

УДК 550.4.02+551.263.038

U–Pb-ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ, СОСТАВ И ИСТОЧНИКИ ПЛАГИОГРАНИТОВ КАЛБИНСКОГО ХРЕБТА (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН)

© 2009 г. М. Л. Куйбида, Н. Н. Крук, А. Г. Владимиров,
Н. В. Полянский, И. В. Николаева

Представлено академиком Н.Л. Добрецовым 22.11.2007 г.

Поступило 18.03.2008 г.

В истории эволюции Палеоазиатского океана особое значение имеет карбон-пермский этап, отражающий закрытие океанического бассейна и формирование структуры Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) в его современном виде [1]. Вместе с тем в этот же период времени (320–280 млн. лет) были сформированы крупнейший Ангаро-Витимский гранитоидный батолит и сопряженные с ним синплутонические базитовые дайки в Забайкалье, гранитоидные интрузии и бимодальные базальт-риолитовые серии Гоби-Тяньшаньской зоны Южной Монголии, а также Калба-Нарымский и Жарма-Саурский батолитовые пояса, предшествующие им субщелочные габброиды, пикритойды, высокоглиноземистые плагиогранитоиды и палеовулканические структуры центрального типа в Восточном Казахстане. В отличие от пермско-триасового этапа, для которого доказана связь с Сибирским суперплюмом [2], геодинамическая природа карбон-пермского магматизма ЦАСП до сих пор остается дискуссионной. Для Ангаро-Витимского батолита предложена плюмовая модель [3], для батолитовых поясов Восточного Казахстана – модель отрыва субдуцированных океанических литосферных плит в зоне коллизии Казахстанского и Сибирского палеоконтинентов [4]. По существу, в той и другой моделях речь идет об оценке роли мантии в коллизионном тектогенезе, которая может иметь связь с автономными плюмами или проявляться в виде астеносферных выступов, связанных с возбуждением верхней мантии на дивергентных границах литосферных плит. Решение этой проблемы видится в комплексном изучении

ключевых магматических комплексов (состав, структура, возраст), для которых особое внимание должно быть уделено источникам магматических расплавов. В качестве одного из таких ключевых комплексов ниже рассматриваются плагиограниты Калбинского хребта, традиционно выделяемые в объеме кунушского комплекса. Одни исследователи предполагают их раннекарбонный возраст и островодужную природу [5], другие – позднекарбонный возраст [6] и на этом основании относят к коллизионным образованиям [7], сейчас выдвинута гипотеза об их связи с активностью Таримского плюма [8]. Анализ тектонической позиции магматических комплексов Большого Алтая (в понимании Н.А. Елисеева) и их коррелятивных связей с источниками [8, 9] не проясняет проблемы.

Цель настоящего исследования – прецизионное определение возраста плагиогранитов Калба-Нарымской зоны для уточнения их позиции в схеме магматизма, а также оценка условий и источников выплавления плагиогранитных магм на основе их вещественного состава и геохимического моделирования системы субстрат–расплав.

Были исследованы плагиограниты массивов Жиландинского и Точка (рис. 1). Жиландинский массив образует тело изометричной формы, в центральной части сложен среднезернистыми биотитовыми плагиогранитами, а в краевых частях – мелкозернистыми порфиоровыми разновидностями и дайками плагиогранит-порфиров. Для плагиогранитов характерны крупные выделения биотита, короткопризматического зонального андезин-олигоклаза и единичные зерна ортоклаз-микрпертита и зеленой роговой обманки. Массив Точка сложен вытянутыми в северо-западном направлении малыми телами и дайками мелкозернистых порфиоровидных биотитовых плагиогранитов и плагиогранит-порфиров. Плагиограниты массива Точка, макроскопически отличаться от Жиландинских за счет наложенных процессов милонитизации, тем не менее под микроскопом

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева
Сибирского отделения Российской Академии наук,
Новосибирск
Алтайский отдел Института геологических наук им.
К.И. Сатпаева,
Усть-Каменогорск, Казахстан*

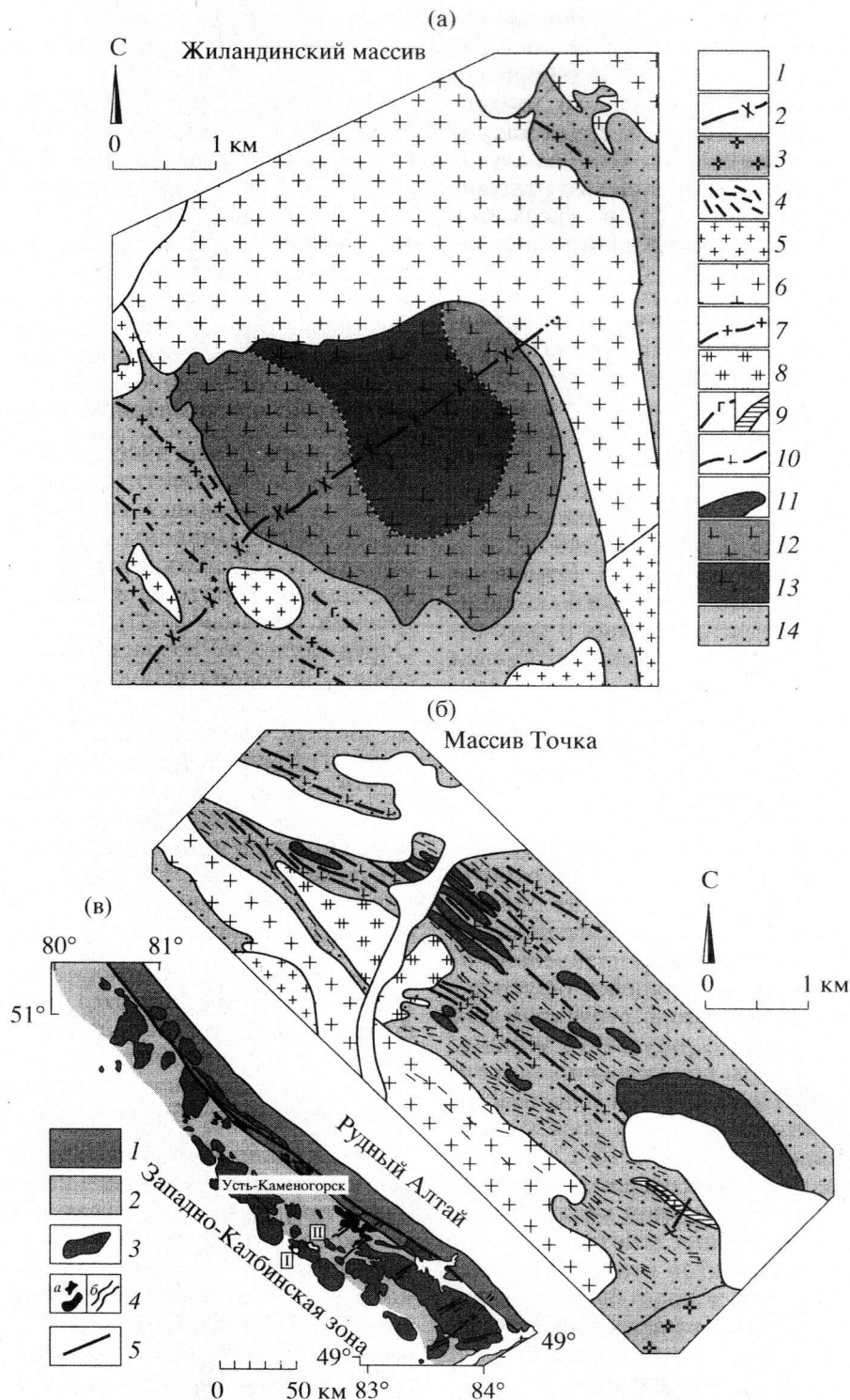


Рис. 1. Схемы геологического строения Жиландинского массива (а) и центральной части Точкинского пояса (б) плагиогранитов (по [1] с авторскими изменениями): 1 – четвертичные отложения; 2 – диабазовые и диоритовые порфиры миролубовского комплекса, P_2-T_1 ; 3 – лейкократовые граниты монастырского комплекса, P_2 ; 4–6 – калбинский комплекс, P_{1-2} (4 – жильные пегматиты, аплиты и аплитовидные граниты; 5 – мелкозернистые граниты II фазы; 6 – средне-крупнозернистые граниты I фазы); 7, 8 – калгутинский комплекс, S_3-P_1 (7 – дайки гранит-порфиров; 8 – среднезернистые биотитовые граниты повышенной основности); 9 – амфиболитизированные габброиды кушбарлыкского комплекса; 10–13 – кунушский комплекс, S_3 (10 – дайки плагиогранит-порфиров; 11 – малые тела порфировидных биотитовых плагиогранитов; 12 – мелкозернистые гнейсовидные плагиограниты; 13 – среднезернистые биотитовые плагиограниты); 14 – метаморфизованные песчаниково-черносланцевые отложения такырской свиты, D_3-C_1 .

в: 1 – Иртышская сдвиговая зона; 2 – Калба-Нарымская зона; 3 – гранитоиды; 4 – габброиды (а – массивы габбро, б – дайки долеритов и лампрофиров); 5 – разломы; I – Жиландинский массив, II – Кунушский массив.

обнаруживают петрографическое и минеральное сходства с ними. Для даек плагиогранит-порфиров обоих массивов характерны порфировые вкрапленники короткопризматического зонального плагиоклаза, кварца и биотита среди микрокристаллической основной массы. В обоих случаях плагиограниты рвут черносланцевые отложения такырской свиты (D_3-C_1) и срезаются раннепермскими гранитоидами Калбинского баболовского пояса [5–7, 10].

По химическому составу плагиограниты массивов Жиландинского и Точка однотипны и относятся к низкокальциевой известково-щелочной серии, о чем свидетельствуют низкая сумма щелочей (6.06–6.38 и 5.20–6.81 мас. % в пересчете на Na_2O и K_2O соответственно) и высокие Na_2O/K_2O отношения (3.10–3.83 и 3.93–6.43) (табл. 1). Спектры распределения РЗЭ – асимметричные с повышенным отношением $(La/Yb)_N$ (12.48–14.14 и 8.64–14.48), $Eu/Eu^* = 0.7–1.1$ и 1–1.5. Отмечены высокие содержания Sr (550–726 г/т), а по концентрациям крупноионных литофильных и высокозарядных редких элементов изученные породы наиболее близки к гранитоидам М-типа (см. табл. 1). Высокие содержания Al_2O_3 , Sr, Eu и обеднение тяжелыми РЗЭ и Y свидетельствуют о принадлежности исследованных пород к плагиогранитам высокоглиноземистого типа [11].

Детальные экспериментальные исследования этого процесса разными авторами, чьи работы обобщены в [12], показали возможность образования плагиогранитных магм высокоглиноземистого типа при дегидратационном плавлении мафического субстрата погружающейся океанической литосферной плиты в зоне субдукции или нижнекоровом плавлении в результате утолщения континентальной коры при аккреционно-коллизийных событиях. Необходимым условием генерации плагиогранитов такого типа служат высокое давление (больше или равное 10–12 кбар) и равновесие расплава с гранатсодержащим реститом. Основные положения данной модели были использованы для объяснения генезиса высокоглиноземистых плагиогранитов кунушского комплекса. Для решения этого вопроса было проведено геохимическое моделирование и Sm–Nd-изотопное изучение плагиогранитов и вмещающих пород на современном уровне эрозионного среза Зайсанской складчатой области. Полученные результаты геохимического моделирования свидетельствуют о том, что высокоглиноземистые плагиограниты кунушского комплекса могли образоваться при дегидратационном плавлении субстрата базитового состава, близкого к океаническим метабаазальтам (NMORB и OIB) [13, 14] Чарской зоны (при $P = 15$ кбар, $T = 950^\circ C$, степени плавления 9% и равновесии расплава с амфибол-клинопироксен-плагиоклаз-гранатовым реститом).

Sm–Nd-изотопные исследования проведены для плагиогранитов Жиландинского массива. Получены следующие параметры: $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.1226$, $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.512834$; $\epsilon_{(Nd)}^0 = +3.8$; $\epsilon_{(Nd)}^T = +6.7$, TDM – 2 St = 0.52 млрд. лет (проба № 5-607, автор пробы А.В. Титов, анализ выполнен в ИГЕМ РАН, аналитик Д.З. Журавлев). Идентичный изотопный состав Nd в плагиогранитах ($T_{Nd}(DM) - 2 St = 0.52$ млрд. лет; $\epsilon_{(Nd)}^T = +6.7$) и метабаазальтах ($T_{Nd}(DM) = 0.46$ млрд. лет; $\epsilon_{(Nd)}^T = +6.8$ [13]) подтверждают данные геохимического моделирования. Высокая концентрация Sr в базальтах Чарской зоны (205–885 г/т) объясняет и высокое содержание такового в плагиогранитах кунушского комплекса (551–682 г/т).

Для геохронологических исследований были отобраны пробы биотитовых плагиогранитов из массивов Жиландинского (№ 7-181-05) и Точка (№ 7-236-03). Цирконы в том и другом случае представлены тонкозональными зернами ($k \approx 2–2.5$), имеющими короткопризматический габитус с гранями призмы {100} и дипирамиды {101}. Определение их возраста проводили U–Pb-изотопным методом с использованием ионного масс-спектрометра SHRIMP-II в Центре изотопных исследований (аналитик И.П. Падерин, ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург). Полученные экспериментальные точки на диаграммах с конкордией (рис. 2) свидетельствуют о близком возрасте магматических цирконов из плагиогранитов массивов Жиландинского (306.7 ± 8.7 млн. лет) по 10 экспериментальным точкам и Точка (299 ± 2.3 млн. лет) по 7 экспериментальным точкам.

Таким образом, формирование плагиогранитов кунушского комплекса произошло в конце позднего карбона (Жиландинский массив 306.7 ± 8.7 , массив Точка 299 ± 2.3 млн. лет). Это исключает их принадлежность к островодужным и раннеколлизийным образованиям.

По изотопно-геохимическим характеристикам плагиограниты кунушского комплекса относятся к $+\epsilon_{Nd}$ -типу [3, 4, 15], а по петрогеохимическим – к высокоглиноземистым плагиогранитам [11, 12]. Это указывает на генерацию их родоначальных магм при дегидратационном плавлении метабазитов ($P > 10–12$ кбар и равновесие расплава с гранатосодержащим реститом), идентичных метабаазальтам Чарской зоны, вероятно, слагающим океаническое основание Калба-Нарымского турбидитового бассейна. Это свидетельствует о “скульпировании” структурно-формационных комплексов Калба-Нарымского преддугового турбидитового бассейна в период коллизии со значительным увеличением мощности коры. Очевидно, что плавление метабазитового палеоокеанического основания Калба-Нарымской зоны на глубинах 40 км и более требует привлечения мощного мантийного источника, не связанного с коллизийными про-

Таблица 1. Содержания элементов петрогенных (мас. %) и редких ($10^{-4}\%$) в представительных образцах плагиогранитов массивов Жиландинского и Точка

Элементы соединений	Жиландинский массив			Массив Точка			
	Биотитовые плагиограниты		Плагиогранит-порфир	Порфиroidные биотитовые плагиограниты			Плагиогранит-порфир
	7-181-05	7-180/1-05		7-174-05	7-187-05	7-185-05	
SiO ₂	69.6	69.92	68.06	68.31	68.75	71.16	70.27
TiO ₂	0.24	0.24	0.55	0.13	0.13	0.23	0.24
Al ₂ O ₃	16.35	15.97	16.48	18.36	17.26	15.96	15.46
Fe ₂ O ₃ *	2.33	2.54	3.17	1.91	1.43	1.67	2.37
MnO	<0.03	0.03	0.05	0.04	<0.03	<0.03	<0.03
MgO	1.14	1.18	1.32	0.99	1.19	1.16	1.14
CaO	2.96	3.06	3.1	4.12	3.88	3.27	3.09
Na ₂ O	4.82	4.81	4.73	4.5	5.85	4.79	5.65
K ₂ O	1.26	1.55	1.57	0.7	0.96	1.22	1.69
P ₂ O ₅	0.07	0.06	0.15	0.04	0.04	0.06	0.07
Потери при прокаливании	0.92	0.78	0.68	0.5	0.19	0.49	0.2
Сумма	99.7	100.15	100	99.6	99.69	100.04	100.19
Th	1.8	2.1	5.8	0.7	1.2	1.9	3.5
U	0.5	0.5	1.8	0.5	1	0.5	0.9
Rb	23	27	52	22	32	21	31
Ba	256	283	414	203	221	254	276
Sr	727	620	659	565	681	682	551
La	7.7	10.3	21.9	3.2	4.5	7.8	10.8
Ce	16	22	40	6	10	17	21
Pr	2.2	3.0	5.1	0.9	1.3	2.4	2.9
Nd	8.7	11.6	18.9	3.8	5.7	9.4	10.7
Sm	1.71	2.37	3.44	0.86	1.21	1.76	2.03
Eu	0.58	0.51	1.09	0.29	0.36	0.55	0.64
Gd	1.32	1.64	2.59	0.7	0.94	1.28	1.48
Tb	0.2	0.2	0.33	0.11	0.13	0.17	0.19
Dy	0.92	1.06	1.79	0.53	0.66	0.79	0.97
Ho	0.15	0.19	0.32	0.1	0.13	0.16	0.16
Er	0.45	0.58	0.89	0.26	0.32	0.43	0.44
Tm	0.07	0.09	0.13	0.04	0.05	0.07	0.06
Yb	0.39	0.59	0.79	0.26	0.33	0.39	0.38
Lu	0.07	0.08	0.13	0.04	0.05	0.06	0.06
Zr	102	98	168	69	69	86	113
Hf	2.8	3	4.1	2	2.2	2.4	3
Ta	0.14	0.21	0.42	0.14	0.14	0.12	0.27
Nb	1.6	2.2	6.6	1.5	1.1	1.6	2.7
Y	4.8	6.1	9.9	3.2	3.8	4.8	5
Eu/Eu*	0.77	1.14	1.09	1.01	1.15	1.12	1.11
(La/Yb) _n	14.14	12.48	20.03	8.64	9.9	14.48	20.3
Σ PЗЭ	40.83	54.29	97.07	17.4	25.38	42.07	51.85

Примечание. Анализ содержания петрогенных элементов выполнен методом РФА (аналитики – А.Л. Финкельштейн, А.К. Климова, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск) на спектрометре S4 Pioneer (фирмы "Bruker"). Анализ содержания редких и редкоземельных элементов выполнен методом ICP-MS на приборе Finigan Element (И.В. Николаева, ИГМ СО РАН, Новосибирск).

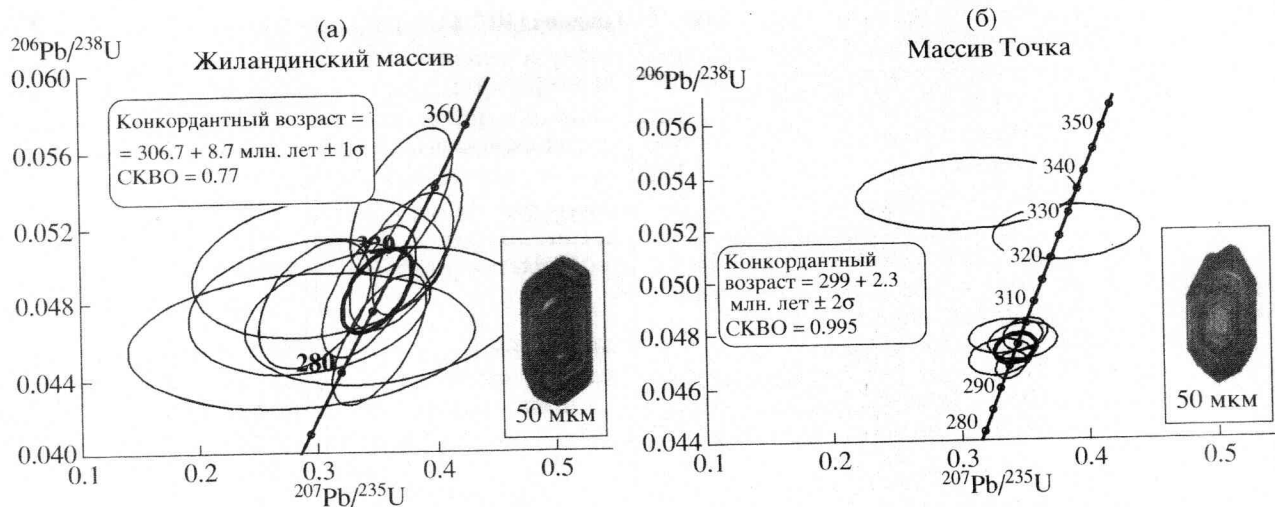


Рис. 2. U–Pb-диаграмма с конкордией для цирконов из пробы № 7-181-05 биотитовых плагиогранитов Жиландинского массива (а) и из пробы № 7-236-03 порфиридных биотитовых плагиогранитов массива Точка (б). СКВО для конкордантного возраста.

цессами. Изучение геодинамической природы этого мантийного источника требует дальнейшего исследования.

Авторы благодарны С.Н. Рудневу, Л.В. Куйбиде, Я.В. Куйбиде и О.П. Герасимову за помощь в работе.

Работа выполнена при финансовой поддержке Президиума Сибирского отделения РАН (проект 7.10.2), Российского фонда фундаментальных исследований (проект 07–05–00853).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–32.
2. Добрецов Н.Л. // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 1/2. С. 5–27.
3. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б. и др. // Петрология. 2003. Т. 11. № 2. С. 164–178.
4. Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Хромых С.В. // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 12. С. 1321–1338.
5. Лопатников В.В., Изох Э.П., Ермолов А.П. и др. Магматизм и рудоносность Калба-Нарымской зоны Восточного Казахстана. М.: Наука, 1982. 248 с.
6. Щерба Г.Н. Геотектогены Казахстана и редкометалльное оруденение. Алма-Ата: Наука, 1972. Т. 1. 217 с.; 1973. Т. 2. 291 с.
7. Дьячков Б.А., Воронцов И.Н., Майорова Н.П. и др. // Изв. АН КазССР, Сер. геол. 1984. № 5. С. 5–11.
8. Борисенко А.С., Сотников В.И., Изох А.Э. и др. // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 1. С. 166–182.
9. Буслов М.М., Фудживара И., Сафонова И.Ю. и др. // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 3. С. 383–397.
10. Владимиров А.Г., Козлов М.С., Шокальский С.П. и др. // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 8. С. 1157–1178.
11. Barker F. Trondhjemites, Dacites, and Related Rocks. Amsterdam; Oxford; N.Y.: Elsevier Sci., 1979. 488 с.
12. Туркина О.М. // Геохимия. 2000. № 7. С. 704–717.
13. Сафонова И.Ю., Буслов М.М., Кох Д.А. // Литосфера. 2004. № 3. С. 84–96.
14. Волкова Н.И., Тарасова Е.Н., Полянский Н.В. и др. // Геохимия. 2008. № 2. С. 1–16.
15. Jahn Bor-ming, Wu F.Y., Chen B. // Episodes. 2002. V. 23. P. 82–92.