измерений микроанализов циркона с помощью ID-TIMS (персональное сообщение Л. Лейна). б – диаграмма Тера–Вассербург для цирконов из гранитов батолита Малый Анначаг, показывающая наличие древнего палеопротерозойского унаследованного компонента в ядрах кристаллов; изображение зональности типичного циркона в катодоллюминесцентном излучении на врезке справа.

видуальных дат от 156 до 146 млн. лет (табл. 1). ID-TIMS-датирование трех фракций циркона из этого же плутона показало признаки небольшой потери Pb с надежным конкордантным возрастом в верхнем пересечении дискордии 150.2 ± 1.9 млн. лет (СКВО = 0.26, $p = 0.61$) [8] (рис. 3а).

Полученные значения U–Pb-возраста интрузий ГП варьируют от 158 ± 2 (оксфорд) до 144 ± 1 млн. лет (берриас). При этом большинство плутонов имеет возраст от 154 до 147 млн. лет – кимериджитон (табл. 1). Относительно древние даты (оксфорд) установлены в интрузиях юго-восточного фланга ГП (О'Кей (Балыгычанский) и Столовый, табл. 1), а также для отдельных образцов из массивов Большой Каньон и Дерясь-Юрягинский [10]. Наиболее молодой возраст имеют Верхне-Тирехтяхский и Хадараньинский плутоны, расположенные на северном окончании ГП, в месте сочленения с Северным поясом (рис. 1). В цирконах из Хадараньинского плутона при общем интервале U–Pb-дат в 146–131 млн. лет может быть выделено два кластера со средневзвешенным возрастом 144 ± 1.3 и 135.6 ± 1.5 млн. лет. Молодые даты близки к полученным по гранитоидам Северного пояса. Берриасский U–Pb-возраст, кроме этого, был установлен в лейкогранитах Дерясь-Юрягинской интрузии, расположенной в южной части ЯКЗП, в Сугойском синклинии [10]. В Чибгалахском батолите (обр. R610) установлены две популяции цирконов или возрастных кластера: 146.6 ± 1.5 и 153.9 ± 2.4 млн. лет (рис. 2в). Эти даты находятся в интервале значений главного импульса гранитоидного магматизма в целом и могут

быть интерпретированы как унаследованные магматической системой.

В юго-восточной части ЯКЗП распространены многочисленные дайки диоритов, гранодиорит-порфиров и лампрофиров нера-бохапчинского комплекса. Мы датировали циркон из следующих даек и штоков, вмещающих золото-кварцевые руды в Среднекано-Штурмовской зоне: Среднеканской, Мощной, Терентьевской, Дарьял-2 и Туманинской. Полученные $^{206}\text{U}/^{238}\text{Pb}$ -даты укладываются в относительно узкий интервал возраста их кристаллизации в 153–150 млн. лет, близкий U–Pb-возрасту батолитов ГП, что свидетельствует о тесной генетической связи батолитов и даек. Наши датировки опровергают выделяемую в регионе возрастную последовательность интрузивных комплексов, от древних к молодым – нера-бохапчинский, басугуньинский, колымский. Требуются специальные дополнительные работы для уточнения возраста и критериев выделения интрузивных гранитоидных комплексов.

Большинство изученных плутонов не содержит цирконов с унаследованными (докембрийскими) ядрами кристаллов, что является типичным признаком S-типа гранитов. Этот факт, как и преобладание амфибол-биотитовых гранитов над двуслюдяными высокоглиноземистыми, позволяет сомневаться в коллизионной природе большинства батолитов ГП, как это было принято в ранних интерпретациях (см., например, [1, 2, 4]). Исключение составляют граниты массивов Малый Анначаг, Чьорго и Труд, в цирконах которых обнаружены унаследованные (inherited) до-

мены с конкордантным возрастом в верхнем пересечении ~1.8 млрд. лет (рис. 3б), свидетельствующие о наличии анатектического компонента в гранитах и захвате расплавом верхне-нижнекорковых пород протолита. Все три указанные интрузии расположены в юго-западной части ГП, что позволяет оконтурить область предполагаемого наличия палеопротерозойского фундамента в провинции (показано пунктирной линией на рис. 1). Дополнительные аргументы получены при датировании ксенолитов гнейсов из даек на золоторудном месторождении Дегдекан, где также установлены палеопротерозойские даты [11].

Спектр распределения REE в цирконах имеет характерный узор с обеднением легкими REE относительно тяжелых ($La/Yb_{(CH)}$ обычно < 0.001), ярко выраженной положительной аномалией Ce ($Ce/Ce^* = 1-193$) и в разной степени проявленной отрицательной аномалией Eu ($Eu/Eu^* = 0.01-0.37$), что типично для цирконов магматических пород (рис. 2). Узкий интервал вариаций легких REE и выраженная положительная аномалия Ce на графиках характерна для гранитов с унимодальной популяцией дат в цирконах (например, Чугулуцкий плутон, рис. 2б). Для случаев же полимодального распределения дат, когда намечается несколько возрастных кластеров цирконов в одном образце (например, R610, Чибгалахский батолит, рис. 2а), как правило, характерны широкие вариации легких и средних REE, обогащение La, Ce и Nd, “подавленная” аномалия Ce (Ce/Ce^* до 0.05–1). Учитывая несовместимое поведение легких REE и предпочтительность концентрирования их во флюиде относительно расплава, мы интерпретируем последний случай “расширенного” спектра LREE на спайдерграммах как отражение метасоматических изменений в цирконах [12], приводящих к нарушению изотопного равновесия.

Авторы благодарят Л. Лейна за предоставленные аналитические материалы по массиву Бургагы.

Исследования поддержаны грантами Блауштейна Стэнфордского университета, ACF–PRF 45432–AC8, РФФИ (06–05–64824, 07–05–00743, 06–05–96070, 06–05–96069) и ОНЗ–10.2.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. // Тихоокеан. геология. 2003. № 6. С. 7–42.
2. Парфенов Л.М., Натанов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68–78.
3. Русакова Т.Б., Котляр И.Н. // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22. № 1. С. 3–17.
4. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. 572 с.
5. Layer P.W., Newberry R., Fujita K. et al. // Geology. 2001. V. 29. № 2. P. 167–170.
6. Prokopyev A.V., Toro J., Miller E.L. et al. Large Igneous Provinces of Asia, Mantle Plumes and Metallogeny. Novosibirsk: Publ. House SB RAS, 2007. P. 51–54.
7. Toro J., Prokopyev A.V., Miller E.L. et al. ICAM Meeting V. Oslo, 2007. № 2. P. 73–74.
8. Moll-Stalcup E.J., Krogh T.E., Kamo S. et al. // GSA Meeting Abstrs. 1995. V. 27. № 5. P. 65.
9. Ludwig K.R. // Berkeley Geochronol. Center Spec. Publ. 2003. V. 4. 70 p.
10. Кузнецов В.М., Жигалов С.В., Ведерникова Т.А., Шпикерман В.И. Государственная геологическая карта Российской Федерации 1 : 1 000 000 (третье поколение). Лист Р-56-Сеймчан. СПб.: Картограф. фабрика ВСЕГЕИ, 2008. 426 с.
11. Акинин В.В., Ворошин С.В., Гельман М.Л. и др. Геодинамика, магматизм и минерагения континентальных окраин севера Пацифики. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. Т. 2. С. 142–146.
12. Hoskin P.W.O., Schaltegger U. // Miner. Soc. Amer. 2003. V. 53. P. 27–62.
13. McDonough W.F., Sun S.-S. // Chem. Geol. 1995. V. 120. P. 223–253.