

Академик АН ТаджССР Р. Б. БАРАТОВ, В. С. ЛУТКОВ,
В. В. МОГАРОВСКИЙ, Н. В. ПАРАПОВ

О ВЕРОЯТНЫХ МАЛОГЛУБИННЫХ АНАЛОГАХ ЭНДЕРБИТ-ЧАРНОКИТОВЫХ СЕРИЙ В ТЯНЬ-ШАНЕ

Под чарнокитами большинство исследователей понимают гиперстеносодержащие кислые и средние породы преимущественно метасоматического или реоморфического генезиса, связанные с выступами докембрийского фундамента и сформированные в условиях гранулитовой фации (¹⁻⁶). В последние годы описаны интрузивные чарнокиты, кристаллизовавшиеся на уровне амфиболитовой фации (⁷). Более того, известны гипабиссальные гиперстеновые гранитоиды (^{8, 8}) и вулканические аналоги чарнокитов, так называемые гриммаиты (⁹). Однако, по (⁶), необходимым условием выделения собственно чарнокитовых серий, кроме гиперстена, должно быть присутствие граната, хотя в чарнокитоидах ряда провинций гранат встречается относительно редко или вообще отсутствует.

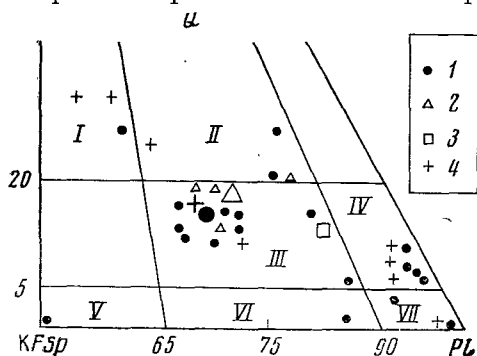


Рис. 1. Количественно-минеральный состав гиперстеновых гранитоидов Тянь-Шаня. Гранитоиды зон Тянь-Шаня (средние породы фаз, фаций, массивов, увеличенные значки — средние по зонам): Зеравшано-Туркестанской (1), Зеравшано-Гиссарской (2), Южно-Гиссарской (3), Кураминской (4). Поля на диаграмме: гранит (I), гранодиорит (II), кварцевый монцодиорит (III), кварцевый диорит (IV), монцонит (V), монцодиорит (VI), габбро и диорит (VII)

В связи с изложенным несомненный интерес представляют изученные нами в Южном и Среднем Тянь-Шане герцинские гиперстеновые и гранат-гиперстеновые гранитоиды. Они входят в состав четырех магматических комплексов (C_2), развитых в тектонических зонах разного глубинного строения: от структур ранней консолидации (Зеравшано-Туркестанская — Вадифский, Ярмский и другие массивы) и срединных массивов (Кураминская — Карабашский, Акчинский интрузивы) до эв- и миогеосинклинальных прогибов (Южно-Гиссарская и Зеравшано-Гиссарская — Шадонский, Рогичский и другие массивы). Размеры интрузивов: 0,3—5 км² в прогибах и 10—60 км² в жестких блоках. Основная часть тел приурочена к палеозойским слабо метаморфизованным породам, превращенным в роговики пироксен-роговиковой фации и магнезиальные скарны с Au — W-оруденением. Гранитоиды содержат мало ксенолитов и не имеют признаков гибридного происхождения.

Рассматриваемые комплексы могут быть отнесены к габбро-норит-монцодиоритовой формации, близкой к калиевым габбро-гранитоидным сериям Э. П. Изоха. Следует подчеркнуть синхронность формирования и внезональный характер распространения пород этой формации, образование которой, как и чарнокитовых серий (¹⁰), предшествовало батолитовому этапу гранитообразования. В жестких блоках и шовных зонах данные породы образуют вулканоплутонические ассоциации с гиперстеновыми ла-

титаи. Одни из изученных комплексов представляют собой сложно дифференцированные серии (пироксенит — габбро-норит — монцодиорит — гранодиорит — гранит), например шавасский комплекс ⁽¹¹⁾; другие являются их сокращенным вариантом, включая лишь промежуточные члены ряда (Зеравшано-Туркестанская и Зеравшано-Гиссарская зоны). В целом же преобладающим типом пород являются гиперстенсодержащие кварцевые монцодиориты при незначительном развитии ранних гипербазитов —

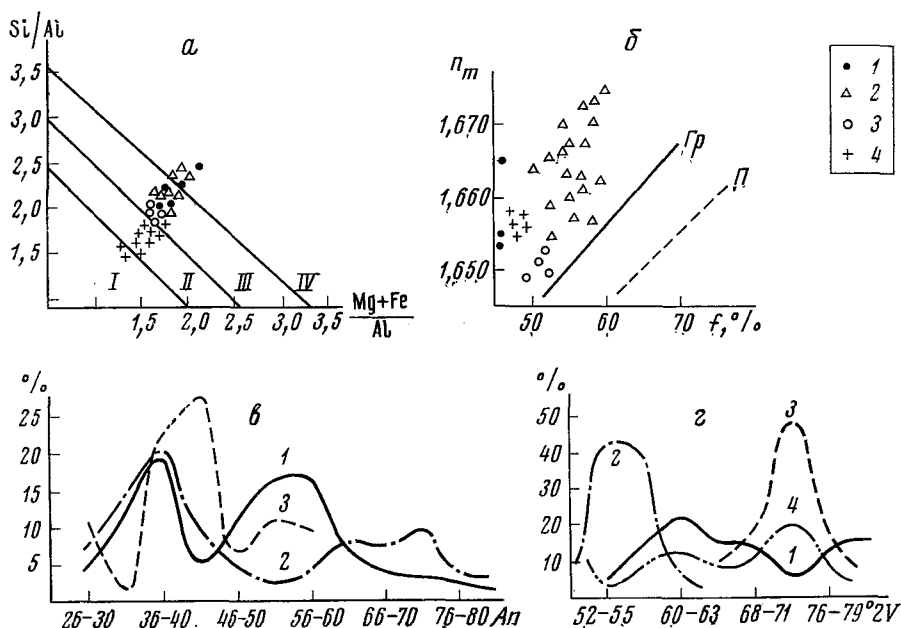


Рис. 2. Оптика и химизм породообразующих минералов. Биотиты на диаграммах А. А. Маракушева (а) и В. С. Соболева (б): показаны кривые распределения содержания анортита в плагиоклазах (в) и угла оптических осей калишпатов (г). 1–4 — гранитоиды зон Тянь-Шаня: Зеравшано-Туркестанской (1), Зеравшано-Гиссарской (2), Южно-Гиссарской (3), Кураминской (4)

базитов и поздних кислых дифференциатов (рис. 1). Эти породы по количественно-минеральному составу могут быть сопоставлены с чарноэнтербитами и монцоэнтербитами по ⁽⁴⁾. Они обладают типичными для монцонитоидов минеральными парагенезисами и содержат основной антипертитовый плагиоклаз (рис. 2), гиперстен ($f=38-63\%$, $K_{Al}=2,5\%$), салит-авгит ($f=25-50\%$), роговую обманку, иногда близкую к гастингситу, титанистый биотит ($f=45-60\%$), высокий и промежуточный триклинный ортоклаз, кварц, реже оливин ($f=30-55\%$) и гранат высокой смеси ($f=78-82\%$). Гиперстен близок по составу ромбическим пироксенам чарнокитоидов, но отличается увеличенными углами $2V$, что свойственно гиперстенам малоглубинных пород. Гранат (пироп 12–15%, grosсуляр 18–23, спессартин 3–5, андрадит 1–2, альмандин 60–61%) по составу сходен с гранатом чарнокитов по Трегеру и двупироксен-плагиоклазовых сланцев гранулитовой фации по ⁽¹²⁾. Из экспериментов вытекает, что подобные гранаты должны кристаллизоваться при $P=5-10$ или даже более 13 кбар. Вместе с тем, высокотемпературные гранаты вулканитов также содержат в среднем 16,4% Са-компонента ⁽¹²⁾. В изученных гранитоидах гранаты распределены относительно равномерно, включены в фенокристы начальных этапов кристаллизации и, вероятно, являются раннематматическими, в то время как в чарнокитоидах они нередко связаны с регрессивным метаморфизмом амфиболитовой фации ⁽⁵⁾.

Таблица 1

Средневзвешенный химический состав гиперстеновых гранитоидов Тянь-Шаня в сравнении с чарнокитоидами

№№ п.п. *	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O
1	20	62,32	0,49	15,96	1,69	3,55	2,68	4,12	3,69	2,85
2	34	60,34	0,74	16,11	1,12	4,73	4,75	5,92	2,82	2,08
3	31	61,83	0,68	17,06	1,15	4,67	2,77	4,70	3,18	2,80
4	5	59,51	0,77	16,11	1,92	4,37	3,40	5,50	3,16	2,93
5	16	60,30	0,63	17,21	1,19	4,51	2,24	4,82	2,88	3,10
6	5	62,41	1,82	13,60	1,82	7,12	1,47	4,00	3,57	2,47
7	38	63,88	1,25	14,38	2,25	5,48	1,53	4,07	3,74	2,87
8	35	65,64	0,46	15,90	2,24	3,29	1,35	3,92	2,92	3,42
9	2	64,68	1,01	13,60	1,72	6,48	1,15	3,38	3,21	3,46
10	439	67,74	0,71	14,87	1,60	2,76	1,43	3,58	3,33	3,23
11	—	58,2	0,8	16,0	2,8	4,8	5,3	6,0	2,0	3,2

* №№ 1—3 — гиперстеновые гранитоиды зон Тянь-Шаня: 1 — Кураминской (¹¹); 2 — Зеравшано-Туркестанской; 3 — Зеравшано-Гиссарской; 4 — гиперстеновые латиты той же зоны и 5 — Южно-Гиссарской, по И. В. Мухину; 6—8 — чарнокитоиды: 6 — Южного Памира, по В. И. и К. Т. Будановым; 7 — Антарктиды (¹²); 8 — Украинского щита (¹³); 9 — интрузивные разности Балтийского щита (⁷); 10 — средний состав кислых чарнокитов (¹³); 11 — гранулит-базитовый слой (¹⁴).

Таблица 2

Средневзвешенные содержания редких элементов в гиперстеновых гранитоидах (г/т)

№№ п.п. *	Li	Rb	Cs	Ti	Be	U	Th	B	F	Au**	Hg**	Sn	Pb	Zn	Mo	Cu	Co	Ni	V
1	28	135	10	1,0	1,5	4,6	18	76	650	30	125	7	14	80	1,5	33	22	83	140
2	29	109	7	0,8	2,2	3,6	10	27	700	17	58	6	13	84	3,2	75	—	—	114
3	20	110	5	0,8	2,5	3,6	12	12	450	—	39	14	22	70	—	60	—	—	40
4	30	145	5	1,0	—	4,8	17	10	—	—	—	3	30	—	2	10	2	4	40
5	10	31	1,3	0,2	—	0,7	2,2	—	—	—	—	0,8	6,7	—	1,1	54	24	13	175
6	12	50	1,5	—	—	0,7	2,7	—	—	4,2	—	—	—	—	—	40	30	40	180
7	14	62	—	—	—	0,7	2,5	11	—	7,8	—	—	16	—	—	22	10	13	65

* №№ 1—3 — гиперстеновые гранитоиды зон Тянь-Шаня: 1 — Зеравшано-Туркестанской, 2 — Зеравшано-Гиссарской, 3 — Южно-Гиссарской; 4,5 — средние гранит (⁴) и андезит (⁵) по С. Тейлору; 6 — гранит-базитовый слой (¹⁴); 7 — чарнокиты (^{14,15}).

** мг/г

Описываемые породы по химизму подобны чарнокитоидам ряда провинций, несколько отличаясь от них пониженной железистостью, а в отдельных массивах — меньшими количествами титана и натрия (табл. 1).

По количеству литофильных редких элементов (Li, Rb, Cs, U и др.) изученные породы сопоставимы со средним гранитом по (¹⁵). Это находится в соответствии с высокой К-щелочностью пород и подобно поведению «некогерентных» элементов в некоторых щелочных базальтоидах. В то же время они содержат высокие концентрации сидерофильных и некоторых халькофильных элементов, что сближает их с андезитами и породами гранулит-базитового слоя (табл. 2).

Рассмотренные породы, как и чарнокитоиды, формировались при высокой T , пониженном P_{H_2O} и увеличенном μ_{K_2O} . Однако в отличие от чарнокит-эндербитовых серий, изофациальных с метаморфитами гранулитовой фации, они кристаллизовались среди пород зеленосланцевой фации, в малоглубинных условиях, что установлено на основании изучения контакто-метаморфических ореолов, связи интрузивных пород с вулканитами, невысокой упорядоченности полевых щитов, гиперстенов и т. д.

Что касается области зарождения расплавов, то она, вероятно, располагалась в нижних частях земной коры, в пределах гранулит-базитового слоя, среднему составу которого в общем отвечают изученные образования (см. табл. 1). Повышенные концентрации в них К и связанных с ним элементов могли привноситься подкоровыми интрателлурическими потоками, являвшимися одновременно теплоносителями и инициаторами плавления. По-видимому, уровень зарождения и состав субстрата магмообразования был одинаков для пород чарнокит-эндербитовых и габбро-норитмоцодиоритовых формаций. Но в первом случае метасоматическое или палингенное гранитообразование не выходило за пределы пород гранулитовой фации, а во втором — происходила миграция магм до уровня амфиболитовой фации или в самые верхние структурные этажи, вплоть до излияния на поверхность (граммаиты и гиперстеновые латиты).

Институт геологии
Академии наук ТаджССР
Душанбе

Поступило
30 IX 1975

ЛИТЕРАТУРА

- ¹ Г. М. Другова, В. А. Глебовицкий и др., Гранулитовая фация метаморфизма, Л., 1972. ² Н. Л. Добрецов, В. С. Соболев, В. В. Хлестов, Фации регионального метаморфизма умеренных давлений, М., 1972. ³ Э. Б. Наливкина, Чарнокиты юго-западной части Украинского массива и их генезис, М., 1964. ⁴ В. М. Шемякин, К. А. Шуркин, Сб.: Пробл. докембр. магм., Л., 1974. ⁵ М. Г. Равич, Е. Н. Каменев, Кристаллический фундамент Антарктической платформы, Л., 1972. ⁶ А. А. Моракушев, Сб.: Пробл. геол. на XXII сессии МГК, М., 1966. ⁷ В. М. Шемякин, К. А. Шуркин, Сб.: Пробл. докембр. магм., Л., 1974. ⁸ И. А. Тарарин, Минеральные фации гранитоидов малой и средней глубинности Дальнего Востока, М., 1974. ⁹ Н. Ebert, Geol. Jahrb., B. 17, H. 9, 1031 (1968). ¹⁰ К. А. Шуркин, Ф. П. Митрофанов, Сб.: Пробл. докембр. магм., Л., 1974. ¹¹ Е. М. Головин, Уч. зап. Ташк. гос. ун-та, в. 2 (1960). ¹² Н. В. Соболев, Парагенетические типы гранатов, М., 1964. ¹³ В. В. Закруткин, Геол. и геофиз., № 8, 95 (1970). ¹⁴ Б. Г. Луц, Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли, М., 1975. ¹⁵ В. А. Галибин, И С. Седова, ДАН, т. 217, № 5, 1181 (1974).