

С. В. Прибавкин

ЛАМПРОИТОПОДОБНЫЕ ПОРОДЫ В ШАРТАШСКОМ МАССИВЕ

Дайка необычных слюдяных пород, секущих адамеллиты Шарташского гранодиорит-адамеллитового массива, была встречена в 1995 г. в карьере завода Изоплит и первоначально определена как лампроит (по наличию в составе титан-флогопита и некоторым петрохимическим признакам: SiO_2 37-39% ; $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 3$; TiO_2 3%) [13]. Ранее находок подобных пород среди разнообразных жильных серий, в том числе и лампрофировых, как в Шарташском массиве, так и в целом по району не было, поэтому детально остановимся на ее минералогической и геохимической характеристике.

Дайка лампроитоподобных пород представляет собой маломощное (5-15 см) крутопадающее тело (простираение 305° , угол 87° Ю-З), в строении которого четко выражена зона закалки (1-3 см), и центральная, относительно более раскристаллизованная часть, часто содержащая ксенолиты интродуцируемых гранитоидов. Контакты дайки резкие, иногда через реакционную оторочку, сложенную параллельно-волокнистым магнезиорибекитом. Цвет породы черный с бурым или синеватым оттенком. Структура порфировая, трахитоидная, текстура массивная. Порода сложена вкрапленниками флогопита (5-

Состав породообразующих и аксессуарных минералов из лампроитоподобной породы, обр.25.5, мас.%

Компонент	Амфибол		Биотит				
	1*	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	55,49	55,25	39,30	39,26	38,03	36,67	35,29
TiO ₂	1,85	не.опр.	5,91	6,29	5,25	5,19	4,67
Cr ₂ O ₃	не.опр.	не.опр.	0,75	не.опр.	не.опр.	не.опр.	не.опр.
Al ₂ O ₃	не.обн.	не.обн.	13,85	13,06	13,18	16,97	15,56
Fe ₂ O ₃	12,67	18,59	не.опр.	не.опр.	не.опр.	не.опр.	не.опр.
FeO	2,70	5,20	7,38	10,20	16,03	6,67	15,65
MnO	не.опр.	не.опр.	не.опр.	не.опр.	не.опр.	не.опр.	не.опр.
MgO	15,70	11,16	19,56	17,99	14,27	18,99	15,25
CaO	4,32	0,57	не.опр.	не.опр.	не.опр.	не.опр.	не.опр.
Na ₂ O	4,20	6,55	не.опр.	не.опр.	не.опр.	не.опр.	не.опр.
K ₂ O	0,87	0,48	10,08	10,15	10,13	8,67	8,46
Сумма	97,80	97,80	96,85	96,95	96,89	93,16	94,88
Fe/(Fe+Mg)	0,33	0,52	0,17	0,24	0,38	0,16	0,36

Компонент	Альбит	Ортоклаз	Рутил	Магнетит	Гематит
	8	9	10	11	12
SiO ₂	70,25	65,92	0,66	не.опр.	1,58
TiO ₂	не.опр.	не.опр.	91,02	2,19	0,98
Cr ₂ O ₃	не.опр.	не.опр.	не.опр.	0,31	не.опр.
Al ₂ O ₃	18,66	17,08	не.опр.	не.опр.	не.опр.
Fe ₂ O ₃	не.опр.	не.опр.	6,22	64,24	не.опр.
FeO	не.опр.	0,64	не.опр.	32,13	68,84
MnO	не.опр.	не.опр.	0,69	0,45	13,73
MgO	не.опр.	не.опр.	не.опр.	не.опр.	0,53
CaO	не.обн.	не.обн.	0,47	0,27	4,04
Na ₂ O	11,05	не.обн.	не.опр.	не.опр.	не.опр.
K ₂ O	0,47	16,56	не.опр.	не.опр.	0,27
Сумма	100,43	100,19	99,05	99,56	89,96
Fe/(Fe+Mg)	-	-	-	-	-

* Анализы 1-5; 8-12 выполнены на рентгеновском микроанализаторе Cameca MS-46 во ВСЕГИИ, анализы 6-7 - на рентгеновском микроанализаторе JXA-5 в ИГиГ УрО РАН.

Т а б л и ц а 2

Химический и нормативный состав дайки лампроитоподобных пород из Шарташского массива, мас.%

Компонент	sh-1	sh-2	sh-3	Компонент	sh-1	sh-2	sh-3
SiO ₂	44.55	37.75	39.47	CO ₂	не.опр.	7.88	4.67
TiO ₂	3.92	3.14	3.16	п.п.п.	2.52	-	-
Al ₂ O ₃	9.43	9.91	9.85	Сумма	99.19	99.14	99.00
Fe ₂ O ₃	6.29	8.39	6.20	Bi	53.2	64.7	62.4
FeO	8.25	12.55	11.59	En	11.2	0.1	9.7
MgO	10.50	3.85	9.24	Di	4.8	3.7	2.0
MnO	0.04	1.45	0.89	Ab	14.0	17.7	11.8
CaO	3.81	4.31	3.65	An	3.9	2.8	4.3
Na ₂ O	1.44	1.68	1.17	Ap	4.5	5.6	4.8
K ₂ O	5.29	5.75	5.93	Ru	2.9	2.6	2.5
P ₂ O ₅	2.15	2.48	2.24	Q	5,5	2.8	2,5

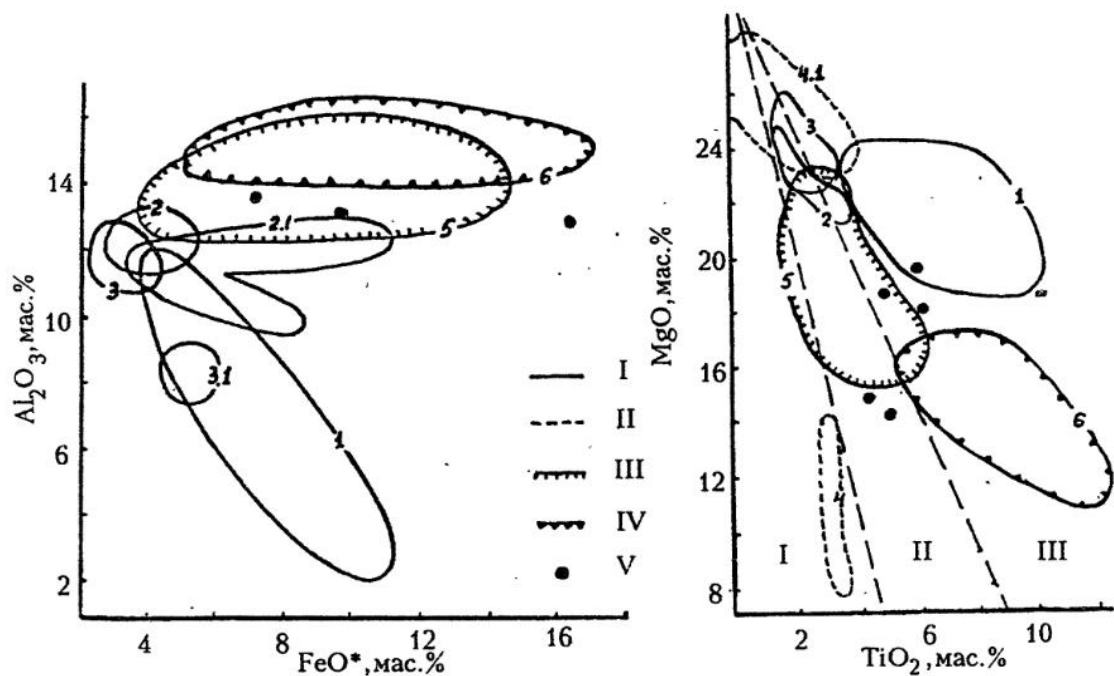


Рис. 1. Содержание Al_2O_3 и FeO^* в слюдах отдельных типов пород щелочных, ультраосновных и основных серий [3].

I-IV - поля магматических серий: I-лампроитов; II-кимберлитов; III-минетт; IV-щелочных базальтоидов; V-составы слюд из лампроитоподобной порофы, Шарташский массив. 1-лампроиты Западной Австралии; 2-вкрапленники, 2.1-каймы вкрапленников и слюда основной массы лампроитов Лейцит-Хиллс, США; 3-вкрапленники и слюда основной массы лампроитов Испании; 4-кимберлиты 1-го типа; 4.1-кимберлиты 2-го типа; 5-минетты; 6-щелочные базальтоиды

Рис. 2. Содержание MgO и TiO_2 в слюдах отдельных типов пород щелочных, ультраосновных и основных серий [10].

Условные обозначения см. на рис. 1

25%) и псевдоморфозами (5-20%) амфибол-кварц-карбонатного состава, предположительно по оливину. Псевдоморфозы имеют короткопризматический облик, ромбическое сечение, облекаются слюдой основной массы. Оливин как первичный минерал этих псевдоморфоз был определен по величине углов между отпечатками призм в поперечном и продольном сечениях ($130^\circ_{\{110\}}$ и $80^\circ_{\{021\}}$ соответственно). Основная масса состоит из флогопита (35-40%) и новообразованных карбоната (5-25%), ортоклаза (0-5%), альбита (0-5%), кварца (10%), рудного (1-5%), развивающихся по стеклу. Аксессуары представлены апатитом, сфеном, хлоритом, гематитом, манганогидрогематитом, рутилом, малотитанистым хромсодержащим магнетитом, пиритом, халькопиритом.

Слюда составляет около половины объема породы и представлена фенокристаллами титанистого флогопит-истонита и микрофенокристаллами титан-содержащего магнезиального биотита в основной массе (табл. 1). Вкрапленники обладают зональностью, хорошо заметной в шлифах: центр вкрапленника имеет медово-желтый цвет, кайма - красновато-бурый.

Амфибол представлен магнезиорибекитом (табл. 1). Кроме каймы, на границе дайки - адалеллит (обусловленной привнесом Na, Fe, Mg из дайки и Si из адалеллита вследствие натриевого метасоматоза) он замещает биотит адалеллита вблизи контакта. Вхождение амфибола в состав псевдоморфоз по оливину, где он развивается наряду с карбонатом и кварцем, говорит о средне-низкотемпературном процессе замещения. Подобные замещения отмечены по оливину лампроитов трубки Аргайл, Западная Австралия [5] и лампроитов Девоншира, Англия [18]. Кристаллы магнезиорибекита обладают зональностью, выраженной в обогащении каймы рибекитовым миналом, что обусловлено падением температуры и pH среды [14].

Альбит (Ab_{100} , см. табл. 1) развит в отдельных участках породы или вблизи контактов дайки. Образует отдельные таблички или лучистые агрегаты в интерстициях со-

вместно с кварцем, а также входит в состав псевдоморфоз по микрофенокристам, напоминающих по своей форме лейцит. Изредко наблюдается замещение ортоклаза альбитом.

Ортоклаз входит в состав основной массы, где представлен чистой калиевой разновидностью (см. табл. 1), формирование которой, возможно, обусловлено частичным разложением биотита [4] или стекла.

Для выяснения генезиса и эволюции породы важно проследить изменения состава слюды. От центра к периферии фенокristов флогопита, FeO^* изменяется от 7 до 16% при относительно постоянном Al_2O_3 (13-14%) и незначительном падении TiO_2 (от 6 до 4 %) (рис. 1, 2). Такие особенности состава слюды характерны прежде всего для щелочных лампрофиров (минетт), щелочных базальтоидов, лампроитоподобных пород Алдана и некоторых лампроитов Испании [3]. Положение точек составов слюд на рис. 1 говорит о родстве исследуемых флогопитов в большей степени с минеттами и щелочными базальтоидами, чем с лампроитами. Однако снижение содержания TiO_2 от центра к периферии фенокristов, от вкрапленников к слюде основной массы на фоне постоянного Al_2O_3 , не характерно ни для минетт, ни для базальтов [11]. Условия кристаллизации титан-флогопита, по экспериментальным данным [15,17]: давление выше 20 кбар, $T=1000-1100^\circ\text{C}$, содержание H_2O в расплаве 15-20 мас. %.

Вторичные процессы, такие как альбитизация и разрастание кварца, вполне согласуются с экспериментальными данными по рибекитизации гранитов [1]. Таким образом, замещение вкрапленников оливина магнезиорибекитом, карбонатом, кварцем и альбитизация интерстициального пространства (стекла) - это единый процесс натриевого метасоматоза, результат которого в некотором роде подобен поздним стадиям формирования натриевых метасоматитов-альбититов Кривого Рога [12] с альбитом, рибекитом, железистым карбонатом, гематитом, реже кварцем, температура образования которых составляет $350-300^\circ\text{C}$.

Общий химический анализ породы был выполнен рентгенофлуоресцентным методом и методом мокрой химии в лабораториях ИГиГ УрО РАН и в Институте минералогии РАН. Анализы на редкие и рассеянные элементы выполнены под руководством проф. Ф Беа в Университете г. Гранада (Испания), методом ICP-MS.

На классификационной диаграмме SiO_2 - сумма щелочей фигуративные точки породы попадают в область базанитов - щелочных базальтоидов [6]. По соотношению щелочей порода относится к калиевой серии, она низкоглиноземистая, низкокальциевая, высокотитанистая, содержит повышенное количество MgO . Таким образом, по содержанию главных элементов, порода близка к лампроитам или минеттам.

Т а б л и ц а 3

Геохимия лампроитоподобных пород Шарташского массива, г/т

Ref	SH-1	SH-2	SH-3	Ref	SH-1	SH-2	SH-3
Li	209,86	127,36	316,42	Sn	3,54	3,52	3,73
Rb	115,15	87,16	114,29	Tl	1,57	0,99	1,07
Cs	4,11	2,15	3,64	Pb	24,72	12,41	11,60
Be	3,84	3,50	5,50	U	46,34	17,12	8,31
Sr	705,79	549,95	618,54	Th	12,52	13,51	10,84
Ba	3133,04	1545,04	2586,52	La	253,77	263,36	217,43
Sc	24,75	24,28	25,70	Ce	464,62	481,29	392,83
V	249,27	276,24	281,87	Pr	51,24	53,13	46,31
Cr	545,96	215,43	571,79	Nd	183,84	194,37	153,50
Co	54,38	37,55	52,28	Sm	22,40	23,10	18,35
Ni	271,29	88,52	290,13	Eu	5,93	5,80	4,87
Cu	33,91	3,50	5,50	Gd	10,51	10,58	8,91
Zn	254,45	151,75	261,31	Tb	1,25	1,22	0,99
Ga	23,32	23,62	22,12	Dy	5,59	5,65	4,60
Y	25,29	27,83	21,95	Ho	0,97	0,96	0,80
Nb	172,43	189,93	164,86	Er	2,40	2,44	1,98
Ta	14,55	13,84	11,82	Tm	0,33	0,34	0,27
Zr	348,33	368,73	282,17	Yb	2,02	2,31	1,68
Hf	10,70	10,06	8,43	Lu	0,27	0,32	0,23
Mo	0,26	0,35	0,23				

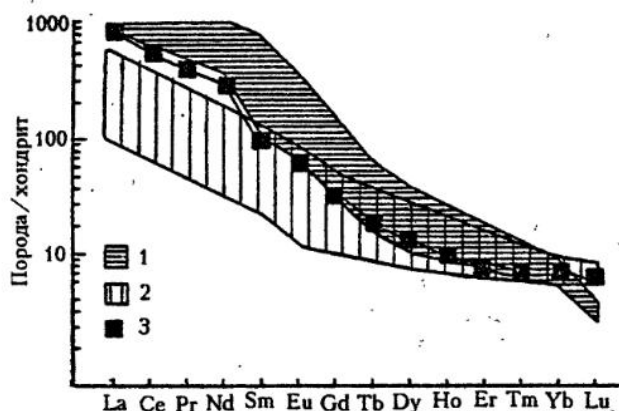


Рис. 3. Нормированные относительно хондрита С1 содержания REE в лампроитоподобной породе (Шарташский массив).

1- поле лампроитов Западной Австралии; 2- поле минетт Канады; 3- распределение REE в лампроитоподобной породе из Шарташского массива (среднее по трем анализам)

Исследуемая порода характеризуется сильным обогащением некогерентными элементами: крупноионными литофильными (K, Rb, Sr, Ba, Th), легкими REE и высокозарядными (Zr, Nb, Hf, Ta, Y, P, Ti), а также рядом других микрокомпонентов.

Высокие содержания крупноионных литофильных элементов могут быть связаны с различными факторами: взаимодействием с материалом земной коры, предварительной обогащенностью источника в процессе мантийного метасоматоза, низкой степенью плавления (менее 1%). Существенное влияние ассимиляции корового материала маловероятно, из-за высокой скорости подъема насыщенной летучими компонентами магмы, о чем, в частности, свидетельствует потоковая дифференциация расплава (расположение оливиновых вкрапленников в центре дайки, трахитоидность). Однако обогащение коровым материалом возможно не только в результате ассимиляции, но и вследствие плавления океанических осадков, глубоко субдуктируемых в нижнюю мантию. Отношения $Ta/Yb=7,1$; $K_2O/TiO_2=1,7$; $Zr/Nb=1,9$; $Rb/Ba=0,04$ в породе позволяют допускать подобный расплавный механизм обогащения мантии [2,16]. Также вероятен и механизм выплавки малых порций магмы из метасоматически обогащенной мантии, что подтверждается 100-600-кратными превышениями содержания большинства крупноионных литофильных и легких REE по сравнению с хондритовыми (рис. 3).

Содержания высокозарядных элементов и некоторых их отношений $Zr/TiO_2=0,01$; $Nb/Y=7$; $Ti/V=134$ свидетельствуют о базанит - щелочно-базальтоидном составе исследуемой породы [19].

Содержание Sr в породе находится на уровне 500-600 г/т, что типично для флогопитовых лампроитов и минетт, содержащих второстепенное количество оливина (менее 5-10%). Такое содержание Sr можно объяснить процессом дифференциации в магматической колонне. По Ni/Co отношению (5-5,5) и содержанию V (250-280 г/т) порода тяготеет к базальтоидным выплавкам.

Значение Th/U отношения в породе сильно колеблется (0,27-1,30), что связано с неравномерным распределением урана в дайке, где его количество достигает 46 г/т (при таком содержании урана должны появляться его собственные минеральные фазы). Обогащение ураном связано с интенсивностью метасоматических преобразований пород. В нашем случае породы сильно изменены, причем подобный тип изменений характеризуется геохимической специализацией на уран [12].

Приведенные выше минералогические и геохимические данные свидетельствуют о формировании лампроитоподобной породы из глубинного метасоматически обогащенного мантийного источника, с последующим плавлением и внедрением расплава при тектоно-магматической активизации Урала, в пермь-триасовое (?) время. В это же время формируются лампроиты Куйбасовского комплекса, Южного Урала, лампроитоподобные породы шарьюсского комплекса Полярного Урала, а также лампрофировый комплекс в Рефтинской СФЗ [7-9]. Таким образом, находку лампроитоподобной породы в Шарташском массиве надо рассматривать как проявление глубинного щелочного магматизма на восточном склоне Среднего Урала, что открывает возможность обнаружения в данной зоне подобных молодых мантийных образований, в частности, лампроитов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Балицкий В.С.* Изменения гранитов и пегматитов под воздействием щелочных кремнеземосодержащих растворов при повышенном давлении // Докл. АН СССР. 1966. Т. 171, N 5. С. 1175-1179.
2. *Богатиков О.А., Кононова В.А., Махоткин И.Л. и др.* Редкоземельные и редкие элементы как индикаторы генезиса лампроитов Центрального Алдана // Вулканология и сейсмология. 1987. N1. С. 15-29.
3. *Богатиков О.А., Рябчиков И.Д., Кононова В.А. и др.* Лампроиты. М.: Наука, 1989. 302 с.
4. *Бородина Н.С., Ферштатер Г.Б., Осипова Т.А.* Генерации каликатрового полевого шпата в гранитоидах // Зап. Всерос. минерал. о-ва. 1993. N2. С. 75-85.
5. *Джейкс А., Луис Дж., Смит К.* Кимберлиты и лампроиты Западной Австралии. М.: Мир, 1989. 430 с.
6. Классификация и номенклатура магматических горных пород: Справочное пособие / *Богатиков О.А., Гоньшакова В.И., Ефремова С.В. и др.* М.: Недра, 1981. 160 с.
7. Корреляция магматических комплексов Среднего Урала. Свердловск: ИГиГ УрО АН СССР, 1991, 75с.
8. *Краснобаев А.А., Кузнецов Г.П., Калеганов Б.А.* Состав и возраст лампроитов Куйбасовского комплекса // Ежегодник-1992/ Институт геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург, 1993. С. 35-39.
9. *Лукьянова Л.И., Мареев А.М. и др.* О проявлении мезозойского ультракалийного магматизма и перспективах алмазности района гряды Чернышева (Полярный Урал) // Докл. АН СССР. 1993. Т. 130, N5. С. 613-617.
10. *Малышенок Ю.В.* Титанистость магнезиальных слюд, как распознавательный критерий щелочных пород ультраосновных и основных магматических серий // Геол. и геофиз. 1993. Т. 34, N 4. С. 82-91.
11. *Митчелл Р. Х.* Лампроиты - семейство щелочных горных пород. // Зап. Всесоюз. минерал. об-ва. 1988. Ч. 117, вып. 5. С. 575-586.
12. *Омельяненко Б.И.* Околорудные гидротермальные изменения пород. М.: Недра, 1978. 215 с.
13. *Прибавкин С.В.* Лампроиты в Шарташском гранитном массиве на Урале // Уральская летняя минералогическая школа-95. Екатеринбург, 1995. С. 18-26.
14. *Самойлов В.С., Пожарицкая Л.К., Гормашева Г.С.* К петрологии щелочных и щелочно-карбонатных метасоматитов, генетически связанных с формированием массивов ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов // Применение методов физической химии в петрологии и геохимии. М.: Наука, 1972.
15. *Edgar A.D., Arima M.* Conditions of phlogopite crystallization in ultrapotassic volcanic rocks. // Mineralogy Mag. 1983. V. 47. P. 11-17.
16. *Ringwood A.E.* Mantle dynamics and basalt petrogenesis // Tectonophysics. 1985. V. 112. P. 17-34.
17. *Rober J. L.* Titanium solubility in synthetic phlogopite solid solutions // Chem. Geol. 1976. V.17. P. 213.
18. *Velde D.A.* Note on an analcite-bearing lamproite from Devonshire. // Geol. Mag. 1971. V. 108, N 3. P. 201-204.
19. *Winchester J.A., Floyd P.A.* Geochemical discriminations of different magma series and their differentiations products using immobile elements // Chem. Geol. 1977-20. P. 325-345.