

УДК 552.11:552.3:550.93(571.17)

**ВОЗРАСТНОЙ ДИАПАЗОН ЦИРКОНА
И ИСТОЧНИКИ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД
КУРГУСУЛЬСКОГО ИНТРУЗИВА, КУЗНЕЦКИЙ АЛАТАУ:
ПЕРВЫЕ ИЗОТОПНЫЕ U–Pb- (SHRIMP-II) И Sm–Nd-ДАННЫЕ**

© 2014 г. В. В. Врублевский, И. Ф. Гертнер, П. А. Тишин, Т. Б. Баянова

Представлено академиком Ф.П. Митрофановым 19.06.2013 г.

Поступило 06.08.2013 г.

DOI: 10.7868/S0869565214350254

Природа и механизмы образования щелочных высокоглиноземистых пород являются одними из наиболее дискуссионных вопросов магматической петрологии. Очевидно, что в данном случае для обоснования наблюдаемых концентраций Al_2O_3 недостаточно тех эффектов, которые могут быть достигнуты в ходе парциального плавления, магматической дифференциации или фракционной кристаллизации [1]. Рассматривают более современные модели, учитывающие подплавление фрагментов литосферы при подъеме плюма, возникновение гибридных магм, процессы мантийно-корового взаимодействия. Таким образом, важным аспектом проблемы является установление источников вещества подобных расплавов и геодинамических обстановок их эволюции. При обосновании условий петрогенезиса и тектонического режима развития щелочного магматизма большую значимость приобретают точное изотопное датирование его высокоглиноземистых производных, а также выявление признаков возможного взаимодействия магм с различными литосферными субстратами.

На западном фланге Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) в пределах северо-восточного склона Кузнецко-Алатауского хребта расположены небольшие (до 1.5–2 км²) щелочно-базитовые интрузивные массивы (рис. 1). Наряду с габброидами в их строении принимают участие высокоглиноземистые основные и ультраосновные фойдолиты, нефелиновые и щелочные сиениты. По единичным данным изотопного Sm–Nd- и U–Pb-датирования предполагается,

что внедрение интрузий могло происходить в два этапа на среднекембрийском (≈509 млн лет, Верхнепетропавловский массив) и раннедевонском (≈407–401 млн лет, Кия-Шалтырский, Дедовогорский массивы) хронорубежах [2, 3]. Как считают, наибольшее распространение имеют породные ассоциации раннего девона, которые представлены также Кургусульским, Горячегорским, Белогорским интрузивами и более мелкими сателлитами. По особенностям изотопных Nd–Sr-систематик для некоторых из них в качестве доминирующего магматического источника рассматривают мантийный резервуар PREMA [4], который инициировал плюмовую деятельность и связанный с ней ранне- и среднепалеозойский базитовый магматизм ЦАСП [5].

Проведенное впервые изотопное U–Pb-датирование акцессорного циркона в щелочных породах Кургусульского плутона позволило выделить в них три разновозрастные генерации минерала. Это может свидетельствовать о поэтапном развитии регионального щелочного магматизма в кембрии-ордовике и девоне, а также о наличии под Кузнецким Алатау фрагментов зрелой мезопротерозойской континентальной коры. Изотопные Sm–Nd-данные и уровень концентраций редких элементов в изученных породах позволяют предполагать мультикомпонентный мантийный магматический источник и сложную геодинамическую обстановку внедрения интрузии в условиях плюм-литосферного взаимодействия на активной континентальной окраине.

Согласно существующим палеореконструкциям, горное сооружение Кузнецкого Алатау представляет собой каледонский террейн, в составе которого преобладают структурно-вещественные комплексы, сформировавшиеся в условиях активной континентальной окраины Палеоазиатского океана [6, 7]. В связи с неоднократной эндогенной активизацией для него характерно не-

*Национальный исследовательский
Томский государственный университет
Геологический институт Кольского научного центра
Российской Академии наук,
Апатиты Мурманской обл.*

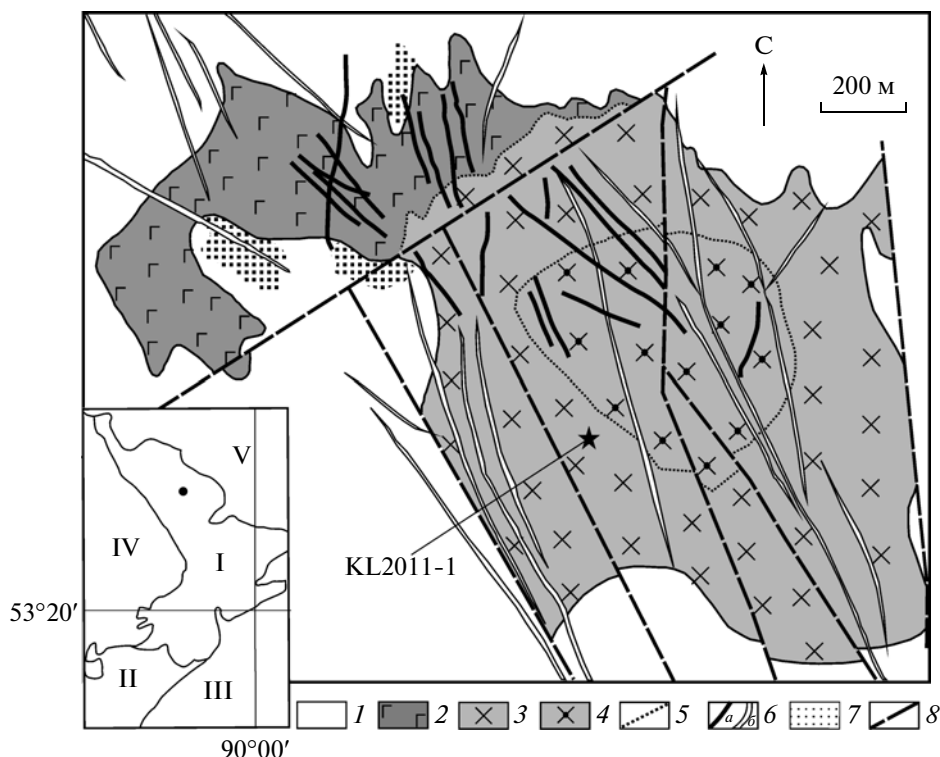


Рис. 1. Геологическая схема Кургусульского интрузивного массива (по [9, 10]; с изменениями).

1 – мраморы мартюхинской свиты неопротерозоя; 2 – щелочные габброиды (тералиты); 3, 4 – фельдшпатоидные сиениты (ювиты) массивные (3) и трахитоидные (4); 5 – фациальные петрографические границы; 6 – дайки тингуаитов и ювит-порфиров (а), камптонитов и тералит-порфиров (б); 7 – магнезиальные скарны; 8 – разрывные тектонические нарушения.

Звездочкой обозначено место отбора пробы на изотопный U–Pb-анализ с указанием ее номера. На врезке показано географическое положение plutона: I – Кузнецкий Алатау, II – Горный Алтай, III – Западный Саян, IV – Кузнецкий прогиб, V – Минусинский прогиб.

однородное строение с чередованием выступов докембрийского фундамента, раннекаледонских поднятий и прогибов, наложенных среднепалеозойских впадин рифтогенной природы. По этой причине неравномерным распространением отличаются развитые здесь позднепротерозойские и кембрийские дислоцированные карбонатно-терригенно-вулканогенные образования, а также субконтинентальные вулканогенно-осадочные отложения среднего палеозоя.

Отличительной чертой геодинамической эволюции Кузнецкого Алатау является развитие щелочно-базитового интрузивного магматизма арельного типа и, предположительно, рифтинговой природы [4, 8]. Одним из его представителей считается Кургусульский плутон, породы которого были нами изучены изотопными U–Pb- и Sm–Nd-методами. Интрузивное тело расположено на водоразделе рек Кургусуль и Кургусуль-Лиственный, притоков р. Урюп (55°16′ с.ш.; 88°45′ в.д.) [9], имеет штокообразную форму (≈1 км²), осложнено разрывными нарушениями и залегает в рифейских мраморах мартюхинской свиты, иногда преобразованных в приконтакто-

вые магнезиальные скарны (рис. 1). В петрографическом составе plutона преобладают порфировидные ювиты – обогащенные нефелином (до ≈45–50 об. %) сиениты массивного или трахитоидного (в срединной части массива) строения с высоким содержанием калиевого полевого шпата (≈40 об. %) и небольшим количеством щелочного клинопироксена и гастингсита (≈10–15 об. %) [10]. На северной периферии интрузива они ассоциируют с более ранними щелочными габброидами (тералитами), образуя узкие переходные зоны с резким изменением вещественного состава. Основные фазы внедрения сопровождаются дайками камптонитов, тералит-порфиров, тингуаитов и ювит-порфиров. До последнего времени была известна только одна не вполне надежная изотопная K–Ar-датировка по валовой пробе нефелиновых сиенитов, предполагающая их раннекарбонный (≈344 млн лет) возраст.

Химический состав пород магматической серии щелочных габбро и ювитов Кургусульского plutона характеризуется пониженной кремнекислотностью (SiO₂ 45–52 мас. %) и высокой щелоч-

ностью ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ до $\approx 11\text{--}13$ мас. %; $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} \approx 1.3\text{--}2.5$). В более агапитовых ювитах глиноземистость возрастает (Al_2O_3 до $\approx 22\text{--}23$ мас. %; $K_a \approx 0.7\text{--}0.8$; табл. 1), что, наряду с выявленными петрографическими особенностями, обычно свойственно разновидностям основных нефелиновых сиенитов. По сравнению с ОИВ-эталоном внутриплитного магматизма изученные ювиты, как и аналогичные фельдшпатоидные породы других щелочно-базитовых интрузивных массивов Кузнецкого Алатау, обогащены Cs, Rb, Ba, U, в меньшей степени – Th и Sr (табл. 1, рис. 2). С учетом относительно низких концентраций REE ($\approx 100\text{--}200$ г/т) в них это может свидетельствовать о взаимодействии щелочных расплавов с материалом континентальной коры. Кроме того, отчетливо выраженные в спектрах распределения Nb–Ta- и Zr–Hf-минимумы (рис. 2) позволяют предполагать развитие магматизма в надсубдукционной обстановке.

Время вероятного внедрения щелочной интрузии оценивали на основании полученных данных изотопного U–Pb-датирования единичных зерен циркона, отобранных из пробы массивных ювитов (проба KL2011-1) в западной части Кургусульского массива. Выделенные кристаллы имеют преимущественно дипирамидально-призматический габитус и зональное внутреннее строение (рис. 3а), что указывает на магматическое происхождение циркона. При этом концентрации Th и U заметно варьируются даже в пределах отдельных минеральных индивидов (табл. 2).

Изотопный U–Pb-анализ проводили в ЦИИ ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского (Санкт-Петер-

Таблица 1. Химический состав ювита Кургусульского плутона

Компонент	Проба KL2011-1	Компонент	Проба KL2011-1	Компонент	Проба KL2011-1
SiO ₂	51.45	V	42	La	55
TiO ₂	0.38	Co	13	Ce	96
Al ₂ O ₃	22.37	Sc	2.6	Pr	8.9
Fe ₂ O ₃	6.22	Cs	3.8	Nd	28.6
MnO	0.19	Rb	101	Sm	4.21
MgO	0.86	Ba	1129	Eu	1.17
CaO	4.33	Sr	1153	Gd	3.55
Na ₂ O	7.25	Nb	37	Tb	0.55
K ₂ O	5.22	Ta	1.8	Dy	3.21
P ₂ O ₅	0.18	Zr	203	Ho	0.71
П.п.п.	1.51	Hf	2.9	Er	2.16
Сумма	99.96	Y	19	Tm	0.35
Cr	20	Th	23	Yb	2.33
Ni	17	U	7.4	Lu	0.35

Примечание. Содержание оксидов (мас. %, РФА, анализатор ED2000) и редких элементов (г/т, ICP-MS, масс-спектрометр Agilent 7500сх) в породах определено в ЦКП ТГУ.

бург) на ионном микрозонде SHRIMP-II по стандартной методике [13], диаметр пятна (кратера) составлял 18 мкм. По результатам 14 точечных измерений среди девяти исследованных зерен выявлены цирконы трех разновозрастных генераций. Наиболее древние из них хронологически соответствуют интервалу $\approx 1.3\text{--}1.5$ млрд лет, обладают нор-

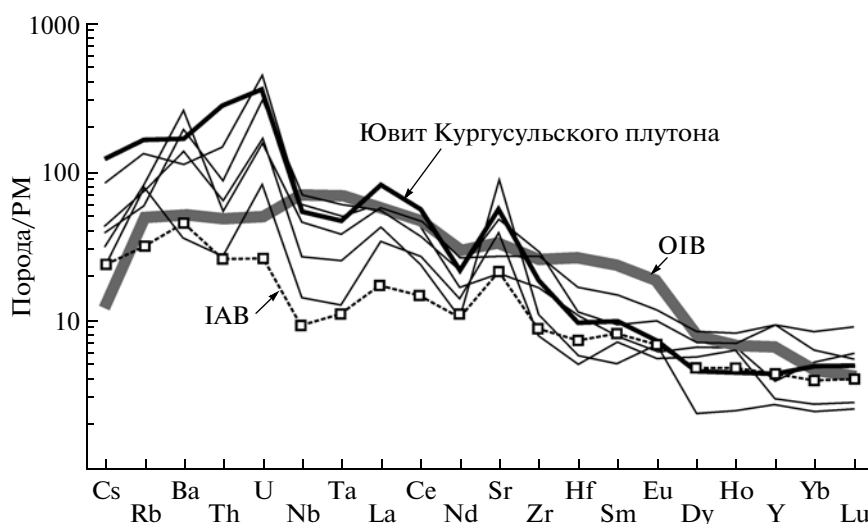


Рис. 2. Распределение редких элементов в щелочных породах.

Тонкими сплошными линиями показаны составы нефелиновых сиенитов, ювитов, полевшпатовых фойдолитов Кия-Шалтырского, Горячегорского и Белогорского щелочно-базитовых плутонов Кузнецкого Алатау. Среднее содержание редких элементов в базальтах океанических островов (OIB) и примитивной мантии (PM) приведено по [11], в островодужных базальтах (IAB) – по [12].

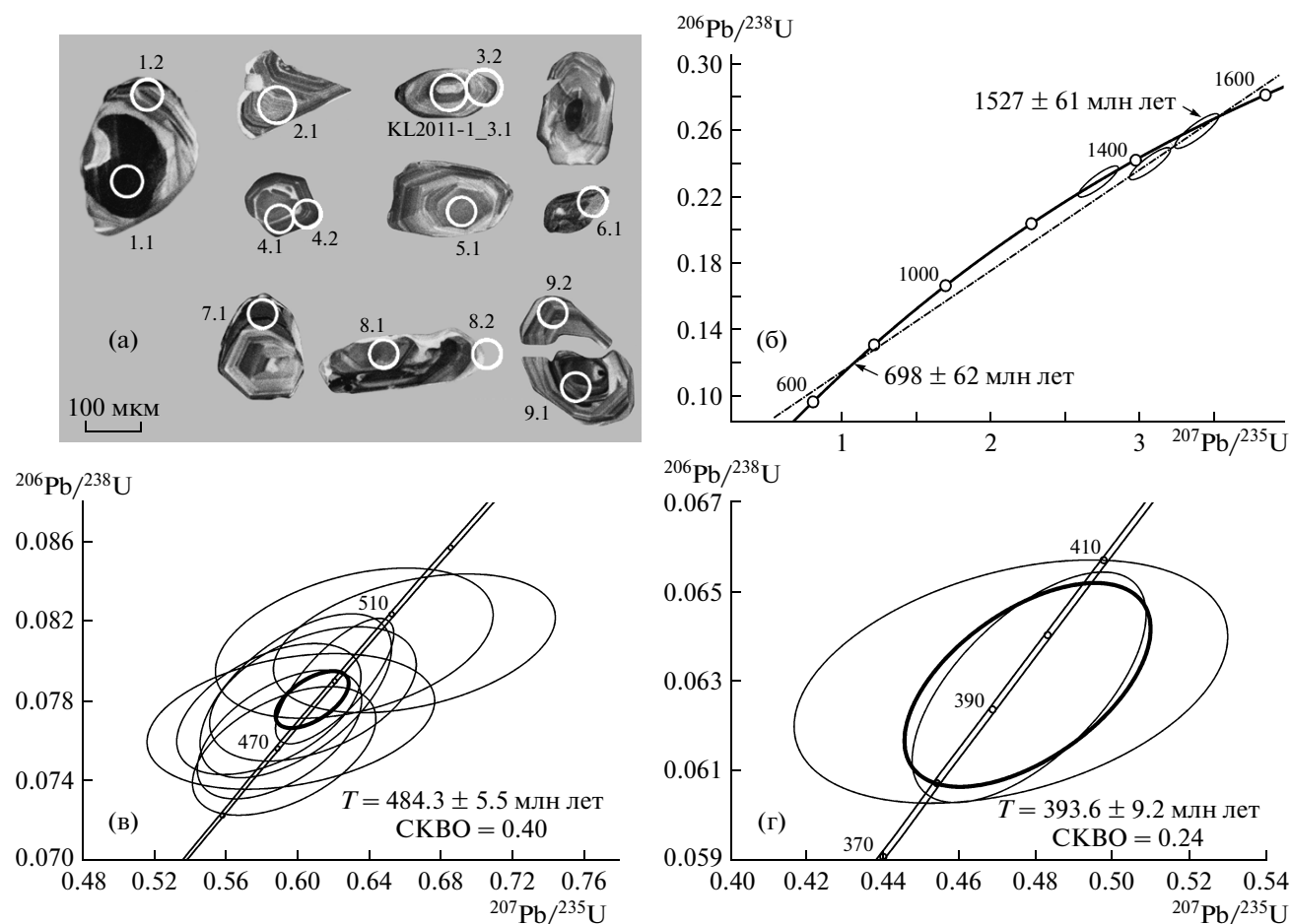


Рис. 3. Морфология и изотопный U–Pb-возраст циркона из ювитов (проба KL2011-1) Кургусульского массива.

(а) габитус и особенности внутреннего строения кристаллов по данным катодоллюминесценции. Изображения получены на сканирующем электронном микроскопе АВТ55 в обычном рабочем режиме. Окружностями обозначены места проведения изотопного анализа с указанием номеров измеренных зерен в соответствии с табл. 2.

(б–г) U–Pb-диаграммы для разновозрастных цирконов (результаты анализа см. в табл. 2). Пояснения – в тексте.

мальной зональностью (табл. 2; два зерна) и самым низким отношением $\text{Th}/\text{U} \approx 0.02\text{--}0.2$ по сравнению с другими генерациями (среднее $\text{Th}/\text{U} \approx 0.46\text{--}0.58$). По-видимому, установленная в данном случае дискордия (рис. 3б) отражает термическую историю существования протерозойских цирконов в континентальной коре на протяжении $\approx 1600\text{--}700$ млн лет назад. Вместе с тем для большинства других зерен минерала фиксируется конкордантный возраст 484.3 ± 5.5 млн лет (табл. 2, рис. 3в, 9 точек). В кристаллах этого диапазона (т. ан. 1.1–1.2, 8.1–8.2, 9.1–9.2) наблюдается реверсивная зональность с разницей в возрасте ядерных и краевых частей $\approx 4\text{--}15$ млн лет. Подобная зональность в пределах ≈ 5 млн лет отмечается для цирконов из содалитовых сиенитов раннемеловой интрузии Эджинао (Ejinao) в Юго-Восточном Китае и связывается с потерей свинца при гидротермальном выщелачивании [14]. Показательно, что в изученных нами реверсивно-зо-

нальных образцах в этом же направлении резко снижаются концентрации урана, тория и радиогенного ^{206}Pb . Наряду с преобладающими раннеордовикскими датировками, для одного зерна циркона с нормальной зональностью (табл. 2; т. ан. 4.1–4.2) установлен самый молодой конкордантный возраст 393.6 ± 9.2 млн лет (рис. 3г), который сопоставим уже с временным диапазоном девонских щелочных интрузий Кузнецкого Алатау и, возможно, отражает главную фазу формирования Кургусульского плутона.

Присутствие в изученных породах акцессорных цирконов разных временных диапазонов позволяет предложить принципиально новую модель развития щелочно-базитового магматизма Кузнецкого Алатау. При этом цирконы с возрастом $\approx 1.3\text{--}1.5$ млрд лет могли быть захвачены щелочной магмой при подплавлении зрелой мезопротерозойской континентальной коры, частично слагающей фундамент Кузнецко-Алатауского

Таблица 2. Результаты изотопных U–Pb-исследований циркона (SHRIMP-II) из ювитов Кургусульского плутона (массивный порфириновый ювит, проба KL2011-1)

Точка анализа	$^{206}\text{Pb}_c$, %	U	Th	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$, ppm	Возраст по изотопным отношениям, млн лет		$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ ±%	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ ±%	Rho
						$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$			
1.1 ц	0.05	857	869	1.05	58.2	490 ± 7.7		0.620 ± 2.2	0.0790 ± 1.6	0.754
1.2 к	1.00	418	131	0.32	29.3	501.4 ± 8.5		0.665 ± 4.8	0.0809 ± 1.8	0.368
2.1	0.40	370	165	0.46	24.8	481.9 ± 8		0.584 ± 3.6	0.0776 ± 1.7	0.479
3.1 ц	0.11	655	131	0.21	146	1489 ± 22	1513 ± 12	3.376 ± 1.8	0.2598 ± 1.7	0.939
3.2 к	0.24	585	84	0.15	121	1391 ± 21	1473 ± 15	3.065 ± 1.8	0.2409 ± 1.7	0.900
4.1 ц	0.59	359	195	0.56	19.6	393.8 ± 6.7		0.473 ± 4.9	0.0630 ± 1.8	0.361
4.2 к	0.27	1310	455	0.36	70.9	392.9 ± 6.4		0.478 ± 2.6	0.0629 ± 1.7	0.643
5.1	0.41	286	205	0.74	19.3	486.1 ± 8.2		0.609 ± 3.9	0.0783 ± 1.8	0.453
6.1	0.30	1183	26	0.02	234	1332 ± 20	1332 ± 20	2.715 ± 2.0	0.0296 ± 1.7	0.853
7.1	0.33	382	188	0.51	24.9	469.2 ± 7.8		0.592 ± 3.5	0.0755 ± 1.7	0.489
8.1 ц	0.38	500	322	0.67	33.8	486 ± 10		0.599 ± 3.6	0.0783 ± 2.2	0.592
8.2 к	0.33	173	61	0.37	12.0	501.5 ± 9		0.631 ± 5.1	0.0809 ± 1.9	0.371
9.1 ц	0.28	432	266	0.64	28.4	474.2 ± 7.9		0.590 ± 3.2	0.0763 ± 1.7	0.543
9.2 к	0.66	267	114	0.44	17.8	478 ± 8.3		0.596 ± 5.5	0.0770 ± 1.8	0.325

Примечания. Pb_c и Pb^* – обыкновенный и радиогенный свинец соответственно. Поправка на присутствие обыкновенного свинца введена по измеренному ^{204}Pb ; ц – центр, к – край зерна. Обработку данных осуществляли по программе SQUID. U–Pb-отношения нормализованы на значение 0.0668 стандартного циркона TEMORA. Погрешности для единичных анализов (отношений и возрастов) оценивали в интервале $\pm 1\sigma$, для вычисленных конкордантных возрастов и пересечений с конкордией – $\pm 2\sigma$. При построении графиков с конкордией применяли программу ISOPLOT/EX.

каледонского орогена [15]. Важным также является факт совместного нахождения в одной породе цирконов двух генераций, имеющих дискретные изотопные даты (≈ 480 – 490 и ≈ 385 – 400 млн лет), приближенно сопоставимые с временными рубежами ≈ 500 и ≈ 400 млн лет назад, характерными для проявлений магматизма повышенной щелочности Кузнецкого Алатау [2, 3].

Одним из возможных вариантов такого совпадения представляются метасоматоз и эрозия нижней части литосферы инициальным плюмом с ее последующим, примерно через 100 млн лет, повторным парциальным плавлением с сохранением в новообразованной щелочной магме цирконов предшествовавшего эпизода магмогенерации. В рамках этой модели устраняется основное противоречие с позиции плейттектоники, которое заключается в развитии полихронного магматизма со сходными изотопными параметрами ($\epsilon_{\text{Nd}}(T) \approx +4.5 \dots +5.7$, $T(\text{Nd})_{\text{DM}} \approx 0.8$ – 0.9 млрд лет) [4] в пределах достаточно ограниченной площади ≈ 4.5 тыс. км², сопоставимой с размерами классической горячей точки. Допускается, что плюм, подъем которого происходил на рубеже кембрия-ордовика [5], инициировал только первоначальные щелочно-базальтоидные выплавки, а девонские щелочные интрузии обусловлены более

поздним плавлением уже метасоматически измененного материала континентальной литосферы. О вовлечении в процессы магмогенерации материала различной природы также свидетельствуют особенности изотопного Sm–Nd-состава в изученных породах. Как и в других щелочно-базитовых плутонах Кузнецко-Алатауской провинции, его вариации ($\epsilon_{\text{Nd}}(T) \approx +3.1 \dots +4.6$; $T(\text{Nd})_{\text{DM}} \approx 0.7$ – 0.8 млрд лет, табл. 3) сопоставимы с параметрами умеренно деплетированной (PREMA + E-MORB)-мантии в комбинации с веществом обогащенного резервуара EM-типа.

Предполагаемое плюм-литосферное взаимодействие могло способствовать возникновению эшелонированных промежуточных магматических камер с образованием высокоглиноземистых расплавов и щелочных пород, обогащенных нефелином. Принимая во внимание установленный характер поведения некоторых LIL-элементов, в качестве одного из факторов их петрогенезиса следует также рассматривать существенную коровую контаминацию эволюционирующей магмы. Ее индикатором может служить заметное возрастание изотопных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_T$ (0.7042–0.7065) в породах более поздних интрузивных фаз [4].

Таким образом, на основании полученных геохимических и изотопно-геохронологических дан-

Таблица 3. Изотопный состав неодима в ювитах Кургусульского плутона

Проба, материал	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_T$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	$T(\text{Nd})_{\text{DM}}$, млн лет
	ppm						
KL2011-1, <i>wr</i>	4.98	32.62	0.0923	0.512524 ± 12	0.512282	+3.11	786
KL2011-1, <i>срх</i>	6.95	82.99	0.0506	0.512556 ± 8	0.512423	+5.87	
KL2011-1, <i>не</i>	0.42	3.37	0.0749	0.512660 ± 21	0.512464	+6.65	
KL2011-1/1, <i>wr</i>	4.56	30.89	0.0892	0.512569 ± 20	0.512335	+4.15	712
KL2011-1/2, <i>wr</i>	4.25	28.14	0.0913	0.512600 ± 15	0.512361	+4.64	686

Примечание. *wr* – валовый состав породы, *не* – нефелин, *срх* – клинопироксен. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_T$ и $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ рассчитаны на возраст 400 млн лет.

ных показаны вероятная полихронность щелочно-базитового магматизма Кузнецкого Алатау с его поэтапным развитием в среднем кембрии–раннем ордовике и в раннем–среднем девоне, а также мультикомпонентный характер источников вещества интрузий со смешением материала умеренно деплетированной и обогащенной мантии. Кроме того, магматическая эволюция могла происходить в сложной окраинно-континентальной геодинамической обстановке при взаимодействии плюмовых, надсубдукционных и коровых субстратов. Производные разновозрастного щелочно-базитового магматизма имеют близкие изотопные Sm–Nd-характеристики, что предполагает их ювенильное родство и позволяет допустить определенную унаследованность вещества при повторном плавлении частей литосферы, ранее метасоматизированных первоначальным плюмом.

Авторы благодарны сотрудникам ЦИИ ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского (Санкт-Петербург) за участие в аналитических исследованиях.

Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства образования и науки РФ и Томского государственного университета (программа повышения конкурентоспособности ТГУ 2013–2020 гг.).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Эволюция изверженных пород / Под ред. Х. Йодера. М.: Мир, 1983. 528 с.
2. Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Журавлев Д.З., Макаренко Н.А. // ДАН. 2003. Т. 391. № 3. С. 378–382.
3. Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Владимиров А.Г. и др. // ДАН. 2004. Т. 398. № 3. С. 374–378.
4. Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Войтенко Д.Н. В сб.: Матер. Междунар. (X Всерос.) петрограф. совещ. “Петрография XXI века”. Апатиты: Кольский науч. центр РАН, 2005. Т. 2. С. 57–59.
5. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. // Петрология. 2003. Т. 11. № 6. С. 556–586.
6. Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В. // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 1. С. 63–81.
7. Кунгурцев Л.В., Берзин Н.А., Казанский А.Ю., Метелкин Д.В. // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 7. С. 1042–1051.
8. Гринева О.М. Эволюция щелочно-габброидного магматизма Кузнецкого Алатау. Автореф. дис. канд. геол.-минерал. наук. Томск, 1990. 19 с.
9. Ивашкина Р.Н. В сб.: Геологическое строение и петрография нефелиновых пород Кузнецкого Алатау. Матер. по геологии Западной Сибири. В. 64. М.: Госгеолтехиздат, 1963. С. 78–100.
10. Врублевский В.В., Быкова И.И. В сб.: Щелочные и субщелочные породы Кузнецкого Алатау. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1987. С. 30–42.
11. Sun S., McDonough W.F. // Geol. Soc. Amer. Spec. Publ. 1989. № 42. P. 313–345.
12. Kelemen P.B., Høghøj K., Greene A.R. // Treatise Geochem. 2003. V. 3. P. 593–659.
13. Williams I.S. // Rev. Econ. Geol. 1998. V. 7. P. 1–35.
14. Xu X.Sh., Zhang M., Zhu Kong-Yang, et al. // Lithos. 2012. V. 150. P. 256–267.
15. Руднев С.Н., Матуков Д.И., Сергеев С.А., Серов П.А. // ДАН. 2006. Т. 410. № 6. С. 795–798.