

В. А. ГАЛИБИН, И. С. СЕДОВА

НЕКОТОРЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНИТОИДОВ
ГРАНУЛИТОВОЙ И АМФИБОЛИТОВОЙ ФАЦИЙ
ВИТИМО-ОЛЕКМИНСКОГО НАГОРЬЯ

(Представлено академиком Д. С. Коржинским 10 VIII 1973)

В районе нижнего течения р. Калар и побережья Витима (от Калакана до Бамбуйки) обнажаются два разновозрастных комплекса пород: каларский (нижний архей), первоначально метаморфизованный при P - T -параметрах гранулитовой фации, и яблоновый (верхний архей), метаморфизованный в условиях амфиболитовой фации (¹). Процессы нижнеархейского ультраметаморфизма привели к образованию в каларском комплексе чарнокито-гнейсов, чарнокитов и мигматитов. Ассоциация чарнокитов — $Ort + Pl_{25-38} + Qu \pm Nur \pm Gr \pm Vt$. Процессы верхнеархейского ультраметаморфизма, преимущественно развитые в породах яблонового комплекса, проявились в два этапа (гранитизация 1 и 2). Гранитизация 1, приводящая к возникновению мигматитов, полей гранито-гнейсов и в пределах их небольших тел анатектических гранитов с ассоциацией $Ort + Pl_{18-25} + Qu + Vt$, развита в породах верхней толщи — кристаллических сланцев основного состава. В породах нижней толщи, характеризующейся переслаиванием кристаллических сланцев основного состава и мраморов, с этим этапом гранитизации связано появление амфиболсодержащих преимущественно граноспелитовидных разновидностей с ассоциацией $Ort + Pl_{15-20} + Qu + Vt + Am$. Гранитизация 2, отделенная от 1-й внедрением даек основных пород, развита по тектоническим зонам только в породах нижней толщи и приводит к образованию сиенито-диорито-гнейсов и слабо перемещенных гранодиоритов с ассоциацией $Ort + Pl_{18-30} + Qu + Vt + Am$ (^{2, 3}). Ранее было показано, что поведение редких и главных элементов в процессе гранитизации в условиях амфиболитовой фации определяется как кислотностью — щелочностью растворов, приводивших к формированию различных парагенезисов, так и разным составом исходных толщ (²).

В настоящей работе приводятся результаты сравнительного изучения гранитоидов гранулитовой фации, как образований достаточно высокотемпературных, с более низкотемпературными гранитоидами, сформировавшимися в условиях амфиболитовой фации. Возможно, что температуры формирования последних при гранитизации 2, по крайней мере на заключительных ее этапах, когда происходила мобилизация гранодиоритов, были несколько более высокими, чем при гранитизации 1, когда за счет плавления гранито-гнейсов возникали граниты с анхиэвтектическими соотношениями минералов, т. е. породы более кислые и низкотемпературные, но этот температурный перепад менее значителен, чем при переходе от чарнокитов к гранитоидами амфиболитовой фации. В связи с тем что породы гранулитовой фации в той или иной мере подвергнуты диафорезу в условиях амфиболитовой фации, прежде всего оказалось необходимым выяснить, меняется ли состав чарнокитов и их минералов при палоченном метаморфизме, когда эти процессы проявлены слабо и реально выражаются в частичном замещении или исчезновении гиперстена, некотором раскислении плагиоклазов, перекристаллизации кварца. В связи с этим среди чарнокитов были выделены две группы: свежие разновидности, где микроскопически не устанавливается каких-либо изменений, и частично измененные (табл. 1, гр. 1а и 1б). Сравнение составов пород обеих групп в отношении

Таблица 1

Средние содержания малых элементов *

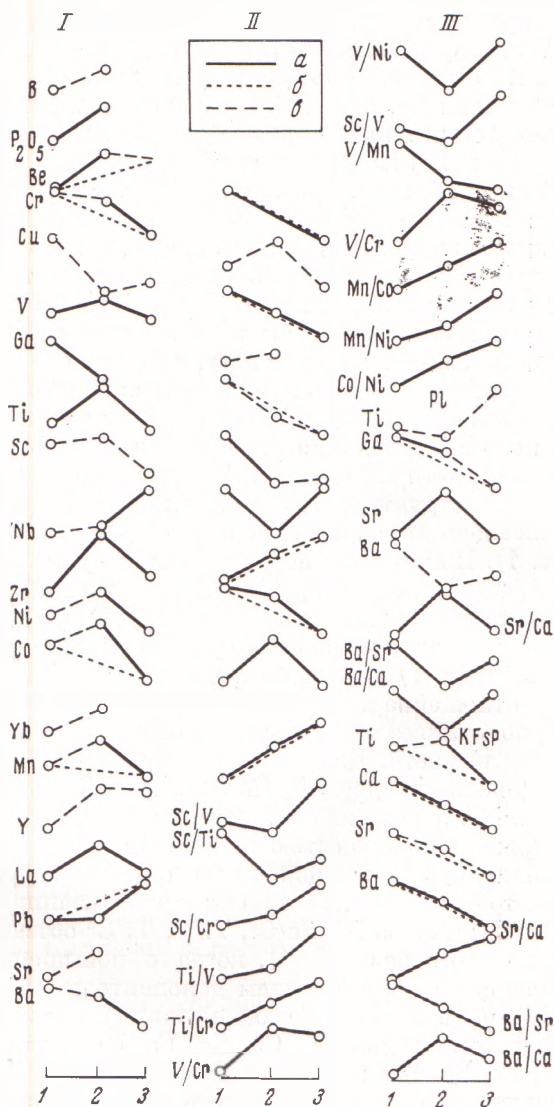
№ групп-пы	I — валовые пробы																				
	n	Содерж., вес. %					Содержание, г/т														
		Mn	Ti	P ₂ O ₅	Ba	Sr	B	Co	Ni	Cr	V	Cu	Pb	Be	Zr	Sc	V	Yb	a	b	Ga
1a	8	0,02	0,22	0,17	0,24	0,17	11	9,7	13	36	65	22	16	1,6	215	7	15	1,4	64	13	17
1б	7	0,02	0,19	0,14	0,20	0,16	16	6,6	16	31	35	49	19	2,2	143	6,3	13	2,0	50	18	13
1	15	0,02	0,22	0,15	0,22	0,17	10	8,2	14	34	51	35	17	1,9	181	6,7	14	1,2	59	17	19
3	16	0,011	0,21	—	0,15	—	—	≤4	10	10	37	12	44	2,6	218	5,3	16	—	67	37	—
3a	3	0,02	0,38	—	0,16	—	—	9	11	19	60	8	25	2,7	373	7	19	—	120	38	—
2	14	0,04	0,36	0,27	0,21	0,20	14	11	18	28	77	9	21	2,5	395	7	16	1,6	107	21	11

№ групп-пы	II — биотиты														III — полевые шпаты (содержание элем., вес.%)										
	n	содерж., вес. %					содержание, г/т									плаггиоклазы					K-полевые шпаты				
		Mn	Ti	Co	Ni	Cr	V	Zr	Sc	Nb	Cu	Ga	Ba	Be	n	Ca	Ti	Ba	Sr	n	Ca	Ti	Ba	Sr	
1a	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	12	3,84	0,026	0,097	0,138	10	0,64	0,013	0,96	0,16		
1б	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	9	3,46	0,032	0,060	0,077	6	0,56	0,014	0,33	0,08		
1	9	0,08	1,92	47	140	201	471	49	28	72	25	9	—	21	3,69	0,028	0,08	0,112	16	0,61	0,014	0,73	0,14		
3	9	0,20	1,30	47	34	38	118	113	14	74	16	—	767	9	2,50	0,078	0,057	0,106	14	0,24	0,009	0,31	0,10		
3a	3	0,20	0,83	70	62	50	133	60	7	37	33	—	733	4	—	—	—	—	2	0,23	0,070	0,34	0,20		
2	14	0,19	1,51	74	125	87	292	87	13	~40	31	11	—	10	2,94	0,026	0,039	0,30	12	0,36	0,015	0,49	0,13		

* Группы пород. Гранулитовая фация: 1a — чарнокиты; 1б — те же, частично измененные в амфиболитовой фации; 1 — гранитоиды в целом (1a + 1б). Амфиболитовая фация: 3 — биотитовые гранито-гнейсы, граниты (гранитизация 1-я); 3a — амфиболовые граносиениты (гранитизация 1-я); 2 — амфиболсодержащие кварцевые сиенито-диорито-гнейсы, гранодиориты. Анализы производились В. А. Галибиным количественно-спектральным методом. Прочерк означает отсутствие определений.

редких элементов показало, что для основной массы элементов средние их содержания близки, кроме Ti, V, Zr и Sn, но даже для этих элементов не установлено значимых различий (с вероятностью 95%). К-полевые шпа-

Рис. 1. Изменение средних содержаний элементов в группах гранитоидов (I) и в их минералах (II — биотиты, III — полевые шпаты). Элементы расположены по возрастанию радиусов в ионных соединениях (?); отношения содержаний элементов построены так, что в числителе всегда расположен более основной элемент, чем в знаменателе, согласно (8, 9). I — чарнокиты (гранулитовая фация), 2 — амфиболсодержащие, 3 — биотитовые гранитоиды амфиболитовой фации. *a* — значимые различия содержаний (с вероятностью 95%, по критерию Ван дер Вардена (4)) между группами 1—2 и 2—3; *b* — между гр. 1—3; *c* — незначимые различия между гр. 1—2 и 2—3 (между отношениями содержаний элементов значимость различий не проверялась)



ты измененных чарнокитов характеризуются значимо более низкими содержаниями Ba, а плагиоклазы — Sr. В связи с этим при сравнении с другими группами пород для статистических проверок оказалось возможным использовать все имеющиеся анализы чарнокитов (гр. 1, табл. 1), для Ba в К-полевых шпатах было сделано два варианта проверки; используемые плагиоклазы из-за недостатка анализов в других группах выбирались только из свежих разновидностей, как и биотиты.

На рис. 1 показана направленность изменений указанных выше групп, для которых количество анализов достаточно для статистических сравнений (4), причем группы расположены по уменьшению температуры и, согласно (5), по возрастанию кислотности. Анализ рис. 1 показывает, что от групп 1 (Ру-гранитоиды) к гр. 3 (Вт-гранитоиды) значимо возрастают концентрации Pb и Be, убывают — Mn, Co, Cr. Амфиболовые разновидности (гр. 2), занимая промежуточное положение между ними по Cr,

Nb, Pb, Ba, характеризуются более высоким содержанием V, Ti, Zr, Ni, Co, Mn, La. Установленные различия в составе пород отражают различия в парагенезисах минералов, главным образом темноцветных, в их составе, а также в количественных соотношениях минералов. Именно большая меланократовость гр. 2 обуславливает более высокое содержание в породах V, Ti, Ni, Co, Mn. В биотитах в ряду 1—2—3 фиксируется убывание Cr, V, Ti, Ni, возрастание Mn, Zr; кроме того, от гр. 1 к 2 — убывание Sc и Nb, возрастание Co, от 2 к 3 — обратная направленность для этих элементов. В K-полевых шпатах происходит уменьшение Ca, Ti, Ba, Sr, в плагиоклазах — Ca и Ba. Подобного типа закономерность согласуется с данными (6).

Таким образом, при понижении температуры формирования гранитоидов и щелочности среды минералообразования в биотитах изменяется содержание элементов группы Fe, а в полевых шпатах — Ca, Ba, Ti и Sr. Эти эмпирические закономерности аналогичны тем, что устанавливаются для магматических пород при смене ранних более основных по составу фаз внедрения более поздними и кислыми, и связаны с падением температуры кристаллизации. По-видимому, с повышением последней изоморфная емкость биотитов в отношении малых элементов группы Fe, радиусы которых не превышают радиус Fe, больше, чем при низких температурах. Вхождение иона Mn вследствие его большого радиуса в структуру биотита затруднено в области высоких P и T (7). Согласно (7), предпочтительное вхождение Ba в структуру K-полевого шпата (по сравнению с Rb) может быть обусловлено высокой температурой. Это согласуется с нашими данными (рис. 1). Влияние температуры более существенно, чем влияние щелочности среды минералообразования, повышение которой, исходя из ряда основности — кислотности элементов (8, 9), уменьшает содержание Ba в минералах. Анализ изменения средних значений отношений содержаний элементов (рис. 1) показывает, что из всех возможных комбинаций только V/Mn-отношение в биотите и Ba/Sr в K-полевым шпате, убывая в ряду 1—2—3, показывает ожидаемое, исходя из ассоциаций, закономерное увеличение кислотности. Для остальных отношений или направленность изменения обратна ожидаемой (Mn/Co, Mn/Ni, Co/Ni, Sc/Cr, Ti/V, Ti/Cr), или какие-либо закономерности отсутствуют (Sc/V, Sc/Ti, V/Cr), что связано с непропорциональностью изменения концентрации одного элемента относительно другого, возможно вследствие неравномерного перераспределения элементов на поздних стадиях гранитизации. Закономерное повышение Mn/Co, Mn/Ni, Co/Ni, Sc/Cr, Ti/V, Ti/Cr объяснимо с позиции теории кристаллического поля (10, 11), когда с повышением температуры выгоднее вхождение ионов с большим дополнительным выигрышем энергии (при вхождении в октаэдрические позиции), который падает в ряду для двухвалентных катионов Ni, Cu, Co, Fe, Mn, для трехвалентных Cr(Mn), Co, V, Ti, Fe, Sc. Все это, как и изменение составов полевых шпатов пород гранулитовой фации при диафорезе в условиях амфиболитовой (табл. 1), позволяет нам прийти к выводу о преобладающем влиянии на поведение элементов в минералах температурного фактора, хотя основания для этих различий в составе гранитоидов разных условий формирования и их минералов заложены уже в составе исходного субстрата и его минералов.

Поступило
10 VIII 1973

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ¹ А. Н. Неелов, И. С. Седова, В кн. Эволюция вещества при ультраметаморфизме, «Наука», 1972. ² В. А. Галибин, И. С. Седова, ДАН, т. 218, № 4 (1974). ³ И. С. Седова и др., Изв. АН СССР, сер. геол., № 5 (1972). ⁴ Б. Л. Ван дер Варден, Математическая статистика, Л., 1960. ⁵ Д. С. Коржинский, В кн. Академику Д. С. Белянкину к 70-летию со дня рождения, 1946. ⁶ М. Д. Крылова, И. С. Седова, И. Н. Крылов, В сборн. I геохим. конгресса, т. 2, 1972. ⁷ В. И. Лебедев, В сборн. Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования, «Наука», 1967. ⁸ Д. С. Коржинский, В сборн. Метасоматические изменения боковых пород, 1966. ⁹ Л. Л. Перчук, В. В. Федькин, В сборн. Проблемы минералогии и петрологии, 1972. ¹⁰ Р. Д. Бернс, Р. К. Кларк, В. С. Файф, В сборн. Химия земной коры, т. 2, 1964. ¹¹ И. Л. Комов, Я. М. Нюсик, Геохимия, № 9 (1971).