

ПЕТРОЛОГИЯ ЛЮБАВИНСКИХ ГРАНИТОИДНЫХ ШТОКОВ (Центральное Забайкалье)

Г. В. ШУБИН, В. М. ВОЛКОВ

(Представлена профессором А. М. Кузьминым)

Изложение материалов в данной работе вызвано тем обстоятельством, что гранитоидные штоки Любавинского рудного поля в их генетическом отношении одними исследователями (Билибин, 1961; Лешкевич, 1965 и др.) рассматриваются как элемент самостоятельного добатолитового (до интрузий кыринского комплекса) хангарукского интрузивного комплекса, с которым они и связывают проявление золоторудной минерализации. Другие исследователи (Валицкая, 1933; Кожевина, 1954; Бусыгина, 1957; Биндеман, 1966 и др.) считают, что гранитоидные штоки являются производными Кыринского интрузивного комплекса, образуя различные его фазы или акмолиты крупного Хамаро-Тыринского гранитоидного батолита. Наконец, имеются мнения о том, что гранитоидные штоки являются самостоятельной частью послепатолитового комплекса малых интрузий (Тулохонов, 1959 и др.).

Подобные разноречивые воззрения на генезис гранитоидных штоков связаны, как нам представляется, с неполнотой геохимических и петрологических исследований и их сопоставлений для рассматриваемых магматических образований и отсутствием маркирующего геологического объекта, относительно которого можно было бы говорить о времени возникновения интрузивных образований. Данные абсолютного возраста имеют очень сильную дисперсию (180—190—200—250 млн. лет) и не могут быть надежно применены для расчленения магматических пород.

Естественно, что для оценки вышеотмеченных взглядов необходимо прежде всего иметь более или менее четкое представление о петролого-геохимических особенностях гранитоидов Любавинского рудного поля. Эти особенности, которым и посвящена данная работа, могут быть в дальнейшем положены в основу рассматриваемых вопросов с учетом имеющихся геологических данных о положении магматических образований данного региона.

Общие замечания о геологии гранитоидных штоков

Гранитоидные породы весьма широко распространены в пределах Любавинского рудного поля, входящего в состав Верхне-Ононского золоторудного района, расположенного на юге Даурской зоны Центрального Забайкалья.

Магматические образования гранитоидного состава представлены отдельными, небольшими по площади, штокообразными телами, расположенными цепочкой (Евграфовский, Любавинский и Больше-Федоров-

ский штоки), которые на современном эрозионном срезе имеют вытянутую в широтном направлении форму и неправильные очертания (рис. 1). Пространственно магматические образования приурочиваются к субширотной зоне повышенной трещиноватости (Радкевич, 1956; Томсон, 1964), пересекающей пермские песчано-сланцевые породы, слагающие северное крыло крупной складчатой структуры субширотного простирания. По отношению к последней штоки в целом дискордантны и только местами подчиняются простиранию вмещающих пород, имея тенденцию к послойному залеганию, особенно это относится к их небольшим апофизам.

По характеру взаимодействия магматических образований с вмещающими породами отмечаются отчетливые сложной конфигурации интрузивные контакты с общим крутым южным падением. Величина

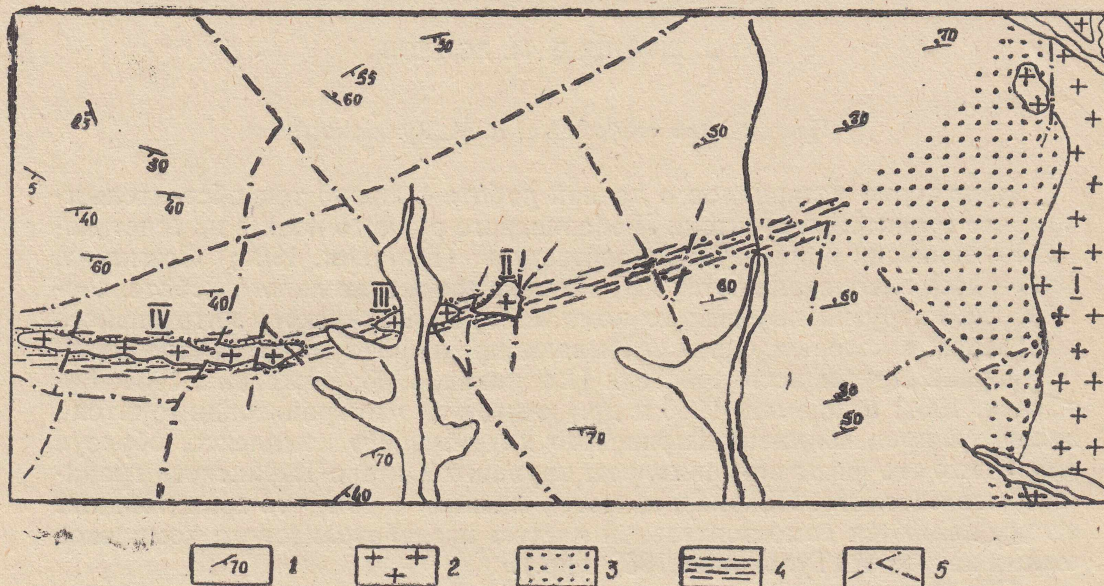


Рис. 1. Схема расположения гранитоидных тел.

1 — элементы залегания песчано-сланцевой толщи; 2 — гранитоиды; 3 — ореол контакто-измененных пород; 4 — Любавинская рудная зона; 5 — дизъюнктивные нарушения. I — Хамаро-Тыринский массив; II — Евграфовский шток; III — Любавинский шток; IV — Больше-Федоровский шток.

ореола контактового метаморфизма, связанного со становлением описываемых штоков, измеряется первыми десятками сантиметров; при этом мощность зоны метаморфизма зависит от размеров штоков и состава вмещающих пород. Наиболее заметно метаморфизм проявляется в песчаниках и сланцах с прослоями алевролитов. Отмечается увеличение новообразований кварца и биотита с исчезновением пелитового вещества, появление незначительных количеств андалузита, кордиерита и ставролита. Вновь образованные минералы с их пространственным распространением нередко приводят к возникновению «пятнистых» или «узловатых сланцев», которые в непосредственной близости с гранитными телами переходят в плотные неслоистые кварцево-биотитовые роговики. В некоторых случаях в зоне контактового метаморфизма отмечаются инъекции кварцево-полевошпатового материала, ориентированные чаще всего в направлении первичной слоистости вмещающих пород. Довольно отчетливо подобные явления были встречены в апикальной части Евграфского штока.

Непосредственно со становлением гранитоидных пород связаны аплиты и кварцево-полевошпатовые жилы, залегающие главным обра-

зом в телах штоков и лишь изредка (кварцево-полевошпатовые жилы) в их экзоконтактах. Элементы залегания описываемых образований разнообразны, мощность и протяженность крайне незначительны. Внешне аплиты имеют обычный облик мелкозернистых пород нередко с гранофировой структурой. Наблюдаются случаи, когда кварцево-полевошпатовые жилы по простиранию постепенно переходят в образования, напоминающие мелкозернистые пегматиты. Полевые шпаты (анортоклаз) в жилах имеют хорошо выраженные кристаллы, образующие иногда карлсбадские двойники. Характерно, что основная масса этих кристаллов располагается в эндоконтактах жил, в отдельных случаях жила полностью состоит из полевого шпата с небольшим участием кварца. В кварцево-полевошпатовых образованиях можно встретить и мусковит, концентрирующийся в виде розеток в центральных частях жил. С развитием аплитов и кварцево-полевошпатовых жил связано и явление калишпатизации гранитоидов (рис. 2) и, как будет показано ниже, калиевый полевой шпат в гранитных штоках является одним из поздних по време-

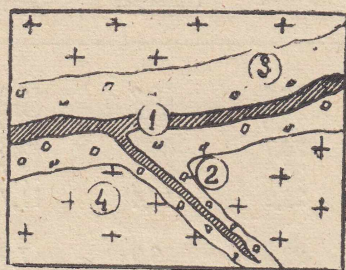


Рис. 2. Схема взаимодействия кварц-полевошпатовой жилы и гранодиоритов. (Евграфовский шток).

1 — кварц-полевошпатовая жила; 2 — лейсты калишпата; 3 — зона осветления гранодиоритов; 4 — гранодиориты.

ни выделения минералом и в своем развитии, очевидно, имеет тесную генетическую связь с явлениями, приведшими к формированию жильных образований гранитоидов.

Что касается металлогении рассматриваемых гранитоидных штоков Любавинского месторождения, то с ними не устанавливается связь каких-либо месторождений и рудопроявлений. Правда, некоторые исследователи склонны считать, что с гранитоидами типа описываемых штоков возможна связь вольфрамового оруденения. Представление о том, что со штоками возможна генетическая связь золотооруденения, исходит из ошибочного трактования о доаболитовом возрасте рассматриваемых магматических тел. Как показали исследования последних лет (Шубин, Мацюшевский, 1968) золотооруденение Любавинского типа генетически связано с самостоятельным средне-верхнеюрским дайковым комплексом или, как сейчас склонны рассматривать, с вулканоплутонической формацией Центрального Забайкалья. Этот вопрос требует самостоятельного исследования и в данной работе нами не рассматривается.

Петрографическая и петрохимическая характеристика штоков

По внешнему облику гранитоиды, слагающие штоки Любавинского рудного поля, представляют собой темно- и светло-серые, иногда с зеленоватым оттенком породы; обладающие средне- и неравномерно-зернистым, часто порфириновидным строением. Порфириновидность наиболее четко проявляется в экзоконтактах и апикальных участках магматических тел с постепенным переходом к породам неравномерно-зернистого строения, слагающих центральные и глубинные части штоков. В ряде случаев в краевых частях рассматриваемых магматических тел можно наблюдать ксенолиты пород песчано-сланцевой толщи, которые нередко сильно переработаны. Под микроскопом можно видеть в них реликтовую слоис-

тость и сланцеватость, вдоль которых строго ориентировано распределяются новообразованные минералы, особенно светлоокрашенный мелкочешуйчатый биотит и другие порообразующие минералы, характерные для гранитоидов.

Главными минералами гранитоидных пород являются: плагиоклаз, кварц, ортоклаз, биотит и роговая обманка. Акцессорные минералы: сфен, апатит, циркон, гранат, монацит, корунд, арсенопирит, пирит, халькопирит, сфалерит, ильменит. Вторичные: серицит, хлорит, мусковит, эпидот, лейкоксен, рутил, кальцит. Количественный минералогический состав приведен в таблице 1.

По структурным особенностям среди описываемых пород выделяют гранитоиды с гранитной структурой и порфиroidные разности с аллотриоморфиозернистой основной массой, на фоне которой выделяются

Таблица 1

Количественно-минералогический состав гранитоидов Любавинской рудной зоны

	№ п. п.	№№ проб	Плагиоклаз	Кварц	Ортоклаз	Биотит	Роговая обманка
Хамаро-Тыринский массив	1	В-14	53,3	18,6	13,2	12,0	2,9
	2	В-15	43,1	22,6	22,6	10,6	1,1
	3	В-16	41,7	24,7	20,8	12,3	0,5
	4	В-17	46,6	25,8	13,0	11,7	2,9
		Среднее	46,2	22,9	17,4	11,7	1,8
Евграфовский штук	5	М-2	59,3	22,1	9,9	7,9	0,8
	6	В-24	55,6	20,8	14,0	7,2	2,4
	7	160	53,9	21,4	18,1	4,4	2,2
	8	М-18	54,2	17,1	11,2	13,6	3,9
	9	161	47,9	23,0	19,3	9,0	1,8
	10	М-13	58,8	17,5	9,8	13,4	0,5
	11	В-20	48,2	20,6	17,2	4,7	9,3
	Среднее	53,9	20,3	14,2	8,6	3,0	
Любавинский штук	12	М-15	50,7	24,5	17,3	7,5	—
	13	М-16	50,5	10,3	30,3	8,1	0,8
	14	В-22	57,1	18,8	15,6	8,5	—
	15	В-23	60,1	18,9	8,2	10,7	2,1
	16	В-12	48,6	21,0	22,7	7,5	—
	17	М-21	56,2	19,0	15,5	9,3	—
	18	В-13	41,0	29,8	20,2	8,2	0,8
	Среднее	52,0	20,3	18,6	8,6	0,5	
Большее Фелоровский штук	19	В-8	52,4	23,0	24,4	0,2	—
	20	В-5	62,5	16,2	17,0	4,3	—
	21	М-32	60,0	22,5	16,8	1,7	—
	22	М-27	64,0	29,1	5,0	1,9	—
	23	138	56,9	25,3	15,5	2,3	—
	24	149	54,9	26,1	15,4	3,6	—
	Среднее	58,4	23,7	15,6	2,3	—	

крупные или мелкие (2—7 мм) зерна главных порообразующих минералов. В зависимости от количества порфиroidных выделений и основной массы наблюдаются переходы от порфиroidных гранитоидов через криптовую структуру до пород с гранитной структурой. Разнообразие структурных особенностей обусловлено различными условиями формирования пород на разных гипсометрических уровнях. В апикальных частях, эндоконтактах и апофизах описываемых штоков породы имеют ясную порфиroidную структуру; породы центральных и глубинных частей штоков обладают структурой, близкой к гранитной. В непосредственном контакте с вмещающими породами гранитоиды отчетливо изменяют

свою структуру до гранобластовой зубчатой. Происходит почти полное исчезновение темноцветов, плагиоклазы теряют зональность, порфиновые выделения и зерна основной массы приобретают извилистые зубчатые очертания, волнистое погасание и местами блоковое строение.

Ниже дается описание основных породообразующих минералов в порядке последовательности их кристаллизации.

Плагиоклаз, относящийся к олигоклазу (№ 18—25) и олигоклаз-андезину (№ 30—32), представлен правильными коротко- и длинно-призматическими кристаллами размером от 2 до 5, реже до 8 мм и всегда идиоморфными по отношению ко всем остальным породообразующим минералам. В эндоконтактных и апикальных частях штоков плагиоклаз имеет отчетливое зональное строение рекуррентного характера, что выражается в неоднократной периодической смене состава зон от ядра к периферии зерен по схеме: 1. №№ 28—28—22—25—31—24; 2. №№ 26—33—29; 3. №№ 28—33—27. Границы между зонами обычно резкие, иногда со слабыми следами растворения. Отдельные крупные зерна плагиоклаза имеют отчетливое блоковое строение: каждый блок представлен по существу самостоятельным зерном плагиоклаза со свойственной ему зональностью. Эти отдельные «плагиоклазы-блоки» отчетливо обрастают более поздним зональным плагиоклазом, и в итоге образуется «единое» крупное зерно, которое можно рассматривать как метакристалл (рис. 3—1).

Ряд зерен характеризуется полисинтетическим двойникованием, причем «двойниковые полосы» большей частью имеют неровные, клиновидные очертания, выклиниваясь в пределах зерна. Следует отметить одно очень интересное явление, когда в двух соприкасающихся, различно ориентированных зернах плагиоклаза отчетливо прослеживается двойниковое строение, являясь общим для этих двух зерен (рис. 3—2). Это наводит на мысль о деформационном характере образования подобного типа двойников.

Порфиновые выделения плагиоклаза довольно охотно, в основном с периферии зерен, подвергаются вторичным процессам изменения — серицитизации и сосюритизации. В случае зональных плагиоклазов можно наблюдать избирательное изменение отдельных зон. Измененные плагиоклазы, как правило, приобретают более низкие показатели преломления ($N_p=1,539—1,542$) и отвечают номерам 18—22, тогда как неизмененные плагиоклазы имеют показатель преломления по $N_p=1,543—1,546$, отвечая номерам 25—32.

Кварц характеризуется округлой или неправильной формой зерен размером 4—5 мм с извилистыми, корродированными краями. Обладает волнистым погасанием, блоковым строением и нередко трещиноват; трещины выполняются более поздними минералами основной массы, сопровождающиеся нередко биотитом и сфеном (рис. 3—3, 3—7). Крупные зерна кварца иногда содержат включения обломков зерен плагиоклаза и в отдельных случаях обрастают каемкой радиально-лучистого кварца основной массы с образованием микрококкардовой структуры.

Роговая обманка в описываемых породах образует редкие зерна как правильной формы, так и идиоморфные удлиненно-призматические кристаллы размером от 0,2 до 2 мм, часто замещаемые хлоритом, эпидотом и биотитом, местами до полных псевдоморфоз. Встречаются скелетные формы роговой обманки, образовавшиеся при разъедании ее калиевым полевым шпатом. Плеохроизм роговой обманки: по N_q — темно-зеленый, по N_p — светло-желтовато-зеленый, по N_m — желтовато-коричневый; $CNg=17—20^\circ$; $2V=75—80^\circ$; показатель преломления по $N_g=1,660—1,668$. По приведенным оптическим константам роговая обманка согласно В. Е. Трегеру (1968) является существенно магнетальной ($Mg=70—80\%$).

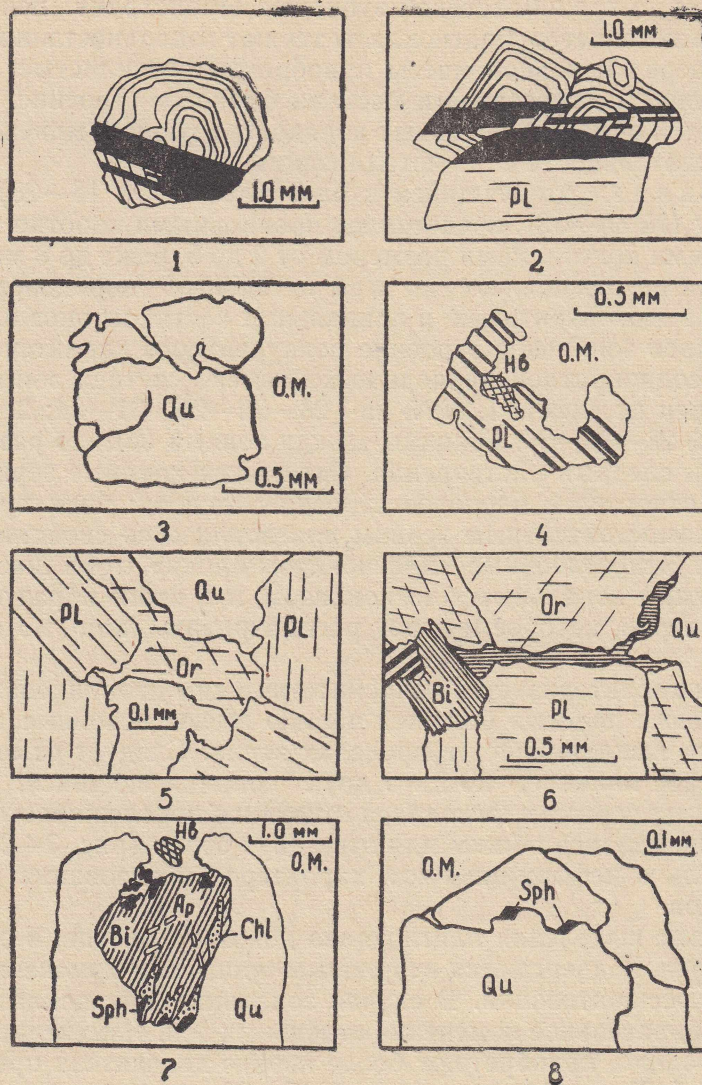


Рис. 3. Зарисовки взаимоотношений породообразующих минералов (пояснения в тексте).
 О. М. — Мелкозернистая основная масса

Основная масса состоит из кварца (25—30%), ортоклаза (35—40%), плагиоклаза (30—35%). Из вторичных минералов присутствуют серицит и реже мусковит, эпидот. Из акцессорных сравнительно много сфена, отмечается циркон, апатит и рудные минералы. Главными минералами основной массы, определяющими ее первоначальный состав, являются плагиоклаз (№ 25—30) и кварц, размеры которых колеблются от 0,01 до 0,2 мм. Что касается калиевого полевого шпата, биотита и акцессорных минералов, то они по времени образования являются более поздними, наложенными на минералы основной массы. В количественном отношении биотит вместе с более ранней, описанной выше роговой обманкой, составляют в основной массе 5—10%.

Минералы основной массы в процессе кристаллизации образуют агрегаты, которые отчетливо корродируют крупные порфиоровые выделения ранних зерен плагиоклаза и кварца, проникая в последние по трещинкам с образованием «заливчатых» и «бухтообразных» форм разъедания (рис. 3—4, 3—7).

Ортоклаз с показателем преломления по $N_p = 1,519$ в описываем-

мых породах проявляется в виде мелких неправильной формы зерен среди минералов основной массы, образуя в ряде случаев крупные выделения (0,6—5 мм), в которых наблюдаются включения ранних минералов (плагиоклаза и кварца). Эти крупные выделения ортоклаза в сущности представляют собой порфиробласты, возникшие в процессе замещения ранних породообразующих минералов. Во всех случаях ортоклаз отчетливо проникает в породу по межзерновым пространствам и трещинкам в ранних минералах (рис. 3—5). Все эти явления ясно указывают на его более позднее выделение. Наиболее четко эта картина выявляется при искусственном окрашивании ортоклаза в полированных образцах и шлифах.

Биотит кристаллизовался вслед за ортоклазом, и его развитие носило метасоматический характер. На это указывают факты проникновения биотита в виде ксеноморфных выделений в межзерновых пространствах и трещинках всех вышеописанных минералов (рис. 3—6). При этом биотит, в силу своей высокой кристаллизационной способности, нередко образует более или менее правильные пластинчатые выделения размером до 2 мм. По оптическим константам $N_g = 1,639$, $N_p = 1,584$ и $N_g - N_p = 0,055$ описываемый минерал, согласно В. Е. Трегеру, отвечает составу: 45% аннита и 55% флогопита. Наряду с этим отмечаются биотиты с более высоким содержанием аннита, достигающим 55%. Плеохроизм биотита по N_m — желто-зеленый, по N_g — буровато-коричневый. Описываемый минерал замещается мусковитом, эпидотом, наиболее энергично хлоритом, особенно в случае сильной деформации зерен биотита. При замещении мусковитом происходит выделение магнетита и образование сагинитовых решеток. В зернах биотита часто наблюдаются включения хорошо образованных кристалликов апатита, циркона с плеохронными двориками и скопления мелких неправильных зерен сфена, а также пойкилитовые вроски роговой обманки.

Результаты спектральных анализов биотита показали присутствие меди (0,001—0,003%), никеля (сл. — 0,001%), кобальта (сл. — 0,001%), титана — 0,01%, хрома (0,001—0,006%), ванадия (0,01—0,03%), марганца (0,03—0,06%) и бария (сл. — 0,03%).

Акцессорные минералы. Наиболее часто в породах наблюдаются сфен, апатит, циркон (табл. 2). Они проявляются в виде отдельных хорошо образованных кристаллов и их агрегатов. Пространственно перечисленные выше акцессорные минералы в основном проявляются в виде включений в биотите или в непосредственной близости от скоплений последнего. В некоторых случаях включения апатита можно наблюдать в зернах плагиоклаза и кварца. Нередко акцессорные минералы концентрируются в виде «цепочки» в межзерновом пространстве породообразующих минералов (рис. 3—8). Вышеизложенное приводит нас к выводу, что возникновение акцессорных минералов происходило на последних этапах кристаллизации расплава, в основном вслед за формированием ортоклаза и биотита или близко ко времени выделения последнего.

Спектральные анализы мономинеральных фракций показали наличие в сфене свинца (сл. — 0,001%), меди (сл.), мышьяка (0,006—0,06%), циркония (сл. — 0,3%), хрома (0—0,003%), марганца (0,01—0,1%) и германия (0—0,001%); в цирконе — следы свинца, меди и никеля, титана (0,001—0,03%), марганца (до 0,003%), ниобия (до 0,03%), гафния (до 0,1%).

Сопоставляя количественный минералогический состав пород по диаграммам (И. В. Гинзбург и др., 1962; В. Е. Гендлер, 1956), можно среди описываемых гранитоидов выделить лейкократовые нормальные граниты и гранодиориты. В некоторых случаях появляются породы состава плагиогранитов и тоналитов (рис. 4 и 5). Лейкократовые граниты характерны для Больше-Федоровского штока, расположенного в западной

Таблица 2

Содержание аксессуарных минералов в гранитоидах Любавинской рудной зоны г/т

№№ проб.	Любавинские штоки									Хамаро-Тыринский массив		
	160	В-24	В-20	В-13	В-23	В-12	В-9	В-8	В-5	В-14	В-15	В-16
Циркон	4,3	ед. зн	10,0	ед. зн	16,0	ед. зн	4,12	3,0	ед. зн	81,0	32,0	9,7
Апатит	0,95	—	ед. зн	»	ед. зн	»	—	ед. зн	»	44,5	80,0	31,5
Сфен	132,6	125,0	160,0	162,0	160,0	125,0	0,25	1,5	»	—	2,7	2,4
Арсенопирит	—	ед. зн	ед. зн	ед. зн	ед. зн	6,0	2,7	4,5	620,0	—	—	—
Пирит	—	1,25	ед. зн.	»	»	7,5	11,0	675,0	650,0	ед. зн	—	ед. зн
Халькопирит	—	1,25	»	28,5	»	—	8,2	0,6	265,0	1,6	2,7	»
Сфалерит	—	—	—	ед. зн	—	—	1,4	—	—	1,6	1,0	—
Золото	—	—	—	—	—	—	ед. зн	ед. зн	—	ед. зн	—	—
Монацит	—	—	—	—	—	—	»	—	—	—	—	—
Корунд	—	—	—	ед. зн	—	—	—	—	—	—	ед. зн	—
Ильменит	—	ед. зн	—	2,4	—	—	1,9	1,9	ед. зн	—	»	—
Лейкоксен	—	—	—	—	—	—	—	0,8	—	—	—	—
Гранат	78,0	12,5	—	ед. зн	—	—	—	3,8	ед. зн	ед. зн	ед. зн	ед. зн
Хромит	—	—	—	42,5	—	—	ед. зн	—	—	»	»	»

части рудного поля, а гранодиориты для Евграфского штока на восточном фланге месторождения (рис. 1).

Химический состав вышеотмеченных разновидностей гранитоидов отражен в таблице 3 и на диаграмме (рис. 6). В сравнении с гранитами по Р. Дэли лейкократовые граниты характеризуются прежде всего меньшим количеством феррических окислов (параметр «в» в среднем 3,9 против 5,4 в гранитах по Р. Дэли), повышенной щелочностью (отношение $a : c = 4,1 - 9,6$ при 5,4 в гранитах по Р. Дэли), а также большим количе-

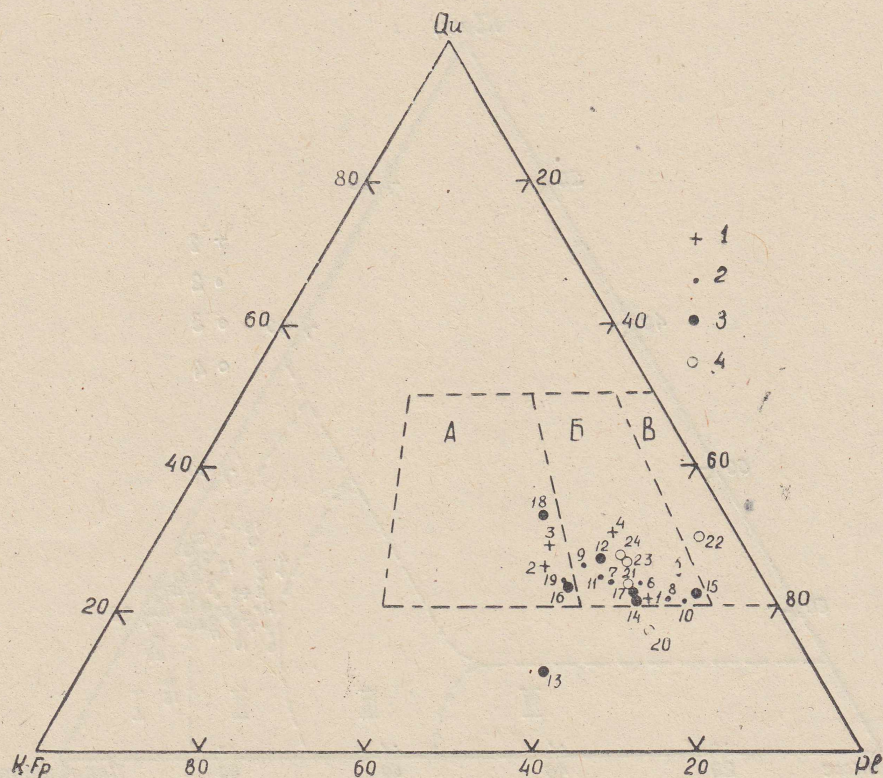


Рис. 4. Диаграмма количественно-минерального состава пород Любавинской рудной зоны по И. В. Гипсбург и др. (1962).

1 — Хамаро-Тыринский массив; 2 — Евграфовский шток; 3 — Любавинский шток; 4 — Больше-Федоровский шток. Поля на диаграмме: А — нормальных гранитов; Б — гранодиоритов; В — плагиигранитов и тоналитов. Номера точек соответствуют порядковым номерам в табл. 1.

ством свободного кремнезема ($Q = 32,9$ против 28,4). Гранодиоритовые разности близки к гранодиоритам по Р. Дэли, отличаясь несколько повышенной щелочностью ($a : c = 3,2$ против 2,8).

Различия между выделенными группами гранитоидов по элементам-примесям незначительные; некоторое повышение содержания в лейкократовых разностях свинца, галлия, стронция, мышьяка можно объяснить тем, что породы Больше-Федоровского штока подвергались заметной гидротермальной переработке (таблица 4).

Сопоставляя петрографические и петрохимические характеристики Любавинских гранитоидных штоков с данными по батолитовой интрузии района, представленной Хамаро-Тыринским массивом в восточной части рудного поля, мы приходим к выводу о тесной генетической связи этих двух интрузивных проявлений и что штоки следует рассматривать как апофизы или акмолиты глубоко залегающего на данном участке гранодиоритового Хамаро-Тыринского массива.

Не приводя здесь подробного петрографического описания пород данного массива, что можно найти в работе Тихомирова (1964), мы отметим, что характер проявления, последовательность кристаллизации и количественно-минералогический состав рассматриваемых магматических образований совершенно аналогичен. То же самое можно сказать о химическом составе и количественных соотношениях элементов-примесей (таблица 4). Из последней таблицы четко видно, что содержание элементов-примесей в рассматриваемых гранитоидах в общем отвечает средним

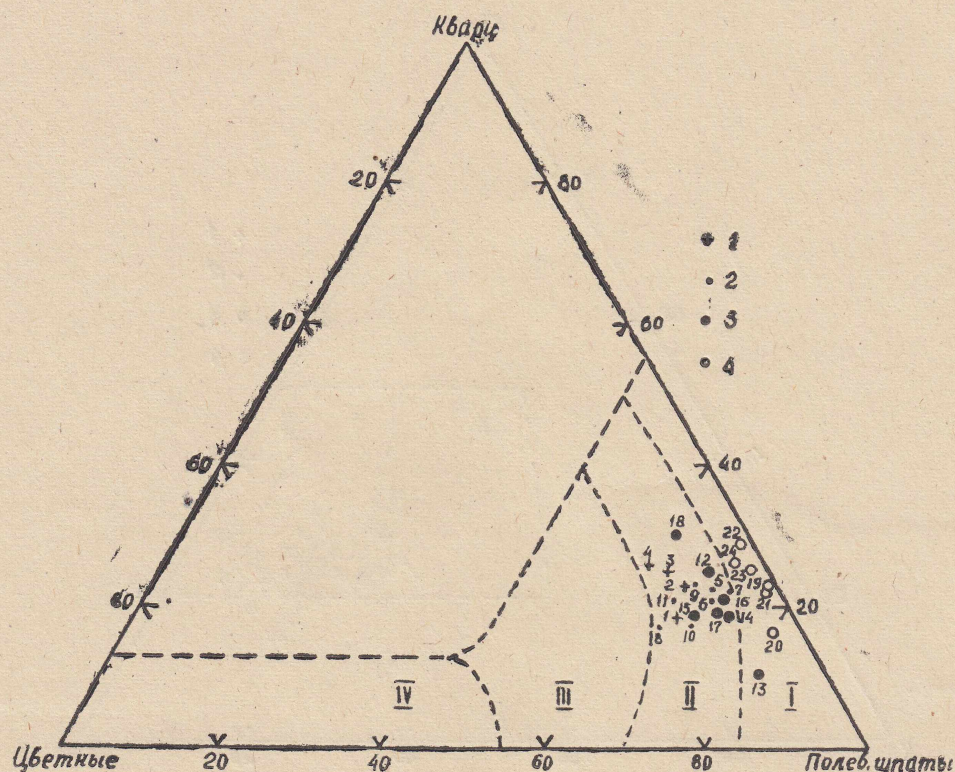


Рис. 5. Диаграмма количественно-минералогического состава пород Любавинской рудной зоны по В. Е. Гендлеру (1956).

1 — Хамаро-Тыринский массив; 2 — Евграфовский шток; 3 — Любавинский шток; 4 — Больше-Федоровский шток. Поля на диаграмме: I — лейкократовых пород; II — нормальных пород; III — меланократовых; IV — поле основных пород. Номера точек соответствуют порядковым номерам в табл. 1.

содержаниям соответствующих элементов в кислых породах гранитного ряда (А. П. Виноградов, 1962). Наличие в породах Любавинских штоков молибдена, цинка, мышьяка и повышенное содержание меди связано, очевидно, с проявлением в пределах рассматриваемых магматических тел кварцевых жил с золото-сульфидной минерализацией.

Кроме того, пересчитывая химические анализы пород по методу Ниггли, мы получили одинаковый, тоналитовый тип магмы для всех вышеописываемых магматических тел. (Табл. 5).

Наконец, следует отметить, что очень много сходных особенностей с вышеописанными породами можно найти и у гранитоидов Илинского месторождения (Кузьмин, Шубин, 1966).

Все вышеразобранные магматические образования относятся к хорошо известному и широко распространенному в Центральном Забайкалье Кыринскому комплексу, относясь к «посторогенному» или «постинверсионному» типу гранитоидного магматизма. (Кузнецов, Яншин, 1967).

Таблица 3

Химический состав гранитоидов Любавинской рудной зоны

№№ п. п.	1	2	3	4	5	6	7
№№ проб	М-2	М-9	М-11	М-12	М-13	М-18	160
SiO ₂	66,02	65,58	65,82	64,98	63,62	65,28	65,30
TiO ₂	0,52	0,51	0,43	0,49	0,53	0,61	0,67
Al ₂ O ₃	15,55	15,12	16,27	16,04	15,12	15,55	15,94
Fe ₂ O ₃	1,59	1,15	0,30	0,64	2,17	1,24	0,67
FeO	2,31	3,42	2,45	2,00	3,34	3,05	3,14
MnO	0,06	0,07	0,03	0,03	0,07	0,06	0,04
MgO	1,98	1,92	1,08	1,59	2,51	1,94	3,89
CaO	4,67	4,35	3,62	3,96	5,26	4,55	1,64
Na ₂ O	3,90	3,80	4,20	3,88	3,26	4,16	4,37
K ₂ O	2,19	2,64	3,79	2,97	2,64	2,56	2,66
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	0,04
H ₂ O	0,04	0,02	0,04	0,16	0,05	0,08	—
п.п.п.	0,58	1,03	2,23	3,56	1,51	0,91	0,70
Сумма	99,38	99,59	100,03	100,15	100,03	99,99	99,06

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	11,7	12,1	14,9	13,3	11,1	12,9	12,8
<i>c</i>	4,5	4,8	3,6	4,5	4,6	3,9	3,8
<i>b</i>	8,1	8,1	5,4	5,9	11,2	8,7	7,2
<i>s</i>	75,7	75,0	76,1	76,3	73,1	74,5	75,2
<i>f'</i>	44,6	52,1	50,6	43,6	45,5	44,9	49,1
<i>m'</i>	41,2	40,3	33,8	47,0	38,0	37,3	38,7
<i>t</i>	0,54	0,54	0,45	0,55	0,56	0,73	0,8
<i>φ</i>	16,7	11,7	11,6	9,4	16,5	11,0	7,5
<i>n</i>	52,3	68,5	62,9	66,6	65,8	70,9	71,1
<i>c'</i>	14,2	7,6	15,6	9,4	16,5	17,8	12,2
<i>a'</i>	—	—	—	—	—	—	—
<i>Q</i>	24,0	21,9	21,2	21,7	19,4	22,0	23,6
<i>a : c</i>	2,6	2,6	2,6	3,1	2,4	3,1	3,6

№№ п. п.	8	9	10	11	12	13	14
№№ проб	161	164	М-15	М-16	М-19	М-21	М-27
SiO ₂	66,74	66,10	66,60	66,62	66,84	66,58	67,38
TiO ₂	0,65	0,62	0,48	0,56	0,51	0,44	0,13
Al ₂ O ₃	16,94	15,94	15,84	15,84	14,26	15,90	16,56
Fe ₂ O ₃	0,84	0,52	0,29	0,28	2,78	1,53	0,85
FeO	3,25	3,27	2,94	3,05	2,67	2,01	0,83
MnO	0,03	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03	0,02
MgO	1,66	1,60	1,44	1,23	2,20	1,63	0,62
CaO	3,74	3,50	3,65	4,15	4,21	2,84	2,81
Na ₂ O	4,32	4,38	3,86	4,05	4,18	3,38	2,62
K ₂ O	2,66	2,78	2,68	2,87	3,03	3,84	5,47
P ₂ O ₅	0,04	0,05	—	—	—	—	—
H ₂ O	—	—	0,02	0,02	0,10	0,09	0,04
п.п.п.	0,66	0,26	2,17	0,63	1,20	1,50	2,43
Сумма	99,53	99,06	100,01	99,34	99,92	99,67	99,75

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	14,7	13,8	12,6	13,2	13,4	12,9	13,8
<i>c</i>	2,6	3,7	4,4	4,1	2,7	3,4	3,4
<i>b</i>	7,6	6,6	5,5	6,2	10,9	7,5	4,4
<i>s</i>	75,1	75,9	77,5	76,5	73,5	76,2	78,4
<i>f'</i>	44,8	53,2	53,2	51,7	44,5	42,7	23,5
<i>m'</i>	32,9	41,0	45,6	32,9	33,9	36,4	35,9
<i>t</i>	0,8	0,7	0,52	0,61	0,55	0,42	0,89
<i>φ</i>	8,0	6,1	4,7	4,4	17,1	16,3	17,2
<i>n</i>	71,1	70,0	68,7	68,1	67,8	99,5	42,0
<i>c'</i>	22,3	5,8	1,2	15,4	21,6	—	—
<i>a'</i>	—	—	—	—	—	20,9	40,6
<i>Q</i>	18,2	20,5	29,8	33,7	16,6	33,6	25,8
<i>a : c</i>	5,5	3,6	2,8	2,5	4,9	2,9	4,1

№№ п. п.	15	16	17	18	19	20	21
№№ проб	M=32	149	152	B-14	B-15	B-16	229
SiO ₂	70,08	68,90	71,06	66,65	68,14	66,66	68,10
TiO ₂	0,28	0,23	0,12	0,28	0,18	0,18	0,44
Al ₂ O ₃	16,85	15,37	15,27	15,47	15,98	15,47	15,27
Fe ₂ O ₃	0,81	0,45	0,47	0,52	0,54	0,34	0,79
FeO	0,30	1,35	0,88	3,31	3,45	3,02	2,44
MnO	0,01	0,03	0,01	0,12	0,11	0,09	0,05
MgO	0,61	0,63	0,22	1,78	1,57	1,72	1,76
CaO	1,90	2,10	1,38	3,37	3,02	2,73	2,78
Na ₂ O	3,66	4,90	3,42	4,37	3,04	2,96	4,21
K ₂ O	3,72	3,30	4,54	3,10	3,42	3,55	2,84
P ₂ O ₅	—	0,02	0,02	0,20	0,14	0,08	0,07
H ₂ O	0,17	—	—	—	—	—	—
п.п.п.	1,29	1,90	1,98	0,56	0,32	0,44	0,44
Сумма	99,68	99,18	99,37	99,76	100,21	99,24	99,19

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	13,2	15,6	14,4	14,2	11,4	11,4	13,2
<i>c</i>	2,3	2,6	1,5	3,2	3,6	3,3	3,6
<i>b</i>	6,4	2,8	1,9	7,4	8,7	8,5	6,6
<i>s</i>	78,1	79,0	82,2	75,2	76,3	76,8	76,9
<i>f'</i>	15,6	61,0	68,0	48,2	48,2	38,1	45,9
<i>m'</i>	15,6	36,6	17,8	40,0	29,8	34,1	44,8
<i>t</i>	0,25	0,2	0,1	0,35	0,26	0,26	0,5
φ	10,4	14,6	21,4	5,45	5,34	3,96	10,4
<i>n</i>	60,0	69,3	52,1	65,9	57,6	55,8	60,9
<i>c'</i>	—	2,4	14,2	11,8	—	—	—
<i>a'</i>	68,8	—	—	—	27,4	27,8	9,3
<i>Q</i>	27,5	44,2	34,1	18,8	26,2	27,5	24,1
<i>a : c</i>	5,6	6,0	9,6	4,4	3,2	3,5	3,8

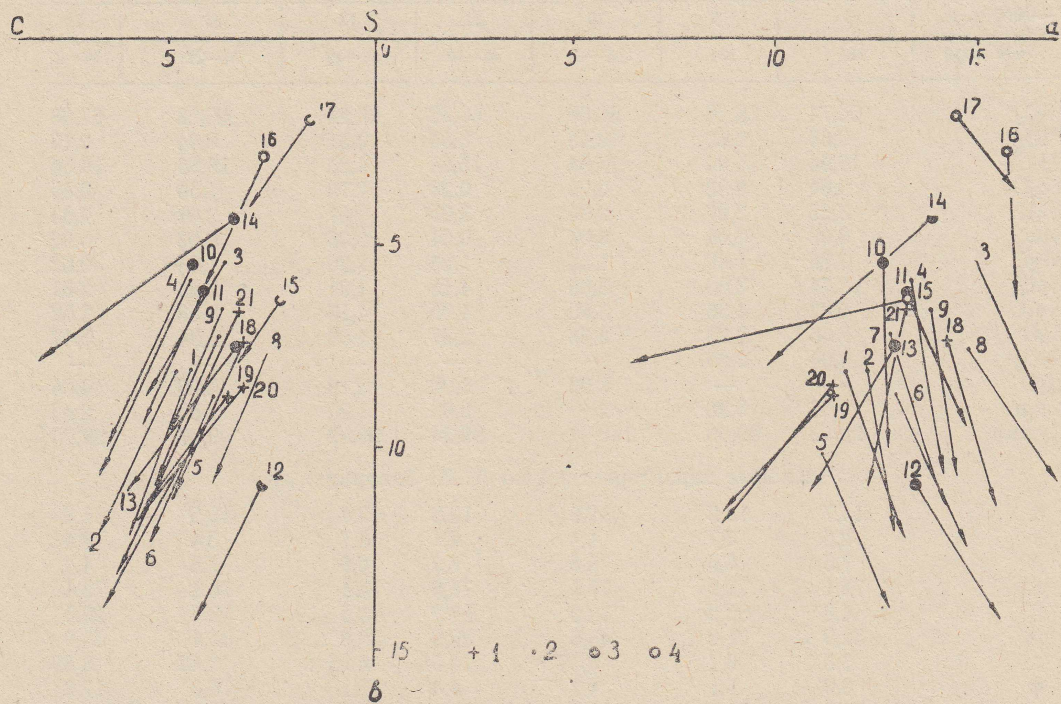


Рис. 6. Диаграмма химического состава гранитоидных пород Любавинской рудной полосы (по А. Н. Заварицкому).
 1 — Хамаро-Тыринский массив; 2 — Евграфовский штук; 3 — Любавинский штук; 4 — Больше-Федоровский штук. Номера векторов на диаграмме соответствуют порядковым номерам анализов табл. 3.

Таблица 4

Содержание элементов-примесей в гранитоидах. ($1=1 \cdot 10^{-2}$)

	Любавинские штоки				Хамаро-Тыринский массив (25 проб)		Содержание в гранитоидах (по Виноградову)
	Евграфовск.	Любавинск.	Б. Федоровск.	среднее по штокам (23 пробы)	содержание	среднее	
Sn	0,0 — 0,3	0,0 — 0,3	0,0 — 0,3	0,067	не обн.	—	0,03
Pb	0,01— 1,0	0,01— 0,3	0,1 — 3,0	0,27	0,0 — 3,0	0,24	0,2
Ga	0,1 — 0,3	0,1 — 0,3	0,1 — 1,0	0,22	0,1 — 0,3	0,2	0,2
Ni	0,0 — 0,3	0,01— 0,3	0,0 — 0,3	0,14	0,1 — 1,0	0,23	0,08
Mo	0,0 — 0,3	0,0 — 0,1	0,0 — 0,1	0,037	не обн.	—	0,01
V	0,01— 0,3	0,01— 0,1	0,0 — 0,3	0,11	0,1 — 1,0	0,26	0,4
Cu	0,1 — 3,0	0,3 — 3,0	0,01— 1,0	0,77	0,01— 1,0	0,18	0,2
Zn	0,0 — 1,0	0,0 — 1,0	0,0 — 1,0	0,34	не обн.	—	0,6
Co	0,0 — 0,3	не обн.	0,0 — 0,3	0,07	0,0 — 0,3	0,19	0,05
Sr	0,1 — 3,0	0,3 — 3,0	0,3 — 10,0	2,1	1,0 — 10,0	2,5	3,0
Li	0,0 — 1,0	0,0 — 1,0	0,0 — 1,0	0,1	0,0 — 1,0	0,58	0,4
Ba	0,3 — 10,0	1,0 — 10,0	1,0 — 10,0	3,4	1,0 — 3,0	2,0	8,3
Cr	0,1 — 1,0	0,01— 0,3	0,01— 1,0	0,23	0,01— 1,0	0,21	0,25
Zr	0,3 — 3,0	1,0 — 3,0	0,3 — 3,0	1,5	0,01— 10,0	1,7	2,0
Y	0,0 — 0,3	—	—	0,2	0,0 — 0,3	0,2	0,34
Yb	0,0 — 0,1	—	—	0,04	0,01— 0,1	0,05	0,04
Sc	0,0 — 0,1	—	0,0 — 0,1	0,05	0,0 — 1,0	0,14	0,03
As	0,0 — 1,0	—	0,0 — 30,0	1,2	не обн.	—	0,015
Be	0,0 — 0,1	0,0 — 0,1	0,01— 0,1	0,03	0,01— 0,1	0,05	0,055

Происхождение
гранитоидных пород

В данном разделе излагаются соображения, касающиеся последовательности формирования породообразующих минералов и отдельных типов пород, генетически связанных между собой, как это видно из приведенного выше материала.

При изучении гранитоидов было обращено внимание на последовательность кристаллизации породообразующих минералов и тех явлений автометасоматоза, которые принимали участие в формировании магматических пород. С этой целью было просмотрено большое количество шлифов и пришлифовок с предварительным окрашиванием, что помогало выяснить взаимоотношения породообразующих минералов.

Явления, связанные со становлением магматического расплава, давшего описываемые породы, условно можно разделить на два этапа: первый — кристаллизация «основных» породообразующих компонентов магматических пород; второй этап — калиево-магнезиальный автометасоматоз. Первый этап тесно связан с явлением кристаллизационной дифференциации (Кузьмин, 1963—1968), в процессе которой в магматическом расплаве происходила кристаллизация плагиоклаза, кварца и в незначительном количестве роговой обманки. На данном этапе образовавшиеся минералы находились во взвешенном состоянии в подвижной части еще нераскристаллизованного, преобладающего по объему расплава. Эта нераскристаллизованная часть магмы в результате внутренней динамики и тектонических процессов имела способность к перемещению, вовлекая в это движение кристаллы плагиоклаза и кварца. Динамика перемещений,

Таблица 5

Числовые характеристики
по П. Ниггли

	I	II
<i>alk</i>	29,0	30,2
<i>c</i>	8,2	9,1
<i>fm</i>	15,4	13,2
<i>al</i>	47,4	47,5
<i>si</i>	176	173
<i>al-alk</i>	18,4	17,3
<i>qz</i>	2,4	3,8
<i>к</i>	0,368	0,368
<i>mq</i>	0,425	0,372
<i>al-fm</i>	32,0	34,3
<i>c : fm</i>	0,53	0,69

I — Хамаро-Тыринский массив
II — Любавинские штоки

очевидно, обуславливалась двумя факторами: явлением концентрационных потоков Вульфа (Кузьмин, 1964) и фильтр-прессингом (Ф. Гордон Смит, 1968). В результате перемещения подобной магмы наблюдаются случаи дробления, растрескивания ранее выделившихся минералов с одновременным замещением и цементацией их мелкозернистым агрегатом вновь возникающих минералов в результате раскристаллизации остальной части расплава с образованием так называемой «основной массы». В этот период происходило выделение кварца и плагиоклаза, слагающих мелкозернистую основную массу. В результате возникали породы с порфирированной структурой, что наиболее характерно для апикальных частей массивов и небольших по размеру тел. Порфирированные выделения здесь обычно представлены относительно крупными выделениями ранних минералов кварца и плагиоклаза, несущих отчетливые следы растворения, дробления, замещения и цементации их агрегатом минералов основной массы. Раскристаллизация расплава, давшего основную массу, судя по характеру развития минералов, происходила в условиях резкого понижения температуры, повышения пересыщения и массового возникновения центров кристаллизации. В глубинных частях магматических тел раскристаллизация шла в более спокойной обстановке с образованием сравнительно равномерно-зернистых пород. В конечном итоге происходило формирование магматической горной породы, по составу отвечающей плагиогранитам (трондъемитам).

На втором этапе в еще не успевшей достаточно остыть горной породе, состоящей из минералов, возникших на первом этапе, начинает развиваться калиево-магнезиальный автометасоматоз с образованием ортоклаза, биотита и акцессориев. Агрегаты этих минералов развиваются в межзерновом пространстве, накладываясь на основную массу и замещая все ранние минералы, от которых нередко остаются реликты.

Проявление автометасоматоза было связано с обособлением в процессе развития интрузивной камеры и формирования плагиогранитов остаточного расплава. Раннее воздействие производных остаточного расплава проявилось в развитии ортоклаза, распределение которого в магматической горной породе происходило неравномерно, в виде струй различного масштаба с замещением ранее образованных минералов и в ряде случаев с возникновением крупных порфиробласт, несущих в себе пойкилитовые включения плагиоклаза и кварца. О том, что накопление полевошпатовой составляющей происходит к концу кристаллизации расплава, и миграция калишпатового компонента происходит в межзерновых пространствах горной породы с явными элементами метасоматического замещения ранних минералов, отмечает также Таттл (O. F. Tuttle, 1953) и Менерт (К. Менерт, 1963). В зависимости от фациальных условий раскристаллизации ортоклаза он проявлялся в виде ксеноморфных зерен или их агрегатов, что характерно для апикальных частей или небольших тел; либо наряду с ксеноморфными зернами образует крупные выделения с включениями обломков ранних породообразующих минералов.

Нередко в гранитоидных массивах можно наблюдать пространственный переход площадного или зонального развития калишпата в жилообразные тела, представленные аплит-пегматитами или кварцево-полевошпатовыми и полевошпатовыми прожилками. Не исключена возможность, что формирование ряда даек или дайкообразных тел кислого состава по времени будут отвечать периоду щелочного или кремниво-щелочного автометасоматоза, происходящего при становлении материнских магматических тел.

Вслед за раскристаллизацией основной массы ортоклаза начинается выделение биотита, агрегаты которого развиваются в межзерновом пространстве ранних минералов, накладываясь на основную массу с явными

признаками метасоматического замещения. Местами возникают крупные порфиробласты, несущие в себе пойкилитовые включения плагиоклаза, кварца и ортоклаза. Неравномерный приток растворов, вызывающих биотитизацию, приводит и к неравномерному росту зерен биотита, которые чаще всего имеют резко ксеноморфные контуры и своеобразными «языками» проникают в основную массу породы и слагающие ее минералы.

Статистические наблюдения показывают, что акцессорные минералы пространственно тесно связаны с биотитом. Скопления или единичные зерна циркона, сфена, ильменита и апатита, как правило, встречаются в биотите или около его зерен. Таким образом, определение места биотита в общем процессе кристаллизации магматического тела решает важный вопрос о времени формирования акцессорных минералов.

Развитие автometасоматических процессов с образованием определенного количества ортоклаза, биотита и других минералов в конечном итоге приводит к формированию пород, которые отвечают гранитам, биотитовым гранитам или гранодиоритам.

Учитывая в общем неравномерное автometасоматическое развитие биотита и ортоклаза в общем объеме первоначального плагиогранитного состава массива (в отдельных штуфах количество ортоклаза колеблется от 10 до 55%), мы вправе ожидать на одном и том же гипсометрическом уровне вскрытой площади магматического тела плагиограниты, граниты и гранодиориты. Эти обстоятельства следует учитывать при картировании магматических тел.

Для гранитоидных пород главными классификационными и генетическими параметрами являются количественные соотношения калиевых минералов, использование которых для физико-химической интерпретации расширяется с применением системы «альбит-ортоклаз-кварц-вода» (Tuttle, Bowen, 1958). Данную систему можно широко использовать для петрологических выводов при изучении естественных горных пород. На

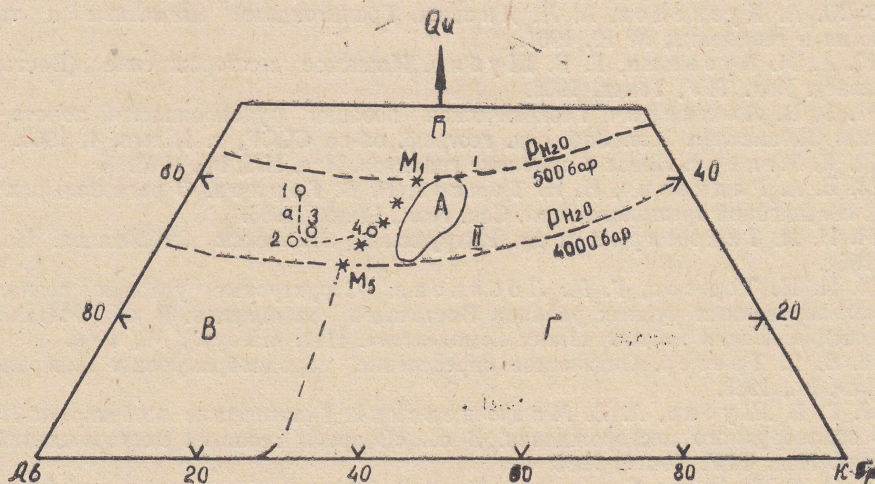


Рис. 7. Диаграмма нормативных составов гранитоидов Любавинской рудной полосы. 1 — Хамаро-Тыринский массив; 2 — Евграфовский штук; 3 — Любавинский штук; 4 — Больше-Федоровский штук: А — область нормативных составов (статистический максимум) «стандартного» гранита и риолита с суммой альбит + ортоклаз + кварц больше 80%; Б — поле кристаллизации кварца; В — поле кристаллизации плагиоклаза; Г — поле кристаллизации калиевого полевого шпата. I — котектическая линия кварц-калинатровый полевой шпат при давлении паров воды 500 бар; II — котектическая линия кварц-калинатровый полевой шпат при давлении паров воды 4000 бар, М₁, М₂, М₃, М₄, М₅ — положение точек тройного минимума при давлениях воды соответственно 500, 1000, 2000, 3000, 4000 бар (Tuttle, Bowen, 1958). α — линия изменения состава расплава в процессе выделения порообразующих минералов.

этой диаграмме (рис. 7) достаточно четко отражается та последовательность выделения породообразующих минералов, о которой говорилось выше. Так, точки пород Хамаро-Тыринского массива, Евграфовского и Любавинского штоков лежат в области кристаллизации плагиоклаза и кварца. Момент начала выделения того или другого из них будет зависеть от давления паров воды. По мере выделения кварца и плагиоклаза состав расплава будет приближаться к тройному минимуму, который отражается точкой пород Больше-Федоровского штока. Это обстоятельство указывает на возможность одновременного выделения кварца, плагиоклаза и калиевого полевого шпата на последних этапах развития расплава, который заканчивается калиево-магнезиальным автотометасоматозом. Последний, проявляясь неравномерно в различных гранитоидных телах, приводит к формированию разнообразных магматических пород, характерных для Любавинского рудного поля.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ю. А. Билибин. Основные черты мезозойской металлогении Восточного Забайкалья. Избр. тр. Т. 3, М., 1961.
2. А. П. Виноградов. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород. Геохимия, № 7, 1962.
3. В. Е. Гендлер. О классификации гранитоидов. Сов. геол., сб. 51, 1956.
4. И. В. Гинзбург, С. В. Ефремова, И. М. Воловикова, О. П. Елисеева. Количественно-минералогический состав и его значение для петрологии и номенклатуры (на примере Кольского полуострова, Средней Азии и Казахстана). Сов. геол., № 3, 1962.
5. Ф. Гордон Смит. Физическая геохимия. Изд. «Недра», М., 1968.
6. А. М. Кузьмин. Роль концентрационных потоков на стадии кристаллизационной дифференциации магмы. Изв. ТПИ, т. 121, 1963.
7. А. М. Кузьмин. Гипсометрический закон и его значение для решения проблемы становления магмы. Геология и геофизика, СО АН СССР, № 4, 1964.
8. А. М. Кузьмин. Минералого-петрографические особенности горы Мохнатухи (Рудный Алтай). Геология и геофизика, СО АН СССР, № 3, 1968.
9. Ю. А. Кузнецов, А. Л. Яншин. Гранитоидный магматизм и тектоника. Геология и геофизика, № 10, 1967.
10. А. М. Кузьмин, Г. В. Шубин. Илинское месторождение (Восточное Забайкалье). Изд. ТГУ, Томск, 1966.
11. Э. В. Лешкевич. Геологическая позиция рудопроявлений золота в Центральном Забайкалье. Изв. Заб. отд. географ. об-ва СССР, т. 1, вып. 4, 1965.
12. К. Менерт. Новое о проблеме гранитов. Изд. ИЛ, М., 1963.
13. Е. А. Радкевич, И. Н. Томсон, Н. В. Горлов. О региональных полях и зонах повышенной трещиноватости. Сов. геол., Сб. 53, 1956.
14. Н. И. Тихомиров и др. Интрузивные комплексы Забайкалья. Изд. «Недра», 1964.
15. И. Н. Томсон, Г. М. Лобанова. Структурные условия возникновения специализированных рудных районов Восточного Забайкалья. В сб. «Металлогеническая специализация магматических комплексов». Изд. «Недра», М., 1964.
16. В. Е. Трегер. Оптическое определение породообразующих минералов. Изд. «Недра», М., 1968.
17. Г. В. Шубин, А. В. Мацишевский. Генетические особенности Любавинского золоторудного месторождения. В сб. «Вопросы геологии месторождений золота Сибири». Изд. ТГУ, Томск, 1968.
18. O. F. Tuttle. Continuity between hydrous granite magmas and hydrothermal solutions. Geol. Soc. Amer. Ann. Meet., 1953.
19. O. F. Tuttle, N. L. Bowen. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$. Geol. Soc. Amer. Mem., 1958.