

УДК 552.323.11.2:551.782.3(234.9)

ЛАТИТОВЫЙ ТИП ПОЗДНЕКОЛЛИЗИОННЫХ ГРАНИТОИДОВ (СЕВЕРНЫЙ КAVKAZ): ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

© 2003 г. Л. В. Сазонова, А. А. Носова, А. Я. Докучаев, А. Г. Гурбанов

Представлено академиком О.А. Богатиковым 30.05.2003 г.

Поступило 09.06.2003 г.

Субвулканические интрузивы Кавказских Минеральных Вод (КМВ) сложены гранитоидами латитового типа, которые являются типичными для позднеколлизийных стадий развития подвижных поясов, в том числе Альпийско-Гималайского пояса [1]. Особенности химического состава латитовых гранитоидов связывают с заметным участием мантийного источника в их генезисе [2–4 и др.]. Дифференциация гранитоидных расплавов привела к появлению субвулканических тел лейкогранит-порфиров с химическими и минералогическими особенностями, присущими Li–F-гранитам. Становление интрузивов повышенной щелочности, происходившее в близповерхностных условиях среди терригенно-карбонатных толщ, и преобладание фтора среди летучих в системе флюид–расплав способствовало образованию в гранитоидах высокомагнезиальных диопсидов и флогопитов, а во вмещающих их карбонатных породах – скарнов и роговиков с рудной минерализацией.

Гранитоиды КМВ находятся в ареале развития миоцен-голоценового вулканизма (известково-щелочного, щелочно-базальтового и субщелочного состава) [5] Анатолийско-Кавказского региона, в области современной коллизии Евроазиатской и Афро-Аравийской плит, занимая здесь северное, наиболее тыловое положение. Восемнадцать субвулканических интрузивов, сложенных этими гранитоидами, формируют субизометричную зональную структуру размером 60 × 40 км². Внешнюю зону слагают тела сиенитового, промежуточную – граносиенитового, а центральную – лейкогранитного составов, при этом возраст всех интрузивов, определенный ⁴⁰Ar/³⁹Ar-методом [6], варьирует в пределах от 8.41 ± 0.09 до 8.09 ± 0.13 млн. лет. С лейкогранитами связаны уран-полиметаллические месторождения.

Проведено изучение геохимии гранитоидов КМВ методом ICP-MS и составов слагающих их минералов электронно-микроскопическим (“CamScan-4DV”) и электронно-зондовым (энергодисперсионный анализатор “Link-10000”, микроанализатор “Camebax-SX50”) методами.

Сиенит- и граносиенит-порфиры внешних зон структуры обладают следующими геохимическими характеристиками, позволяющими отнести их к латитовому типу [2] (рис. 1, 2): они принадлежат к субщелочному ряду при $K_2O > Na_2O$, отличаются повышенными магниезальностью ($Mg^{\#} = (Mg/(Mg + Fe))$) достигает 0.55–0.58 при 66–67 мас. % SiO_2) и концентрациями (г/т) Sr (до 46–66), Ni (до 28–30) при очень высоких концентрациях Ba (1400–2400), Sr

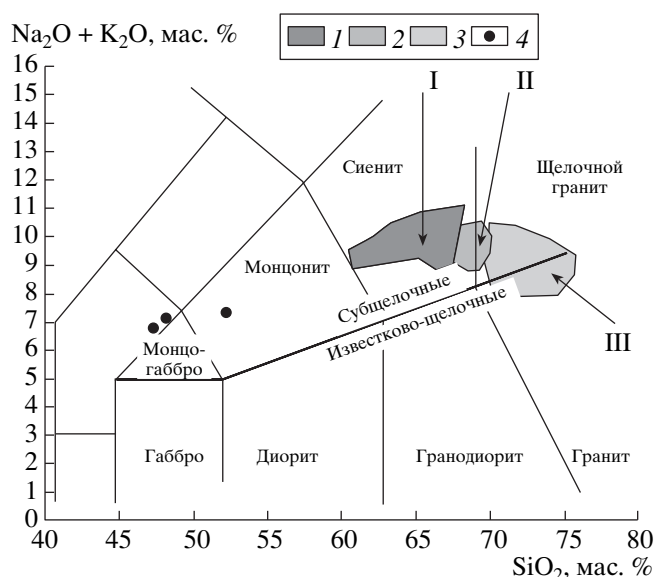


Рис. 1. Поля составов гранитоидов КМВ на диаграмме SiO_2 – $Na_2O + K_2O$. Субвулканические интрузивы: I – Золотой Курган, Верблюд, II – Трахитовый Холм, Змейка, Железная, Кинжал, Медовая, Развалка, Острая, Тупая, III – Бык, Бештау, Джуца, Козьи Скалы, Шелудивая. 1 – сиенит-порфиры; 2 – граносиенит-порфиры; 3 – гранит-порфиры и лейкогранит-порфиры; 4 – мафические включения – лампрофиры.

Московский государственный университет
им. М.В. Ломоносова

Институт геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии
Российской Академии наук, Москва

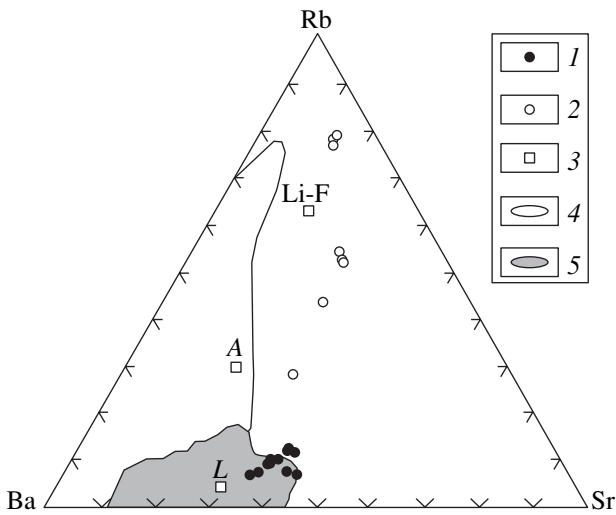


Рис. 2. Составы гранитоидов КМВ на диаграмме Ba–Sr–Rb [4]. 1 – сиенит-порфиры и граносиенит-порфиры; 2 – гранит-порфиры и лейкогранит-порфиры; 3 – средние составы гранитоидов по [2]; L – латитовых, A – редкометалльных щелочных, Li-F – плюмазитовых редкометалльных (литий-фтористых); 4 – поле анорогенных гранитов-рапакиви по [4]; 5 – поле шошониновых гранитоидов Свекофении по [4].

мерное изменение химического состава пород в ряду сиенит–граносиенит указывает на ведущую роль кристаллизационной дифференциации в их образовании (рис. 1, 3).

Гранит- и лейкогранит-порфиры центральной части структуры приобретают облик Li–F-гранитов [2, 7] (рис. 2): в них резко падают концентрации (г/т) Ba (45–250) и Sr (90–400), а Rb возрастает (400–800); они содержат (г/т) до 4200 F, 220 Li, 48 Вe, обогащены Cs (до 110 г/т). Переход от граносиенит-порфира к гранит- и лейкогранит-порфирам может быть объяснен тем, что кристаллизационная дифференциация в существенной степени дополняется флюидно-магматической. Об этом свидетельствует характер распределения РЗЭ (рис. 3): резкое снижение содержаний легких РЗЭ в гранит-, особенно в лейкогранит-порфирах при слабом уменьшении концентраций тяжелых РЗЭ по сравнению с сиенитами и граносиенит-порфирами может быть связано с экстракцией легких РЗЭ фторсодержащей флюидной фазой [8]. Кроме того, в лейкогранит-порфирах усиливается отрицательная европиевая аномалия (до 0.57 Eu*/Eu). Профиль РЗЭ этих пород теряет плавный вид, разбиваясь на четыре куполовидных сегмента, т.е. проявляется тетрадный эффект [8, 9] ($TE_1 = 1.23–1.44$), который возникает за счет предпочтительного, по сравнению с другими РЗЭ, комплексобразования La, Gd, Ho и Lu во флюиде. Кроме того, от-

(1000–1400) и Pb (140–180); умеренными содержаниями Rb (270–300); низкими значениями K/Rb (150–200) и повышенными – Ba/Rb (4–8). Законо-

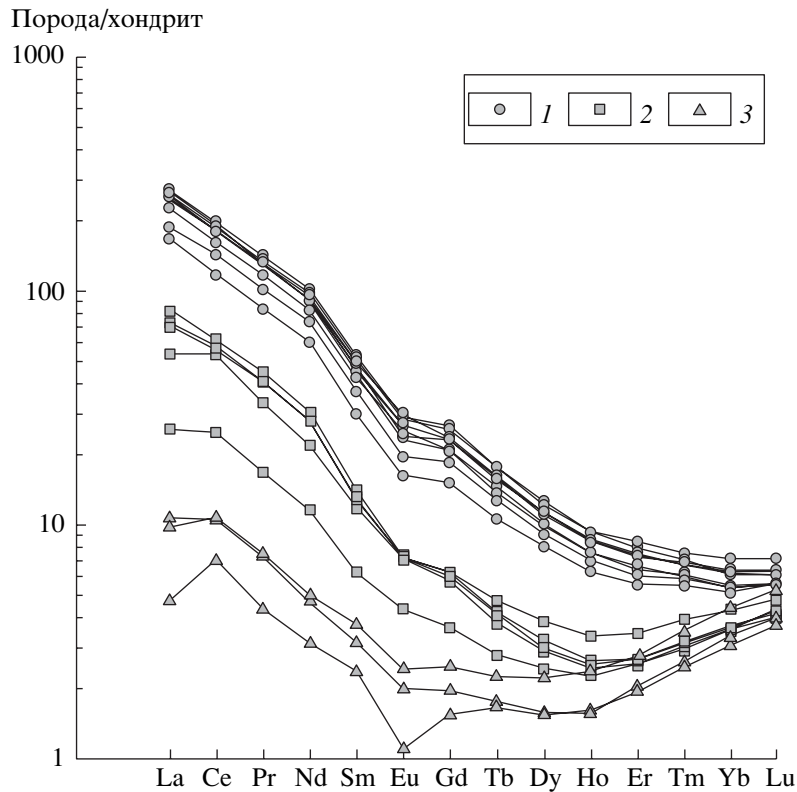


Рис. 3. Редкоземельные элементы в гранитоидах КМВ. 1 – сиенит-порфиры и граносиенит-порфиры; 2 – гранит-порфиры; 3 – лейкогранит-порфиры.

Таблица 1. Минеральный состав гранитоидов КМВ

Минерал	Биотит-клинопироксеновые сиенит-порфиры горы Верблюд	Биотит-клинопироксеновые граносиенит-порфиры горы Змейки	Роговообманково-биотитовые гранит-порфиры горы Шелудивой	Лейкократовые гранит-порфиры горы Бык
Кварц	–	–	–	–
Плагиоклаз	Ab ₈₂ An ₁₂ Or ₆ –Ab ₈₂ An ₁₀ Or ₈	Ab ₈₁ An ₁₂ Or ₇ –Ab ₉₁ An ₅ Or ₄	Ab ₉₃ An ₅ Or ₂ –Ab ₁₀₀ An ₀ Or ₀	Ab ₈₆ An ₉ Or ₅ –Ab ₈₇ An ₈ Or ₅
K–Na-полевой шпат	Or ₅₉ Ab ₄₁ –Or ₉₂ Ab ₈	Or ₄₄ Ab ₅₅ An ₁ –Or ₆₀ Ab ₃₉ An ₁	Or ₆₈ Ab ₃₁ An ₁ –Or ₇₅ Ab ₂₄ An ₁	Or ₇₅ Ab ₂₄ An ₁ –Or ₈₅ Ab ₁₅
Слюда (магнезиальность, содержание F, % IV(F) (среднее))	$\frac{0.70-0.46}{1.32-2.50}$ 0.89–1.54 (1.40)	$\frac{0.83-0.80}{4.56-6.24}$ 0.76–1.1 (0.94)	$\frac{0.61-0.47}{1.38-3.16}$ 1.01–1.52 (1.31)	–
Диопсид (магнезиальность, Na ₂ O%, Al ₂ O ₃ %)	$\frac{0.89-0.61}{0.36-1.25}$ 0.52–1.38	$\frac{0.92-0.63}{0-1.15}$ 0.42–1.61	–	–
Салит (магнезиальность, Na ₂ O, %, Al ₂ O ₃ , %)	$\frac{0.68-0.53}{0.8-2.52}$ 0.67–2.60	$\frac{0.79-0.66}{1.07-2.85}$ 0.92–2.57	–	–
Роговая обманка (магнезиальность)	–	–	0.56–0.42	–
Кварц	+	Основная масса	+	+
Плагиоклаз	+	Ab ₉₁ An ₅ Or ₄	Ab ₉₃ An ₅ Or ₂	+
K–Na-полевой шпат	Or ₅₉ Ab ₄₁ –Or ₆₃ Ab ₃₇	Or ₄₄ Ab ₅₂ An ₄ –Or ₇₃ Ab ₂₇	Or ₇₈ Ab ₂₁ An ₁	Or ₇₈ Ab ₂₂
Слюда (магнезиальность, содержание F, % IV(F) (среднее))	$\frac{0.88-0.64}{2.14-4.34}$ 1.28–1.69 (1.39)	$\frac{0.92-0.77}{5.8-7.48}$ 0.05–0.83 (0.51)	–	–
–	Апатит, сфен, ильменит, магнетит	Акцессорные минералы Апатит, сфен, магнетит	Апатит, флюорит, сфен, магнетит	Апатит, флюорит, сфен, магнетит, топаз

ношения Zr/Hf и Y/No, величины которых устойчивы в процессе фракционной кристаллизации (26–46 и 24–34 соответственно по [9]), в лейкогранит-порфирах имеют значения Zr/Hf 15–22, а Y/No 40–45, что также указывает на перераспределение элементов в системе расплав–флюид.

В сиенит- и граносиенит-порфирах высокомагнезиальный диопсид (табл. 1) кристаллизуется первым в виде самостоятельных кристаллов. В ритмично-зональных кристаллах более позднего клинопироксена диопсидовые зоны чередуются с салитовыми. Вслед за диопсидом образуется парагенезис вкрапленников салита и магнезиального биотита.

В гранит-порфирах ранним является парагенезис роговой обманки (с повышенным содержанием эденитового минала) с магнезиальным биотитом. Парагенезис вкрапленников плагиоклаза и K–Na-полевого шпата во всех гранитоидах, кроме лейкогранит-порфира, является поздним. Основная масса этих пород сложена кварц-полевошпатовым агрегатом, иногда с флогопитом.

Слюды характеризуются высокими содержаниями фтора (табл. 1). Расчеты параметра IV(F), не зависящего от магнезиальности слюд, а свидетельствующего только о степени обогащения фтором магматической системы [10], подтверждают принадлежность пород КМВ к высококалиевым гранитоидам позднеорогенных этапов развития складчатых поясов [11] ($IV(F) = 1.31–1.40$), а для некоторых субвулканических тел (гора Змейка) величины этого параметра (0.94–0.51) указывают на еще большее обогащение системы фтором (табл. 1).

Кристаллизация темноцветных минералов происходила при температурах 700–800°C (по биотит-апатитовому геотермометру [12]), а полевых шпатов – при значительно более низких, около 500°C (по двуполевошпатовому геотермометру [13]). Такой разрыв в температурах может быть обусловлен высокой щелочностью расплава, которая способствует ранней кристаллизации магнезиальных фаз и значительным концентрациям фтора в системе, что способствует снижению температур ликвидуса в системе Q–Ab–Or [3]. Высокие концентрации фтора в расплаве и флюиде гранитоидов КМВ подтверждаются обнаружением эксплозивных брекчий с обильной флюоритовой минерализацией в гранит-порфирах горы Шелудивой.

Для вкрапленников салитов и магнезиальных биотитов (табл. 1) характерно нарастание магнезиальности от центральных частей зерен к краевым (обратный тренд). Аналогичное изменение составов наблюдается для последовательности вкрапленник слюды → микролит слюды, где состав меняется от магнезиального биотита во вкрапленниках до флогопита в микролитах. Также характерно разложение вкрапленников слюды по схеме $Bi \rightarrow Mt + Fsp + Bi^{Mg}$ (граносиениты горы Змейки).

Анализ окислительных условий, при которых происходило образование слюд [14], показывает,

что начало кристаллизации вкрапленников биотита многих субвулканических тел КМВ находится вблизи фаялит-кварц-магнетитового буфера. Далее тренд изменения составов биотитов “пересекает” линию буфера Ni–NiO и для микролитов – линию буфера $Fe_2O_3–Fe_3O_4$. Это указывает на кристаллизацию слюд в условиях резко возрастающей фугитивности кислорода [14, 15]. Как показывают расчетные данные, микролиты флогопитов граносиенит-порфира (гора Змейка) содержат около 20% оксианнитового минала, т.е. они образовались в крайне окислительных условиях. Таким образом, возрастание фугитивности кислорода при магматической эволюции и внедрении гранитоидных интрузивов КМВ привело к обратному тренду кристаллизации темноцветных минералов, прежде всего биотита.

Геохимические особенности пород, парагенезисы и составы минералов свидетельствуют о принадлежности гранитоидов КМВ к латитовому типу. Конечным продуктом дифференциации гранитоидов латитового типа могут являться литий-фтористые граниты.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 02–05–64256) и гранта Президента РФ “Поддержка ведущих научных школ” (00–15–98560).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Jiang Y.H., Jiang S.Y., Ling H.F. et al. // *Lithos*. 2002. V. 63. P. 165–187.
2. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Недра, 1977. С. 279.
3. Трошин Ю.П. В кн.: Геохимия вулканитов различных геодинамических обстановок. Новосибирск: Наука, 1986. С. 93–111.
4. Eklund O., Konopelko D., Ruttanen H. et al. // *Lithos*. 1998. V. 45. P. 87–108.
5. Pearce J.A., Bender J.F., De Long S.E. et al. // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 1990. V. 44. P. 189–229.
6. Польш И.П., Хесс Ю.С., Кобер Б., Борсук А.М. В кн.: Магматизм рифтов и складчатых поясов. М.: Наука, 1993. С. 108–125.
7. Коваленко В.И., Коваленко Н.И. Онгониты – субвулканические аналоги редкометальных литий-фтористых гранитов. М.: Наука, 1976. 127 с.
8. Irber W. // *Geochim. et cosmochim. acta*. 1999. V. 63. P. 489–508.
9. Bau M. // *Contribs Mineral. and Petrol.* 1996. V. 123. P. 323–333.
10. Munoz I.L. // *Revs in Mineral. Micas*. 1987. V. 13. P. 469–491.
11. Sallet R. // *Lithos*. 2001. V. 50. P. 241–253.
12. Ludington S. // *Amer. Miner.* 1978. V. 63. P. 551–553.
13. Перчук Л.Л., Рябчиков И.Д. Фазовое соответствие в минеральных системах. М.: Недра, 1976. 287 с.
14. Wones D.K., Eugster H.P. // *Amer. Miner.* 1965. V. 50. P. 1228–1273.
15. Speer J.A. // *Revs in Mineral. Micas*. 1987. V. 13. P. 145–177.