

УДК 549.643

МИНЕРАЛОГИЯ

Г. Б. ЛЕВАШЕВ, А. А. СТРИЖКОВА, Ю. С. МОСКАЛЕНКО, Р. И. КУЛИК
**ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА РОГОВЫХ ОБМАНОК
ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ГРАНИТОИДОВ СИХОТЭ-АЛИНЯ
В СРАВНЕНИИ С ДРУГИМИ РАЙОНАМИ
ТИХООКЕАНСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА**

(Представлено академиком В. С. Соболевым 27 VI 1975)

Роговые обманки столь же обычны для магматических горных пород, как и для пород метаморфических. Во втором случае достаточно подробно рассмотрены (^{1, 2}) признаки, позволяющие по компонентному составу разграничивать роговые обманки различных парагенетических типов. Данные о составе амфиболов используются для разделения петрохимически сходных океанических и континентальных эффузивов (³).

Среди амфиболосодержащих гранитоидов различных структурно-фациальных зон Сихотэ-Алинской складчатой области (⁴) выделяются две основные ассоциации: (габбро-)гранодиорит-гранитная в Главном синклинии и в обрамлении Ханкайского срединного массива и адалеллит-гранитная, характерная для Главного антиклинория и Южно-Приморской зоны. Взаимопереходы между ними отсутствуют даже в тех редких случаях, когда представляющие их породы приурочены к единым геотектоническим элементам.

Сопоставление химических свойств роговых обманок указанных пород можно провести исходя из различных признаков. На рис. 1 показаны вариации содержания SiO_2 , играющей важную роль при классификации минералов (⁵), и алюминия (Al_2O_3), распределение которого по структурно различным позициям в амфиболах определяется P и T их образования (^{6, 7}). В названных координатах роговые обманки (Po) достаточно четко подразделяются на две группы, в целом соответствующие приведенному выше геологическому делению гранитоидов Сихотэ-Алиня. Крайнюю верхнюю область занимают малоглиноземистые Po гранодиоритов. Большим содержанием Al_2O_3 и меньшим SiO_2 обособляются от них Po адалеллитовой ассоциации.

Проверка правильности разграничения геологически выделяемых совокупностей Po и их сопоставление с аналогичными образованиями в зонах обрамления Тихого океана проводились с использованием большого числа признаков (табл. 1) по алгоритму «Потенциальные функции» и «Изодейта» (⁸), программно реализованных на языке АЛГОЛ-60. В результате формальной процедуры автоматической классификации химически полно охарактеризованные (в окисной и катионной форме) Po сгруппировались следующим образом. Po гранодиоритов Приморья (табл. 1, №№ 1 и 2) расположились вблизи одного центра признакового пространства. В этой же области сосредотачивались Po гранитоидов Иультинского массива (Чукотка) и 58% составов Po Сьерра-Невадского батолита (⁹). Амфиболы пород приморской серии обособляются вокруг другого центра. Более точное представление о степени близости между геологически выделяемыми сообществами Po дают значения потенциалов (табл. 2), характеризующих разброс центров гиперповерхностей различных классов Po в многомерном пространстве.

Таблица 1

Средние составы роговых обманок гранитоидов Приморья, Чукотки, Калифорнии, Урала

№ вы- борки	Число проб	Весовые содержания, %									Формульные количества									f ₀ , %
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	K	Na	Ca	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Mg	Al _{VI}	Si	Al _{IV}	
1	14	46,66 (0,81)	1,43 (0,44)	7,08 (0,46)	4,97 (1,39)	11,57 (1,63)	11,88 (0,65)	10,88 (0,30)	0,77 (0,16)	0,98 (0,13)	0,15 (0,06)	0,30 (0,09)	1,74 (0,06)	1,44 (0,20)	0,54 (0,13)	2,64 (0,13)	0,18 (0,10)	6,93 (0,11)	1,07 (0,11)	42,8 (2,8)
2	11	45,66 (0,56)	1,23 (0,17)	7,26 (0,28)	4,46 (1,37)	11,92 (1,48)	12,21 (1,00)	11,21 (0,94)	0,93 (0,12)	0,99 (0,16)	0,19 (0,02)	0,29 (0,05)	1,79 (0,18)	1,49 (0,18)	0,50 (0,16)	2,69 (0,18)	0,14 (0,11)	6,82 (0,12)	1,15 (0,10)	42,5 (2,7)
3	8	40,61 (1,02)	2,02 (0,27)	9,39 (0,95)	4,05 (2,05)	19,78 (1,70)	6,12 (0,42)	10,31 (0,53)	1,18 (0,19)	1,56 (0,08)	0,24 (0,04)	0,47 (0,02)	1,74 (0,10)	2,60 (0,21)	0,48 (0,25)	1,43 (0,10)	0,14 (0,10)	6,39 (0,11)	1,60 (0,11)	68,2 (2,2)
4	8	42,33 (0,61)	1,52 (0,20)	9,24 (0,71)	6,93 (3,23)	14,60 (3,46)	8,52 (2,08)	10,62 (0,50)	1,00 (0,20)	1,39 (0,24)	0,20 (0,03)	0,40 (0,08)	1,68 (0,10)	1,86 (0,47)	0,75 (0,37)	1,93 (0,44)	0,17 (0,15)	6,46 (0,11)	1,49 (0,07)	57,8 (8,5)
5	6	42,40 (0,77)	0,94 (0,11)	5,25 (0,38)	4,39 (1,92)	11,40 (2,22)	13,28 (1,18)	10,18 (0,73)	0,83 (0,20)	0,61 (0,17)	0,15 (0,04)	0,26 (0,16)	1,59 (0,13)	1,41 (0,28)	0,48 (0,20)	2,86 (0,22)	0,07 (0,06)	7,17 (0,09)	0,84 (0,09)	40,0 (4,1)
6	8	45,90 (1,32)	1,12 (0,16)	8,22 (0,97)	4,45 (0,80)	12,92 (1,74)	11,13 (1,44)	11,82 (0,22)	0,72 (0,15)	1,02 (0,16)	0,14 (0,03)	0,29 (0,05)	1,88 (0,02)	1,61 (0,23)	0,50 (0,09)	2,46 (0,30)	0,24 (0,03)	6,82 (0,13)	1,18 (0,13)	46,0 (5,6)
7	8	43,29 (1,12)	0,45 (0,06)	10,29 (0,77)	5,42 (1,18)	13,31 (0,95)	9,92 (0,70)	11,53 (0,28)	1,09 (0,21)	1,20 (0,15)	0,21 (0,04)	0,35 (0,04)	1,86 (0,03)	1,67 (0,12)	0,61 (0,15)	2,23 (0,15)	0,35 (0,05)	6,52 (0,14)	1,48 (0,14)	
8	11	44,78 (1,53)	0,97 (0,21)	9,46 (1,28)	5,09 (0,99)	11,96 (1,37)	11,63 (2,20)	11,65 (0,39)	0,99 (0,24)	1,27 (0,21)	0,19 (0,05)	0,37 (0,06)	1,84 (0,05)	1,48 (0,19)	0,57 (0,11)	2,55 (0,41)	0,27 (0,14)	6,61 (0,13)	1,38 (0,13)	45,3

Примечание. № 1 — гранодиориты (64,1—66,3% SiO₂), Приморье; № 2 — гранодиориты (62,5—66,8% SiO₂), Главный синклиниорий, Приморье; № 3 — адалеллиты (69—71,5% SiO₂), Главный синклиниорий; № 4 — кварцевые диориты, адалеллиты (56—67% SiO₂), Восточная зона Сихотэ-Алинского вулканического пояса (приморская серия); № 5 — кварцевые диориты, гранодиориты, адалеллиты (57,7—70,4% SiO₂), Восточно-Иультинский массив, Чукотка; № 6 — кварцевые диориты, гранодиориты, адалеллиты (61,3—68,4% SiO₂), Сьерра-Невадский батолит, Калифорния, США⁽²⁾; № 7 — диориты—гранодиориты (58—65% SiO₂), зона разлома Сен-Андреас, Калифорния, США⁽²⁾; № 8 — абиссальные плутонические гранитоиды Степного и Верх-Исетского массивов, Урал⁽¹³⁾. В скобках — среднее квадратическое отклонение.

Таким образом, изменение химических свойств Ро гранитоидов Тихоокеанского пояса носит закономерный, но дискретный характер, в силу чего среди них четко выделяются группы Ро двух самостоятельных ассоциаций магматических пород — гранодиоритовой и адеммеллитовой. Сравнение составов Ро гранитоидов некоторых районов Тихоокеанского пояса с соответствующими минералами островных и континентальных андезитов ⁽³⁾ выявляет интересную картину. На диаграмме (рис. 2), характеризующей содержания Al_{IV} в Ро генетически различных групп пород ⁽³⁾, большинство точек амфиболов ложится в пределы поля II, соответствуя по уровню

$(Si-Al)_{IV}$ -замещений роковым обманкам континентальных средних (61–66% SiO_2) вулканитов. В эту группу входят Ро гранодиоритов Главного синклинория Сихотэ-Алиня, обрамления древнего Ханкайского массива, а также гранитоидов Тono и Касенгава в Японии ⁽¹⁰⁾ и батолита Сьерра-

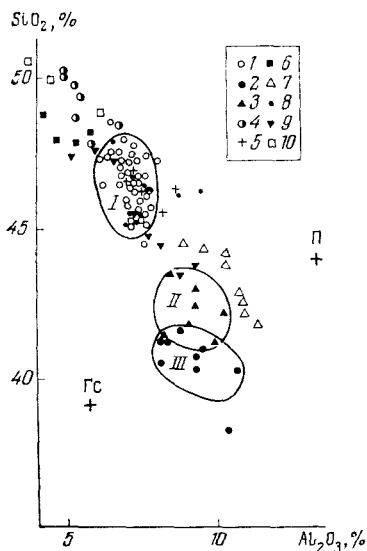


Рис. 1

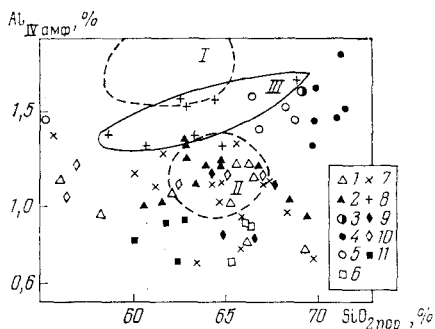


Рис. 2

Рис. 1. Соотношение $SiO_2-Al_2O_3$ для роковых обманок гранитоидов некоторых районов Тихоокеанского подвижного пояса. Поле I — континентальные, поле II — океанические андезиты ⁽³⁾; поле III — гранитоиды разлома Сен-Андреас ⁽¹²⁾. 1–3 Сихотэ-Алинская складчатая область: 1 — гранодиоритовая ассоциация (Синегорский, Яковлевский, Кировский, Бикинский, Ямутинзинский, Дальненский, Нижне-Арминский), 2 — адеммеллитовая ассоциация (Белогорский, Ореховский, Средне-Арминский), 3 — гранитоиды приморской серии; 4 — Центральная Чукотка, Восточно-Иульгинский массив; 5, 6 — Японские острова: 5 — массивы Тono и Касенгава, 6 — массив Хирота ⁽¹⁰⁾; 7, 8 — Северная Америка: 7 — интрузивы зоны Сен-Андреасского разлома ⁽¹²⁾, 8 — батолит Сьерра-Невада ⁽⁹⁾; 9 — интрузивы Верхоянской области ⁽¹¹⁾; 10 — магнитогорский интрузивный комплекс базальтоидной формации, Урал ⁽¹³⁾

Рис. 2. Соотношение Al_{IV} амфиболов — SiO_2 в некоторых гранитоидах Тихоокеанского подвижного пояса. I — гранодиориты обрамления Ханкайского массива; 2 — гранодиориты и 3 — адеммеллиты Главного синклинория; 4 — адеммеллиты Главного антиклинория Сихотэ-Алиня; 5 — гранитоиды Пограничной зоны (приморская серия); 6 — гранодиориты Восточно-Иульгинского массива (Чукотка); 7 — батолит Сьерра-Невада ⁽⁹⁾; 8 — интрузивы разлома Сен-Андреас ⁽¹²⁾; 9 — гранитоиды Южно-Верхоянья ⁽¹¹⁾, 10 — массивы Тono и Касенгава и 11 — Хирота, Япония ⁽¹⁰⁾. I–III — то же, что на рис. 1

Невада в США ⁽⁹⁾. Более низким Al_{IV} отличаются Ро сопоставимых по SiO_2 пород Хирота из Японии ⁽¹⁰⁾, большая часть амфиболов интрузивов Верхоянья ⁽¹¹⁾ и Восточно-Иульгинского массива на Чукотке.

Иное положение на диаграмме занимают точки Ро гранитоидов приморской серии, адеммеллитов Главного синклинория и Главного антиклинория Сихотэ-Алиня (см. рис. 2). По количеству входящего в тетраэдр Al они занимают промежуточное положение — между амфиболами континентальных и океанических андезитов, но значительно ближе к составам последних и располагаются на продолжении тренд-зоны Ро интрузивов Сен-Андреасского разлома ⁽¹²⁾.

Матрица значений потенциальной функции
геологически выделенных групп роговых обманок *

Группа Ро	1	2	4	5
2	0,283 0,195			
4	0,722 0,496	0,632 0,484		
5	0,518 0,476	0,553 0,426	1,075 0,873	
6	0,361 0,264	0,512 0,232	0,685 0,513	0,860 0,496

* Группа Ро соответствует номеру в табл. 1. Значения над чертой — по признаку содержания окислов, под чертой — формульного количества.

Таким образом, Ро пород главнейших и типичных для Сихотэ-Алиня магматических ассоциаций различаются по общему химическому составу и, что особенно важно, степени $(\text{Si} \rightarrow \text{Al})_{\text{IV}}$ -замещений в тетраэдре, качественно характеризующих T расплавов в период кристаллизации наиболее ранней водосодержащей минеральной фазы (Ро). По этому признаку выделяются: 1) относительно высокотемпературные Ро с повышенным содержанием Al_2O_3 , щелочей, железа (адамеллитовая ассоциация); 2) более низкотемпературные Ро с высоким содержанием Mg, пониженным Al_2O_3 и щелочей (гранодиоритовая ассоциация). В таком случае соотношение Fe и Mg в амфиболах представляется независимым от T кристаллизации; оно определялось их концентрацией в расплавах и регулировалось составом аккумулярованных в ходе дифференциации продуктов — главным образом моноклиновых пироксенов, реликты которых нередки в этих породах.

Наблюдаемое сходство составов Ро различающихся геотектоническим положением гранитоидов достижимо лишь в случае кристаллизации генетически родственных расплавов — конечных дифференциатов ювениальных магм. Любой другой путь — значительная ассимиляция этими расплавами сиалического материала, палингенное формирование магм или метасоматическое возникновение гранитоидов за счет вещества древних формаций — выразился бы, несомненно, большими вариациями химических составов Ро. Решение же вопроса о природе гранитоидного магматизма Тихоокеанского кольца тесно связано с проблемой происхождения пород кальциево-щелочных вулканических ассоциаций.

Дальневосточный геологический институт и
Институт автоматизации процессов управления
Дальневосточного научного центра
Академии наук СССР
Владивосток

Поступило
13 VI 1975

ЛИТЕРАТУРА

- ¹ Е. А. Костюк, В. С. Соболев, ДАН, т. 164, № 4, 898 (1965). ² Е. А. Костюк, Статистический анализ и парагенетические типы амфиболов метаморфических пород, М., «Наука», 1970, стр. 310. ³ P. Jakes, A. J. R. White, Am. Mineral., v. 57, № 5–6, 887 (1972). ⁴ И. Н. Говоров, Г. Б. Левашев, В кн.: Проблемы магматической геологии, Новосибирск, «Наука», 1973, стр. 235. ⁵ И. Костов, Кристаллография, т. 16, № 6, 1220 (1971). ⁶ В. С. Соболев, Введение в минералогию силикатов, Львов, 1949. ⁷ Ф. Г. Смит, Физическая геохимия, М., «Недра», 1968. ⁸ М. Минский, С. Пейнепрт, Перцептроны, М., «Мир», 1971, стр. 210. ⁹ F. C. W. Dodge, J. J. Papike, R. E. Mays, J. Petrol., v. 9, № 3, 378 (1968). ¹⁰ S. Kanisawa, J. Japan. Assoc. Min. Petrol. Econ. Geol., v. 67, 332 (1972). ¹¹ Г. А. Гринберг, Л. Г. Бахарев и др., Гранитоиды Южного Верхоянья, «Наука», М., 1970, стр. 215. ¹² F. C. W. Dodge, D. C. Ross, J. Geol., v. 79, № 2, 158 (1971). ¹³ Г. Б. Ферштатер, И. Н. Бушляков, Н. С. Бородина, Геохимия, № 9, 1066 (1970).