Записки Ленинградского орденов Ленина и Трудового Красного Знамени горного института им. Г. В. Плеханова, т. LII, вып. 2, 1967 г.

УДК 552. 322

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ВЫДЕЛЕНИЯ ХРУСТАЛЕНОСНЫХ ГРАНИТНЫХ ИНТРУЗИВОВ

Ю. Б. Марин, Б. Д. Эфрос, С. М. Бескин, Е. П. Афанасьева

Как известно, перспективными на хрусталеносные пегматиты обычно являются посторогенные, обычно межформационные, изометричные в плане, неглубоко эродированные массивы гранитов существенно кварц-микроклинового состава с повышенным содержанием летучих, образованные в условиях небольших глубин [Дмитриев, 1960; Зарянов, 1960; Захарченко, 1962, 1964, 1965а, б; Захарченко и др., 1958]. Наши исследования [1] на территории более чем тридцати гранитоидных массивов позволяют уточнить некоторые из этих региональных поисковых предпосылок.

Обследованные интрузивы размещаются в четырех разобщенных структурно-тектонических зонах — в пределах Кокчетавского поднятия и Степнякско-Аксуйской складчатой области, Сарысу-Тенизского поднятия, Баянаульской и Успенской складчатых зон.

Первые три структурно-тектонические зоны входят в состав Казахстанско-Тянь-Шаньского каледонского срединного массива. При этом Баянаульская складчатая зона южной своей частью захватывает территорию краевого вулканического пояса. Успенская зона находится в северо-западной части Джунгаро-Балхашской герцинской геосинклинальной области [Богданов и др., 1963]. Эти зоны отличаются известной самостоятельностью геологического развития, особенностями эффузивного и интрузивного магматизма и металлогенической нагрузки.

Для Казахстана установлен полициклический характер развития и выделены синийский, салаирский, каледонский и герцинский тектоно-магматические циклы, с которыми связано становление определенных магматических формаций [Коптев-Дворников и др., 1960; Принципы..., 1960]. Интрузивная деятельность проявилась наиболее полно и ярко в ходе каледонского и герцинского тектоно-магматических циклов. В выделенных структурно-тектонических зонах насыщенность интрузивными образованиями циклов резко различна: если лицо Кокчетавского и Сарысу-Тенизского поднятий определяется развитием каледонских интрузий, то в Баянаульской и Успенской складчатых зонах ведущая роль принадлежит интрузиям герцинского цикла.

---

[1] В работах принимали участие В. М. Смертенко, В. А. Смирнова, Г. Я. Гутцайт, А. Г. Бушев, Е. В. Шамонина, В. Б. Лекух, В. А. Коротаева.

Развитие интрузивной деятельности как в каледонском, так и в герцинском тектоно-магматическом цикле носило сложный характер, обусловленный неоднократным внедрением интрузивных масс в толщи верхнего структурного этажа, что привело к формированию массивов нескольких интрузивных комплексов (табл. 1).

Интрузивы ранних комплексов основных пород (открывающих интрузивную деятельность того или иного цикла в ряде зон) и комплексов щелочных пород (генетическое положение которых в ряду интрузивных образований каледонского и герцинского времени недостаточно ясно) распространены локально и не играют существенной роли в создании общей картины магматизма Казахстана. Максимальным площадным развитием отличаются интрузивные породы гранитоидного ряда, относящиеся к трем интрузивным комплексам, составляющим комагматическую серию гранодиоритов, нормальных биотитовых гранитов и аляскитовых гранитов (табл. 2).

Таблица 1

Каледонские и герцинские интрузивные комплексы ряда складчатых зон Казахстана

Каледонские комплексы		Герцинские комплексы		Комплекс, условное обобщенное наименование
Кокчетавское поднятие и Степнякско-Аксуйская складчатая зона	Сарысу-Тенизское поднятие	Баянаульская складчатая зона	Успенская складчатая зона	
+	+	Семейтавский *Mz*	Байназарский *P—T*	Дайковый
Балкашинский $D_2—(D_3?)$	Верхнедевонский $D_2—D_3\ fr$	Четвертый герцинский *P*	Акчатауский *P*	Аляскитовых и лейкократовых гранитов
Ишимский $D_1(?)—D_2$	—	Третий герцинский *P*	Жаксы-Тагалинский P_1	Щелочных или субщелочных пород
Боровской (Зерендинский) $S_2—D_1$	Среднедевонский D_2	Второй герцинский C_3	Калдырминский C_3	Нормальных биотитовых гранитов
Крыккудукский $O_2—(O_3?)$	Додевонский O_3	Первый герцинский C_2	Топарский C_2	Гранодиоритов
—	Ордовикский O_2	+?	Акбастауский C_1	Основных пород

Трехкомплексное расчленение гранитоидных образований герцинского тектоно-магматического цикла в Баянаульской и Успенской складчатых зонах в настоящее время можно считать достоверно установленным [Монич, 1957; Щерба, 1960; Сатпаев и др., 1963; Перекалина, 1964]. Менее благополучно положение с четким выделением трех комплексов в Кокчетавском и Сарысу-Тенизском поднятиях. В пределах Кокчетав-

ского поднятия многими исследователями принято двухкомплексное расчленение гранитоидов, что приводит к объединению в один комплекс гранодиоритов с нормальными биотитовыми гранитами или последних с аляскитовыми гранитами. Однако наши наблюдения и анализ имеющихся материалов [Кизевальтер, Муратов, 1959; Подольский, 1964; Корыткин, 1965; Шульга, 1965] показывают, что геолого-структурная позиция интрузивных тел гранодиоритов, биотитовых гранитов и аляскитовых гранитов, их петрохимические, геохимические и другие особенности в большинстве случаев достаточно специфичны и позволяют считать их производными трех различных интрузивных комплексов. На Сарысу-Тенизском поднятии многие исследователи [Зайцев, 1961] не выделяют лейкократовые и аляскитовые граниты в самостоятельный комплекс, считая их фазой дополнительных интрузий среднедевонского комплекса биотитовых гранитов. В то же время этим гранитам отводят особое место в интрузивном процессе и отмечают их петрохимическую, геохимическую и металлогеническую специфику. Учитывая это, а также своеобразное геолого-структурное положение и морфологические особенности интрузивных тел аляскитовых и лейкократовых гранитов и принимая во внимание данные В. С. Коптева-Дворникова и др. [1963] о выделении верхнедевонского интрузивного комплекса для аляскитов массива Обалы-Кумкудук, принимаем условно трехкомплексное членение гранитоидов для всего Сарысу-Тенизского поднятия.

Как видно из табл. 2, несмотря на ряд местных отличительных черт однотипные интрузивные комплексы районов по основным характеристикам сопоставимы между собой.

Многократное возобновление магматической деятельности в одних и тех же регионах, нередко в пределах локальных структурных зон, предопределило гетерогенный характер большинства интрузивных массивов. Все эти сложные интрузии расположены большими группами, обычно в виде зон и поясов, причем размещение их контролируется антиклинорными (реже синклинорными) структурами в сочетании с зонами глубинных разломов. Такова группа герцинских интрузивов Калдырминского гранитоидного пояса, протягивающегося более чем на 300 *км*. Массивы там локализуются в широтных структурах Успенской складчатой зоны и контролируются серией близширотных разломов глубинного заложения. Таковы и каледонские интрузивы, которые находятся в сводовой части Кокчетавского поднятия и в антиклинальных и синклинальных структурах, обрамляющих поднятие с севера. Размещение их тесно связано с положением широтных и северо-восточных глубинных разломов.

При рассмотрении геолого-структурной позиции гетерогенных массивов в рамках различных гранитоидных поясов необходимо учитывать, что составляющие их интрузивные тела разных комплексов имеют вполне определенное самостоятельное положение в общих структурах.

Пегматитовые тела изучались в гранитоидных массивах всех интрузивных комплексов. Особое внимание уделялось пегматитоносным массивам лейкократовых и аляскитовых гранитов, поскольку в последние годы всеобщее признание получает решающая роль интрузий аляскитов как материнских для редкометальных месторождений и хрусталеносных и флюоритоносных пегматитов. В связи с этим необходимо четко выделять комплекс аляскитов и не допускать объединения его с комплексом нормальных биотитовых гранитов. Такое объединение ведет к нечеткому представлению о генеральном магматическом поисковом факторе и неверной оценке площадей, перспективных на хрусталеносное и редкометальное сырье.

Таблица 2

Общая характеристика интрузивных комплексов Центрального Казахстана*

Область развития	Комплекс	Относительный возраст / Абсолютный возраст (*млн. лет*)	Положение в структурах	Формы и размеры интрузивных тел	Наиболее характерные породы	Крайние петрографические типы пород	Характерные акцессорные минералы	Характерные элементы примеси	Характерные послемагматические процессы	Генетические типы рудопроявлений и месторождений	Примеры гранитоидных интрузивов: Редкометальные	Примеры гранитоидных интрузивов: Хрусталеносные
Каледонский тектоно-магматический цикл												
Кокчетавское поднятие и Степнякско-Аксуйская складчатая зона	Балкашинский	$\frac{D_2-(D_3?)}{370-400}$	Дискордантные, обнаруживают отчетливую связь с глубинными разломами северо-восточного и субширотного простирания, расположены в сводовых частях и на крыльях антиклиналей	Округлые в плане пластовые межформационные тела значительных размеров (до 1500 *км*², мощностью до 2—5 *км*), реже мелкие штоки и кольцевые интрузии	Лейкократовые и аляскитовые граниты	От аляскитов до обогащенных биотитом гранитов	Циртолит, монацит, флюорит, колумбит	Nb, Ta, Sn, Be, TR, W, Mo, U, Th, Pb, F	Калишпатизация, альбитизация, грейзенизация	Хрусталеносные и флюоритоносные пегматиты, редкометальные апограниты (Nb, Ta, Zr), грейзены (Mo, Sn), высоко- и среднетемпературные кварцевые жилы (Mo, W, Sn)	Дальненский, Алаботинский, Алексеевский, Макинский, Золотоношенский, Орлиногорский, Карабулакский	Зерендинский (юг — собственно Балкашинский массив), Жукейский (?) (кольцо)
	Боровской (или Зерендинский)	$\frac{S_2-D_1}{420-450}$	Дискордантные, расположены в сводовых поднятиях и антиклинальных структурах в связи с широтными разломами	Крупные уплощенные тела, реже мелкие штоки; в плане достигают 35000 *км*² при мощности до 10—15 *км*	Нормальные биотитовые граниты	От нормальных биотитовых гранитов до меланократовых гранитов и гранодиоритов	Циркон, сфен, апатит	Zr, Be, Ti, Mn, V, Sr, Ba, Cu, Zn	Иногда скарнирование (масштабы не очень значительные)	Рудные (Fe) скарны, высоко- и среднетемпературные кварцевые жилы (Au, Cu, Pb, Zn)	Зерендинский (север), Боровской, Лобановский, Жолдыбайский, Чаглинский, Беркутинский, Жукейский (центр)	
	Крыккудукский	$\frac{O_2-(O_3?)}{480-500}$	Согласные, локализованы обычно в синклинальных структурах вдоль субмеридиональных разломов	Крупные вытянутые в плане уплощенные тела, иногда удлиненные лополиты с площадью до 1000—1800 *км*² при мощности в 1—7 *км*	Гранодиориты	От гранодиоритов до габбродиоритов	Апатит, сфен, циркон	Cr, Ni, Co, Ti, Mn, V, Sr, Ba, Cu	Скарнирование (масштабы значительны)	Рудные (Fe, Cu) скарны, средне-и низкотемпературные кварцевые жилы (Au, Pb, Zn)	Крыккудукский, Ащикольский, Буландинский, Зерендинский (запад, юго-запад, восток)	
Сарысу-Тениское поднятие	Верхнедевонский	$\frac{D_2-D_3fr}{350?}$	Дискордантные, расположены в мелких куполовидных поднятиях на крыльях и в ядрах горст-антиклиналей в связи с субширотными глубинными разломами	Пологие межформационные залежи значительных размеров (до 350 *км*²), лакколиты (в 15—25 *км*²) и мелкие штоки, обычно округлые и овальные в плане	Лейкократовые и аляскитовые граниты	От аляскитов до лейкократовых с биотитовым гранитов	Циркон, монацит, флюорит	Mo, Sn, Pb, Zr, Ga, Cu	Калишпатизация, альбитизация, грейзенизация	Хрусталеносные пегматиты, высоко-и среднетемпературные кварцевые жилы (Mo, Sn, Pb)	?	Теректинский (север), Сары-Тюбинский, Жамантасский (юг), Кашурлинский (запад)
	Среднедевонский	$\frac{D_2}{?}$	Дискордантные, расположены в мелких куполовидных поднятиях в тесной связи с субширотными разломами	Крупные пологие тела типа гарполитов, сильно вытянутые в плане, ограниченные разломами. Размеры 300—450 *км*²	Биотитовые граниты	От нормальных биотитовых гранитов до габбродиоритов	Циркон, сфен, апатит	Zn, Cu, Ni, Co, Ti, Cr, Mn, V	Скарнирование	Кварцевые жилы (Cu), рудные (Cu) скарны	Теректинский (юг), Карамендинский, Жамантасский	
	Додевонский	$\frac{O_3}{?}$	Обычно согласные, расположены в ядрах горст-антиклиналей	Пологие тела размером до 500—700 *км*², удлиненные в плане, ограниченные широтными разломами	Гранодиориты и нормальные биотитовые граниты	От нормальных биотитовых гранитов до габбро	Апатит, сфен, циркон	Mn, Cr, V, Ti, Ni, Co, Zn, Cu	То же	Рудные (Fe, Mn, Cu) скарны, кварцевые жилы (Cu)	Каптаадырский, Кашурлинский (восток), Каримбайский, Каратасский	

* Составлена с использованием данных Р. А. Борукаева [1955], В. К. Монича [1957], Д. С. Кизевальтера, М. В. Муратова [1959], Л. В. Комлева, М. С. Филиппова [1960], А. М. Мареичева [1960], Г. Н. Щербы [1960], Ю. А. Зайцева [1961], А. И. Семенова и Ю. М. Шувалова [1961], Г. Д. Афанасьева [1963], В. С. Коптева-Дворникова и др. [1963], К. И. Сатпаева и др. [1963], Т. В. Перекалиной [1964], А. М. Подольского [1964], А. А. Корыткина [1965], В. М. Шульги [1965].

Заказ 996.

Область развития	Комплекс	Относительный возраст / Абсолютный возраст (*млн. лет*)	Положение в структурах	Формы и размеры интрузивных тел	Наиболее характерные породы	Крайние петрографические типы пород	Характерные акцессорные минералы	Характерные элементы примеси	Характерные послемагматические процессы	Генетические типы рудопроявлений и месторождений	Примеры гранитоидных интрузивов	
											Редкометальные	Хрусталеносные
Герцинский тектоно-магматический цикл												
Баянаульская складчатая зона	Четвертый герцинский	$\frac{P}{280-290}$	Дискордантные, расположены в ядрах антиклинориев или на крыльях антиклинорных и синклинорных структур (в пределах вулканического пояса)	Овальные или вытянутые в плане лакколитообразные тела, штоки центрального типа, кольцевые интрузии и гарполиты размером до 300—400 *км*^{2}	Аляскиты	От аляскитовых до биотитовых гранитов	Флюорит, ильменит, циркон, малакон, монацит, циртолит	Mo, W, Cu, Pb, Ga, Sn, Be, Nb, Zr, F	Калишпатизация, альбитизация, грейзенизация	Хрусталеносные и флюоритоносные пегматиты, грейзены, апограниты и высокотемпературные кварцевые жилы (W, Mo)	Баянаульский (центр), Большой Койтасский, Эдрейский	Баянаульский (кольцо), Корнеевский (кольцо), Кызылтауские (разобщенные тела)
	Второй герцинский	$\frac{C_3}{325-330}$	Дискордантные с каледонскими и согласные с герцинскими структурами, приурочены к крыльям крупных синклинориев и к антиклинорным структурам	Лакколитообразные межформационные тела, штоки, реже трещинные вытянутые интрузии размером 800—900 *км*^{2}	Нормальные биотитовые граниты	От биотитовых гранитов до гранодиоритов	Ильменит, циркон, сфен, апатит, ортит	Cu, Au, Ag, Ba, V, Cr, Ga, Pb, Sr, Zn	Скарнирование	Кварцевые жилы (Cu, Mo)	Корнеевский (центр), Кызылтауские, Жамаяульский	
	Первый герцинский	$\frac{C_1-C_2}{335-360}$	Обычно согласные, в ядрах герцинских антиклиналей	Неправильной формы и вытянутые в плане тела, размером в поперечнике 1,2—10 *км*	Гранодиориты	От гранодиоритов до габбро	Апатит, сфен, циркон		То же	Рудные (Fe, Ti, Mn, Cu) скарны и кварцевые жилы (Cu, Au, Zn, Sb)	Северо-Александровский	
Успенская складчатая зона	Акчатауский	$\frac{P}{295-310}$	Дискордантные, расположены в антиклинальных структурах в связи с линейными и кольцевыми разломами	Крупные уплощенные изометричные в плане и кольцевые интрузивы размером до 200—300 *км*^{2}	Аляскиты	От аляскитов до лейкократовых гранитов	Флюорит, циркон, монацит, рутил, апатит	W, Mo, Pb, Be, Sn, F	Калишпатизация, альбитизация, грейзенизация	Хрусталеносные и флюоритоносные пегматиты; апограниты, грейзены, кварцевые жилы (W, Mo, Sn, Zr—Nb—Ta)	Нура-Талдинский, Кара-Койтасский	Кентский (кольцо), Котур-Кызылтауский
	Калдырминский	$\frac{C_3}{325}$	Дискордантные, локализованы нередко в ядрах синклинальных складок в связи с разрывными нарушениями	Крупные удлиненные гарполитообразные массивы, достигающие 500—700 *км*^{2} и мощностью 2—3 *км*	Нормальные биотитовые граниты	От нормальных биотитовых гранитов до меланократовых гранитов	Апатит, циркон, сфен, ильменит	Zn, Cu, Ag, Pb	Скарнирование	Рудные (Cu, Zn, Pb) скарны	Куттуадам-Ирекский, Бюректинский, Егентасский, Сары-Обинский, Калдырминский, Кентский (восток)	
	Тонарский	$\frac{C_2}{340-360}$	Согласные, расположены в ядрах синклинальных складок по протяженным разломам, сопровождающим складчатость	Трещинные тела и удлиненные в плане массивы размером 30—150 *км*^{2}	Гранодиориты	От гранодиоритов до кварцевых диоритов	Сфен, апатит	Cu, Ti, Au, Mn	То же	Рудные (Fe, Mn) скарны	Бурминский, Кентский (юго-восток), Кызылтасский	

Отмеченная специализация аляскитовых и лейкократовых гранитов вызывает необходимость более развернутой характеристики интрузивов только аляскитовых комплексов.

Анализ возрастного положения интрузий аляскитовых и лейкократовых гранитов в четырех рассматриваемых зонах показывает, что их образование происходило в заключительный (субплатформенный) этап развития каледонского (для Кокчетавского и Сарысу-Тенизского поднятий) и герцинского (для Баянаульской и Успенской складчатых зон) тектоно-магматических циклов. В пределах конкретных структурно-тектонических зон значение возрастной характеристики интересующих нас интрузий должно сужаться до рамок возраста интрузивного комплекса (см. табл. 2).

В связи с этим отметим, что представления большинства исследователей хрусталеносных пегматитов о возрасте пегматитоносных интрузий не отличаются конкретностью [Дмитриев, 1960; Захарченко, 1964, 1965а], а иногда этот момент и вообще игнорируется [Давиденко, 1964]. И лишь в одной из ранних работ А. И. Захарченко [1962, стр. 23] справедливо указывается, что формирование пегматитоносных массивов происходило «... в заключительные стадии обычно поздних для данного района тектоно-магматических эпох». Это положение (правда, не доведенное до необходимой конкретизации — выделения определенного интрузивного комплекса) не получило должного распространения, а впоследствии было завуалировано самим автором.

Интрузии лейкократовых и аляскитовых гранитов в обследованных зонах формируются в условиях малых глубин (1—3 *км*). Об этом свидетельствуют характер экзоконтактовых изменений — ороговикование (незначительное по интенсивности и величине ореола) и оценка мощности перекрывающих толщ.

Аляскитовые интрузивы располагаются обычно в линейных тектонических зонах, наложенных на складчатые структуры, являясь отчетливо дискордантными относительно вмещающих пород. Они носят межформационный характер и локализуются, как правило, в антиклинорных структурах. Морфологически массивы аляскитовых и лейкократовых гранитов представляют собой овальные в плане гарполиты и лакколиты, кольцевые интрузивы (характерные для Баянаульской и Успенской зон), а также мелкие штоки и крупные пластовые залежи среди гранитоидов чуждых комплексов. Размеры массивов варьируют от 15—20 до 1500 *км*^{2}. Межформационный характер большинства интрузий определяет их пластообразную форму при малой мощности — до 1—2, редко 4—5 *км*.

Массивы образованы лейкократовыми и аляскитовыми гранитами, ассимиляционная способность которых весьма незначительна, что находит выражение в небольшом разнообразии петрографических представителей пород комплекса: от аляскитов до обогащенных биотитом лейкократовых гранитов. В то же время А. И. Захарченко [1964], Б. Д. Эфрос [1964] и другие исследователи, отмечая связь хрусталеносных пегматитов с лейкократовыми и аляскитовыми гранитами, иногда не отделяют их от нормальных биотитовых гранитов, предполагая фациальные переходы между ними. Это приводит к неверной оценке перспектив гетерогенных массивов [Захарченко, 1964], которые в действительности образованы породами различных интрузивных комплексов. Вряд ли справедливо также и указание А. И. Захарченко [1964] о том, что в участках сосредоточения пегматитов материнские граниты становятся более лейкократовыми и аляскитовыми. Подобная картина наблюдается лишь в тех случаях, когда пегматиты залегают в гранитах чуждого комплекса, которые возле пегматитов интенсивно микроклинизированы.

Интересующие нас интрузии, как правило, имеют существенно кварц-микроклиновый состав. Содержание SiO_2 в них варьирует от 72 до 78%. Характерно содержание щелочей в пределах 7—11% при обычном преобладании K над Na. В соответствии с классификацией К. Б. Зарянова [1960] их можно отнести к нормальным до щелочных с коэффициентом агпаитности, меняющимся от 0,72 до 0,91. Признавая большую заслугу К. Б. Зарянова, привлекшего внимание геологов к гранитам с повышенной щелочностью, необходимо отметить следующее. В ряде случаев подход к оценке перспективности интрузивов со своеобразных литологических позиций — с акцентом на «фации щелочных гранитов» — ведет к затушевыванию первоопределяющего и решающего признака — выделения материнского комплекса лейкократовых гранитов. Это может обусловить необоснованное вовлечение в круг перспективных массивов интрузий комплекса биотитовых гранитов, измененных в процессе площадной микроклинизации.

Для интрузий аляскитового комплекса показательно присутствие таких акцессорных минералов как циркон, магнетит, флюорит, циртолит, монацит, ильменит, колумбит. Сочетание последних пяти минералов наиболее характерно и имеет своего рода корреляционное значение. Ведущие элементы примеси — Nb, Sn, Mo, Zr, Pb, F и др. — присутствуют в кларковых и выше кларковых содержаниях.

Следует отметить разнообразие и значительные масштабы проявления послемагматических процессов, генетически связанных с комплексом лейкократовых и аляскитовых гранитов, что существенно отличает их от комплексов более древних гранитоидов. Наиболее характерен процесс калишпатизации (микроклинизации), который проявляется в гранитоидах чуждых комплексов, в то время как в материнских гранитах ему обычно соответствует протекающий синхронно процесс перекристаллизации. Достаточно широко проявлены и процессы альбитизации и грейзенизации.

Весьма специфичны и генетические типы месторождений и рудопроявлений, связанных с комплексом лейкократовых и аляскитовых гранитов. В разных массивах аляскитовых комплексов рассматриваемых зон отмечены хрусталe- и флюоритоносные пегматиты, редкометальные апограниты и грейзены, высоко- и среднетемпературные кварцевые жилы с редкометальным оруднением (см. табл. 2).

Проведенные наблюдения показывают, что во многих случаях довольно четко выделяются две группы интрузий: 1) аляскитовые интрузивы с широким развитием пневматолито-гидротермальных образований — площадной альбитизации, грейзенизации, высокотемпературных кварцевых жил при сравнительно малой насыщенности пегматитами (потенциально редкометальные массивы); 2) аляскитовые интрузивы с многочисленными пегматитовыми телами при незначительном развитии процессов альбитизации и грейзенизации (потенциально хрусталеносные массивы).

Поэтому для выявления хрусталеносных массивов нельзя ограничиваться выделением в пределах какого-либо района интрузивов аляскитового комплекса. К сожалению, непосредственными геологическими наблюдениями не всегда можно определить принадлежность аляскитового массива к той или иной группе.

Это чаще объясняется, по-видимому, тем, что при современной величине эрозионного среза, разных условиях обнаженности, детальности исследований и т. п. отличительные стороны редкометальных массивов (широкое развитие альбитизации, грейзенизации и др.) иногда не проявляются достаточно очевидно. С другой стороны, имеются редкие

примеры совмещения полей развития хрусталеносных пегматитов с пневматолито-гидротермальными образованиями (Кентский массив). Это и позволило А. И. Захарченко [1965а] выдвинуть в качестве дополнительного признака локализацию пегматитов «камерного» типа в значительно автометаморфизованных лейкократовых и аляскитовых гранитах. С нашей точки зрения, распространение этого специфического сугубо местного признака на бóльшую часть пегматитоносных массивов Казахстана [Захарченко, 1964] не обосновано.

В работах последних двух лет намечаются некоторые критерии для различения аляскитовых интрузий с разной специализацией. И. В. Давиденко [1964] рассматривает этот вопрос с позиций анализа тектонической обстановки, при которой развивается интрузивный процесс. Он отмечает разнохарактерность тектонических движений в момент внедрения интрузий. Становление хрусталеносных интрузивов протекало в пологих антиклиналях в обстановке вертикальных блоковых подвижек. Редкометальные интрузии формировались в синклинальных и очень крутых антиклинальных структурах при надвиговых движениях в условиях интенсивного трещинообразования (раскрытие свода интрузива), что приводило к резкому падению давления в камере и массовому отделению летучих с образованием «продуктивного пояса» грейзенов.

А. С. Аврашов [1964], проанализировав петрохимические особенности гранитов разной специализации, установил, что редкометальные граниты отличаются бóльшим содержанием SiO_2 и меньшим — щелочей, особенно Na. Однако методический подход А. С. Аврашова недостаточно строг, поскольку он сопоставляет интрузивы разных циклов, к тому же расположенные в разных структурно-тектонических зонах. Кроме того, выбор анализов недостаточно критичен, а вывод средних характеристик сделан без учета площадей распространения разностей.

Накопленный фактический материал позволяет несколько уточнить изложенные выше представления и высказать дополнительные суждения о критериях разделения массивов редкометальных и хрусталеносных гранитоидов в рамках аляскитовых комплексов.

Заслуживает внимания (во всяком случае для Кокчетавского поднятия) то, что наиболее насыщенными хрусталеносцыми (и флюоритоносными) пегматитами являются массивы, непосредственно приуроченные к зонам глубинных разломов, играющих роль основных магмоподводящих каналов данного района. Целесообразно выделять главное интрузивное тело и его сателлиты, поскольку перспективность их на хрусталеносные пегматиты резко различна. Так, главный аляскитовый интрузив Кокчетавского поднятия — Балкашинский (входящий в состав гетерогенного Зерендинского плутона), локализованный вдоль северо-восточного глубинного разлома [Кизевальтер, Муратов, 1959], является пегматитоносным. Его сателлиты (Золотоношенский, Имантавский, Володаровский и др.) характеризуются широким проявлением пневматолито-гидротермальных образований. Объясняется это, по-видимому, структурно-тектоническими особенностями становления главного интрузивного тела и его сателлитов, различием термодинамических условий кристаллизации и охлаждения интрузивных масс в камерах разных объемов, особенностями развития трещиноватости и некоторыми другими факторами.

Основные петрохимические отличия гранитов с редкометальной и хрустальной (флюоритовой) специализацией сводятся к следующим. Для хрусталеносных интрузий гранитов содержание SiO_2 варьирует в пределах 73—76%, для редкометальных — 74—79%; содержание щелочей в хрусталеносных гранитах 8—10%, в редкометальных снижается до 7—8% в основном за счет Na. Редкометальные граниты в соответствии

с классификацией К. Б. Зарянова [1960] можно отнести к группе нормальных до субщелочных с коэффициентом агпаитности 0,72—0,79, а граниты с хрустальной специализацией — к группе субщелочных до щелочных с коэффициентом агпаитности 0,79—0,91.

Видовой состав акцессорных минералов в редкометальных гранитных интрузиях более разнообразен (появляются ксенотим, касситерит, молибденит, эвксенит, флюоцерит и др.), чем в хрусталеносных, а такие характерные в целом для аляскитового комплекса минералы, как монацит, колумбит, торит, в хрусталеносных гранитах иногда встречаются не во всех пробах. К тому же, если в последних они содержатся в количествах десятых и первых граммов, то в редкометальных гранитах — до 10 *г/т* и более. Указания некоторых исследователей [Давиденко, 1964; Захарченко, 1964, 1965б] на значительные содержания в пегматитоносных гранитах таких минералов с летучими компонентами, как апатит и топаз, нами не подтверждаются, так как апатит не характерен для аляскитового комплекса, а топаз свойствен гранитам с широким проявлением грейзенизации (т. е. потенциально редкометальным).

Элементы-примеси для редкометальных и хрусталеносных интрузий в общем одни и те же, но количество их (например, Nb, Sn, W) в редкометальных гранитах более высокое. Так, на Кокчетавском поднятии по содержанию Nb группа хрусталеносных массивов (Nb 15—25 *г/т*) резко отличается от группы редкометальных массивов (Nb 70—80 *г/т*)— Орлиногорского, Золотоношенского, Имантавского и др. [Подольский, Серых, 1964].

Заканчивая рассмотрение выявленных к настоящему времени отличительных особенностей редкометальных и хрусталеносных гранитных массивов, хотелось бы обратить внимание на необходимость комплексного применения намеченных критериев, а также отметить, что разработка их только начинается.

Большинство пегматитоносных массивов имеет многофазное строение, свидетельствующее о том, что становление этих интрузивов представляло закономерно развивающийся во времени и пространстве пульсирующий процесс. В строении интрузивов принимают участие крупнозернистые граниты собственно интрузивной (главной) фазы, среднезернистые граниты фазы дополнительных интрузий (одна, иногда две генерации) и породы жильной фазы I и II этапов внедрения. В течение I этапа происходит образование мелкозернистых гранитов (несколько генераций) и пегматитов, развитие процессов микроклинизации, альбитизации, грейзенизации и др.; в ходе II этапа — образование группы дайковых пород (гранит-порфиров, лампрофиров и др.) и некоторых кварцевых жил.

Исследование гранитов разных стадий внедрения позволяет отметить ряд следующих закономерностей: 1) от пород главной фазы внедрения к жильным гранитам I этапа постепенно закономерно уменьшается зернистость; 2) также закономерно уменьшается объем каждой последующей порции магмы (хотя в некоторых интрузиях на современном эрозионном срезе это соотношение может несколько нарушиться); 3) производные фаз, следующих после главной, в основном концентрируются в пределах материнского интрузива, но иногда, выходя за его пределы, локализуются в гранитоидах чуждых комплексов (в гетерогенных интрузиях); 4) по минеральному составу, петрохимическим и геохимическим особенностям породы разных фаз внедрения очень близки, тем не менее граниты каждой последующей стадии несколько отличаются от ранней увеличением количества кварца и калиевого полевого шпата, соответствующим возрастанием SiO_2 и щелочей и т. д., т. е. большей степенью

дифференцированности (хотя пределы дифференциации между породами разных стадий невелики по сравнению с пределами дифференциации, установленными между породами гранитоидного ряда разных комплексов).

Практически все пегматиты обнаруживают связь с жильными мелкозернистыми гранитами — крайними дифференциатами в ряду производных аляскитовой магмы. В связи с этим представляются сомнительными данные некоторых исследователей о том, что развитие всех интрузивных фаз заканчивается пегматитообразованием. При этом выделяют до шести генераций пегматитов, связанных с гранитами собственно интрузивной фазы, фазы дополнительных интрузий и т. д. [Давиденко, 1964]. Это, по-видимому, обусловлено не всегда верной интерпретацией геологической позиции пегматитов. Например, И. В. Давиденко [1964] отмечает, что в Боровском массиве пегматиты «встречаются только в генетической и пространственной связи с породами дополнительных интрузивов». По нашим данным, Боровский массив сложен породами главной, дополнительной и жильной интрузивных фаз комплекса биотитовых гранитов, а мелкозернистые аляскитовые граниты, к которым действительно приурочены пегматиты, относятся к жильным дериватам иного — аляскитового комплекса.

Интересующие нас пегматиты, как и жильные лейкократовые и аляскитовые граниты, образуют поля как среди массивов материнского аляскитового комплекса, так и в интрузивах чуждых комплексов. В связи с этим перспективность их различна. Наиболее перспективны пегматиты, локализованные в гранитах главной и дополнительной интрузивных фаз материнского комплекса. Как исключение хрусталеносные пегматиты встречались в интрузивах нормальных биотитовых гранитов (например, в Боровском и Корнеевском массивах), но продуктивность таких тел невелика.

Наличие хрусталеносных пегматитов среди интрузивов биотитовых гранитов можно объяснить близостью этих массивов к генеральным магмоподводящим структурам, контролировавшим размещение основных пегматитоносных массивов аляскитовых гранитов.

Во всех обследованных массивах поля пегматитов размещаются в апикальной части интрузивов, где глубина эрозионного среза, определявшаяся по методике В. К. Монича [1957], не превышает 50—300 *м*. При этом пегматиты не всегда приурочены к периферической части интрузий — к пологому контакту с вмещающими породами, а чаще располагаются в его центральных слабо эродированных областях, где широко распространены останцы кровли вмещающих пород, представленных эффузивными и метаморфическими образованиями, а также гранитоидами древних комплексов.

На участках концентрации пегматитовых тел нередко отчетливо выделяются по положению матрацевидной отдельности в гранитах ведущих интрузивных фаз крупные куполовидные структуры. Они имеют изометрично-округлые очертания и достигают 1—2 *км* в поперечнике (характерны для ряда герцинских интрузий) или представляют собой пологие вытянутые купола длиной до 4—5 *км* при поперечнике 0,5—0,7 *км* (более характерны для каледонских интрузий). Как показали структурные исследования в пределах пегматитового поля Балкашинского аляскитового массива, положение удлиненных куполов совпадает с положением и ориентировкой глубинного магмоподводящего канала, фиксируемого геологическими и геофизическими методами. По-видимому, образование куполовидных структур обусловлено активностью интрудирующей магмы в зоне подводящих каналов и механическим воздействием ее на вмещающие породы.

Суждение о приуроченности продуктивных пегматитов к куполовидным структурам, совпадающим пространственно с положением активных глубинных разломов — магмоподводящих каналов, до известной степени аналогично предположению [Усов, 1960] о возможности возникновения различных рудных образований только по приводным каналам и над ними. Образование куполовидных структур в ранний этап становления интрузий гранитов сопровождалось, естественно, широким развитием пологих, а затем и крутых контракционных трещин, причем системы крутых трещин в дальнейшем (при охлаждении апикальных частей интрузии и возрастающем влиянии плана деформации вышележащих толщ кровли) унаследовались тектоническими нарушениями.

Системы первичных прототектонических трещин и унаследовавших их разрывных нарушений, которые можно легко установить и учесть современными методами, являются основными контролирующими структурами для жильных дериватов аляскитовой магмы и пегматитовых образований. Трещинный контроль в размещении продуктивных пегматитовых тел нередко завуалирован и поддается расшифровке с громадным трудом. Однако в подавляющем большинстве пегматитовых полей отчетливо наблюдается приуроченность пегматитов, в том числе и продуктивных, к участкам, формирование которых протекало в сложной мобильной обстановке. Последнее подчеркивается развитием на этих площадях интрузивных пород разных стадий внедрения, а также хорошо выраженными системами крутых трещин, которые сочетаются с пологими трещинами матрацевидной отдельности.

Выводы

1. При поисковых работах, направленных на выявление хрусталеносных и флюоритоносных пегматитов, следует максимально четко выделять площади развития гранитов аляскитовых интрузивных комплексов, завершающих в конкретном районе интрузивную деятельность каледонского или герцинского тектоно-магматического циклов.

2. Необходим более осторожный подход к рекомендациям работ на интрузивах, образованных биотитовыми лейкократовыми гранитами существенно кварц-микроклинового состава, поскольку эти граниты оказываются, как правило, производными комплекса нормальных биотитовых гранитов или их измененными микроклинизированными разностями.

3. Пегматитовые тела всегда обнаруживают тесную связь с мелкозернистыми лейкократовыми и аляскитовыми гранитами — жильными производными материнской магмы аляскитовых комплексов. Они локализуются в интрузивах разных комплексов, однако хрусталеносные и флюоритоносные пегматиты за редким исключением находятся в массивах материнских крупно- и среднезернистых гранитов ведущих фаз внедрения. Пегматитоносные аляскитовые массивы, как правило, характеризуются сложным строением, обусловленным многократным внедрением гранитов разных интрузивных фаз, что свидетельствует о мобильности обстановки в ходе становления пегматитовых полей.

4. Как следует из сравнения каледонских и герцинских аляскитовых интрузивов, в составе герцинских интрузивов главенствующая роль принадлежит аляскитовым гранитам (при подчиненном значении лейкократовых), а в каледонских интрузивах преобладают лейкократовые граниты при подчиненном развитии аляскитов. Наибольшей пегматитоносностью и хрусталь-флюоритоносностью отличаются герцинские аляскитовые интрузивы.

5. Так как с комплексом лейкократовых и аляскитовых гранитов генетически связаны хрусталеносные (и флюоритоносные) пегматиты и пневматолито-гидротермальные редкометальные проявления и месторождения, необходимо разделять интрузивы с различной специализацией. Обсужденные в настоящей статье критерии, позволяющие отличать потенциально редкометальные и хрусталеносные интрузивы, пока немногочисленны и нуждаются в пополнении.

ЛИТЕРАТУРА

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

Афанасьев Г. Д. Материалы к обоснованию возраста рубежей между некоторыми геологическими системами и эпохами. Изв. АН СССР, сер. геол., № 11, 1963.

Богданов А. А. и др. Тектоническое районирование палеозойского массива Центрального Казахстана. Вестн. МГУ, сер. 4, № 5, 1963.

Борукаев Р. А. Допалеозой и нижний палеозой северо-востока Центрального Казахстана. Госгеолтехиздат, 1955.

Давиденко И. В. Особенности формирования и размещения хрусталеносных пегматитов. Тр. ВНИИСИМС, т. VIII, 1964.

Дмитриев С. Д. Геологические предпосылки и поисково-оценочные признаки месторождений пьезооптического кварца и оптического флюорита в Центральном Казахстане. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 26, 1960.

Зайцев Ю. А. Герцинская тектоническая структура западной части Сарысу-Тенизского водораздела и Улу-Тау. Мат-лы по геологии Центр. Казахстана, т. III. Изд-во МГУ, 1961.

Зарянов К. Б. К вопросу о химизме щелочных гранитов и значении повышенной щелочности в гранитоидах для хрусталеобразования. Тр. ВНИИП, т. IV, вып. 1, 1960.

Захарченко А. И. Поисковые признаки и методика поисков и разведки хрусталеносных и флюоритоносных пегматитов. Инф. сб. ВСЕГЕИ, № 55, 1962.

Захарченко А. И. О физико-химических условиях и процессах формирования гранитных пегматитов. Геохимия, № 11, 1964.

Захарченко А. И. Внутригранитные пегматиты и особенности их формирования. В сб. Минералогия и генезис пегматитов, М., Недра, 1965а.

Захарченко А. И. Закономерности размещения и особенности строения и формирования пегматитоносных гранитных массивов Центрального Казахстана. Тезисы докл. I Казах. петрограф. совещ. Изд-во АН КазССР, 1965б.

Захарченко А. И. и др. Особенности характера и генезиса пегматитов с кристаллами пьезооптического кварца (на примере пегматитов Бет-Пак-Далы и Сев. Прибалхашья в Центральном Казахстане). Сов. геол., № 8, 1958.

Кизевальтер Д. С. и Муратов М. В. Тектоника северо-восточной окраины Кокчетавского массива (Северный Казахстан). Бюлл. МОИП, отд. геологии, т. XXXIV, вып. 2, 1959.

Комлев Л. В., Филиппов М. С. Абсолютный возраст гранитных интрузий Кокчетавского поднятия. Тр. VII сессии комиссии по опр. абс. возраста геол. формаций. Изд-во АН СССР, 1960.

Коптев-Дворников В. С. и др. Гранитные формации малых глубин. Докл. сов. геол. на XXI сессии межд. геол. конгр., пробл. 13. Изд-во АН СССР, 1960.

Коптев-Дворников В. С., Емельяненко П. Ф., Петрова М. А. Эффузивные и интрузивные комплексы западной части Сарысу-Тенизского водораздела. Сов. геология, № 7, 1963.

Корыткин А. А. Палеозойские интрузивные комплексы северо-запада Центрального Казахстана. Изв. вузов, Геология и разведка, № 5, 1965.

Мареичев А. М. Структурные особенности Успенской зоны смятия в Центральном Казахстане и основные этапы ее развития. Мат-лы ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 33, 1960.

Монич В. К. Петрология гранитных интрузий Баянаульского района в Центральном Казахстане. Изд-во АН КазССР, 1957.

Перекалина Т. В. Некоторые вопросы петрологии герцинских гранитоидов Центрального Казахстана. Изв. вузов, Геология и разведка, № 6, 1964.

Подольский А. М. Геохимические и минералогические признаки ниобиеносных гранитов на примере некоторых массивов северо-западной части Центрального Казахстана. В сб. Металлогенич. специализация магм. комплексов. М., Недра, 1964.

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

Принципы геологического картирования эффузивных и интрузивных формаций. Госгеолтехиздат, 1960.

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

Семенов А. И., Шувалов Ю. М. О возрасте Крыккудукской интрузии в Северном Казахстане. ДАН СССР, т. 137, № 2, 1961.

Усов М. А. Основные типы структур земной коры и формы проявления вулканизма. В сб. Основн. идеи Усова в геологии. Изд-во АН КазССР, 1960.

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

Щерба Г. Н. Формирование редкометальных месторождений Центрального Казахстана. Изд-во АН КазССР, 1960.

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