

ВАРЛАМОВСКИЙ МАССИВ ГНЕЙСОВИДНЫХ ГРАНИТОВ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ: ВОЗРАСТ, ГЕОХИМИЯ, ПЕТРОГЕНЕЗИС

Г.Б. Ферштатер, А.А. Краснобаев, Н.С. Бородин, В.В. Холоднов

Варламовский гранитный массив расположен в северо-западной части Кочкарского антиклинория и вместе с Еремкинским и Борисовским массивами образует здесь варламовский комплекс [Орогенный..., 1994]. В его формировании выделяются три фазы: 1) ранняя и наиболее основная – биотитовые адалеллиты, 2) преобладающая – серые среднезернистые двуслюдяные граниты, 3) мелкозернистые граниты, образующие секущие тела в породах двух более ранних фаз. Породы первых двух фаз местами перемежаются с мигматитами и представляют собой крупные обособления лейкосомы. Массив характеризуется пластообразным, близким к горизонтальному распределением главных разновидностей пород при крупном залегании жил мелкозернистых гранитов третьей фазы. Контакты между крупными телами гранитов разных фаз сопровождаются зонами, обогащенными ксенолитами, которые имеют гнейсовидную текстуру. Этот факт свидетельствует о том, что гнейсовидность принадлежит типу синкинематической. Петрография и петрохимия гранитоидов варламовского массива, а также состав биотитов из них приведены в названной выше монографии.

Ниже приводятся новые данные о возрасте и геохимии главной фазы Варламовского массива – двуслюдяных среднезернистых гранитов.

Это светлосерые массивные породы гранитной структуры. В их составе: плагиоклаз, микроклин, кварц, биотит, мусковит, акцессории: апатит, сфен, циркон. Микроклин и кварц иногда образуют крупные выделения типа порфировидных. Идиоморфные зерна плагиоклаза отвечают по составу олигоклазу № 17-20, иногда содержат тонкие антипертиты; ксеноморфные зерна в парагенезисе с калишпатом и кварцем имеют состав альбит-олигоклаза № 10-14. Микроклин содержит как тонкие пертиты, так и сравнительно крупные таблички плагиоклаза с альбитовыми каймами. Слюды образуют разбросанные чешуи, биотит преобладает, мусковит – преимущественно в идиоморфных зернах, иногда встречается в сростаниях с биотитом, замещает последний.

Составы однородных слабо гнейсовидных гранитов второй фазы приведены в табл.

1 и на рис. 1. Это типичные «водные» граниты, близкие по минеральному составу к пералюминиевым, отвечающие гранитной котектике при водном давлении около 5 кбар. Они обладают общими геохимическими особенностями с позднепалеозойскими гранитами джабыкского типа при несколько меньших содержаниях тяжелых РЗЭ, Nb, Zr, P, Sc, V, Cr (см. рис. 1). Важно отметить более низкое содержание фтора в биотите из гранитов Варламовского массива по сравнению с биотитом из гранитов джабыкского типа [Холоднов, Бушляков, 2002], свидетельствующее о преимущественно водном составе флюида при формировании варламовских гранитов.

Новые данные по возрасту циркона из гнейсовидных гранитов второй фаз приведены в табл. 2 и на рис. 2. Цирконы весьма разнообразны как по своим морфологическим особенностям, так и возрасту. Все анализированные точки за исключением самой древней и самой молодой располагаются вдоль конкордии в возрастном интервале 397-300 млн. лет (см. рис. 2). Более древние значения возраста (400-500 млн. лет) относятся к корродированным ядрам зональных зерен, богатые ураном оторочки которых имеют возраст 300-313 млн. лет. Идиоморфные разности, также в той или иной мере корродированные, имеют возраст 358 ± 4 млн. лет (см. рис. 2 – зерна 1.1, 2.1, 8.1, табл. 2). Выявленная полихронность цирконов, по-видимому, свидетельствует о преобразовании реститового циркона в процессе длительного и сложного процесса кристаллизации и перекристаллизации пород, что характерно для многих низкотемпературных гранитных плутонов [Kemp et al., 2005]. Гетерогенность цирконов Варламовского массива отражает относительную неоднородность субстрата и самого массива, граниты которого содержат многочисленные ксенолиты (реститы) и перемежаются, особенно в западной наиболее эродированной части массива с мигматитами, представляющими корневые зоны. Можно полагать, что именно краевые части зерен с возрастом 313-300 млн. лет отражают истинный возраст образования пород.

Особый интерес представляет округлое

ГЕОХРОНОЛОГИЯ

Таблица 1

**Содержание петрогенных (вес. %) и редких (г/т) элементов
в гранитах Варламовского массива**

Sample	V-11	V-5	pl-401	pl-404	pl-405	Sample	V-11	V-5	pl-401	pl-404	pl-405
SiO ₂	72,30	70,35	71,88	73,14	71,86	Y	3,70	2,34	4,28	5,91	7,72
TiO ₂	0,10	0,17	0,10	0,20	0,22	Nb	17,70	4,93	2,64	2,63	2,94
Al ₂ O ₃	15,47	16,30	14,53	14,43	14,77	Ta	7,68	0,48	0,21	0,48	0,25
Fe ₂ O ₃	1,65	2,12	н.опр	н.опр	н.опр	Zr	103,11	77,48	49,26	83,46	73,56
FeO	н.опр	н.опр	1,22	1,79	1,59	Hf	7,78	2,14	1,60	2,26	1,99
MnO	0,03	0,04	0,03	0,04	0,04	Mo	0,73	0,23	0,15	0,13	0,12
MgO	0,19	0,50	0,42	0,50	0,55	Sn	7,78	2,37	0,84	0,87	0,99
CaO	1,05	1,32	1,08	0,80	1,50	Tl	3,66	0,78	0,09	0,13	0,27
Na ₂ O	3,72	4,96	4,1	3,8	4,0	Pb	34,55	13,56	24,01	26,41	23,51
K ₂ O	4,74	3,24	4,80	4,46	4,17	U	7,45	1,15	1,78	3,46	3,57
P ₂ O ₅	0,05	0,07	0,05	0,03	0,08	Th	7,48	7,36	8,00	13,49	14,28
LOI	0,44	0,56	0,23	0,75	0,29	La	5,19	14,21	14,86	35,93	40,72
Li	182,24	72,12	18,69	12,55	24,05	Ce	11,99	31,13	38,93	77,45	91,31
Rb	222,3	102,7	140,7	110,3	107,9	Pr	1,61	3,33	3,76	7,66	9,02
Cs	37,63	3,64	2,21	1,35	2,20	Nd	5,35	11,76	13,86	28,01	34,18
Be	7,03	4,33	2,23	1,43	1,80	Sm	1,33	2,21	2,58	5,11	6,18
Sr	206,5	228,5	148,7	277,4	287,9	Eu	0,05	0,34	0,38	0,83	0,79
Ba	24,37	561,10	907,2	1497,9	1603,2	Gd	1,17	1,58	1,32	2,65	3,15
Sc	3,89	3,56	0,55	1,04	1,00	Tb	0,14	0,19	0,18	0,34	0,38
V	5,63	18,83	3,95	7,65	5,68	Dy	0,88	0,73	0,95	1,58	1,85
Cr	2,39	16,75	2,56	3,68	3,95	Ho	0,23	0,12	0,15	0,22	0,27
Co	0,00	0,89	0,81	1,09	0,85	Er	0,84	0,33	0,38	0,44	0,62
Ni	0,00	2,94	2,19	1,49	1,27	Tm	0,17	0,03	0,05	0,05	0,09
Cu	4,05	8,73	19,06	24,09	17,10	Yb	1,42	0,22	0,30	0,31	0,50
Zn	42,10	57,31	19,58	17,44	21,70	Lu	0,24	0,05	0,04	0,04	0,07
Ga	28,47	18,24	15,71	11,68	14,85						

Примечание. Анализы pl-401, 404, 405 выполнены в Институте геологии и геохимии УрО РАН; анализы V-11, V-5 – в Университете Гранады (Испания).

Таблица 2

Состав и возраст цирконов из гранита к181 Варламовского массива

Точка	U, ppm	Th, ppm	²³² Th/ ²³⁸ U	Rad ²⁰⁶ Pb, ppm	²⁰⁴ кор ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U возраст	1s егр	²⁰⁴ согр ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb возраст	1s егр	Дискор., %
1.1	853,4	87,8	0,11	41,90	357,3	3,3	355,3	76,9	-0,5
2.1	208,3	42,5	0,21	10,13	354,6	3,7	386,1	75,5	8,9
3.1	109,2	33,3	0,32	4,67	313,1	3,9	341,6	93,5	9,1
4.1	0,1	8,4	57,90	0,10	3303,2	788,3	3879,9	500,1	17,5
5.1	113,1	46,5	0,42	7,80	496,5	6,3	498,8	113,4	0,5
5.2	2056,4	130,4	0,07	84,64	299,6	1,6	346,8	55,0	15,8
6.1	67,6	67,9	1,04	3,86	408,4	6,4	529,1	233,3	29,6
6.2	6023,5	5118,6	0,88	58,39	67,1	0,6	717,9	222,1	969,7
7.1	127,7	32,7	0,26	8,01	452,0	5,0	461,8	127,8	2,2
7.2	821,0	120,8	0,15	35,72	313,4	2,4	375,9	108,8	19,9
8.1	271,5	119,7	0,46	13,45	361,4	3,4	419,3	49,4	16,0

Примечание. Анализы выполнены на ионном зонде SHRIMP-II (ВСЕГЕИ). Католюминисцентные изображения зерен показаны на рис. 2.

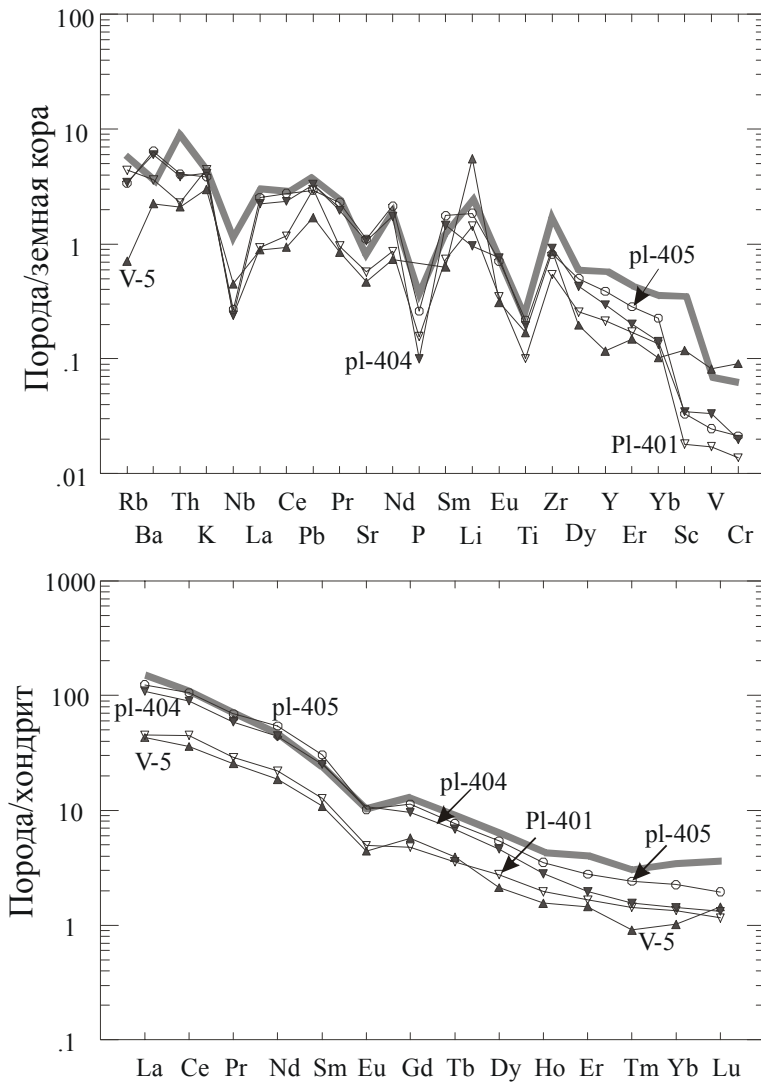


Рис. 1. Распределение редких и редкоземельных элементов в гранитах Варламовского массива.

Анализы пород см. табл. 1. Жирная серая линия – средний состав гранитов санарского комплекса (Орогенный..., 1994).

зерно 4.1, имеющее явно палеоархейский возраст – более 3300 млн. лет и по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, и по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ отношениям, – один из самых древних, зафиксированных на Урале. Это зерно заимствовано из субстрата гранитов, имевшего, возможно, терригенное происхождение. Подобное происхождение имеют и зерна с возрастом около 360 и более 400 млн. лет. Породы такого возраста широко распространены в Кочкарском антиклинории и в магматическом варианте представлены гранитоидами Пластовского, Челябинского, Чернореченского и других массивов [Ферштатер и др., 2005].

Полигенные и полихронные цирконы гранитов Варламовского массива резко контрастируют с цирконами из гранитов так называемого санарского комплекса, к которому относятся массивы: Санарский, Чесменский, большая часть Джабыкского [Орогенный..., 1994]. Граниты этих массивов имеют возраст около 290

млн. лет и характеризуются высокой степенью возрастной и генетической однородности [Montero et al., 2000].

Таким образом, приведенные данные по цирконовому возрасту гранитов Варламовского массива с учетом ранее опубликованных данных позволяют выделить следующие основные рубежи гранитных комплексов Кочкарского антиклинория [Орогенный..., 1994]: варламовский – 310-300 млн. лет, санарский – 288-290 млн. лет, кабанский – моложе 285 млн. лет.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 08-05-00018 и 07-05-96006), а также программ отделения наук о Земле РАН (проекты 6 и 8).

Список литературы

Орогенный гранитоидный магматизм

ГЕОХРОНОЛОГИЯ

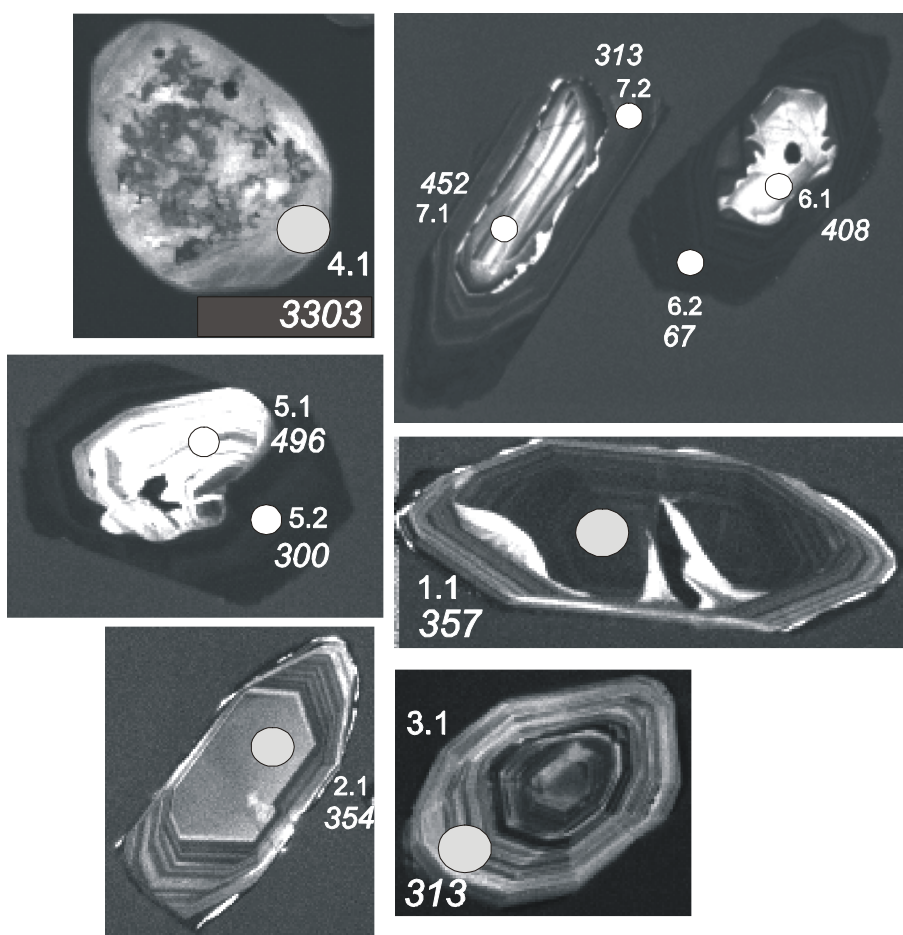
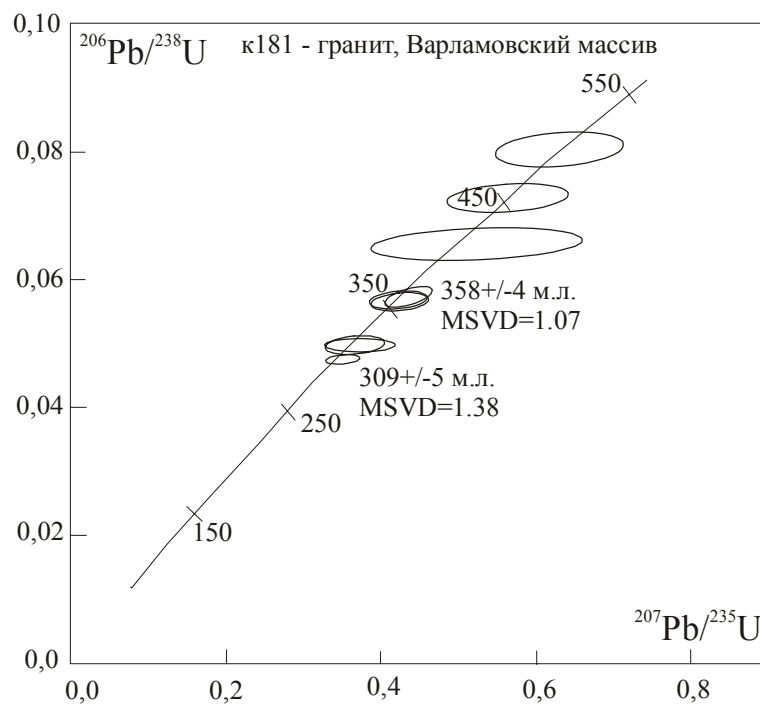


Рис. 2. Диаграмма $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ с конкордией для цирконов из гранита (проба к181) Варламовского массива и катодолуминисцентные изображения анализированных зерен. Номера зерен те же, что в табл. 2. Цифры курсивом – возраст, млн. лет.

Урала / Ферштатер Г.Б. Миасс: ИМиН УрО РАН, 1994. 250 с.

Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Монтеро П. и др. Эволюция палеозойского интрузивного магматизма Среднего и Южного Урала // Литосфера. 2005. № 3. С. 57-72.

Холоднов В.В., Бушляков И.Н. Галогены в эндогенном рудообразовании. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 392 с.

Kemp A.I.S., Whitehouse M.J., Hawkesworth C.J. et al. A zircon U-Pb study of met-

aluminous (I-type) granites of the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia: implication for high/low temperature classification and magma differentiation processes // Contrib. Mineral. Petrol. 2005. V. 150. P. 230-249.

Montero P., Bea F., Gerdes A. et al. Single-zircon evaporation ages and Rb-Sr dating of four major Variscan batholiths of the Urals. A perspective on the timing of deformation and granite generation // Tectonophysics. 2000. V. 317 (1-2). P. 93-108.