

КАНЗЫБИНСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ МАССИВ (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)

Г. В. ШУБИН

(Представлено профессором А. М. Кузьминым)

Канзыбинский интрузивный массив вскрывается эрозией в пределах рек Канзыбы, Джеби, Маргоз и входит в состав юго-западного склона Восточного Саяна. Сам Канзыбинский массив составляет часть большого Ольховско-Чибижекского интрузива.

В геологическом строении района, в пределах которого расположен изучавшийся интрузивный массив, принимают участие породы нижнего и среднего кембрия, представленные метаморфизованными известняками, амфиболо-кварцево-полевошпатовыми сланцами, кварцевыми песчаниками, алевролитами, кварцевыми кератофирами и их туфами. Все эти породы прорваны и частично ассимилированы гранитоидной интрузией, краевые части которой приобрели гибридный облик.

Район привлекает к себе внимание исследователей в связи с нахождением железных руд.

В составе Канзыбинского массива относительно четко обособляются поля, сложенные существенно: а) гранитами — в центральной и северо-восточной части массива; б) гранодиоритами, кварцевыми диоритами, диоритами и габбро-диоритами, представляющими краевую фацию массива; в) аплитовидными гранитами и аплитами в виде пятен, полей в центральной части массива и многочисленных даек в породах краевой фации.

Граниты слагают значительную часть Канзыбинского массива и представлены среднезернистыми и мелкозернистыми породами, чаще — равномернозернистой, реже — порфировой структурой. При микроскопическом изучении гранитов в них обнаружены следующие минералы: а) главные — плагиоклаз, кварц, ортоклаз; б) второстепенные — биотит, роговая обманка, магнетит; в) вторичные — серицит. Структура породы типично гранитовая. Признаки катаклаза проявляются лишь в слабом волнистом погасании кварца. Количественный минералогический состав гранитов следующий: кварц — 47,4%, ортоклаз — 30,9%, плагиоклаз — 19,0%, темноцветные — 2,7%.

Плагиоклаз присутствует в виде олигоклаза (№ 16—24). Кристаллы его идиоморфны и имеют таблитчатую или коротко-призматическую форму с характерной тонкой двойниковой штриховкой. Кварц часто образует крупные, иногда порфировидно выделяющиеся зерна с слабым волнистым погасанием и наличием определенно ориентированных включений. Ортоклаз в количественном отношении уступает только кварцу.

В основной своей массе зерна ортоклаза свежие и резко ксеноморфны по отношению к плагиоклазу и кварцу. Пертитовые образования в зернах ортоклаза проявляются в виде червеобразных жилок, часто приурочиваясь к трещинкам спайности. Как правило, в пертитизированных зернах ортоклаза проявляется слабо выраженная микроклиноватая решетка. Биотит представлен идиоморфными пластинками, размером до 2 мм. Окружающие его зерна кварца ясно ксеноморфны к нему и в редких случаях наблюдается разъедание кварцем пластинок биотита. Роговая обманка встречается очень редко и в целом для гранитов не характерна.

Химический состав гранитов (табл. 1) показывает, что они не отличаются от среднего типа гранитов Дэли.

В ряде случаев в гранитах можно встретить небольшие, от 5 до 8 см в поперечнике, мелкозернистые темно-серые, почти черные шлиры, состоящие из плагиоклаза № 35, скудного кварца, зеленой роговой обманки и обильного магнетита. Граница шлировых образований очень резкая, что подчеркивается панидиоморфнозернистой структурой шлировых образований.

Изучение эндоконтактовых разновидностей гранита показывает, что помимо развития гранодиоритовых и диоритовых разностей наблюдается сильное обогащение приконтактовых зон щелочами, приводящие к образованию своеобразных лейкократовых пород. Аналогичная картина была описана, например, В. В. Ляховичем для Северного Кавказа и А. И. Александровым для Талецкого интрузивного массива.

Гранодиориты, кварцевые диориты, диориты и габбро-диориты представляют собой краевую фацию гранитов, образовавшуюся в результате ассимиляции вмещающих пород, представленных известняками, сланцами, песчаниками, кварцевыми кератофирами и их туфами.

Породы краевой фации гранитов характеризуются мелкозернистой структурой с небольшим отклонением в сторону порфировидности. По широкому развитию в породах роговой обманки они могут быть отнесены к роговообманковым разностям; реже встречаются биотит-роговообманковые разности.

Минералогический состав описываемых пород характеризуется следующими минералами: а) главные — плагиоклазом, роговой обманкой, биотитом, кварцем; б) второстепенные — ортоклазом, пироксеном, апатитом, сфеном, титано-магнетитом; в) акцессорные — цирконом, гранатом; г) вторичные — серицитом, эпидотом, хлоритом, лейкоксеном.

Количественный минералогический состав пород краевой фации следующий: а) гранодиорит: плагиоклаз — 42%, ортоклаз — 21,7%, кварц — 21,9%, роговая обманка — 12,5%, магнетит — 1,9%; б) диорит: плагиоклаз — 58,2%, ортоклаз — 9,1%, кварц — 8,2%, роговая обманка и магнетит — 24,5%; в) габбро-диорит: плагиоклаз — 62,2%, ортоклаз — 1,4%, кварц — 2,9%, пироксен — 4,2%, роговая обманка — 24,3%, магнетит — 5%.

Структура пород краевой фации в основном гипидиоморфнозернистая, реже криптовая. Признаки катаклаза проявляются в образовании нементной структуры.

Плагиоклаз образует всегда зерна призматического облика с отчетливым идиоморфизмом и присутствует в виде андезин-лабрадора (№ 30—54). Несмотря на пестроту типов гибридных пород, для них не характерны зональные плагиоклазы. Отдельные зерна плагиоклаза подвергаются слабым процессам микроклинизации. Роговая обманка в породах распределяется довольно неравномерно. Количественное увеличение ее наблюдается в сторону пород диоритовых и габбро-диоритовых разностей. Представлена она преимущественно ксеноморфными зернами по отношению к плагиоклазу и реже идиоморфными по отношению

к кварцу. Показатель преломления роговых обманок по $N_g=1,653-1,668$, $N_m=1,648$, $N_p=1,635-1,652$, $cN=16-25$, $2V=---$ $63-74$. Плеохроизм по N_g — светло-зеленый до темно-зеленого, по N_m — зеленовато-желтый до зеленого, по N_p — светло-желтый до светло-зеленого. Содержание по Трёгеру: $Mg=78,5-83,5\%$; $(Fe'', Mn, Ti)=16,5-21,5\%$. Биотит присутствует в незначительном количестве и представлен чешуйками неправильной формы и частично изогнутыми листочками. Плеохроизм по N_p — коричневатого-желтый, по N_g — темный, буровато-красный. В разрезах перпендикулярных N_p окрашен в темно-бурый и темно-бурый-красный цвет. Кварц представлен обыкновенно двумя генетическими типами: первичным (магматическим) и вторичным (гидротермальным). Магматический кварц образует сравнительно крупные зерна, реже ксеноморфные по отношению к плагиоклазу и роговой обманке. Гидротермальный кварц, как правило, образует небольшие жилки, состоящие из агрегата мелких зерен. Жилки кварца пересекают все породообразующие минералы вплоть до первичного кварца. Ортоклаз в породах краевой фации распространен очень незначительно; и только в грано-диоритах количество его повышается до 20%. Количественное увеличение ортоклаза большей частью вызвано процессами фельдшпатизации. Пироксен наиболее широко представлен в породах габбро-диоритового состава: в других разностях он редок и почти полностью замещен роговой обманкой. Минерал бесцветен или слабо зеленоватый. Угол погасания $36-39^\circ$, $2V=57-60$, $N_g-N_p=0,027-0,030$. Для пироксена характерна тенденция к ксеноморфизму. Апатит всегда образует призматические кристаллики с пирамидальными окончаниями. Количество апатита в рассматриваемых породах несомненно повышенное. Н. В. Безбородько [3], в частности, для украинских пород оттеняет значительное количество апатита как раз для гибридизированных амфиболовых гранитов Екатеринослава (ныне Днепропетровск). Сфен в огромном большинстве случаев ксеноморфен. Так же, как и для апатита наблюдается увеличение количества сфена по направлению к контакту. Титано-магнетит в большинстве случаев является, очевидно, минералом такого же происхождения, как большая часть апатита и сфена. Наблюдается тесная ассоциация титано-магнетита с сфеном и лейкоксеном. Акцессорные минералы (циркон и гранат) присутствуют в незначительных количествах. Вторичные минералы — это прежде всего серицитовидные чешуйчатые минералы, к которым присоединяются рельефные зернышки минералов цоизит-эпидотовой группы, представляющих продукты разложения полевого шпата. В некоторых случаях имеем довольно типичную картину сосюритизации. Хлорит встречается так же часто, как и эпидот. Наблюдается хлоритизация биотита, замещение пироксена и роговой обманки.

Чрезвычайное сходство всех пород как по минералогическому составу, так и по структурным особенностям позволяет сделать вывод о их генетическом родстве. Химические анализы пород краевой фации приведены в табл. 1.

Формулы пород, выведенные по методу Т. Барта и использованные нами в дальнейшем для построения графика изменения химического состава гранитоидов, следующие:

1. Формула гранита: $K_{40} Na_{66} Ca_{22} Mg_{12} Mn_0 Fe_6^{+2} Fe_6^{+3} Al_{139} Ti_2 Si_{633} P_0 O_{1589} OH_{11}$.
2. Формула гранодиорита: $K_{33} Na_{55} Ca_{33} Mg_{37} Mn_0 Fe_{25}^{+2} Fe_{23}^{+3} Al_{154} Ti_6 Si_{580} P_2 O_{1592} OH_8$.
3. Формула диорита: $K_{13} Na_{84} Ca_{35} Mg_{21} Mn_0 Fe_7^{+2} Fe_{15}^{+3} Al_{139} Ti_6 Si_{614} P_1 O_{1586} OH_{14}$.

4. Формула габбро-диорита: $K_5 Na_{60} Ca_{94} Mg_{60} Mn_1 Fe_{45}^{+2} Fe_{43}^{+3} Al_{184} Ti_{11} Si_{490} P_4 O_{1583} OH_{17}$.

Таблица 1

Окислы	Гранит (1)		Гранодиорит (2)		Диорит (3)		Габбро-диорит (4)	
	Вес, %	Атомн. кол.	Вес, %	Атомн. кол.	Вес, %	Атомн. кол.	Вес, %	Атомн. кол.
SiO ₂	71,56	1191	62,76	1045	68,92	1147	51,22	853
TiO ₂	0,35	4	0,84	11	0,96	12	1,50	19
Al ₂ O ₃	13,40	262	14,15	277	13,16	257	16,32	320
Fe ₂ O ₃	1,26	15	3,38	42	2,18	28	5,93	75
FeO	0,93	12	3,24	45	1,00	14	5,57	78
MnO	0,028	—	0,066	—	0,039	—	0,10	1
MgO	0,94	23	2,64	66	1,57	39	4,22	105
CaO	2,32	41	5,41	96	3,72	66	9,28	165
Na ₂ O	3,85	124	2,95	95	4,88	157	3,26	105
K ₂ O	3,60	76	2,80	60	1,10	24	0,48	9
H ₂ O	0,19	21	0,14	16	0,24	27	0,23	29
P ₂ O ₅	0,067	—	0,23	3	0,19	2	0,54	8
п. п. п.	0,89	—	0,99	—	1,20	—	0,82	—
сумма	99,38	1769	99,59	1756	99,16	1773	99,47	1767

Пересчет по А. Н. Заварицкому

№ № пн	S	a	c	b	Q	a/c	c'	m'	f'	n	φ	t
1	80,1	13,1	2,8	4	30,6	4,8	16,6	38,4	4,5	62	25	0,33
2	72,3	10,6	4,2	12,9	19,2	2,5	18,7	35,0	46,3	61,2	26,9	1,0
3	78	12,2	2,5	17,3	19,1	4,9	25,6	35,8	38,6	86,8	25,7	1,0
4	61,5	8,1	7,3	23,1	- 0,5	11,1	20,8	32,1	47,1	92,2	23,0	2,2

Породы краевой фации Канзыбинского массива обладают рядом особенностей, которые позволяют нам считать их образование в результате ассимиляции магмой боковых пород. В пользу подобного заключения говорит следующее.

1. Наличие неравномерной зернистости в породах краевой фации выражается в том, что не только в обнажениях в целом, но даже в пределах одного образца можно наблюдать переходы мелкозернистых участков пород в крупнозернистые, часто без следов постепенного перехода. Также можно отметить и неравномерность распределения темноцветных компонентов. Примечательно наличие скоплений темноцветных минералов, которые напоминают собой шлировые образования.

2. Появление сфена и других титансодержащих минералов в приконтактовой зоне гибридной фации интрузива свидетельствует о привносе титана; подобный пример и доказательства найдем у Т. М. Бродерика [7].

3) Фактор формирования интрузии при динамическом напряжении, как указывает Х. М. Абдуллаев [1], по-видимому, имеет общее значе-

ние: неспокойная тектоническая обстановка подготавливала осадочные породы к более легкому проникновению в них магматического расплава и тем самым благоприятствовала процессам ассимиляции.

4. Повышенное содержание кремнезема в породах краевой фации в сравнении с средними показателями пород по Дэли лишней раз указывает на их гибридное происхождение. Увеличение окиси кальция в этих породах приводит к повышению основности плагиоклаза (от № 16 до № 54).

5. Повышение содержания CaO , MgO в магме сказалось и на темноцветных компонентах, количество которых в основных краевых фациях резко увеличивается, что придает им меланократовый характер. Наряду с увеличением CaO и MgO увеличивается FeO , Fe_2O_3 , TiO_2 , Al_2O_3 при уменьшении SiO_2 и в особенности K_2O , что хорошо видно из графика (рис. 1).

Интрузивные породы вдали от контакта содержат роговую обманку, биотит. По мере приближения к контакту количество роговой обманки увеличивается, а количество биотита уменьшается. Явления подобного рода описаны, например, Ш. А. Азизбековым [2] для северо-восточной части Малого Кавказа.

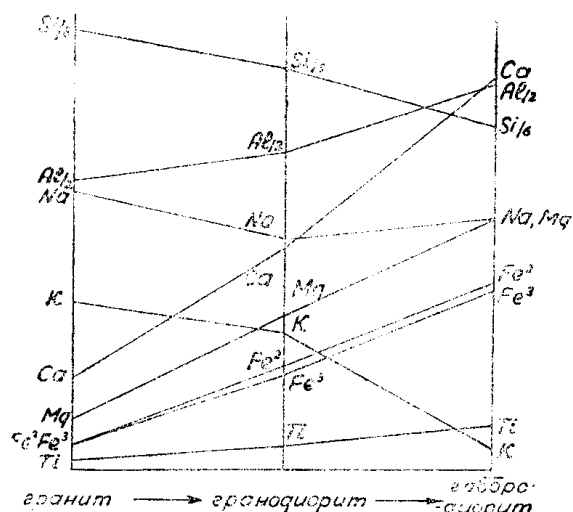


Рис. 1. Вариационная диаграмма изменения химического состава гранитоидов от центра интрузива к контакту с вмещающими породами.

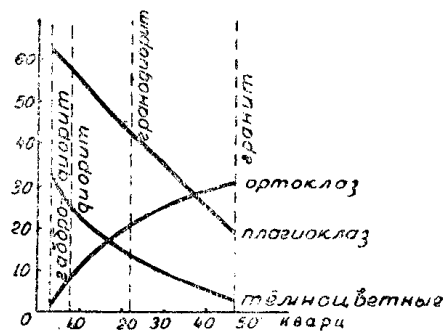


Рис. 2. Сводная диаграмма подсчета количества в проц. главных минералов Канзыбинского массива.

Количественно-минералогические изменения, связанные с процессом ассимиляции, отражены нами на графике (рис. 2). Здесь можно видеть определенную зависимость — с уменьшением количества кварца в сторону краевой фации массива в породах резко увеличивается содержание плагиоклаза, темноцветных и резко падает содержание ортоклаза.

6. Резко отличающиеся физико-химические характеристики пород, участвующих в процессе ассимиляции (интрузия, известняки, сланцы, песчаники, кварцевые кератофиры). Подобная обстановка сказалась на зависимости типа краевых фаций от характера ассимиляции и состава ассимилируемых пород. Породы гранодиоритового, диоритового и габбро-диоритового состава в основной своей массе развиты там, где в контакте с ними находятся карбонатсодержащие породы. Песчано-сланцевая толща в процессе ассимиляции большой роли не играла, интрузивные породы в контакте с ней приобретают обычно только мелкозернистую структуру и лейкократовый облик (район высоты 828 и г. Лысой). Однако в ряде случаев видно, как гибридные породы (кварцевые диориты) появляются и на контакте с песчано-сланцевой толщей. Эти факты мо-

гут указывать на то, что в образовании гибридных пород частично участвовали и глубинные растворы, обогащавшие приконтактовые участки темноцветными минералами.

Выше отмеченные обстоятельства заставляют нас придти к мнению, что в процессе ассимиляции в приконтактовую зону происходил привнос железа, титана, алюминия, магния и, возможно, частично кальция, кремнезема и натрия. Таким образом, возникновение пород краевой фации интрузива регулировалось явлениями ассимиляции не только на месте непосредственного соприкосновения магмы и боковых пород, но и дополнительным привносом из магмы ряда элементов.

Проведенные наблюдения позволяют сделать вывод, что первоначальная магма обладала равномерным гранитовым составом с некоторыми отклонениями в ту или другую сторону, обусловленными развитием очага во времени. Лишь в связи с ассимиляцией на путях следования и на месте останова магмы интрузия приобрела более сложный характер.

Подводя итог, можно сказать, что Канзыбинский массив имеет отчетливо зональное сложение, при этом обращает на себя внимание, что граниты в современном эрозионном срезе составляют более 50% всей площади интрузива.

При становлении гранитоидной интрузии вмещающие породы подвергались глубоким контактово-метасоматическим изменениям с образованием вокруг интрузивного тела контактового ореола шириной в 300—400 м. Глубоким изменениям подвергались и сами интрузивные образования. Преобразования апикальной части интрузива и вмещающих его пород имели в основном метасоматический характер и выразились в ороговикании, окварцевании, биотитизации, амфиболизации, мусковитизации, скарнировании и образовании магнетитовых руд. Подробное описание всех контактово-метасоматических образований, связанных с Канзыбинским массивом, дано автором в ранее опубликованной статье [6].

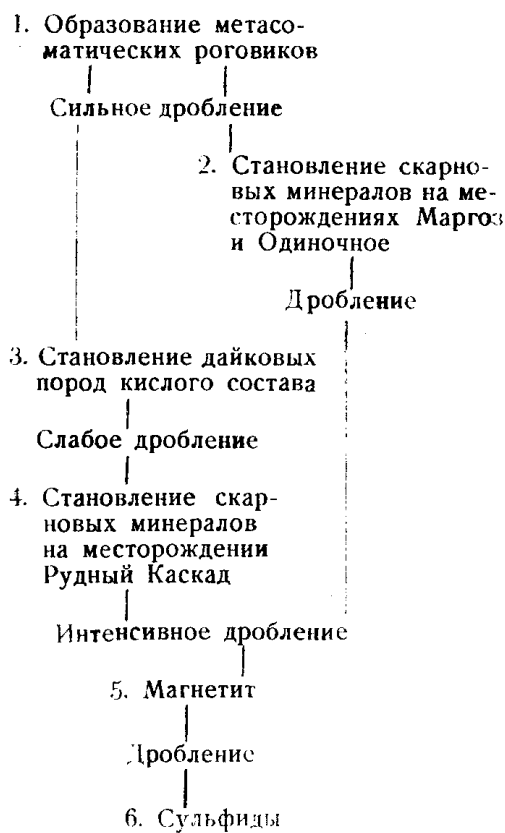
Среди дайковых пород района Канзыбинского массива можно выделить две группы: а) дайковые породы кислого состава (аплиты, аплит-порфиры, микро-гранофиры, аплитовидные граниты); б) дайковые породы основного состава (диабазы), краткое описание последних можно найти в опубликованной автором статье [5].

Несмотря на довольно большое разнообразие дайковых пород кислого состава, все они тесно связаны взаимными переходами, обладают плотной, реже тонкозернистой, мелкозернистой или трахитоидной основной массой, сложенной исключительно или почти исключительно из светлоокрашенных минералов. Повышенное содержание темноцветных минералов наблюдается у аплитовидных гранитов и у разновидностей с порфировой структурой. Среди вкрапленников преобладает белый, серовато-белый, полностью забитый пелитом, ортоклаз в количестве 50—55%, размеры которого колеблются от долей миллиметра до одного сантиметра. Реже в виде вкрапленников встречается плагиоклаз (№ 10—20) и роговая обманка. Кроме отмеченных минералов, присутствует кварц (в количестве 30—35%), мусковит, биотит, кальцит, магнетит, пирит, апатит и сфен.

По своему составу, пространственному положению и общности аксессуаров (апатит, сфен, магнетит) дайковые породы кислого состава вполне отвечают глубинным породам, представляя собой продукт остаточной кристаллизации гранитоидной магмы, и только их структуры обусловлены особенностями кристаллизации в условиях средних глубин.

Довольно интересным и важным в смысле понимания всего хода развития метасоматических процессов, связанных с Канзыбинским ин-

трузивом, является вопрос взаимоотношения скарново-рудных образований с дайковыми породами кислого состава, что отражено нами на схеме.



В подтверждение приведенной схемы говорят следующие факты.

На месторождении Маргоз в глубоком шурфе № 4 отчетливо можно было видеть, как серия аплитовых жил сечет гранато-пироксеновые и гранатовые скарны, образуя резкие контакты с последними. При этом скарны, как правило, подвергаются не очень сильному дроблению.

На месторождении Рудный Каскад мы видим более сложную картину взаимоотношения метасоматических образований с дайковыми породами. Так, более ранние метасоматические роговики, как правило, секутся дайками; поздние метасоматические образования, собственно скарны, развиваются по зонам дробления и трещиноватости как в метасоматических роговиках, так и в дайковых породах. Следовательно, нужно допустить существование скарнов двух возрастов: более ранние скарны, образовавшиеся до дайковых пород кислого состава, и более поздние — после вторжения дайковых пород. Отметим, что эти два разновозрастных скарна характеризуются соответственно и различным составом. Если для первого скарна характерны салит, диопсид, диопсид-салит и гранат ряда гроссуляр-андрадит, то для второго скарна характерен ферросалит и гранат типа шорломита. Естественно, подобное различие не случайно и отображает определенные изменения, происходившие в общей цепи единого процесса.

Что же касается фазы оруденения, то ей предшествовало дробление как скарнов, так и дайковых пород, что очень хорошо видно на Рудном Каскаде по скв. 16.

Таким образом, трещины, по которым проникала жильная магма, служили в некоторых случаях путями и для поступления скарнорудных и особенно рудных растворов из того же очага. С этой точки зрения

несомненна генетическая связь даек с рудными месторождениями, имеющими с ними общий источник.

Существование внутриминерализационных даек, как это показано рядом исследователей, в том числе и в настоящей статье, является реальным фактором, и с ним приходится считаться при изучении истории развития тектоники и магматизма некоторых железорудных месторождений.

В заключение отметим, что петрографический состав Канзыбинского интрузивного тела, характер его залегания, далеко идущие явления ассимиляции с образованием характерных краевых зон, наличие контактового метаморфизма и жильных пород, как правило, размещающихся внутри интрузивного тела, характеризуют нашу интрузию, как формировавшуюся в мезоабиссальной батолито-лакколитовой фации [4].

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдуллаев Х. М. Генетическая связь оруденения с гранитоидными интрузиями. Госгеолиздат, 1945.
2. Азизбеков Ш. А. Геология и петрография СВ части Малого Кавказа, 1947.
3. Безбородько Н. В. Контактные взаимоотношения гранитов и гнейсов. Тубны, 1918.
4. Кузнецов Ю. А. Фации магматических пород. Вопросы геологии Азии, т. 2. Изд. АН СССР, 1954.
5. Шубин Г. В. Диабазы среднего течения реки Канзыбы. Докл. 7-й научной конференции Том. гос. ун-та, в. 4, 1957.
6. Шубин Г. В. Контактного-метасоматические образования в районе железорудных месторождений Краснокаменской группы. Изв. Том. политехн. ин-та, т. 90, 1958.
7. Broderick T. M. The relation of the Titaniferous of Northern Minnesota to the Duluth Gabbro. Econ. Geol., 12, 1917.