Записки Ленинградского орденов Ленина и Трудового Красного Знамени горного института им. Г. В. Плеханова, т. LV, вып. 2, 1968 г.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ТИПЫ ПЕГМАТИТОВЫХ ПОЛЕЙ ЗЕРЕНДИНСКОГО ПЛУТОНА

(Северный Казахстан)

Ю. Б. Марин, Б. Д. Эфрос

Зерендинский плутон — один из крупнейших и интереснейших гранитоидных массивов Казахстана. Первые сведения о геологическом строении Зерендинского массива были получены еще в конце XIX в. в результате исследований Г. Г. Анзимирова, А. А. Краснопольского и др. В последующие годы работами И. С. Яговкина, П. И. Преображенского, А. С. Красильникова, Е. Д. Шлыгина, П. Н. Кропоткина [1948], Ю. А. Билибина и Т. В. Билибиной [1953] были заложены основы знания о наиболее общих особенностях строения массива, его морфологии и возрасте. Более планомерные и детальные исследования начались с 1949 г., когда сотрудники Северо-Казахстанской экспедиции МГРИ приступили к составлению геологических карт 1 : 200 000 масштаба на территории Северного Казахстана, в том числе и в пределах Зерендинского массива. Обобщение широкого материала, полученного в процессе этих работ, и дополнительные исследования позволили Р. Д. Гаврилину [1956, 1957] установить среди гранитоидов Зерендинского массива три интрузивных комплекса. Однако на составленной им геологической карте распространение выделенных разностей указано зачастую ошибочно, выделение фаз внутри комплексов проведено недостаточно обоснованно. Это привело к тому, что практически всеми исследователями, изучавшими впоследствии Зерендинский массив, схема расчленения, предложенная Р. Д. Гаврилиным, была отвергнута [Смыслов, 1958; Розен, 1963; Серых, 1963; Эфрос, 1964; Корыткин, 1965]. Схемы перечисленных авторов отличаются друг от друга многими деталями, но сходны в выделении только двух интрузивных комплексов.

В 1963—1966 гг. авторами при участии Е. П. Афанасьевой, С. М. Бескина, В. А. Смирновой, Г. Я. Гутцайт, Е. В. Шамониной и В. Б. Лекуха проведены детальные тематические исследования на тер-

ритории Зерендинского массива в связи с изучением его пегматитовых образований. Полученные материалы * позволяют уточнить и расширить представления о его геологическом строении.

Геологическое строение

В соответствии с нашими представлениями Зерендинский плутон является чрезвычайно сложным образованием. В его строении принимают участие три интрузивных комплекса (табл. 1), относящихся к каледонскому тектоно-магматическому циклу [Марин, 1966; Марин и др., 1967]: I — крыккудукский — гранодиоритовый комплекс; II — боровской — комплекс нормальных биотитовых гранитов и III — балкашинский — комплекс лейкократовых и аляскитовых гранитов.

Остановимся на рассмотрении тех наиболее важных данных, которые послужили основой для выделения указанных интрузивных комплексов (табл. 2).

Относительный и абсолютный возраст. Почти полное отсутствие контактов гранитоидов с породами моложе ордовикского возраста обусловливает трудности их возрастной датировки. Имеются данные о прорывании гранитоидами крыккудукского и боровского комплексов отложений O_{1-2} и наличии галек этих пород в нерасчлененных отложениях D_{1-2} [Никольская, 1958; Серых, 1963; Эфрос, 1964]. С другой стороны, граниты балкашинского комплекса прорывают отложения D_{1-2} и перекрываются известняками C_1 [Корыткин, 1965]. Эти сведения и параллелизация рассматриваемых гранитоидов с гранитоидами массивов восточной части Северного Казахстана, где геологический возраст их устанавливается более определенно, а также данные абсолютного возраста (табл. 2) позволяют условно датировать возраст гранодиоритового комплекса как O_2, комплекса нормальных биотитовых гранитов $S_2 — D_1$, лейкократовых гранитов D_2.

Взаимоотношения гранитоидов разных комплексов. Данные о взаимоотношениях различных гранитоидов позволяют гораздо определеннее наметить выделение интрузивных комплексов и последовательность их образования. Так, породы собственно интрузивной и жильной фаз крыккудукского комплекса встречены в виде ксенолитов в гранитах боровского (у с. Веденовка и к северо-востоку от с. Сандыктау) и балкашинского (к югу от с. Петровка) комплексов. Граниты боровского комплекса (в районе сел Обломовка, Веролюбовка, Веденовка и др.) и балкашинского комплекса (в районе сел Михайловка, Бастрымовка, Сабардинка, Бурлюктау) прорывают и активно воздействуют на крыккудукские гранитоиды. В свою очередь биотитовые граниты всех фаз боровского комплекса встречаются в виде ксенолитов в балкашинских гранитах (в районе сел Безымянка, Новороmановка, Белгородка, Лосевка, Зверевка). Аляскитовые граниты прорывают и активно воздействуют на биотитовые граниты (вблизи сел Новороmановка, Безымянка, Шемулды, Кызыл-Кайнар). Приведенные факты позволяют однозначно рассматривать образование интрузивных комплексов в намеченной ранее последовательности.

---

* Количественно-минеральные подсчеты производились Г. Я. Гутцайт и авторами; изучение протолочек и выделение мономинеральных фракций проводилось Н. П. Самойловой и авторами. Полуколичественные и количественные спектральные анализы выполнялись в лабораториях ВСЕГЕИ, ЛГИ, СЗГУ; люминесцентные определения — в лаборатории комплексных методов ВИРГа; абсолютный возраст — в лаборатории абсолютного возраста СВКНИИ; химические анализы — в лабораториях ВСЕГЕИ, СЗГУ и Гипроцемента.

Особенности количественно-минерального состава. Анализ данных, характеризующих количественно-минеральный состав гранитоидов разных комплексов Зерендинского массива (табл. 3), и нанесение этих составов на диаграммы Б. М. Куплетского [1953] позволяет сделать следующие выводы.

1. Большая часть гранитоидов крыккудукского комплекса попадает в поле 4 — гранодиоритов II сечения и поле 3 — диоритов и кварцевых диоритов I сечения тетраэдра Б. М. Куплетского.

2. Основная масса пород боровского комплекса концентрируется в пределах поля 7 — гранитов III сечения тетраэдра. Наиболее гибридизированные разности этого комплекса попадают в поле 4 — гранодиоритов II сечения.

3. Большая часть гранитоидов балкашинского комплекса располагается в пределах 12 (существенно калиевые граниты) и 11 (лейкограниты) полей IV сечения тетраэдра. Меньшее число представителей этого комплекса отвечает по составу аляскитовым гранитам (19 поле V сечения).

4. Наибольшие колебания минерального состава между гибридными и главными фациями устанавливаются для крыккудукского, меньше для боровского и незначительные для балкашинского комплексов.

5. Основные закономерности изменения минерального состава в разных интрузивных комплексах сводятся к увеличению кварца и калиевого полевого шпата и уменьшению плагиоклаза и роговой обманки при переходе от крыккудукского к балкашинскому комплексу (табл. 3). Содержание биотита увеличивается от пород гибридной фации крыккудукского комплекса к гибридным разностям боровского, а затем уменьшается к породам балкашинского комплекса.

6. Закономерно меняется и состав плагиоклазов в гранитоидах разных комплексов: в крыккудукском варьирует в пределах № 32—48 (max приходится на № 36—38), боровском — 20—38 (max — 28—30), балкашинском — 4—27 (max — 12—14).

Петрохимические особенности. Гранитоиды крыккудукского комплекса являются типичными представителями пород нормального ряда (табл. 4). Основная масса их по классификации А. Н. Заварицкого относится к 3 классу, т. е. к породам слабо пересыщенным SiO_2, 8 (богатые щелочами) и чаще 9 (бедные щелочами) групп. Некоторые разности этого комплекса попадают в соседние классы, т. е. во 2 (пересыщенные SiO_2 породы), но там они являются наименее насыщенными SiO_2 и в 4 (насыщенные SiO_2 породы), где они являются наиболее насыщенными разностями. Сравнение усредненного состава пород крыккудукского комплекса Зерендинского массива со средними типами изверженных пород по Дэли показывает, что он занимает промежуточное положение между составом стандартного гранодиорита и кварцевого диорита, явно приближаясь к первому и отличаясь от него несколько большими характеристиками *a* и *b* и несколько меньшими *c* и *s*.

Породы боровского комплекса Зерендинского массива также в основном относятся к нормальному ряду (табл. 4), хотя отдельные разности слабо пересыщены алюминием. По классификации А. Н. Заварицкого они попадают во 2 класс — пересыщенных SiO_2 и 4 группу — умеренно богатых щелочами пород, где являются одними из наиболее богатых щелочами разностей, реже в 3 группу — богатых щелочами пород. Сравнение усредненного состава пород боровского комплекса со средними составами изверженных пород по Дэли показывают значительную близость его к граниту всех периодов, от которого он отли-

Таблица 1

Схема последовательности процессов формирования Зерендинского гранитоидного массива

Комплекс	Фаза (стадия) внедрения	Процесс		Породы главной фации	Породы эндоконтактовой (а) и гибридной (б) фаций
Крыккудукский	Главная	Собственно магматический		Крупно- и средне-крупнозернистые биотит-амфиболовые гранодиориты и кварцевые диориты	а) Неравномерно - среднезернистые, часто порфировидные, биотит-амфиболовые гранодиориты и кварцевые диориты б) Средне- до мелкозернистых, нередко порфировидные, биотит-амфиболовые диориты, габбро-диориты до габбро
	Жильная I этап	Собственно магматический		Мелкозернистые диориты, диорит-порфириты	
		Позднемагматический		Аплиты (?)	
		Послемагматический	Скарнирование	Пироксен-плагиоклазовые, гранатовые, гранат-пироксеновые скарны	
			Гидротермальный	Кварцевые, кварц-эпидотовые жилы и прожилки	
	Главная	Собственно магматический		Крупнозернистые биотитовые граниты	а) Неравномернозернистые, средне-крупнозернистые биотитовые граниты б) Неравномернозернистые, средне-крупнозернистые, меланократовые, роговообманково-биотитовые до роговообманковых граниты, редко гранодиориты
	I дополнительная *	Собственно магматический		Среднезернистые, иногда порфировидные, биотитовые граниты	а) Неравномернозернистые, нередко порфировидные граниты б) Среднезернистые и неравномернозернистые, порфировидные и порфиробластовые меланократовые биотитовые и биотит-роговообманковые граниты (очень редко до гранодиоритов)
	II дополнительная	Собственно магматический		Мелко-среднезернистые биотитовые граниты	б) Мелко-среднезернистые меланократовые биотитовые и биотит-роговообманковые граниты

Боровской	Жильная I этап	Собственно магматический	I генерация: мелкозернистые биотитовые граниты II генерация: мелкозернистые порфировидные биотитовые граниты	б) Мелкозернистые биотит-роговообманковые граниты
		Позднемагматический	Аплиты	
		Послемагматический: Скарнирование	Пироксеновые, везувиан-пироксеновые, гранат-пироксеновые скарны	
		Послемагматический: Гидротермальный	Кварцевые, кварц-эпидотовые, эпидотовые, эпидот-хлоритовые жилы и зоны	
	Жильная II этап	Собственно магматический	Гранит-порфиры, гранодиориты, диорит-порфириты, спессартиты, гранодиорит-порфиры	
		Послемагматический (гидротермальный)	Кварцевые жилы	
Балкашинский	Главная	Собственно магматический	Крупно- и средне-крупнозернистые лейкократовые граниты	а) Неравномернозернистые средне-крупнозернистые нередко порфировидные лейкократовые до аляскитовых граниты б) Неравномернозернистые средне-крупнозернистые лейкократовые, обогащенные биотитом, реже роговой обманкой и турмалином граниты **
	I дополнительная	Собственно магматический	Среднезернистые лейкократовые и аляскитовые граниты	а) Неравномерно - среднезернистые, нередко порфировидные лейкократовые и аляскитовые граниты б) Неравномернозернистые лейкократовые, обогащенные биотитом (до нормальных), реже роговой обманкой и турмалином граниты **
	II дополнительная	Собственно магматический	Мелко-среднезернистые иногда порфировидные лейкократовые и аляскитовые граниты	б) Мелко-среднезернистые лейкократовые, несколько обогащенные биотитом граниты

* Преобладающее развитие имеют породы гибридной фации.

** Турмалиновые граниты встречаются лишь в контактах с амфиболитами, причем образование турмалина, видимо, происходит в автометаморфическую стадию.

Продолжение табл. 1

Комплекс	Фаза (стадия) внедрения	Процесс		Породы главной фации	Породы эндоконтактовой (а) и гибридной (б) фаций
Балкашинский	Жильная I этап	Собственно магматический		I генерация: мелко-неравномернозернистые лейкократовые и аляскитовые граниты с кварц-полевошпатовыми шлирами и миаролками II генерация: порфировидные с мелкозернистой, аплитовидной и неравномернозернистой основной массой, лейкократовые и аляскитовые граниты	б) Мелкозернистые лейкократовые граниты с повышенным содержанием биотита (до нормальных гранитов)
		Поздне-послемагматический		Пегматиты	
		Собственно магматический		III генерация: аплитовидные граниты	
		Позднемагматический		Аплиты	
		Послемагматический	Калиевый метасоматоз	Вторичные аляскиты, в той или иной степени микроклинизированные биотитовые граниты до сиенитоподобных разностей	
			Натровый метасоматоз	В той или иной степени альбитизированные гранитоиды до типичных альбититов	
			Грейзенизация	Грейзенизированные граниты	
			Гидротермальный	Кварцевые и кварц-флюоритовые жилы	
	Жильная II этап	Собственно магматический		Гранит-порфиры, фельзит-порфиры, гранодиорит-порфиры, сиенит-порфиры, бостониты, диабазы и диабазовые порфириты	
		Послемагматический (гидротермальный)		Кварцевые жилы и зоны окварцевания	

чается в основном лишь явно повышенным содержанием щелочей. Еще большую близость боровские граниты имеют с усредненным составом послепротерозойских гранитов, по С. П. Соловьеву [1962], отличаясь от них в основном повышенной щелочностью и меньшей магнезиальностью, и биотитовыми гранитами первого девонского комплекса Центрального Казахстана, по В. С. Коптеву-Дворникову и др. [1960].

Граниты балкашинского комплекса занимают как бы промежуточное положение между породами нормального ряда и пересыщенными алюминием так, что отдельные представители комплекса почти поровну распределяются между ними, а усредненный состав гранитов балкашинского комплекса располагается на границе между этими рядами ($c'=0$). По классификации А. Н. Заварицкого они попадают во 2 класс — пересыщенных SiO_2 и к группе богатых щелочами пород. Среди средних составов изверженных пород, по Дэли, усредненный состав пород балкашинского комплекса аналогов не находит, но ближе всего приближается к аляскиту, отличаясь от него несколько меньшим содержанием SiO_2 и повышенным — щелочей, железа и кальция. Большее сходство, вплоть до полного тождества, обнаруживают гранитоиды балкашинского комплекса с представителями второго девонского комплекса Центрального Казахстана [Коптев-Дворников и др., 1960].

Заканчивая рассмотрение петрохимических особенностей гранитоидов Зерендинского массива, следует отметить: 1) по всем основным петрохимическим характеристикам гранитоиды разных комплексов очень четко отличаются друг от друга; 2) в направлении от древнего крыккудукского комплекса к более молодому — балкашинскому увеличивается содержание SiO_2, щелочей (особенно калия), железа в составе темноцветных, происходит уменьшение содержания двух- и трехвалентных оснований и др. (табл. 4).

Особенности распределения акцессорных минералов. Общее весовое содержание акцессорных минералов в гранитоидах разных комплексов Зерендинского массива резко различно и в среднем характеризуется следующими величинами: для крыккудукского — около 9000 *г/т*, для боровского — 5200 *г/т*, для балкашинского — 2300 *г/т*. Таким образом, наблюдается существенное уменьшение весового количества акцессорных минералов в направлении к более молодому и кислому комплексу. Видовой состав акцессорных минералов изменяется прямо противоположно (наиболее богат ими балкашинский комплекс). Так, в породах крыккудукского комплекса стабильно присутствует не более 5 минералов (магнетит, сфен, апатит, циркон, флюорит), в породах боровского — не более 7 минералов (к названным добавляются ортит и ильменит), балкашинского — до 13—14 минералов (магнетит, ильменит, флюорит, апатит, циркон, циртолит, монацит, ксенотим, торит, ортит, касситерит, сфен, колумбит, топаз). Более или менее значительные содержания (15 *г/т* и более) отмечены в крыккудукском и боровском комплексах — для циркона, апатита, сфена и магнетита в балкашинском — для циртолита, циркона, флюорита, ильменита и магнетита. К сквозным минералам для всех трех комплексов относятся: циркон, флюорит, апатит, сфен и магнетит. Содержание апатита, магнетита и сфена при этом закономерно уменьшается от более древнего комплекса к более молодому (причем содержание апатита и сфена в последнем ничтожно), а содержание флюорита возрастает. Породы каждого интрузивного комплекса характеризуются своими типоморфными акцессорными минералами, точнее их сочетаниями или группами (табл. 2).

Общая характеристика интрузивных комплексов, принимающих участие в строении

Комплекс	Относительный и *абсолютный* возраст, млн. лет	Наиболее характерные породы	Ассимиляционная способность	Крайние петрографические типы пород	Насыщенность жильными породами 1 этапа	Масштаб и интенсивность ороговикования вмещающих пород
Балкашинский	$\frac{D_2}{355—385}$	Лейкократовые и аляскитовые граниты	Незначительная	От аляскитов до обогащенных биотитом лейкократовых гранитов	Велика	Мощность ореолов ороговикования — метры, первые десятки метров; интенсивность незначительна; характерны новообразования биотита
Боровской	$\frac{S_2 — D_1}{405—435}$	Нормальные биотитовые граниты	Значительная	От нормальных биотитовых гранитов до меланократовых гранитов и гранодиоритов	Сравнительно мала	Мощность ореолов — десятки метров; интенсивность значительна; характерные новообразования — амфибол и биотит
Крыккудукский	$\frac{O_2}{480—500}$	Гранодиориты, кварцевые диориты	Весьма значительная	От гранодиоритов до габбродиоритов	Мала	Мощность ореолов — десятки, первые сотни метров; интенсивность весьма значительна; характерны новообразования пироксена и амфибола

* С использованием данных Р. Д. Гаврилина [1956], Л. В. Комлева, В. С. Филиппова, Н. Ф. Крюковой [1960], А. А. Корыткина [1965], А. М. Подольского и В. И. Серых [1964], О. М. Розена [1963], К. И. Сатпаева и др. [1963], Н. Я. Ященко, В. И. Серых, Т. Ф. Лариной [1965].

Таблица 2

Зерендинского гранитоидного массива *

Характерные акцессорные минералы	Содержание магнетита, *г/т*	Некоторые особенности акцессорного циркона	Магнитная восприимчивость 10^{-6} *CGSM*	Характерные элементы-примеси	Характерные послемагматические процессы
Циртолит, монацит, флюорит, ильменит, торит, колумбит, касситерит mon < tor < < zirt < fl < il	2000—2900	Коротко- и призматические до дипирамидальных кристаллы простой огранки. Основные формы: [110], [100], [111]. Размеры — до 1,2 *мм*; $l/d = 1—2{,}5$. Обычно непрозрачные, сильно трещиноватые с матовыми сильно корродированными гранями. Цвет: розовато-бурый, бурый до буровато-красного и коричневого, оранжево-красный	0—200	Nb, Ta, Sn, TR, Be, Mo, Pb, U, Th, F, B	Калишпатизация, альбитизация, грейзенизация
Сфен, циркон, апатит, ильменит, ортит ort ≪ ap < zir ≪ sf	4000—6000	Призматические, нередко короткопризматические кристаллы не очень сложной огранки. Основные формы: [110], [100], [311], [111]. Размеры — до 0,6 *мм*, $l/d = 2—3{,}5$. Нередко замутненные, слабо трещиноватые с матовыми гранями и следами растворения на них. Желтовато-розовые, розовато-бурые, красновато-желтые	350—450	Zr, Cu, Zn, Pb, Mo, Ti, Mn, V, Sr, Ba	Скарнирование, эпидотизация
Сфен, апатит, циркон zir < ap ≪ sf	8000—10000	Длиннопризматические, уплощенные, игольчатые, копьевидные, редко призматические до короткопризматических кристаллы сложной огранки. Основные формы: [110], [311], [331], [101], [111]. Размеры — до 0,3 *мм*; $l/d = 3—5{,}5$. Прозрачные, нетрещиноватые с блестящими гранями; золотисто-желтые, светло-розовые	600—1000	Cr, Ti, Mn, V, Ni, Co, Cu, Sr, Ba	Скарнирование

Количественно-минеральный состав (%) и некоторые структурные особенности

Комплекс	Фаза	Фация	Число подсчетов*	Кварц	Плагиоклаз		Кали
					Содержание	№ (% An)	Содержание
Крыккудукский	Главная	Главная	10	20,0 13—25	45,8 40—54	30—40	17,3 13—20
		Гибридная	12	7,4 2—12	59,5 53—65	36—48	4,0 0,7
	Жильная I этапа	—	5	19,6 15—24	46,3 40—50	32—39	10,1 7—14
Боровской	Главная	Главная	7	29,3 26—33	29,8 26—33	24—32	32,5 27—37
		Гибридная	6	27,5 24—30	31,4 30—35	28—38	28,1 24—32
	I дополнительная	Главная	6	31,0 28—33	26,2 22—29	22—30	35,4 30—40
		Гибридная	26	27,0 23—30	32,4 28—36	28—38	27,7 24—32
	II дополнительная	—	7	31,2 28—35	34,0 30—39	20—34	28,3 24—30
	Жильная I этапа	—	5	32,0 29—35	26,5 22—30	20—28	35,2 31—39
Балкашинский	Главная	Главная	20	34,9 31—39	14,6 9—19	4—16	47,9 45—53
		Гибридная	6	31,4 29—33	21,2 18—26	12—24	42,2 38—45
	I дополнительная	Главная	30	35,7 32—38	14,2 10—18	4—15	47,9 43—54
		Гибридная	18	31,1 28—33	22,5 19—25	10—27	42,0 37—45
	II дополнительная	—	8	36,0 34—37,5	14,5 10—18	5—16	47,3 44—52
	Жильная I этапа	В материнских породах	4	37,2 34—41	14,0 8—20	4—14	47,4 45—52
		В чуждых породах	30	35,4 31—39	23,6 16—29	4—17	38,1 30—45

* Каждый подсчет для средне-крупнозернистых разностей произведен по 2—3 шлифам, взятым из одного куска породы (а для среднезернистых порфировидных биотитовых и крупнозернистых лейкократовых гранитов — и по большим палеонтологическим шлифам), для мелкозернистых разностей — по 1—2 шлифам.

Таблица 3

гранитоидов Зерендинского массива

Полевой шпат Наименование**	Биотит	Роговая обманка	Акцессорные	Характерные размеры зерен, *мм*	Структура
$Or_{пт}$ реже, $Or_{вт}$ — pert, редко $Mi_{реш}$	4,6 2,5—7	10,0 7—14	2,3 1,5—3	4—5,5	Гипидиоморфнозернистая, местами пойкилитовая, нередко порфировидная
$Or_{пт}$ — pert, редко $Mi_{реш}$	4,5 1—9	22,8 17—28	1,8 1,3—2,3	2,5—4,0	Обычно порфировидная с гипидиоморфнозернистой основной массой, участками пойкилитовая и призматически-зернистая
То же	11,5 8—13	11,9 9—14	0,6 0,3—1,0	0,5—1,5	Обычно порфировидная с гипидиоморфнозернистой основной массой
$Or_{пт}$ и $Or_{нт}$ — pert, нередко $Mi_{реш}$	7,1 4,5—8,0	—	1,4 1—1,6	4,5—6,5	Гипидиоморфнозернистая
То же	8,4 6—10	2,8 2—6	1,8 1,5—2	4—6	Гипидиоморфнозернистая, нередко порфировидная
$Or_{пт}$, реже $Or_{вт}$ — pert, иногда $Mi_{реш}$	6,0 4—9	—	1,4 1,1—1,6	3—5	Гипидиоморфнозернистая, иногда слабопорфировидная
То же	7,9 6—10	3,2 2—4,5	1,8 1,5—2,0	2,5—5	Гипидиоморфнозернистая, часто порфировидная и порфиробластовая
То же	5,5 4—8	0,3 0—1,0	0,7 0,4—1	2—3	Гипидиоморфнозернистая, участками пойкилитоподобная и порфировидная
$Or_{пт}$ — pert, иногда $Mi_{реш}$	4,5 4—6	0,3 0—1,0	1,5 1—2	1—1,5	Обычно порфировидная с гипидиоморфнозернистой основной массой
$Mi_{п}$, $Mi_{м}$ — pert, $Mi_{реш}$	1,9 1—3	—	0,7 0,5—1	5—8	Гипидиоморфнозернистая, нередко слабопорфировидная, участками гранулитовая и гранобластовая
$Mi_{п}$, $Or_{нт}$ — pert, реже $Mi_{реш}$	4,0 3—5	0,2 1—0,4	1,0 0,8—1,3	4—7	Гипидиоморфнозернистая, нередко порфировидная
$Mi_{п}$, $Mi_{м}$ — pert, нередко $Mi_{реш}$	1,5 0,2—2,5	—	0,7 0,3—0,9	4—5	Гранитовая, участками пойкилитовая и криптовая
То же, иногда $Or_{нт}$	3,3 2,5—4,5	0,2 0—0,5	0,9 0,6—1,3	3,5—5	Гипидиоморфнозернистая, нередко порфировидная, участками пойкилитовая
$Mi_{п}$ — pert и $Mi_{реш}$	1,5 0,3—3	—	0,7 0,5—0,9	2,5—3	Гранитовая, иногда слабопорфировидная
$Mi_{реш}$, реже $Mi_{м}$ и $Mi_{п}$ — pert	0,9 0,1—2,5	—	0,5 0,2—1,0	0,5—2	Микрогранитовая, аллотриоморфнозернистая, гранулитовая, микропегматитовая, аплитовая, часто порфировидная
То же	2,0 0,5—3	0,1 0—0,5	0,8 0,3—1,2	0,5—1,5	То же

** $Or_{вт}$, $Or_{пт}$, $Or_{нт}$ — pert — соответственно высокий промежуточный и низкий триклинный ортоклаз-пертит; $Mi_{п}$, $Mi_{м}$ — pert — промежуточный и максимальный микроклин-пертит; $Mi_{реш}$ — решетчатый микроклин.

Таблица 4

Средний химический состав и числовые характеристики по А. Н. Заварицкому гранитоидов Зерендинского массива *

Химический состав, весовые %, числовые характеристики	Крыккудукский		Боровской				Балкашинская				
	Главная фаза		Главная	I дополнительная	II дополнительная	Жильная I этапа	Главная	I дополнительная	II дополнительная	Жильная I этапа в породах	
	Гибридная фация	Главная фация								материнских	чуждых
SiO_2	53,56	63,90	69,16	70,70	70,85	71,90	73,90	74,22	75,10	75,90	75,00
TiO_2	1,02	0,60	0,52	0,40	0,38	0,35	0,22	0,16	0,14	0,10	0,16
Al_2O_3	16,90	15,28	14,78	14,12	14,20	14,01	13,20	13,30	12,97	12,77	13,20
Fe_2O_3	2,65	1,64	1,58	1,35	1,10	1,10	1,10	0,95	0,95	0,69	0,59
FeO	5,30	3,38	2,13	1,90	1,90	1,68	0,99	0,80	0,60	0,48	1,12
MnO	0,13	0,08	0,06	0,05	0,05	0,04	0,04	0,04	0,03	0,02	0,04
MgO	5,15	2,27	0,88	0,60	0,42	0,35	0,27	0,20	0,20	0,15	0,34
CaO	8,01	3,96	2,71	1,85	1,58	1,25	0,90	0,90	0,85	0,66	1,12
Na_2O	2,92	3,84	4,0	4,0	4,04	4,10	4,05	3,85	3,70	3,60	3,85
K_2O	1,66	3,60	3,84	4,22	4,58	4,60	4,80	4,90	4,90	5,10	4,90
П.п.п.	2,70	1,82	0,64	0,69	0,60	0,67	0,36	0,40	0,31	0,69	0,24
Сумма	100,00	100,37	100,30	99,88	99,70	100,05	99,83	99,72	99,75	100,16	100,56
a	9,2	13,6	14,1	14,7	15,2	15,3	15,3	15,1	14,8	14,7	14,9
c	7,2	3,4	2,7	1,9	1,7	1,6	0,9	1,0	1,0	0,8	0,9
b	19,6	10,0	5,4	4,3	3,7	3,1	2,5	1,9	1,6	1,4	2,4
s	64,0	73,0	77,8	79,1	79,4	80,0	81,3	82,0	82,6	83,1	81,8
f'	39,0	46,9	62,5	68,8	72,7	80,8	74,0	79,3	80,0	71,4	63,9
m'	46,2	38,8	27,5	23,4	18,2	19,2	18,4	18,1	20,0	19,1	22,2
a'	—	—	—	—	—	—	—	3.6	—	9,5	—
c'	14,8	14,3	10,0	7,8	9,1	—	7,6	—	—	—	13,9
n	72,1	62,0	61,9	59,1	57,2	57,3	56,2	54,4	53,6	51,8	54,4
t	1,4	0,75	0,52	0,43	0,42	0,41	0,24	0,16	0,16	0,08	0,16
φ	11,9	13,8	25,0	26,6	25,6	29,9	36,8	41,4	48,0	40,0	22,2
Q	2,40	15,4	24,7	26,9	26,7	27,8	31,1	32,8	34,6	36,0	33,0
a/c	1,1	4,0	5,2	7,7	8,9	9,6	17,0	15,1	14,8	18,4	16,5
f'/m'	0,85	1,2	2,3	2,9	4,0	4,2	4,0	4,4	4,0	3,7	2,9
Коэффициент агпаитности	0,39	0,67	0,72	0,80	0,82	0,84	0,90	0,88	0,90	0,90	0,88
Число анализов, из которых выведено среднее	5	6	5	22	6	2	25	21	3	19	20

* При составлении таблицы использованы анализы, содержащиеся в работах А. С. Аврашова [1964], Т. В. Билибиной [1953], Р. Д. Гаврилина [1957], В. И. Серых и Н. Я. Ященко [1963], Г. С. Катковского, О. М. Розена.

Представляет значительный интерес рассмотрение особенностей и самих минералов. Наиболее интересен в этом отношении циркон. Окраска, размеры, степень удлинения, характер огранки и другие свойства позволяют в известной степени использовать его при расчленении гранитоидов (табл. 2).

Геохимические особенности. Наиболее обычной для гранитоидов крыккудукского комплекса является ассоциация элементов группы железа Cr, Ni, Co, Ti, Mn, V, рассеянных породообразующих Sr, Ba, а также Cu, Zn, Zr. Эти элементы обнаруживаются почти во всех пробах в содержаниях, превышающих кларковые. Редкометальные элементы и элементы группы U отмечаются в редких пробах в количествах, значительно ниже кларковых. Характерно резкое возрастание содержания элементов группы железа в гибридных разностях и обычно полное отсутствие в них следов редкометальной группы.

Для гранитоидов боровского комплекса характерно присутствие элементов группы Fe и рассеянных породообразующих, но в количествах, обычно не превышающих кларковые (повышенные содержания отмечены лишь в гибридных разностях): в примерно кларковых же количествах наблюдается Zn, Cu, Zr, Pb, Be; явно возрастает, по сравнению с гранитоидами крыккудукского комплекса, содержание U, Th, в некоторых пробах отмечаются следы Li, Tl.

В гранитоидах балкашинского комплекса элементы группы Fe, рассеянных породообразующих, а также Cu, Zn содержатся в количествах ниже кларковых или даже отсутствуют. Nb, Sn, Be, TR, U, Th, Pb больше.

В табл. 5 приведены геохимические коэффициенты по Н. Н. Амшинскому [1964] и символы гранитоидов интрузивных комплексов Зе-

Таблица 5

Некоторые геохимические особенности гранитоидов каледонских интрузивных комплексов Зерендинского массива *

Комплекс	Значения коэффициентов**, %			Геохимический символ	Значения коэффициентов от суммы, %			$\frac{Al}{Ga \cdot 10^3}$	$\frac{Mn \cdot 10^3}{\Sigma Fe}$	$\frac{Cu \cdot 10^4}{Fe^{2+}}$	$\frac{Th}{U}$	$\frac{Nb \cdot 10^3}{Ti}$	$\frac{Zn}{Pb}$	$\frac{Pb \cdot 10^3}{K}$	$\frac{Ba \cdot 10^3}{K}$
	F	*T*	*R*		*F*	*T*	*R*								
Крыккудукский	0,029	0,160	0,011	*RFT*	14,5	80,0	5,5	4,2	13,0	14,0	7,0	1,25	0,81	6,2	26,4
Боровской	0,014	0,122	0,024	*FRT*	8,8	76,2	15,0	3,6	18,0	24,0	5,0	4,35	0,34	4,7	15,2
Балкашинский	0,0043	0,066	0,028	*FRT*	4,4	67,1	28,5	3,0	28,0	29,0	3,8	16,6	0,1	3,9	6,9

* Таблица составлена с учетом данных А. М. Подольского и В. И. Серых [1964], В. И. Серых [1963, 1964], А. А. Смыслова [1958].

** Геохимические коэффициенты, по Н. Н. Амшинскому [1964]: *F* — сумма элементов группы железа Cr, V, Ni, Co); *T* — сумма содержаний рассеянных породообразующих элементов (Sr, Ba, Ga, B); *R* — сумма содержаний La, Y, Yb, Nb, Li, Be, Zr.

рендинского массива, а также параэлементные отношения, остающиеся примерно постоянными для различных производных каждого комплекса. Рассмотрение таблицы показывает существенные отличия и известную геохимическую специализированность гранитоидов всех трех комплексов и возможность использования в целях корреляции как величин геохимических коэффициентов, так и приведенных параэлементных отношений. Еще более четкие геохимические различия гранитоидов разных комплексов вскрываются при анализе распределения некоторых элементов-примесей в минералах этих гранитоидов. Наиболее интересные данные были получены при сопоставлении биотитов и магнетитов разных комплексов (табл. 6).

Особенности распределения некоторых элементов-примесей в минералах

Комплекс	Полевой шпат				Биотит							
	Be	Nb	Ni	Sr/Ba	Be	Pb	Nb	Sn	Ni	Y	Ti	V
Крыккудукский	0,0003	—	0,0014	0,8	0,0001	0,003	0,001	—	0,01	—	4,0	0,2
Боровской	0,0006	0,0003	0,001	1,0	0,0003	0,04	0,006	0,003	0,006	0,001	2,6	0,08
Балкашинский	0,001	0,0006	0,0008	1,5	0,001	0,1	0,03	0,03	0,003	0,01	1,3	0,02

* При составлении таблицы учтены данные В. И. Серых [1964] и Ю. А. Габова, В. И. Серых, Е. К. Михайловой [1965].

Некоторые особенности развития интрузивных комплексов во времени. В каждом комплексе * выделяются породы собственно интрузивной фазы, породы дополнительной интрузии двух генераций и жильные породы I и II этапов (табл. 1). Наиболее сложен балкашинский комплекс, в котором среди разнообразных мелкозернистых гранитов жильной фазы I этапа выделяются породы нескольких генераций. С этими породами генетически связаны и все известные пегматитовые образования.

При рассмотрении особенностей гранитоидов, относящихся к разным стадиям внедрения, обнаруживаются некоторые черты, общие для всех интрузивных комплексов. Гранитоиды собственно интрузивной стадии представлены средне-крупнозернистыми разностями; породы фазы дополнительных интрузий I генерации — среднезернистыми, II генерации — мелко-среднезернистыми довольно равномернозернистыми; жильные породы I этапа — разнообразными мелкозернистыми разностями (табл. 1). Породы разных стадий внедрения в пределах комплекса характеризуются минералогической и петрохимической близостью (табл. 3, 4), хотя каждая последующая стадия отличается от ранней большим содержанием кварца и калишпата, меньшим — темноцветных, т. е. большей степенью дифференцированности. Довольно отчетливое проявление дифференциации в процессе развития каждого комплекса

* Фаза дополнительных интрузий в крыккудукском комплексе в пределах Зерендинского массива достоверно не установлена.

устанавливается и при рассмотрении петрохимических особенностей пород (табл. 4). Поздние дифференциаты (особенно жильные I этапа) характеризуются увеличением содержаний SiO_2, щелочей, соответствующим уменьшением характеристик *b*, *c* и т. д.

Ассоциации элементов-примесей, характерные для того или иного комплекса, проявляются в породах всех стадий до постмагматических образований, т. е. происходит унаследование и сохранение специфики комплексов. В то же время при сохранении качественного состава элементов-примесей породы разных стадий существенно отличаются по содержанию разных элементов, причем здесь соблюдаются те же тенденции к обеднению и обогащению, что и между комплексами.

Таблица 6

гранитоидов интрузивных комплексов Зерендинского массива *

Магнетит								Циркон		Сфен	
Cr	Pb	Sn	Y	Nb	Ni	Co	Ba	Zr/Hf	U	Nb	U
0,06	—	—	—	0,0003	0,006	0,01	0,06	55—60	—	0,006	—
0,003	0,003	0,0006	0,003	0,003	0,004	0,005	0,03	45—50	0,03	0,22	0,04
—	0,01	0,003	0,01	0,02	0,002	0,002	0,01	35—40	0,1	не анализировалось	0,1

В заключение необходимо отметить, что мелкозернистые лейкократовые граниты балкашинского комплекса, залегающие в гранитоидах боровского и крыккудукского комплексов, нередко относят к жильным дериватам этих комплексов. Действительно, их состав иногда может довольно ощутимо отличаться от типичного состава мелкозернистых гранитов балкашинского комплекса, залегающих в материнских породах. Отличия выражаются в некотором уменьшении кварца, калишпата, увеличении плагиоклаза, биотита, магнетита, сфена (табл. 3), соответствующем уменьшении SiO_2, K_2O, увеличении CaO, FeO и др. (табл. 4). Эти вариации состава частично могут быть объяснены явлениями гибридизма, а частично явлениями своеобразного биметасоматоза, протекающими в приконтактовых областях, когда в сторону биотитовых гранитов и гранодиоритов происходит миграция калия, а в мелкозернистые лейкократовые граниты привносится некоторое количество Ca, Mg, Fe. Основные же особенности минерального состава, в том числе и акцессорной минерализации, петрохимические и геохимические особенности этих мелкозернистых гранитов в общем сохраняют все главные, родовые черты, свойственные производным балкашинского комплекса.

Особенности формирования

До настоящего времени вопросы положения и формирования Зерендинского плутона в рамках Кокчетавского поднятия рассматривались на основе представления о массиве как о едином в морфологическом отношении интрузивном теле. Н. А. Фогельман, Р. Д. Гаврилин, Д. Н. Казанли, М. А. Абдулкабирова, Б. Д. Эфрос и другие моделировали плутон как крупное уплощенное гарполитообразное тело или

межформационную залежь. При этом некоторые исследователи (Р. Д. Гаврилин, В. С. Малявкин и др.) считали, что плутон формировался в тесной связи с близширотным глубинным разломом, проходившим вдоль оси Кокчетавского антиклинория, а другие полагали, что внедрение интрузивных масс происходило на юго-востоке массива по глубинному разлому северо-восточного простирания, сопряженному с «крупнейшей и весьма пологой трещиной в земной коре, близкой к межформационной поверхности докембрия — нижнего палеозоя» [Кизевальтер, Муратов, 1959, стр. 47].

Противоречия в трактовке вопросов, касающихся становления Зерендинского плутона и развития магмоконтролирующих структур, могут быть разрешены, если принять во внимание изложенные выше данные о геологическом строении плутона — сложного гетерогенного сооружения, образованного в три этапа. Такое представление позволяет в составе Зерендинского плутона выделить три самостоятельных в морфологическом отношении гранитоидных интрузива, каждый из которых формировался в особых структурно-тектонических условиях.

Наименее ясны первоначальные размеры и положение интрузива гранодиоритового комплекса. Изолированные выходы гранодиоритов, расположенные на юго-западе и востоке Зерендинского плутона, прослеживаются в виде двух полос соответственно северо-западного и северо-восточного простирания (рис. 1, 2). Работами геологов МГРИ доказано, что часть разрозненных выходов принадлежит единому гра-

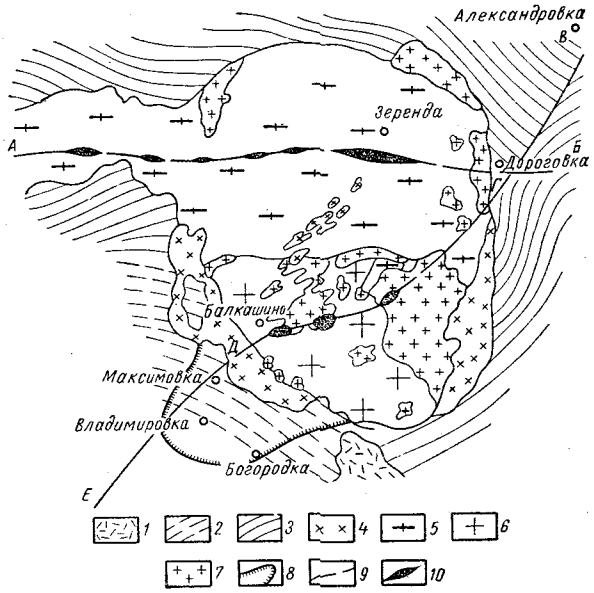


Рис. 1. Схема геологического строения Зерендинского плутона (составлена Б. Д. Эфросом с использованием материалов Е. Д. Щлыгина, Д. С. Кизевальтера, М. В. Муратова, Б. П. Бахмутова, Е. А. Бабичева):

1 — девонский складчатый комплекс; *2* — нижнепалеозойский складчатый комплекс; *3* — докембрийский складчатый комплекс; *4* — гранодиориты и диориты крыккудукского интрузивного комплекса; *5* — биотитовые граниты боровского комплекса; *6* — лейкократовые и аляскитовые граниты собственно интрузивной фазы балкашинского комплекса; *7* — лейкократовые и аляскитовые граниты дополнительной фазы балкашинского комплекса; *8* — контур части балкашинского аляскитового массива, скрытой на глубине до 1,5—1,8 *км*; *9* — предполагаемые и фиксируемые линии глубинных разломов; *АБ* — широтный разлом; *ВГ* — Александровско-Дороговский разлом; *ГД* — гипотетическое юго-западное продолжение этого разлома, *ДЕ* — зона глубоких разрывов; *10* — предполагаемое местоположение магмоподводящих каналов

нодиоритовому массиву. Есть основания предполагать, что до внедрения силурийских и девонских интрузий ордовикский массив гранодиоритов имел более значительное площадное развитие. Об этом свидетельствуют останцы пород крыккудукского комплекса в центральных частях Зерендинского плутона и значительная величина гранодиоритовых массивов, расположенных на востоке Кокчетавского поднятия. Мощность и глубинное строение ордовикского интрузива, находящегося в составе Зерендинского плутона, также не установлены. Можно лишь проводить аналогию с другими массивами гранодиоритов, которые, имея уплощенную гарполитообразную и лополитообразную форму и сложную ступенчато-блоковую конфигурацию донной части, достигают 1—7 *км* мощности [Мищенко, 1965; Шульга, 1965].

Биотитовые граниты боровского комплекса слагают северную, большую (свыше 60% площади) часть Зерендинского плутона. Массив биотитовых гранитов, размеры которого составляют в плане 160×20—50 *км*, расположен в центральной части Кокчетавского антиклинория и сильно вытянут в широтном направлении, согласно с простиранием складок древнего основания (рис. 1), создавая ложное представление о его конкордантности.

Массив биотитовых гранитов * имеет постепенное погружение кровли и значительное подземное продолжение к северо-западу, северу и востоку, где расположены мелкие массивы-сателлиты, такие, как Имантауский, Жолдыбайский, Алакульский, Боровской и др. [Кизевальтер, Муратов, 1959; Бачин и др., 1965]. Южная граница интрузива прослеживается по широтной линии Сандыктав-Веденеевка, где биотитовые граниты срезаются аляскитами балкашинского комплекса.

Мощность интрузива биотитовых гранитов в центральной его части достигает 15—20 *км*, а к северу и югу — резко падает до 5—3 *км* [Казанли, 1955]. Максимальной мощности интрузив достигает в области развития широтного глубинного разлома, который рассматривался Р. Д. Гаврилиным, В. С. Малявкиным и другими исследователями как генеральная магмоподводящая структура при формировании всего Зерендинского плутона. Наличие здесь по крайней мере одного подводящего канала предполагал и Д. Н. Казанли [1955], строивший модель плутона на основе измерений магнитного и гравитационного полей.

Таким образом, представляется, что громадные по объему интрузии биотитовых гранитов в верхнем силуре — нижнем девоне внедрялись по широтному глубинному разлому, расположенному примерно в осевой части Кокчетавского антиклинория, и распространялись затем на юг и в основном на север по крупным межформационным трещинам срыва в условиях медленного опускания дна интрузивной камеры. Формировалась громадная интрузивная залежь крупнозернистых биотитовых гранитов главной фазы.

Уменьшение объема кристаллизующегося расплава обусловило внедрение дополнительных порций расплава из более глубоких незакристаллизованных очагов в камеры, образующиеся в эндоконтактовых областях [Марин, 1967]. Действительно, среднезернистые порфировидные биотитовые граниты дополнительной фазы наблюдаются в виде мощных залежей, приуроченных к пологому контакту интрузива гранитов главной фазы с вмещающими породами и к пластовым трещинам в его апикальной части. Этим и объясняется значительное площадное развитие гранитов дополнительной интрузии по сравнению с гранитами главной фазы (при минимальной глубине эрозионного среза).

---

* В трактовке других исследователей — Зерендинский плутон в целом.

Рис. 2. Схематическая геологическая карта Зерендинского массива (составлена Ю. Б. Марииным, Б. Д. Эфросом, Е. П. Афанасьевой, Г. Я. Гутцайт с использованием материалов Р. Д. Гаврилина, С. А. Алиаскарова, Т. В. Константиновича, О. М. Розена, Е. А. Бабичева):

1 — нерасчлененные отложения кайнозоя; *2* — красноцветные песчаники, алевролиты, аргиллиты, прослои известняков среднего и верхнего карбона; *3* — известняки, мергеля и песчаники нижнего карбона; *4* — нерасчлененные вулканогенно-осадочные отложения среднего-верхнего девона; балкашинский интрузивный комплекс; *5* — жильные породы II этапа, *6* — пегматиты, *7* — мелкозернистые лейкократовые и аляскитовые граниты, *8* — мелко-среднезернистые лейкократовые граниты II дополнительной интрузии, *9* — среднезернистые лейкократовые граниты I дополнительной интрузии, *10* — крупнозернистые граниты собственно интрузивной фазы; *11* — кварцевые порфиры и их туфы, конгломераты нижнего-среднего девона; боровской интрузивный комплекс; *12* — жильные породы II этапа, *13* — мелкозернистые биотитовые граниты; *14* — мелко-среднезернистые биотитовые граниты II дополнительной интрузии; *15* — среднезернистые, обычно порфировидные биотитовые и роговообманково-биотитовые граниты I дополнительной интрузии, *16* — крупнозернистые биотитовые и биотито-роговообманковые граниты собственно интрузивной фазы; крыккудукский интрузивный комплекс: *17* — мелкозернистые диориты и гранодиориты, *18* — средне-крупнозернистые гранодиориты и кварцевые диориты; *19* — нерасчлененные песчаники, порфириты и их туфы, конгломераты нижнего-среднего ордовика; *20* — эффузивно-осадочные породы бощекульской свиты нижнего кембрия; *21* — нерасчлененные отложения кембрия; *22* — метаморфизованные диабазовые порфириты и их туфы, яшмы синия; *23* — различные метаморфические сланцы, кварциты, порфириты, амфиболиты и гнейсы протерозоя; *24* — амфиболиты, кварциты, различные сланцы и гнейсы архея; границы: *25* — интрузивные, *26* — стратиграфические; *27* — разрывные нарушения

В последние стадии становления массива биотитовых гранитов развивались прототектонические и наследовавшие их тектонические трещины, имеющие преимущественно субмеридиональную и субширотную ориентировку. Эти системы трещин использовались жильными породами I и II этапов внедрения.

Интрузив лейкократовых и аляскитовых гранитов балкашинского комплекса образует южную часть Зерендинского плутона. Он отличается изометричной в плане формой, несколько вытянутой в восточном направлении (рис. 1). Удлиненная форма массива подчеркивается юго-западной глубинной апофизой, установленной гравиметрическими работами Б. П. Бахмутова. Размеры интрузива в плане составляют 40×50—60 *км*. Мощность его не превышает 5 *км*, а на отдельных участках уменьшается до 4—3 *км* [Казанли, 1955].

Контакты аляскитового массива характеризуются различными углами падения. На севере, где аляскиты срезают интрузив биотитовых гранитов, поверхность контакта весьма пологая. Об этом свидетельствуют многочисленные останцы гранитов боровского комплекса, развитые в пределах полосы шириной в 10—20 *км*, а также небольшие выходы — купола аляскитов среди биотитовых гранитов, севернее зоны контакта. Полого погружается кровля интрузива и на юго-запад, где отмечается его значительное подземное продолжение. Юго-восточный контакт массива более крутой, углы падения достигают здесь 45—50°. Предположительно крутой и северо-западный контакт. В северной половине аляскитового массива, в районе сел Новоромановка и Преображенка, Б. П. Бахмутов выделил несколько гравитационных минимумов, которые были отождествлены им с корнями гранитной интрузии. Они располагаются на одной линии северо-восточного простирания, смыкающейся с глубинными разломами, достоверно установленными за пределами Зерендинского плутона [Кизевальтер, Муратов, 1959].

Таким образом, можно полагать, что магма, приведшая к образованию массива лейкократовых и аляскитовых гранитов, интрудировала по глубинному разлому северо-восточного простирания, пересекавшему южное крыло Кокчетавского антиклинория.

Формирование линзовидного тела крупнозернистых лейкократовых и аляскитовых гранитов главной фазы балкашинского комплекса сопровождалось внедрением дополнительных порций расплава. Интрузии среднезернистых

гранитов дополнительной фазы использовали при внедрении как основную контролирующую структуру — северо-восточный разлом, так и контактные поверхности массива гранитов главной фазы с вмещающими породами. В первом случае тела гранитов дополнительной интрузии располагались вдоль области распространения глубинного разлома *, а во втором случае — подчеркивали линию контакта. Небезынтересно отметить, что, интрудируя породы боровского комплекса, граниты дополнительной интрузии также внедрялись по системам трещин, развитым вдоль контактов массива биотитовых гранитов с вмещающими толщами.

Достигая апикальной части интрузива гранитов главной фазы, граниты дополнительной интрузии использовали возникавшие в результате усадки при кристаллизации свободные объемы—распространялись по пологой поверхности кровли массива, а также по пологим трещинам контракции. Это приводило к формированию сравнительно маломощных многоярусных залежей.

Жильные породы балкашинского комплекса приурочены к различным структурным элементам. По системам крутых (северо-восточных и северо-западных) и преимущественно пологих трещин, наиболее ярко выраженных в апикальной части массива, формировались дайки и пластовые тела мелкозернистых жильных гранитов. Эти же системы трещин, но уже в сочетании с субмеридиональными нарушениями, являлись контролирующими структурами для жильных дериватов поздних генераций. Породы основного состава II этапа и кварцевые жилы использовали протяженные крутопадающие нарушения северо-восточного и субмеридионального направлений.

Следует отметить, что жильные дериваты балкашинского комплекса так же, как и породы ведущих интрузивных фаз, распространялись по ослабленным зонам далеко за пределы материнского массива: дайки пород I и II этапов внедрения образовали жильные поля в различных участках массива биотитовых гранитов.

Типы пегматитовых полей

В пределах Зерендинского массива известно несколько сотен пегматитовых тел, которые локализуются в различных частях плутона, образуя небольшие пегматитовые поля (рис. 2). Геологическое строение пегматитов и их перспективность на пьезооптические минералы рассмотрены ранее [Эфрос, 1964]. В настоящее время, когда получены доказательства принадлежности биотитовых и лейкократовых гранитов к различным комплексам **, детальнее изучено геологическое строение плутона и установлено [Марин и др., 1967], что все пегматитовые тела генетически связаны с жильными мелкозернистыми гранитами наиболее молодого — балкашинского комплекса, появилась возможность уточнить сложившиеся ранее представления.

---

* Указания о приуроченности интрузий дополнительной фазы к главным магмоконтролирующим глубинным разломам встречаются и у других исследователей [Ежов, Павлов, Юнаковская, 1965; Павлов, 1964].

** Раньше биотитовые граниты считались эндофациальной разностью лейкократовых, на основании чего производилась оценка глубин эрозионного среза и расшифровывались различия в строении, морфологии и минерализации двух больших групп пегматитов, залегающих среди биотитовых гранитов северной части плутона и лейкократовых гранитов южной [см. Эфрос, 1964, рис. 2, Б].

В зависимости от различных геолого-структурных условий становления разных участков концентрации пегматитов четко выделяются пять типов полей (табл. 7). В отличие от рассмотренных ранее [Эфрос, 1964] двух резко противоположных групп пегматитов (поля типов А и Г), в табл. 7 находят отражение и пегматитовые поля типа Б и В, занимающие промежуточное положение.

Известное поле типа А представляет вытянутую область концентрации пегматитов, достигающую 8 *км* в длину при ширине до 1—2 *км*. Пегматиты этого поля формировались среди материнских лейкократовых и аляскитовых гранитов, в основном среди среднезернистых гранитов дополнительной фазы. Эти граниты в виде многоярусных залежей располагаются в эндоконтакте балкашинского интрузива. Они выполняют сводовые части и крылья своеобразных вытянутых в северо-восточном направлении валообразных вздутий, образовавшихся в результате проявления механической активности магмы над линейными подводящими каналами, приуроченными, как отмечалось выше, к северо-восточному глубинному разлому. Формирование пегматитовых тел, судя по сложной геологической картине (в пределах поля присутствуют граниты всех стадий внедрения), протекало на фоне мобильной интрузивной деятельности. Пегматитовые тела, обнаруживая связь с мелкозернистыми аляскитами, локализуются в ослабленных зонах (по контактам между гранитами основной и дополнительной фазы, под останцами гранитов материнского и чуждого комплексов и т. д.) и приурочены нередко к системам крутых и (или) пологих прототектонических трещин. В пегматитах данного поля обнаружены полости с кристаллами дымчатого кварца и флюорита. Пегматитовые поля типа Б располагаются в периферических частях аляскитового балкашинского интрузива. Пегматиты здесь локализуются в эндофациальных разностях гранитов главной или дополнительной фазы балкашинского комплекса и нередко частично выходят (на единицы метров) в останцы биотитовых гранитов. Приуроченность пегматитов к участкам повышенной трещиноватости и обилие ксенолитов свидетельствует об интенсивности трещинообразования (при усадке интрузива и перемещении блоков) в ходе становления пегматитовых полей и о незначительной глубине их формирования. Единичные объекты пегматитовых полей типа Б хрусталеносны.

Пегматитовые поля типа В расположены в сводовых частях куполовидных сателлитов лейкократовых гранитов балкашинского комплекса, прорывающих интрузив биотитовых гранитов. Купола-сателлиты имеют в плане небольшие размеры, не превышающие нескольких квадратных километров. Мощность их также незначительна. Лейкократовые граниты представлены обычно разностями фации эндоконтакта. В них отмечаются ксенолиты биотитовых гранитов, реже габброидов и амфиболитов кровли. Нехрусталеносные пегматитовые тела, тесно связанные с жильными мелкозернистыми лейкократовыми гранитами балкашинского комплекса, локализованы в пологих трещинах контракции или в крутых трещинах, секущих ксенолиты биотитовых гранитов и пород кровли.

Пегматитовые поля типа Г объединяют большинство известных пегматитов Зерендинского массива. Эти бесперспективные на пьезооптические минералы пегматитовые тела формировались в неблагоприятных условиях [Эфрос, 1964], среди контаминированных биотитовых гранитов чуждого — боровского комплекса. В апикальные части интрузива биотитовых гранитов, пораженные системами прототектонических и тектонических трещин, внедрялись жильные дериваты молодого бал-

Общая характеристика

Тип пегматитового поля	Местонахождение	Геологическая обстановка	Структурная позиция	Глубина эрозионного среза*
А	Южная часть Зерендинского плутона — собственно Балкашинский интрузив	Лейкократовые и аляскитовые граниты преимущественно дополнительной и главной фаз балкашинского комплекса. Изредка ксенолиты биотитовых гранитов боровского комплекса	Сводовая апикальная часть материнского массива, вытянутые купола и вздутия 2-го порядка над подводящими каналами	Незначительная (100—300 *м*)
Б	То же	Лейкократовые и аляскитовые граниты главной и дополнительной фаз балкашинского комплекса. Многочисленные останцы и ксенолиты биотитовых гранитов боровского комплекса	Пологий эндоконтакт материнского интрузива	Незначительная (до 100 *м*)
В	Северный экзоконтакт Балкашинского интрузива	Лейкократовые и аляскитовые граниты главной и дополнительной фаз балкашинского комплекса. Часты останцы и ксенолиты гранитов боровского комплекса	Небольшие купола — сателлиты среди биотитовых гранитов боровского комплекса	Незначительная
Г	Центральная и северная части Зерендинского плутона	Биотитовые граниты дополнительной и главной фаз боровского комплекса. Многочисленные дайки и штоки жильных гранитов балкашинского комплекса	Пологий контакт интрузива биотитовых гранитов	Незначительная (100—200 *м*)
Д	Юго-западная часть Зерендинского плутона	Метаморфические породы докембрийского возраста	Прогибы кровли и останцы среди лейкократовых гранитов балкашинского комплекса	—

* Исследования по изучению структур полей проведены в 1963 г. В. А. Смирновой и В. Б. Лекухом по методике В. К. Монича [1957].

Таблица 7

типов пегматитовых полей

Преобладающий морфологический тип пегматитовых тел	Особенности внутреннего строения пегматитовых тел	Главные породообразующие минералы пегматитовых тел	Ведущие гидротермальные процессы в пегматитовых телах	Перспективность пегматитового поля (+, −)	Примеры полей
Изометричные, линзовидные утолщенные	Полнозональные с хорошо развитыми полевошпатовой зоной, кварцевым ядром и графической зоной, мощность которой иногда возрастает в донных частях тел	Кварц, микроклин	Альбитизация, серицитизация (проявлены широко)	+	Новороманновское
Линзовидные	Полнозональные с графической, полевошпатовой и кварцевой зонами	То же	Альбитизация	+ —	Безымянское Белгородское
Линзовидные (обычно пологие)	Полнозональные и азональные с хорошо развитой блоковой зоной	Кварц, микроклин, (плагиоклаз)	Альбитизация, хлоритизация (проявлены незначительно)	—	Лосевское Шемулдинское Сандыктавское
Линзовидные, линзовидные уплощенные (крутозалегающие), жилообразные	Полнозональные с кварцевым ядром, резко превалирующим над остальными зонами; слабо развитой полевошпатовой зоной, нередко выклинивающейся в донных частях пегматитов	Кварц, микроклин, плагиоклаз	Эпидотизация, хлоритизация (проявлены локально)	—	Подлесное Жиландинское Зерендинское
Линзовидные	Обычно полнозональные	Кварц, микроклин	То же	—	Айдабульское

кашинского комплекса; образовывались единые поля даек мелкозернистых лейкократовых гранитов и пегматитовых тел. Нередко они располагались по ослабленным зонам: вдоль контактов биотитовых гранитов главной и дополнительной фаз, областей повышенной трещиноватости и др. Эти зоны в большинстве своем ориентированы субмеридионально. Жиловмещающими структурами служили трещины также меридионального направления, реже субширотные в сочетании с системами пологих трещин.

Пегматитовое поле типа Д является исключением: в метаморфических сланцах и кварцитах допалеозойского возраста, слагающих останцы и прогибы кровли плутона, известны единичные пегматитовые тела. Они обнаруживают тесную связь с мелкозернистыми гранитами и приурочены к различно ориентированным, но часто пологим трещинам.

Выводы

1. В строении Зерендинского плутона принимают участие гранитоиды 3-х интрузивных комплексов: крыккудукского комплекса гранодиоритов (O_2), боровского комплекса биотитовых гранитов (S_2—D_1) и балкашинского комплекса лейкократовых и аляскитовых гранитов (D_2).

2. В ходе последовательного становления интрузивов этих комплексов, объединенных в рамках гетерогенного Зерендинского плутона, изменялся не только состав гранитоидов. Сменялись и тектонические структуры, контролировавшие подъем магмы из глубинных магматических очагов, и структуры, определявшие размещение интрузивных масс различных комплексов. Магма, образовавшая массив биотитовых гранитов, интрудировала по широтному глубинному разлому, а магма лейкократовых и аляскитовых гранитов — по глубинному разлому северо-восточного заложения.

3. Выделяются пять типов пегматитовых полей. Поле пегматитовых тел, наиболее перспективных на пьезооптические минералы, располагается в апикальной части интрузива материнских лейкократовых и аляскитовых гранитов, преимущественно в области развития гранитов дополнительной фазы, в скрыто мобильной зоне над подводящими каналами. Наименее перспективные поля пегматитовых тел локализованы в биотитовых гранитах чуждого — боровского комплекса и породах кровли плутона.

ЛИТЕРАТУРА

Аврашов А. С. Петрохимические особенности некоторых гранитных интрузивов Центрального Казахстана. Тр. ВНИИСИМС, т. VIII, 1964.

Амшинский Н. Н. Некоторые закономерности распределения акцессорных элементов в гранитоидах. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1964.

Бачин А. П. и др. Схематическая геофизическая карта Казахстана. Доклады сов. геологов на XXII сессии МГК. Геологические результаты прикладной геофизики. Недра, 1965.

Билибина Т. В. К петрохимии и металлогении каледонских интрузий Северного Казахстана. В сб. «Материалы по эндогенной металлогении Советского Союза», 1953.

Габов Ю. А., Серых В. И., Михайлова Е. К. Гафний в цирконах из гранитоидов Зерендинского массива. Изв. АН Каз. ССР, сер. геол., № 4, 1965.

Гаврилин Р. Д. Некоторые особенности оптических свойств калиевых полевых шпатов гранитоидов (на примере Зерендинской интрузии Северного Казахстана). Сов. геология, сб. 51, 1956.

Гаврилин Р. Д. Геологическое положение щелочных жильных пород в жильной серии щелочно-земельных гранитоидов. ДАН СССР, т. 113, № 5, 1957.

Ежов А. И., Павлов В. А., Юдаковская Ю. В. О форме гранитных массивов Шалгинского района Центрального Казахстана. В сб. «Геология и геохимия гранитных пород». Наука, 1965.

Казанли Д. Н. Структура Центр. Казахстана на основании анализа гравитационного и магнитного полей. Изв. АН Каз. ССР, сер. геол. № 20, 1955.

Кизевальтер Д. С., Муратов М. В. Тектоника северо-восточной окраины Кокчетавского массива (Сев. Казахстан). Бюл. МОИП, отд. геол., т. XXXIV, вып. 2. 1959.

Комлев Л. В., Филиппов В. С., Крюкова Н. Ф. Абсолютный возраст гранитных интрузий Кокчетавского поднятия в Северном Казахстане. Тр. 7 сессии Комиссии по опред. абс. возр. геол. формаций. Изд-во АН СССР, 1960.

Коптев-Дворников В. С. и др. Палеозойские интрузивные комплексы Бетпакдала. Тр. ИГЕМ АН СССР, т. 1, вып. 44, 1960.

Корыткин А. А. Палеозойские интрузивные комплексы северо-запада Центр. Казахстана. Изв. ВУЗов, геол. и разв., № 5, 1965.

Кропоткин П. Н. Тектоника, стратиграфия и металлогения Сев. Казахстана. Тектоника СССР, т. 1, Изд-во АН СССР, 1948.

Куплетский Б. М. Количественно-минералогический состав гранитоидов. Вопросы петрографии и минералогии, т. 1, Изд-во АН СССР, 1953.

Марин Ю. Б. О некоторых особенностях распределения и поведения титана в каледонских интрузивных комплексах Северного Казахстана. Геохимия, № 1, 1966.

Марин Ю. Б. Особенности становления гранитоидных интрузий малых глубин (на примере гранитоидных массивов Казахстана). ЗВМО, № 3, 1967.

Марин Ю. Б. и др. Некоторые особенности выделения хрусталеносных гранитных интрузивов. Зап. ЛГИ, т. LII, вып. 2, 1967.

Мищенко В. С. Форма Крыккудукского плутона и проблема пространства. Сов. геолог., № 7, 1965.

Монич В. К. Петрология гранитных интрузий Баянаульского района в Центральном Казахстане. Изд. АН Каз. ССР, 1957.

Никольская Т. Л. О явлениях гибридизма в гранитоидах Зерендинской интрузии Северного Казахстана. Изв. ВУЗов, геол. и разв., № 10, 1958.

Павлов В. А. Структурные особенности некоторых пермских гранитных массивов Центрального Казахстана. Наука, 1964.

Подольский А. М., Серых В. И. Ниобий в интрузивных породах Кокчетавского поднятия (Казахстан). Геохимия, № 10, 1964.

Розен О. М. Пример определения относительного возраста интрузий. Сов. геология, № 1, 1963.

Сатпаев К. И. и др. Абсолютный возраст некоторых магматических формаций Казахстана. Изв. АН Каз. ССР, сер. геол., вып. 3 (54) 1963.

Серых В. И. Распределение меди в генетически связанных сериях гранитоидов. Геохимия, № 10, 1963.

Серых В. И. К геохимии никеля в гранитоидах. Геохимия, № 9, 1964.

Серых В. И., Ященко Н. Я. О порфировидных гранитах Зерендинского массива. Изв. АН СССР, сер. геол., № 9, 1963.

Смыслов А. А. Радиоактивные элементы в изверженных породах Сев. Казахстана. Геохимия, № 3, 1958.

Соловьев С. П. Гранитоиды, их эволюция и генетические типы. ЗВМО, № 6, 1962.

Шульга В. М. Гранитоидные интрузивные комплексы восточной части Северного Казахстана. Тезисы докл. I Казахск. петрограф. совещ. Изд-во АН Каз. ССР, 1965.

Эфрос Б. Д. Некоторые особенности геологического строения пегматитов Зерендинского гранитоидного массива. Тр. ВНИИСИМС, т. VIII, 1964.

Ященко Н. Я., Серых В. И., Ларина Т. Ф. О содержании магнетита в изверженных породах. ЗВМО, № 6, 1965.