

УДК 552.11

ВОЗРАСТ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ЧИНЕЙСКОГО РАССЛОЕННОГО МАССИВА (АЛДАНСКИЙ ШИТ)

© 2009 г. Н. В. Попов, А. Б. Котов, А. А. Постников, Е. Б. Сальникова, М. Н. Шапорина, А. М. Ларин, С. З. Яковлева, Ю. В. Плоткина, А. М. Федосеенко

Представлено академиком А.Э. Конторовичем 01.02.2008 г.

Поступило 12.02.2008 г.

Чинейский комплекс основных пород объединяет несколько массивов расслоенных габброидов. Наиболее крупный из них и лучше изученный – Чинейский расположен в юго-восточной части Чара-Олекминского геоблока Алданского щита, где он прорывает терригенные толщи удоканской серии. Эти же толщи прорываются плутонами рапакивиоподобных гранитов кодарского комплекса. Чинейский массив широко известен благодаря связанному с ним промышленному оруденению, для которого характерно необычное сочетание титаномагнетитовых ванадийсодержащих и сульфидных медных руд с платиноидами. В настоящее время возраст этого массива оценивается на основании данных 20-летней давности:

1) К–Аг-методом по амфиболу и биотиту для Чинейского массива получена оценка возраста 1830 ± 50 млн. лет [1];

2) габброиды массива прорывают метаосадочные породы читкандинской свиты удоканской серии, возраст которой составляет 2180 ± 50 млн. лет (U–Pb-метод по вулканогенному циркону [2]).

Таким образом, возраст рассматриваемого массива находится в интервале 2180 ± 50 – 1830 ± 50 млн. лет. Такой широкий интервал значений недостаточен для того, чтобы определить место массива в разработанных к настоящему времени интегрированных геодинамических моделях эволюции докембрийских комплексов Алданского щита [3, 4] и на современном уровне оценить перспективы этого региона на Fe–Ti–V- и Cu–PGE-оруденение. Кроме того, необходимо получить как можно больше данных для уточнения верхней и нижней возрастных границ разных подразделе-

ний удоканской серии, которая является типовым стратонем нижнего протерозоя Сибири и Дальнего Востока и служит возрастным репером в региональной стратиграфической шкале. Для решения этой задачи были выполнены U–Pb-геохронологические исследования Чинейского массива, результаты которых представлены в настоящей публикации.

Чинейский массив находится в юго-восточной части Кодаро-Удоканского прогиба, выполненного преимущественно метаосадочными отложениями удоканской серии. Он прорывает терригенно-карбонатные отложения верхней части разреза чинейской (александровская и бутунская свиты) и нижней части кеменской (сакуканская свита) подсерий удоканской серии. На дневной поверхности массив представляет собой вытянутое в субширотном направлении тело с максимальными размерами 9×16 км и площадью около 150 км². Результаты исследований массива наиболее полно отражены в обобщающих монографиях [5–8].

Считается, что образование массива произошло при заполнении магмой полости отслоения, возникшей на границе терригенных и карбонатных толщ. При этом существуют представления, что магматическая камера была заполнена в результате одного [5, 6] или четырех [7] импульсов внедрения, а также вообще об аллохтонной природе отдельных блоков массива [8]. Наиболее обоснованная схема строения массива предложена Э.Г. Конниковым [5], который выделяет в его разрезе шесть зон. Эти шесть зон можно объединить в два крупных ритма. Каждый из них начинается с лейкократовых такситовых (“леопардовых”) габбро, которые вверх по разрезу сменяются среднезернистыми мезо- и меланократовыми габбро-норитами и, далее, горизонтом ритмичного чередования габбро-норитов и лейкогаббро. Кроме того, в прикровельной части массива закартированы мелкозернистые габбро-нориты с офитовой структурой, которые могут рассматриваться как зона закалки (рис. 1).

Для геохронологических исследований в западной эндоконтактной части Чинейского массива

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики
им. А.А. Трофимука
Сибирского отделения Российской Академии наук,
Новосибирск*

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

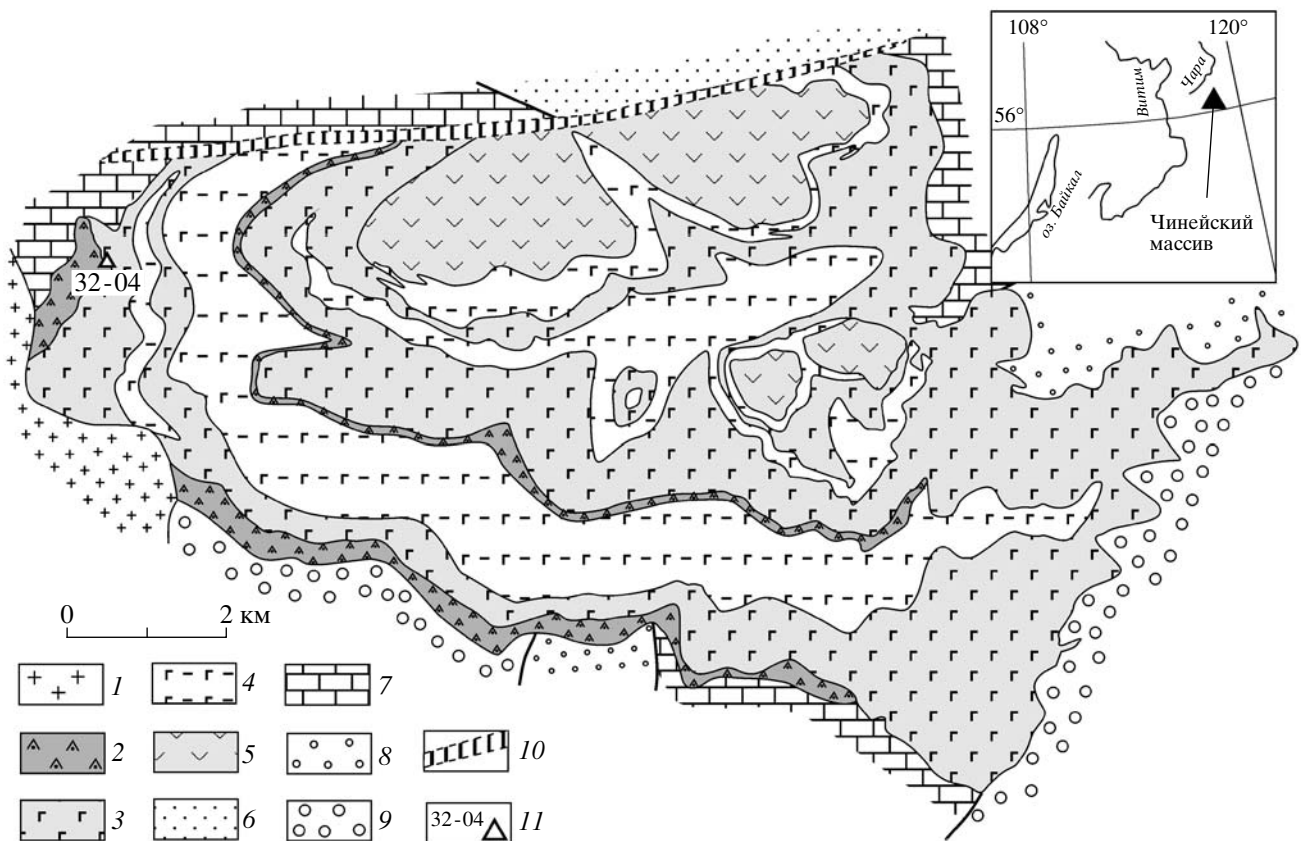


Рис. 1. Геологическая схема Чинейского габбро-анортозитового массива по [1, 2, 8] (генерализовано). 1 – гранитоиды ингамакитского комплекса (PZ); 2–5 – чинейский комплекс: 2 – лейкократовые, такситовые (“леопардовые”) габбро, 3 – габбро-нориты, габбро; 4 – ритмичное переслаивание габбро-норитов и лейкогаббро; 5 – мелкозернистые габбро-нориты с офитовой структурой; 6–9 – удоканский комплекс: 6 – сакуканская свита (песчаники, алевролиты, гравелисты), 7 – бутунская свита (карбонаты, алевролиты, песчаники), 8 – александровская свита (алевролиты, песчаники, кварциты, горизонты медистых песчаников), 9 – читкандинская свита (тонкое переслаивание метапесчаников, биотитовых сланцев, прослой и линзы медистых песчаников); 10 – зона бластомилонитов Ингамакитского разлома; 11 – место опробования.

ва в водораздельной части истоков р. Этырко и руч. Скалистый (рис. 1) была отобрана проба кварцевого габбро-диорита (проба 32-04) массой 70 кг (координаты точки опробования – 56°029'16" с.ш., 118°28'48" в.д.). Кварцевые габбро-диориты сложены сосюритизированным плагиоклазом (олигоклаз-андезин, 60%), темноцветными минералами (25%), представленными ромбическим и моноклинным пироксенами, амфиболом и биотитом, кварцем (5%), калиевым полевым шпатом (5%) и рудными минералами (5%) – магнетитом, титаномагнетитом и пиритом. Они обладают массивной текстурой и габбровой структурой. Кварц и кали-

евый полевой шпат занимают интерстиции плагиоклазов и темноцветных минералов. Данные о химическом составе кварцевых габбро-диоритов приведены в табл. 1.

Чтобы избежать возможности “заражения”, проба кварцевого габбро-диорита дробилась на щековой дробилке до фракции <3 мм. Затем измельченная проба была отмыта на лотке до “черного шлиха”. Полученный шлик был обогащен с помощью магнитной и электромагнитной сепарации. Выделение акцессорного циркона из оставшейся

Таблица 1. Химический состав (мас. %) кварцевого габбро-диорита Чинейского массива

Проба	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма
32-04	50.07	1.04	16.41	13.56	0.17	5.85	8.45	2.73	0.91	0.16	0.68	100.03

Примечание. Анализ выполнен на рентгеновском анализаторе VRA-20R в ОИГМ СО РАН.

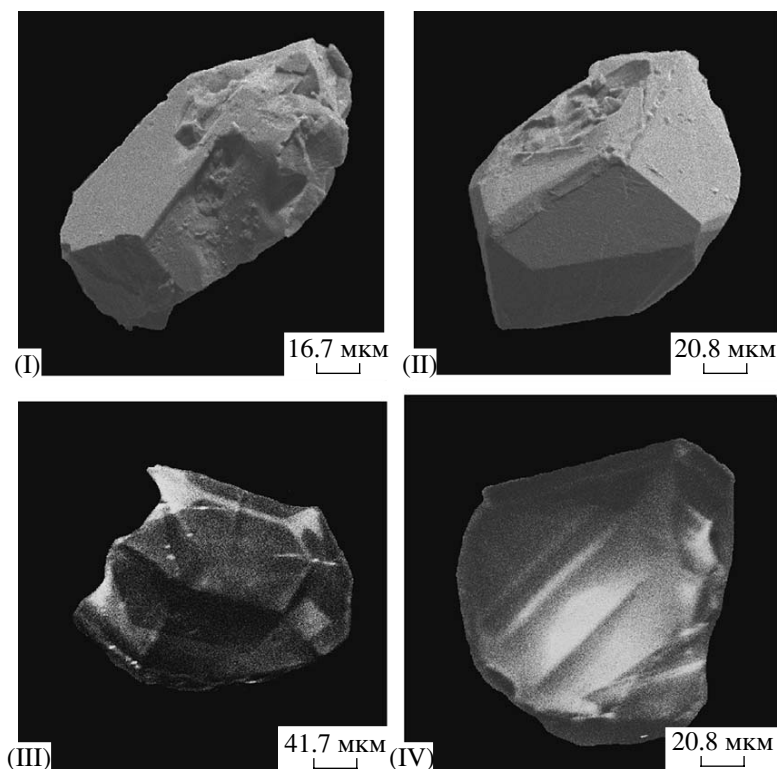


Рис. 2. Микрофотографии кристаллов циркона из кварцевого габбро-диорита Чинейского массива (проба 32-04), выполненные на сканирующем электронном микроскопе АВТ 55: I, II – в режиме вторичных электронов, III, IV – в режиме катодолуминесценции.

части пробы осуществлялось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей.

Циркон в пробе кварцевого габбро-диорита представлен главным образом обломками субидiomорфных, реже идиоморфных полупрозрачных и прозрачных кристаллов призматического облика темно-сиреневого цвета (рис. 2 I, II). Он характеризуется пониженной люминесценцией, а его внутреннее строение – грубой фрагментарной магматической зональностью и секториальностью (рис. 2 III, IV). Состав цирконов (табл. 2) относительно однородный с небольшим уменьшением Zr/Hf-отношения от центра зерна к краю.

Для проведения U–Pb-геохронологических исследований первоначально были использованы три микронавески наиболее прозрачных кристаллов циркона, отобранные из размерных фракций

>100 и –100 + 85 мкм. При этом циркон двух из них был подвергнут предварительной аэробразивной обработке [9] (№ 2, 3, табл. 3). На следующем этапе для уменьшения степени дискордантности проведена предварительная кислотная обработка циркона из фракции >100 мкм (№ 4, табл. 3). Как видно на рис. 3, точка изотопного состава остатка циркона после кислотной обработки располагается на конкордии, а его конкордантный возраст составляет 1865 ± 5 млн. лет (СКВО = 1.12, вероятность 0.3). Эта оценка возраста в пределах ошибки совпадает с возрастом, определяемым верхним пересечением дискордии, построенной для всех проанализированных фракций циркона, и составляющим 1867 ± 3 млн. лет (нижнее пересечение соответствует возрасту 253 ± 43 млн. лет; СКВО = 1.1). Аксессуарный циркон из кварцевого габбро-диорита (проба 32-04) имеет магматиче-

Таблица 2. Химический состав циркона (мас. %) из кварцевого габбро-диорита Чинейского массива

Проба		SiO ₂	ZrO ₂	HfO ₂	Y ₂ O ₃	CaO	CeO ₂	Al ₂ O ₃	UO ₂	ThO ₂	Сумма	Zr/Hf
32-04	центр	31.15	67.32	0.87	0.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	99.48	133
	край	31.85	67.21	0.89	0.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.07	130

Примечание. Анализы выполнены на рентгеноспектральном микроанализаторе JXA-5A в ОИГГМ СО РАН, оператор О.С. Хмельникова.

Таблица 3. Результаты U–Pb-геохронологических исследований циркона из кварцевого габбро-диорита Чинейского массива (проба 32-04)

№ п.п.	Размер фракции (мкм) и ее характеристика	Навеска, мг	Содержание, мкг/г		Изотопные отношения		
			Pb	U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$
1	–100 + 85	0.36	119	334	15898	0.1130 ± 1	0.2900 ± 1
2	>100, А 20%, 50 зерен	0.13	48.5	122	1757	0.1137 ± 1	0.3281 ± 1
3	>100, А 70%, 15 зерен	–	U/Pb* = 2.5		1412	0.1140 ± 2	0.3228 ± 1
4	>100, кисл. обр.	–	U/Pb* = 2.5		27319	0.1142 ± 1	0.3035 ± 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 + 85	4.5754 ± 92	0.2936 ± 6	0.97	1745 ± 3	1659 ± 3	1849 ± 1
2	>100, А 20%, 50 зерен	4.9909 ± 99	0.3183 ± 6	0.82	1818 ± 4	1782 ± 4	1860 ± 2
3	>100, А 70%, 15 зерен	5.0239 ± 251	0.3196 ± 14	0.91	1823 ± 9	1788 ± 8	1864 ± 4
4	>100, кисл. обр.	5.2718 ± 105	0.3348 ± 7	0.96	1864 ± 4	1862 ± 4	1867 ± 1

Примечания. ^a – изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; А 70% – количество вещества, удаленного в процессе аэробразивной обработки циркона; кисл. обр. – остаток циркона после кислотной обработки; звездочка – навеска циркона не определялась; Rho – коэффициент корреляции ошибок отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Величины ошибок соответствуют последним значащим цифрам после запятой. Разложение циркона и химическое выделение Pb и U проводились по модифицированной методике Т. Кроу [10]. Уровень холостого опыта за период исследований не превышал 20 пг Pb. Определение изотопного состава Pb и U выполнено на масс-спектрометре “Finnigan MAT 261” в статическом режиме или с помощью электронного умножителя (коэффициент дискриминации для Pb – 0.32 ± 0.11 аем). Обработка экспериментальных данных проводилась по программам “PbDAT” и “ISOPLOT” [11, 12]. При расчете возраста использованы общепринятые значения констант распада урана [13]. Поправки на обычный свинец введены в соответствии с модельными величинами [14]. Все ошибки приведены на уровне 2σ.

ское происхождение, о чем свидетельствуют его состав и морфологические особенности. Это дает все основания рассматривать полученное значе-

ние его возраста 1867 ± 3 млн. лет как возраст кристаллизации расплавов, родоначальных для магматических пород Чинейского массива.

Обращает на себя внимание, что возраст Чинейского массива практически совпадает с возрастом ассоциирующих с ним гранитов кодарского комплекса (1876 ± 4 – 1873 ± 3 млн. лет) [3]. Это свидетельствует о том, что они образуют единую (когенетичную) бимодальную магматическую ассоциацию, которая входит в состав Южно-Сибирского постколлизийного вулcano-плутонического пояса, протягивающегося по юго-западному обрамлению Сибирского кратона более чем на 2500 км от Енисейского кряжа до Чара-Олекминского геоблока Алданского щита [15].

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект 06–05–64989).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 7. Алтае-Саянский и Забайкало-Верхнеамурский регионы. Кн. 2. Забайкало-Верхнеамурский регион / Под ред. В.А. Амантова. Л.: Недра, 1986. 239 с.
2. Бережная Н.Г., Бибикина Е.В., Сочава А.В. и др. // ДАН. 1988. Т. 302. № 5. С. 1209–1212.

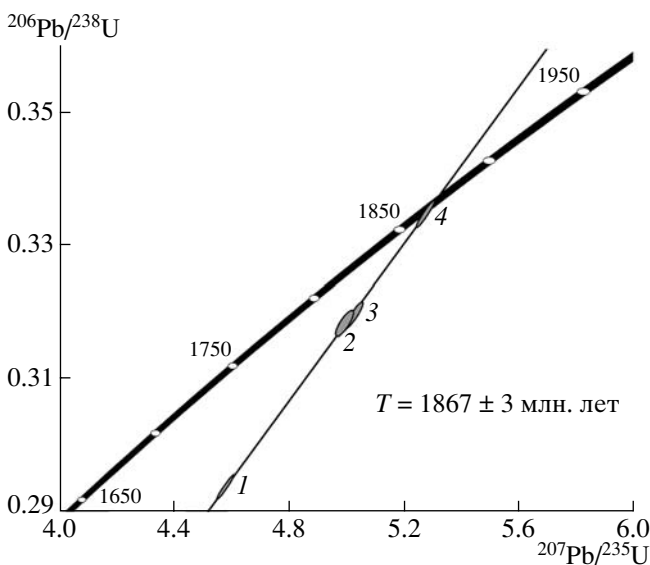


Рис. 3. Диаграмма с конкордией для цирконов из кварцевого габбро-диорита Чинейского массива (проба 32-04). Номера точек на диаграмме соответствуют порядковым номерам в табл. 3.

3. Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. // Петрология. 2000. Т. 8. № 3. С. 267–279.
4. Котов А.Б. Граничные условия геодинамических моделей формирования континентальной коры Алданского щита. Автореф. дис. д-ра. геол.-минерал. наук. СПб: ИГГД РАН, 2003. 78 с.
5. Лебедев А.П. Чинейский габбро-анортозитовый плутон (Восточная Сибирь). М.: Наука, 1962, 100 с.
6. Конников Э.Г. Дифференцированные гипербазит-базитовые комплексы докембрия Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1986. 225 с.
7. Гонгальский Б.И., Криволицкая Н.А. Чинейский расслоенный плутон. Новосибирск: Наука, 1993. 183 с.
8. Татаринцев А.В., Яловик Л.И., Четкин В.С. Динамометаморфическая модель формирования расслоенных массивов основных пород (на примере Чинейского в Северном Забайкалье). Новосибирск: Наука, 1998. 120 с.
9. Krogh T.E. // Geochim. et cosmochim. acta. 1982. V. 46. P. 637–649.
10. Krogh T.E. // Geochim. et cosmochim. acta. 1973. V. 37. P. 485–494.
11. Ludwig K.R. PbDat for MS-DOS. Vers. 1.21 // US Geol. Surv. Open-File Rept № 88–542. 1991. 35 p.
12. Ludwig K.R. ISOPLOT/Ex. Vers. 2.06. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronol. Center Spec. Publ. 1999. № 1a. 49 p.
13. Steiger R.H., Jager E. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1976. V. 36. № 2. P. 359–362.
14. Stacey J.S., Kramers I.D. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26. № 2. P. 207–221.
15. Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. // ДАН. 2003. Т. 392. № 4. С. 506–511.