

УДК 552.321(470.5)

ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ О МЕЗОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДАХ В СОСТАВЕ ЧЕЛЯБИНСКОГО ИНТРУЗИВА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

© 2010 г. Т. А. Осипова*, Г. А. Каллистов*, А. В. Травин**, С. И. Дриль***

*Институт геологии и геохимии УрО РАН
620075, г. Екатеринбург, Почтовый пер., 7
E-mail: osipova@igg.uran.ru

**Институт геологии и минералогии СО РАН
630090, г. Новосибирск, Акад. Коптюга просп., 3
E-mail: travin@uiggm.nsc.ru

***Институт геохимии СО РАН
650033, г. Иркутск, ул. Фаворского, 1а
E-mail: sdril@igc.irk.ru

Методом $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ступенчатого прогрева проведено исследование лейкогранитов в составе Челябинского гранитоидного интрузива (Южный Урал), получены среднетриасовые датировки (236 млн. лет), интерпретируемые, как близкие к возрасту их формирования. Приведены сведения о минеральном и химическом составе пород, дана их изотопно-геохимическая характеристика. Показано, что охарактеризованные лейкограниты являются продуктом относительно высокой степени фракционирования гранитного расплава.

Ключевые слова: лейкогранит, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопный возраст, фракционирование расплава.

На восточном склоне Южного Урала лишь для двух гранитоидных комплексов на основе изотопных методов выявлен триасовый возраст: для кисинетских гипабиссальных лейкократовых гранит-порфиров в восточной подзоне Восточно-Уральского поднятия (Кочкарско-Адамовской зоны, согласно [7]) и для малочекинских интрузивных щелочных гранитоидов в Магнитогорской зоне [16]. В составе Челябинской гранитоидной интрузии, расположенной в восточной подзоне Восточно-Уральского поднятия, нами исследованы лейкограниты, для которых также фиксируются триасовые датировки.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Важнейшие черты геологического строения и истории формирования Челябинского гранитоидного плутона, охарактеризованы в ряде публикаций [8, 19, 2, 18, 20, 11, 5, 12]. Исследованные нами лейкограниты расположены на крайнем северо-западе Челябинского интрузива, в его контактовой зоне. Они слагают небольшое, овальное в плане (размером приблизительно 2×3 км), вытянутое в субширотном направлении, тело (рис. 1).

Крайне плохо обнаженные, лейкограниты доступны для изучения в небольшом карьере у южной окраины с. Левашева. Макроскопически это очень светлые, чуть сероватые, массивные породы. В карьере представлены преимущественно среднезернистые разновидности, часто постепенно переходящие в

крупнозернистые, местами до пегматоидных, разновидности. Лейкограниты прорваны жилами пегматитов, мощность которых варьирует от первых сантиметров до двадцати-тридцати сантиметров. В северо-западной части карьера вскрыт контакт лейкогранитов с вмещающими метавулканитами саргазинской толщи (O_{1-2}), метаморфизованными в зеленосланцевой фации. Контакт полого, под углом около 25° , падает на запад-северо-запад под вмещающие породы. В области контакта метавулканиды превращены в существенно биотитовые сланцы. Контакты с гранитными породами Челябинского плутона не обнажены. В физических полях тело лейкогранитов не выражено. В рельефе выделяется слабо – лейкограниты слагают небольшую пологую возвышенность.

Имеющиеся данные о возрасте гранитоидов Челябинского плутона, предшествующих гранат-мусковитовым лейкогранитам, приведены в табл. 1. В истории формирования интрузии отчетливо выделяется два этапа: верхнедевонско-каменноугольный и пермский. С первым, согласно U-Pb датировкам цирконов, связано становление гранитоидов “субдукционного” типа; со вторым – внедрение субщелочных гранитов и флюоритсодержащих лейкогранитов. При этом, если K-Ar возраст по амфиболу из кварцевого диорита раннего этапа близок к возрасту его формирования, то K-Ar датировка по биотиту близка к датировкам по слюдам из гранитов позднего этапа. На основании имеющихся данных, можно сделать выводы о том, что:

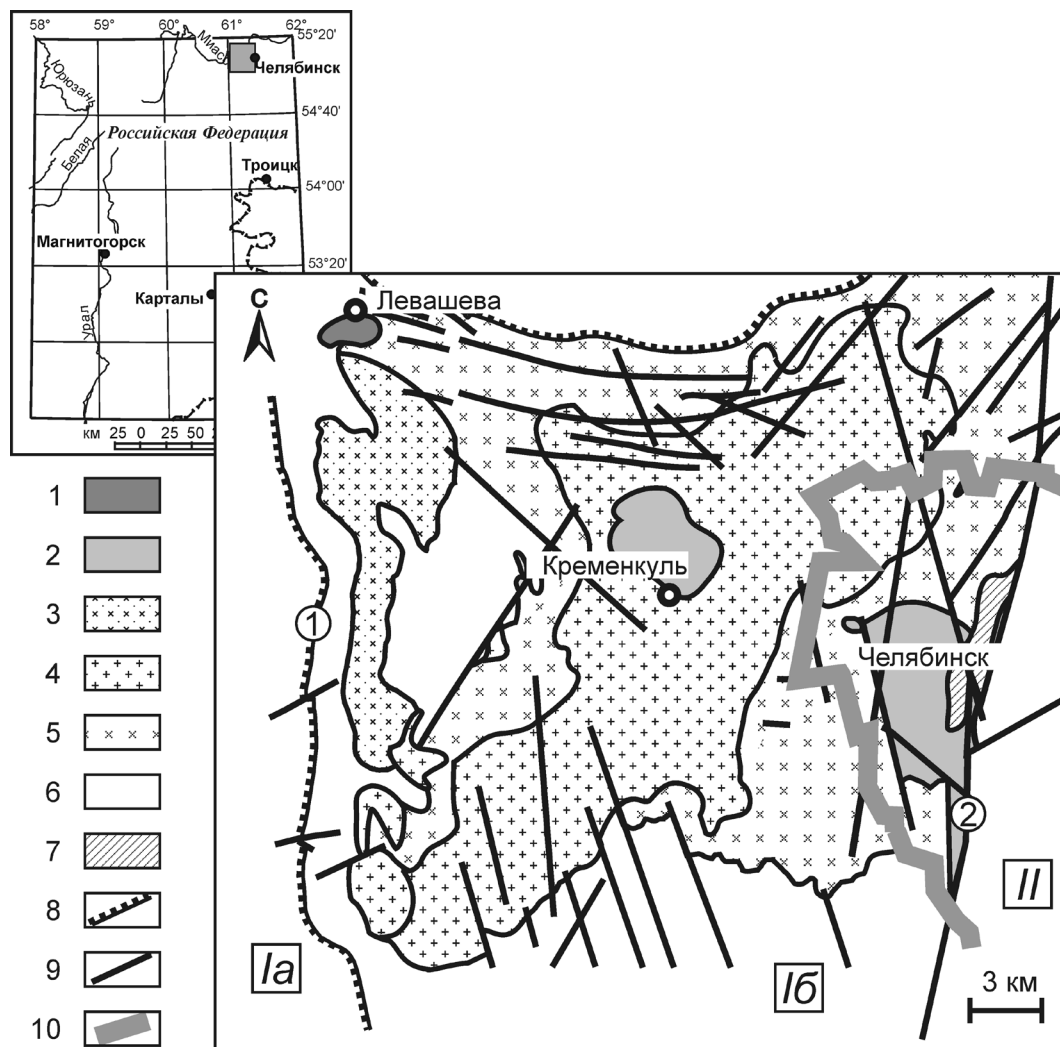


Рис. 1. Схема геологического строения Челябинского плутона (по данным ЧГГП с дополнениями авторов).

1 – лейкограниты гранат-мусковитовые (T_2), 2 – субщелочные граниты и лейкограниты (P), 3 – граниты умереннокалиевые гнейсовидные (C_2), 4 – граниты высококалиевые, лейкограниты мусковитовые (C_1), 5 – кварцевые диориты, гранодиориты (D_3-C_1), 6 – вулканогенные и осадочные породы (PZ_{1-2}), 7 – гнейсы метатерригенные [6], 8 – надвиги, 9 – тектонические нарушения, 10 – граница г. Челябинск.

Цифры в кружках: 1 – Полоцкая надвиговая зона; 2 – Челябинско-Карталинский разлом. Структурно-тектонические зоны (по [7]): I – Кочкарско-Адамовская зона (Восточно-Уральское поднятие) (Ia – центральная подзона, Ib – восточная подзона), II – Копейская (Восточно-Уральская вулканогенная) зона.

а) 250–280 млн. лет назад кварцевые диориты находились на меньшей глубине, соответствующей геотерме 330°C (температура закрытия K-Ar системы биотита [22]); б) формирование субщелочных гранитов и флюоритсодержащих лейкогранитов второго этапа происходило также на небольшой глубине, с чем связано их быстрое остывание, фиксируемое на основе совпадения U-Pb возраста по циркону, Rb-Sr датировки по валу и K-Ag датировок по слодам. К этому же возрастному уровню относится завершение тектонической активности Полоцкой надвиговой зоны, расположенной к западу от Челябинского плутона и отделяющей восточную подзону Восточно-Уральского поднятия от центральной (рис. 1). Верхнедевонский (376 ± 13 млн.

лет) возраст метаморфизма метагранитов из подошвы надвига определяется Sm-Nd изохроной; K-Ag возраст амфибола из них составляет 299 млн. лет; а минеральная Rb-Sr изохрона и K-Ag возраст биотита отвечают верхней перми – 257 ± 2 и 255 ± 8 млн. лет, соответственно [10]. Таким образом, интенсивная тектонотермальная активность в этом секторе Восточно-Уральского поднятия закончилась 250 млн. лет назад.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Химический состав пород исследован в лаборатории физических и химических методов исследования ИГГ УрО РАН: определение concentra-

Таблица 1. Данные о возрасте гранитоидов Челябинского интрузива

Порода	Возраст, млн лет			
	U-Pb	Pb-Pb*	Rb-Sr	K-Ar**
Лейкогранит флюоритсодержащий безрудный	258 ± 5			
Лейкогранит флюоритсодержащий W-Mo редкометалльный	271 ± 5		275 ± 3	269 ± 5 (мусковит)
Гранит субщелочной	275 ± 3			
Гранит умереннокалиевый	317 ± 12			
Гранит высококалиевый	344 ± 5	360 ± 9		
Гранодиорит	361 ± 5	360–330		276 ± 5 (биотит)
Кварцевый диорит	358 ± 5	355 ± 7		340 ± 5 (амфибол)
				250 ± 4 (биотит)

Примечание. * – по данным [20], ** – по данным [2].

ций петрогенных элементов выполнено рентгенофлюоресцентным методом (аналитики В.П. Власов, Н.П. Горбунова, Г.С. Неупокоева, Л.А. Татарина); концентраций элементов-примесей – методом масс-спектрометрии индуктивно-связанной плазмы (аналитик Д.В. Киселева). Составы минералов определены в лаборатории ИМин УрО РАН на растровом электронном микроскопе РЭММА-202 с энергодисперсионной приставкой (аналитик В.А. Муфтахов). Изотопные исследования радиогенных изотопов выполнены на масс-спектрометрах Finnigan-MAT-262 в лаборатории геохронологии и геохимии изотопов ГИ КНЦ РАН (Sm-Nd система) и лаборатории геохимии изотопов ИГХ СО РАН (Rb-Sr система) по стандартным методикам. Исследования возраста были проведены методом ⁴⁰Ar-³⁹Ar ступенчатого датирования по мономинеральным фракциям мусковита, щелочного полевого шпата и плагиоклаза в ИГМ СО РАН по методике, описанной в [17]. Мономинеральные фракции после дробления и ситования проб отбирались вручную под бинокулярном.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ

Минеральный состав описываемых лейкогранитов отвечает аплиту: они сложены кварцем (30 об. %); кислым плагиоклазом (40 об. %); щелочным полевым шпатом (около 25%); мусковитом (3–4%); реликтовыми чешуйками биотита. Акцессорными минералами порода бедна, главными из них являются гранат и циркон; очень редко встречаются единичные мелкие зерна магнетита. Под микроскопом структура породы панидиоморфнозернистая, полевые шпаты образуют чаще чуть вытянутые таблички, кварц – субизометричные зерна. В пегматоидных участках отдельные зерна кварца имеют форму несовершенных ихтиоглиптов. Плагиоклаз – альбит-олигоклаз *An*_{10–12} в очень слабой степени серицитизирован. Щелочной полевой шпат – решетчатый микроклин, местами содержит пертиты распада и замещения. Кварц гранулирован, обладает волнистым угасанием. Биотит замещается мусковитом, сохранились лишь редкие его чешуй-

ки, плеохроирует от темного зеленовато-табачного до светлого оливково-желтого цвета (Fe/(Fe + Mg) = 0.6). Мусковит образует крупные, размером до 5–6 мм, листочки. Альмандин-спессартиновый гранат типичного для гранитных аплитов и пегматитов состава (*Sp*₅₅*Alm*₃₉*Pyr*₄*Gr*₂) очень неравномерно распределен по массе породы, представлен субизометричными зернами неправильной формы размером от долей миллиметра до 3–5 мм; макроскопически имеет темно-розовую окраску, в шлифе – светлую кремово-розоватую.

Анализы представительных образцов лейкогранита приведены в табл. 2. По химическому составу они относятся к известково-щелочному ряду, высоко-калиевой серии; слабо пересыщены глиноземом (A/CNK ~ 1.1, содержание нормативного корунда 1–2 мас. %). Их нормативный состав соответствует типичному аплиту, сформированному в мезоабиссальных условиях при давлении воды, близком 2–2.5 кбар (рис. 2), что соответствует глубине 6–7.5 км. Как и аплиты, гранат-мусковитовые лейкограниты Челябинского интрузива представляют собой продукты относительно глубокой дифференциации гранитной магмы. Но, очевидно, не конечный ее результат: лейкограниты прорываются пегматитами, а значения индикаторных отношений K/Rb и Zr/Hf составляют ~ 160–180 и 20–25, соответственно, что отвечает средней степени фракционирования [3]. Поведение РЗЭ также обычно для дифференцированных разностей гранитов – при общем низком содержании (не более 20 хондритовых уровней) концентрации элементов легкой и тяжелой части спектра близки (*La*_n/*Lu*_n = 3), характерна умеренная отрицательная европиевая аномалия (Eu/Eu* = 0.34). По своим геохимическим характеристикам гранат-мусковитовые лейкограниты приближаются к типу плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов по [15].

ВОЗРАСТ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Результаты ⁴⁰Ar-³⁹Ar датирования минералов из гранат-мусковитового лейкогранита Челябинского

Таблица 2. Химический состав представительных образцов лейкогранита (1 – крупнозернистый, 2 – среднезернистый)

Компонент	1	2
	чл-448	чл-236
SiO ₂ , мас. %	75.09	74.53
TiO ₂	0.07	0.12
Al ₂ O ₃	14.44	14.40
FeOtot	0.86	1.01
MnO	0.09	0.13
MgO	0.46	0.42
CaO	0.67	0.95
Na ₂ O	4.23	4.26
K ₂ O	4.06	4.18
P ₂ O ₅	0.02	0.00
A/CNK	1.15	1.09
Fe/(Fe + Mg)	0.51	0.57
Fe/Mg	1.04	1.33
Li, г/т	18.64	
Be	2.48	
Rb	192	228
Sr	57	90
Y	12	
Zr	48	
Nb	24.5	
Mo	0.44	
Sn	3.80	
Ba	191	
La	6.70	
Ce	13.17	
Pr	1.75	
Nd	6.20	
Sm	1.69	
Eu	0.18	
Gd	1.61	
Tb	0.30	
Dy	1.87	
Ho	0.35	
Er	1.08	
Tm	0.28	
Yb	1.46	
Lu	0.22	
Hf	2.16	
Ta	2.35	
W	1.15	
Pb	22	
Th	9.30	
U	2.34	
K/Rb	175.4	152.3
Rb/Sr	3.4	2.5
Zr/Hf	22.4	
Nb/Ta	10.4	

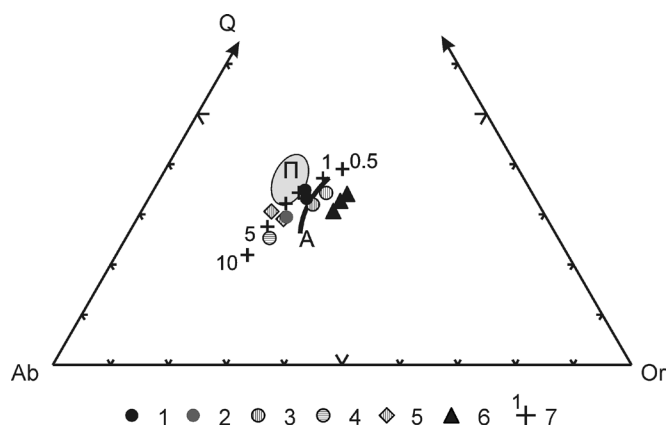


Рис. 2. Нормативные составы гранитоидов.

1–4 – гранат-мусковитовые лейкограниты: 1 – Челябинского плутона, 2 – Джабыкского ареала, 3 – Каменского интрузива, 4 – Верх-Исетского массива; 5 – редкометалльные пегматиты Адуйского рудного поля [4]; 6 – гранит-порфиры кисинетского комплекса по [16] и авторским данным; 7 – положение гранитной эвтектики при различных давлениях воды, кбар; П – поле составов пегматитов, А – линия максимальной концентрации составов аплитов по [24].

плутона приведены на рис. 3. В возрастных спектрах мусковита и плагиоклаза выделяются отчетливые плато, характеризующиеся 95% и 80% выделенного ³⁹Ar, и близкими значениями возраста: 235.8 ± 2.2 и 228.2 ± 2.9 млн. лет, соответственно. Температура закрытия К-Аг изотопной системы в мусковите оценивается на основе лабораторных экспериментов по определению подвижности аргона, равной приблизительно 370°C, для полевых шпатов – на 150°C ниже – 220–240°C (сводка в [22]). Таким образом, датировки по мусковиту и плагиоклазу фиксируют охлаждение гранитного массива до температур порядка 220–370°C, имевшее место 228–236 млн. лет назад.

Формирование гранат-мусковитовых лейкогранитов произошло в мезоабиссальных условиях, на глубине порядка 6–7.5 км. Численное моделирование остывания лейкогранитных массивов различной формы при термическом градиенте 30°C/км показало, что практически полное закрытие К-Аг изотопной системы мусковита должно происходить почти сразу после их формирования на глубинах, меньших 10 км [1]. На основании измерений теплового потока Уральского орогена современный геотермический градиент находится в диапазоне 6–16°C/км [23]. Учитывая, что тектонотермальная активность в рассматриваемом регионе в основном завершилась уже 250 млн. лет назад, можно предположить, что 230 млн. лет назад геотермический градиент не превышал величины 16°C/км. При таком значении граница, выше которой в лейкогранитах должно происходить быстрое закрытие К/Аг изотопной системы мусковита, должна быть на глубине, значительно большей, чем 10 км. На основа-

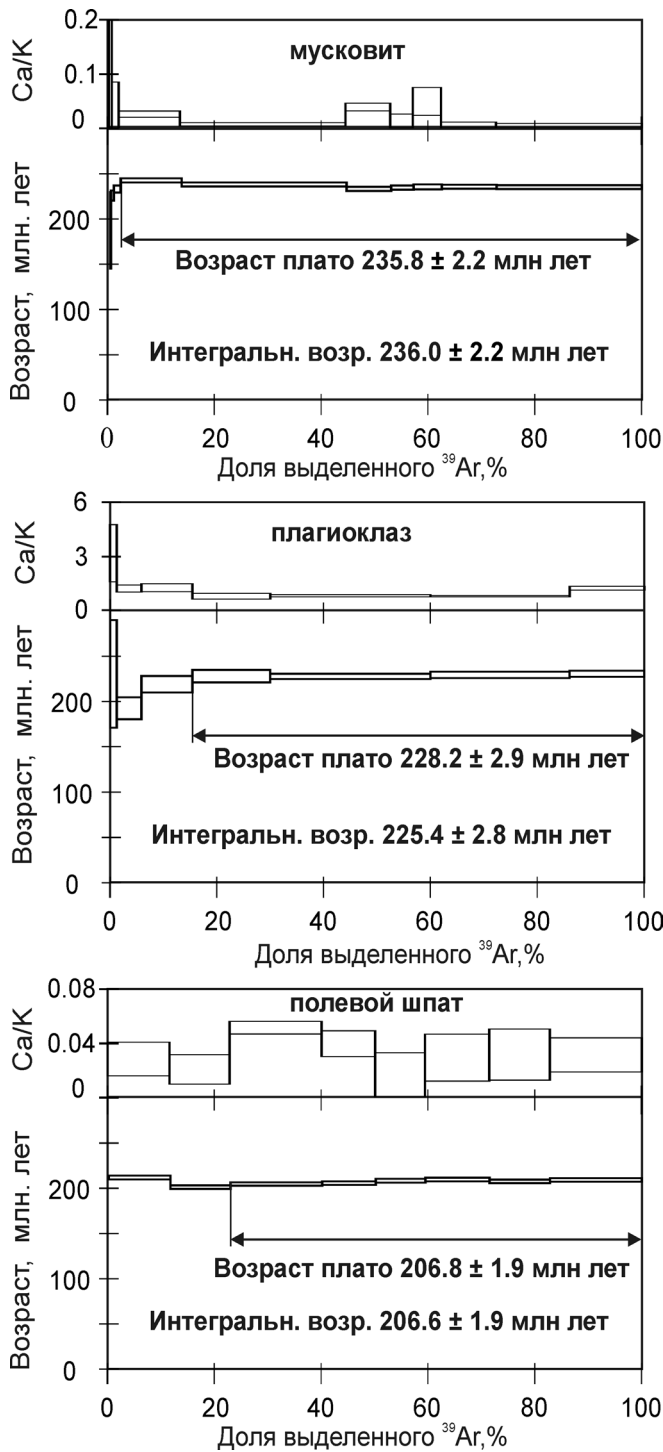


Рис. 3. ^{40}Ar - ^{39}Ar возрастные спектры мусковита и полевых шпатов и Ca/K спектры полевых шпатов из гранат-мусковитового лейкогранита Челябинского плутона.

нии сказанного, датировка, полученная по мусковиту должна быть близкой к возрасту формирования гранат-мусковитовых лейкогранитов.

В возрастном спектре микроклина (рис. 3) также выделяется четкое плато, характеризующееся 77% выделенного ^{39}Ar , Ca/K отношением поряд-

ка 0.02–0.05 и существенно меньшим возрастом – 206.6 ± 1.9 млн. лет. Значительное различие полученных датировок для плагиоклаза и щелочного полевого шпата может быть связано с уменьшением эффективного диффузионного пути аргона в полевом шпате за счет формирования структур распада твердых растворов, местами наблюдающихся в шлифах. Это приводит и к уменьшению эффективной температуры закрытия K-Ar изотопной системы в микроклине. Таким образом, по микроклину фиксируется, скорее всего, проявление поздних низкотемпературных событий, или время окончательной транспортировки лейкогранитного массива к земной поверхности. Косвенным аргументом в пользу второго предположения можно считать тот факт, что начало формирования кор выветривания в регионе, определяющее верхний возрастной предел выведения лейкогранитов на дневную поверхность, относится также к верхнетриасовому времени [14].

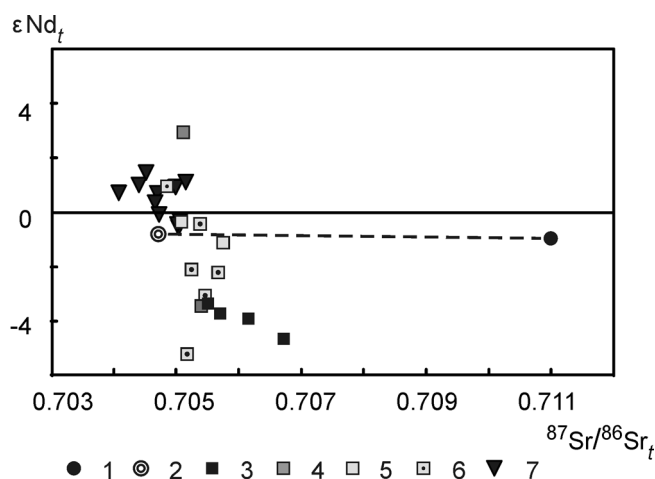
Изотопно-геохимические данные для гранат-мусковитовых лейкогранитов приведены в табл. 3 и на рис. 4. В отличие от всех палеозойских пород Челябинского интрузива, гранат-мусковитовые лейкограниты характеризуются типично “коровым” изотопным составом Sr и Nd. Очевидно также, что такие породы не могли быть образованы за счет переплавления более ранних гранитоидов, слагающих Челябинский плутон. В то же время, изотопный состав Sr и Nd гранат-мусковитовых лейкогранитов, пересчитанный для 280 млн. лет, близок составам раннепермских гранитных пород, например, Джабыкского интрузива (рис. 4) и, в целом, большой массы позднепалеозойских гранитных пород южного блока Восточно-Уральского поднятия, которые могут рассматриваться как производные верхней коры этого сегмента Уральско-складчатого пояса, сформированной в “доуральское” время [9] либо в результате смешения ювенильного низкокалиевого гранитоидного материала с материалом древней континентальной коры [21], либо в результате обогащения тоналит-гранодиоритового протолита, образованного за счет частичного плавления метаосновных, флюидами, отделившимися от глубинных расплавов из обогащенных мантийных источников или инициированных в коре нагретыми мантийными магматическими массами [13]. В таком случае, состав этих среднетриасовых лейкогранитов отражает палеозойскую эволюцию состава коры восточного склона Южного Урала.

Важно подчеркнуть, что в этой же структурно-тектонической зоне (восточной подзоне Восточно-Уральского поднятия) практически такой же возраст 238 ± 1.8 млн. лет, отвечающий среднему триасу, имеют гранит-порфиры кисинетского комплекса. Петрохимически близкие гранат-мусковитовым лейкогранитам (рис. 2), они также являются продуктами достаточно высокой степени дифференциации гранитной магмы ($\text{K/Rb} \sim 45\text{--}70$, $\text{Zr/Hf} \sim 16\text{--}19$); но, по сравне-

Таблица 3. Изотопный состав Sr и Nd в лейкограните (обр. чл-448).

Rb, г/г	Sr, г/г	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_m$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t$	Sm, г/г	Nd, г/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_m$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_t$	ϵNd_m	ϵNd_t	T_{DM}	$T_{\text{DM}2}$
190.68	56.43	0.743752	0.710997	1.587	5.624	0.1706	0.512548	0.51229	-1.8	-1.0	2130	1108

Примечание. Аналитическая неопределенность измерения (2σ) отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ не превышает 0.004 %. Индекс m означает измеренные величины, индекс t - начальные величины для возраста 235 млн лет. Величина ϵNd рассчитана относительно однородного хондритового резервуара (CHUR: $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$); T_{DM} - модельный Nd возраст, рассчитанный относительно деплетированной мантии DM, $T_{\text{DM}2}$ - двухстадийный Nd возраст при параметрах DM: $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2136$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$; континентальная кора: $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.12$.

**Рис. 4.** Изотопные составы Sr и Nd.

Челябинский плутон: 1–2 – гранат мусковитовый лейкогранит: 1 – в момент образования породы, 2 – пересчитано на возраст 280 млн. лет; 3 – лейкограниты и субщелочные граниты пермского возраста; 4 – каменноугольные граниты; 5–6 – верхнедевонско-раннекаменноугольные породы: 5 – гранитоиды главных фаз, 6 – синплутнические жильные габбро-диориты и умеренно-калиевые граниты. Джабыкский интрузив (Ю. Урал): 7 – раннепермские (280 млн. лет) водные плутонические и субщелочные гранитоиды.

нию с одновозрастными челябинскими породами, они заметно обогащены Nb (100–110 г/г) и Ta (10–15 г/г). “Аномальные” для восточных зон Южного Урала изотопно-геохимические характеристики гранит-порфиров ($I_{\text{Sr}} = 0.7582$, $\epsilon \text{Nd} = 1.47$) авторы [16] связывают с источником, который представлял собой метасоматически измененные кислые породы верхней коры. Независимо от возраста этого источника, очевидны разительные отличия его состава от состава источника одновозрастных челябинских пород.

В заключение можно добавить, что гранат-мусковитовые лейкограниты Челябинского массива не являются уникальным образованием для Восточно-Уральского поднятия. Сопоставимые по размеру тела лейкогранитов подобного минерального и химического состава (рис. 2) известны в южном экзоконтакте Джабыкского интрузива на Южном Урале, в восточном экзоконтакте Адуйского плутона, в составе Верх-Исетского и Каменско-

го массивов на Среднем Урале. Данных о возрасте этих пород нет.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проект 07–05–01023, 08–05–00733, 09–05–12015-ОФИ) и УрО РАН в рамках программы ОНЗ РАН № 8 (проект 09-Т-5–1023), СО РАН в рамках программы ОНЗ РАН № 10.3.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Матушкин Н.Ю. и др. Термохронологические модели эволюции лейкогранитов А-типа неопрогерозойского коллизийного орогена Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 5. С. 576–594.
2. Грабежев А.И., Кузнецов Н.С., Пужаков Б.А. Рудно-метасоматическая зональность медно-порфировой колонны натриевого типа (парагонит-содержащие ореолы, Урал). Екатеринбург: УГГГА, 1998. 172 с.
3. Зарайский Г.П. Условия образования редкометалльных месторождений, связанных с гранитным магматизмом // Смирновский сборник-2004. М.: МГУ, Фонд акад. В.И. Смирнова, 2004. С. 105–192.
4. Золоев К.К., Левин В.Я., Мормил С.И., Шардакова Г.Ю. Минералогия и месторождения редких металлов, молибдена, вольфрама Урала. Екатеринбург: МПР РФ, ГУПР по Свердловской обл., ИГГ УрО РАН, ОАО УГСЭ, 2004. 336 с.
5. Каллистов Г.А., Осипова Т.А. Возраст и природа субстрата раннепермских редкометалльных лейкогранитов Кременкульского массива (Южный Урал) – изотопно-геохронологические ограничения магм // Граниты и эволюция Земли: геодинамическая позиция, петрогенезис и рудоносность гранитоидных батолитов: мат-лы междунар. конф. Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 2008. С. 172–173.
6. Краснобаев А.А., Кузнецов Г.П., Давыдов В.А. Возраст и происхождение гнейсов челябинского комплекса // Докл. АН. 1998. Т. 360, № 3. С. 386–389.
7. Легенда Южноуральской серии листов государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (издание второе). Беккер Ю.Р., Власов Н.Г., Львов Б.К. и др. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. 160 с.
8. Львов Б.К. Петрология и минералогия гранитоидов Челябинского массива. Л.: ЛГУ, 1961.
9. Осипова Т.А. Коллизионные и субдукционные гранитоиды батолитов Южного Урала – составы и источники магм // Граниты и эволюция Земли: геодинамическая позиция, петрогенезис и рудоносность

- гранитоидных батолитов: мат-лы междунар. конф. Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 2008. С. 280–282.
10. *Осипова Т.А., Горюжанин В.М., Гольцман Ю.В. и др.* Sm-Nd и Rb-Sr датирование высокобарических метагранитов в Восточно-Уральском поднятии (Ю. Урал) // Докл. АН. 2006. Т. 406, № 4. С. 528–532.
 11. *Осипова Т.А., Каллистов Г.А.* Геологическое строение Челябинского гранитоидного плутона на Южном Урале (новые данные) // Происхождение магматических пород. Петрография XXI века: мат-лы Междунар. петрогр. сов. Апатиты: Кольский НЦ РАН, 2005. 179–181.
 12. *Осипова Т.А., Каллистов Г.А., Баянова Т.Б.* Возможные источники гранитоидных магм Челябинского плутона (Южный Урал) по изотопным U-Pb, Rb-Sr, Sm-Nd данным // Изотопные системы и время геологических процессов: мат-лы IV Росс. конф. по изотопной геохронологии Т. II. СПб: ИП Каталкина, 2009. С. 68–71.
 13. *Попов В.С.* Sm-Nd и Rb-Sr изотопная систематика верхнемантийных и коровых резервуаров // Записки ВМО. 2003. № 4. С. 38–49.
 14. *Сигов А.П.* Металлогения мезозоя и кайнозоя Урала. М.: Недра, 1969. 296 с.
 15. *Таусон Л.В.* Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 279 с.
 16. *Тевелев Ал.В., Кошелева И.А., Фурина М.А., Беляцкий Б.В.* Триасовый магматизм Южного Урала: геохимия, изотопия, геодинамика // Вестник МГУ Сер. 4. Геология. 2009. № 2. С. 29–38.
 17. *Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г. и др.* Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия. 2009. № 11. С. 1181–1199.
 18. *Ферштатер Г.Б.* Гранитоидный магматизм и формирование континентальной земной коры в ходе развития уральского орогена // Литосфера. 2001. № 1. С. 62–85.
 19. *Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С.* Петрология магматических гранитоидов. М.: Наука, 1975. 287 с.
 20. *Bea F., Fershtater G.B., Montero P.* Granitoids of the Uralides: Implications for the Evolution of the Orogen // Mountain Building in the Uralides: Pangea to the Present. Geophysical Monograph. 132. Copyright by the American Geophysical Union. 2002. P. 211–232.
 21. *DePaolo D.J., Linn A.M., Schubert G.* The continental crust age distribution: methods of determining mantle separation ages from Sm-Nd isotopic data and application to the southwestern United State // J. Geophys. Res. 1991. V. 96, № B2. P. 2071–2088.
 22. *Hodges K.V.* Geochronology and Thermochronology in Orogenic System // Treatise on Geochemistry. Oxford, UK: Elsevier, 2004. P. 263–292.
 23. *Kukkonen, I.T., Golovanova I.V., Khachay Yu. et al.* Low geothermal heat flow of the Urals fold belt – implication of low heat production, fluid circulation or palaeoclimate? // Tectonophysics. 1997. V. 276. P. 63–85.
 24. *Luth W.C., Jahns R.H., Tuttle O.F.* The granite system at pressures of 4 to 10 kbars // J. Geophys. Res. 1964. V. 69. P. 759–773.

Рецензент В.Н. Смирнов

The first data about the Mesozoic granitoids in Chelyabinsk pluton (the South Urals)

T. A. Osipova*, G. A. Kallistov*, A. V. Travin**, S. I. Dril***

*Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS

** Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of RAS

*** Institute of Geochemistry, Siberian Branch of RAS

The ^{40}Ar - ^{39}Ar stepwise heating age (236 ma., Middle Triassic) of leucogranite from the Chelyabinsk granitoid pluton (South Urals) is considered to be its origin age. The leucogranite mineral and chemical composition data are presented, as well as its isotopic-geochemistry characteristic. It is estimated, that the leucogranite is the product of relative high crystal fractionation of granite magma.

Key words: *leucogranite; ^{40}Ar - ^{39}Ar isotope age; magma fractionation.*