

П.В. КОВАЛЬ

ПЕТРОЛОГИЯ
И ГЕОХИМИЯ
АЛЬБИТИЗИРОВАННЫХ
ГРАНИТОВ



ИЗДАТЕЛЬСТВО „НАУКА“
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ

П. В. КОВАЛЬ

552.11+
550.4

ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ АЛЬБИТИЗИРОВАННЫХ ГРАНИТОВ

Ответственный редактор
чл.-корр. АН СССР *В. А. Жариков*

1612



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск · 1975



На примере апогранитов Сибири, Казахстана и Северо-Востока СССР рассмотрены особенности геологического строения, минерального состава и стадийности формирования массивов редкометальных слюдосодержащих (плюмазитовых) альбитизированных гранитов различных парагенетических типов и их положение в гранитоидном процессе. Подробно анализируется распределение характерных акцессорных (Ta, Nb, Zr, Sn, Be, Li, B), рассеянных редких элементов (Li, Rb, Cs, Hf, Th, Sr, Ba и др.), а также Mo и W в массивах альбитизированных гранитов в зависимости от их парагенетического типа и интенсивности альбитизации. Даны петрогенетическая модель формирования и физико-химическая классификация плюмазитовых альбитизированных гранитов.

Монография рассчитана на геологов, петрологов и геохимиков.

СВЕТЛОЙ ПАМЯТИ
ВСЕВОЛОДА НИКОЛАЕВИЧА
ДАНИЛОВИЧА
ПОСВЯЩАЕТСЯ

К альбитизированным, или альбитовым («натровым»), гранитам обычно относятся гранитоиды, в которых преобладающим полевым шпатом является альбит, составляющий нередко до 50% породы и более. Среди них широко распространены разновидности с разнообразной аксессуарной минерализацией (Ta, Nb, Zr, Sn и др.), которые в последние 15—20 лет выдвинулись в ряд важных и перспективных источников редкометалльного сырья. Вопросы генезиса, зональности, геохимии и минералогии альбитизированных гранитов стали предметом острых дискуссий и энергичных исследований (Апельцин, Фельдман, 1958; Беус и др., 1962; Беус, 1968, Тугаринов и др., 1968; Гинзбург, 1972 и многие другие), интерес к которым обусловлен широким кругом затрагиваемых в них «вечных» проблем эндогенного рудо- и минералообразования: тектонической позиции редкометалльных гранитоидов, соотношения магматического и метасоматического в их генезисе, источника рудного вещества и др. Критическое рассмотрение проблем редкометалльных гранитов (Гинзбург, 1972) показывает, что главной задачей и источником информации в проблематике редкометалльных гранитов по-прежнему остается детальное изучение геологического строения и вещественного состава апогранитных массивов, зависимости парагенезисов порообразующих и аксессуарных минералов от физико-химических условий минералообразования.

Настоящая книга посвящена редкометалльным плюмазитовым (слюдосодержащим) альбитизированным гранитам, в эволюции состава которых достаточно отчетливо проявляется тенденция к увеличению содержания альбита вплоть до образования интенсивно альбитизированных гранитов и альбититов. Такие альбитовые граниты выделяются автором в самостоятельную метасоматическую формацию (Коваль, 1971а, б, 1972а, б). Основное внимание в работе уделено следующим вопросам: 1) систематическому описанию геологического строения, вещественного состава, зональности и стадийности формирования массивов альбитизированных гранитов различных парагенетических типов; 2) изучению химического состава и парагенетических особенностей главных минералов переменного состава альбитизированных гранитов (слюд, полевых шпатов, топазов, амблигонита); 3) анализу поведения характерных аксессуарных рудных и рассеянных редких

элементов в процессе формирования альбитизированных гранитов; 4) разработке непротиворечивой петрогенетической модели формирования и физико-химической классификации плюмазитовых альбитизированных гранитов.

Работа проводилась в 1962—1973 гг. в лаборатории геохимии редких элементов Института геохимии СО АН СССР, возглавлявшейся сначала Е. Б. Знаменским, а затем В. И. Коваленко, под общим руководством члена-корреспондента АН СССР Л. В. Таусона. Необходимые аналитические исследования были выполнены в лаборатории геохимии редких элементов, химико-аналитической (руководитель В. М. Новиков), оптического спектрального анализа (руководитель доктор физ.-мат. наук Я. Д. Райхбаум), рентгеноспектрального анализа (руководитель кандидат физ.-мат. наук В. П. Афонин), кабинете физики минералов (руководитель кандидат физ.-мат. наук И. Л. Лапидес) Института геохимии СО АН СССР. Основные характеристики применявшихся аналитических методик приведены в книге В. И. Коваленко, М. И. Кузьмина и др. (1971). Электронографический анализ слюд проводился в лаборатории электронографии ИГЕМ АН СССР (руководитель доктор геол.-мин. наук Б. Б. Звягин).

В проведении полевых исследований и обработке коллекций большую помощь автору оказали А. С. Бабкин, А. М. Гребенников, Е. С. Пинчук, Е. Н. Смолянский и все сотрудники лаборатории геохимии редких элементов Института геохимии СО АН СССР.

Выполнению работы способствовало обсуждение отдельных ее этапов и результатов с Ю. В. АLEXИНЫМ, В. А. Жариковым, В. И. Коваленко, М. И. Кузьминым, Ф. А. Летниковым, А. С. Павленко, Э. И. Пополитовым, В. С. Самойловым, И. Н. Тимофеевым, сделавшими ряд важных критических замечаний.

Автор искренне признателен этим товарищам, а также всем сотрудникам Института геохимии СО АН СССР, ИГЕМ АН СССР и территориальных геологических управлений, содействовавшим проведению работы.

Аб	— альбит	Топ	— топаз
Ан	— анортит	Тот	— тайниолит
Анд	— андалузит	Фл	— флогопит
Бт	— биотит	Флю	— флюорит
Гем	— гематит	ФМу	— фенгит-мусковит
Гр	— гранат	Ци	— циннвальдит
Кв	— кварц	FeБт	— железистый биотит
КПШ	— калиевый полевой шпат	FeЛеп	— железистый лепидолит
КПШ Rb	— рубидиевый компонент полевого шпата	MgБт	— магниезальный биотит
ЛБт	— литиевый биотит	Σ	— сумма
Леп	— лепидолит	2V	— угол оптических осей
ЛФМу	— литиевый фенгит-мусковит	Ng'	— большой показатель преломления минерала
ЛФМуЗТ	— литиевый фенгит-мусковит ЗТ	Δρ	— рентгеновская триклинность
ЛМу	— литиевый мусковит	P	— давление
Мкл	— микроклин	P _{н,о}	— давление паров воды
Мт	— магнетит	P _{общ}	— общее давление в системе
Му	— мусковит	μ	— химический потенциал
Олг	— олигоклаз	a _p	— активность фтора
Ор	— ортоклаз	Н. а.	— отсутствие аналитических данных
Пир	— пирит	Н. о.	— содержание элемента ниже предела чувствительности анализа
Пл	— плагиоклаз		
Плт	— полилитнионит		
Прт	— протолитнионит		
Сдф	— сидерофиллит		
Сл	— слюда		
Слд	— селадонит		
Сц	— серицит		
Тлт	— трилитнионит		

ГЕОЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ АЛЬБИТИЗИРОВАННЫХ ГРАНИТОВ

Изучение геологического строения и вещественного состава альбитизированных гранитов целесообразно провести по их естественным парагенетическим типам, в которые объединяются массивы, характеризующиеся присутствием и закономерной эволюцией состава определенных (типоморфных) минералов в парагенезисах главных послемагматических стадий. Детальное исследование состава и парагенезисов главных типоморфных породообразующих (слюд, топаза, амблигонит-монтебразита) и аксессуарных минералов с учетом имеющихся геохимических данных позволяет выделить в формации плюмазитовых альбитизированных гранитов по крайней мере шесть парагенетических типов массивов (Беус, 1968; Коваль, 1971а, б, 1972а, б; Коваль, Юрченко, 1972): мусковитовый с минералами Be, Ta, Nb; мусковит-лепидолитовый (2 подтипа) с минералами Ta, Nb, Li, а также W или Be, Mo и Bi; лепидолит-биотитовый с минералами Ta, Nb, Li и Sn; амблигонит (монтебразит)-лепидолитовый с минералами Ta, Nb, Sn, Li и B; циннвальдитовый с минералами Ta, Nb, Zr, Sn и B; мусковит-протолигионитовый (биотитовый) с минералами Zr, Nb и Ta.

В основу анализа соотношений главных процессов минералообразования были положены принципы генетической классификации метасоматических явлений, развиваемые Д. С. Коржинским и его школой (Коржинский, 1957, 1966 и др.; Жариков, 1966, 1968 и др.), в соответствии с которыми выделялись магматическая и ряд послемагматических стадий минералообразования. Поскольку развитие послемагматических явлений, по всей вероятности, происходит при постепенной эволюции кислотности-щелочности растворов на фоне пульсирующего проявления тектонической активности, естественны случаи взаимных пересечений жил внутри стадий и известная условность границ между ними. К определенным стадиям относились близкие в возрастном плане минеральные образования в «материнских» гранитах, характеризующиеся сходными парагенезисами, зональностью и направленностью эволюции вещественного состава (альбитизированные породы, кварцево-калишпатовые образования, грейзены, окварцованные породы и т. п.), и сопутствующие (или аналогичные) им метасоматиты и гидротермалиты во вмещающих породах. Подобный подход позволяет наиболее рационально перейти от анализа наблюдаемых природных явлений к их физико-химической интерпретации.

В целях большей строгости описания широко применялись данные количественного анализа пород и минеральных образований. В частности, альбитизированные граниты разделялись по содержанию «нормативного» альбита на альбитизированные (до 50%), интенсивно альбитизированные (50—70%) и альбититы (свыше 70%) (Коваль, Знаменский, 1969). Среди последних различались альбититы (кварцевые, слюдисто-кварцевые и др.) и анхимономинеральные альбититы (90—100% альбита). В подавляющем большинстве случаев эти данные обнаруживают хорошую сходимость с результатами количественных подсчетов на интеграционном столике (см., например, табл. 11). Применение подобного деления оправдывается также тем, что в целом оно соответствует наблюдаемой зональности альбитизированных гранитов.

Глава I

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ПЕТРОГРАФИЯ АПОГРАНИТНЫХ МАССИВОВ

I. Мусковитовый тип

Характерные массивы мусковитового типа известны в южной части Монголо-Охотского пояса, где они встречаются среди гранитоидов раннемезозойского (Т—J₂) и позднемезозойского (J₃—Сг) циклов магматизма.

Массив «Западный» относится наиболее поздним проявлениям раннемезозойского цикла (175—180 млн. лет; Коваль и др., 1969). Он залегает среди палеозойских кварц-эпидот-актинолитовых и кварц-биотит-турмалиновых сланцев, содержащих немногочисленные прослои песчаников. Простираение метаморфических пород северо-восточное, падение крутое, преимущественно юго-восточное. Вмещающие породы смяты в изоклинальные складки, осложненные многочисленными продольными разрывными нарушениями (рис. 1).

В непосредственной близости от массива альбитизированных гранитов обнажаются небольшие тела двуслюдяных и мелкозернистых аплитовидных гранитов. Общность структурной позиции, петрографическое и петрохимическое сходство гранитоидных массивов участка дают основание относить их к единой гранитоидной интрузии. Схема магматогенных процессов приведена в табл. 1.

Двуслюдяные порфировидные граниты образуют небольшой массив (1,5×1 км) в северо-западной части участка. Это светло-серые, чуть розоватые или буроватые среднезернистые породы с заметной порфировидностью, сложенные олигоклазом (25—35%), калишпатом-пертитом (25—35%), кварцем (30—40%) и небольшим количеством (5—7%) слюды. Порфиновые выделения (до 1—1,5 см) представлены темно-серым кварцем и зональными

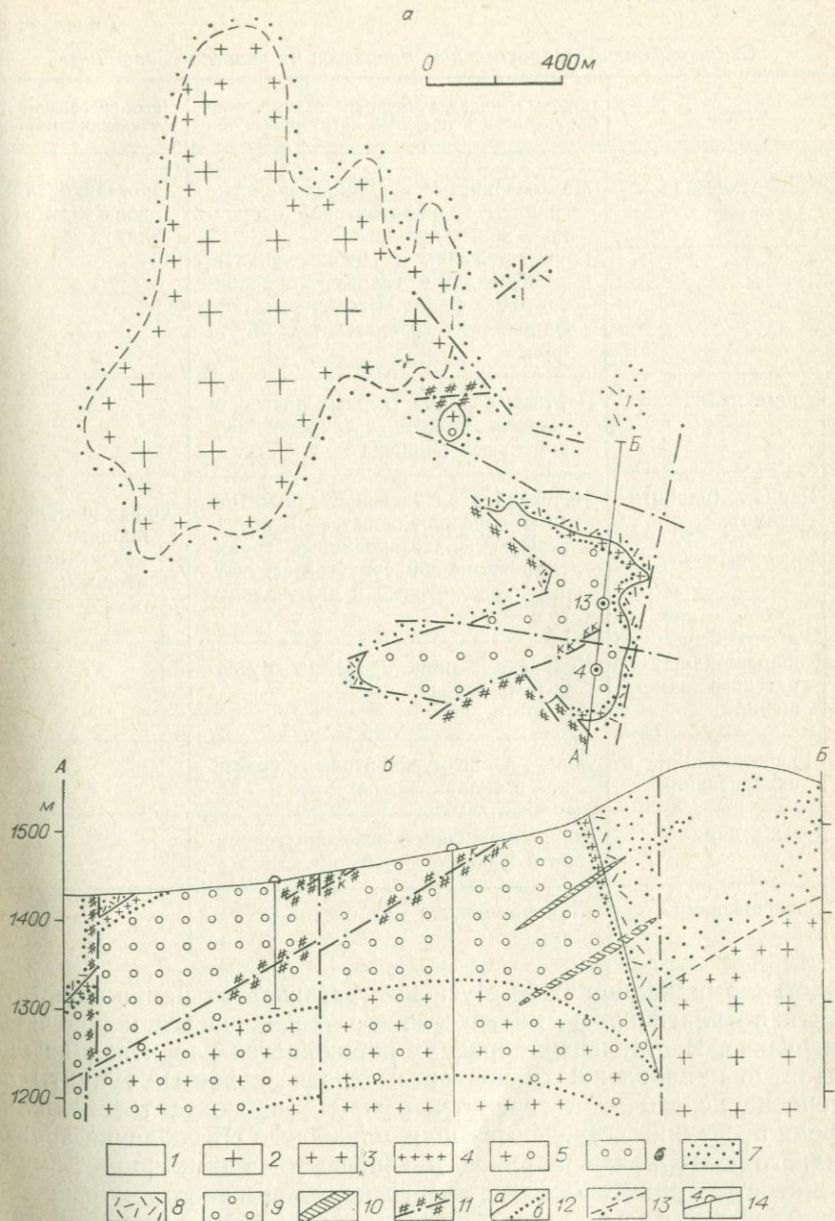


Рис. 1. Схема геологического строения массива «Западного» (а) и геологический разрез по линии А—Б (б). (При составлении использованы материалы Е. С. Пинчука и Д. Д. Волощука.)

1 — вмещающие метаморфические породы; 2 — порфировидные двуслюдяные граниты; 3 — мелкозернистые двуслюдяные и мусковитовые граниты, гранит-порфиры и аплитовидные граниты; 4 — тонкозернистые граниты эндоконтактной оторочки альбитизированного тела; 5 — альбитизированные граниты; 6 — интенсивно альбитизированные граниты; 7 — ороговиживание; 8 — окварцевание; 9 — альбитизация; 10 — пегматоидные кварцево-калишпатовые зоны; 11 — разрывные нарушения, каолинизация, катаклиз; 12 — интрузивные контакты (а), границы между метасоматическими породами (б); 13 — предполагаемые контакты; 14 — скважины.

Схема развития магматогенных процессов на участке «Западном»

Стадии	Породы и минеральные образования, формирующиеся в пределах интрузивных тел	Новообразования во вмещающих породах	
Магматическая	Мелкозернистые, тонкозернистые граниты эндоконтактной оторочки — зоны закалки Гранит-порфиры и мелкозернистые аплитовидные граниты эндоконтактной фации. Бiotитовые порфировидные граниты главной фации	Ороговикованные зоны экзоконтакта	
Послемагматические	Эпимагматическая	Пертиты распада твердых растворов полевых шпатов. «Микроклинизированные» калишпаты	
	Ранняя (альбитизации)	Интенсивно альбитизированные граниты порфиробластической структуры. Альбитизированные граниты равномерно-зернистой структуры. Мусковитовые и двуслюдяные граниты	Окварцованные породы экзоконтактной оторочки
	Кварцево-калишпатового замещения	Кварцево-калишпатовые (с мусковитом) жилы	
	Грейзенизации и окварцевания	Зоны кварц-мусковитовых грейзенов и окварцованных пород	
	Осаждения	Микропрожилки сульфидов, серицита и железистой слюдки	
	Завершающая	Микропрожилки карбонатов	

кристаллами калишпатов. Мусковит развивается как по биотиту, так и по плагиоклазу, количество его увеличивается к контактам интрузива. В отдельных образцах наблюдается хлоритизация биотита. По направлению к контактам среднезернистые граниты постепенно переходят в гранит-порфиры эндоконтактной фации. Среди последних встречаются шшироподобные обособления аплитовидного материала шириною до первых дециметров. Химический состав гранитов и слюд из них приведен в табл. 2 и 3.

Мелкозернистые мусковитовые граниты и гранит-аплиты слагают небольшой (до 100 м в поперечнике) выход интрузии, расположенный между альбитизированным блоком и массивом двуслюдяных гранитов (рис. 1). Они подобны эндоконтактовым разновидностям последних, содержащим минимальное количество вкрапленников, и аплитовидным гранитам шшировых обособлений в них. Мелкозернистые граниты заметно альбитизированы.

Химический состав гранитов участка «Западного»

Компонент	Порфиroidные двуслюдяные граниты		Блок альбитизированных гранитов (разрез по опорной скв. № 13)					
			Гранит-порфиры нижней зоны		Равномерно-зернистый альбитизированный гранит	Порфириблaстовые интенсивно альбитизированные граниты верхних горизонтов		
	A-133	A-29	A-122	A-123		A-100	A-93	A-86
SiO ₂	75,15	75,58	74,32	74,37	74,64	73,10	73,57	73,00
TiO ₂	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.
Al ₂ O ₃	12,75	12,07	12,75	12,79	13,60	14,61	14,27	14,61
Fe ₂ O ₃	0,49	0,19	0,59	0,32	0,25	0,93	0,41	0,36
FeO	0,90	1,40	0,70	1,10	0,90	0,50	1,20	0,80
MnO	0,04	0,02	0,03	0,03	0,04	0,04	0,03	0,03
MgO	0,16	0,26	0,23	0,28	0,32	0,18	0,13	0,13
CaO	1,32	1,40	1,41	0,23	0,16	0,62	0,86	0,78
Na ₂ O	3,78	3,24	4,46	4,21	5,00	6,35	5,67	5,27
K ₂ O	4,82	4,70	4,33	4,59	3,49	3,49	3,61	3,85
P ₂ O ₅	0,07	Сл.	0,01	0,01	Сл.	0,01	0,05	0,01
П. п. п.	0,78	1,09	0,86	0,82	0,94	0,72	0,31	0,85
F	0,36	0,29	0,17	0,10	0,38	0,05	0,05	0,05
Сумма	100,62	100,24	99,86	99,45	99,72	100,58	100,16	99,74
—O=F	0,15	0,12	0,07	0,04	0,16	0,02	0,02	0,02
Сумма	100,47	100,12	99,79	99,41	99,56	100,56	100,14	99,72

Примечание. Аналитики С. А. Юрченко, С. Я. Гольдапель.

Тело альбитизированных гранитов (0,2 кв. км) имеет в плане неправильную форму. Его юго-западные границы преимущественно тектонические. С севера и юга в непосредственной близости от контакта также установлены разрывные нарушения, секущие массив на глубине (рис. 1). Это позволяет рассматривать его как сложный тектонический блок апикальной части интрузии.

Нижняя зона (глубже 240—260 м) изученного разреза альбитизированного блока сложена гранит-порфирами, аналогичными гранит-порфирам эндоконтактовой фации массива двуслюдяных гранитов и по химическому, а также минералогическому составу близкими к последним (табл. 2).

Мусковит (до 8—10%) представлен двумя разновидностями: литиевым фенгит-мусковитом 3Т*, преобладающим на нижних

* Специфическая разновидность, впервые обнаруженная нами в альбитизированных гранитах массива «Северного» (Коваль, Кашаев, Юрченко, 1970).

Химический состав слюд из пород участка «Западного»

Компонент	Гранит-порфир двуслюдяной	Гранит среднезернистый порфировидный двуслюдяной	Гранит-порфир двуслюдяной	Гранит среднезернистый двуслюдяной порфировидный		Гранит-порфир нижней зоны альбитизированного блока			Порфиробластовый интенсивно альбитизированный гранит			Кварцево-калцишпатовая пегматитовидная зона		Зона грейзенизации в интенсивно альбитизированном граните
	Бт	Бт	ФМу	ФМу		*)	ЛФМуЗТ	ФМу	ФМу	ФМу	ФМу	ФМу	ФМу	ФМу
	A-72	A-29	A-72	A-133	A-29									
SiO ₂	36,20	37,22	51,24	46,42	46,54	45,20	42,97	48,80	45,59	46,86	47,06	45,96	48,58	47,50
TiO ₂	2,52	2,00	0,53	0,46	0,50	0,45	0,77	0,40	0,09	Сл.	0,03	0,10	Сл.	0,05
Al ₂ O ₃	19,03	19,88	24,80	26,84	28,53	27,35	28,10	28,56	30,80	30,58	31,94	30,75	29,05	30,41
Fe ₂ O ₃	6,81	3,75	2,09	3,88	3,60	2,74	—	2,05	2,61	2,38	1,66	2,48	1,63	2,74
FeO	16,10	17,85	3,93	3,58	2,67	4,64	11,00	4,28	1,75	1,78	1,75	2,67	3,16	2,28
MnO	0,74	0,74	0,23	0,36	0,45	0,60	0,12	0,28	0,49	0,26	0,36	0,13	0,14	0,36
MgO	2,87	2,95	1,04	1,70	1,50	1,48	0,90	0,92	0,37	0,02	0,80	0,50	0,18	0,43
CaO	0,60	0,67	0,40	0,21	0,18	0,28	0,94	0,42	0,20	0,11	0,27	0,20	0,40	0,35
Na ₂ O	0,16	0,28	0,80	0,36	0,50	0,38	0,66	0,19	0,44	0,44	0,50	0,30	0,54	0,60
K ₂ O	9,16	7,82	9,40	11,07	10,72	10,53	8,54	10,95	10,35	10,20	10,23	10,53	9,87	9,93
Rb ₂ O	0,13	0,21	0,20	0,21	0,23	0,51	0,62	0,45	0,52	0,56	0,50	0,38	0,29	0,43
Li ₂ O	0,71	0,75	0,39	0,62	0,32	1,63	2,43	0,82	0,19	0,21	0,13	0,41	0,41	0,20
Cs ₂ O	0,03	0,05	0,02	0,03	0,03	0,04	0,09	0,04	0,02	0,03	0,02	0,02	0,01	0,02
F	1,00	1,20	1,40	1,50	0,25	3,40	Н. а.	1,05	1,70	0,75	1,00	0,60	1,00	0,50
H ₂ O [±]	—	—	3,93	3,83	3,47	2,75	»	3,38	4,95	3,10	4,25	4,50	5,28	4,07
P ₂ O ₅	0,20	0,15	Сл.	Сл.	Сл.	0,16	0,16	0,20	0,12	0,10	0,08	0,18	0,08	0,08
П. п. п.	4,47	5,50	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,73	101,02	100,40	101,07	99,49	102,14	—	99,79	100,19	97,38	100,58	99,72	100,62	99,95
—O=F	0,42	0,50	0,58	0,63	0,10	1,43	—	0,44	0,71	0,31	0,41	0,24	0,41	0,21
Сумма	100,31	100,52	99,82	100,44	99,39	100,71	—	99,35	99,48	97,07	100,17	99,48	100,21	99,74
—2V ^o	≤10	≤10	32	33	33	—	—	—	—	—	—	41	—	—
N _g '	1,653	1,649	1,597	1,599	1,598	—	—	—	—	—	—	1,600	—	—

Примечание. Звездочкой обозначена смесь двух слюд: литиевого фенгита-мусковита 2 M₁ и литиевого фенгита-мусковита 3Т (А-122Т) (Коваль, Кашаев, Юрченко, 1970). Аналитик С. А. Юрченко.

горизонтах зоны, и литийсодержащим фенгит-мусковитом $2M_1$, который замещает литиевый мусковит в верхней части зоны. В низах зоны встречаются единичные чешуйки биотита.

Следующая (от 240—260 до 145—140 м) зона представлена сравнительно равномерно-зернистыми мелкозернистыми альбитизированными гранитами, состоящими из альбита (40—45%), микроклина (20—25%), кварца (30—35%) и мусковита (до 8%). Кроме основной массы лейстовидного альбита № 0-3 здесь встречаются и более крупные таблички плагноклаза № 3-10. Химический состав породы приведен в табл. 2. Переход от гранит-порфиров к альбитизированным гранитам постепенный, но достаточно четкий, происходит на небольшом расстоянии и может быть зафиксирован в пределах обычного шлифа. В области контакта наблюдается (по керну) перемежаемость участков различной мощности, сложенных заметно альбитизированными гранит-порфирами и мелкозернистыми альбитизированными гранитами.

Порфиробластовые интенсивно альбитизированные граниты слагают верхние горизонты блока (см. рис. 1). Это светлые, весьма мелкозернистые породы пойкилопорфиробластовой структуры. Их основная масса образована мелкозернистым альбитом (№ 0-3), в котором довольно равномерно распределены порфиробласты кварца, буроватого микроклина, более крупные (чем зерна основной массы) таблички альбита № 3-10 и чешуйки зеленоватого фенгит-мусковита (см. табл. 3).

Содержание альбита в пределах зоны довольно устойчиво и обычно не превышает 60%. В зонах усиления альбитизации отмечаются переходы в кварцевые и анхимономинеральные альбититы. Переход от альбитизированных гранитов к интенсивно альбитизированным постепенный, происходит на небольшом расстоянии и легко фиксируется в штучных образцах. В северо-западной части альбитизированного штока в интенсивно альбитизированных гранитах приконтактной зоны наблюдаются широкобразные (мощностью до первых дециметров) обособления серого кварца, содержащие крупные (сантиметры) кристаллы зеленовато-голубого берилла.

Примечательная особенность альбитизированного блока — наличие эндоконтактной оторочки, сложенной тонкозернистым аплитовидным гранитом. Она прослеживается в виде прерывистой полосы шириною до 10 м (иногда до 40 м) вдоль северного и юго-западного контакта. Тонкозернистый мусковитовый или двуслюдяной гранит имеет аплитовую структуру, иногда с элементами микрогранитовой или гранофировой, и постепенно (но на небольшом расстоянии) переходит в интенсивно альбитизированные граниты.

В пределах оторочки отмечается брекчирование гранитов, обломки которых сцементированы кварцем. В самых внутренних ее частях фиксируется альбитизация, однако более характерным процессом является окварцевание. Эта зона рассматривается большинством геологов, изучавших массив, как фаза первичной кристаллизации массива, своеобразная «зона закалки» гранит-порфирового штока, которая в силу особенностей своей структуры прак-

тически не подверглась альбитизации. Об уменьшении интенсивности альбитизации вблизи «зоны закалки», возможно, свидетельствует некоторое понижение содержания альбита в верхней части зоны интенсивно альбитизированных гранитов.

Более поздние постмагматические образования массива представлены: 1) пегматоидными кварцево-калишпатовыми с мусковитом (см. табл. 1) зонами, секущими интенсивно альбитизированные породы, эндо- и экзоконтактные образования (см. рис. 1). Важно отметить присутствие в отдельных зонах голубоватого калишпата-амазонита (Коваль, 1969), а также сульфидов (молибденит, висмутит); 2) зонами и жилками кварцево-мусковитовых грейзенов зонами окварцевания в альбитизированных породах; 3) мелкими прожилками серицита, железистой слюдки и других окислов железа и марганца, карбонатными микропрожилками.

Изменения вмещающих пород на контакте альбитизированного блока изучены недостаточно детально. Кроме ороговикования, присущего экзоконтактам всех интрузивных тел участка, устанавливается существенное окварцевание ороговикovaných пород, сопровождающееся появлением в них мусковита.

Акцессорная минерализация блока альбитизированных гранитов характеризуется постоянным присутствием существенных количеств флюорита, граната* и сульфидов. Ведущие редкометалльные акцессории — берилл и колумбит-танталит, в незначительном количестве встречаются щиркон, касситерит, монацит и микролит.

Массив «Восточный» принадлежит к позднемезозойскому циклу магматизма (115—140 млн. лет) Монголо-Охотского пояса. Это небольшое (210×120 м в плане) штокообразное тело интенсивно альбитизированных гранитов залегает среди палеозойских плагиогранитов. Оно имеет концентрически зональное строение, осложненное рядом разрывных нарушений (рис. 2, 3). В 50—100 м южнее альбитизированного массива находится интрузия (270×30—60 м в плане) микрогранофировых гранитов того же возраста. На участке, примыкающем к массивам микрогранофировых и альбитизированных гранитов, отмечается калишпатизация вмещающих гранитов, а в зоне экзоконтакта альбитизированной интрузии — их грейзенизация. Породы участка секутся серией грейзеновых жил и зон окварцевания. Установленная в результате анализа структурных взаимоотношений и петрографии пород последовательность их формирования (мезозойский этап) приведена в табл. 4. Детальное описание массива с подробным рассмотрением изменений химического состава пород и слюд дано в работах, вышедших ранее (Знаменский, Коваль и др., 1965; Коваль, Гольдапель и др., 1972).

Контакт альбититов эндоконтактной зоны с грейзенизированными вмещающими гранитами четкий. Поверхность контакта круто

* Спессартин-альмадин $(\text{Fe}_{1,57}^{2+}\text{Mn}_{1,08}\text{Ca}_{0,09})_{2,74}(\text{Al}_{1,93}\text{Fe}_{0,02}^{3+}) \cdot [\text{Si}_{3,03} \cdot \{\text{O}_{11,46}(\text{OH})_{0,54}\}]_{12}$ (анализ любезно предоставлен В. В. Матиасом).

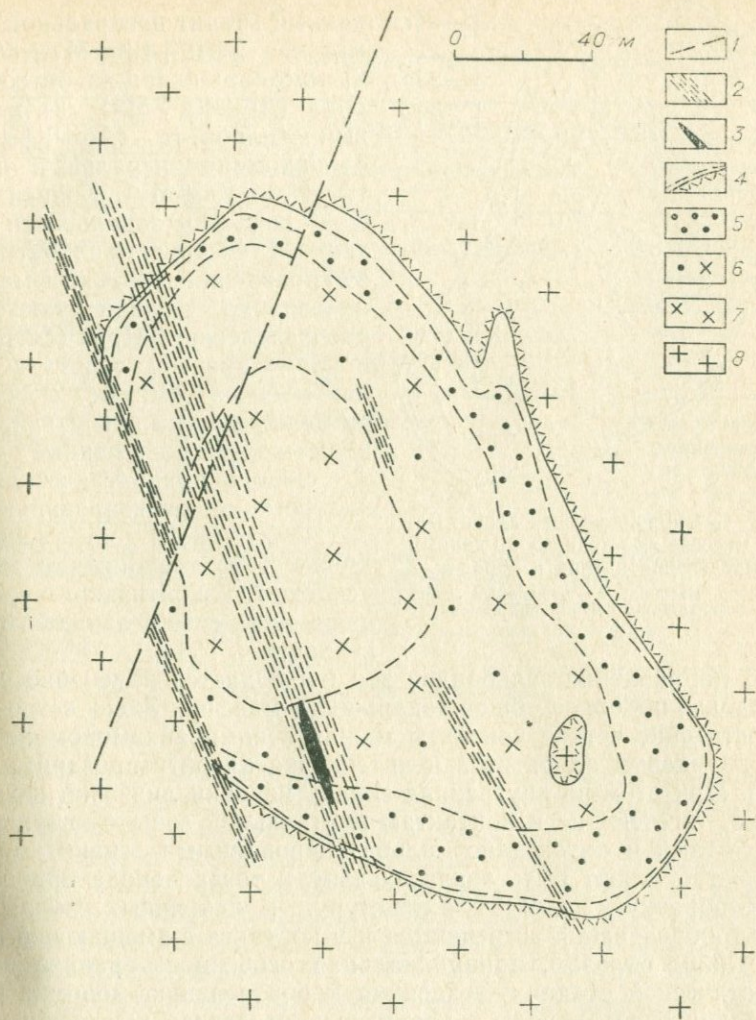


Рис. 2. Схема геологического строения массива «Восточного».

1 — разрывные нарушения; 2 — зоны грейзенизации и окварцевания; 3 — альбит-кварцевое тело с мусковитом и бериллом; 4 — «экзогрейзеновая» оторочка и контур зоны эндоконтактных альбититов (штриховая линия); 5 — кварцевые альбититы (70—85% Аб); 6 — мусковит-кварц-альбитовые породы (60—70% Аб); 7 — интенсивно альбитизированные граниты центральной зоны (50—60% Аб); 8 — калишпатизированные плагииграниты.

погружается под вмещающие породы. Судя по наличию характерных апофиз и мелких альбитизированных ксенолитов вмещающих пород, контакт альбититов унаследовал положение контакта исходной позднемезозойской интрузии.

Зональность массива выражается в последовательном замещении всех минералов породы альбитом, приводящим к образованию следующего ряда пород (см. рис. 2): 1) интенсивно альбитизиро-

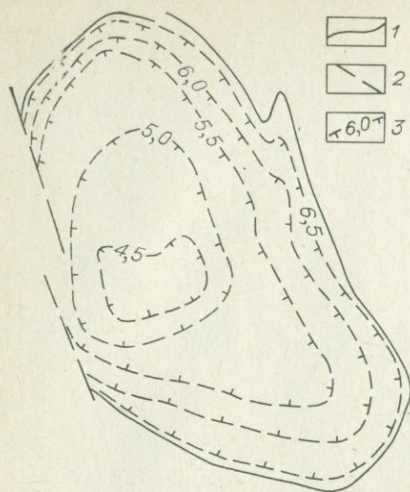


Рис. 3. Схема зональности альбитизации в массиве «Восточном» по данным распределения натрия в породах.

1 — контур массива; 2 — разрывные нарушения; 3 — изоконтурные содержания натрия, %.

В направлении зальбандов зон наблюдается изменение состава породы, подобное общей зональности массива. Здесь встречаются достаточно четкие контакты между зонами анхимономинеральных, кварцевых альбититов и интенсивно альбитизированных гранитов. При этом во внутренних зонах нередки линзочки и жилки кварца, тяготеющие к контактам центральной зоны с кварцевыми альбититами и интенсивно альбитизированными гранитами. Их количество может быть значительным, и тогда порода приобретает своеобразную полосчатую текстуру. В единичных случаях подобные образования встречаются и у контакта с вмещающей породой. Таким образом, принципиальная особенность ранней послемагматической стадии — тенденция к образованию мономинеральной альбитовой породы — проявлена отчетливо как в общей зональности массива, так и в строении трещинных зон.

Основная масса альбита в альбитизированных гранитах представлена водянопрозрачными лейстовидными кристаллами № 0-3. Во внутренних зонах (1 и 2) отмечается также небольшое количество альбита № 3-10, образующего более крупные (до 0,7 мм) замутненные таблички. Из аксессуарных минералов следует отметить берилл и колумбит-танталит. Встречаются также сульфиды (пирит, сфалерит), флюорит и гранат.

Калишпатизированные вмещающие плагиограниты — это плагиограниты, в которых значительная часть олигоклаза замещена решетчатым микроклином. В наиболее калишпатизированных образцах содержание микроклина достигает 35% и более, заметно (в среднем на 10%) возрастает количество кварца,

1) ванный гранит центральной части массива ($Ab+Kv+Mu+KПШ$); 2) мусковит-кварц-альбитовая порода ($Ab+Kv+Mu$); 3) кварцевый альбитит ($Ab+Kv\pm Mu$); 4) анхимономинеральный альбитит ($Ab\pm Kv\pm Mu$). Концентрический характер зональности и усиление интенсивности альбитизации в направлении контактов массива однозначно устанавливаются по распределению натрия (см. рис. 3) и нормативного альбита в породах массива (см. рис. 2). Границы между зонами альбитизированного массива постепенные.

Общая концентрическая зональность альбитизированных пород осложнена маломощными (менее 1 м) трещинными зонами усиления альбитизации преимущественно северо-западного простирания.

Схема формирования пород и минеральных образований массива «Восточного» (мезозойский этап)

Стадии	Породы и минеральные образования		
	В пределах позднемезозойских интрузий	Во вмещающих плагиогранитах	
Магматическая	Гранофировые граниты, мелкозернистые граниты (?)	Калишпатизированные плагиограниты	
Эпимагматическая	Полевощпатовые пертиты распада, «микроклинизированные» калишпаты и пр.		
Послемагматические	Ранняя (альбитизации)	Альбитизированные граниты	Экзоконтактовые грейзеноподобные образования («экзогрейзены»)
	Грейзенизации и окварцевания	Грейзенизированные и окварцованные граниты, зоны и жилы окварцованных пород и грейзенов	
	Осаждения оснований	Прожилки мусковита и железистой слюдки	
	Завершающая	Безрудные кварцевые прожилки	

несколько снижается содержание биотита, а магнетит замещается гематитом. В некоторых образцах плагиоклаз сохраняется лишь в форме реликтов в микроклине. Установлено, что этот процесс в большей степени проявлен у контактов с массивами микрогранофиловых и интенсивно альбитизированных гранитов (Знаменский, Коваль и др., 1965). Это выражается в «омоложении» калишпатизированных плагиогранитов (188 млн. лет) по сравнению с плагиогранитами (242 млн. лет).

На контакте с анхимономинеральными альбититами интенсивно калишпатизированные граниты замещаются породой экзогрейзеновой оторочки альбитизированного массива. Макроскопически зональность их невыразительна: отмечается лишь смена биотита мусковитом и увеличение содержания последнего в контакте с альбититом. Наблюдениями в шлифах устанавливается следующее. Во внешней зоне экзоконтактовой оторочки плагиоклаз почти полностью замещается мусковитом, сохраняются только альбитовые каемки зерен. Биотит устойчив, лишь в отдельных чешуйках отмечается его мусковитизация. Ближе к контакту биотит замещается мусковитом, а микроклин — альбитом. Непосредственно у контакта с альбититом порода состоит из мусковита, кварца и небольшого количества флюорита. Нередко здесь отмечаются флюоритсодержащие мусковитовые зоны мощностью 1—2 см (рис. 4). В некоторых случаях, например, на кон-



Рис. 4. Шлиф 456-8. Ув. 18. Николи+. Мусковитовая зона (с флюоритом) на контакте альбитита (слева) и «экзогрейзеновой» оторочки (справа).

такте с «апофизами» альбититов альбит сохраняется в составе метасоматита вплоть до самого контакта. Схематически зональность экзоконтактовых образований можно представить следующим образом:

Калишпа-	Му +	Му +	Му +	Му +	Му +	Альбитит
тизирован-	Кв +	Кв +	Кв +	Кв +	Кв +	Флю эндокон-
ный плагио-	Аб +	Аб +	Аб +	Аб +	Флю	тактовый
гранит	КПШ +	КПШ +	(±Флю)			
	Бт ±	±Флю				
	± Флю					

Образования поздних стадий (начиная со стадии грейзенизации и окварцевания) по своим масштабам намного уступают альбитизированным породам. Они распространены преимущественно внутри альбитизированного массива и в меньшей степени — за его пределами, локализуются в нарушениях, секущих зональность альбитизации и экзогрейзеновую оторочку. Нередко наблюдается совмещение метасоматитов разных стадий в одних и тех же трещинных зонах.

Грейзеновые зоны — это жилообразные, шпироподобные или сложнопятнистые тела, состоящие из кварца, зеленого мусковита и небольшого количества фиолетового флюорита, а также примыкающие к ним участки грейзенизированных пород.

В отличие от грейзеновых зон, в составе зон окварцевания резко преобладает кварц. Мусковит и флюорит содержатся в незначительных количествах. Очень часто в центральных частях окварцованных участков находятся кварцевые или флюорит-кварцевые жилы. Мощность последних достигает первых дециметров.

Кроме отмеченных трещинных образований в массиве встречаются мелкие кварцевые прожилки, не сопровождающиеся окварцеванием вмещающей породы, а также гнездообразные и прожилковые образования окислов железа и марганца. Последние обычно тяготеют к зонам грейзенизированных и окварцованных пород и, по-видимому, имеют гипергенное происхождение.

II. Мусковит-лепидолитовый тип

К этому типу относятся массивы, весьма важные для понимания вопросов генезиса альбитизированных гранитов, поскольку в них проявлены как парагенезисы с мусковитом, так и более поздние парагенезисы с литиевыми слюдами и топазом, происхождение которых наиболее дискуссионно. В зависимости от преимущественного развития мусковитовых или «литий-фтористых» парагенезисов, массивы этого типа приобретают признаки, сближающие их с массивами мусковитового или лепидолит-биотитового типов. В качестве примера рассмотрим два позднемезозойских массива Забайкалья, представляющие собой характерные «крайние» члены этого типа как в парагенетическом, так и в структурном отношении.

Участок «Северный». Альбитизированные граниты слагают тектонически очерченные блоки и зоны в краевых частях массивов лейкократовых гранитов, залегающих среди домезозойских гранитов и гнейсо-гранитов (рис. 5). Кроме показанных на рис. 5 массивов лейкократовых гранитов и «моношпатовых» аляскитов, принадлежащих к первой фазе, здесь известны мелкие тела и дайки гранит-порфиров и кварцевых порфиров жильной серии поздне-мезозойской интрузии. Интрузия расположена в пределах крупной зоны смятия, к пересечению которой разломами северо-восточного простирания ($\sim 60^\circ$) приурочены ее отдельные выходы.

Массив «Северный-1» — несколько вытянутое в северо-восточном направ-

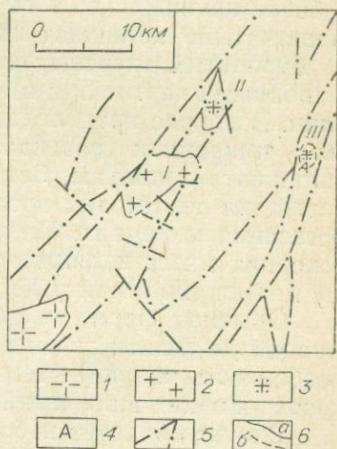


Рис. 5. Схема размещения массивов позднемезозойских гранитов участка «Северного» (по материалам Е. А. Зайкова).

1 — моношпатовые аляскиты; 2 — лейкократовые биотитовые граниты; 3 — двуслюдяные и мусковитовые граниты; 4 — альбитизированные граниты; 5 — разрывные нарушения; 6 — интрузивные контакты установленные (а), предполагаемые (б). Массивы: I — «Северный-1», II — «Северный-2», III — «Северо-Восточный».

лении интрузивное тело, площадь эрозионного среза которого составляет около 30 кв. км (рис. 5). Он сложен лейкократовыми биотитовыми гранитами: средне- и крупнозернистыми — на большей площади массива (главная фация) и более мелкозернистыми, нередко порфириовидными — в приконтактной полосе шириной от первых десятков до первых сотен метров (эндоконтактная фация).

Лейкократовые биотитовые граниты главной фазии состоят из плагиоклаза, кварца, калишпата, небольшого количества биотита, акцессориев — флюорита, апатита, циркона, монацита, магнетита, ильменита и небольшого количества альбита и мусковита (табл. 5). По своему химическому составу они занимают промежуточное положение между аляскитами и щелочными гранитами по Дели (табл. 6).

Плагиоклаз образует таблички и зерна (1—3 мм), часто имеющие неровные, корродированные очертания. Отдельные кристаллы его раздроблены, их обломки цементируются калишпатом. Большая часть зерен плагиоклаза зональна. Состав зональных кристаллов меняется от № 17 (в центре) до № 10, оторочки зерен обычно представлены альбитом. Средний состав плагиоклаза отвечает альбито-олигоклазу. В центральных частях зерна иногда имеют четко очерченные сосюритизированные ядра более основного плагиоклаза.

Калишпат встречается в виде ксеноморфных зерен (0,5—5 мм) и более крупных (до 1 см) табличек. Различаются: а) бурый «нерешетчатый» калишпат-пертит с пертитами распада (10—20%); б) буроватый «нерешетчатый» калишпат-пертит с грубыми сегрегационными пертитами; в) водянопрозрачный «решетчатый» микроклин. В породе преобладают две первые разновидности. «Решетчатый» микроклин развивается по ним. Более крупные таблички калишпата зональны. Зональность проявляется в уменьшении содержания пертитовых вростков альбита к краям зерен и характере погасания минерала. По классификации А. С. Марфунина (1962), основная масса калишпата может быть отнесена к промежуточному микроклин-пертиту № 20—30.

Обычная форма кварца биотитовых гранитов — зерна и ассоциации двух-пяти зерен размером до 15 мм и более. Характерная особенность кварца — темно-серая окраска, обусловленная обилием газовой-жидких включений.

Биотит образует небольшие темно-коричневые чешуйки размером до 1—2 мм, иногда более мелкие идиоморфные таблички, плеохроирующие в табачно-бурых тонах. Состав отвечает магнезиальному биотиту (табл. 7). Примечательно присутствие титана в тетраэдрической позиции формульной единицы биотита (табл. 7, проба 1010).

Структура породы гранитная. Существенное значение имеют также структуры замещения плагиоклаза калишпатом, калишпата — альбитом, обычны мирмекиты. По степени идиоморфизма главные минералы располагаются в ряд: плагиоклаз — биотит — калишпат — кварц.

Количественный минеральный состав биотитовых и двуслюдяных гранитов участка «Северного», %

Порода	«Северный-I»							«Северный-II»				
	Граниты эндоконтактовой фации				Граниты главной фации			Граниты центральной части массива		Граниты из зоны, прилегающей к альбитизированным породам		
	1010	581	969	1004 а	1003 а	549	1002	488	П-84	Поверхность	Скважина в 300 м от контакта с вмещающим гранитом	Скважина в 200 м от контакта с вмещающим гранитом
Кварц	31,90	29,82	33,36	30,87	40,34	39,40	37,75	42,67	45,40	39,10	40,00	33,70
Плагиоклаз	35,75	37,74	37,72	34,09	30,34	29,70	29,77	30,20	28,00	26,60	28,90	34,40
Калишпат	31,24	31,44	28,10	33,81	28,64	30,20	31,10	24,72	24,80	31,40	27,70	26,80
Биотит	0,41	0,15	0,38	0,67	0,27	0,38	1,14	0,58	0,30	0,30	<0,10	0,40
Мусковит	0,09	0,62	0,08	0,04	0,10	0,05	0,06	1,11	1,40	2,20	2,60	3,80
Аксессуары и рудные минералы	0,61	0,23	0,36	0,52	0,31	0,07	0,18	0,72	0,10	0,40	0,80	0,90
Количество шлифов, использованных для подсчета	6	4	4	8	7	7	5	5	3	6	13	6

Химический состав пород участка «Северного»

Компонент	«Северный-I»			«Северный-II»									
	лейкократовый биотитовый гранит (экзоконтактовая фаза)	лейкократовый биотитовый гранит (главная фаза)		Вмещающие породы и метасоматиты в них									
				биотитовый гранит	слабо измененный биотитовый гранит (зап. экзоконтакт)	двууслоной гранит (южн. экзоконтакт)	грейзен (южный экзоконтакт)		альбитизированный гранит (южный экзоконтакт)	интенсивно альбитизированный гранит (южный экзоконтакт)		диоритовый порфирит	апопорфировый обломок в аноритово-эруптивный брекчия
							513	108		804	513 ^з		
1010	549	1002	513	108	804	513 ^з	515 ^ж	525	817	515 ^а	497 ^б	517-БР	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	76,62	76,06	75,46	68,93	70,00	68,98	77,38	80,92	76,95	61,50	61,54	57,96	49,86
TiO ₂	Сл.	0,20	0,24	0,41	0,28	0,26	0,07	0,20	0,00	0,24	0,15	0,80	1,31
Al ₂ O ₃	12,57	12,69	12,57	14,89	13,94	15,97	11,55	10,39	12,32	19,36	21,24	15,84	18,00
Fe ₂ O ₃	0,68	0,50	0,80	1,71	0,67	2,25	Сл.	0,69	0,39	1,37	0,64	2,32	3,07
FeO	0,50	0,57	1,30	1,22	3,37	2,08	2,08	0,72	0,46	0,54	0,54	3,16	3,51
MnO	0,13	0,01	0,06	0,10	0,06	0,11	0,11	0,03	0,02	0,72	0,03	0,13	0,46
MgO	0,15	0,17	0,12	0,71	0,71	0,78	Сл.	0,50	0,04	0,36	0,10	5,43	3,70
CaO	0,21	0,30	0,65	1,45	1,17	1,54	0,70	0,14	0,62	2,15	1,68	5,95	4,90
Na ₂ O	4,28	4,21	4,16	4,70	4,46	2,77	0,67	0,23	4,89	5,57	6,75	3,65	0,19
K ₂ O	4,84	4,47	4,84	4,50	4,43	4,80	6,88	3,61	3,76	6,65	5,30	2,05	8,43
Rb ₂ O	—	—	—	—	—	0,02	0,34	0,04	0,11	0,25	0,18	0,05	0,55
Li ₂ O	—	—	—	—	—	0,02	0,01	0,01	0,01	0,13	0,07	0,03	1,42
P ₂ O ₅	0,02	0,03	0,05	0,11	0,08	0,08	0,02	0,02	0,03	0,10	0,02	0,38	0,54
H ₂ O-	—	0,05	—	—	—	—	—	—	—	0,40	1,56	—	—
H ₂ O+	—	0,20	—	—	—	—	—	2,18	—	—	—	—	—
П. п. п.	0,34	—	0,28	1,09	0,35	0,38	0,62	—	0,41	—	—	2,25	5,03
F	0,03	0,07	0,02	—	—	—	—	0,03	—	1,20	0,12	—	—
Сумма	100,36	99,53	100,53	99,82	99,52	100,04	100,43	99,71	100,01	100,54	99,92	100,00	100,97
—O=F	0,01	0,03	0,01	—	—	0,03	0,13	0,01	0,04	0,50	0,05	0,09	0,92
Сумма	100,35	99,50	100,52	99,82	99,52	100,01	100,30	99,70	99,97	100,04	99,87	99,91	100,05
F	—	—	—	—	Не обн.	0,07	0,32	—	0,09	—	—	0,22	2,20

Примечание. Аналитики Л. Н. Матвеева, С. Я. Гольдәпель, С. А. Юрченко, В. А. Бондаренко. Слабо измененный биотитовый гранит (проба 108) взят из коллекции Е. С. Пинчука.

Компонент	Граниты главной (первой) фазы и метасоматиты в них											
	Двуслюдяной гранит		Мусковитовый гранит		Альбитизированный гранит		Интенсивно альбитизированный гранит			Альбитит	Амазонит со- держащий альбитизи- рованный гранит	Кварц-аль- бит-амазо- нитовая зона
	488	п-84	3003 ^a	2982-4	636	м-616	521	599	496	631	517 ^Г	м-805 ^a
	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
SiO ₂	73,23	75,24	75,60	74,05	75,75	75,98	71,62	72,75	71,32	69,27	70,06	70,92
TiO ₂	0,25	0,16	0,15	0,16	0,03	0,14	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00	Сл.
Al ₂ O ₃	13,70	12,83	13,40	12,91	12,57	12,91	15,50	15,74	15,97	17,33	16,31	15,63
Fe ₂ O ₃	0,63	0,47	0,73	1,04	0,45	0,31	0,66	0,37	0,67	1,36	0,34	0,94
FeO	1,23	0,84	0,78	0,98	0,94	0,50	0,37	0,65	0,11	0,54	0,81	0,57
MnO	0,05	0,01	0,03	0,08	0,03	0,23	0,06	0,05	0,03	0,11	0,17	0,08
MgO	0,08	0,12	0,18	0,37	0,19	0,24	0,04	0,24	0,12	0,12	0,12	Сл.
CaO	0,70	1,05	0,82	1,16	0,52	0,57	0,39	0,38	0,71	0,55	0,64	0,50
Na ₂ O	4,00	4,02	3,38	3,24	4,56	4,89	6,10	6,02	7,37	9,69	6,75	3,51
K ₂ O	4,96	5,18	4,72	4,66	4,27	3,86	3,72	3,01	3,15	0,30	3,01	7,40
Rb ₂ O	—	—	—	—	0,06	0,10	0,14	0,09	0,09	0,01	0,30	0,30
Li ₂ O	—	—	—	—	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,41	0,02
P ₂ O ₅	0,15	0,02	0,03	0,07	0,04	0,04	0,05	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03
H ₂ O ⁻	0,12	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	0,50	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	—	0,38	0,05	1,37	0,32	0,69	0,78	0,65	0,24	0,41	0,96	0,48
F	0,20	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,80	100,25	99,87	99,80	99,73	100,47	99,45	100,07	99,80	99,72	99,90	100,38
-O=F	0,08	0,03	—	0,12	0,01	0,08	0,03	0,02	0,01	0,02	0,33	0,04
Сумма	99,72	100,29	99,87	99,68	99,72	100,39	99,42	100,05	99,79	99,70	99,57	100,34
F	—	0,07	—	0,29	0,02	0,20	0,08	0,05	0,02	0,04	0,80	0,10

Примечание. Аналитики С. Я. Гольдапель, Л. Н. Матвеева, С. А. Юрченко. Мусковитовый гранит (проба 3003^a) взят из коллекции Е. С. Пинчука.

Компонент	«Северный-II»										«Северо-Восточный»	
	Зоны грейзенизации в интенсивно альбитизированном граните			Жильные гранитоиды						интенсивно альбитизированный гранит (с мусковитом)	интенсивно альбитизированный гранит (с лепидолитом)	
				слабо измененный кварцевый порфир	кварцевый порфир, залегающий среди интенсивно альбитизированных гранитов		слабо измененный гранит-порфир		заметно альбитизированный гранит-порфир			
	M-820-2	836	836 ^a		489	1233	1196	M-609	603	1249	3053	П-120
	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37
SiO ₂	76,90	78,48	83,00	76,60	78,58	79,51	74,91	74,49	75,40	62,50	74,71	71,81
TiO ₂	Сл.	Сл.	Сл.	0,05	0,14	0,13	0,20	0,15	0,12	0,12	Сл.	Сл.
Al ₂ O ₃	12,06	13,42	10,36	12,75	12,24	11,16	12,60	12,55	13,59	21,30	13,51	15,46
Fe ₂ O ₃	1,18	0,19	0,10	0,25	0,13	1,13	0,90	0,40	0,55	1,21	0,26	0,19
FeO	1,15	0,93	0,86	0,60	1,05	0,70	0,50	1,00	0,50	0,64	0,43	0,46
MnO	0,37	0,20	0,11	Сл.	0,05	0,04	0,10	0,40	0,07	0,13	0,18	0,21
MgO	0,08	Сл.	Сл.	0,50	0,67	0,50	0,35	0,95	0,02	0,03	0,10	0,15
CaO	0,90	0,60	0,50	0,20	1,05	1,16	0,40	0,20	0,47	0,90	0,35	0,42
Na ₂ O	0,40	0,18	0,34	3,50	0,12	0,00	3,75	3,00	3,08	4,75	6,07	6,35
K ₂ O	4,51	4,51	3,46	4,60	4,21	3,43	4,65	4,50	5,72	5,68	3,13	3,25
Rb ₂ O	0,19	0,15	0,09	0,06	0,10	0,07	0,07	0,07	0,17	—	0,09	0,21
Li ₂ O	0,04	0,01	0,01	0,00	0,02	0,02	0,03	0,05	0,03	—	—	0,02
P ₂ O ₅	0,03	0,03	0,04	0,03	0,12	0,15	0,04	0,01	0,03	0,03	He обн.	He обн.
H ₂ O ⁻	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	1,34	0,90	0,89	1,14	2,32	2,89	1,11	1,82	0,50	2,51	0,71	0,79
F	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,23	99,60	99,76	100,28	100,80	100,88	99,61	99,59	100,25	99,80	99,54	99,25
—O=F	0,08	0,04	0,18	0,02	0,23	0,25	0,11	0,05	0,06	0,44	0,06	0,14
Сумма	99,15	99,56	99,58	100,26	100,57	100,63	99,50	99,54	100,19	99,36	99,48	99,11
F	0,18	0,10	0,42	0,04	0,56	0,60	0,26	0,13	0,15	1,05	0,15	0,34

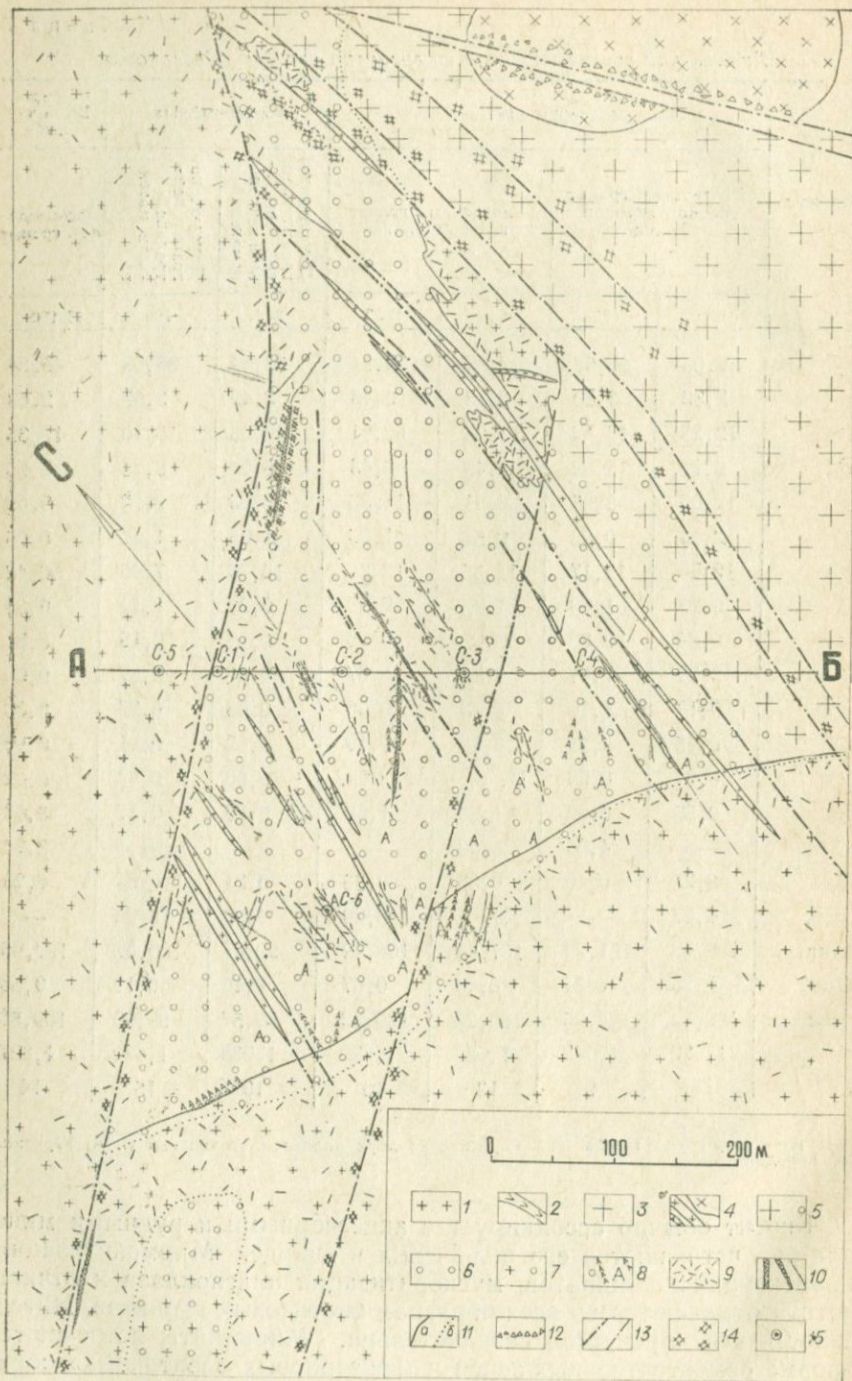
Примечание. Аналитики С. А. Юрченко, М. М. Рыбакова.

Химический состав биотитов из гранитов участка «Северного»

Компонент	«Северный-I»				«Северный-II»		«Северо-Восточный»
	Биотитовый гранит экзоконтактовой фации		Биотитовый гранит главной фации		Двуслюдяной гранит внешней зоны экзоконтактовых изменений	Двуслюдяной гранит центральной части массива	Двуслюдяной гранит
	1010	1004	549	1002			
SiO ₂	37,55	35,68	37,36	36,54	35,64	36,68	40,84
TiO ₂	2,32	3,80	2,33	2,46	2,40	2,60	2,63
Al ₂ O ₃	13,25	13,42	13,08	02,91	16,05	16,10	18,35
Fe ₂ O ₃	5,13	10,82	7,49	6,43	5,04	9,75	6,95
FeO	12,06	8,95	8,91	11,33	13,93	9,92	9,69
MnO	2,16	0,95	0,51	1,86	1,05	1,00	0,95
MgO	12,60	12,17	14,55	12,66	10,70	7,06	6,42
CaO	0,23	1,73	1,86	0,28	0,32	1,14	0,30
Na ₂ O	0,34	0,28	0,09	0,16	0,16	0,16	0,21
K ₂ O	9,30	7,01	9,03	8,67	9,51	8,07	9,03
Rb ₂ O	0,18	0,16	0,13	0,06	0,08	0,27	0,33
Li ₂ O	0,45	0,59	0,34	0,19	0,32	0,41	0,90
Cs ₂ O	0,04	0,03	Н. а.	Не обн.	0,00	0,02	0,02
F	0,55	0,80	1,90	1,60	0,23	0,27	0,90
H ₂ O [±]	—	4,50	3,09	—	—	—	3,24
P ₂ O ₅	0,25	0,40	0,38	0,55	0,21	0,64	0,20
П. п. п.	4,07	—	—	5,29	4,03	5,98	—
Сумма	100,48	101,29	101,05	100,99	99,67	100,07	100,96
—O=F	0,23	0,34	0,80	0,67	0,10	0,11	0,38
Сумма	100,25	100,95	100,25	100,32	99,57	99,96	100,58
Ng'	1,622	1,642	1,628	1,629	1,638	1,629	1,627
—2V°	11	9	13	10	10	15	14

Примечание. Проба 1002 — среднее из двух анализов. Аналитики С. А. Юрченко, С. Я. Гольдапель.

Биотит обычно ассоциирует с аксессуарными и рудными минералами, встречаются его включения в кварце. Мирмекитизация, альбитизация калишпатов, мусковитизация плагиноклаза и отчасти биотита отмечаются во всех образцах биотитовых гранитов. Интенсивность этих процессов незначительна. Мирмекиты встречаются в форме самостоятельных зерен и межзерновых «ленточных» образований, а также в краевых частях зональных зерен плагиноклаза.



Альбит образует каемки плагиоклазовых зерен, «ленточные» межзерновые образования и мелкотаблитчатые кристаллы. Мелко-таблитчатый альбит развит в калишпате как по стыкам зерен, так и без видимой связи с ними. Он сечет пертитовые вросстки альбита в калишпате. Альбитовые каймы плагиоклазов развиты преимущественно на границах зерен плагиоклаза и калишпата. При этом наблюдается как бы «разрастание» плагиоклазовых табличек с замещением калишпата-пертита. Сохранение оптической ориентировки пертитовых вростков в пределах альбитовой каймы также указывает на «послепертитовый» возраст альбитизации калишпата.

Биотитовые граниты эндоконтактовой фации по своему минеральному и химическому составу весьма близки гранитам главной фации (см. табл. 6). Переходы между ними постепенные. Основные особенности гранитов эндоконтактовой фации; 1) более плотная мелкозернистая структура; 2) появление среди аксессуаров сфена и граната; 3) большее содержание лития и рубидия в биотитах (см. табл. 7); 4) большая интенсивность аутометасоматических преобразований — мирмекитизации, альбитизации калишпата, мусковитизации плагиоклаза и биотита. Важно также отметить, что в гранитах главной фации более широко развиты реакционные взаимоотношения между плагиоклазом и калишпатом, что практически не отражается на химическом составе гранитов. Отмечается лишь уменьшение ортоклазовой составляющей в плагиоклазе. Некоторое повышение содержания кварца в гранитах главной фации (см. табл. 5) связано, вероятно, с большим крошением полевых шпатов при изготовлении шлифов крупнозернистых гранитов данного типа.

Интенсивность экзоконтактового метасоматизма в связи с биотитовыми гранитами массива «Северного-I» незначительна. Обнаруживается слабая калишпатизация плагиоклаза, сопровождающаяся увеличением (до 1%) содержания щелочей в породе по сравнению со средним их содержанием в домезозойских гранитоидах.

Массив «Северный-II» представляет собой небольшое (2—3×4,5 км) тело двуслюдяных гранитов. Альбитизированные разновидности слагают очерченный разрывными нарушениями и контактами с вмещающими гранитами блок в юго-западной краевой части массива и южную экзоконтактовую оторочку этого блока (рис. 6, 7). В плане блок имеет форму треугольника, вытя-

Рис. 6. Схема геологического строения альбитизированной части массива «Северного-II».

1 — вмещающие граниты; 2 — домезозойские диоритовые порфириты; 3 — порфиroidные двуслюдяные и мусковитовые граниты; 4 — гранит-порфиры и кварцевые порфиры; 5 — альбитизированные граниты; 6 — интенсивно альбитизированные граниты; 7 — альбитизированные граниты внутренней зоны экзоконтакта; 8 — кварц-калишпатовое замещение и пегматойдные кварц-калишпатовые зоны; 9 — грейзенизация и окварцевание; 10 — зоны грейзенизации и окварцевания; 11 — первично магматические контакты (а), границы различных метасоматитов (б); 12 — апоэруптивные брекчии; 13 — разрывные нарушения; 14 — зоны дробления, катаклиз; 15 — скважины.

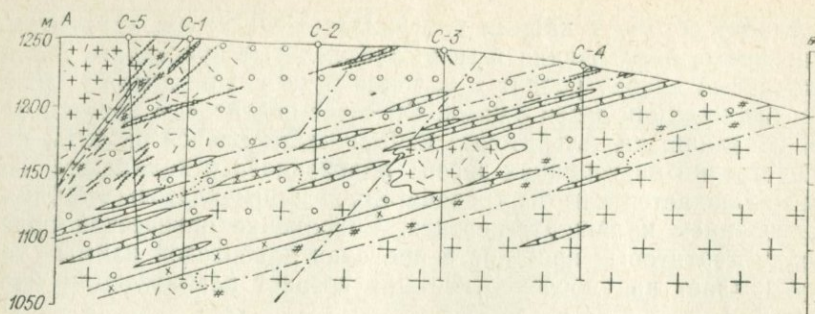


Рис. 7. Геологический разрез массива «Северного-II» по линии А—Б. Усл. обозн. см. рис. 6.

нутого вдоль западного контакта массива. Размеры его по гипотенузе достигают 750 м. Мощность блока вблизи южного контакта превышает 200 м.

Западный контакт альбитизированного блока проходит по одному из наиболее древних нарушений, испытавшему неоднократное подновление в послемагматический этап развития мезозойского магматизма. Падение его северо-западное, угол падения— 50° . Зонка катаклазита отделяет интенсивно альбитизированные граниты мезозойской интрузии от слабо грейзенизированных вмещающих гранитов. Южный контакт весьма полого уходит под вмещающие граниты, которые в приконтактной зоне шириною 10—50 м также альбитизированы. Зона контакта изобилует более поздними (по отношению к альбитизации) разрывными нарушениями. Среди последних преобладают трещины, параллельные западному контакту и оперяющие его. Северо-восточный (лежачий) контакт альбитизированного тела полого ($30\text{—}35^\circ$) погружается в направлении вмещающих гранитов. На всех участках, вскрытых горными выработками, он проходит по дайковым телам второй фазы массива (рис. 6—8).

Альбитизированные граниты обнаружены также в восточной части массива, где они представлены серией маломощных зон околотрещинной альбитизации, субпараллельных восточному контакту интрузии. Там же известно несколько даек кварцевых порфиров. Альбитизированные породы сопровождаются более поздними мусковит-кварцевыми и кварцевыми жилами и прожилками. Общая схема формирования магматогенных образований массива «Северного-II» приведена в табл. 8.

Граниты главной (первой) фазы и метасоматические образования ранней стадии в них. Двуслюдяные и мусковитовые граниты по внешнему облику, структуре, минеральному и химическому составу близки биотитовым гранитам массива «Северного-I» (табл. 5, 6). От последних они отличаются большими содержаниями мусковита и флюорита. В заметных количествах двуслюдяные граниты содержат также пирит и молибденит.

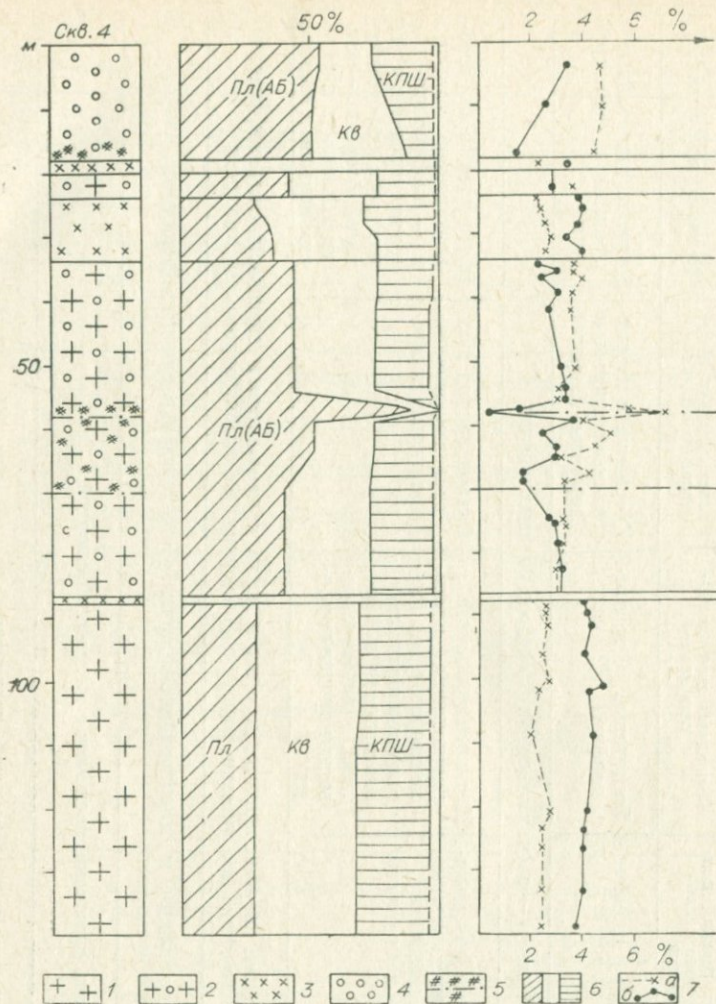


Рис. 8. Разрез альбитизированного блока массива «Северного-II» по скв. 4. Справа приведены диаграммы изменения минерального состава пород и содержаний щелочей в них.

1 — мусковитовые граниты; 2 — альбитизированные граниты; 3 — гранит-порфиры; 4 — интенсивно альбитизированные граниты; 5 — разрывные нарушения и катаклаз; 6 — содержания плагиоклаза, кварца и калишпата в породе; 7 — содержания натрия (а) и калия (б) в породе.

Основным отличием гранитов массива «Северного-II» от гранитов массива «Северного-I» является меньшее содержание в них нормативного альбита (табл. 9) и несколько большее — извести (см. табл. 6).

Структуры замещения плагиоклаза калишпатом-пертитом в двуслюдяных гранитах проявлены в более широких масштабах, чем в биотитовых. Какой-либо связи со структурными элементами

Схема формирования пород и минеральных образований массива «Северного-II» (позднемезозойский этап)

Стадии	В пределах главной (первой) фазы мезозойской интрузии	В пределах даек гранит-порфиров	В телах и дайках эффузивного облика	Во вмещающих гранитах	
Магматическая	Биотитовые граниты	Биотитовые гранит-порфиры (2 фаза)	Кварцевые и кварцево-полевошпатовые порфиры (2 фаза)	Калишпатизированные граниты и гнейсограниты	
Элимагматическая	Пертиты — распада твердых растворов полевых шпатов				
Послемагматические	Ранняя (альбитизация)	Мирмекиты двуслюдяные, мусковитовые, альбитизированные граниты и альбититы	Деанортизированные плагиоклазы, мусковитизированные (серицитизированные) плагиоклазы и биотиты, альбитизированные гранит-порфиры	Окварцованные и серицитизированные кварцевые порфиры	Внутренняя зона экзоконтактной оторочки — альбитизированные граниты; внешняя зона экзоконтактной оторочки — «экзогрейзены» и грейзенизированные граниты
	Кварцево-калишпатового замещения	Пегматоидные кварц-калишпатовые зоны и жилы с амазонитом и литиевыми слюдами, а также сопутствующие им участки амазонит-лепидолитовых альбитизированных гранитов			
	Грейзенизации и окварцевания	Грейзенизированные и окварцованные граниты. Зоны окварцевания и грейзенизации, кварцевые жилы с мусковитом			
	Осаждения оснований	Серицитовые прожилки, прожилки с железистой слюдкой			
	Завершающая	Поздние кварцевые и карбонатные прожилки			

Примечание. Названия стадий даны по отношению к главной фазе позднемезозойской интрузии.

Распределение нормативных альбита и ортоклаза в породах участка «Северного», %

Характеристика породы		Ко- лич. проб	Аль- бит	Ор- то- клаз	
1		2	3	4	
Биотитовые граниты массива «Север- ный-Г»	Эндоконтактовая фация	5	37	28	
	Главная фация	8	37	27	
	Среднее по массиву	13	37	27	
Двуслюдя- ные и мус- ковитовые граниты	Двуслюдяные и мусковитовые граниты основной ча- сти массива	31	30	28	
	Апофизы среди вмещающих пород зоны Западного экзоконтакта	5	22	24	
	Окварцованные двуслюдяные и мусковитовые гра- ниты	11	26	27	
	Интенсивно окварцованные мусковитовые граниты	6	7	24	
Альбитизиро- ванные гра- ниты	В лежащем боку рудоконтролирующего нарушения (скв. 4 — рис. 12)	6	37	22	
	В висячем боку рудоконтролирующего нарушения (скв. 4 — рис. 12)	30	38	24	
	На участке Южного контакта (скв. 6)	3	42	26	
Интенсивно альбитизированные граниты	Разрез блока с востока на за- пад (по скважинам)	Скв. 4	3	53	18
		Скв. 3	12	52	18
		Скв. 2	3	53	20
		Скв. 1	16	56	18
		Скв. 5	6	57	16
	Среднее по разрезу		40	54	18
	Разрез блока с севера на юг (по поверхности)	Северный фланг	6	49	22
		Центральная часть	15	54	21
		Южный фланг	9	55	17
	Среднее по разрезу		30	53	20
Среднее по двум разрезам интенсивно альбитизи- рованных гранитов		70	54	19	
Зоны усиления альбитизация		6	66	17	
Кварцевые и анхимономинеральные альбититы		4	77	2	
Амазонитсодержащие интенсивно альбитизированные граниты с литиевыми слюдами		16	54	20	
Кварцево-калийшпатовые с амазонитом и литиевыми слюда- ми зоны		6	28	41	
Грейзенизи- рованные интен- сивно альбити- зированные гра- ниты	Слабо грейзенизированные	16	50	20	
	Грейзенизированные	10	31	20	
	Грейзены в интенсивно альбитизированных гра- нитах	11	2	19	

		1	2	3	4	
Породы второй фазы (жилые граниты)	Слабо измененные породы эффузивного облика		3	24		
	Интенсивно измененные породы эффузивного облика (в пределах альбитизированного блока)		14	3	26	
	Гранит-порфиры слабо окварцованные и мусковитизированные		9	28	27	
	Заметно альбитизированные гранит-порфиры		25	31	24	
	Биотитовые граниты		7	36	29	
Вмещающие долезойские граниты	Заметно окварцованные и мусковитизированные граниты		10	24	31	
	Грейзены		6	5	22	
	Зона Южного контакта	Грейзенизированные граниты внешней зоны экзоконтактных изменений		9	21	30
		Грейзены внешней зоны экзоконтактных изменений		2	5	31
		Альбитизированные граниты внутренней зоны экзоконтактных изменений		3	44	19
		Альбитизированные граниты зоны ближайшего экзоконтакта		6	47	40
Ксенолит вмещающих гранитов из зоны альбитизированных гранитов			13	26	29	
	Ксенолит вмещающих гранитов среди интенсивно альбитизированных гранитов		10	4	30	
Массив «Северо-Восточный»	Двуслюдяной гранит		2	33	29,5	
	Интенсивно альбитизированный гранит		1	49	19	
	Амазонитовый интенсивно альбитизированный гранит		1	54	19	

не наблюдается. Вместе с тем для гранитов массива «Северного-II» менее характерны мирмекиты и «ленточный» межзерновой альбит.

Литийсодержащий фенгит-мусковит (табл. 10) развивается по плагиоклазу и биотиту. Этот процесс сопровождается деанортитизацией плагиоклаза, а также увеличением железистости и глиноземистости биотита (см. табл. 7). Общее содержание слюды в двуслюдяных гранитах по сравнению с биотитовыми увеличивается в 2—4 раза. Вблизи альбитизированного блока отношение мусковит — биотит, а также содержания сульфидов и флюорита в двуслюдяных гранитах резко возрастают (см. табл. 5). Граниты, непосредственно примыкающие к альбитизированному участку, биотита практически не содержат.

У контакта с альбитизированным блоком в полосе шириной 1—2 дм в мусковитовых гранитах появляется лейстовидный альбит. В пределах альбитизированного блока выделяются альбитизированные граниты, интенсивно альбитизированные граниты и альбититы, кварцевые и анхимономинеральные. Их распределение

Химический состав мусковитов и литиевых слюд из пород участка «Северного»

Компонент	«Северный-II»										
	Двуслюдяные и мусковитовые граниты				Альбитизированные граниты			Интенсивно альбитизированные граниты			
	ФМу				ФМу			ФМу			
	488	П-84	2982-84	2970-75	506	835	3041-45	848	521'	840	822
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	
SiO ₂	46,00	44,50	45,61	46,20	44,70	45,00	45,44	45,12	44,50	46,40	46,30
TiO ₂	0,83	0,56	1,10	0,72	0,82	0,65	0,53	0,47	0,46	0,54	0,43
Al ₂ O ₃	24,63	25,83	23,45	24,63	26,65	26,65	26,33	28,03	27,69	27,86	27,81
Fe ₂ O ₃	6,78	6,00	4,31	4,80	3,45	3,29	5,40	5,15	5,01	5,92	4,67
FeO	0,21	2,15	2,94	2,50	3,21	3,21	3,22	1,93	1,98	1,61	2,55
MnO	0,20	0,13	0,30	0,40	0,87	1,08	1,40	0,95	0,92	0,16	0,95
MgO	3,10	3,00	3,35	3,22	2,00	1,76	2,07	1,23	0,73	0,83	0,72
CaO	0,43	0,51	0,70	0,71	0,41	0,35	0,25	0,75	0,09	0,34	0,34
Na ₂ O	0,45	0,31	0,40	0,28	0,39	0,44	0,20	0,22	0,35	0,45	0,20
K ₂ O	10,35	10,12	10,48	11,20	10,60	10,47	10,35	10,41	10,54	10,23	10,73
Rb ₂ O	0,26	0,27	0,26	0,28	0,74	0,85	0,86	0,65	0,75	0,87	0,70
Li ₂ O	0,39	0,50	0,54	0,50	0,58	0,39	0,32	0,17	0,32	0,28	0,21
Cs ₂ O	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	—	0,03	0,02
F	0,23	0,37	0,40	1,08	0,33	0,25	0,32	1,00	1,20	1,75	0,42
H ₂ O ±	—	—	—	3,44	—	—	3,19	3,95	—	2,91	4,00
P ₂ O ₅	0,12	0,03	0,13	0,08	0,11	0,12	Сл.	Сл.	0,35	Сл.	Сл.
П. п. п.	6,27	5,28	6,42	—	5,05	5,75	—	—	5,85	—	—
Сумма	100,27	99,58	100,41	100,05	99,93	100,29	99,91	100,06	100,74	100,18	100,05
—O=F	0,10	0,16	0,17	0,45	0,14	0,10	0,13	0,42	0,50	0,65	0,18
Сумма	100,17	99,42	100,24	99,60	99,79	100,19	99,78	99,64	100,24	99,53	99,87
K:Rb	36	34	36	36	13	11	11	14	13	11	14
Ng'	1,599	1,596	1,598	1,597—1,600	1,599	1,599	1,597	1,603	1,600	1,597	1,600
—2V°	34	32	33	34	40	8—14	36—41	40	40	40	39

Примечание. Аналитики С. А. Юрченко, С. Я. Гольдапель.

Компонент	«Северный — II»										
	Двуслюдяной гранит экзо- контактной зоны	Альбитизи- рованный гранит экзоконтак- товой зоны	Альбитизированные дайки гранит-порфи- ров		Альбитизи- рованная дайка гран- ит-порфи- ра	Альбити- зированной гранит	Альбити- зированной ксе- нолит гранита	Альбити- зированной гранит	Амазонитсо- держаний интенсивно- альбитизи- рованный гранит	Кварцево-амазони- товые зоны	
	ФМу	ФМу	ФМу		ЛФМу	ЛФМу	ЛФМу	ЛФМуЗТ	Леп	Ци	
	804	817	1249	3053	609	806А	1223	1243	517 ^Г	523	519
—12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	
SiO ₂	45,83	47,00	45,96	46,20	44,91	45,71	45,94	44,54	51,40	48,80	47,20
TiO ₂	1,02	0,56	0,63	0,57	0,83	0,74	0,72	0,76	0,25	0,32	0,36
Al ₂ O ₃	30,07	26,93	26,33	27,45	24,30	26,60	24,25	22,76	20,44	21,40	20,90
Fe ₂ O ₃	4,32	4,47	4,60	5,08	3,97	4,00	3,40	5,24	1,00	2,06	2,43
FeO	0,90	1,79	2,68	2,50	3,75	1,97	2,50	3,57	0,72	1,43	2,86
MnO	0,10	0,17	0,81	1,21	0,34	1,20	1,12	3,20	1,21	2,65	3,80
MgO	1,25	2,44	1,94	1,43	2,58	2,78	2,40	2,22	0,74	0,50	2,63
CaO	0,18	0,22	0,50	0,40	0,42	0,35	0,71	0,43	0,31	0,31	0,65
Na ₂ O	0,70	0,36	0,34	0,27	0,48	0,54	0,60	0,16	0,54	0,36	0,38
K ₂ O	10,78	10,60	9,63	10,73	10,54	10,29	10,36	11,07	9,75	9,73	10,11
Rb ₂ O	0,06	0,77	0,74	0,85	0,25	0,56	0,62	0,90	1,86	1,77	1,41
Li ₂ O	0,12	0,71	0,47	0,37	0,82	1,34	1,24	1,38	5,98	4,68	3,06
CS ₂ O	Сл.	0,03	0,03	0,03	0,06	0,03	0,02	0,06	0,05	0,03	0,03
F	0,75	0,31	0,35	0,68	0,47	1,90	4,40	1,80	5,60	4,40	4,40
H ₂ O±	4,04	3,31	—	2,57	—	2,69	2,86	2,39	1,63	1,65	1,61
P ₂ O ₅	Сл.	Сл.	0,15	Сл.	0,15	0,10	Сл.	Сл.	0,85	0,08	0,04
П. п. п.	—	—	5,54	—	5,76	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,12	99,67	100,70	100,34	99,63	100,80	101,14	100,48	102,33	102,17	101,86
—O=F	0,31	0,13	0,15	0,29	0,20	0,80	1,85	0,76	2,35	1,85	1,85
Сумма	99,81	99,54	100,55	100,05	99,43	100,00	99,29	99,72	99,98	100,32	100,01
K : Rb	179	12	12	11	38	17	15	11	4,8	5,0	6,5
Ng'	1,599	1,594	1,596	1,599	1,598	1,587	1,594	1,597	1,554	1,567	1,571
—2V°	35	35	36	36	35	31—38	35	До 10	42	1,571	1,586
										35	32

Примечание. Пробы 804 и 806А — среднее из двух анализов. Аналитики С. А. Юрченко и С. Я. Гольдапель.

Компонент	«Северный-II»					«Северо-Восточный»								
	Пегматойд-ное кварце-во-кальци-товое тело	Пегматойд-ное кварце-во-кальци-товое тело	Грейзенизи-рованный интен-сивно альби-тизированный гранит	Грейзеновые зоны и жилы в интен-сивно альбитизированных гранитах			Двуслюдяной гранит	Интенсивно альбити-зированный гранит		Амазонитсо-держаний интен-сивно альбитизиро-ванный гранит	Грейзено-вая зона			
				ФМу				ФМу	ФМу			Леп	ФМу	
				Ци	ПрТ	ФМу			П-130					П-120
517-2С	517-2Т	658	500	820—2	ДЖ-1	П-130	П-120	П-128	П-127	П-115				
23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33				
SiO ₂	45,42	40,90	44,95	49,53	47,62	46,56	46,20	48,78	46,78	49,58	45,25			
TiO ₂	0,66	1,60	0,45	0,13	0,40	0,25	0,82	0,35	0,56	0,34	0,08			
Al ₂ O ₃	24,94	18,55	27,70	27,34	29,22	30,24	25,31	27,70	29,40	19,54	33,25			
Fe ₂ O ₃	2,03	4,49	2,91	3,14	2,62	3,27	4,56	4,00	3,30	2,09	1,57			
FeO	4,32	7,68	2,94	1,68	1,43	1,79	3,22	1,70	1,43	1,23	1,11			
MnO	0,76	0,79	1,13	0,50	0,80	1,10	0,48	0,90	1,20	1,78	1,20			
MgO	3,64	7,10	1,48	0,50	1,36	1,13	3,04	0,98	0,85	1,66	0,63			
CaO	0,19	0,06	0,25	0,16	0,50	0,50	0,31	0,53	0,25	0,31	0,61			
Na ₂ O	0,30	0,24	0,39	0,22	0,26	0,19	0,30	0,67	0,35	0,30	0,35			
K ₂ O	10,10	9,87	10,42	10,87	11,00	10,35	10,60	9,03	9,87	9,87	11,10			
Rb ₂ O	0,70	0,72	0,65	0,48	0,46	0,51	0,24	0,60	0,64	1,47	0,09			
Li ₂ O	2,36	1,59	0,32	0,16	0,14	0,24	0,69	0,34	0,22	5,37	0,09			
Cs ₂ O	0,05	—	0,02	0,02	0,01	0,01	0,03	0,02	0,02	0,42	0,01			
F	3,95	3,50	0,30	0,74	0,60	0,20	0,40	1,05	1,80	4,65	1,05			
H ₂ O ±	1,96	2,64	—	4,25	3,22	3,25	3,74	3,19	3,29	2,85	3,50			
P ₂ O ₅	0,28	0,35	0,05	1,42	0,04	0,04	Сл.	0,05	Сл.	0,02	0,01			
П. п. п.	—	—	5,77	—	—	—	—	—	—	—	—			
Сумма	101,66	100,08	99,73	100,14	99,68	99,63	99,94	99,79	99,96	101,48	99,90			
—O=F	1,66	1,47	0,13	0,31	0,25	0,08	0,17	5,45	0,76	1,96	0,45			
Сумма	100,00	98,61	99,60	99,83	99,43	99,55	99,77	99,34	99,20	99,52	99,45			
K : Rb	13	12	14	20	22	18	39	14	14	6	105			
Ng'	1,571—	1,582—	1,597	1,601	1,594	1,598	1,597	1,594	1,591	—	1,583			
	1,582	1,613												
—2V°	19—31	5—19	41	44	43	42	35	42	41	41	44			

Примечание. Аналитики С. А. Юрченко, С. Я. Гольдапель.

и соотношения самым тесным образом связаны с элементами трещинной тектоники массива (см. рис. 7, 8).

Альбитизированные граниты слагают зону мощностью 40—50 м, отделяющую интенсивно альбитизированные граниты от мусковитовых гранитов. Это светло-серые мелкозернистые породы с заметной порфиричностью, состоящие из альбита, кварца, микроклина, литийсодержащего или литиевого мусковита и небольшого количества акцессориев (табл. 9, 10, 11).

Почти весь плагиоклаз породы представлен мелкотаблитчатым и лейстовидным альбитом. В небольшом количестве встречаются реликты альбита-олигоклаза, уверенно диагностируемые лишь в пределах реликтовых зерен калишпата-пертита.

Основную массу калишпата составляет промежуточный микроклин-пертит № 20. Он образует буроватые изометричные зерна (0,5—4 мм) с неправильными, иногда близкими к идиоморфным, очертаниями. Двойниковая решетка выражена неотчетливо. В породе присутствуют также реликты зонального калишпата-пертита. Подобно калишпату, кварц встречается в форме более крупных, чем альбит, изометричных зерен (1—5 мм), имеющих неровные «корродированные» границы. Повсеместно наблюдаются реликтовые формы кварца — ассоциации нескольких зерен, насыщенных включениями, полосы которых имеют ориентировку, общую для всей группы зерен.

Мусковит альбитизированных гранитов представлен литийсодержащей разновидностью фенгитового ряда (табл. 10), образует небольшие чешуйки, плеохроирующие в светло-коричневых тонах.

Таблица 11

Количественный минеральный состав альбитизированных гранитов массива «Северного-II»

Характеристика породы	Номера проб, скважина	Кол-во шлифов, используемых для подсчета	Кварц, об. %	Альбит		Микроклин		Мусковит	
				об. %	нормативный вес	об. %	нормативный вес	Рудные, флюорит и прочие акцессории	
								об. %	об. %
Альбитизированный гранит	633—638, скв. 4	7	32,5	40,0	36,7	25,0	21,7	0,7	1,8
Зона усиления альбитизации в альбитизированных гранитах	622—625, скв. 4	5	22,1	51,8	50,3	22,8	22,8	2,3	1,0
Альбитизированный гранит	612—615, скв. 4	4	31,8	43,2	41,2	20,8	20,6	2,2	2,0
Альбитизированный гранит	1243—1245, скв. 6	4	30,2	40,2	42,5	24,2	26,4	4,1	1,3
Интенсивно альбитизированный гранит	1237—1240, скв. 6	6	24,6	55,5	56,1	13,6	18,5	6,1	0,2
Интенсивно альбитизированный гранит	496	3	16,6	65,0	64,8	17,5	17,2	0,9	0,1

На южном фланге блока скважиной 6 вскрыты альбитизированные граниты, содержащие литиевый мусковит, примечательной особенностью которого является весьма малый угол оптических осей (табл. 10, 1243).

Основу структуры альбитизированных гранитов составляет гранобластовый мотив из более крупных зерен кварца и калишпата, промежутки между которыми заполнены лейстовидным и мелко таблитчатым альбитом, мелкими зернами калишпата и кварца, а также чешуйками слюды. Альбит «корродирует» зерна остальных минералов и развивается по трещинкам в них. При содержании альбита более 40% структура приобретает реликтивно-порфиروбластический облик.

Контакты между мусковитовыми и альбитизированными гранитами, с одной стороны, и интенсивно альбитизированными — с другой, проходят по серии нарушений, оперяющих западный контакт интрузии и выполненных дайками (см. рис. 6—8). Лишь в одном случае (скв. 6) вскрыт непосредственный контакт между зонами альбитизированных и интенсивно альбитизированных гранитов — достаточно резкий переход, происходящий в полосе шириною 2—3 см. В связи с присутствием трещинных зон, в которых интенсивность альбитизации усиливается, содержание альбита в зоне непостоянно. В целом же оно несколько возрастает к контакту с интенсивно альбитизированными гранитами.

Интенсивно альбитизированные граниты — весьма светло-серые, местами почти белые породы порфировидного облика, образующие ядро альбитизированного блока. Они состоят из альбита, кварца, микроклина, мусковита и небольшого количества акцессориев (см. табл. 9, 10, 11). Основная масса породы сложена лейстовидным и мелко таблитчатым альбитом. Размеры кристаллов альбита составляют десятые и сотые доли миллиметра, иногда достигая 1—2 мм.

Буроватый практически нерешетчатый микроклин № 20 встречается главным образом в виде псевдоидiomорфных табличек (1—5 мм), имеющих неровные «корродированные» края. Более мелкие ксеноморфные зерна распространены в подчиненном количестве. Таблички микроклина содержат включения альбита, ориентированные согласно с общими очертаниями зерен микроклина.

Для кварца интенсивно альбитизированных гранитов характерны зерна округлой или псевдоидiomорфной формы (1—10 мм) с неровными «корродированными» ограничениями. Они насыщены преимущественно в краевых частях) включениями альбита, имеющими концентрически зональное расположение, — структура «снежного кома» по Л. Г. Фельдману и др. (1967). Отдельные крупные кристаллы кварца имеют секториальное строение или иную оптическую ориентировку.

Светло-зеленый фенгит-мусковит (см. табл. 10) образует чешуйки, достигающие 5—7 мм в наибольшем измерении. Нередко он содержит вросстки альбита, распределение которых контролируется спайностью.

Структура породы пойкилопорфирообластовая. Во многих случаях в ней отмечаются элементы линейности, обусловленные субпараллельным расположением мусковитовых листочков. Причем в трещинных зонах ориентировка мусковитовых чешуек близка элементам залегания «рудоконтролирующих» трещин. Интересно, что, образуя вростки в большинстве крупных зерен кварца, калишпата и мусковита, альбит «корродирует» кристаллы этих минералов.

В пределах блока интенсивно альбитизированных гранитов отмечается общее увеличение содержания альбита в направлении южного и западного контактов (см. табл. 9), а также многочисленные частные колебания состава в связи с трещинными зонами усиления альбитизации.

Альбититы — белые мелко- и тонкозернистые породы, состоящие из лейстовидного альбита и небольших количеств кварца, калишпата, реликтов мусковита или без них. Присутствующие в альбититах мелкие зерна кварца и калишпата имеют реликтовый облик. Некоторым образцам альбититов присуща субпараллельная ориентировка «лейстов» альбита, в общем нехарактерная для этих пород. Альбититы встречаются среди гранитов альбитизированного блока в виде маломощных (сантиметры — дециметры) жиллообразных и шпироподобных тел в центральных частях трещинных зон усиления альбитизации, а также вдоль контактов с вмещающими гранитами, их ксенолитами и дайками. Переходы от центральных частей к периферическим в подобных зонах обычно постепенные. Замещение минералов альбитом по мере усиления альбитизации происходит в последовательности мусковит — микроклин — кварц. Во многих случаях, особенно характерных для мелких зон этого типа, на границе альбитита и интенсивно альбитизированного гранита наблюдается обогащение породы кварцем, а иногда и мусковитом, сопровождающееся укрупнением порфиробласт кварца или образованием своеобразных полосчатых текстур.

В пределах блока интенсивно альбитизированных гранитов отмечаются также редкие шпироподобные выделения серого кварца мощностью до 1—2 дм, содержащие крупные шестоватые кристаллы слабоокрашенного в желтовато-зеленый цвет берилла.

Петрографическое сопоставление образований ранней послемагматической стадии в гранитах главной фазы массива показывает, что общая эволюция их состава с усилением интенсивности метасоматизма идет в направлении увеличения содержания альбита вплоть до образования анхимономинеральных альбитовых разновидностей. Этот вывод подтверждается результатами химических анализов (см. табл. 6, 9).

Породы Зайковой сери и метасоматические преобразования ранней послемагматической стадии в них. Породы второй фазы залегают в виде даек мощностью до 10 м, реже — небольших тел неправильной формы. Распределение их в массиве обнаруживает связь с участками проявления альбитизации. Наиболее насыщен дайками участок альбитизированных гранитов, где они локализу-

ются преимущественно в трещинах, оперяющих западный контакт (см. рис. 6).

По структурным особенностям породы дайковой серии разделяются на две группы. К первой относятся полнокристаллические породы — гранит-порфиры (резко преобладают) и микрограниты. Содержание вкрапленников в гранит-порфирах составляет в среднем 30—50%, размеры их колеблются в пределах 2—15 мм. Вкрапленники представлены кварцем, зональным микроклином-пертитом и слабозональным олигоклазом. Промежуточное положение между вкрапленниками и основной массой занимают чешуйки мусковита. Некоторые из них содержат реликты биотита. Основная масса гранит-порфиров имеет микрогранитовую или микроаплитовую структуру; она сложена альбитом, калишпатом и кварцем, содержащимися примерно в равных количествах. В большинстве образцов вкрапленники в той или иной мере резорбированы.

Вторую группу образуют порфировые породы эффузивного облика — кварцевые и кварцево-полевошпатовые порфиры. Содержание вкрапленников в этих породах обычно не превышает 15—20%, а их размеры — нескольких миллиметров. Представлены они теми же минералами, что и в гранит-порфирах, при резком преобладании порфировых выделений кварца. Структура основной массы фельзитовая или сферолитовая с участками микрографического строения. Отдельные образцы дайковых пород занимают промежуточное положение между названными группами, однако в общем случае различия между ними достаточно четки. По химическому составу слабо измененные породы обеих групп идентичны и близки гранитам главной фазы (см. табл. 6).

Характер послемагматических изменений дайковых пород зависит от их структуры и положения по отношению к альбитизированному участку. В гранит-порфирах изменения выражаются в серицитизации и мусковитизации плагноклаза, появлении лейстовидного альбита и мелких изометричных зернышек кварца.

Измененные гранит-порфиры можно разделить на два типа: с одной стороны — альбитизированные, с другой — заметно окварцованные и мусковитизированные. Альбитизация уверенно диагностируется в дайках гранит-порфиров, залегающих среди интенсивно альбитизированных гранитов. У контактов наблюдается усиление альбитизации пород, причем мелкие «апофизы» альбитита внедряются в породу дайки. Для даек гранит-порфиров, залегающих в слабо альбитизированных гранитах, характерно слабое мусковит (серицит)-кварцевое замещение. Оба типа изменений четко различаются по составу мусковитов: мусковит альбитизированных гранит-порфиров подобен мусковиту из альбитизированных гранитов, мусковит окварцованных и серицитизированных гранит-порфиров — литиевому мусковиту с высоким значением отношения калия к рубидию (см. табл. 10). Интенсивность послемагматических изменений в гранит-порфирах незначительна. По химическому составу, содержанию альбита и калишпата в большинстве слу-

часов образцы измененных гранит-порфиров мало отличаются друг от друга и от двуслюдяных гранитов (см. табл. 6, 9).

В отличие от гранит-порфиров, породы эффузивного облика претерпели серицит-кварцевое замещение, которое отчетливо диагностируется во вкрапленниках полевых шпатов. Изменения в основной массе даек эффузивного облика с трудом поддаются оптической диагностике. Об интенсивности серицит-кварцевого замещения в них можно судить по результатам анализов (см. табл. 9, 6, № 1196, 1223). Как следует из данных табл. 9, интенсивность изменения даек кварцевых порфиров находится в прямой связи со степенью альбитизации вмещающих их гранитов.

У контактов с дайками кварцевых порфиров также наблюдаются усиление альбитизации и пересечение контакта мелкими «апофизами» альбититов. Эти наблюдения свидетельствуют о том, что внедрение дайковой серии предшествовало альбитизации. При этом дайки оказывали экранирующее влияние на развитие этого процесса (см. рис. 6—8).

Метасоматиты ранней послемагматической стадии во вмещающих гранитах и их ксенолитах среди альбитизированных гранитов. Вмещающие породы — серые мелко- и среднезернистые массивные или гнейсовидные граниты — в наименее измененных образцах состоят из слабозонального, заметно серицитизированного олигоклаза (40—50%), калишпата (25—30%), кварца (25—30%), биотита (1—10%), рудных и акцессорных минералов (до 0,6%). Их химический состав приведен в табл. 6. В породе широко развито замещение плагиоклаза калишпатом. Вблизи альбитизированного массива, особенно у его южного контакта, эти изменения проявлены интенсивнее. Учитывая различия в характере изменений вмещающих пород в зависимости от их положения по отношению к альбитизированному блоку массива «Северного—II», целесообразно рассмотреть отдельно участки южного, западного контактов и ксенолиты.

На участке южного контакта зональность экзоконтактовых образований представлена наиболее полно. Здесь выделены две зоны: внешняя зона экзоконтактовых изменений (зона грейзенизированных и окварцованных гранитов) и внутренняя зона экзоконтактовых изменений (зона альбитизированных гранитов) (рис. 6, 9). Для внешней зоны характерны появление новообразований кварца (преимущественно в виде мелких изометричных зернышек), мусковитизация и серицитизация полевых шпатов (в первую очередь плагиоклаза). Эти изменения, весьма слабые на удалении 100—150 м от контакта с альбитизированным блоком, по мере приближения к нему становятся все более интенсивными: сначала исчезает биотит, мелкочешуйчатым мусковитом замещается плагиоклаз, чешуйки мусковита появляются в калишпате, наконец, резко возрастает количество кварца. У внутреннего контакта зоны порода на 40—50% состоит из кварца, 30—40% приходится на долю буроватого, частично серицитизированного микроклина и 10—20% составляют мусковит и реликты альбита.

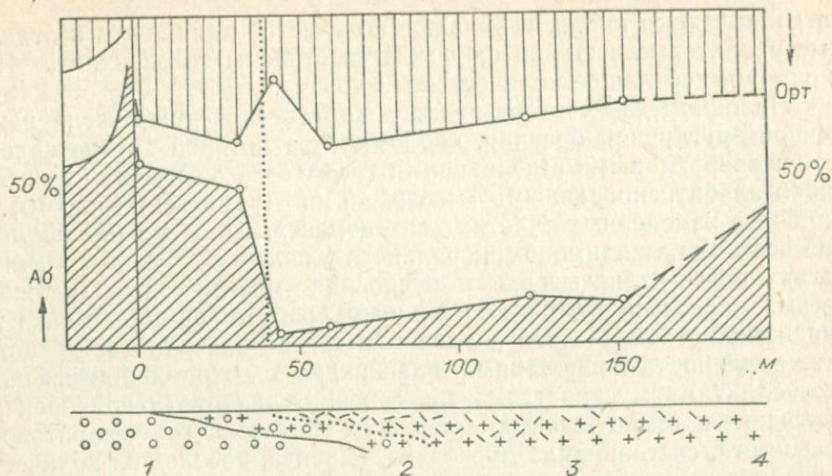


Рис. 9. Зональность экзоконтактовых изменений (схематический разрез) на южном фланге альбитизированной части массива «Северного-II» (по поверхности).

1 — интенсивно альбитизированные граниты; 2 — внутренняя зона экзоконтактовых изменений (альбитизированные граниты); 3 — внешняя зона экзоконтактовых изменений (грейзенизированные граниты и грейзены); 4 — вмещающие граниты.

В зоне максимального замещения порода сложена кварцем и мусковитом с небольшой (до 10—15%) примесью калишпата (мусковит-кварцевый грейзен) (рис. 6, 9; табл. 6). Эти изменения также обнаруживают связь с трещиноватостью породы. Трещины обычно вмещают мусковит-кварцевые (иногда с бериллом) прожилки, вблизи которых грейзенизация усиливается.

Во внутренней зоне шириною 10—50 м грейзенизированные породы постепенно сменяются метасоматитами, состоящими из альбита, бурого промежуточного микроклина, кварца, литийсодержащего мусковита и небольшого количества флюорита. Альбит образует краевые части деанортитизированных кристаллов плагиоклаза, мелкотаблитчатые и лейстовидные зерна. Калишпат и кварц представлены небольшими (до 1 мм) ксеноморфными зернами. Мусковит наблюдается в форме мелких чешуек и более крупных листочков (до 1—2 мм), встречающихся в виде самостоятельных кристаллов, а также внутри деанортитизированных зерен плагиоклаза, где он ассоциируется с флюоритом. Подобные «футлярообразные» формы деанортитизированного плагиоклаза весьма характерны для метасоматитов этой зоны. Наиболее существенной особенностью зоны является резкое уменьшение содержания кварца в метасоматитах вплоть до полного замещения его альбитом и калишпатом вблизи контакта с альбитизированным блоком. Здесь на участках, не нарушенных более поздними подвижками, можно наблюдать резкий контакт между альбитизированными гранитами эндо- и экзоконтакта. С обеих сторон контакта основную массу метасоматитов слагает альбит, к которому со стороны эндоконтак-

та добавляются кварц, небольшое количество калишпата и отдельные реликтовые чешуйки слюды, а со стороны экзоконтакта — калишпат и небольшое количество мусковита.

На одном из участков южного контакта вскрыта зона измененной эруптивной брекчии, «обломки» в которой представлены альбитизированными вмещающими гранитами, а «цемент» — интенсивно альбитизированными мезозойскими гранитами (рис. 10). В наиболее измененных частях как «цемент», так и мелкие «обломки» состоят из анхимономинерального альбитового метасоматита, содержащего реликты слюды. «Основная масса» здесь сложена весьма мелкозернистым сахаровидным альбитом, в «обломках» же среди мелкоаблитчатого и лейстовидного альбита встречается также деанортитизированный плагиоклаз с сохранившимися кое-где реликтами мусковита внутри зерен. В апоэруптивной брекчии отмечаются темно-зеленые «обломки» измененного диоритового порфирита, состоящие из мусковита, альбита, небольших количеств флюорита и рудного минерала (см. табл. 6).

Химический состав породы во внешней зоне экзоконтактовых изменений характеризуется ростом кремнекислотности и уменьшением содержания щелочей (особенно натрия), во внутренней — интенсивным увеличением содержания щелочей и менее интенсивным падением кремнекислотности (см. табл. 6).

На участке, примыкающем к западному контакту альбитизированного блока, породы подобны грейзенизированным гранитам внешней зоны экзоконтактовых изменений, рассмотренным выше. Интенсивность изменений в целом меньшая (см. табл. 6, 9). Имею-

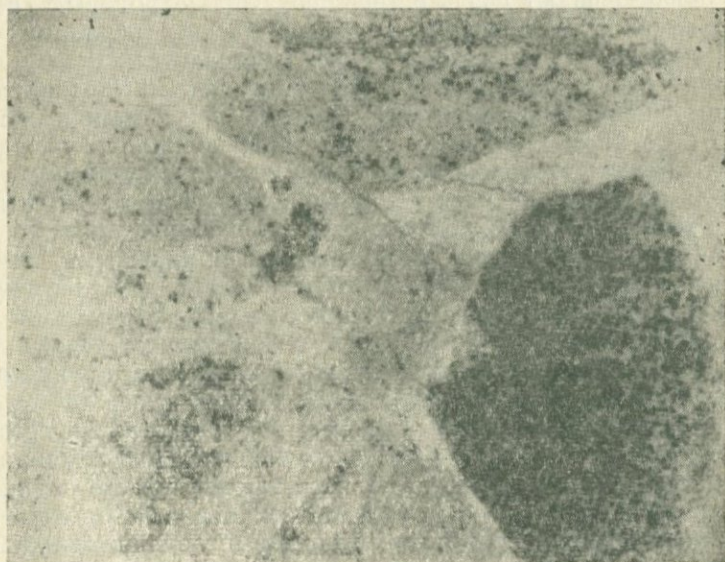


Рис. 10. Образец 517-е. Натур. величина. Интенсивно альбитизированная эруптивная брекчия.

щия здесь апофизы гранитов первой фазы массива, как и вмещающие их породы, окварцованы и серицитизированы. Грейзенизированные вмещающие граниты отделены от гранитов альбитизированного блока зоной тонкого катаклазита мощностью до 1,5 м.

В пределах блока альбитизированных гранитов известно три крупных ксенолита вмещающих гранитов (см. рис. 6, 7) и значительное количество мелких ксенолитов (главным образом в зоне южного контакта). Наибольший из них залегает в зоне альбитизированных гранитов, почти полностью совпадая с нею по мощности. Он сложен заметно серицитизированными и окварцованными гранитами. Вблизи контактов отмечается усиление грейзенизации до образования зоны грейзенов мощностью в несколько сантиметров. На контакте кровли с интенсивно альбитизированным гранитом в зоне шириною несколько сантиметров ксенолит альбитизирован. Два других ксенолита залегают среди интенсивно альбитизированных гранитов. По составу и структуре они подобны мусковит-кварцевым грейзенам внешней зоны экзоконтактных изменений. В одном из них (скв. 6) встречена маломощная трещинная зона альбитизированных гранитов, напоминающих метасоматиты внутренней зоны экзоконтактных изменений.

Вдоль контактов крупных ксенолитов и вблизи них в альбитизированных гранитах отмечаются кварц-калишпатовые (со слюдой) крупнозернистые прожилки мощностью до 10 см. В отличие от крупных, мелкие ксенолиты, залегающие среди интенсивно альбитизированных гранитов, как уже отмечалось, альбитизированы.

Образования стадии кварцево-калишпатового замещения. К этой стадии отнесены крупнозернистые и пегматоидные кварц-калишпатовые жилообразные тела с альбитом, литневой слюдой, топазом и местами бериллом, а также сопровождающие их измененные вмещающие породы. Образования стадии распространены в южной части альбитизированного массива, где они концентрируются в зоне контакта преимущественно со стороны интенсивно альбитизированного блока мезозойской интрузии. Мощность жильных тел обычно не превышает первых дециметров, в единичных случаях достигая 1—2 м; размеры по простиранию — первые десятки метров. Размещение жильных тел контролируется нарушениями, параллельными западному контакту и опережающим его трещинам, очень часто они следуют вдоль южного контакта и контактов ксенолитов (см. рис. 6). Кварцево-калишпатовые зоны секут интенсивно альбитизированные граниты эндо- и экзоконтакта, а также анхимономинеральные альбититы в зоне контакта.

Обычно зоны сложены крупными, часто идиоморфными кристаллами кварца и микроклина, промежутки между которыми заполнены лейстовидным альбитом, листочками литневой слюды (1—5 мм) и отдельными зернами топаза. Своими крупными кристаллами они как бы врастают в массу альбитизированной породы. Нередко же это просто цепочки крупных кристаллов кварца и калишпата. Маломощные (сантиметры) жилы с четкими контактами развиты преимущественно в зоне ближайшего экзоконтакта и

вблизи контактов с ксенолитами. Некоторые из них имеют зональное строение (см. гл. II).

Количественный состав зон весьма непостоянен: от альбит-кварц-микроклинового (при близких содержаниях этих минералов) со слюдой (1—5%) и топазом до биминерального кварц-калишпатового с преобладанием либо кварца, либо калишпата.

Кристаллы кварца обычно не содержат включений альбита, столь характерных для этого минерала в интенсивно альбитизированных гранитах. Калишпат имеет разнообразную окраску: от розовой и кремовой до голубовато-зеленой (амазонит). Нередко в одном кристалле она меняется от розовой через светло-серую до голубой. Преобладают светло-серые, почти белые кристаллы со слабым голубым оттенком. В большинстве случаев это воднопрозрачный решетчатый микроклин, реже микроклин-пертит. Интересно отметить низкие значения рентгеновской триклинности решетчатых микроклинов и особенно амазонитов из кварцево-калишпатовых зон и гранитов их ближайшего окружения (см. гл. III), очевидно, обусловленные субрентгеновским двойникованием микроклина (Марфунин, 1962; Фельдман и др., 1967).

Слюды кварцево-калишпатовых тел представлены циннвальдитом, иногда более поздними листовидными агрегатами протолитионита, секущими крупные кристаллы микроклина (см. табл. 10).

Изменения интенсивно альбитизированных гранитов вблизи кварцево-калишпатовых зон проявляются в следующем: а) мусковит замещается сначала литиевым мусковитом и далее лепидолитом или циннвальдитом (вблизи контакта с зонами); б) появляется топаз; в) буроватый промежуточный микроклин замещается воднопрозрачным решетчатым микроклином и местами приобретает голубую окраску.

Таким образом, на участках распространения кварц-калишпатовых тел мусковитовые интенсивно альбитизированные граниты замещаются амазонит- и топазсодержащими лепидолит-циннвальдитовыми интенсивно альбитизированными гранитами. Существенного изменения количественных соотношений между главными минералами при этом не происходит (см. табл. 9). Химический состав этих пород приведен в табл. 6.

Жильные тела и зоны околотрещинного метасоматоза поздних стадий. Грейзеновые тела. Среди них различаются грейзеновые зоны — мусковит-кварцевые жильные тела, не имеющие резких контактов с вмещающими породами, и кварцевые жилы с мусковитом, сопровождающиеся грейзенизацией. В некоторых жилах встречаются крупные (до 10 см по большей оси) кристаллы висмутина. Мощность наиболее крупных грейзеновых тел достигает 1 м, размеры по простиранию — первых десятков метров. Преобладают более мелкие тела. Распределение грейзеновых тел подчинено общему структурному плану блока. Наибольшая их концентрация наблюдается в зоне западного контакта и отдельных участках зоны южного контакта. Жильные грейзеновые тела секут интенсивно

альбитизированные граниты, альбититы и кварцево-калищпатовые тела (см. рис. 6, 7).

Кварц последовательно замещает в зонах альбит, калишпат и мусковит. Содержание фенгит-мусковита (см. табл. 10) в грейзенах достигает 10—15%. Границы между грейзенизированным гранитом ($Kв+Mкл+Му\pm Аб$) и собственно грейзеновой зоной ($Kв+Му\pm Mкл$) резкие. Центральная кварцевая зона выражена не всегда отчетливо. Зоны окварцевания отличаются от грейзеновых тел менее четкой морфологией и меньшим содержанием мусковита, который представлен в них тонкочешуйчатой разновидностью.

Серицитовые прожилки встречаются в пределах всего альбитизированного блока, концентрируясь на участках наибольшего развития грейзенизации и окварцевания. С ними связана главная масса сульфидов, в частности пирита и молибденита.

В интенсивно альбитизированных гранитах нередко наблюдаются пятнистые, прожилковые и дендритоподобные образования, сложенные железистой слюдкой и окислами марганца, а также зоны каолинизации гранита, которые, вероятно, являются гипергенными образованиями.

Редкометальная акцессорная минерализация массива весьма разнообразна: берилл, танталит-колумбит, касситерит в альбитизированных гранитах (табл. 12), молибденит и висмутин на участках развития грейзенизации и окварцевания. Изучена она недостаточно.

Участок «Южный». Отдельные вопросы геологии, петрографии, минералогии и геохимии гранитоидов участка неоднократно освещались в литературе (Беус и др., 1962; Черник, Бабкин, 1963; Дистлер, Шулик, 1966; Залашкова, Ситнин, 1967; Залашкова, 1969; и др.). Остановимся лишь на общей его характеристике и особенностях, которые имеют принципиальное значение для дальнейшего изложения.

Таблица 12

Качественная характеристика основной акцессорной минерализации в породах массива «Северного-11» (по данным Е. С. Пинчука, П. В. Ковалея и др.)

Порода	Танталит-колумбит	Берилл	Фенакит	Касситерит	Моначит	Минералы группы рутила	Циркон и цирконит	Сульфиды	Гранат	Флюорит	Топаз
Мусковитовые граниты основной части массива					+++	+	++	+		+++	
Альбитизированные граниты	++	++		+	++	+	+++	+		+	+
Интенсивно альбитизированные граниты	+++	+++	+	+	+++	+	+++	+		+	+

Примечание. +++ ведущие акцессорные минералы, ++ минералы, содержащиеся в существенных количествах и + в незначительных количествах.

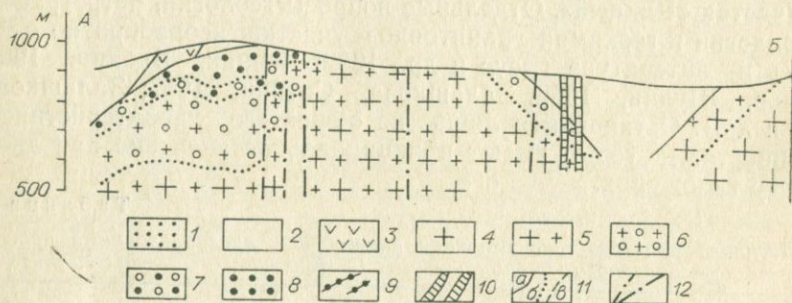
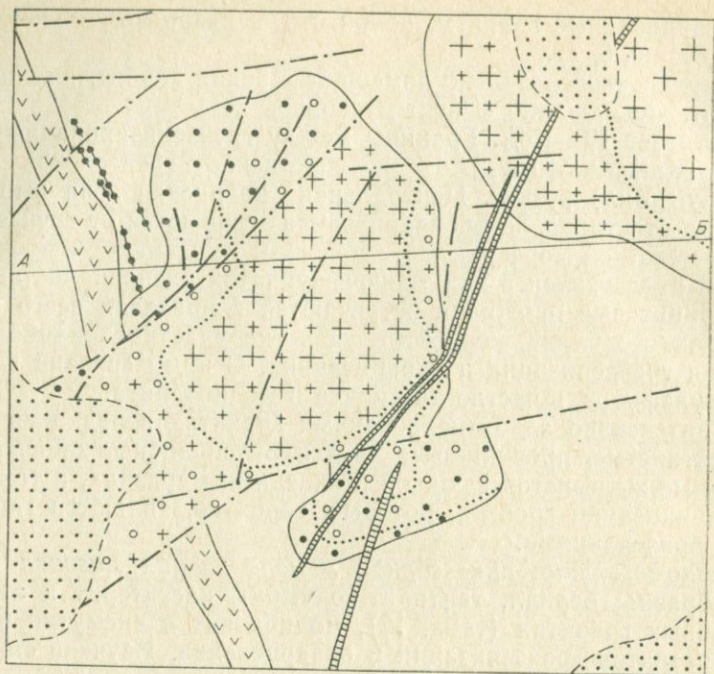


Рис. 11. Схема геологического строения массива «Южного» (по данным А. М. Гребенникова, В. И. Белых и др.).

1 — четвертичные отложения; 2 — метаморфизованные сланцы и песчаники; 3 — лампрофиры; 4 — порфировидные биотитовые граниты; 5 — двуслюдяные граниты; 6 — альбитизированные граниты с мусковитом и лепидолитом (одними белыми кружками обозначены мусковитовые альбитизированные граниты); 7 — интенсивно альбитизированные граниты с мусковитом и лепидолитом; 8 — амазонитовые интенсивно альбитизированные граниты с литиевыми слюдами; 9 — дайки альбитизированных гранитов; 10 — базальты; 11 — границы интрузивных тел (а), разновидностей метасоматитов (б), рыхлых отложений (в); 12 — разрывные нарушения.

Альбитизированный массив «Южный» — западный из трех апикальных выступов не вскрытой эрозией более крупной гранитной интрузии, наличие которой на глубине установлено геофизическими исследованиями (рис. 11). В большинстве отмеченных работ интрузия рассматривается как однофазная. Между тем нами наблюдались пересечения кварцевых жил с вольфрамитом, подобных

развитым в ореоле грейзенизированного штока на восточном фланге участка, апофизами альбитизированного выступа. Этот факт подтверждает известные представления о принадлежности грейзенизированных массивов и сопутствующих им кварцевых жил с вольфрамитом и касситеритом к первой, а альбитизированных гранитов — ко второй фазе позднемезозойского гранитного комплекса (Рутштейн, 1961; Дружинин, Колесниченко, 1964). Таким образом, восточный грейзенизированный выступ и западный альбитизированный связаны, вероятнее всего, с различными фазами внедрения гранитной интрузии.

Альбитизированный массив имеет асимметричное концентрически зональное строение (рис. 11). Его западный контакт полого (20—30°) погружается под вмещающие породы. Восточный контакт более крутой (40—50°). Схема последовательности формирования пород и минеральных образований массива приведена в табл. 13, а данные об их минеральном и химическом составе — в табл. 14, 15.

Таблица 13

Схема формирования пород и минеральных образований массива «Южного»

Стадии	Минеральные образования, сформировавшиеся в пределах «материнской» интрузии	Новообразования во вмещающих песчано-сланцевых породах
Магматическая	Гранитизированные и орого- вкованные ксенолиты, лей- кократовые биотитовые гра- ниты	Биотитовые и андалу- зит-биотитовые ро- вики
Эпимагматическая	Пертиты распада, «микрокли- низированный» калишпат	
Ранняя (альби- тизации)	Двуслюдяные, мусковитовые и альбитизированные гра- ниты	Экзоконтактовые грей- зеноподобные поро- ды
Кварцево - кали- шпатового за- мещения	Кварцево-калишпатовые (ама- зонитовые) жилы и зоны и сопутствующие им измене- ния вмещающих гранитов	Калишпат (амазонит)- кварцевые с литневой слудой жилы
Грейзенизации	а) мусковит-кварцевые грей- зены среди мусковитовых альбитизированных грани- тов; б) лепидолит-топазово- кварцевые грейзены среди амазонитовых альбитизи- рованных гранитов с литне- выми слудами	
Осаждения ос- нований	Прожилки слюды и рудных минералов в метасоматитах	
Завершающая	Карбонатные прожилки	

Минеральный состав пород массива «Южного», об. %

Порода	Плагио- клаз	Калишпат	Кварц	Слюда	Топаз	Флюорит
Биотитовый гранит . .	16,0	45,3	28,6	10	—	—
Порфиroidные двуслю- дяные граниты . . .	24,8	28,0	34,0	13,2	Ед. зн.	0,10
Мусковитовые альбити- зированные граниты	29,5	28,0	33,0	8,9	0,10	0,60
Мусковитовые интенсив- но альбитизированные граниты с амазонитом и литиевой слюдой	41,5	31,0	21,7	5,0	0,75	0,14
Амазонитовые интенсив- но альбитизированные граниты с литиевой слюдой	44,6	16,8	28,4	7,4	2,8	Ед. зн.

Примечание. Минеральный состав определен по данным Н. Е. Залашковой (1969). Следует отметить, что в силу значительной неоднородности пород и сложной их структуры данные отдельных авторов существенно разнятся (ср. содержание нормативных альбита и ортоклаза, табл. 15). Биотитовый гранит — из пород соседнего (большого) массива, большинством авторов рассматриваемых как аналоги неизмененных или микроклинизированных «материнских» гранитов альбитизированного выступа.

Метасоматиты ранних послемагматических стадий в пределах «материнской» интрузии. К наименее измененным породам массива относятся порфиroidные двуслюдяные граниты, слагающие центральную часть массива и нижние горизонты его изученного разреза. В этих породах, как и в слабо измененных гранитах участка «Северного», отношения между плагиоклазом и калишпатом реакционные: плагиоклаз (№ 21 — 27) обростает и замещается буроватым микроклином-пертитом. Мусковит образуется по плагио-клазу и биотиту. Мусковитизация плагио-клаза сопровождается деауртизацией сохраняющихся частей его зерен. Содержание мусковита возрастает вверх по разрезу вплоть до образования мусковитовых гранитов. По мнению некоторых авторов (Черник, Бабкин, 1963; Залашкова, 1969), мусковитизации сопутствует существенное окварцевание породы, которое, однако, как и микроклинизация, аналитическими данными не фиксируется (табл. 14, 15). Переход порфиroidных существенно мусковитовых гранитов к вышележащим альбитизированным породам довольно резкий, в шлифах четкой границы между этими породами не наблюдается.

Мусковитовые альбитизированные граниты — светлые среднезернистые породы порфиroidного облика. Они сложены лейстовидным альбитом, водянопрозрачным микроклином, кварцем и серым мусковитом. Встречаются реликты олигоклаза, буроватого микроклина. Структура породы нематогранобластовая, порфиробластовая. К контакту массива мусковитовые альбитизированные граниты сменяются интенсивно альбитизированными гранитами.

В зонах распространения наиболее измененных пород на участках северо-западного и юго-восточного эндоконтактов распространены

Химический состав пород массива «Южного»

Компонент	Биотитовый гранит из соседнего большого массива		Порфириовидные двуслюдяные граниты						Мусковитовые альбитизированные граниты			Мусковитовые интенсивно альбитизированные граниты с амазонитом и литневой слюдой	
			существенно биотитовые			существенно мусковитовые							
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
	5270*	1(3)***	538**	3597*	4(1)***	310**	П*	5(3)***	П*	421**	6(4)***	П*	7(3)***
SiO ₂	72,76	73,60	73,70	74,36	73,11	74,60	72,56	72,00	72,20	72,60	72,2	70,26	71,00
TiO ₂	0,15	0,23	0,14	0,20	0,11	0,15	0,03	0,22	0,02	0,03	—	0,01	—
Al ₂ O ₃	13,37	12,74	13,43	13,42	13,46	13,30	14,72	14,90	14,77	13,94	16,10	17,08	17,25
Fe ₂ O ₃	0,31	2,26	0,06	H. o.	1,77	0,07	0,14	0,76	0,38	0,03	0,22	0,19	0,34
FeO	1,61	1,18	1,40	1,50	0,99	2,08	1,13	1,73	0,78	1,57	1,42	0,46	0,50
MnO	0,01	—	0,02	0,02	0,02	0,02	0,04	0,52	0,09	0,08	0,11	0,04	0,03
MgO	0,03	0,34	0,40	H. o.	0,37	0,45	0,12	0,35	0,27	0,27	0,25	0,19	0,15
CaO	0,65	0,63	1,16	0,48	1,26	0,25	0,67	0,96	0,98	0,62	0,92	0,56	0,81
Na ₂ O	4,72	3,28	2,90	3,50	3,59	3,00	4,20	4,07	4,56	4,50	3,38	6,89	5,88
K ₂ O	5,00	4,56	5,08	4,68	4,63	5,10	4,85	4,50	4,80	4,97	5,23	3,70	3,99
Rb ₂ O	—	—	—	0,03	—	—	0,09	—	0,09	—	—	0,11	—
Li ₂ O	—	—	—	0,01	—	—	0,08	—	0,10	—	—	0,04	—
P ₂ O ₅	0,01	—	0,04	0,08	—	0,02	0,04	—	—	0,02	—	—	—
H ₂ O	0,00	—	0,23	—	—	0,13	—	—	—	0,14	—	—	—
П. п. п.	0,86	—	0,94	0,86	—	0,80	1,39	—	0,50	0,85	—	0,78	—
F	0,07	—	0,16	0,29	—	0,13	0,38	—	0,88	0,47	—	0,27	—
Сумма	99,55	—	99,66	99,43	—	100,10	100,44	—	100,42	100,09	—	100,58	—
—O=F	0,03	—	0,07	0,12	—	0,05	0,16	—	0,37	0,20	—	0,11	—
Сумма	99,52	—	99,59	99,31	—	100,05	100,28	—	100,05	99,89	—	100,47	—
Аб норм., %	41	27	25	30	30	26	36	34	39	39	28	59	50
Ор норм., %	30	27	30	28	27	30	29	27	29	30	31	22	23

* Данные любезно предоставлены А. М. Гребенниковым (П — среднее из двух анализов).

** По Л. Н. Черник и А. С. Бабкину (1963).

*** По Н. Е. Залашковой (1969), средние данные (в скобках указано число анализов, использованное для подсчета среднего).

Компонент	Амазонитовые интенсивно альбитизированные граниты												Альбитизированные граниты, подвергшиеся интенсивному кварцево-кашлищатовому замещению	Кварцево-амазонитовое пегматитовое тело	Грейзенизированные альбитизированные граниты				
	с мусковитом (низы зоны)		основного объема зоны						эндоконтактовой части зоны										
	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25				26	27	28	29
	П*	8(2)***	П*	471**	265**	П-204	165	9(6)***	П*	П-366	П-414	П-416				247**	234**	П-366 ^a	П*
SiO ₂	70,52	70,52	71,62	70,85	71,20	71,16	73,32	71,4	70,78	70,72	74,43	69,30	74,84	74,00	70,95	66,85			
TiO ₂	Сл.	—	Н. о.	0,03	0,03	Сл.	Сл.	—	Н. о.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	0,03	Сл.	Н. о.			
Al ₂ O ₃	16,00	16,00	15,88	14,80	15,60	15,97	14,95	17,00	15,88	17,16	13,59	16,82	13,80	14,60	14,78	19,26			
Fe ₂ O ₃	1,44	1,44	0,23	0,03	0,10	0,28	0,13	0,39	Н. о.	0,28	0,22	0,31	—	0,05	0,20	0,19			
FeO	0,97	0,97	0,56	1,57	1,82	0,25	0,14	0,95	0,62	0,49	0,43	0,49	1,43	0,96	0,78	0,91			
MnO	0,18	0,18	0,10	0,20	0,10	0,26	0,18	0,14	0,13	0,37	0,07	0,20	0,06	0,14	0,33	1,10			
MgO	0,14	0,14	Н. о.	0,13	0,13	0,05	0,05	0,19	Н. о.	0,15	0,20	—	0,20	0,17	0,10	0,17			
CaO	0,98	0,98	0,45	0,30	0,33	0,56	0,42	0,52	0,50	0,25	0,21	0,35	0,30	0,24	0,37	0,25			
Na ₂ O	5,20	5,20	7,06	4,72	6,02	5,94	6,21	5,02	6,26	7,02	6,21	8,64	3,30	2,76	2,36	4,93			
K ₂ O	3,32	3,32	3,72	4,02	3,65	3,37	3,37	3,85	4,80	2,77	3,49	2,64	4,72	6,91	8,55	3,28			
Rb ₂ O	0,12	—	0,19	—	—	—	—	—	0,22	—	—	—	—	—	—	0,35			
Li ₂ O	0,16	—	0,20	—	—	—	—	—	0,18	—	—	—	—	—	—	1,56			
P ₂ O ₅	—	—	—	0,01	0,01	Н. о.	Н. о.	—	—	Н. о.	Н. о.	Н. о.	0,02	0,02	Н. о.	—			
H ₂ O	—	—	—	0,20	0,09	—	—	—	—	—	—	—	0,09	0,16	—	—			
П. п. п.	—	—	0,75	1,62	0,45	0,31	0,29	—	—	0,85	0,29	0,33	0,60	0,40	0,78	2,51			
F	—	—	0,86	0,98	0,68	1,35	0,39	—	0,51	0,10	0,03	0,73	0,47	0,80	0,87	0,99			
Сумма	99,03	—	101,62	99,46	100,21	99,50	99,32	—	99,88	99,66	99,55	99,81	99,83	101,24	100,07	102,35			
—O=F	—	—	0,36	0,41	0,29	0,57	0,16	—	0,21	0,04	0,01	0,32	0,20	0,34	0,36	0,42			
Сумма	99,03	—	101,26	99,05	99,92	98,93	99,16	—	99,67	99,62	99,54	99,49	99,63	99,90	99,71	101,93			
Аб норм., %	44	44	60	40	52	51	52	42	54	59	52	73	28	24	20	41			
Ор норм., %	20	20	22	24	22	20	20	23	28	18	20	16	28	39	51	20			

Примечание. Аналитик М. М. Рыбакова.

мусковитовые интенсивно альбитизированные граниты с амазонитом и литиевой слюдой, которые отличаются от предыдущих (нижележащих) бóльшим содержанием альбита, зеленой окраской мусковита, присутствием амазонита и небольшого количества литиевой слюды. Структура их пойкилопорфировластовая или неамазонитовая.

Апикальные части наиболее измененных участков сложены амазонитовыми интенсивно альбитизированными гранитами, в которые постепенно переходят мусковитовые интенсивно альбитизированные граниты. В низах этой зоны встречаются реликты мусковита, замещаемого литиевой слюдой, состав которой отвечает циннвальдиту — лепидолиту (табл. 16). В приконтактных частях зоны отмечаются максимальные содержания альбита (см. табл. 15). Интенсивно альбитизированные граниты и прежде всего их апикальная зона характеризуются заметной неоднородностью строения, обусловленной присутствием многочисленных трещинных образований: альбититов, приконтактных апоэруптивных брекчий, кварцево-альбитовых полосчатых тел, зон кварцево-амазонитового состава (преобладают), грейзенов, а также своеобразных ксенолитоподобных образований, которые обогащены слюдой и топазом по сравнению с окружающими амазонитовыми гранитами. Судя по данным Ю. И. Темникова (1972), зона наибольшего распространения интенсивно альбитизированных гранитов приурочена к площади наиболее интенсивного развития трещиноватости в массиве. Как следует из приведенных данных, снизу вверх по разрезу массива и от центра к его контактам наблюдается существенное увеличение содержания альбита (вплоть до образования мономинеральных альбититов у контакта) и уменьшение содержания кварца. Эта тенденция отмечалась Л. Н. Черник и А. С. Бабкиным (1963).

Важно также отметить, что в зоне амазонитовых гранитов меняется характер изменения состава слюд: высокоглиноземистые слюды мусковитового ряда сменяются железо- и магнийсодержащими литиевыми слюдами. При этом содержания магния, марганца и железа достигают наибольших значений в литиевых слюдах из кварцево-амазонитовых зон (табл. 16). Эта особенность, наряду с очевидным более поздним возрастом лепидолита по отношению к мусковиту и широкой распространенностью здесь кварцево-амазонитовых (с литиевой слюдой и топазом) зон, дает основание связывать образование лепидолит-циннвальдит-амазонитовой ассоциации со стадией кварцево-калишпатового (амазонитового) замещения. На участках восточного контакта, где образования этой стадии практически отсутствуют, альбитизированные граниты представлены мусковитовыми разностями.

Экзоконтактные изменения вмещающих пород. Среди экзоконтактных образований массива выделяются: 1) ороговикованные породы — биотитовые, роговообманковые андалузитовые роговики (вблизи контактов), узловатые пятнистые сланцы и 2) грейзенизированные породы, образовавшиеся в результате замещения роговиков и пятнистых сланцев.

Химический состав слюд массива «Южного»

Компонент	Биотит из порфировидных гранитов большого (центрального) выступа			Литиевый биотит из двухслюдяного порфировидного гранита	Литийсодержащий фенгит-мусковит из двухслюдяного порфировидного гранита	Литийсодержащий фенгит-мусковит из существенно мусковитового порфировидного гранита	Серый литийсодержащий фенгит-мусковит из альбитизированного гранита	Зеленый литиевый фенгит-мусковит из интенсивно альбитизированного гранита с амезонитом и лепидолитом	Слюды из амезонитовых интенсивно альбитизированных гранитов с литиевой слюдой					Циннвальдит из зоны амезонитового гранита, прилегающей к пегматитовому кварцево-кальциатовому жильному телу	Протолитионит из пегматитового кварцево-кальциатового жильного тела в амезонитовом граните	Железистый лепидолит из лепидолит-топазово-кварцевого грейзена
	(1)	558	558-Г						Циннвальдит	Циннвальдит	Железистый лепидолит	Лепидолит	Железистый лепидолит			
	П-374	П-374	(2)						(3)	(4)	(5)	(6)	(7)			
SiO ₂	32,97	37,68	37,49	38,86	46,16	44,16	44,57	48,91	47,36	48,40	49,43	53,32	49,98	49,98	47,44	52,82
TiO ₂	3,17	1,95	1,84	2,45	0,76	0,56	0,28	0,18	0,16	0,09	0,10	0,09	Сл.	Сл.	Сл.	0,22
Al ₂ O ₃	20,08	16,56	15,48	17,29	26,76	27,65	28,89	27,48	21,20	22,00	19,92	19,36	19,80	20,38	22,76	18,97
Fe ₂ O ₃	3,94	2,61	3,64	7,69	3,28	1,63	0,95	0,95	3,06	1,26	1,11	0,33	1,10	2,01	0,04	1,58
FeO	19,48	18,96	18,68	14,80	2,86	5,71	5,22	3,17	4,30	2,58	3,10	1,17	1,58	2,81	5,27	3,06
MnO	0,35	0,51	0,60	0,56	0,26	0,44	1,02	1,05	3,03	4,51	3,72	0,92	2,45	2,78	1,68	2,08
MgO	5,72	3,88	4,83	2,64	2,25	2,82	0,54	0,10	0,15	0,23	0,78	1,46	2,82	2,76	1,75	2,40
CaO	1,31	0,87	1,22	1,10	0,25	1,08	1,42	0,60	0,91	0,78	1,01	0,40	0,23	0,22	0,20	0,10
Na ₂ O	0,43	0,50	0,40	0,34	0,35	0,25	0,35	0,96	0,85	0,68	2,82	0,34	0,31	0,44	0,33	0,18
K ₂ O	7,68	9,46	9,48	8,79	10,90	9,70	10,28	8,69	8,70	10,50	9,12	9,99	9,93	9,75	9,75	9,58
Rb ₂ O	0,13	0,13	0,10	0,25	0,20	—	0,51	0,47	0,86	—	1,04	1,23	1,18	0,80	0,66	0,79
Li ₂ O	0,30	0,43	0,38	0,92	0,55	0,98	0,85	1,29	3,62	4,04	4,24	5,40	5,22	3,74	2,54	4,82
Cs ₂ O	0,018	0,003	0,006	0,06	0,02	—	0,015	0,01	0,01	—	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03

F	1,51	4,00	3,30	1,70	2,45	2,30	3,35	7,20	6,98	7,20	4,24	6,30	3,60	3,80	5,50	4,50
H ₂ O [±]	3,77	3,00	2,50	2,83	3,28	4,14	3,50	2,18	1,45	1,12	0,97	2,70	2,67	2,41	3,86	1,39
P ₂ O ₅		0,64	0,59	0,30	0,03	—	—	—	—	—	—	0,10	0,06	0,08	0,08	Сл.
Сумма	100,86	101,18	100,53	100,58	100,36	101,32	101,74	103,24	103,54	103,39	101,62	103,14	100,96	101,98	101,88	102,52
—O=F	0,63	1,68	1,38	0,72	1,03	0,99	1,40	3,02	2,77	3,03	1,78	2,65	1,51	1,60	2,31	1,89
Сумма	100,23	99,50	99,15	99,86	99,33	100,33	100,34	100,22	100,77	100,36	99,84	100,49	99,45	100,38	99,57	100,63
Ng'				1,637	1,594	—	1,596							1,568	1,576	1,563
—2V°				7—17	33							42	41	36	39	38—42

Примечание. Пробы 1—7 даны по Н. Е. Залашковой (1969). Аналитик С. А. Юрченко.

Метасоматиты второго типа сопровождают участки интенсивно альбитизированных гранитов и не встречаются у контактов с биотитовыми гранитами. Зональность их на участке пологого контакта имеет следующий вид (Л. Н. Черник, 1966): а) ороговикованные вмещающие породы; б) окварцованные пиритизированные породы (Кв+Пир+Сц+полевые шпаты), мощность зоны 50—100 м; в) андалузито-слюдавые, слюдяные породы (Му+Кв+Анд+Сц), мощность зоны от 1—2 до 20 м; г) альбито-топазо-слюдавые грейзены (литиевая слюда+Аб+Топ+гидроокислы железа+Кв+Фл), мощность зоны сантиметры—десятки сантиметров; д) амазонитовый интенсивно альбитизированный гранит эндоконтакта. Вблизи крутопадающих контактов интенсивность грейзенизации и мощность грейзенизированных пород резко уменьшается.

Кварцево-калийшпатовые (амазонитовые) зоны и жилы. Выше отмечалась широкая распространенность образований этого типа в апикальной части массива и особенно в зоне эндоконтакта. Прожилки кварцево-амазонитового состава встречаются также среди грейзенизированных пород экзоконтактной оторочки.

Кварцево-амазонитовые тела приурочены главным образом к пологопадающим трещинам отдельности в альбитизированных гранитах, значительно реже встречаются крутопадающие зоны. Пегматоидная кварцево-амазонитовая оторочка мощностью до 50 см часто фиксируется на контакте альбитизированный гранит—грейзенизированная вмещающая порода. Размеры тел—от микроскопических прожилков до жил протяженностью в первые десятки метров и мощностью более полуметра. Наиболее распространены жилы мощностью в несколько сантиметров и дециметров, сложенные крупнокристаллическим амазонитом и серым кварцем

с небольшим количеством альбита и протолитионита или без них (табл. 16). С боков они обычно сопровождаются зоной (сантиметры — первые дециметры) тонкозернистой альбит-микроклин (амазонит)-кварцевой (со слюдой) породы, постепенно переходящей в амазонитовый интенсивно альбитизированный гранит. Контакт жилы с тонкозернистой породой четкий, но не такой резкий, как у типичных гидротермальных жил.

В ряде случаев пегматоидные зоны имеют лишь один четкий контакт, с другой стороны, они как бы вырастают в мелкозернистую породу. В сериях сближенных трещин обычно образуются сложные тела полосчатой текстуры, состоящие из участков и полос пегматоидной текстуры в сочетании с зонами мелко- и тонкозернистой структуры. Нередко они ассоциируют с кварц-альбитовыми полосчатыми образованиями, подобными описанным в массиве «Восточном».

Образования завершающих стадий. Грейзены образуют жилы, прожилки и вытянутые тела неправильной формы. Они представлены лепидолит*-топазово-кварцевыми и мусковит-кварцевыми разновидностями. Первые распространены среди амазонитовых гранитов с литиевыми слюдами, вторые — в мусковитовых альбитизированных гранитах. К наиболее поздним образованиям относятся прожилки мусковита и жильбертитовые агрегаты в пустотах, а также карбонатные прожилки, содержащие рудный минерал. Масштабы их незначительны.

Акцессорная минерализация. Для наименее измененных гранитов массива типична ассоциация ильменита и монацита с цирконом, окислами титана и апатитом. В альбитизированных гранитах она сменяется ассоциацией танталонниобатов с касситеритом и монацитом. С усилением интенсивности альбитизации колумбит замещается все более танталовыми членами ряда — колумбитом-танталитом и танталитом.

Для зоны амазонитовых интенсивно альбитизированных гранитов с лепидолитом характерно присутствие существенных количеств микролита и топаза. Тем не менее колумбит-танталитовая специфика акцессорной минерализации, присущая альбитизированным массивам данного типа, сохраняется и в этой зоне. Так, по данным А. М. Гребенникова (Темников, 1972) и Н. Е. Залашковой (1969), отношение минералов группы колумбита-танталита к микролиту здесь составляет 2—6:1, а при переходе к нижележащим мусковитовым интенсивно альбитизированным гранитам с амазонитом и литиевой слюдой оно возрастает до 7—10:1.

В кварцево-амазонитовых зонах и грейзенах с лепидолитом и топазом микролит присутствует примерно в равных количествах с колумбитом-танталитом или преобладает над ним. В мусковит-кварцевых грейзенах, как и в мусковитовых альбитизированных гранитах, явно преобладает колумбит-танталит.

* Железистый (см. табл. 16).

III. Лепидолит-биотитовый тип

Альбитизированные граниты этого типа принадлежат к наиболее изученным и интересным в отношении редкометальной минерализации. Они описаны в Забайкалье, Казахстане, Северном Тянь-Шане, на Дальнем Востоке и в Восточной Монголии.

В монголо-забайкальском ареале мезозойского магматизма альбитизированные граниты лепидолит-биотитового типа известны как в раннемезозойском (Т—J₁), так и в позднемезозойском (J₃—Сг₁) цикле. В качестве примеров рассмотрим два участка распространения альбитизированных гранитов — «Центральный» (Забайкалье) и «Майкуль» (Прибалхашье).

Участок «Центральный» расположен в пределах крупного синклинального прогиба, выполненного дислоцированными терригенными породами ниже-среднеюрского возраста. Среди позднемезозойских интрузий участка выделяются: а) более ранний комплекс небольших массивов гранодиоритов и кварцевых диоритов, а также даек плагиогранит-порфиров, гранит-порфиров, гранофировых аплитов и лампрофиров; б) комплекс биотитовых и лейкокатовых преимущественно порфиroidных гранитов. Ко второй фазе последнего относятся небольшие тела амазонитовых альбитизированных гранитов «Центральный-I», «Центральный-II», «Центральный-III» (рис. 12). Их более поздний возраст, как отмечалось выше для участка «Южного», однозначно доказывается срезанием рудоносных жил, ассоциирующих с биотитовыми порфиroidными гранитами, амазонитовыми гранитами. Таким образом, становление массивов амазонитовых альбитизированных гранитов происходило после формирования жильной серии (аплитов, аплитовидных гранитов и гидротермалитов) первой фазы комплекса. Следует отметить, что многие геологи (Лесняк, 1965; Лесняк, Демехина, 1966) считают целесообразным объединение юрских интрузивных и вулканогенных образований в единый вулканоплутонический комплекс.

Массиву «Центральному-I» посвящена достаточно обширная библиография (Беус и др., 1962, 1968; Ситнин, Разина, 1963; Ситнин, Сункинзян, 1972; Луговской и др., 1972; и др.). Это небольшое тело асимметрично-купольной формы, осложненное гребневидным выступом в зоне погружения северного контакта. Площадь его выхода на поверхность

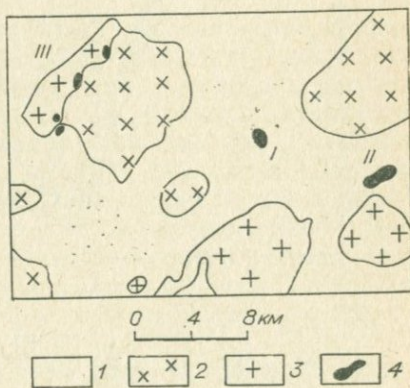


Рис. 12. Схема размещения интрузивных образований на участке «Центральном» (по данным И. Г. Рутштейна).

1 — метаморфизованные песчано-сланцевые породы юры; 2 — среднезернистые порфиroidные гранодиориты и кварцевые диориты; 3 — верхнеюрские биотитовые, лейкокатовые и аляскинские граниты; 4 — амазонитовые альбитизированные граниты; I, II, III — массивы «Центральный-I, II, III».

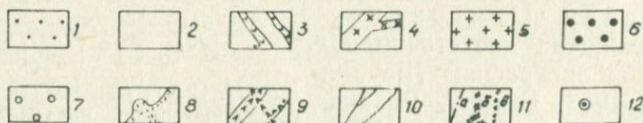
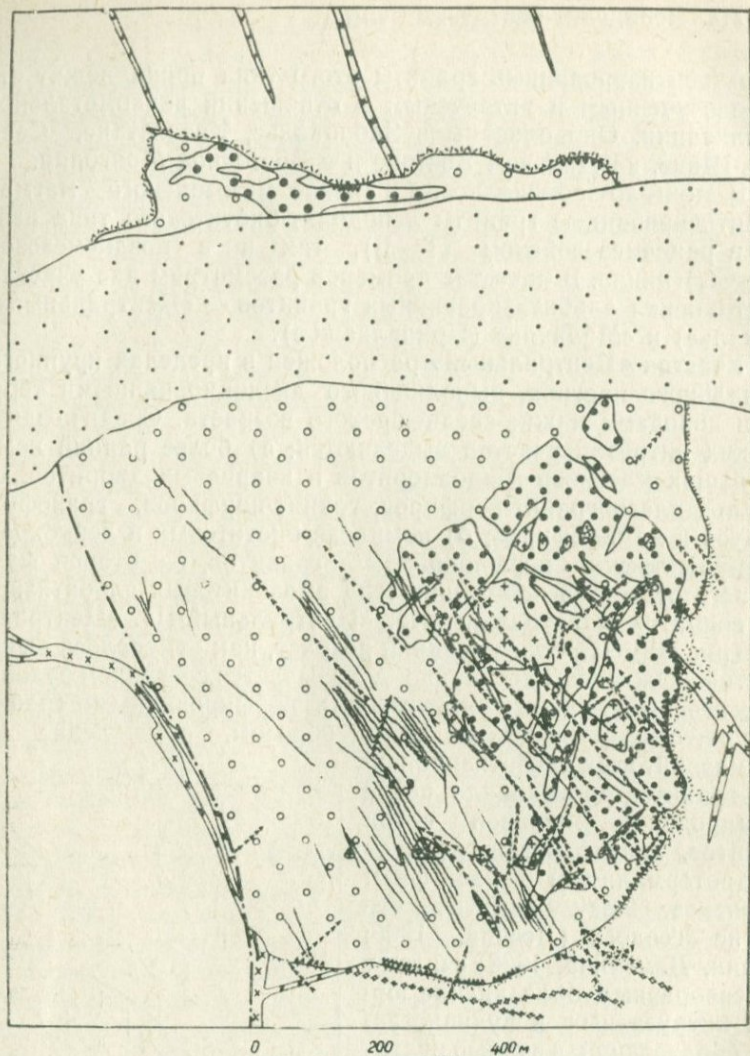


Рис. 13. Схема геологического строения массива «Центрального-1» (по материалам А. В. Дружинина, В. В. Матиаса, В. В. Сункинзяна, И. Н. Тимофеева и др.).

1 — четвертичные отложения; 2 — вмещающие сланцы, аргиллиты, алевролиты, песчаники и конгломераты; 3 — диоритовые порфириды; 4 — сферолито-гранофировые порфиры; 5 — мелко- и тонкозернистые альбитизированные породы (ксенолиты); 6 — мелкозернистые амазонитовые интенсивно альбитизированные граниты краевой фации («корки»); 7 — порфиробластовые амазонитовые интенсивно альбитизированные граниты главной фации; 8 — «экзогрейзены»; 9 — кварцево-амазонитовые, кварцево-микроклиновые зоны и жилы; 10 — кварцевые жилы; 11 — разрывные нарушения (а), зоны катаклаза (б), апоэруптивные брекчии (в); 12 — опорная скважина.

несколько превышает квадратный километр (рис. 13). По данным геофизических исследований, массив располагается над более крупным телом гранитоидного состава (Темников, 1972).

Северный контакт массива в общем полого ($20-30^\circ$) погружается в сторону вмещающих пород, западный имеет юго-западное падение ($20-60^\circ$), близкое падению вмещающих пород на этом участке, и, судя по сопутствующей ему мощной зоне дробления и каолинизации, является тектоническим. Падение южного контакта довольно крутое южное ($60-85^\circ$). В зоне контакта развиты апоэруптивные брекчии. Восточный контакт характеризуется довольно сложной конфигурацией и в общем имеет крутое восточное падение, почти под прямым углом пересекая слоистость вмещающей толщи. С севера, востока и юга массив оторочен экзоконтактовыми грейзенами.

На ранних этапах изучения О. Д. Левицкий, В. В. Аристов, Р. М. Константинов и другие рассматривали массив как довольно однородное тело амазонитовых гранитов. В дальнейшем была выявлена существенная роль процессов метасоматоза, с которыми связывалось образование основных разновидностей пород массива (Беус и др., 1962 и др.). И наконец, путем детального геологического картирования (Луговской и др., 1972) удалось установить элементы первично-магматической зональности, выделить разнообразные ксенолиты и фацию ранней кристаллизации («корку» — см. рис. 13). Таким образом, были намечены две главные особенности формирования массива: первично-магматическая неоднородность и высокая интенсивность послемагматических преобразований (табл. 17).

Альбитизированные породы в пределах «материнской» интрузии. Породы, которые можно было бы рассматривать как исходные, неизменные метасоматическими процессами, в пределах доступной для изучения части массива неизвестны. Комплекс амазонит-альбитовых (альбитизированных) гранитоидов, слагающий массив, довольно разнообразен (рис. 13, 14, табл. 18, 19). Он включает в себя: а) среднезернистые альбитизированные граниты главной фации; б) порфиробластовые амазонитовые интенсивно альбитизированные граниты главной фации; в) мелкозернистые амазонитовые интенсивно альбитизированные граниты (краевой фации); г) мелко- и тонкозернистые амазонитовые альбитизированные ксенолиты; д) альбититы трещинных зон.

Среднезернистые альбитизированные граниты главной фации слагают низы изученного разреза массива (см. рис. 14). Это светло-серые с голубым оттенком породы, состоящие из альбита ($40-50\%$), кварца (до 30%), калишпата ($25-30\%$), часто слабоокрашенного в голубые тона, и железистой литиевой слюды ($4-5\%$). Плагноклаз — мелкоаблитчатый и лейстовидный альбит. В крупных зернах калишпат-пертита встречаются вроски заметно серицитизированного олигоклаза. Преобладающая разновидность калишпата — водянопрозрачный решетчатый микроклин. В значительных количествах встречается грубопертитовый калишпат, микро-

Схема формирования пород и минеральных образований массива «Центрального»

Стадии	Породы и минеральные образования в пределах «материнской» интрузии	Новообразования во вмещающих песчано-сланцевых породах	
Магматическая	Гранитизированные и орого- викованные ксенолиты, гра- ниты фации ранней крис- таллизации, главной фации и даек первого этапа	Ороговикованные поро- ды (биотитовые рого- вики)	
Эпимагматическая	Пертиты распада, частично упорядоченные калишпаты		
Послемагматические	Ранняя (альби- тизации)	В различной степени альбити- зированные граниты глав- ной фации, эндоконтакто- вой фации, ксенолитов и даек	Грейзенизированные по- роды и грейзены
	Кварцево-кали- шпатового за- мещения	Кварцево-амазонитовые пег- матоидные жилы, кварцево- амазонитовые зоны и жилы	
	Грейзенизации и окварцевания	Кварцевые жилы с топазом и грейзеновыми оторочками Зоны окварцевания с сульфи- дами	
	Осаждения	Мелкие прожилки жильбер- тита	
	Завершающая	Поздние кальцитовые и квар- цевые прожилки	

клиноватая решетка в котором проявлена слабее. Размеры зерен достигают нескольких миллиметров. Голубые тона в окраске поро-
ды, судя по усилению ее интенсивности с увеличением относитель-
ной доли решетчатого водянпрозрачного микроклина на верхних
горизонтах массива, очевидно, связаны именно с этой разновид-
ностью. Кварц образует более крупные (до 5 мм) ксеноморфные
зерна, обычно имеющие волнистое погасание. Состав литевой
слюды меняется от протолитнионита (в самых низах разреза) до
циннвальда (табл. 20). В протолитнионите нередко включения бо-
лее темной слюды, квалифицируемые как реликты литиевого био-
тита (Беус и др., 1962; Ситнин, Сункинзян, 1972). Границы таких
включений нечеткие. Структура породы гранобластовая, немато-
гранобластовая.

В массе альбитизированного гранита встречаются маломощные
жилки и зонки альбититов, кварц-калишпатовые и топазово-квар-

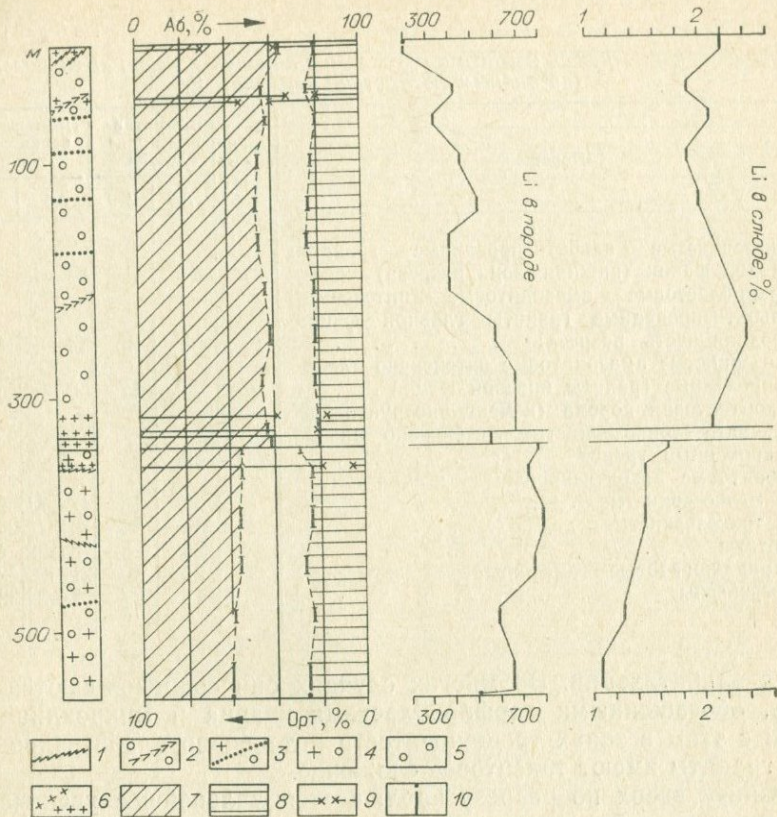


Рис. 14. Схематический разрез массива «Центрального-1» по опорной скважине.

1 — топазово-кварцевые прожилки; 2 — кварцево-кальцичатые прожилки и зоны; 3 — зонки альбититов; 4 — среднезернистые альбитизированные граниты; 5 — порфиробластовые амазонитовые интенсивно альбитизированные граниты; 6 — альбитизированные ксенолиты; 7 — альбит и 8 — ортоклаз — нормативные количества; 9 — ступенчатые пробы трещинных образований; 10 — интервалы опробования пород. Содержания Li в породе приведены в граммах на тонну.

цевые прожилки. Снизу вверх по разрезу зоны растут содержание альбита в породе, увеличивается относительное количество решетчатого микроклина и интенсивность его окраски, протолитионит сменяется циннвальдитом, появляется топаз. От интенсивно альбитизированных гранитов верхних горизонтов зона отделена мелкозернистым интенсивно альбитизированным ксенолитом (см. рис. 14).

Порфиробластовые амазонитовые интенсивно альбитизированные граниты главной фации слагают основной объем массива на верхних горизонтах (см. рис. 13, 14). Они содержат более 50% альбита, от 15 до 25% кварца и калишпата (преимущественно амазонита), от 0,5 до 4% литиевой слюды, до 1% топаза. Структура пойкилопорфиробластовая.

В интенсивно альбитизированных гранитах повсеместно, а на верхних горизонтах разреза особенно часто отмечаются зонки уси-

Содержание нормативных альбита и ортоклаза в породах массива «Центрального»
(по данным фотометрии пламени), %

Породы	Число анализов	Нормативные количества		Пределы колебаний содержания	
		Аб	Ор	Аб	Ор
Среднезернистые альбитизированные граниты главной фации (нижняя зона разреза)	7	43	26	39—45	24—29
Порфиробластовые амазонитовые интенсивно альбитизированные граниты главной фации (верхняя часть разреза)	16	58	22	53—64	18—24
Мелкозернистые амазонитовые интенсивно альбитизированные граниты краевой фации	2	62	17	56—68	16—19
Эндоконтактная порода (цемент апоэруптивной брекчии) — тонкозернистый интенсивно альбитизированный гранит	1	62	17	—	—
Амазонитовые альбитизированные ксенолиты:					
мелкозернистые	6	63	18	47—81	5—26
тонкозернистые	2	37	34	30—44	29—39
Альбититы	3	85	8	78—92	4—13
Кварц-каллишпатовые (амазонитовые) зоны	4	24	49	21—29	42—57
«Экзогрейзены»	3	17	27	7—24	22—29

ления альбитизации. Во многих случаях они сопровождаются зонами, обогащенными порфиробластами кварца и микроклина. В связи с этим в зонах трещиноватости интенсивно альбитизированные граниты имеют такситовое сложение.

Снизу вверх по разрезу наблюдается дальнейшее увеличение содержания альбита в породе, усиление интенсивности амазонитовой окраски калишпата, некоторое увеличение содержания лития в слюде (см. рис. 14). По составу слюды отвечают циннвальдиту или железистому лепидолиту, приближаясь в верхах разреза к лепидолиту (табл. 20). При этом общее содержание слюды в породе снижается до 1% и менее, а содержание топаза возрастает. Важно отметить, что характер акцессорной минерализации также меняется: вместо колумбита ведущим акцессорным минералом становится пироксид-микролит.

Эти особенности состава позволяют наметить в пределах зоны порфиробластовых интенсивно альбитизированных гранитов большую по объему нижнюю подзону и значительно меньшую по мощности верхнюю подзону (с лепидолитом и микролитом).

Мелкозернистые амазонитовые интенсивно альбитизированные граниты краевой фации — светлые бледно-зеленые, реже сероватые равномерно-зернистые породы, в типичных образцах состоящие на 60% и более из лейстовидного альбита. Содержание кварца и амазонита в них достигает 20% (каждого). Количество топаза и лепидолита обычно не превышает 1%. Микроклин и кварц представлены главным образом мелкими «резорбированными» альбитом зернами, порфиробласты типа «снежного кома» редки. Для лепидолита

Химический состав пород массивов участка «Центрального»

Компонент	«Центральный-III»				«Центральный-I»										
	Среднезернистый слабофторо- видный биотито- вый гранит	Среднезернистые альбитизированные граниты главной фации				Порфиробластовые амазонитовые интенсивно альбитизированные граниты главной фации									
		Поверхность				Разрез по опорной скважине (снизу вверх)								Поверхность	
		П-343	П-344	П-349	П-353	П-272	П-271	П-268	П-264	П-260	П-255	П-252	П-241	П-229	П-235
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14		
SiO ₂	74,00	76,13	75,83	76,61	75,83	76,05	75,19	73,90	73,11	74,17	72,62	72,24	72,44	72,40	
TiO ₂	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	0,09	0,07	Сл.	Сл.	Сл.	
Al ₂ O ₃	13,42	12,06	12,26	11,72	12,57	12,23	13,08	13,08	13,85	14,10	14,95	15,46	15,46	15,46	
Fe ₂ O ₃	0,10	0,50	0,20	0,29	0,13	0,06	0,13	0,15	0,20	0,10	0,16	0,25	0,18	0,04	
FeO	1,20	0,88	1,28	0,57	1,28	1,03	0,96	0,82	0,49	0,57	0,65	0,57	0,35	0,67	
MnO	0,25	0,06	0,07	0,04	Н.о.	0,06	0,06	0,06	0,04	0,02	0,03	0,02	0,04	0,04	
MgO	0,02	Сл.	0,38	0,18	0,26	0,10	0,14	0,18	0,08	0,07	Сл.	Сл.	0,05	0,10	
CaO	0,81	0,31	0,24	0,42	0,38	0,33	0,31	0,42	0,28	0,35	0,29	0,28	0,28	0,24	
Na ₂ O	3,78	6,34	5,53	5,40	4,72	5,13	5,40	5,23	6,20	6,21	6,22	7,43	7,08	7,02	
K ₂ O	4,57	3,85	3,13	4,09	3,97	3,85	3,85	4,82	3,78	3,73	3,85	3,25	3,32	3,13	
Rb ₂ O	0,04	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0,12	0,11	0,11	0,16	0,16	0,14	0,14	0,09	0,11	0,11	
Li ₂ O	0,03	—	—	—	0,14	0,13	0,17	0,17	0,15	0,09	0,10	0,04	0,06	0,07	
P ₂ O ₅	0,16	—	—	—	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Сл.	Сл.	Сл.	Н.о.	Н.о.	
F	0,65	0,15	0,22	0,03	0,25	0,25	0,27	0,25	0,17	0,13	0,23	0,09	0,20	0,13	
П. п. п.	H ₂ O=0,97	0,36	0,42	0,18	0,34	0,38	0,42	0,89	0,35	0,14	0,33	0,06	0,19	0,33	
Сумма	100,00	100,62	99,61	99,53	99,99	99,71	100,09	100,13	98,86	99,91	99,64	99,82	99,76	99,74	
—O=F	0,27	0,06	0,09	0,01	0,10	0,10	0,11	0,10	0,07	0,06	0,10	0,04	0,08	0,05	
Сумма	99,73	100,56	99,52	99,52	99,89	99,61	99,98	100,03	98,79	99,85	99,54	99,78	99,68	99,69	

Примечание. Аналитики М. М. Рыбакова, В. А. Бондаренко, С. А. Юрченко.

Компонент	«Центральный-I»					«Центральный-II»					
	Мелкозернистые amazonитовые альбитизированные ксенолиты	Альбититы		Циннвальдит-топазовые грейзены		Порфирибластовые amazonитовые интенсивно альбитизированные граниты главной фазы			Альбитит	Грейзенизированный и ороговикованный алевролит	Ороговикованный алевролит
		Опорная скважина	Поверхность				Скважина				
	П-1		Э-440	Э-441	П-221 ^a	П-220	П-289/2	П-288	П-284	П-289/1	П-274
	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
SiO ₂	73,39	70,44	68,37	63,31	58,40	71,60	72,60	72,24	68,50	66,60	63,78
TiO ₂	Сл.	Сл.	Сл.	0,50	0,13	Сл.	Н. о.	Сл.	Сл.	0,46	0,62
Al ₂ O ₃	14,27	16,48	17,33	17,28	23,00	15,80	15,12	15,97	18,00	16,50	16,00
Fe ₂ O ₃	0,18	0,18	0,25	0,22	0,58	0,02	0,34	Сл.	0,56	0,06	3,50
FeO	0,57	0,28	0,35	3,68	2,10	0,93	0,80	1,07	0,28	3,73	3,16
MnO	0,04	0,04	0,06	0,07	0,30	0,04	0,04	0,04	0,02	0,05	0,06
MgO	0,13	0,15	0,35	3,02	2,06	0,18	Сл.	Сл.	0,05	0,61	2,06
CaO	0,42	0,28	0,17	0,93	1,16	0,81	0,62	0,64	0,67	1,82	1,50
Na ₂ O	7,02	9,22	10,81	0,92	2,16	6,50	6,50	6,61	10,12	3,37	2,02
K ₂ O	3,19	2,05	0,60	4,82	4,82	3,61	3,73	3,23	0,98	3,85	4,21
Rb ₂ O	0,14	0,02	0,08	0,36	0,60	0,15	0,14	0,08	0,03	0,04	0,04
Li ₂ O	0,10	0,01	0,11	2,45	2,80	0,20	0,10	0,08	0,05	0,07	0,02
P ₂ O ₅	Н. о.	Н. о.	Н. о.	0,21	0,15	0,04	0,03	0,04	0,03	0,02	0,13
F	0,18	0,14	0,25	3,50	4,80	0,19	0,17	0,05	0,20	0,52	0,10
П. п. п.	0,33	0,35	0,45	3,86	4,01	0,44	0,54	0,13	0,43	1,45	3,26
Сумма	99,96	99,64	99,18	101,63	102,27	100,51	100,74	100,18	99,92	99,15	100,46
—O=F	0,07	0,06	0,10	1,47	2,02	0,08	0,07	0,02	0,08	0,22	0,04
Сумма	99,89	99,58	99,08	100,16	100,25	100,43	100,67	100,16	99,84	98,93	100,42

Примечание. Проба П-1 объединенная. Аналитики С. А. Юрченко, М. М. Рыбакова.

характерны мелкие чешуйки, однако встречаются и крупные «порфиробластовые» формы. Структура нематогранобластовая с заметным содержанием порфиробластов кварца, микроклина и лепидолита.

Переход между интенсивно альбитизированными гранитами краевой и главной фаций обычно постепенный. Однако он происходит на небольшом расстоянии и уверенно фиксируется при картировании.

Мелко- и тонкозернистые амазонитовые альбитизированные ксенолиты выделяются среди рассмотренных разновидностей пород массива характерной формой залегания (см. рис. 13). По структуре и составу различаются: мелкозернистые интенсивно альбитизированные ксенолиты, содержащие в среднем более 60% альбита, до 20% кварца, 5—20% амазонита, небольшое количество лепидолита и топаза. Значительная часть кварца, калишпата и слюды в них представлена порфиробластическими выделениями. Тонкозернистые альбитизированные ксенолиты, количество альбита в которых не превышает 45%, а содержание кварца и амазонита поднимается до 30—40%, несколько темнее первой разновидности ксенолитов и имеют более яркую зеленую окраску. Первичная природа альбитизированных ксенолитов практически не поддается расшифровке. Исходя из принципиального сходства их с альбитизированными гранитами главной и краевой фаций, можно полагать, что исходный состав этих пород был гранитоидным.

Среди интенсивно альбитизированных гранитов известны также небольшие (до 15 см) сланцеватые включения, почти нацело состоящие из тонкочешуйчатой слюды и представляющие, очевидно, преобразованные ксенолиты сланцев.

Кроме отмеченных, в массиве известно несколько ксенолитов грейзенизированных вмещающих пород, подобных «экзогрейzenам» оторочки массива.

Альбититы, кварцевые и анхимономинеральные (рис. 14), имеют форму полос и небольших шширообразных обособлений в альбитизированных породах массива. Это маломощные (сантиметры и дециметры) зоны наиболее интенсивного проявления альбитизации, приуроченные обычно к пологим трещинам. В ряде случаев, как уже отмечалось выше, наблюдается заметное обогащение порфиробластами кварца и амазонита зоны перехода трещинных альбититов в интенсивно альбитизированные граниты.

Образования ранней послемагматической стадии во вмещающих породах. Среди вмещающих пород преимущественное распространение имеют слабо ороговикованные полимиктовые песчаники и алевролиты. Менее распространены глинистые, углисто-глинистые сланцы, а также мелкогалечные конгломераты. В непосредственной близости от массива отмечено несколько даек диоритовых порфиритов и сферолито-гранофировых порфиритов.

На контакте с амазонитовыми альбитизированными гранитами во вмещающих песчано-сланцевых породах образуется оторочка грейзеноподобных метасоматитов. Мощность оторочки на отдель-

Химический состав гнейз из пород массивов участка «Центрального»

Компонент	«Центральный-III»						«Центральный-I»												
	Литыеи биотит из слабо альбитизированного гранита	Литыеи биотит из среднезернистого слабопорфиризовидного гранита	Литыеи биотит из альбитизированного гранита	Протолигиониты из среднезернистых альбитизированных гранитов главной фации		Цинивальдиты из среднезернистых альбитизированных гранитов главной фации		Цинивальдит из порфириобластовых амзонитовых интенсивно альбитизированных гранитов	Лепидолиты из порфириобластовых амзонитовых интенсивно альбитизированных гранитов (верхняя подзона)		Цинивальдит из амзонитовых интенсивно альбитизированных гранитов	Железистый лепидолит из порфириобластового амзонитового интенсивно альбитизированного гранита	Цинивальдиты из порфириобластовых амзонитовых интенсивно альбитизированных гранитов						
				П-343	П-344	П-353	2		П-272	П-268			П-264	3	7	8	П-260	П-252	П-244
SiO ₂	35,50	35,90	38,80	42,00	42,49	43,52	43,44	44,50	47,75	53,03	53,30	48,93	48,18	48,44	48,52				
TiO ₂	1,61	1,50	0,50	0,35	0,28	0,33	0,30	0,29	0,12	Сл.	Н. о.	0,09	0,02	0,10	0,09				
Al ₂ O ₃	17,07	18,70	21,05	20,38	22,16	20,52	20,90	17,33	19,71	18,95	18,56	22,32	17,70	19,36	19,85				
Fe ₂ O ₃	5,68	11,44	4,06	3,20	1,50	0,61	3,02	1,81	0,95	0,92	Н. о.	} 8,66	2,29	2,82	0,67				
FeO	23,34	12,50	18,42	14,28	13,18	14,05	10,53	10,18	8,13	2,74	3,27		6,33	6,78	8,31				
MnO	0,50	0,62	0,35	0,70	0,97	0,67	0,54	0,77	1,13	0,92	0,52	1,44	0,90	0,07	0,07				
MgO	0,67	2,06	0,30	0,50	0,44	0,67	0,44	1,07	0,73	0,48	0,45	1,89	1,37	0,82	1,05				
CaO	0,69	1,30	0,22	0,80	0,54	1,16	0,25	0,22	0,57	0,94	0,98	2,32	0,30	0,47	0,36				
Na ₂ O	0,82	0,13	0,23	0,32	0,88	0,31	0,38	0,34	1,00	1,16	1,87	2,43	0,63	0,27	0,28				
K ₂ O	7,33	8,50	9,27	9,27	9,01	9,54	9,63	9,87	8,84	8,64	7,93	8,44	9,63	9,87	9,63				
Rb ₂ O	0,31	0,15	0,42	0,50	0,87	0,55	0,85	0,95	1,67	1,51	1,45	—	0,95	1,07	1,20				
Li ₂ O	0,47	0,54	0,92	1,94	2,11	2,39	3,23	3,66	4,25	5,26	5,11	2,68	4,52	4,08	4,08				
Cs ₂ O	0,01	0,02	0,04	0,05	0,23	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	—	0,02	0,03	0,02				
F	1,95	1,90	3,40	4,90	4,71	4,00	6,00	5,80	6,46	7,10	6,08	—	4,80	7,40	6,00				
H ₂ O [±]	4,83	4,80	2,70	2,00	2,29	2,50	2,80	5,00	2,02	1,46	2,84	H ₂ O=0,40	3,78	2,40	2,26				
P ₂ O ₅	—	0,34	0,20	0,10	—	0,50	0,10	0,08	—	—	—	—	0,06	0,16	0,12				
Сумма	100,78	100,40	100,89	101,29	101,66	101,66	102,44	101,90	103,05	103,14	102,39	101,18	101,48	104,14	102,52				
—O=F	0,82	0,79	1,43	2,06	1,95	1,68	2,52	2,44	2,71	2,98	2,55	—	2,02	3,11	2,52				
Сумма	99,96	99,61	99,46	99,23	99,81	99,68	99,92	99,46	100,34	100,16	99,84	—	99,46	101,03	100,00				
$N_{g'}$	—	1,655	—	1,605	—	1,591	1,585	1,579	—	—	—	1,570	1,571	1,573	—				
—2V°	4—6	5—17	3	6—8	7—22	28	27	31	13—32	23—41	40—41	—	32	34	35				

Примечание. Пробы 1, 5, 9—11 даны по А. А. Ситнину, Н. С. Разной (1963), 12—по И. Ф. Григорьеву, Е. И. Долмановой (1950). Аналитик С. А. Юрченко.

Компонент	«Центральный-I»											«Центральный-II»		
	Железистый лепидолит из мелкозернистого амазонитового интенсивно альбитизированного гранита краевой фации	Лепидолит из тонкозернистого амазонитового альбитизированного ксенолита	Циннвальдит из экзоконтактовых грейзенов	Циннвальдиты из топазово-кварцевых жил в грейзенизированных вмещающих породах			Железистый лепидолит из топазово-кварцевой жилы во вмещающих породах	Циннвальдит из топазово-кварцевой жилы во вмещающей породе	Железистые лепидолиты из кварцево-кашлипатовых зон в интенсивно альбитизированных гранитах	Железистые лепидолиты из кварцево-кашлипатовых (амазонитовых) жил во вмещающих породах		Железистые лепидолиты из порфиробластовых амазонитовых интенсивно альбитизированных гранитов		
	Э-434	П-230	4	6		14450	Э-436	1 Э-437	П-222 ^a		9	Э-438	П-294	П-300
	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29
SiO ₂	52,26	50,86	49,27	47,56	48,22	46,82	47,81	49,72	49,16	46,77	50,92	48,88	51,58	49,00
TiO ₂	Сл.	0,03	Сл.	Сл.	—	0,22	Сл.	Сл.	0,09	Сл.	Сл.	0,20	0,25	0,03
Al ₂ O ₃	17,50	17,16	20,37	19,65	19,49	20,00	18,51	18,35	18,70	19,61	17,59	17,43	17,84	16,71
Fe ₂ O ₃	2,54	2,98	0,12	0,51	0,29	0,81	2,06	2,56	1,92	1,29	0,89	1,16	0,54	2,36
FeO	2,51	2,11	5,91	6,91	6,53	7,88	4,56	3,51	4,64	7,18	3,88	5,90	4,42	3,69
MnO	1,28	0,85	0,13	0,48	0,56	1,08	0,92	0,77	0,38	2,04	0,43	0,33	0,06	1,06
MgO	1,41	1,05	2,15	1,43	0,94	2,00	2,00	3,65	1,00	0,74	1,40	2,20	1,84	1,16
CaO	0,25	0,30	0,67	0,59	Сл.	0,64	0,27	0,62	0,50	1,01	0,78	0,25	0,61	0,27
Na ₂ O	1,50	0,41	0,51	1,50	4,06	0,27	0,03	0,05	0,25	0,72	1,23	0,16	0,39	0,30
K ₂ O	8,55	9,63	8,28	8,83	9,42	10,28	10,60	9,63	10,11	8,62	9,18	10,60	9,40	10,01
Rb ₂ O	1,26	1,41	1,78	0,94	—	0,87	0,72	0,56	1,09	0,69	0,69	0,76	1,13	1,11
Li ₂ O	4,94	5,16	4,43	4,06	3,04	4,22	4,77	3,12	4,52	4,55	5,50	5,37	4,84	5,54
Cs ₂ O	0,01	0,03	0,03	0,03	—	0,02	0,02	0,02	0,02	0,002	0,02	0,02	0,03	0,03
F	4,60	7,60	8,72	9,51	2,96	7,00	5,80	6,70	7,70	9,15	9,32	3,90	7,80	5,50
H ₂ O ±	3,24	3,28	0,50	1,74	6,18	0,71	3,74	4,31	2,80	2,11	2,39	3,41	3,40	5,08
P ₂ O ₅	0,08	0,08	—	—	—	—	0,06	0,06	0,12	—	—	0,12	0,12	0,06
Сумма	101,93	102,94	103,87	103,74	101,96	102,82	101,87	103,63	102,70	103,88	104,22	100,69	104,25	101,91
—O=F	1,93	3,19	3,66	3,99	1,25	2,93	2,44	3,82	3,11	3,84	3,91	1,64	3,28	2,31
Сумма	100,00	99,75	100,21	99,75	100,71	99,89	99,43	99,81	99,59	100,04	100,31	99,05	100,98	99,60
—Ng'	1,561	—	—	—	—	—	1,560	—	1,561	—	—	—	—	—
—2V ^a	36	40	35—41	—	—	—	38	36	35	35—36	38—43	32—33	37	36

Примечание. Анализ 14450 любезно передан автору И. Д. Борнеман-Старинкевич. Пробы 18 и 19 даны по А. А. Ситнину, Н. С. Разиной (1963), 20 — по И. Ф. Григорьеву, Е. И. Долмановой (1950). Аналитик С. А. Юрченко.

ных участках достигает 15—20 м и зависит (как и интенсивность грейзенизации) от структурных особенностей контакта (см. рис. 13) и состава вмещающих пород. Грейзенизация отмечается и на контактах с кварцево-амазонитовыми жилами во вмещающих породах.

Непосредственно к северному флангу массива примыкает поле грейзенизированных пород с топазово-кварцевыми и кварц-амазонитовыми жилами. Здесь на глубине около 140 м также был вскрыт амазонитовый альбитизированный гранит. Топазово-кварцевые жилы в грейзенизированных породах экзоконтакта секутся кварцево-амазонитовыми. Те и другие несут касситеритовое оруденение. В строении экзоконтактной оторочки О. Д. Левицким и другими выделяются следующие зоны: 1) кварцево-топазового или топазово-циннвальдитового грейзена, зона примыкает к массиву амазонитовых альбитизированных гранитов, обычная мощность 2—3 м; 2) топазово-полевошпатовых роговиков мощностью в среднем 3—4 м; 3) кварцево-сланцевых сланцев с малым количеством топаза, флюорита и турмалина, мощность зоны 5—8 м.

За пределами этой зоны изменения весьма незначительны и выражаются в образовании мелких чешуек слюды, редких зерен топаза и турмалина, а также кварцево-топазовых микропрожилков. Химический состав грейзенизированных вмещающих пород приведен в табл. 19.

Кварцево-калишпатовые (амазонитовые) зоны и жилы. Метасоматиты и гидротермалиты поздних стадий. К образованиям стадии кварцево-калишпатового замещения отнесены существенно кварцево-калишпатовые (максимальный микроклин, D_r близко 1,0) тела, которые обычно содержат также некоторое количество альбита (до 10—20%), литневой слюды (см. табл. 20) и топаза. Их мощность от нескольких миллиметров до нескольких метров. По простиранию отдельные жилы прослеживаются на расстояние до 240 м. Кварцево-калишпатовые жилы распространены преимущественно в апикальной части массива и его экзоконтактовом ореоле, они пересекают в различной степени альбитизированные породы, апоэруптивные брекчии, «эзогрейзены», а также топазово-кварцевые жилы, залегающие среди грейзенизированных вмещающих пород (см. рис. 13).

По составу и морфологии среди кварц-калишпатовых образований различаются пегматоидные кварцево-амазонитовые жилы; кварцево-амазонитовые зоны, не имеющие четких контактов и локализующиеся преимущественно вдоль границ отдельных разновидностей пород; кварцево-амазонитовые и кварцево-микроклиновые жилы поперечно-полосчатой и блоковой структуры. В какой-то мере этот ряд, очевидно, отражает эволюцию кварц-калишпатовых образований во времени.

Более поздние жильные образования представлены отдельными кварцевыми жилами с топазом и литневой слюдой, кварцевыми жилами, имеющими слюдистую оторочку, зонами окварцевания, кварцевыми жилами (иногда с сульфидами) и единичными кальци-

товыми жилами, содержащими галенит. В трещинах и пустотах отмечается жильбертит.

Краткая характеристика *акцессорной минерализации* массива приведена в работах А. А. Ситина, В. В. Сункинзяна (1972), Ю. И. Темникова (1972) и др. Ее главные особенности — преобладание микролита над минералами группы танталита-колумбита в апикальной, наиболее альбитизированной части массива, бериллиево-титановый характер в «экзогрейзенах», присутствие тантало-ниобатов в образованиях различных послемагматических стадий, зональность. Последняя проявляется в увеличении содержания микролита и уменьшении содержания касситерита, минералов группы танталита-колумбита, а также возрастании отношения тантала к ниобию по мере нарастания содержания альбита от нижних горизонтов массива к его апикальной части (Ситин, Сункинзян, 1972; Луговской и др., 1972). Важно отметить также появление эгирина в мелкозернистых интенсивно альбитизированных гранитах краевой фации.

Массив «Центральный-II». По составу (см. табл. 19) и внешнему облику альбитизированные граниты массива подобны таковым массива «Центрального-I», отличаясь от них более слабой окраской амазонита. Состав слюд в породах апикальных частей отвечает лепидолиту (см. табл. 20). Основные акцессории — касситерит, колумбит, микролит, циркон (Кокорин, Коган, 1968). Как и в массиве «Центральном-I», здесь отмечаются циннвальдит-топазовые «экзогрейзены». Однако их горизонтальная протяженность больше и местами достигает первых сотен метров. По данным В. В. Сункинзяна, наибольшие масштабы проявления «экзоконтактной грейзенизации» присущи контактам с песчаниками, наименьшие — с аргиллитами. Отметим, что при ороговиковании имеет место обратная зависимость.

Массив «Центральный-III». Здесь в эндоконтактной части интрузии слабопорфировидных биотитовых гранитов известно несколько тел амазонитсодержащих альбитизированных гранитов. По минералогическому и химическому составу (см. табл. 19), а также структуре эти породы близки альбитизированным гранитам массива «Центрального-I». Состав слюд в них отвечает протолиитону (см. табл. 20). Акцессорные минералы — касситерит, колумбит, танталит, циркон, флюорит.

Нижние горизонты опробованного нами участка сложены слабопорфировидным мелко- и среднезернистым биотитовым гранитом. Составы гранита и биотита из него приведены в табл. 19, 20. Согласно мнению А. А. Беуса, А. А. Ситина и др. (Беус и др., 1962; Ситин, Разина, 1964), подобные биотитовые граниты представляют наименее измененную часть разреза альбитизированных гранитов.

Майкульский массив относится к позднегерцинскому интрузивному комплексу гранитоидов Бетпак-Дала (Пламеневская, 1962). Он находится в зоне сочленения Чу-Илийского антиклинария и Западно Балхашского внутреннего прогиба и приурочен,

по-видимому, к системе разрывных нарушений, оперяющих Сарытумский разлом (Бугаец, 1967). Это довольно крупное (около 320 кв. км) интрузивное тело, имеющее секущее положение по отношению к вмещающим карбонатно-терригенным породам. Контакты его полого (особенно на западе и северо-западе) погружаются в сторону вмещающих пород.

Амазонит-альбитовые граниты были обнаружены в контактовой зоне массива в 1940 г. (Летников, Дмитриевский, 1946). С тех пор они постоянно привлекают внимание геологов (Пламеневская, 1957а, б, 1958, 1962; Бугаец, 1967; Коваль, 1969; Коваль, Юрченко, 1972; и др.).

Массив является прекрасным примером взаимоотношений альбитизированных гранитов с гранитами главной фазы (рис. 15), а также соотношений рудной минерализации с различными фазами внедрения гранитной интрузии (табл. 21). И хотя, как следует из табл. 21 и примечания к ней, имеющиеся данные допускают неоднозначную трактовку связи отдельных проявлений минерализации с конкретными фазами, бесспорным остается тот факт, что более ранняя бериллиевая минерализация отделена от более поздних редкометалльных проявлений внедрением серии крутопадающих жил аплитов и пегматит-аплитов (Пламеневская, 1958, 1962). Ниже приводится краткое описание образований массива.

Гранитоиды собственно интрузивной (первой) фазы и сопутствующие им образования магматической и послемагматических стадий. Гранитоиды первой (собственно интрузивной) фазы слагают большую площадь массива (см. рис. 15). Главной их фацией являются серые среднезернистые двуслюдяные граниты с заметной порфиоровидностью структуры. К эндоконтактовой и апикальной фациям относятся порфиоровидные и лейкократовые граниты. По-

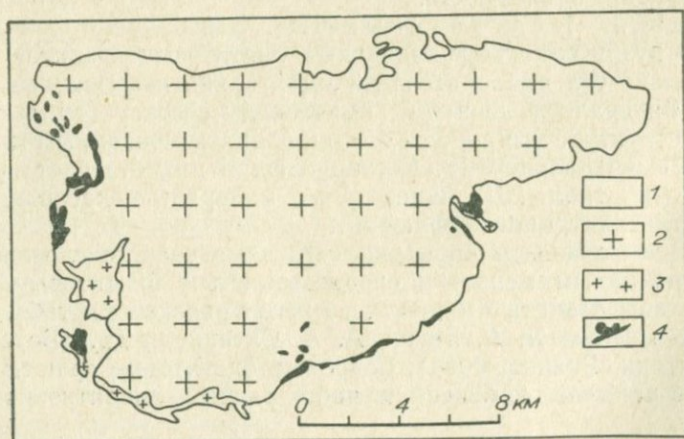


Рис. 15. Схема размещения амазонитовых альбитизированных гранитов в массиве Майкуль (по Н. Л. Пламеневской, 1962). 1 — вмещающие породы; 2 — граниты первой (собственно интрузивной) фазы; 3 — биотитовые граниты фазы дополнительных интрузивов; 4 — амазонитовые альбитизированные граниты.

следние распространены в приконтактной зоне массива, не образуя при этом сплошной эндоконтактной оболочки. Порфиroidные граниты встречаются в виде отдельных участков до 1—2 км в поперечнике среди гранитов главной фации в юго-западной части массива. Переходы между гранитоидами различных фаций первой фазы постепенные. Минеральный и химический состав гранитов дан в табл. 22, 23, детальное петрографическое описание приведено в работе Н. Л. Пламеневской (1962).

Экзоконтактный ореол гранитов первой фазы образуют ороговикованные песчано-сланцевые породы, мраморизованные и кварцитизированные (у контакта) известняки. Явления скарнирования известняков проявлены слабо.

Для гранитов первой фазы весьма характерны реакционные взаимоотношения между плагиоклазом и калишпатом, а также зональность и плагиоклазов, и калишпатов. Важной их особенностью является также замещение полевых шпатов, главным образом плагиоклаза, кварцем. Кварц развивается по стыкам зерен, двойниковым швам плагиоклаза и реликтам плагиоклаза в калишпате, зачастую образуя пегматоидные сростания с калишпатом. Нередко в результате подобного замещения возникают пегматоидные шпиры. Соотношение кварца и калишпата в пегматоидах непостоянное, кроме кварца и калишпата в них встречается фенгит-мусковит. Ориентировка пегматоидных шпиров обычно соответствует пологой отдельности гранитов. Отмеченные явления особенно характерны для порфиroidных и лейкократовых гранитов эндоконтактной фации и, по-видимому, существенно сказываются на их составе (табл. 23). В гранитах собственно интрузивной фазы повсеместно проявлены также хлоритизация биотита и мусковитизация биотита и плагиоклаза.

Гранитоиды первой фазы пересекаются многочисленными дайками мелкозернистых гранитов, гранит-аплитов, гранит- и фельзит-порфиоров, а также мелкими телами среднезернистых и мелкозернистых гранитов. Установлено, что внедрение этих тел происходило в несколько (минимум три) этапов, двум из которых сопутствовали гидротермальные образования послемагматических стадий (Пламеневская, 1958, 1962; см. табл. 21). Среди даек кислого состава выделяются пологопадающие и крутопадающие. Простирание тех и других обычно северо-западное, реже северо-восточное и субширотное. Крутопадающие дайки секут пологопадающие. Наблюдались также взаимные пересечения крутопадающих даек. Некоторая часть дайковых тел — апофизы гранитоидов фазы дополнительных интрузий. Протяженность дайковых тел достигает сотен метров — 2—2,5 км, мощность — первых метров.

Основная масса даек кислого состава отнесена нами к ранней дайковой фазе, предшествовавшей формированию амазонитовых альбитизированных гранитов фазы дополнительных интрузий по следующим соображениям.

1. Геологическое картирование юго-западной части массива в среднем масштабе, проведенное А. В. Степановым в 1953 г., по-

Схема формирования пород и минеральных образований Майкульского массива

Стадии	В гранитах фазы дополнительных интрузий	В гранитах собственно интрузивной фазы	Во вмещающих песчано-сланцевых и карбонатных породах	
1	2	3	4	
Магматическая собственно интрузивной (первой) фазы		Биотитовые порфириовидные граниты и мелкозернистые граниты <u>эндоконтактной фации</u> Биотитовые среднезернистые обычно слабопорфириовидные граниты <u>главной фации</u>	Биотитовые и турмалин-биотитовые роговики Мраморизованные и кварцитизированные известняки Термолит- и диопсидсодержащие мраморизованные известняки	
Магматическая ранней дайковой фазы *		Дайки и, возможно, тела неправильной формы мелкозернистых гранитов, гранит- и фельзит-порфириов, аплитов		
Эпимагматическая		Структуры распада твердых растворов и перекристаллизации полевых шпатов, пегматоидные прожилки шширообразные и неправильной формы зоны в гранитах и дайковых телах		
Послемагматические		Хлоритизированные и мусковитизированные граниты Пегматоидные кварцево-полевошпатовые жилы с бериллом Кварцевые жилы с бериллом, вольфрамит-кварцевые прожилки, небольшие участки грейзенизированных гранитов с висмутовой и молибденовой минерализацией	Мусковитизированные и хлоритизированные песчано-сланцевые породы	
Магматическая (вторая) фазы дополнительных интрузивов	Среднезернистые биотитовые граниты фазы дополнительных интрузий		Роговики, скарнированные ксенолиты известняков	
Магматическая поздней дайковой фазы	Мелкозернистые граниты и гранит-аплиты	Мелкозернистые граниты и гранит-аплиты		
Эпимагматическая	Структуры распада твердых растворов и перекристаллизации полевых шпатов			
Послемагматические	Ранняя щелочная (альбитизации)	Альбитизированные граниты и альбититы	Альбитизированные граниты у контактов с альбитизированными гранитами фазы дополнительных интрузий	Грейзенизированные роговики и слюдяные экзогрейзены с топазом и касситеритом. Рудные кварцевые жилы с топазом. Кварцевые, слюдисто-кварцевые и альбит-кварцевые прожилки с топазом и касситеритом, сопровождаемые слюдистыми, слюдисто-топазовыми, топазовыми грейзенами
	Кварцево-калишпатового (амазонитового) замещения	Амазонитовые альбитизированные граниты, кварцево-амазонитовые пегматоидные тела, жилы и прожилки с литиевой слюдой и альбитом	Амазонитовые альбитизированные граниты, пегматоидные кварцево-калишпатовые жилы с колумбитом и касситеритом	Кварцевые прожилки с полевым шпатом и слюдой, сопровождаемые ослюденением

1		2	3	4
Послемагматические	Грейзенизации	Кварцевые прожилки с топазом, кварцево-берилловые прожилки	Кварцевые прожилки с топазом, кварцево-берилловые прожилки	Кварцево-топазовые жилы с касситеритом и вольфрамитом, кварцево-топазовые и кварцево-берилловые прожилки, сопровождаемые слюдисто-топазовыми грейзенами
	Магматическая даек второго этапа	Дайки габбро-диабазов и диоритовых порфиров	Дайки габбро-диабазов и диоритовых порфиров	Дайки габбро-диабазов и диоритовых порфиров
Завершающая послемагматическая		Жилы и прожилки гребенчатого кварца с флюоритом и (иногда) с убогой вкрапленностью галенита		

* Н. Л. Пламеевская (1958, 1962) полагает, что весь жильный комплекс и все послемагматические образования сформировались после внедрения интрузий дополнительной фазы. Послемагматические образования разделены лишь внедрением даек первого и второго этапов.

Характеристика количественного минерального состава гранитоидов массива Май-куль (по Н. Л. Пламеневской, 1962; А. Н. Бугайцу, 1967; и др.)

Породы	Кварц	Плагио- оклаз	Калиш- пат	Биотит	Муско- вит	Аксессуары		Альбит	Орто- клаз
						Содер- жание	Качественный состав		
								Нормативн. колич.	
Среднезернистые граниты главной интрузивной фации первой фазы	23,6	34,7 (10—18)	35,8	4,0	1,3	0,6	Флюорит, циркон, <u>сфен</u> , магнетит, эпидот, изредка апатит	42 (1)*	27 (1)
Порфировидные граниты эндоконтактовой фации первой фазы	31,1	32,0 (5—18)	29,2	5,3	2,3	0,1	Циркон, апатит, <u>сфен</u> , эпидот, магнетит	25 (2)	32 (2)
Лейкократовые граниты эндоконтактовой фации первой фазы	45,3	25,6	25,7	2,6	0,7	0,1	То же	31 (1)	34 (1)
Биотитовые граниты фазы дополнительных интрузивов	33,5	33,2 (5—12)	30,4	2,1	0,5	0,3	Циркон, апатит, <u>монацит</u> , <u>касситерит</u> , эпидот, флюорит, изредка топаз	35 (1)	25 (1)
Альбитизированные граниты дополнительных интрузивов В том числе: неамазонитовые амазонитовые	20—30	30—50	20—40	1—5**	До 0,3	До 1	Флюорит, <u>касситерит</u> , <u>колумбит</u> , <u>монацит</u> , <u>топаз</u>	40(38) 46(8) 35(11)	23(38) 16(8) 30(11)
Мелкозернистые амазонитовые граниты (жильные)	38,0	19,0	35,0	5,5	2,1	0,3	То же	30(1)	30(1)
Аплиты I (жильные)	37,3	31,5	30,5	0,1	0,4	0,02	Флюорит		
Аплиты II (жильные)	31,1	28,6	38,6	—	0,3	0,03	Флюорит		

* Число анализов.

** Протолютионит-цинцвальдит.

Химический состав гранитоидов

Компонент	Химический состав гранитоидов									
	Среднезернистый двусло- даный гранит главной фа- зы совместно интрузив- ной фазы	Порфировидный гранит эн- доконтактовой фазы соб- ственно интрузивной фазы	Порфировидный гранит эн- доконтактовой фазы соб- ственно интрузивной фазы	Мелкозернистый гранит эн- доконтактовой фазы соб- ственно интрузивной фазы	Среднезернистый двусло- даный гранит главной фазы совместно интрузивной фазы	Амазонитовый альбитизиро- ванный гранит совместно интрузивной фазы на кон- такте с альбитизированным гранитом дополнительной фазы	Лейкократовый гранит из приконтактовой части инт- рузии	Биотитовый гранит фазы дополнительных интрузий	Амазонитовый альбитизиро- ванный гранит фазы допол- нительных интрузий	Альбитизированный гранит дополнительных интрузий
	370	96	317 ^ж	177	4-6	4-31	300	351 ^а	А	3
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
SiO ₂	69,74	73,48	75,39	75,10	75,76	76,40	73,02	76,04	74,87	75,72
TiO ₂	0,18	0,19	0,09	0,06	0,14	0,08	0,09	0,10	0,06	0,06
Al ₂ O ₃	14,88	13,82	13,48	13,88	13,10	12,19	16,00	12,88	14,89	13,67
Fe ₂ O ₃	2,45	0,63	0,60	0,84	Н. о.	Н. о.	0,63	0,80	0,20	0,62
FeO	0,23	1,15	0,70	0,45	0,93	0,64	0,00	0,43	0,74	0,42
MnO	0,05	0,05	0,04	0,03	0,09	0,07	0,00	Сл.	0,09	0,14
MgO	0,29	0,50	0,00	0,03	0,93	0,31	0,05	0,27	0,16	0,01
CaO	1,19	1,32	1,09	0,30	0,88	1,04	0,44	0,76	0,10	0,66
Na ₂ O	5,05	2,91	2,96	2,90	3,84	4,65	3,56	4,12	5,40	5,33
K ₂ O	4,65	5,34	5,24	6,54	4,43	4,21	5,83	4,21	3,81	3,24
BaO	0,12	—	—	—	—	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	—	—	—	—	Сл.	Сл.	—	—	—	0,21
SO ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,29
H ₂ O ⁻	0,12	0,08	0,09	0,07	—	—	0,12	0,10	0,02	0,10
H ₂ O ⁺	0,63	0,61	0,24	0,35	—	—	0,40	0,55	0,20	—
П. ш. п.	—	—	—	—	0,30	0,15	—	—	—	0,30
F	—	—	—	—	0,25	0,30	—	—	—	—
Сумма	99,58	100,08	99,92	100,55	100,65	100,04	100,14	100,26	100,52	100,77

Примечание. № 1—4, 7—9 — по данным Н. Л. Пламеневской (1962), № 10, 11 — лизов, № 16—18 — Н. Л. Пламеневской (1962). Аналитик С. А. Юрченко.

казало, что дайки гранит-аплитов, аплитов и гранит-порфиров не встречаются среди биотитовых гранитов дополнительной фазы, хотя соседние участки гранитов первой фазы местами ими буквально насыщены. В телах лейкократовых (мусковитизированных) мелкозернистых гранитов подобные дайки установлены.

2. В кислых дайковых породах ранней фазы широко распространены пегматоидные структуры, подобные отмеченным выше для гранитов первой фазы.

3. Для эпитагматических и послемагматических образований первой и ранней дайковой фазы характерны парагенезисы с мусковитом, тогда как для амазонитовых гранитов дополнительной

Майкульского массива

Альбитизированный гранит фазы дополнительных интрузий	Амазонитовый альбитизированный гранит фазы дополнительных интрузий	Среднезернистый амазонитовый альбитизированный гранит фазы дополнительных интрузий		Мелкозернистый амазонитовый альбитизированный гранит фазы дополнительных интрузий	Мелкозернистый гранит из дайки	Аплитовидный гранит с амазонитом из Дайки	Пегматоидный участок аплит-пегматитовой дайки	Гигантокристаллическая кварцево-амазонитовая с альбитом пегматоидная жила
		4-37	4-29					
		4	3					
11	12	13	14	15	16	17	18	19
75,38	75,3±0,7	76,13	75,00	75,27	73,63	76,10	76,72	73,00
0,07	0,03±0,01	0,08	0,08	0,09	Сл.	0,02	0,07	0,08
14,21	12,9±0,2	13,10	13,83	12,95	15,09	13,86	12,73	14,56
0,88	0,30±0,17	Н. о.	Н. о.	Сл.	0,21	0,43	0,56	0,20
0,42	1,10±0,17	0,93	0,86	1,22	0,50	0,49	0,43	0,57
0,11	0,05±0,004	0,07	0,08	0,06	0,10	0,01	0,02	0,05
—	0,20±0,04	0,25	0,25	0,25	0,03	0,02	0,25	0,12
0,87	0,59±0,12	0,70	0,70	0,71	0,33	0,55	0,72	0,88
5,11	4,80±0,24	4,53	4,80	4,91	4,22	3,58	3,28	3,67
2,60	3,90±0,43	3,82	4,21	4,62	5,43	5,19	5,11	6,82
—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,29	0,05±0,01	Сл.	Сл.	0,04	—	—	—	Сл.
0,19	—	—	—	—	—	—	—	—
0,13	—	—	—	—	0,12	0,08	0,08	—
—	—	—	—	—	0,27	0,23	0,45	—
0,47	—	0,44	0,23	0,25	—	—	—	0,06
—	0,22±0,01	0,40	0,55	0,25	—	—	—	0,26
100,73	—	100,45	100,59	100,43	99,99	100,56	100,42	100,27

Р. В. Масгутова (1960б), № 12 — А. А. Беус и др. (1968), среднее арифметическое из 16 ана-

(второй) фазы и сопутствующих ей жильных образований типична литий-фтористая специфика (парагенезисы с топазом и литиевыми слюдами).

4. В отличие от пегматоидных образований, ассоциирующих с гранитами первой фазы и дайками раннего этапа, кварцево-амазонитовые пегматоидные зоны часто развиты также вдоль контактов амазонитовых альбитизированных гранитов второй фазы и в их апофизах в сланцы и песчаники.

Таким образом, намечается свита более ранних жильных образований, к которой, очевидно, относятся пологопадающие тела дайковой серии кислого состава, часть крутопадающих и мелкие

тела лейкократовых (мусковитизированных) мелкозернистых гранитов (1); более поздние тела биотитовых и амазонитовых гранитов второй (дополнительной) фазы и сопутствующие им сравнительно небольшие жилы амазонитовых гранитов и пегматоидов (2).

В пегматоидных участках пологопадающих гранит-аплитовых тел, распространенных в юго-западной части массива, встречается берилл. Такие участки нередко имеют ответвления, переходящие в кварцево-калишпатовые прожилки с бериллом. Эти тела пересекаются крутопадающими пегматит-аплитовыми жилами поздней фазы, не содержащими берилла. В этой же части массива встречаются самостоятельные кварцевые жилы с бериллом, сопровождающиеся образованием мусковит-кварцевых грейзенов, а также малоомощные (1—10 см) кварцевые прожилки с вольфрамитом. Последние обнаружены среди порфировидных гранитов эндоконтактовой фации. Вдоль их зальбандов наблюдались малоомощные (1—3 мм) зонки альбита, прерывистые оторочки биотита и мусковита, мусковитизация гранитов.

В западной части массива известно несколько небольших ($\sim 3 \times 1$ м) тел грейзенизированных гранитов, содержащих вкрапленность висмутовых минералов, молибденита и флюорита.

Граниты фазы дополнительных интрузивов образуют мелкие тела неправильной, вытянутой, реже изометрической формы в контактовой зоне массива (см. рис. 15). Размеры отдельных из них на эрозионном срезе достигают $2,5 \times 1$ кв. км; $2,5 \times 2,5$; $5 \times 0,1$ — $0,3$ кв. км. Контакты их с гранитами первой фазы четко секущие с апофизами, но без заметного уменьшения зернистости и зон закалки. Жильные гранитоиды, секущие тела дополнительной фазы, представлены мелкозернистыми гранитами, гранит-аплитами с зонами закалки, многочисленными кварцево-амазонитовыми пегматоидами (в амазонитовых гранитах).

Среди гранитов фазы дополнительных интрузивов различаются слабо измененные биотитовые и амазонитовые альбитизированные разновидности. Розовые биотитовые граниты обычно имеют среднезернистую структуру. По своему составу они приближаются к порфировидным гранитам эндоконтактовой фации первой фазы (см. табл. 22, 23). Как и в гранитах первой фазы, в них широко распространены зональные кристаллы полевых шпатов, в частности микроклина-пертита, и в еще большей мере, чем в гранитах первой фазы,—структуры замещения плагиоклаза калишпатов.

Основные отличия биотитовых гранитов дополнительной фазы от слабо измененных гранитов первой фазы заключаются в следующем. Первые имеют более лейкократовый и кремнекислый состав, в них отсутствует сфен, зато появляются монацит, касситерит и топаз; развиваются мелкокристаллические гнездообразные и жилкообразные агрегаты альбита, секущие кристаллы полевых шпатов и кварца (Пламеневская, 1962).

В экзоконтактовой зоне биотитовых гранитов вмещающие песчано-сланцевые породы ороговикованы. Ксенолиты известняков

в них замещаются гранатово-диопсидовой и более поздней клиноцоизитово-везувиановой с диопсидом и сфеном ассоциациями.

Амазонитовые альбитизированные граниты распространены в зоне западного и южного контактов интрузии (см. рис. 15). Они слагают небольшие тела и дайки. Наиболее крупные выходы амазонитовых гранитов в западной части массива достигают размеров $2,5 \times 1$ кв. км. Глубина их распространения на этом участке превышает 60 м. Относительно положения амазонитовых гранитов в схеме формирования массива были высказаны две точки зрения. Согласно первой (Летников, Дмитриевский, 1964; Бугаец, 1967) амазонитовые граниты представляют собой зоны приконтактной альбитизации лейкократовых гранитов эндоконтактной фации первой фазы интрузии. По мнению В. С. Коптева-Дворникова и Н. Л. Пламеневской (Пламеневская, 1957а), амазонитовые граниты образовались главным образом вследствие преобразования гранитов фазы дополнительных интрузивов и даек. Наши наблюдения также подтверждают эту точку зрения. Контакты амазонитовых альбитизированных гранитов приконтактных тел с гранитами первой фазы четкие, имеются многочисленные апофизы первых во вторые. Амазонитизация и альбитизация проявлены и в гранитах первой фазы в полосе шириною до 25—30 м, однако интенсивность их значительно меньшая, чем в гранитах дополнительной фазы, и быстро ослабевают по мере удаления от контакта. В соответствии с этим протолитиониты из альбитизированных гранитов первой фазы содержат меньше лития и на удалении от контакта сменяются литиевыми биотитами (Коваль, Юрченко, 1972а). Акцессорный состав биотитовых гранитов дополнительной фазы (см. табл. 22) и проявление альбитизации в них также свидетельствуют о генетической связи амазонитовых альбитизированных гранитов с интрузиями дополнительной (второй) фазы.

Амазонитовые альбитизированные граниты сложены плагиоклазом, калишпатом, кварцем, литиевой слюдой и небольшим количеством (до 1%) акцессорных минералов (см. табл. 22). Кроме них отмечалось присутствие незначительного количества светлой слюды — мусковита, согласно А. Н. Бугайцу (1967) и Н. Л. Пламеневской (1962). Судя по аналитическим данным (см. табл. 23), средний состав амазонитовых гранитов дополнительной фазы отвечает альбитизированному граниту. Содержание альбита варьирует в достаточно широких пределах, определяясь относительно масштабами и интенсивностями альбитизации и кварцево-калишпатового метасоматизма. Интенсивно альбитизированные граниты и альбиты встречаются в узкой (до 10—20 см) полосе на контакте со сланцами и останцами кровли, а также в трещинных зонах обычно в ассоциации с кварцево-амазонитовыми пегматоидными телами.

Принципиальные отличия состава альбитизированных гранитов от состава биотитовых гранитов дополнительной фазы заключаются в увеличении содержания в них альбита, топаза, касситерита и монацита, появлении колумбита, замещении биотита литие-

выми слюдами. Структура породы становится более неоднородной нематобластовой и нематопойкилобластовой. В ней отчетливо выделяются две группы главных пороодообразующих минералов. Ранняя, включающая «реликтовые» плагиоклаз и калишпат-пертит, для которых характерны реакционные взаимоотношения, подобные отмеченным в слабозмененных гранитах. Ко второй группе относятся «поздние» альбит и нерешетчатый ортоклаз, содержащий мелкие вроски альбита. По данным А. Н. Бугайца (1967), реликтовый калишпат содержит до 40—43% (предположительно), а поздний — до 10% альбитового компонента. Кварц также встречается в виде двух генераций.

Образования ранней послемагматической стадии дополнительных интрузий во вмещающих породах развиты в экзоконтактной зоне тел амазонитовых альбитизированных гранитов, а также на участке ороговикоманых пород, расположенном в двух километрах от западного контакта интрузии. Они представлены «экзогрейзенами» и серией кварцевых жил и прожилков. Последние распространены в пределах упомянутого выше изолированного участка роговиков, где с ними связано касситеритовое рудопроявление.

Собственно «экзогрейзены» образуют неширокую (10—20 см) оторочку вдоль контакта амазонитовых альбитизированных гранитов и их апофиз в песчано-сланцевые породы. Они состоят из кварца и слюды, сочетающихся в различных отношениях, и небольшого количества флюорита, топаза, касситерита, иногда граната. По мере удаления от контакта грейзенизация резко ослабевает, проявляясь лишь в слабом ослюденении пород.

К трещинным образованиям этой стадии отнесены прожилки сахаровидного кварца, ранние кварцево-альбитовые прожилки и часть рудных жил оловянно-вольфрамового рудопроявления в западном экзоконтакте массива. На последнем участке они встречаются совместно с более поздними гидротермальными образованиями и дайками альбитизированных гранитов, содержащими многочисленные кварцево-амазонитовые пегматоиды. Эти дайки напоминают апофизы альбитизированных гранитов дополнительной фазы и, по-видимому, являются ответвлениями слепого выступа альбитизированной интрузии.

Прожилки сахаровидного кварца в призальбандовых частях содержат светло-коричневую (вероятнее всего, литиевую) слюду. Подобная же слюда образует самостоятельные мелкие скопления неправильной или шнуроподобной формы, часто ассоциирующие с прожилками сахаровидного кварца. В ряде случаев прожилки сопровождаются маломощными (до первых сантиметров) оторочками слюдисто-топазовых грейзенов.

Более поздние прожилки кварца содержат альбит и небольшое количество топаза и касситерита. Они сопоставляются с ранними кварцево-полевошпатовыми рудными жилами (Пламеневская, 1958). В зальбандах таких прожилков, а также вблизи них образуются зонки топаза и светлой слюды мощностью до нескольких миллиметров.

Образования стадии кварцево-калишпатового замещения весьма похожи на подобные образования других массивов амазонитовых гранитов. Они представлены приконтактовыми пегматоидными зонами, пегматоидными жилами и зонами, многочисленными мелкими прожилками и шшироподобными телами. Мощность кварцево-калишпатовых тел обычно не превышает 0,5—1 м, протяженности — первых десятков метров. Наиболее широко они распространены в близконтактовых частях тел альбитизированных гранитов, где наблюдается также максимальная интенсивность «амазонитизации» гранитов. Амазонитовые альбитизированные граниты таких участков содержат в среднем на 10—15% больше нормативного калишпата по сравнению с неамазонитовыми альбитизированными гранитами (см. табл. 22). Особенно насыщены кварцево-амазонитовыми образованиями апофизы альбитизированных гранитов в роговиках. Например, в одной из таких апофиз мощностью около 1,5 м ширина пегматоидной зоны у тысячего контакта составляет 0,5—0,7 м. Подобные тела, в частности на участке оловянно-вольфрамового проявления в роговиках, обычно описываются как аплит-пегматиты дайковой серии.

Кварцево-амазонитовые тела состоят из преимущественно крупнокристаллических кварца и амазонита (решетчатый максимальный микроклин), мелкоаблитчатого альбита, содержащегося обычно в подчиненных количествах, и литиевой слюды (Коваль, Юрченко, 19726). В жилах, залегающих среди гранитов первой фазы, отмечались касситерит и колумбит.

Структура жил и обособлений неоднородная грубо- и гигантозернистая, реже встречаются полосчатые тела и участки мелкозернистой структуры, подобные описанным в массивах «Южном», «Центральном» и др. Наблюдались переходы полосчатых образований в гигантокристаллические пегматоиды по простиранию жильных тел. Для таких зон весьма характерны также структуры «протыкания» полосчатой кварцево-амазонитово-альбитовой породы ельчатыми кристаллами кварца и амазонита. Н. Л. Пламеневская (1958, 1962) отмечала переходы пегматоидных («аплит-пегматитовых») тел, залегающих в роговиках, в гидротермальные кварцево-полевошпатовые жилы. К этой же стадии, очевидно, относятся кварцевые прожилки с небольшим содержанием полевого шпата и слюды, сопровождающиеся оторочками светлой слюды или хлоритизацией роговиков.

Что касается амазонитизации гранитов (т. е. приобретения калишпатовой зеленой окраски), то исследователи массива единодушно считают этот процесс не только более поздним, чем альбитизация, но и более поздним, чем кварцево-калишпатовый метасоматизм. Основанием для этого служит неоднородность интенсивности окрашивания и ее связь с трещинами и другими неоднородностями в калишпатах.

К *стадии грейзенизации* относятся поздние топазово-кварцевые жилы с касситеритом и вольфрамитом, кварцево-топазовые и кварцево-берилловые прожилки с флюоритом, сопровождающиеся

грейзенизацией вмещающих роговиков. В зальбандах прожилков обычно имеются прерывистые оторочки, сложенные светло-коричневой (скорее всего, литиевой) слюдой и топазом.

Дайки габбро-диабазов и диорит-порфиритов секут все рассмотренные выше породы и жильные образования. Они имеют меридиональное простирание и протяженность до 6,5 км. Приурочены они преимущественно к центральным частям интрузий.

Дайки второго этапа, в свою очередь, пересекаются многочисленными *жилами* и *прожилками гребенчатого кварца*. Жильные тела этой стадии имеют самую разнообразную длину и нередко образуют зоны развития крупных жил, сопровождающихся сетью менее крупных жил и прожилков. Простирание жильных тел северо-западное и северо-восточное. Более всего ими насыщена западная часть массива. Здесь в жилах гребенчатого кварца отмечены флюорит и убогая вкрапленность паленита.

Приведенные данные достаточно ясно показывают сходство альбитовых гранитов Майкульского массива с амазонитовыми гранитами участка «Центрального», проявляющееся в принадлежности их к поздним фазам интрузивных комплексов, аналогии ассоциаций эндо- и экзоконтактных метасоматитов и их парагенезисов. Не менее отчетливы и их различия. Альбитовые граниты Майкуля непосредственно ассоциируются с крупной гранитной интрузией первой фазы, интенсивность альбитизации и акцессорной минерализации в них значительно слабее, чем в массиве «Центральном-1», и, наконец, им сопутствуют дайки лампрофиров, которых нет в массиве «Центральном-1». К тому же лепидолит-биотитовому парагенетическому типу следует, очевидно, отнести альбитизированные граниты заключительных фаз позднепалеозойского интрузивного комплекса Северного Тянь-шаня и одного из среднепалеозойских магматических комплексов Дальнего Востока (Луговской и др., 1972). В Восточной Монголии гранитоиды подобного типа известны в Жанчивланском, Абдарском, Юдугинском массивах мезозойских гранитоидов (Коваленко и др., 1971). В 1972 г. альбитизированные граниты лепидолит-биотитового типа были обнаружены автором также в эндоконтактных частях небольших тел лейкократовых гранитов второй фазы Ара-Унчжувского массива позднемезозойского цикла (Вост. Монголия, Их-Хайрханская группа интрузий). Как и в большинстве других массивов, здесь имеются зоны альбититов околотрещинного типа и приконтактных альбититов. Альбитизация отчетливо фиксируется также в экзоконтактной зоне шириной 1—3 дм.

IV. Амблигонит-лепидолитовый тип

Среди литионитсодержащих альбитовых гранитов данный тип особенно выделяется своеобразием минеральных парагенезисов, в которых участвуют несколько литиевых, фтор-, фосфор- и борсодержащих минералов (Коваль, Юрченко, 1972а, б; Коваль, 1972б).

К нему принадлежат такие известные массивы, как Монтбра и Эшасьер (Aubert, 1962, 1968; Aubert e. a., 1965; Aubert, Bonnici, 1963; Aubert, Burnol, 1964), а также несколько массивов на Северо-Востоке СССР.

Рассматриваемый нами участок — пока единственный сравнительно хорошо изученный объект подобного типа в СССР (Слепнев, 1958; Ляхович, 1963; Флеров и др., 1971; Коваль, Юрченко, 1972а, б; Коваль, 1972; и др.). Рудная минерализация участка не ограничивается редкометалльными альбитизированными гранитами и ассоциирующимися с ними грейзенами. Здесь известны также сульфидно-кварцевые прожилки, вольфрамит- и касситерит-кварцевые жилы, касситерит-хлоритовые жилы. Накопленный к настоящему времени фактический материал не оставляет сомнений в том, что становление рудной минерализации носило этапный характер, находящийся в прямой зависимости от этапности развития магматизма (табл. 24), хотя связь отдельных рудопроявлений с конкретными интрузивными фазами устанавливается однозначно далеко не всегда.

Альбитизированная интрузия лейкократовых гранитов (двухшатовых аляскитов) относится к третьей, завершающей фазе позднемезозойского комплекса гранитоидов, прорывающих толщу терригенных верхнетриасовых отложений. Она залегает в биотитовых гранитах и гранодиоритах первой фазы комплекса. Вскрытая эрозией часть массива ($\sim 1,5 \times 0,5$ км) имеет форму неправильного серпа, своей выпуклой стороной обращенного на запад. Его контакты довольно полого (в среднем $20-60^\circ$) погружаются в том же направлении. Массив сопровождается серией более мелких дайковых тел альбитизированных гранитов преимущественно северо-восточного простирания, образующих вытянутое на северо-восток поле размером порядка $5 \times 1,8$ км (рис. 16).

Альбитизированные граниты слагают основной объем массива. Это светлые, почти белые, местами желтоватые среднезернистые породы, состоящие из альбита, кварца, микроклина, литиевой слюды, амблигонита, топаза и аксессуарных минералов (табл. 25). Содержание альбита, а также монтебразита в них возрастает в направлении висячего (западного контакта массива), где встречаются интенсивно альбитизированные граниты и альбититы. Химический состав апогранитов приведен в табл. 26.

Слюды массива принадлежат к высокоглиноземистой серии мусковит-лепидолит (Коваль, Юрченко, 1972б). С ростом интенсивности альбитизации их состав меняется от цинвальдита (лежащий бок массива) до лепидолита (висячий бок массива). В слабо измененных аляскитах апогранитовых даек и апофиз массива встречаются мусковит и значительно реже — биотит.

Минералы ряда амблигонит-монтебразита представлены промежуточными его членами (табл. 27). По номенклатуре, принятой Е. К. Устиевым (1945), все они относятся к гебронитам, несколько различающимся по содержанию натрия и фтора. В альбитизированных породах амблигонит-монтебразит тесно ассоциирует с

Последовательность формирования позднемезозойских магматических пород и других магматогенных образований в районе массива амблигонит (монтебразит)-лепидолитовых альбитизированных гранитов (Северо-Восток СССР)

Фаза магматизма	Стадии магматогенного процесса	Породы и минеральные образования		
Догранитовидная	Магматическая	Дайки диоритовых порфиритов		
Гранитоидный комплекс	Первая фаза	Магматическая	Биотитовые гранодиориты и андезитовые граниты, ороговикованные вмещающие породы	
		Послемагматическая	Гранодиорит-порфиры и кварцевые диоритовые порфиры жильной серии Сульфидно-кварцевые прожилки	
	Вторая фаза	Магматическая	Биотитовые граниты и гранит-порфиры (эндоконтактная фация). Роговики	
		Эпимагматическая	Гранит-порфиры, лейкократовые граниты, кварцевые порфиры и аплиты жильной серии Двуслюдяные и мусковитовые граниты. Турмалинизированные лейкократовые граниты и гранит-порфиры. Шлироподобные пегматоиды и участки пегматоидных гранитов	
		Послемагматические	Класситерит-кварцевые, вольфрамит-кварцевые жилы и прожилки	
	Третья фаза	Магматическая	Аляскиты и лейкократовые граниты	
			Кварцевые порфиры и альбитофиры дайковой серии	
		Послемагматические	Альбитизации	Альбитизированные граниты и гранит-порфиры. «Экзогрейзены»
			Калишпат-кварцевого замещения	Пегматоидные кварцево-калишпатовые зоны и жилы, калишпат-кварцевые жилы
			Грейзенизации	Грейзенизированные и окварцованные граниты, кварцевые и серицит-кварцевые прожилки
	Осаждения оснований	Прожилки монтебразита, серицита, онкозиноподобной слюды, апатита и сульфидов, выполнение друзовых пустот		
	Послегранитоидные	Магматическая Послемагматическая	Диоритовые порфириты (дайки) Диабазовые порфириты и базальты (дайки) Касситерит-сульфидно-хлоритовые жилы	

Примечание. При составлении таблицы учтены данные цитированных в тексте и геологосъемочных работ.

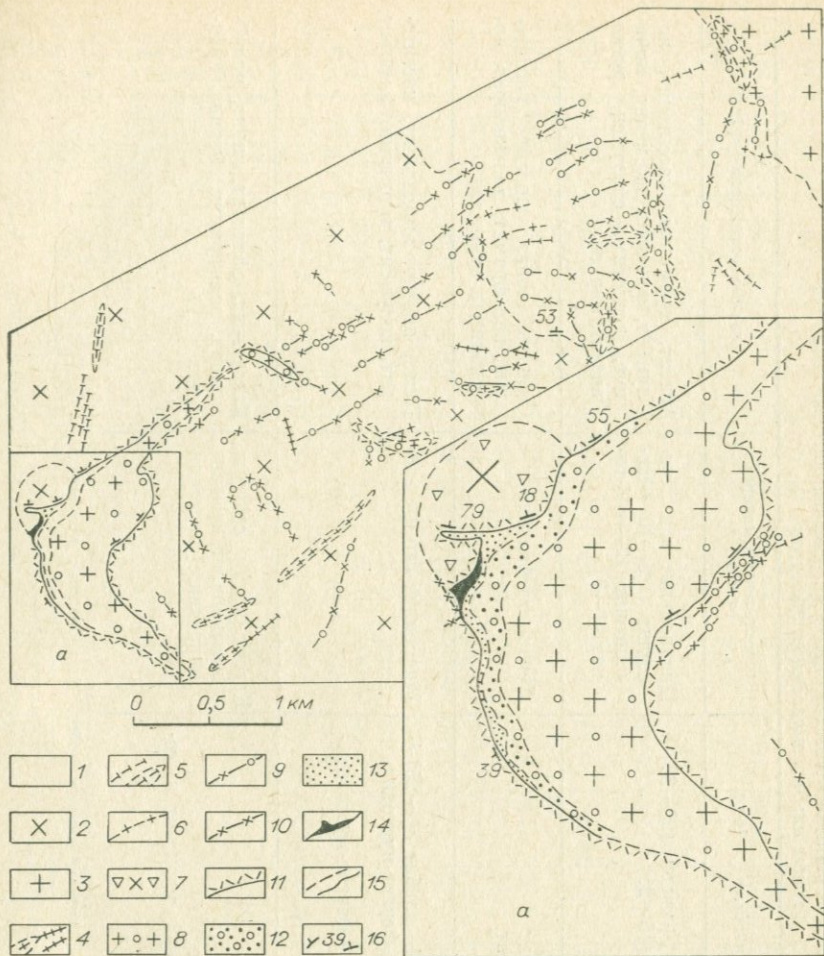


Рис. 16. Схематическая геологическая карта массива амблигонит-лепидолитовых альбитизированных гранитов (составлена по материалам А. В. Дорофеева, А. А. Мартыненко, Б. Л. Флерова, П. В. Коваля и др.).

1 — метаморфизованные песчано-глинистые сланцы верхнего триаса; 2 — биотитовые гранодиориты и андезитовые граниты первой фазы; 3 — граниты второй фазы; 4 — дайки гранит-порфиров; 5 — дайки турмалинизированных лейкократовых гранитов; 6 — гранит-аплиты и аплит-пегматиты; 7 — брекчия гранодиоритов с турмалиновым цементом; 8 — альбитизированные граниты; 9 — апрогранитные дайки; 10 — кварцевые порфиры и альбитофиры; 11 — «экзогрейзены»; 12 — слабо грейзенизированные альбитизированные граниты; 13 — грейзенизированные альбитизированные граниты; 14 — грейзены; 15 — контакты; 16 — элементы залегания контактов.

топазом, слюдой и апатитом. Рентгенометрически в нем устанавливается также небольшая примесь кварца. Содержание минералов данного ряда возрастает с ростом содержания альбита в породе, а их состав при этом меняется от монтебразита до натрийсодержащего амблигонита. Наибольшие содержания топаза (3—6%)

Минеральный состав апогранитных метасоматитов массива амблигонит-лепидолитовых альбитизированных гранитов

Постмагматические стадии	Главные минералы (> 10%)	Второстепенные минералы (< 10%)	Главные акцессории (< 1%)
Альбитизации	Альбит (35—50) + кварц (20—35) + микроклин (15—25)	Циннвальдит или лепидолит (5—10) + амблигонит (2—4) + топаз (1—3)	Апатит, турмалин, касситерит, колумбит, флюорит, ильменит, монацит, ксенотим, сподумен, рутил, анатаз, циркон
Калишпат-кварцевого замещения	Кварц + калишпат Кварц + калишпат Кварц	Лепидолит ± альбит	Станнин, топаз, апатит, касситерит, вольфрамит, халькопирит, арсенопирит, турмалин
Грейзенизации	Кварц (~50) + альбит (~25) + лепидолит + фенгит-мусковит (до 15%) Кварц (50—90) + фенгит-мусковит Кварц	Микроклин (до 10) ± топаз	Топаз, апатит, амблигонит, касситерит, колумбит, турмалин, флюорит
Сопряженного осаднения оснований	Кварц Монттебразит Апатит, аугелит Онкозиноподобный мусковит и серицит	Касситерит, станнин, халькопирит, галенит, пирротин, арсенопирит	Касситерит, сфалерит, пирит, молибденит, вольфрамит, борнит, кубанит

Примечание. При составлении таблицы учтены данные работ, цитированных в тексте.

Химический состав пород массива амблигонит-лепидомитовых альбитизированных гранитов и даек альбитизированных гранитов

Компонент	Альбитизированные и интенсивно альбитизированные граниты								Дайки кварцевых альбитофигов в грейзенизированном апограните			Измененные адамеллиты зоны западного экзоконтакта, Я-8—60 м от контакта, Я-6—10 м		Грейзенизированный ксенолит адамеллитов среди альбитизированных гранитов	Калишпат-кварцевая жила с лепидомитом
	Из зоны «лежащего» эндоконтакта массива		Из центральной части массива		Из всячего бока массива										
	ЯК-328	ЯК-232	ЯК-251	ЯК-235	578а/62	I	III	ЯК-320	Я-10	Я-9	Я-8	Я-6	Я-17	Я-13	
SiO ₂	70,96	69,24	69,14	67,34	68,01	67,68	65,15	71,50	72,24	73,10	70,45	70,94	67,36	62,68	
TiO ₂	Сл.	Н. о.	Н. о.	Сл.	—	0,31	0,47	Сл.	Сл.	Сл.	0,38	0,33	0,16	Сл.	
Al ₂ O ₃	16,65	17,18	17,14	17,55	17,21	17,41	20,88	16,63	15,56	15,72	14,52	14,79	14,48	20,63	
Fe ₂ O ₃	0,73	0,12	0,50	0,38	0,22	0,67	0,02	0,94	0,52	0,33	0,46	0,47	2,62	0,56	
FeO	1,07	0,25	0,25	0,71	0,18	0,60	—	1,07	0,79	0,71	2,22	1,86	2,51	0,71	
MnO	0,56	0,03	0,05	0,56	0,04	0,03	0,05	0,56	0,53	0,40	0,07	0,04	1,06	0,45	
MgO	0,45	Н. о.	Н. о.	0,20	0,71	0,68	0,22	0,20	0,37	0,42	0,69	0,69	0,91	0,20	
CaO	0,23	0,35	0,17	0,23	1,30	0,15	0,21	0,23	0,23	0,23	1,66	1,23	2,34	0,23	
Na ₂ O	4,05	3,98	4,18	5,00	4,77	7,32	8,24	4,86	3,92	5,67	2,97	2,97	1,75	0,13	
K ₂ O	2,64	3,61	3,73	3,85	3,35	2,58	1,02	3,13	3,73	1,45	5,29	5,17	5,17	10,65	
Rb ₂ O	0,12	0,18	0,19	0,24	—	Н. о.	0,24	0,10	0,06	0,02	0,03	0,03	0,14	0,68	
Li ₂ O	0,46	1,04	1,15	1,10	—	0,37	0,44	0,30	0,17	0,03	0,04	0,04	0,32	0,45	
P ₂ O ₅	0,95	1,89	2,02	2,06	1,57	1,95	2,06	0,53	0,24	0,23	0,29	0,26	1,36	0,23	
H ₂ O	—	—	—	—	0,49	0,75	0,66	—	—	—	—	—	—	—	
П. п. п.	0,84	1,38	1,22	1,36	—	—	0,51	0,53	1,43	1,50	0,92	1,32	0,36	2,00	
F	1,10	1,10	1,33	2,20	2,24	—	—	1,20	0,40	0,35	0,18	0,20	0,68	0,93	
Сумма	99,71	99,89	101,13	100,58	100,09	99,90	100,17	100,06	100,79	99,81	100,14	100,34	100,54	99,60	
—O=F	0,46	0,46	0,55	0,93	0,94	—	—	0,51	0,17	0,15	0,04	0,08	0,29	0,39	
Сумма	99,25	99,43	100,58	99,65	99,15	—	—	99,55	100,62	99,66	100,03	100,26	100,25	99,21	

Примечание. Там, где вместо воды определялись потери при прокаливании, фтор не включался в сумму. Образец 578а/62 — из коллекции Б. Л. Флерова и др., I — А. Н. Сухариной, III — Ю. С. Слепнева (1958). Аналитики С. А. Юрченко, В. А. Бондаренко.

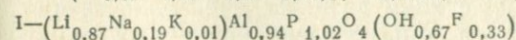
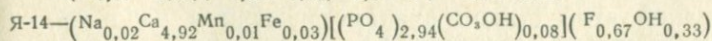
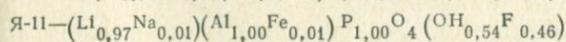
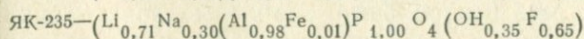
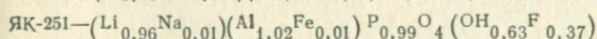
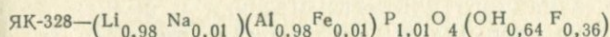
Табл. 26 (окончание)

Компонент	Грейзенизированные альбитизированные граниты					Слюдисто-кварцевый грейзен	Альбитизированные граниты из даек других участков района			
	Я-2	Я-1	IV	V	575д/62		576/62	25	24	26
SiO ₂	70,15	73,15	66,39	75,30	74,96	88,11	74,00	70,30	69,36	70,28
TiO ₂	Н. о.	Н. о.	Сл.	0,02	0,03	0,01	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.
Al ₂ O ₃	16,89	14,89	20,73	12,80	14,29	5,79	13,52	17,06	16,81	15,95
Fe ₂ O ₃	0,12	0,19	0,42	0,25	0,13	0,17	0,07	0,30	0,17	Н. о.
FeO	0,25	0,18	—	0,29	0,27	0,36	0,54	0,18	0,45	0,90
MnO	0,06	0,07	0,06	0,04	0,05	0,07	0,07	0,04	0,06	0,11
MgO	Н. о.	0,25	0,16	Сл.	0,55	0,70	0,74	0,30	0,40	0,22
CaO	0,52	0,44	1,20	0,06	1,30	0,71	0,38	0,32	0,61	0,54
Na ₂ O	3,51	3,37	3,34	3,65	1,72	0,81	3,63	5,30	5,40	5,76
K ₂ O	4,33	4,21	3,52	1,79	3,78	1,53	3,64	3,50	3,60	3,49
Rb ₂ O	0,22	0,19	0,56	Н. о.	—	—	0,08	0,12	0,14	0,24
Li ₂ O	0,45	0,43	0,25—0,33	—	—	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	0,27	0,08	—	0,33	0,06	0,04	1,40	1,46	1,83	1,18
H ₂ O	—	—	1,59	1,00	1,36	0,55	0,85	1,00	0,95	0,50
П. п. п.	2,28	2,80	0,86	—	—	—	—	—	—	—
F	0,67	0,57	0,77	Н. о.	0,91	0,80	0,21	1,17	1,00	2,34
Сумма	99,72	100,82	99,93		99,41	99,65	100,05	100,01	99,98	99,97
—O=F	0,28	0,24	0,32		0,38	0,34	0,09	0,49	0,42	0,99
Сумма	99,44	100,58	99,61		99,03	99,31	99,96	99,59	99,56	98,98

Примечание. В пробах 575д/62 и 576/62 установлено 0,47 и 0,48% В₂О₃. Образец IV — из коллекции Ю. С. Слепнева (1958), V — А. В. Дорофеева и А. А. Мартыненко, 575д/62, 576/62. 23—25 — Б. Л. Флерова и др.

Химический состав амблигонита, монтебразита и апатита

Компонент	Белый монтебразит из альбитизированного гранита лежащего (юго-восточного) эндоконтакта массива	Белый монтебразит из альбитизированного гранита центральной части массива	Белый натровый амблигонит из альбитизированного гранита всящего бока массива (северо-западная часть массива)	Голубоватый гигантокристаллический монтебразит из анхимономинеральной монтебразитовой жилы в грейзене	Светло-лиловый «натечный» апатит из участка брекчирования в кварцевом ядре кальципат-кварцевой жилы	Монтебразит (георнит) из анхимономинеральной монтебразитовой жилы (анализ из коллекции Е. К. Устиева)
	ЯК-328	ЯК-251	ЯК-235	Я-11	Я-14*	1
SiO ₂	1,80	2,50	2,50	Сл.	Сл.	0,40
Al ₂ O ₃	33,02	33,97	34,04	33,92	0,74	31,54
Fe ₂ O ₃	0,50	0,50	0,50	0,34	0,50	—
MnO	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	0,08	—
CaO	0,97	0,53	0,62	0,50	54,30	—
Na ₂ O	0,16	0,09	5,67	0,09	0,15	3,76
K ₂ O	0,30	0,05	0,15	0,02	0,10	0,20
Li ₂ O	9,41	9,41	6,40	9,67	0,05	8,42
F	4,40	4,70	8,50	5,90	2,50	4,10
H ₂ O+	5,10	3,83	2,10	4,20	0,53	6,66
H ₂ O-	0,12	0,17	—	0,09	0,47	0,05
P ₂ O ₅	46,43	46,45	43,66	47,80	40,95	47,80
Сумма	102,09	102,20	103,94	102,43	101,37	103,26**
—O=F	1,84	1,97	3,57	2,47	1,05	1,72
Сумма	100,25	100,23	100,37	99,96	100,32	101,54



* В образце установлено также 0,67% CO₂, хлор не обнаружен (аналитик Е. А. Клепикова).

** В сумму входят также 0,34 TiO₂ и 0,09 FeO. Аналитик С. А. Юрченко.

отмечены в интенсивно альбитизированных гранитах всящего бока массива.

Представление об исходном («материнском») граните дают слабо измененные породы, встречающиеся в дайках и апофизах лежащего бока массива. Это мелкозернистые, нередко порфирированные аляскитовые граниты с гипидноморфно-зернистой структу-

рой, сложенные пертитовым калишпатом, кварцем, слабозональным плагиоклазом, мусковитом и иногда биотитом. Во вкраплениях встречаются зональный плагиоклаз и кварцево-полевошпатовые графические сростания. Зональность таких апофизов в миниатюре повторяет зональность главного тела. В направлении контакта в них появляется мелкотаблитчатый и лейстовидный альбит. Ширина альбитизированной зоны и содержание альбита в ней резко возрастают вблизи всякого контакта.

Экзоконтактовые преобразования в раннюю послемагматическую стадию выражаются в мусковитизации, окварцевании и турмалинизации вмещающих гранодиоритов в полосе шириною до нескольких десятков метров. Интенсивность экзоконтактовой грейзенизации в целом невелика (см. табл. 26, № Я-6, 8). Лишь непосредственно на контакте с альбитизированными гранитами в шлифах наблюдались зонки мусковит-кварцевых грейзенов с небольшим количеством альбита, турмалина и апатита. На участке изгиба западного контакта отмечены экзоконтактовые брекчии адамеллита с турмалиновым цементом. Состав зеленовато-бурого турмалина из цемента экзоконтактовой брекчии, %: SiO_2 — 36,92; TiO_2 — 0,79; Al_2O_3 — 33,15; Fe_2O_3 — 2,36; FeO — 5,21; MnO — 0,02; MgO — 5,25; CaO — 0,41; Na_2O — 1,75; K_2O — 0,13; Li_2O — 0,02; Fe — 0,74; H_2O^\pm — 2,89; B_2O_3 — 10,65; сумма — 100,29; сумма с поправкой — 99,98 (аналитик Г. С. Гормашева). Пересчет его на 31 (O, OH, F) приводит к следующей формуле: $(\text{K}_{0,02} \text{Na}_{0,56} \text{Ca}_{0,07} \text{Li}_{0,02} \text{Mg}_{1,28} \text{Fe}_{0,71}^{2+} \text{Fe}_{0,28}^{3+} \text{Al}_{0,42} \text{Ti}_{0,10} \text{Al}_{6,00} [\text{Si}_{6,05} \text{O}_{18}] (\text{B}_{3,01} \text{O}_9) (\text{F}_{0,38} \text{OH}_{3,15} \text{O}_{0,47})$. Эту разновидность турмалина можно определить как шерло-дравит с высоким содержанием трехвалентных катионов. Следует отметить высокое содержание фтора в нашем образце, что нехарактерно для турмалинов подобного состава.

Пегматоидные кварцево-калишпатовые зоны встречаются преимущественно вдоль западного контакта массива и вблизи него. Мощность их обычно не превышает 2 дм. Пегматоидные жилы непосредственно переходят в кварцевые жилы с калишпатом и лепидолитом, в которых есть центральные кварцевые зоны — ядра. Зональность замещения в таких жилах имеет следующий вид: $\text{Кв} + \text{Мкл} + \text{Леп} \rightarrow \text{Кв} + \text{Мкл} \rightarrow \text{Кв}$. Минеральный и химический состав образований этой стадии охарактеризован в табл. 25, 26.

Образования грейзеновой стадии развиты преимущественно в всячем боку массива. Ширина зоны грейзенизированных гранитов и грейзенов здесь достигает 100—130 м, а протяженность на глубину — 50—60 м. Интенсивность грейзенизации в целом возрастает к контакту (см. рис. 16), вблизи которого известно несколько участков интенсивно грейзенизированных пород, а также слюдистокварцевых, топаз-слюдисто-кварцевых и кварцево-слюдистых грейзенов. Характеристика состава грейзеновых тел приведена в табл. 25.

В грейзенизированных гранитах и грейзенах резко, вплоть до полного исчезновения, уменьшается содержание амблигонита, топаза, появляется мусковит, замещающий полевые шпаты и лепи-

долит. Весьма сильно (до промышленного) возрастает содержание касситерита, а также турмалина. Жильные образования грейзеновой стадии представлены мелкими кварцевыми прожилками, сопровождающимися зонами кварцево-мусковитового (серицитового) состава. Прожилки секут калишпат-кварцевые жилы.

К наиболее примечательным образованиям массива принадлежит практически анхимономинеральная монтебразитовая линза ($\sim 20 \times 0,5 - 2$ м), залегающая в грейзенах на участке изгиба западного контакта в 8 м от его поверхности. Кроме монтебразита (табл. 27) она содержит небольшое количество идиоморфных кристаллов кварца и станнина. В грейзенах встречаются также и более мелкие монтебразитовые прожилки. Учитывая пространственную связь монтебразитовых прожилков с участками грейзенизации и общий вынос лития, глинозема и фосфора в порцессе кварцево-калишпатового метасоматизма и грейзенизации (Коваль, Юрченко, 1972а), автор склонен отнести монтебразитовые прожилки к образованиям *стадии осаждения оснований*, сопряженного с процессами кислотного выщелачивания. К этой же стадии относятся мелкие кварцево-сульфидные прожилки, прожилки онкоиноподобного мусковита и серицита, апатита и аугелита, натечные образования серицита, апатита и других фосфатов в друзовых пустотах и полостях выщелачивания. Наибольшим разнообразием отличаются выделения апатита, который встречается в виде мелкозернистых масс, короткостолбчатых, толстотаблитчатых, игольчатых, сферолучистых агрегатов и корочек, от бесцветных до фиолетовых и сиреневых. По данным Г. К. Кривоконевой, все разнообразие апатитов этой стадии принадлежит к одной разновидности — карбонатистому фторапатиту, средний состав которого может быть выражен формулой $\text{Ca}_{5,00}[(\text{PO}_4)_{2,90}(\text{CO}_2\text{OH})_{0,10}](\text{F}_{0,85}\text{OH}_{0,15})$. Анализ светло-лилового апатита приведен в табл. 27. Обращает на себя внимание высокое содержание фтора в апатитах из поздних гипогенных образований.

Акцессорная минерализация массива богата и разнообразна (см. табл. 25). Достаточно сказать, что к настоящему времени в массиве установлено свыше 100 минеральных видов, из которых более 30 приходится на долю гипергенных. Кроме амблигонита и топаза, которые здесь можно рассматривать как породообразующие, в первую очередь следует отметить апатит, турмалин, касситерит и колумбит, присутствующие в метасоматитах главных стадий, а также сподумен (в альбитизированных гранитах) и станнин (в метасоматитах более поздних стадий).

Присутствие апатита и особенно турмалина вообще типично для гранитоидов и связанных с ними рудопроявлений района. В связи с этим можно полагать, что бор-фосфорная специфика амблигонит-лепидолитового типа альбитизированных гранитов имеет региональный характер.

Краткое описание другого массива амблигонит-лепидолитовых альбитизированных гранитов приведено в работе И. И. Гетманского с коллегами (1971). Ими установлено, что с глубиной лепидо-

литсодержащие парагенезисы альбитовых гранитов сменяются парагенезисами с мусковитом.

Аналогичные рассмотренным выше альбитовые граниты и ассоциирующие с ними минеральные образования установлены в гранитах Монтбра и Бовуар (Французский массив; Aubert, 1962, 1968; Aubert e. o., 1965 и др.). Кроме характерных для данного типа аксессуаров, топаза, амблигонит-монтебразита, апатита, касситерита и ниобо-танталита, в альбитизированных гранитах Бовуар встречаются также гердерит, микролит и берилл.

V. Циннвальдитовый тип

Циннвальдитовый тип выделяется впервые. Внешне массивы этого типа чрезвычайно напоминают амазонитовые альбитизированные граниты лепидолит-биотитового типа, отличаясь от них более железистым составом слюд в соответствующих разновидностях альбитовых гранитов, отсутствием топаза и бор-цирконо-ниобиевой спецификой редкометальной минерализации.

В качестве примера рассмотрим Биту-Джидинский массив Прибайкалья, открытый П. И. Налетовым (1962) в 1933 г. Позднее массив изучался Е. Н. Смолянским, Г. А. Гончар, А. П. Мордвиновым, Я. А. Косалсом, П. В. Ковалем и другими исследователями.

Массив представляет собой вытянутое в северо-восточном направлении штокообразное тело размером порядка $4 \times 1,2$ км с площадью выхода на поверхность около 6,4 кв. км (рис. 17). Оно залегает в кристаллических сланцах биту-джидинской серии (Pt_3-Sm_1) в зоне пересечения крыла крупной антиклинали разломом северо-восточного простирания (Смолянский и др., 1966). Контакты массива резко секущие, западный и восточный — крутые, почти вертикальные, северо-восточный под углом $50-70^\circ$ погружается в сторону сланцев.

В строении массива выделяются два главных комплекса гранитоидов (рис. 17, табл. 28). К более раннему принадлежат серые мелкозернистые порфириовидные граниты, розово-серые среднезернистые граниты и сопутствующие им жильные и постмагматические образования. Эти породы образуют крупный ксенолит в южной части массива и небольшой выход у его юго-западного контакта. Поздний комплекс составляют разнообразные альбитовые граниты и ассоциирующая с ними жильная серия.

Абсолютный возраст серых и розово-серых гранитов соответствует верхнему палеозою (262 и 254 млн. лет; Косалс, 1968). Более противоречивы данные по альбитовым гранитам поздней фазы внедрения (от 245 до 150 млн. лет). Большинство определений отвечает раннемезозойскому циклу магматизма.

Альбитизированные граниты поздней фазы внедрения (Mz_1) вскрыты долиной ручья на глубину более 400 м, не претерпевая при этом принципиальных изменений в составе и структуре. Они

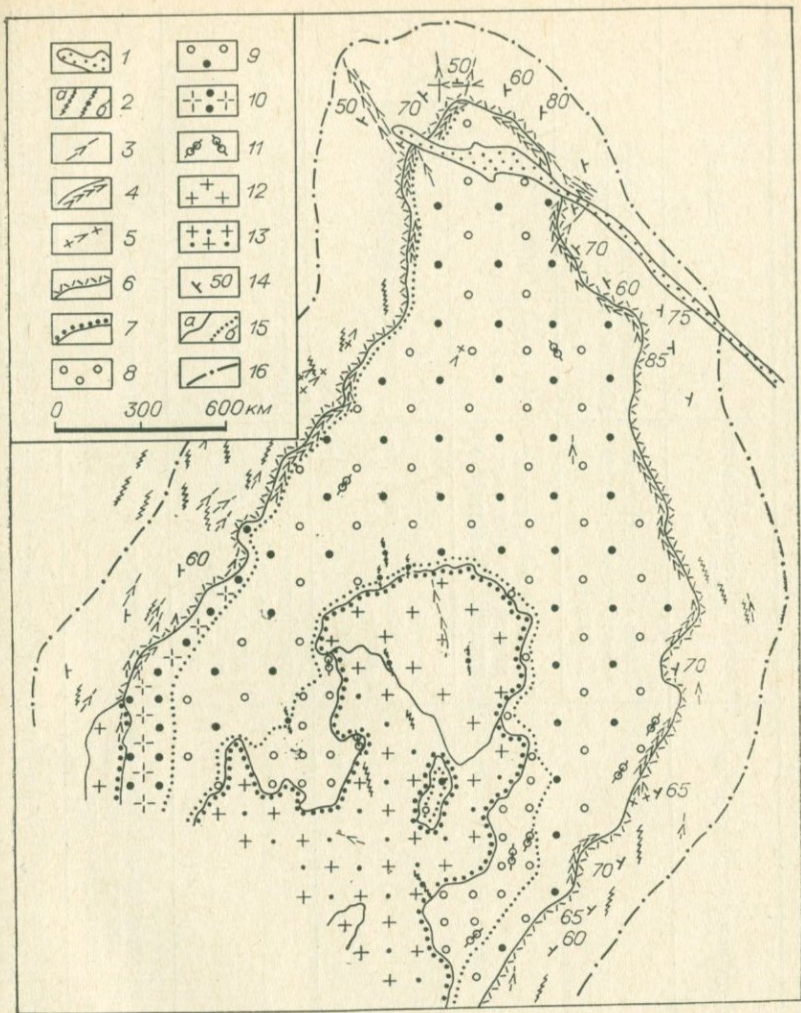


Рис. 17. Схематическая карта Биту-Джидинского массива (составлена с использованием данных Е. Н. Смолянского и др., 1966).

1 — четвертичные аллювиальные отложения; 2 — кварцевые (а) и кварцево-кальциевые (б) жилы; 3 — кварцево-amazonитовые пегматоидные жилы; 4 — пегматоидная эндоконтактовая оторочка; 5 — amazonитовые микрограниты и гранит-аплиты апофиз и жил; 6 — экзоконтактовая оторочка тела альбитизированных гранитов (в сланцах); 7 — альбитизированная оторочка в гранитах ранних фаз; 8 — кремво-розовые интенсивно альбитизированные граниты; 9 — amazonитовые интенсивно альбитизированные граниты; 10 — мелко- и среднезернистые amazonитовые альбитизированные граниты; 11 — альбиты; 12 — розово-серые среднезернистые граниты; 13 — серые мелкозернистые порфиридные граниты; 14 — кристаллические сланцы; 15 — контакты рвущие магматические и апомагматические (а), границы между разновидностями метасоматитов (б); 16 — внешняя граница распространения пегматоидных кварцево-amazonитовых жил.

Схема формирования пород и минеральных образований Биту-Джидинского массива

Фазы внедрения гранитоидов	Стадии	В пределах мезозойской интрузии	В серых и розово-серых гранитах (Pz ₃)	В сланцах
Ранние (Pz ₃)	Магматические		Серые мелкозернистые биотитовые граниты * (I фаза)	Андалузитовые роговики Слабо мигматизированные сланцы
			Розово-серые среднезернистые биотитовые граниты (II фаза)	Ороговикованные и слабо амфиболитизированные сланцы
			Аплиты, микрограниты и мелкозернистые граниты (жильная фаза)	Аплиты, микрограниты и мелкозернистые граниты (жильная фаза)
	Послемагматические		Хлоритизированные и, возможно, мусковитизированные граниты. Мелкие кварцевые жилы	Мелкие кварцевые жилы
Поздние (Mz ₁)	Магматические	Тонкозернистые аплитовидные граниты зоны закалки массива, биотитовые лейкократовые граниты **	Не изучены	Не изучены
		Аплитовидные и мелкозернистые жильные граниты	Аплитовидные и мелкозернистые жильные граниты	Аплитовидные и мелкозернистые жильные граниты

Фазы внедре- ния гранитов	Стадии	В пределах мезозойской интрузии	В серых и розово-серых гранитах (Pz ₃)	В сланцах	
Поздние (Mz ₁)	Послемагматические	Ранняя (альбитизации)	Альбитизированные, интенсивно альбитизированные граниты и альбититы	Двуслюдяные слабоокварцованные граниты и альбитизированные граниты приконтактовых зон	Меланократовая «экзогрейзеновая» оторочка массива
		Кварцево-кашлищатового (амазонитового) замещения	Амазонитовые альбитизированные граниты Разнообразные кварцево-амазонитовые зоны, жилы и прожилки Кварцево-кашлищатовые жилы		
		Поздние	Кварцевые жилы с мусковитовыми оторочками, кварцевые жилы		

* Е. Н. Смолянский и др. (1966) полагают, что граниты этой фазы также могут иметь собственную жильную фазу.

** Наличие таких гранитов предполагается в более глубинных не вскрытых эрозией частях массива.

Количественный минеральный состав гранитоидов Биту-Джидинского массива, об. %

Породы	Кварц	Плагиоклаз (№)	Калишпат	Слюды	Аксессуары и рудные минералы* (< 1%)
Серые мелкозернистые порфириовидные граниты	23—38	25—40 (11—25)	22—35	4—15	Апатит, магнетит сфен, ортит, циркон, рутил, флюорит, турмалин
Розово-серые среднезернистые граниты	25—38	25—30 (11—18)	30—46	2—5	Апатит, магнетит, циркон, монацит, флюорит, турмалин
Жильные граниты ранних фаз внедрения	30—38	35—40 (7—15)	25—35	0—3	Апатит, монацит, циркон
Амазонитовые альбитизированные и интенсивно альбитизированные граниты	20—35	30—70 (0—3)	15—40	1—5	Колумбит, касситерит, циркон, циртолит, турмалин, гранат, сфен, апатит, монацит, горрит, флюорит и др.**

* По данным Е. Н. Смолянского и др. (1966), Я. А. Косалса и М. П. Мазурова (1968).

** В кремневых порфиробластических интенсивно альбитизированных гранитах Е. Н. Смолянского и др. (1966) отмечались также молибденит, пирит, галенит, сфалерит, гюбнерит и шешелит.

весьма неоднородны, что проявляется как в зональности массива (см. рис. 17), так и в широкой распространенности трещинных метасоматитов (альбититов и кварцево-амазонитовых зон и полосчато-такситовых текстур). Среди альбитизированных гранитов различаются: 1) неравномерно-зернистые преимущественно мелко- и среднезернистые амазонитовые альбитизированные граниты, 2) порфиробластические амазонитовые интенсивно альбитизированные граниты, 3) кремневые порфиробластические интенсивно альбитизированные граниты, 4) альбититы (табл. 29, 30).

Мелко- и среднезернистые амазонитовые альбитизированные граниты выделены в юго-западной приконтактовой части массива (см. рис. 17). Они имеют голубовато-серую или голубую окраску и такситовое либо грубополосчатое сложение. Их состав: мелко-таблитчатый или лейстовидный альбит, максимальный микроклин, кварц, циннвальдит (табл. 29). Содержание альбита колеблется в широких пределах, составляя в среднем около 45%.

Структура породы гранобластовая и нематогранобластовая, неоднородная мелко- и среднезернистая до крупнозернистой, нередко переходящая в порфиробластовую. Чередование полос и широкобразных пятен с различной структурой и соотношением породообразующих минералов обуславливает такситовый облик породы. В ней повсеместно распространены пегматоидные кварцево-амазонитовые зоны и прожилки как согласные с ее общей полосчатостью, так и секущие ее.

Контакты неравномерно-зернистых альбитизированных гранитов с вмещающими сланцами обычно сопровождаются одной или

несколькими кварцево-амазонитовыми зонами. Реже встречаются непосредственные контакты альбитизированных гранитов и сланцев с маломощными зонами альбититов или же приконтактовыми апоэруптивными брекчиями. В большинстве таких брекчий цемент представлен амазонитовыми, в различной степени альбитизированными гранитами, нередко переходящими в порфиробластические альбитизированные граниты. Однако встречаются брекчии, в которых цементом является светло-серая тонкозернистая микроаплитовая порода с микроучастками аплитовой структуры и редкими мелкими фенокристаллами полевых шпатов. Послемагматические изменения ее выражены в слабом замещении фенокристов светлой слюдой и появлении незначительного количества лейстовидного альбита. Очевидно, что эту породу следует рассматривать как слабо измененную зону закалки массива, подобную описанной в массиве «Западном».

Среднезернистые амазонитовые граниты в форме шширо- и жилообразных тел встречаются также во внутренних частях массива. Размеры таких тел обычно не превышают дециметров по мощности и метра по простиранию. Однако встречаются и более крупные жилы длиной до нескольких десятков метров. Состоят они в основном из кварца и амазонита с подчиненным количеством альбита. Распределение и морфология этих образований контролируются трещиноватостью (Смолянский и др., 1966). Часть таких тел, судя по присутствию в них участков реликтовых структур, является измененными жильными гранитами, другие же принадлежат к образованиям стадии кварцево-калишпатового метасоматизма.

Порфиробластические амазонитовые интенсивно альбитизированные граниты — наиболее распространенные альбитовые граниты массива. По внешнему облику и структуре они подобны аналогичным породам описанных выше массивов. Интенсивность голубовато-зеленой окраски порфиробластических гранитов меняется в широких пределах. Местами они приобретают желто-бурые оттенки — сказывается присутствие гидроокислов железа. Характеристика состава интенсивно альбитизированных гранитов приведена в табл. 29 и 30. Следует отметить, что кроме решетчатого микроклина в породе встречается также микроклин-микропертит. Состав слюды, судя по оптическим константам ($-2V=30-35^\circ$, $Ng' = 1,572-1,574$), отвечает циннвальдиту (Коваль, Коваленко и др., 1972). Иногда в чешуйках слюды можно наблюдать небольшие светло-коричневые пятнышки, по-видимому, являющиеся реликтами более железистой слюды — протолитионита или биотита. В некоторых образцах (чаще всего в зонах усиления альбитизации) наблюдаются скопления чешуек слюды размером до 1—1,5 см.

Отметим также присутствие турмалина, который образует длиннопризматические кристаллы, плеохроирующие в желтовато-зеленых и зеленовато-бурых тонах. Размеры кристаллов достигают 1—2 мм по длинной оси. На отдельных участках содержание турмалина столь значительно, что он может быть легко установлен при полевых наблюдениях.

Компонент	Граниты ранних фаз внедрения (Pz)										
	Сланец битуминозный серни		Серые мелкозернистые порфировидные граниты				Розово-серые среднезернистые граниты		Жильные граниты		Альбитизированные граниты (Mz)
	БД-306	БД-305	БД-324		БД-273		БД-214а				
SiO ₂	62,05	66,83	72,16	72,22	70,45	69,89	73,13	73,11	72,84	75,18	
TiO ₂	0,80	0,64	0,27	0,87	0,36	—	—	0,21	—	0,15	
Al ₂ O ₃	18,56	14,92	14,97	16,41	15,28	16,02	14,71	15,28	13,98	13,32	
Fe ₂ O ₃	6,75	3,48	0,64	—	1,00	3,32	2,88	0,50	3,10	0,71	
FeO	—	2,41	1,01	1,14	1,42			1,77		0,72	
MnO	0,07	0,08	0,04	0,01	0,02	—	—	0,07	—	0,04	
MgO	1,42	1,17	0,52	0,50	0,50	0,19	—	Сл.	—	Сл.	
CaO	1,16	1,16	1,48	1,06	2,55	1,22	0,43	1,04	0,70	1,18	
Na ₂ O	2,70	4,36	3,71	4,14	4,56	4,12	4,94	4,20	5,58	4,72	
K ₂ O	3,49	3,38	4,01	4,23	3,09	4,22	3,80	3,39	2,82	3,96	
BaO	—	—	0,03	—	—	—	—	—	—	—	
Rb ₂ O	Сл.	0,05	—	—	0,01	—	—	0,02	—	0,01	
Li ₂ O	0,01	0,15	—	—	0,03	—	—	0,02	—	0,005	
P ₂ O ₅	0,32	0,16	0,09	0,18	0,23	—	—	0,23	—	0,28	
П. п. п.	2,76	1,26	—	0,33	0,80	—	—	1,04	—	0,33	
F	0,10	0,98	—	—	0,22	—	—	0,33	—	—	
Сумма	100,09	100,05	98,93	101,13	100,30	—	—	100,88	—	100,60	
—O=F	0,04	0,40	—	—	0,08	—	—	0,14	—	—	
Сумма	100,05	99,65	—	—	100,22	—	—	100,74	—	—	
Аналитик или ссылка	С. А. Юрченко		Е. Н. Смоленский и др. (1966)		С. А. Юрченко	Я. А. Косалс, М. П. Мазуров (1968)		С. А. Юрченко	А. Я. Косалс, М. П. Мазуров (1968)		С. А. Юрченко

Кремевые порфиробластические интенсивно альбитизированные граниты распространены в центральной (апикальной) части массива, где образуют зону, облекающую ксенолит палеозойских гранитоидов в альбитовых гранитах. На большем протяжении ширина этой зоны, по-видимому, не превышает первых метров и лишь в двух местах увеличивается до 150—200 м (см. рис. 17).

Битуминозные граниты

Битуминозные граниты (Mz)											
Среднезернистые амазонитовые альбитизированные граниты		Мелкозернистый амазонитовый альбитизированный гранит (апофиза)		Среднезернистый амазонитовый интенсивно альбитизированный гранит (апофиза)		Порфиробластические амазонитовые интенсивно альбитизированные граниты		Кремевый порфиробластический интенсивно альбитизированный гранит		Альбитит	
		БД-212		БД-304		БД-296		БД-284		БД-323	БД-284а
71,35	72,20	75,02	71,10	72,44	72,14	70,04	69,25	71,24	66,33		
—	—	0,06	0,02	—	—	0,02	0,02	0,05	0,72		
16,30	16,31	14,56	16,74	15,66	15,60	17,11	17,47	16,74	18,20		
0,17	0,63	0,14	0,46	0,49	0,31	0,42	0,43	0,90	0,40		
0,28	0,28	0,99	1,13	0,73	0,44	0,92	1,06	0,15	0,56		
0,05	0,09	0,02	0,04	0,07	0,06	0,02	0,04	0,02	0,11		
0,07	0,18	0,33	0,08	0,03	0,13	0,08	0,16	Сл.	0,75		
—	—	0,46	0,58	0,03	—	0,46	0,58	0,58	2,27		
4,78	3,07	5,52	7,80	6,04	5,55	8,32	8,10	8,10	9,72		
6,74	6,86	2,72	1,84	4,28	4,99	2,32	1,66	2,16	0,34		
0,04	—	—	—	—	0,03	—	—	—	—		
—	—	0,03	0,04	—	—	0,04	0,03	0,02	—		
—	—	0,01	0,12	—	—	0,10	0,15	0,10	—		
0,02	0,01	0,14	0,04	—	0,04	0,04	0,04	0,22	0,20		
—	0,23	0,46	0,12	0,27	—	0,24	0,51	0,29	0,30		
—	—	0,15	0,33	—	—	0,50	0,45	0,10	0,12		
99,80	99,86	100,46	100,09	100,04	99,29	100,13	99,50	100,56	99,90		
—	—	0,06	0,13	—	—	0,20	0,18	0,04	0,05		
—	—	100,40	99,96	—	—	99,93	99,32	100,52	99,85		
Е. Н. Смоленский и др. (1966)		С. А. Юрченко		Е. Н. Смоленский и др. (1966)		С. А. Юрченко					

По своему составу и структуре кремевые граниты подобны порфиробластическим амазонитовым интенсивно альбитизированным гранитам, в которые они совершенно постепенно переходят по мере удаления от контакта с палеозойскими гранитоидами.

Основные отличия кремевых порфиробластических интенсивно альбитизированных гранитов от порфиробластических амазонито-

вых гранитов заключаются в следующем. В кремневых гранитах резко уменьшается содержание слюды, которая сохраняется в форме немногочисленных очень мелких светлых чешуек. Появляется убогая вкрапленность сульфидных минералов: пирита, галенита, сфалерита и др. Значительно чаще встречаются участки буроватых, окрашенных гидроокислами железа альбитовых гранитов. В отличие от водянопрозрачного решетчатого микроклина амазонитовых гранитов, микроклин кремневых гранитов чуть буроватый, замутненный с неотчетливо выраженной решеткой. В то же время в кварцево-амазонитовых прожилках, залегающих среди кремневых гранитов и вблизи них, калишпат такой же, как в амазонитовых гранитах. Значительно чаще, чем в других разновидностях альбитизированных гранитов массива, здесь встречаются зонки альбититов.

Контакт кремневых интенсивно альбитизированных гранитов с гранитоидами ранних фаз четкий. Подобно контакту альбитизированных гранитов со сланцами здесь отмечаются апоэруптивные брекчии и апофизы кремневых гранитов в серые и розово-серые. У контакта, в полосе шириною 10—30 см, наблюдается усиление интенсивности альбитизации с образованием маломощной зоны альбитита, а со стороны более древнего гранита — образование неширокой (1—2 см) зоны, обогащенной темной слюдой.

Альбититы встречаются в форме жилообразных, шпировидных и неправильной формы тел среди альбитизированных гранитов и вдоль контактов альбитизированных гранитов с вмещающими сланцами и гранитоидами ранних фаз внедрения. Отмечаются они и в апофизах альбитовых гранитов во вмещающие сланцы и древние гранитоиды. Длина альбититовых зон обычно не превышает 1 м, а мощность — 0,1 м. В отдельных случаях встречаются тела длиной 2—3 м, мощностью 0,2—0,3 м.

Центральные части альбититовых зон сложены анхимономинеральным альбититом нематобластовой структуры, подобным описанному выше в других массивах. Переход к интенсивно альбитизированному граниту осуществляется через зону кварцевого альбитита с реликтами циннвальдита, контакт между анхимономинеральным и кварцевым альбититами четкий, переход последнего в альбитизированный гранит постепенный. Последовательность замещения минералов альбитом: калишпат, слюда, кварц. Для альбититов массива не характерно образование зон, обогащенных кварцем и слюдой, как в массивах «Центральном-I» и «Северном-II».

Жильные гранитоиды поздней фазы внедрения и метасоматизм ранней послемагматической стадии в них. Приведем здесь краткую характеристику апофиз и жилообразных отщеплений основной альбитизированной интрузии. Последние по своему составу и особенностям структуры аналогичны гранитоидам эндоконтактовой зоны массива и в частности мелко- и среднезернистым амазонитовым альбитизированным гранитам. В большинстве случаев апофизы интенсивно альбитизированы (см. обр. БД-304, табл. 30). В

наиболее тонкокристаллических («закаленных») апофизах (например, обр. БД-212, табл. 30) альбитизация менее интенсивна. В них встречаются реликты слабо измененных аплитовидных гранитов, подобных отмеченным в цементе апоэруптивных брекчий. Для апофиз чрезвычайно характерно присутствие кварцево-амазонитовых образований в основной массе породы как в форме зон, линзочек, прожилков, участков более крупнозернистой структуры, так и в форме приконтактных зон и жил. В ряде случаев, особенно в более раскристаллизованных апофизах, приконтактные крупнокристаллические кварцево-амазонитовые зоны, разрастаясь, почти целиком замещают жильный гранит.

Наличие собственно жильных дериватов мезозойской интрузии доказывается присутствием даек мелкозернистых амазонитовых альбитизированных гранитов, в которых сохраняются реликты аплитовидных и лейкократовых гранитов, среди порфиробластических интенсивно альбитизированных гранитов, а также пересечениями амазонитовых гранитов апофиз массива жилами мелкозернистых аплитовидных гранитов. Альбитизация и кварцево-амазонитовое замещение в жильных дериватах массива (особенно в жилах экзоконтактной зоны) проявлены значительно слабее, чем в апофизах главной фазы.

Метасоматиты ранней послемагматической стадии мезозойской интрузии в гранитах ранних фаз внедрения. Граниты первой фазы — серые мелкозернистые породы с фенокристаллами розового калишпата и темного кварца, достигающими в поперечнике 2—3 мм. Они сложены зональным плагиоклазом (№ 11—25), калишпатом-пертитом ($Dr=0,59$), кварцем, биотитом, мусковитом и хлоритом (см. табл. 29). В небольших количествах в породе содержится также ленточный, мелкотаблитчатый и лейстовидный альбиты.

Фенгит-мусковит развивается и по биотиту, образуя крупные пластинки, и по полевым шпатам (преимущественно в форме тонкочешуйчатых агрегатов). Биотит замещается также зеленым хлоритом.

Розово-серые граниты второй фазы по своему минеральному и химическому составу близки гранитам первой фазы (см. табл. 29, 30.) В качестве основных отличий розово-серых гранитов отметим их более лейкократовый характер, среднезернистую более равномерную структуру и меньшую основность плагиоклаза. В большинстве случаев контакты между первой и второй фазами резкие, но без зон закалки, с многочисленными апофизами розово-серых гранитов в серые порфировидные и ксенолитами. Однако наблюдались и постепенные переходы между ними, происходящие, правда, на небольшом расстоянии (в масштабе штучного образца). Это свидетельствует о близости возраста гранитов ранних фаз и позволяет рассматривать серые граниты первой фазы как фацию ранней кристаллизации («корку») палеозойской интрузии.

Послемагматические изменения, сопутствовавшие гранитоидам ранних фаз, по-видимому, ограничиваются процессами хлоритизации и, возможно, мусковитизации. С ними же, как полагают

Е. Н. Смолянский и др. (1966), генетически связаны кварцевые жилы, встречающиеся среди сланцев и в самих гранитах.

Наибольший интерес, естественно, представляют преобразования древних гранитов, сопутствовавшие становлению альбитовых гранитов поздней фазы. В связи с этим обращает на себя внимание постоянное присутствие в гранитах ранних фаз мелких зерен кварца, развивающихся по плагиоклазу и калишпату. Интенсивность окварцевания заметно усиливается к контактам с альбитовыми гранитами. Параллельно происходит усиление степени мусковитизации породы. На месте зонального плагиоклаза возникают псевдоморфные футлярообразные структуры, образованные альбитом, литиевым фенгит-мусковитом и флюоритом. Эти породы по своей структуре и составу весьма напоминают граниты внешней зоны экзоконтактных изменений массива «Северного-II», однако здесь не образуется собственно «экзогрейзенов».

В непосредственной близости (0,1—0,3 м) от контакта в граните появляется мелкотаблитчатый и лейстовидный альбит, калишпат полностью превращается в «решетчатый» максимальный микроклин, исчезает биотит, а за ним и хлорит. Порода приобретает голубовато-серую окраску.

На контакте (0,—0,1 м) образуется зона мелко- и среднезернистого порфиробластического альбитизированного гранита, примыкающая к эндоконтактовому альбититу. Порфиробласты представлены кварцем и микроклином-пертитом, основная масса сложена тонкозернистым агрегатом альбита, кварца и микроклина с более крупными листочками протолитионита и зернами флюорита. Более темная окраска узкой приконтактной зоны (1—2 см) обусловлена наибольшей концентрацией в ней циннвальдита и флюорита.

Усиление альбитизации вблизи контакта, подобно тому, как это имеет место в трещинных зонах, асимметричная зональность метасоматитов относительно контакта, четкий контакт, сопровождающийся апоэруптивными брекчиями, не оставляют сомнений в принадлежности розово-серых и порфиробластических альбитовых гранитов к самостоятельным интрузивным фазам.

Изменения вмещающих сланцев, сопутствующие альбитизации мезозойской интрузии. Вмещающие кристаллические сланцы представляют собой темно-серые, часто плейчатые мелко- и среднезернистые сланцевые породы со значительным количеством кварцевых лейкосом. Они состоят из кварца (40—50%), фенгита-мусковита (30—35%), альбита (20—25%), небольшого количества апатита, рудных и аксессуарных минералов.

На контакте с альбитовыми гранитами в сланцах образуется темно-коричневая оторочка шириною до нескольких дециметров. В этой зоне наблюдается замещение мусковита протолитионитом, содержание которого достигает 30—50%. Заметно увеличивается также количество альбита в породе (до 30—40%), появляются зеленовато-коричневые кристаллы (1—2 мм) длиннопризматического турмалина. Структура породы заметно меняется в сторону более однородной лепидогранобластовой и гранобластовой. В апо-

сланцевом метасоматите резко возрастает содержание фтора, лития, натрия и существенно — кремния (см. табл. 30). Подобным же образом изменены обломки сланцев в апоэруптивных брекчиях. Однако для них более характерны двуслюдяные ассоциации с участием протолитионита и литиевого мусковита.

Образования стадии кварцево-калишпатового (амазонитового) замещения широко распространены как во внутренней, так и в экзоконтактовой части массива. Морфологические проявления стадии разнообразны.

1. Широобразные, линзоподобные, нередко неправильной формы кварцево-амазонитовые обособления средне- и крупнозернистой структуры, как бы «растворяющиеся» во вмещающих их альбитизированных гранитах. Кроме кварца и амазонита они всегда содержат небольшое количество циннвальдита и лейстовидного альбита. Ширина таких образований обычно не превышает первых дециметров.

2. Пегматоидные оторочки у контакта альбитизированных гранитов со сланцами. Мощность их достигает 2—4, иногда 8 м, протяженность — десятков метров. По наблюдениям Е. Н. Смолянского (Смолянский и др., 1966), не исключено присутствие подобных оторочек на отдельных участках контакта альбитизированных гранитов с серыми порфиридовидными. Контакт таких оторочек со сланцами четкий, с альбитизированными гранитами — более «расплывчатый». По своему составу они аналогичны предыдущим. Е. Н. Смолянский с соавторами отмечает в некоторых случаях присутствие роговой обманки. Местами в них сохраняются участки мелкозернистых гранитов с розовым калишпатом.

3. Кварцево-амазонитовые с циннвальдитом или протолитионитом жилы и прожилки среднезернистой, крупнокристаллической и пегматоидной структуры. Размеры их варьируют в очень широких пределах и могут достигать нескольких десятков метров при мощности до первых дециметров. Они постоянно встречаются в альбитизированных гранитах, среди вмещающих сланцев в экзоконтактовой полосе шириною 300—400 м, а также в зоне контактов альбитизированных гранитов с гранитоидами ранних фаз внедрения. Кварцево-амазонитовые жилы и прожилки пересекают контакты альбитизированных гранитов с более древними породами, граниты жильной серии, а также полосчатость интенсивно альбитизированных гранитов. Контакты их с вмещающими породами обычно четкие. Залегая в гранитах, кварцево-амазонитовые прожилки обычно имеют оторочки (или переходные зоны), сложенные мелкозернистым кварцево-амазонитовым агрегатом с небольшим количеством циннвальдита и альбита. Тела подобного типа (особенно среди альбитизированных гранитоидов) постоянно содержат некоторое количество альбита.

4. Калишпат-кварцевые жилы, в которых калишпат окрашен в кремновые тона, имеют подчиненное значение. Они встречаются в центральной части массива среди порфиробластических интенсивно альбитизированных гранитов вблизи контакта последних с гранитои-

дами ранних фаз. Мощность жил около 0,1 м, контакты резкие. Кроме кварца и калишпата они содержат небольшое количество слюды. Текстура жил ритмично-полосчатая с мелкими друзовыми пустотами. Ширина полос кварца приблизительно 1 см, калишпата — 0,2—0,4 см.

Образования поздних послемагматических стадий в массиве редки. Их круг ограничен единичными кварцевыми жилами с мусковитовыми оторочками, встреченными в приконтактных сланцах, а также кварцевыми жилами и прожилками среди альбитизированных гранитов и вмещающих их пород.

Акцессорные минералы альбитизированных гранитов массива (см. табл. 29) изучены недостаточно. В качестве характерных особенностей данного типа альбитизированных гранитов отметим существенно ниобиево-циркониевую специфику акцессорной минерализации интенсивно альбитизированных гранитов, появление турмалина и сфена.

VI. Мусковит-протолитионитовый (биотитовый) тип

Тип соответствует биотит-микроклин-кварц-альбитовым апогранитам А. А. Беуса (1968). Подобные апограниты установлены в Казахстане, а также в комплексах «молодых гранитов» Нигерии (Grinwood, 1951; Jacobson *et al.*, 1958).

Классическим примером данного типа может служить один из массивов Казахстана. По единодушному мнению исследователей, массив относится к наиболее молодому в районе (позднегерцинскому) комплексу гранитоидов (табл. 31). Он приурочен к куполовидной структуре пологих трещин отдельности в крупной интрузии каледонских биотитовых гранитов. Тело альбитизированных гранитов имеет пластообразную, изогнутую в виде выпукло-вогнутой линзы форму с обращенной кверху и эродированной до подошвы выпуклостью (рис. 18). Его мощность достигает 100 м, площадь выхода — около 1 кв. км, контакты пологие (25—45°). Главное тело сопровождается серией субпараллельных ему апофиз в подстилающих порфиризовидных гранитах.

Альбитизированные граниты — светло-серые, местами розоватые, рыжеватые или зеленоватые мелкозернистые породы порфиризовидного облика. Они состоят из лейстовидного альбита (30—60%), кварца (20—30%), микроклина (20—30%), слюды (1—5%) и акцессорных минералов. Как и в большей части описанных выше альбитизированных гранитов, основная масса породы сложена лейстовидным и мелкотаблитчатым альбитом. Кварц образует более крупные (до 2—5 мм) изометричные зерна, содержащиеся в краевых частях вроски альбита. В расположении таких вросток намечается слабая тенденция к образованию концентрических зон, однако структуры типа «снежного кома» для альбитизированных гранитов массива не характерны. Водянопрозрачный решетчатый микроклин встречается в формепанидиоморфных зернах, имеющих в среднем

Схема формирования пород и минеральных образований массива альбитизированных гранитов мусковит-протолитионитового типа (Казахстан)

Комплекс	Стадии	В теле позднегерцинской гранитной интрузии	Во вмещающих гранитах и гранит-аплитах	
Каледонский	Магматические		Порфиroidные биотитовые граниты	
			Мелкозернистые гранит-аплиты	
			Диоритовые порфириды	
Позднегерцинский	Магматическая	Биотитовые (?) граниты (не изучены)	Не изучены	
		Тонкозернистые аплиты		
	Послемагматические	Альбитизация	Альбитизированные граниты и альбититы	Новообразования мелкозернистого кварца и серицита во внешней зоне экзоконтакта, альбитизированные граниты и аплиты эндоконтактовой оторочки
		Калишпат-кварцевое замещение	Кварцево-калишпатовые зоны, жилы и прожилки, пегматондные калишпат-кварцевые жилы и сопутствующее им калишпат-кварцевое замещение вмещающих альбитизированных гранитов	
		Грейзеновая	Кварцевые жилы с околожилными грейзенами, зоны грейзенизированных гранитов, грейзеновые прожилки	
		Осаждения оснований	Серицитовые прожилки, прожилки окислов железа и марганца (?)	
Магматическая		Габбро-диориты		

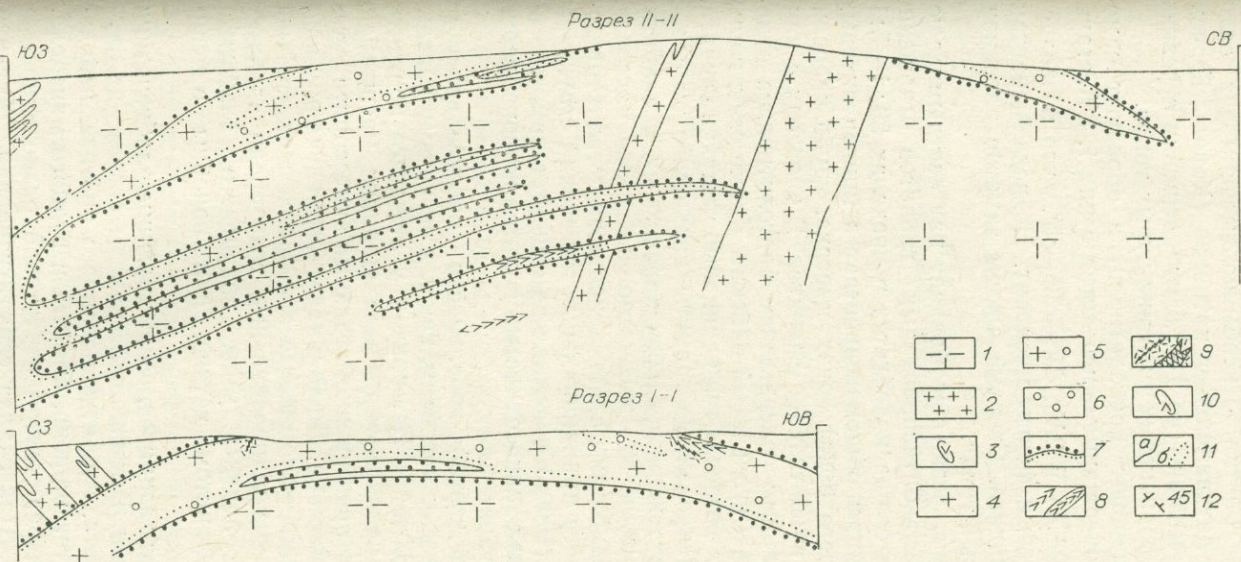
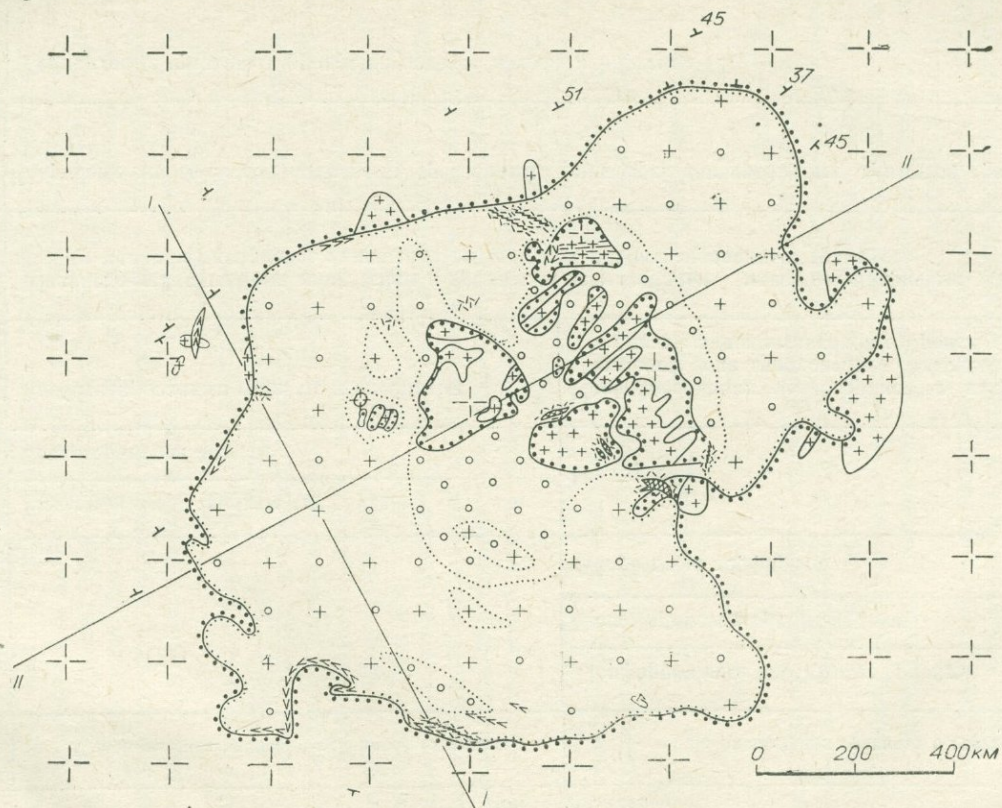


Рис. 18. Схема геологического строения массива альбитизированных гранитов мусковит-протолитионитового (биотитового) типа (составлена автором с использованием материалов Н. Ф. Девятерикова, С. П. Ершова и др.).
 1 — порфиридные граниты; 2 — мелкозернистые гранит-аплиты; 3 — диоритовые порфириды; 4 — слабо альбитизированные граниты; 5 — альбитизированные граниты; 6 — интенсивно альбитизированные граниты; 7 — контакт альбитизированных гранитов и вмещающих порфиридных гранитов с зоной интенсивно альбитизированных гранитов эндоконтакта и альбитизированных гранитов экзоконтакта; 8 — кварцево-калишчатые зоны и жилы; 9 — грейзеновые жилы и сопутствующая им грейзенизация; 10 — габбро-диориты; 11 — первично интрузивные контакты (а) и границы между разновидностями альбитизированных гранитов (б); 12 — элементы залегания пологих трещин отдельности.

несколько меньшие размеры, чем зерна кварца. Как и последние, они содержат вросстки мелкотаблитчатого и лейстовидного альбита, тяготеющие к краевым частям зерен и трещинкам. Преобладает протолитионит (литиевый биотит) с необычно высоким для слюд этого типа содержанием двухвалентных катионов (Коваль, Юрченко, 19726). Он образует мелкие (до 1—1,5 мм) чешуйки с резким плеохроизмом от светло-коричневых до темно-бурых тонов.

Светлые слюды замещают протолитионит и образуют самостоятельные чешуйки. Содержание окиси лития в них 1, 2%, структурный тип 1M ($b=9,096 \text{ \AA}$) и 2M₁, 2V—32—35°, что позволяет определить их как литиевый фенгит-мусковит. Не исключено также присутствие циннвальдита. Светлые слюды заметно плеохроируют в голубовато-зеленых тонах.

Протолитионит обычно резко преобладает над светлыми слюдами. В большей части альбитизированных гранитов отношение протолитионит—светлая слюда колеблется в пределах 20:1—5:1. Содержание светлых слюд в общем возрастает в приконтактовых (особенно вблизи лежачего бока) зонах массива, грубо коррелируясь с интенсивностью альбитизации гранитов. В образцах с наиболее высоким относительным содержанием протолитионита отмечается мелкотаблитчатый и игольчатый рибекит. Кроме слюд в альбитизированных гранитах встречаются единичные чешуйки хлорита.

По составу альбитизированные граниты варьируют от слабо альбитизированных до интенсивно альбитизированных и альбититов (табл. 32, 33). В отличие от рассмотренных выше массивов, переходы между разновидностями альбитизированных гранитов постепенные и происходят без принципиальных изменений структуры породы. Р. И. Масгутов (1960а) указывал на присутствие в массиве альбитизированных даек тонкозернистых аплитов жильной серии альбитизированной интрузии.

Наиболее интересной чертой зональности массива является усиление альбитизации как к висячему, так и к лежачему контакту интрузии (см. рис. 18, табл. 32), причем у лежачего контакта усиление альбитизации проявлено в более широких масштабах. Максимальные же концентрации редкометалльных аксессуариев установлены в висячем боку массива. Лишь в некоторых случаях у контактов наблюдались весьма маломощные зонки альбититов. Чаше альбититы образуют мелкие шпирообразные тела среди альбитизированных гранитов. Границы зоны кварцевого альбитита с альбитизированным гранитом четкие, они подобны описанным выше.

Изменения вмещающих гранитов, сопутствующие альбитизации позднегерцинской интрузии. Вмещающие граниты состоят из олигоклаза, кварца, калишпата, хлоритизированного биотита, небольшого количества флюорита, циркона, апатита и рудного минерала. Калишпат представлен нерешетчатой пертитовой разновидностью и микроклином-пертитом. Плагиоклаз серицитизирован. Жильная серия порфировидных гранитов объединяет многочисленные тела биотитовых гранит-аплитов, а также дайки диоритовых порфиритов

Содержание нормативных альбита и ортоклаза в породах массива мусковит-протолитионитового типа (Казахстан), %

Породы	Альбит		Ортоклаз	
	Среднее (число анализов)	Пределы колебаний	Среднее (чис- ло анализов)	Пределы ко- лебаний
Вмещающие порфириовидные граниты	32(14)	26—37	27(14)	25—30
То же в зоне ближайшего экзоконтакта массива	33(6)	30—39	24(6)	18—28
Аплиты	34(8)	26—45	26(8)	23—28
Породы альбитизированной интрузии:				
слабо альбитизированные (центральная часть тела)	30(2)	28—31	28(2)	28—29
альбитизированные	44(20)	40—49	22(9)	17—25
интенсивно альбитизированные (висячий бок тела)	53(3)	51—55	18(3)	14—20
интенсивно альбитизированные (лежащий бок тела)	55(9)	50—60	22(9)	19—26
кварцевый альбитит	91(1)	—	7(1)	—
Среднее по телу	48(35)	28—68	21(35)	7—29
Калишпат-кварцевая жила в интенсивно альби- тизированном граните	8(1)	—	30(1)	—
Грейзены	3(3)	1—8	20(3)	16—22
Грейзенизированные альбитизированные граниты	27(3)	24—30	25(3)	23—28

Изменения порфириовидных гранитов и гранит-аплитов в экзоконтактовой зоне альбитизированных гранитов выражаются в появлении в них небольших количеств мелкозернистого кварца и мелкотаблитчатого альбита, увеличении доли решетчатого микроклина по отношению к калишпату-пертиту и усилении мусковитизации. В зоне ближайшего экзоконтакта шириною от одного до нескольких дециметров эти изменения проявлены значительно сильнее. Обычной становится деанорттитизация плагиоклаза, сопровождающаяся замещением центральных частей зерен мусковитом и флюоритом. Наблюдается также образование альбитизированных гранитов, по структуре и составу подобных гранитам альбитизированной интрузии (см. табл. 33, № III-50). Однако сплошной оторочки вокруг альбитизированного массива они не образуют.

Контакт измененных вмещающих гранитов с альбитизированными гранитами и альбититами эндоконтактовой зоны достаточно четкий, положение его легко фиксируется при полевых наблюдениях.

Кварцево-калишпатовые и калишпат-кварцевые жильные образования, как и в прочих массивах альбитизированных гранитов, распространены преимущественно в приконтактовых участках массива. Основная их масса сосредоточена вблизи висячего контакта альбитизированной интрузии (см. рис. 18).

Химический состав пород массива альбитизированных гранитов мусковит-протолитионитового (биотитового) типа (Казахстан)

Компонент	Вмещающие гранитоиды (каледонский комплекс)								Гранитоиды альбитизированного тела (позднегерцинский комплекс)										
	порфиридные мелко- и среднезернистые граниты внутренней части массива		порфиридные мелко- и среднезернистые граниты внешней экзоконтактовой части массива				гранит-аплит жильной серии	гранит-аплит на контакте с альбитизированным телом	слабо альбитизированные граниты				альбитизированные граниты						
			100 м от контакта	10 м от контакта	6 м от контакта	на контакте													
			III-36	III-38	III-52	III-8			III-51	III-50	III-53	III-40	III-29	1	2	47	46	III-3	III-94
Si ₂ O ₂	76,43	75,96	76,51	76,82	74,48	74,06	76,54	75,33	71,34	76,46	75,64	73,56	73,95	74,05	74,66	73,00	75,68	72,58	
TiO ₂	0,15	0,15	0,18	0,18	0,25	0,13	0,12	0,12	0,25	0,03	0,03	0,10	0,12	0,02	0,16	0,10	0,09	0,12	
Al ₂ O ₃	13,08	13,41	13,23	12,87	13,60	12,87	14,00	13,80	15,73	14,11	14,70	14,58	14,14	13,81	13,47	14,66	14,00	14,34	
Fe ₂ O ₃	0,27	0,50	0,52	0,44	0,63	0,35	0,36	0,41	0,28	0,72	0,72	0,96	1,49	2,05	1,22	0,93	0,32	1,46	
FeO	0,70	0,49	1,04	0,35	0,94	1,19	0,42	0,95	1,82	0,14	0,07	0,88	Н. о.	0,20	0,57	0,70	0,84	0,56	
MnO	0,08	0,04	0,04	0,04	0,04	0,25	0,02	0,20	0,04	0,12	0,12	0,20	0,28	0,38	0,10	0,17	0,07	0,17	
MgO	0,41	0,68	0,41	0,54	0,41	0,41	0,13	0,41	0,54	0,09	0,03	0,14	0,20	0,19	0,12	0,41	0,27	0,54	
CaO	0,56	0,56	1,12	0,84	0,56	0,70	0,56	0,70	0,84	0,16	0,16	0,21	0,40	0,25	0,35	0,42	0,42	0,42	
Na ₂ O	3,78	3,65	2,97	3,37	3,65	5,00	3,78	3,91	3,51	3,96	4,53	4,73	4,88	5,48	5,27	5,40	5,54	5,54	
K ₂ O	4,21	4,21	4,09	4,21	4,70	4,33	4,20	4,25	4,70	3,80	4,88	3,93	3,93	3,67	3,48	4,09	3,01	3,85	
Rb ₂ O	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03	0,11	0,03	0,08	0,03	—	—	—	—	—	0,09	0,11	—	0,11	
Li ₂ O	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	0,23	Сл.	0,02	0,03	—	—	—	—	—	0,05	0,07	0,01	0,11	
P ₂ O ₅	0,03	0,02	0,05	0,04	0,05	0,04	0,02	0,04	0,17	0,04	0,02	0,06	—	—	Сл.	0,03	0,02	0,04	
H ₂ O [±]	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,04	—	0,22	0,37	0,26	—	—	—	—	
П. п. п.	0,33	0,29	0,38	0,54	0,50	0,55	0,25	0,36	0,66	0,58	0,40	0,66	0,25	—	0,46	0,31	0,19	0,48	
F	0,13	0,24	0,26	0,22	0,14	0,17	0,12	0,17	0,13	—	—	—	—	—	0,22	0,17	0,12	0,35	
Сумма	100,06	100,00	100,57	100,27	99,84	100,22	100,44	100,58	99,94	100,27	100,89	100,26	99,91	100,36	100,22	100,43	100,53	100,21	
—O=F	0,06	0,10	0,11	0,10	0,05	0,08	0,05	0,08	0,05	—	—	—	—	—	0,09	0,08	0,05	0,15	
Сумма	100,00	99,90	100,46	100,17	99,79	100,14	100,39	100,51	99,89	—	—	—	—	—	100,13	100,35	100,48	100,06	
Аналитик или ссылка	С. А. Юрченко								Р. В. Масрутов (1960а, б)			Э. А. Северов (1961)			С. А. Юрченко				

Компонент	Гранитоиды альбитизированного тела (позднегерцинский комплекс)													
	интенсивно альбитизированные граниты										интенсивно альбитизированный гранит из трещинной зоны	альбитит из трещинной зоны усиления альбитизации	серицит-кварцевые грейзены в альбитизированном граните	флюорит-мусковитовый грейзен во вмещающем граните
	50	49	48	686	III-37	III-33	III-67	III-1a	III-1	III-65				
Si ₂ O ₂	74,42	72,21	71,67	72,26	73,22	70,80	70,57	70,00	69,11	79,19	83,86	50,88		
TiO ₂	0,10	0,02	0,12	—	0,12	0,14	0,32	0,12	Сл.	0,16	0,08	0,27		
Al ₂ O ₃	13,23	13,15	14,56	16,35	15,55	15,29	16,38	16,65	18,30	12,74	9,10	19,70		
Fe ₂ O ₃	1,42	2,12	1,31	1,19	0,60	1,23	0,27	0,51	0,40	0,80	0,78	1,25		
FeO	0,42	Н. о.	Н. о.	0,14	0,78	0,21	0,14	0,57	0,50	0,79	0,43			
MnO	0,12	Сл.	0,05	—	0,08	0,21	0,50	0,02	0,02	0,12	0,09	0,10		
MgO	0,33	0,18	0,21	0,08	0,54	0,12	0,40	Сл.	0,10	0,15	Н.о.	0,64		
CaO	0,30	0,29	0,23	0,93	0,42	0,35	0,88	1,00	0,40	0,52	0,52	10,02		
Na ₂ O	5,71	5,71	8,11	6,28	5,80	7,24	7,25	8,10	10,80	0,38	0,40	3,46		
K ₂ O	3,21	3,54	3,44	2,35	3,25	3,61	3,91	2,58	0,34	3,78	3,13	7,50		
Rb ₂ O	—	—	—	—	0,08	0,09	0,05	0,05	0,00	0,06	0,07	0,12		
Li ₂ O	—	—	—	—	0,01	0,03	0,00	0,05	0,00	0,01	0,01	0,01		
P ₂ O ₅	—	—	—	—	0,01	Сл.	Сл.	0,04	Сл.	Сл.	0,09	Сл.		
H ₂ O	0,22	0,35	0,05	0,08	—	—	—	—	—	—	—	2,6		
П. п. п.	0,23	0,30	0,45	0,64	0,30	0,02	0,01	0,43	0,25	1,78	0,98	—		
F	0,08	—	—	—	0,16	0,18	0,12	0,06	0,08	0,19	0,20	7,10		
Сумма	99,96	99,87	100,10	100,30	100,77	99,52	100,80	100,18	100,30	100,66	99,74	103,64		
—O≡F	0,03	—	—	—	0,06	0,07	0,05	0,02	0,03	0,05	0,08	2,98		
Сумма	99,93	—	—	—	100,71	99,45	100,75	100,16	100,27	100,61	99,66	100,66		

Аналитик
или ссыл-
ка

Э. А. Северов (1961)

Р. Д. Гав-
рилин
(1957)

С. А. Юрченко

Наиболее часты маломощные (до 0,1—0,3 м) метасоматические жилы и прожилки, следующие вдоль контакта массива и вблизи него (см. рис. 18). Они образованы пегматоидным гранобластовым агрегатом кристаллов кварца и микроклина, содержащих вросстки лейстовидного альбита. Кроме этого, в жилах присутствует небольшое количество лейстовидного альбита, темной литиевой слюды типа протолитнионита-циннвальдита и аксессуарных минералов. Калишпат нередко имеет голубовато-зеленую окраску. Интенсивность окраски обычно невысока и в пределах одного кристалла весьма неравномерна. Соотношение розового и голубовато-зеленого калишпатов в отдельных жилах достигает 1:1. Контакты кварцево-калишпатовых зон с вмещающими альбитизированными гранитами постепенные. В околожильной породе наблюдается разрастание бластов кварца и микроклина. Мелкие существенно калишпат-кварцевые обособления и шпироподобные образования пойкилогранобластовой структуры встречаются среди альбитизированных гранитов и вне связи с кварцево-калишпатовыми жилами. По мере удаления от контакта во вмещающие порфириовидные граниты кварцево-калишпатовые зоны приобретают все более четкий жильный облик, их контакты становятся более резкими.

Значительно реже встречаются крупные пегматоидные жилы мощностью до нескольких метров (см. рис. 18). В составе таких жил кварц явно преобладает над микроклином, а в центральных частях отмечаются кварцевые ядра. Кристаллы калишпата имеют размеры до 10—15 см, в некоторых случаях — до полуметра и более. Наряду с розовым микроклином встречается неравномерно окрашенный бледный амазонит.

Грейзенизация. В массиве закартировано несколько кварцевых жил, сопровождающихся грейзеновыми оторочками, единичные зоны околотрещинных грейзенов и грейзенизированных гранитов (см. рис. 18). Мощность кварцевых жил достигает 4 м, ширина грейзеновых оторочек — 0,5 м. Околожильные грейзены и грейзены трещинных зон состоят из кварца, серицита и розетчатого мусковита. В менее измененных гранитах к ним добавляются сначала микроклин, а затем плагиоклаз. В заметных количествах грейзенизированные граниты содержат также флюорит. По своей структуре грейзены подобны грейзенизированным породам массива «Северного-II». Мелкие грейзеновые прожилки, а также микропрожилки серицита, псевдоморфозы розетчатого мусковита по ранним слюдам довольно часто встречаются при просмотре шлифов альбитизированных гранитов.

Более поздними по отношению к грейзеновым жилам являются прожилки и пятнистые образования железистой слюдки и других окислов железа и марганца.

Акцессорная минерализация. Помимо обычных для альбитизированных гранитов колумбита и флюорита, необходимо прежде всего отметить торит, магнетит и малакон. Спорадически встречаются также рибекит и турмалин. Несмотря на то, что интенсивность альбитизации растет и к висячему, и к лежащему контакту масси-

ва, наиболее значительные содержания колумбита, малакона, торита и флюорита установлены в висячем боку альбитизированной интрузии.

В кварцево-калишпатовых жилах отмечены мусковит, колумбит, малакон, сфен, апатит, ксенотим, монацит, торит, пирохлор, молибденит, касситерит, пирит, халькопирит и другие акцессории (Беус и др., 1962). Торий-ниобо-циркониевый характер акцессорной минерализации, присутствие акцессорных рибекита и магнетита сближает граниты этого типа с щелочными альбитизированными гранитами.

Глава II

АНАЛИЗ СТАДИЙНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ МАССИВОВ АЛЬБИТИЗИРОВАННЫХ ГРАНИТОВ

Приведенный выше материал не оставляет сомнений в принципиальном сходстве разновозрастных парагенетических ассоциаций и последовательности их образования в массивах альбитовых гранитов различных типов и провинций. И хотя это сходство давно замечено петрологами (Беус и др., 1962; Беус, 1968; Коваль, 1969; и др.), взаимоотношения отдельных стадий, их генетическая природа по-прежнему остаются дискуссионными. Это объясняется, с одной стороны, сложностью и недостаточной изученностью на глубину основных объектов исследований, с другой — отсутствием общепризнанных критериев выделения магматических и послемагматических образований, а также отдельных их стадий. Поэтому, приступая к анализу генетических особенностей и взаимоотношений стадий магматогенного процесса, целесообразно остановиться на принципах, положенных в его основу.

Согласно современным представлениям, метасоматоз есть «всякое замещение горной породы с изменением химического состава, при котором растворение старых минералов и отложение новых происходит почти одновременно, так что в течение процесса замещения порода все время сохраняет твердое состояние» (Коржинский, 1955, с. 335). Таким образом, метасоматическим процессам присущи: а) признаки замещения исходных минералов новообразованными, б) изменение химизма породы при замещении, в) сохранение твердого состояния породы. Другими важными (но не обязательными) признаками метасоматических образований являются их зональность, часто с резкими фронтами замещения на границах зон, и тенденция к уменьшению числа сосуществующих минералов (Коржинский, 1969). Метасоматические породы характеризуются в целом большей статистической неоднородностью, чем магматические (Коржинский, 1966).

Называя метасоматические процессы при отсутствии исторически сложившихся терминов или недостаточной их определенности, целесообразно учитывать направленность процесса (конечные стадии замещения) и характер алюмосиликата, устойчивого

вплоть до внутренней зоны метасоматической колонки. Для более точного определения можно указывать оба минерала биминеральной зоны (например, кварцево-калишпатовое замещение). С этих позиций альбитизация рассматривается нами как процесс, имеющий тенденцию к образованию мономинеральной альбитовой породы. В этом смысле термин «альбитизация» употребляется в работах В. А. Жарикова, Б. И. Омеляненко и др. (Омеляненко, 1961; Жариков, Омеляненко, 1965 и др.). Во всех остальных случаях появление новообразований альбита сопровождается уточняющими определениями.

Выделение стадий основывается на анализе взаимоотношений между разновозрастными геологическими образованиями и генерациями минералов. Учитывая возможность неоднозначности истолкования структурных взаимоотношений, наиболее надежными признаками являются пересечения образований внутренних зон (особенно жильных) метасоматических колонок. Анализ разновозрастных минеральных ассоциаций массивов альбитизированных гранитов дает основание предложить для них следующую схему стадийности метасоматических процессов: магматическая стадия; эпимагматическая (автометаморфическая); ранняя щелочная (альбитизации и сопутствующих ей изменений вмещающих пород); возрастающей кислотности (кварцево-калишпатового замещения); кислотного выщелачивания (грейзенизации, окварцевания); возрастающей основности (осаждения оснований); завершающая нейтральная или слабощелочная стадия (безрудная).

I. Магматическая стадия и проблема «ранней калишпатизации». Эпимагматическая стадия

К магматической стадии отнесены (кроме собственно магматических пород, исходных лейкократовых и жильных гранитов) калишпатизированные вмещающие граниты (массивы «Восточный», «Северный»), а также роговики, известные в экзоконтакте массивов «Центрального», «Южного» и др. Положение этих образований в схеме определяется следующими фактами. 1. Распределение калишпатизированных вмещающих гранитов и роговиков обнаруживает связь с массивами альбитизированных гранитов. Интенсивность изменений возрастает к контактам массивов. 2. Метасоматиты, подобные экзоконтактовым образованиям магматической стадии, не встречаются в пределах интрузий «материнских» гранитов. 3. Метасоматиты ранней послемагматической стадии развиваются по калишпатизированным вмещающим гранитам и роговикам. Масштабы метасоматизма магматической стадии сравнительно невелики.

Широкое развитие реакционных взаимоотношений между плагиоклазом и калишпатом в наименее измененных и практически неизмененных частях альбитизированных интрузий и генетически родственных им гранитах явилось одним из оснований для выделения (Беус, Залашкова, 1962; Беус и др., 1962 и др.) стадии ран-

ней послемагматической микроклинизации. При этом предполагается, что процесс носит щелочной характер и существенно влияет на формирование состава альбитизирующих растворов.

Полученные нами данные не дают оснований говорить о сколько-нибудь заметном проявлении ранней послемагматической калишпатизации в изучавшихся массивах. Хотя в рассматриваемом случае реакционные взаимоотношения в паре плагиоклаз — калишпат обычные, до сих пор не описано примеров метасоматической зональности ранней микроклинизации. Не отмечается также направленности в изменении химизма пород. В ряде случаев устанавливается более широкое развитие реакционных взаимоотношений между полевыми шпатами в отдельных частях массивов, например, к центру массива «Северного-1», где оно сопровождается некоторым изменением модалного состава (см. табл. 5). Однако химический состав гранитов эндоконтактной фации и центральных участков тождествен (см. табл. 6). При этом увеличение отношения $K:Rb$ в биотитах и калишпатах (гл. I, II), а также уменьшение содержания титана в тетраэдрической координации биотитов из центральной, более «калишпатизированной» части массива, указывает на относительно кислотный характер «калишпатизированной» ассоциации.

Отмеченные выше случаи дробления раннего плагиоклаза с последующей цементацией его калишпатом-пертитом, присутствие ядер основного состава в кристаллах плагиоклаза и зональность калишпатов свидетельствуют о неравновесном характере кристаллизации исходных гранитов, способствовавшем развитию реакционных структур в магматическую стадию формирования интрузии. Это подтверждается и существенной неоднородностью состава и структуры полевых шпатов.

Известные сейчас факты в большей мере отвечают гипотезе магматического образования основной массы калиевого полевого шпата слабо измененных гранитов альбитизированных массивов в процессе неравновесной кристаллизации. Таким образом, подтверждается вывод многих исследователей (Пламеневская, 1958; Фельдман и др., 1967; Бугаец, 1967) о магматическом (возможно, позднематическом) характере раннего калишпата-пертита и отсутствии стадии ранней послемагматической калишпатизации в процессе формирования гранитоидов рассматриваемого типа.

Вместе с тем петрографическим изучением биотитовых и двуслюдяных гранитов фиксируется повсеместное развитие послемагматических преобразований, предшествовавших метасоматическому изменению гранитов. К ним относятся явления распада и упорядочения полевошпатовых фаз, частичная перекристаллизация породы, образование шпиров пегматоидной структуры, случаи роста порфиробластов калишпата вдоль трещин. Эти процессы, идущие практически без изменения состава породы, т. е. имеющие автотаморфический характер, целесообразно относить к эпимагматической стадии (фазе, по терминологии А. Н. Заварицкого, 1961) становления интрузий.

II. Альбитизация

Положение альбитизации в процессе становления альбитизированных массивов. Свидетельства ее ранней послемагматической природы. Не вызывает сомнения более позднее образование парагенезисов альбитовых гранитов по отношению к реакционным структурам плагиоклаз — калишпат (магматическая стадия). Лейцитовидный альбит, представляющий основную массу плагиоклаза альбитизированных гранитов, замещает все минералы, которые могут рассматриваться как минералы исходного парагенезиса (при метасоматической трактовке генезиса этих пород) или фазы ранней кристаллизации (при магматической трактовке), — калишпат-пертит, плагиоклаз, кварц, слюду. Эта точка зрения разделяется подавляющим большинством исследователей. Двуслюдяные граниты и мусковитовые граниты являются вмещающими породами для трещинных зон альбитизации (массив «Северный-II»).

В тех случаях, когда удается наблюдать взаимоотношения между ранним калишпатом-пертитом и альбитом, устанавливается «послепертитовый» (следующий за образованием пертитов распада) возраст альбитизации и связь ее с микротрещиноватостью. Особенно отчетливо это проявляется в слабо измененных гранитах (участок «Северный»).

Связь альбитизации с разрывными нарушениями — вообще характерная черта структуры массивов альбитизированных гранитов. Проявляется она в самых разных масштабах: от контроля распределения альбитизированных участков в массивах гранитов (например, «Северного-II») до образования альбитов в мелких ослабленных зонах и альбита в микротрещинах. Например, массив «Северный-II» (см. рис. 6—8), где блоковое строение альбитизированного тела выступает весьма отчетливо. Здесь устанавливается наложение альбитизации на разновозрастные гранитоиды, в том числе на дайки гранит-порфиров, секущие «материнский» гранит. Своеобразное экранирующее влияние даек субэффузивных гранитоидов на развитие процессов альбитизации весьма типично для этого массива. В ряде случаев роль структурных границ выполняют ксенолиты грейзенизированных («Северный-II») или альбитизированных пород («Центральный», см. рис. 14).

Детальными структурными исследованиями (Египко, Титов, 1963; Смоленский и др., 1966; Темников, 1972) выявлена тесная связь распределения альбитизированных пород с трещиноватостью. Это подчеркивается в работах А. А. Беуса, А. А. Ситнина, Э. А. Северова, Ю. И. Темникова и др. (Беус и др., 1962; Северов, 1962; Темников, 1972; и др.). Наложение альбитизации на дайковые породы первого этапа установлено также на Биту-Джидинском массиве (Смолянский и др., 1966) и в Северной Осетии (Кравченко, 1967).

Детальным картированием устанавливается более поздний возраст околотрещинных и жильных образований других послемаг-

матических стадий (кварцево-калишпатового замещения, грейзенизации и окварцевания). На массиве «Северном-II» кварцево-калишпатовые (с амазонитом зоны и жилы пересекают альбитизированный блок мезозойских гранитов и альбитизированные граниты ближайшего экзоконтакта (см. рис. 6). Прожилки кварцево-калишпатового состава встречаются в апоэруптивной брекчии, пересекая и интенсивно альбитизированные обломки вмещающих гранитов, и их анхимономинеральный альбитовый цемент. Пересечения экзо- и эндоконтактной зональности пегматоидными кварц-калишпатовыми (амазонитовыми) жилами с циннвальдитом и топазом обычны для массива «Центрального» (см. рис. 13). Они неоднократно описаны в литературе (Константинов, 1955; Левицкий и др., 1968). Здесь же широко представлены и более поздние по отношению к альбититам калишпат-кварцевые жилы с амазонитом и топазом. Кварцево-калишпатовые (иногда с амазонитом) жилы с мусковитом, секущие интенсивно альбитизированные граниты и выходящие во вмещающие породы, вскрыты скважинами и канавами на массиве «Западном». Сопоставление полосчатых кварцево-альбитовых (обычно с амазонитом и слюдой) образований различных массивов, приведенное ниже, также, как нам кажется, подтверждает более поздний возраст кварцево-калишпатового метасоматизма. Вывод о подобной возрастной последовательности альбитизации и «поздней калишпатизации» ранее был сделан А. А. Беусом, Н. Е. Залашковой и др. (Беус, Залашкова, 1962; Беус и др., 1962). Аналогичная последовательность установлена на ряде массивов в Казахстане (Египко, Титов, 1963; Бугаец, 1967), Западном Забайкалье (Смолянский и др., 1966), Приморье (Лугвской, Руб, 1969) и Рудных горах (Olsner, 1952).

Грейзеновые зоны и жилы, зоны окварцевания стадий кислотного выщелачивания секут все разновидности альбитизированных пород. Вмещающие их разрывные структуры в ряде случаев заметно нарушают строение альбитизированных блоков и массивов (см. рис. 2,6).

Таким образом, совокупность пород, выделяемых как альбитизированные граниты и альбититы, формировалась в одну из ранних стадий магматогенного процесса, следовавшую непосредственно за автометаморфическими (эпимагматическими) преобразованиями породы и распадом твердых растворов ранних щелочных шпатов. Альбитизированные породы были вмещающими по отношению к образованиям стадий кварцево-калишпатового замещения, грейзенизации и осаждения оснований.

Послемагматическая, метасоматическая природа альбитизации подтверждается, с одной стороны, тем, что исходная гранитная порода к моменту ее альбитизации в целом закристаллизовалась и воспринимала тектонические нагрузки как твердое тело, с другой — особенностями зональности и эволюции состава альбитизированных гранитов. Наиболее общая закономерность строения массивов альбитизированных гранитов, проявляющаяся при геологическом их изучении и анализе баланса вещества (см. гл. IV), выражается в

закономерной смене слабо измененных гранитов альбитизированными, затем интенсивно альбитизированными гранитами и альбититами. Хотя эрозионным срезом зачастую вскрыты лишь апикальные части массивов, сложенные в различной степени альбитизированными породами, эта последовательность однозначно фиксируется при изучении известных вертикальных срезов (массивы «Северный-II», «Центральный», «Южный», «Западный» и др.). Обычной является асимметричная зональность с отчетливым структурным контролем («Северный-II», «Центральный», «Западный»). Более редки концентрически зональные массивы («Восточный», «Южный» и пластообразные зональные тела; см. рис. 18).

Выделяемые по структурно-геологическим и петрографическим признакам три главные части разреза, как отмечалось выше, в общем случае неоднородны и не являются зонами метасоматической колонки.

Во внешней (нижней) части разреза породы сохраняют характерные особенности структуры и состава «материнских» гранитов. Изменения выражаются в замещении биотита и частично плагиоклаза мусковитом, магнетита гематитом с дальнейшим растворением последнего. В массивах лепидолит-цинвальдитового типа биотит становится более литиевым. Переходы от существенно биотитовых разновидностей к мусковитовым постепенные.

Отмечаемое в ряде случаев (массив «Южный») образование в существенно мусковитовых гранитах изометричных зернышек кварца некоторыми исследователями рассматривается как окварцевание (Залашкова, 1969; и др.). Однако приводимые сведения о балансе кремнезема, а также результаты атомно-объемных подсчетов (см. гл. IV) не подтверждают этого мнения.

Породы следующей части разреза — альбитизированные граниты — по структуре принципиально отличаются как от слабо измененных гранитов, так и от интенсивно альбитизированных. В некоторых случаях здесь наблюдаются реликтовые формы минералов слабо измененных гранитов — зональных плагиоклазов и калишпата, биотита. Основной парагенезис этой зоны — $\text{Pl (Ab)} + \text{Kv} + \text{Mkl} + \text{Sl}$, к которым добавляются флюорит и также гранат, топаз, амблигонит, апатит, турмалин в соответствии с парагенетическим типом массивов.

Контакты альбитизированных гранитов с гранитами большей и меньшей интенсивности изменения постепенные, но переходы осуществляются на столь небольшом расстоянии, что легко устанавливаются в штучных образцах и шлифах. В ряде случаев контакты проходят по элементам исходной структуры массива (дайкам, ксенолитам) или разрывным нарушениям, которые служат своеобразными экранирующими структурами (см. рис. 7,14).

В пределах зоны обычно присутствуют мелкие шпирообразные зонки и трещинные зоны альбититов. Содержание альбита в ее верхних горизонтах несколько возрастает.

Зона интенсивно альбитизированных гранитов достаточно четко обозначена контактами «материнской» интрузии, с одной сторо-

ны, и контактами с зоной альбитизированных гранитов — с другой. Минеральный состав ее практически тот же, что и предыдущей — $\text{Пл} (\text{Аб}) + \text{Кв} + \text{Мкл} + \text{Сл} + \text{Фл} \pm (\text{Топ}) \pm \text{Гр}$). Принципиальное отличие интенсивно альбитизированных гранитов от альбитизированных заключается в следующем: 1) именно с этой зоны начинается интенсивное замещение калишпата и слюд альбитом, сопровождаемое растворением кварца, выносом кремнезема и привнесом глинозема (см. гл. IV); 2) литий-железистые разновидности слюд сменяются высокоглиноземистыми; 3) происходит структурная перестройка породы; 4) меняется качественный и количественный состав аксессуарной редкометальной минерализации.

В строении интенсивно альбитизированных участков массивов всегда обнаруживаются элементы внутренней зональности. В общем случае это выражается в усилении альбитизации по направлению к различного рода ослабленным зонам (контактам, дайкам, нарушениям) с тенденцией к образованию кварцевых и анхимономинеральных альбититов. В большинстве случаев дополнительная зональность определяется постепенным изменением количественного минералогического состава в отношении основных породообразующих минералов ($\text{Аб} + \text{Кв} + \text{Мкл} + \text{Сл}$) и качественным изменением состава слюды и редкометальной минерализации (массив «Центральный-1»).

Иногда устанавливаются достаточно четкие границы между анхимономинеральными и кварцевыми альбититами, кварцевыми альбититами и интенсивно альбитизированными гранитами, зонами альбититов и интенсивно альбитизированными гранитами. Эти случаи характерны для трещинных зон. На массиве «Восточном» четко устанавливается концентрически зональное строение интенсивно альбитизированных гранитов (см. рис. 3).

В предельных случаях замещения образуются равномерно-зернистые альбититы, сложенные лейстовидным или мелкотаблитчатым альбитом. На границе зон альбититов и интенсивно альбитизированных гранитов часто наблюдается укрупнение зерен кварца, калишпата, иногда слюды, а также образование линзочек кварца. При этом в ослабленных зонах нередко образуются своеобразные полосчатые текстуры, на особенностях которых мы остановимся ниже.

Таким образом, (1) место альбитизации в общей последовательности магматогенных процессов, (2) структурно-геологические особенности альбитизированных пород и их взаимоотношения с дайками, (3) структурные взаимоотношения минеральных фаз разновозрастных парагенезисов альбитизированных массивов, (4) сходство зональности околотрещинной альбитизации с зональностью альбитизированных куполов, (5) весьма существенное изменение вещественного состава гранитов и направленность процесса к образованию более простых минеральных парагенезисов в большей степени отвечают гипотезе метасоматического образования рассматриваемых «апогранитов» и дают основания считать альбитизацию ранним послемагматическим процессом. Судя по растворению кварца и замещению его альбитом, процесс альбитизации имеет щелочную направленность.

Как наиболее ранний собственно метасоматический процесс рассматривал альбитизацию А. Н. Заварицкий (1947). Подтверждение этой точки зрения для подобных объектов можно найти также в работах В. С. Дмитриевского (1956), Р. В. Масгутова (1960а, б), Е. Н. Смолянского с соавторами (1966), А. Н. Бугайца (1967), М. Штемпрока (1967) и других исследователей.

Вывод о раннем послемагматическом характере альбитизации не противоречит данным большой группы исследователей, придерживающихся схемы метасоматических процессов, разработанной А. А. Беусом и Н. Е. Залашковой (1962). Вместе с тем трудно согласится с необходимостью выделения таких самостоятельных стадий, как ранняя грейзенизация и поздняя альбитизация. Согласно этой схеме процесс ранней альбитизации сменяется стадией ранней грейзенизации (окварцевания), за которой следует стадия поздней альбитизации. При этом зональность альбитизированных массивов (снизу вверх) соответствует последовательности стадий, где зоне окварцевания отвечают интенсивно альбитизированные граниты порфиروبластовой структуры. Образование порфиروبластов кварца служит важным аргументом при выделении стадии раннего окварцевания.

Анализ фактического материала и литературных данных обнаруживает ряд противоречий в обосновании стадии раннего высокотемпературного окварцевания. Во-первых, в интенсивно альбитизированных гранитах порфиروبластовой структуры, занимающих в зональности массивов положение между альбитизированными гранитами и приконтактовыми зонами наиболее интенсивной альбитизации, не отмечено тенденции к образованию существенно кварцевых пород или увеличению содержания кремнезема. Более того (см. гл. I, V), в этих породах содержание кремнезема заметно падает, понижаясь далее вверх по разрезу, т. е. рост бластов кварца происходит при выносе кремнезема из породы.

Во-вторых, морфология бластов свидетельствует скорее об одновременности их роста и кристаллизации включений лайстовидного альбита, «приспосабливающихся» к кристаллографическим формам последнего (Смит, 1968). Наглядно это иллюстрируется сравнением структур бластов (типа «снежного кома») и кристаллов кварца из поздних зон окварцевания и грейзенизации, для которых направленность процесса к образованию мономинеральных кварцевых пород устанавливается однозначно. Реликтовый характер включений альбита в этих породах подчеркивается их беспорядочным (как и в основной массе альбитизированного гранита) расположением. Однако при близких к идиоморфным общих очертаниях бластов кварца в альбитизированных гранитах их границы имеют «корродированный» облик, что не позволяет говорить об идиоморфизме кварца по отношению к альбиту. Для сравнения можно указать на идиоморфные формы кварца и кварцево-кальциевых зон. Следовательно, факты говорят, с одной стороны, о росте порфиروبластов кварца в зоне существенного выноса кремнезема в процессе альбитизации (зона с содержанием альбита более

45—50%), с другой — об одновременности этого процесса и кристаллизации лейстовидного альбита. При дальнейшем усилении интенсивности альбитизации, например, в кварцевых и анхимономинеральных альбититах, порфиробласты растворяются. То же можно сказать и о порфиробластах микроклина. К выводу об образовании порфиробластов кварца в процессе альбитизации при выносе кремнезема пришли также Г. С. Плюснин и Э. Ф. Жбанов (1966).

Интересно, что в большей части массивов альбитизированных гранитов присутствуют характерные полосчатые образования (тела полосчатой текстуры), локализующиеся в ослабленных зонах, зонах контактов, трещинах (преимущественно пологих) отдельности, т. е. в местах проявления наиболее интенсивной альбитизации. Ассоциация их с альбититами трещинных зон обычна.

Полосчатые образования сложены чередующимися «лентами» лейстовидного альбита, серого кварца, а также слюды и калишпата (амазонита). Мощность отдельных полосок до 1 см, общая мощность сложных полосчатых тел может достигать нескольких метров. Сопоставление подобных образований различных массивов показывает, что лишь альбит и кварц — постоянные их компоненты, а мусковит, литиевые слюды и калишпат (амазонит) появляются там, где отмечаются грейзенизация и кварцево-калишпатовое замещение. Действительно, на массивах «Восточном» и «Северном-II» в строении полосчатых образований участвуют главным образом эти два минерала. Мусковит появляется лишь в связи с процессами грейзенизации, и его более поздний возраст устанавливается по пересечениям полосчатости жилками мусковита. Первичность именно кварцево-альбитовой ассоциации наглядно проявляется в зонах альбититов, содержащих отдельные полоски и линзочки кварца, и участках перехода от анхимономинерального к кварцевому альбититу. Именно там, где обычные случаи обогащения переходной зоны порфиробластами кварца, нередко образуются линзочки и полосы серого кварца. Число таких ритмично чередующихся полос может быть весьма значительным, и тогда участок становится похожим на обычные образования подобного типа («полосатик»). Вместе с тем подобная связь полосчатых текстур с метасоматической зональностью альбитизации устанавливается далеко не всегда. Часто полосчатые тела имеют жилообразное залегание и напоминают жилы «выполнения». На Майкульском массиве (Северный Казахстан) нами наблюдался случай перехода полосчатой текстуры кварц-альбит-амазонитового пологопадающего тела в блоковую по простирацию.

На массивах, где интенсивно проявлено кварц-калишпатовое замещение, строение подобных тел значительно сложнее. Амазонитовые полосы и крупные кристаллы калишпата и кварца становятся постоянными компонентами текстуры, часто присутствует литиевая слюда. Здесь повсеместно отмечается «протыкание» полосчатости крупными кристаллами амазонита и кварца, нередко имеющими характерные «ёльчатые» формы. Подобные взаимоотношения свидетельствуют о более позднем возрасте, по крайней мере, части кристаллов калишпата и кварца, образование которых

можно отнести к стадии кварцево-калишпатового замещения. На этих же массивах нередки случаи «срезания» полосчатости грейзенизированными участками.

Таким образом, возникновение кварцево-альбитовых образований полосчатых тел происходит в процессе интенсивной альбитизации гранитов и приурочено к ослабленным зонам. Деятельность следующих за альбитизацией послемагматических процессов (кварц-калишпатового замещения и грейзенизации) значительно изменяет первичный состав и текстуру полосчатых образований, формируя их современный облик.

III. Метасоматические изменения вмещающих пород и даек первого этапа, сопровождающие альбитизацию гранитов «материнских» интрузий

Особенностью альбитизированных гранитов является образование во вмещающих их породах метасоматитов, отвечающих по составу грейzenам и обычно рассматривающихся как грейзенизированные породы («экзогрейзены»; Коваль, 1968).

Экзогрейзены слагают внешние оторочки массивов альбитизированных гранитов и не встречаются вне связи с ними. Общие очертания зональности оторочек повторяют контуры участков альбитизированных пород. В асимметричной (относительно контактов с вмещающими породами) зональности апогранитных массивов они служат своеобразными переходными зонами между альбитизированными гранитами и вмещающими породами. При этом экзоконтактовая грейзенизация, с одной стороны, накладывается на вмещающие породы, испытавшие изменения магматической стадии интрузивной деятельности (роговики и калишпатизированные гранитоиды), с другой — экзогрейзены непосредственно переходят в интенсивно альбитизированные породы «материнских» интрузий. Более поздний характер экзоконтактовой грейзенизации по отношению к калишпатизированным вмещающим породам (массивы «Восточный» и «Северный») вполне однозначно устанавливается по реакционным взаимоотношениям в зоне их перехода в калишпатизированные породы и реликтам минералов последних в экзогрейзенах. На массиве «Южном» установлен более поздний возраст экзогрейзенов по отношению к ороговикоманым песчано-сланцевым породам. При интенсивном развитии грейзенизации признаки предшествовавшего ей ороговикования диагностируются с большим трудом (например, на массиве «Центральном»), главным образом по взаимоотношениям со слабо ороговикоманными породами.

Контакты между интенсивно альбитизированными «материнскими» гранитами и экзоконтактовыми метасоматитами независимо от состава последних, как правило, четкие и наследуют положение первично-магматических. При этом сохраняется характерная морфология первичного контакта, нередко с апофизами и апоэруптивными брекчиями. Эндоконтактовая зона заметно контаминируется

вана ксенолитами вмещающих пород. Мелкие ксенолиты в большинстве случаев интенсивно альбитизированы («теневые» ксенолиты; см. рис. 10), более крупные (метры) претерпевают те же изменения, что и экзоконтактовые породы. На контактах обычно наблюдается внедрение мелких «апофиз» альбититов в экзоконтактовые породы. В тех случаях, когда альбитизация захватывает и вмещающие гранитоиды (массив «Северный»; см. рис. 6), переходы от альбитизированных вмещающих пород к грейzenам и далее калишпатизированным вмещающим породам постепенные. Интенсивно альбитизированные граниты и их экзогрейзеновые оторочки секутся кварцево-калишпатовыми (с амазонитом и литиевой слюдой) пегматоидными жилами и зонами окварцевания и поздней грейзенизации (см. рис. 6,13).

Таким образом, устанавливается ранний послемагматический характер экзогрейзеновых оторочек и их тесная временная и пространственная связь с альбитизированными породами.

По характеру изменения своего состава и зональности экзогрейзены большинства описанных выше массивов напоминают грейзены стадии отложения (Куприянова и др., 1966). Экзогрейзены массива «Северного-II» представляют случай кислотного выщелачивания.

Для уяснения позиции экзоконтактовых образований в общей последовательности магматогенных явлений весьма важны данные о взаимоотношениях между альбитизированными мезозойскими гранитами и ксенолитами вмещающих пород, а также дайками гранитов субэффузивного облика, внедрение которых предшествовало альбитизации. Мелкие ксенолиты гранитов (до первых десятков сантиметров) альбитизируются, причем в такой степени, что нередко распадаются с трудом (см. гл. I). Ксенолиты больших размеров изменяются подобно вмещающим породам. Важно подчеркнуть, с одной стороны, что в ксенолитах образуется своя внутренняя оторочка грейзеноподобных изменений, с другой — что интенсивность этого процесса явно зависит от степени альбитизации вмещающих их гранитов. В ряде случаев (массивы «Центральный», «Южный») при тщательном картировании выделяются альбитизированные породы, залегающие в виде ксенолитов среди основной массы альбитизированного гранита и отличающиеся от них обычно лишь степенью альбитизации и зернистостью. Такие породы часто квалифицируются как измененные останцы оторочки фазы начальной кристаллизации исходного массива («корки»; Луговской и др., 1972) и ксенолиты вмещающих или глубинных пород, подвергшихся интенсивным преобразованиям еще на магматической стадии процесса.

Характер и интенсивность послемагматического преобразования даек гранитного состава, внедрившихся до начала интенсивной альбитизации, обнаруживают определенную связь с их структурой (массив «Северный»): дайки полнокристаллических гранит-порфиров заметно альбитизированы, дайки субэффузивного облика претерпели интенсивное кварц-серицитовое замещение. Степень пре-

образования дайковых пород соответствует интенсивности альбитизации вмещающего их гранита (см. табл. 9, гл. IV). Различия в характере изменений даек находят свое отражение в составе мусковитов из них: мусковиты из альбитизированных гранит-порфиров отвечают по составу и калий-рубидиевому отношению мусковитам из альбитизированных гранитов, а мусковиты из даек, испытавших заметное кварц-мусковитовое замещение, характеризуются высоким содержанием лития и повышенным калий-рубидиевым отношением.

Сопоставление приведенных фактов позволяет высказать несколько общих соображений о характере ранних послемагматических преобразований на массивах альбитизированных гранитов.

1. Для большинства массивов альбитизированных гранитов очевидна первичная неоднородность поля альбитизированных пород (в том числе и в пределах «материнской» интрузии).
2. При близком исходном химическом составе различные в структурном отношении породы (граниты «материнской» интрузии, вмещающие граниты, дайки гранитного состава) обнаруживают различия не только в степени измененности, но и в характере преобразований (альбитизация, грейзенизация, кварц-серицитовое замещение).
3. Устанавливаются ранний послемагматический возраст «экзогрейзенов», их тесная временная и пространственная связь с интенсивно альбитизированными породами, соответствие в интенсивности «грейзенизации» ксенолитов и даек эффузивного облика и степени альбитизации вмещающих их гранитов. Это дает основание полагать, что экзоконтактовые изменения сопутствовали альбитизации гранитов «материнской» интрузии.
4. Масштабы интенсивного развития экзоконтактовых изменений обычно не выходят за пределы пятидесятиметровой оторочки. Слабые проявления этих процессов (новообразования топаза и слюды, серицит-кварцевое замещение и отложение пирита) нередко прослеживаются на сотни метров от массивов.
5. Парагенетические типы экзогрейзенов отвечают вполне определенным парагенетическим типам альбитизированных гранитов.

IV. Кварцево-калишпатовый метасоматизм

Возрастное положение и генетическая интерпретация образований этой стадии, которые часто описываются как пегматиты, «пегматонды», амазонитизированные граниты и калишпат-кварцевые гидротермальные жилы, относятся к числу наиболее дискуссионных вопросов формирования апогранитов. Поскольку мелкие тела шлировых пегматитов, встречающиеся иногда в рассматриваемых массивах (обычно вне связи с альбитизированными участками) относятся к эпимагматической стадии, а различные альбитизированные породы, в том числе и порфиروبластические альбитовые граниты, как было показано выше, формируются в процессе альбитизации, образования стадии кварцево-калишпатового метасоматизма можно сопоставлять с метасоматитами стадии поздней микроклинизации (по А. А. Беусу и др.). Название «кварцево-калишпатовое» замещение в данном случае кажется нам более предпочтительным,

чем «амазонитизация», «калишпатизация». Во-первых, амазонит далеко не всегда отмечается в образованиях этой стадии, во-вторых, наиболее простые по составу зоны и жилы всегда содержат кварц, количество которого в них часто возрастает по сравнению с вмещающими интенсивно альбитизированными гранитами и альбититами.

Проявления кварцево-калишпатового метасоматизма наиболее характерны для массивов амазонитных гранитов («Центральный», «Южный», Майкуль, Биту-Джидинский), т. е. цинвальдит-лепидолитовых альбитизированных гранитов, содержащих окрашенный в голубовато-зеленые тона калишпат. В массивах мусковитовых альбитизированных гранитов они развиты слабо («Западный») или не встречаются вообще («Восточный»). Взаимные пересечения зон и жил свидетельствуют о значительном временном интервале данной стадии.

Морфология проявлений кварцево-калишпатового метасоматизма разнообразна. Это, прежде всего, ранние кварцево-калишпатовые (обычно со слюдой и альбитом) крупнокристаллические и пегматоидные зоны в альбитизированных и вмещающих породах, кварцево-калишпатовые жилы и прожилки с литиевой слюдой, топазом и альбитом, зоны обогащения кварцем и калишпатом, мелкие линзоподобные образования того же состава и сопутствующие им изменения вмещающих пород. Эти породы весьма тесно связаны с альбитизированными гранитами и особенно с их наиболее измененными приконтактовыми зонами. Здесь они локализируются преимущественно вдоль трещин отдельности, субпараллельных кровле массивов, вдоль контактов с ксенолитами. Очень часто пегматоидные зоны и жилы следуют вдоль контакта альбитизированный гранит — вмещающая порода.

Другая часть кварцево-калишпатовых жил и зон приурочена к диагональным трещинам отдельности. В этом случае обычны пересечения кварцево-калишпатовыми зонами контакта и их выход в породы экзоконтакта. Пересечения приконтактовой зональности ранней стадии послемагматического процесса (в том числе и наиболее измененных пород), свидетельствующие о более позднем возрасте кварц-калишпатового замещения по отношению к альбитизации, обычны для альбитизированных гранитов. Наиболее поздние образования стадии представлены калишпат-кварцевыми жилами выполнения.

Случаи выхода кварцево-калишпатовых зон и жил за пределы альбитизированных пород, обычные для массивов «Центрального», «Западного», Биту-Джидинского и других, отмечают некоторую пространственную разобщенность образований стадий альбитизации и кварцево-калишпатового замещения. На эту особенность альбитизированных массивов ранее обратили внимание Е. Н. Смоленский и др. (1966).

Более поздний возраст следующей стадии — грейзенизации — однозначно определяется по пересечениям кварцево-калишпатовых тел грейзеновыми жилами и зонами окварцевания (см. рис. 6).

Для кварцево-калишпатовых образований и вмещающих их альбитизированных пород весьма характерна голубовато-зеленая окраска калишпатов. Эта особенность нашла отражение в широко распространенных терминах «амазонитизация» и «амазонитовые граниты». Термин «амазонитизация» используется нами лишь для процесса окрашивания калишпатовой фазы.

В типичных массивах мусковитовых и мусковит-протолитионитовых альбитизированных гранитов амазонит либо не встречается вовсе (массив «Восточный»), либо отмечается изредка в кварц-калишпатовых жилах.

На массиве «Северном» слабоокрашенный амазонит — обычный минерал кварцево-калишпатовых (со слюдами и топазом) зон и их ближайшего окружения. В альбитизированных гранитах, отличающихся широким проявлением стадии кварцево-калишпатового замещения (массивы «Центральный», «Южный»), интенсивная окраска характерна для большей части калишпата эпикальных частей массивов и кварцево-калишпатовых тел. Таким образом, устанавливается тесная связь амазонитовой окраски калишпата с проявлением стадии кварц-калишпатового замещения, что подтверждается нашими наблюдениями на массивах альбитизированных гранитов Казахстана. Общеизвестна широкая распространенность амазонита и кварцево-амазонитовых жил в массиве Майкуль, тогда как в описанном выше массиве мусковит-протолитионитового типа, где известно сравнительно небольшое число кварцево-калишпатовых тел, амазонит встречается только в них (Коваль, 1969).

Распределение амазонита в породе и окраска отдельных кристаллов обычно неравномерны. Повсеместно отмечаются переходы от серых, розовых и белых участков к голубовато-зеленым. Нередко (массивы «Северный», Биту-Джидинский) обнаруживается связь между амазонитизацией и изменениями оптических свойств калишпата: появление четкой микроклиновой решетки и увеличение прозрачности, что также подтверждает более поздний возраст амазонитизации. Наложенный характер амазонитового окрашивания неоднократно отмечался исследователями (Заварицкий, 1943; Пламеневская, 1957; и др.). Не касаясь вопроса о природе окраски, отметим связь амазонитизации с образованиями стадии кварц-калишпатового замещения, с одной стороны, и ее более поздний характер — с другой.

Жилообразные тела и жилы стадии кварцево-калишпатового замещения обычно сложены крупно- и гигантозернистым калишпатов, кварцем, слюдой, лейстовидным альбитом, топазом с некоторым количеством флюорита и аксессуарных минералов. Отдельные жилы и прожилки могут иметь практически биминеральный кварцево-калишпатовый состав. Нормальной метасоматической зональности в зонах кварцево-калишпатового метасоматизма чаще всего не наблюдается. Обычно устанавливается некоторое увеличение содержания калишпата в непосредственной близости к зонам, появление в них кварцево-калишпатовых линзочек, изменение состава

ва и типа слюды, появление топаза. Более четкая зональность и образование кварцевых ядер в центральных частях тел установлены лишь в рассмотренных выше массивах амблигонит-лепидолитового и мусковит-протолитионитового типов. Изменения валового состава альбитизированных гранитов в отношении основных петрогенных компонентов на участках распространения кварцево-калишпатовых тел (за исключением самих зон и жил) незначительны (см. гл. V). Это в общем подтверждает выводы А. Н. Бугайца, отметившего слабую изменчивость вещественного состава альбитизированных гранитов Казахстана в процессе их «калишпатизации» (Бугаец, 1967).

Процесс кварцево-калишпатового замещения ведет к накоплению в пегматоидных зонах калия, кремния, фтора, лития, рубидия (слюда, топаз), кальция (флюорит), железа (циннвальдит, протолитионит). Обращает на себя внимание также порядок осаждения некоторых компонентов в зонах кварцево-калишпатового замещения, отчетливо фиксируемый эволюцией состава слюд в зонах: лепидолит — циннвальдит — протолитионит (массивы «Северный» и «Южный»). Этот порядок — обратный наблюдавшемуся при альбитизации в тех же массивах. Возрастная и пространственная близость образований стадии альбитизации и ранних проявлений кварцево-калишпатового замещения, сравнительно многоминеральный состав последних и осаждение в них компонентов, «выщелачиваемых» при альбитизации породы, указывают на тесную генетическую связь ранних проявлений кварцево-калишпатового метасоматизма с альбитизацией и придают им некоторое сходство с процессами сопряженного (в данном случае с альбитизацией) осаждения компонентов. Однако подобное сопоставление вряд ли возможно для более поздних и простых по составу калишпат-кварцевых жил, напоминающих скорее грейзеновые жилы. Отмеченное изменение состава и морфологии различных проявлений данной стадии свидетельствуют о существенных изменениях условий минералообразования в пределах стадии во времени.

«Калишпатизация», «микроклинизация» рассматривается большинством авторов, использующих этот термин, как процесс щелочной (Беус, Залашкова, 1962; Беус и др., 1962; и др.). Между тем образование существенно кварцевых жилок и зон в интенсивно альбитизированных гранитах и бескварцевых породах, кварцевых ядер в центральных частях кварцево-калишпатовых тел, увеличение отношений элементов геохимических пар в центральных частях зон (см. гл. VII) безусловно указывают на его кислотную направленность.

V. Грейзенизация и окварцевание

В отличие от большинства нормальных гранитоидов, альбитизированные граниты характеризуются сравнительно слабым проявлением грейзенизации. Образования этой стадии представлены

главным образом трещинными зонами, жилами и сопутствующими им изменениями. Основная масса грейзенизированных и окварцованных пород локализуется в зонах контактов преимущественно со стороны «материнских» массивов. Обычны случаи унаследованности структурных элементов интенсивно альбитизированных зон. Достаточно распространены также грейзеновые тела пятнистой, шпироподобной и неправильной формы. Рассмотренные выше взаимоотношения между альбитизированными породами, кварцкалишпатовыми телами, зонами грейзенизации и окварцевания однозначно устанавливают более поздний возраст последних. Как следует из приведенных примеров, различным парагенетическим типам альбитизированных гранитов отвечают вполне определенные парагенезисы грейзенов. Наиболее часты грейзены с отчетливо проявленной тенденцией к образованию мономинеральных зон и жил. Пятнистые и шпироподобные грейзены не имеют четкой зональности и обычно в больших количествах содержат реликтовые минералы.

В зонах окварцевания более позднего возраста, чем типичные грейзеновые тела, наблюдается замещение всех минералов породы кварцем и образование мономинеральных кварцевых участков. Изучение их взаимоотношений с грейзеновыми жилами на массиве «Северном-II», где грейзенизация проявлена достаточно широко, показало, что существуют промежуточные формы между типичными мусковит-кварцевыми грейзенами и окварцованными породами (с серицитом). Подробнее изменение характера грейзеновых образований, очевидно, отражает некоторую эволюцию физико-химических условий этой стадии во времени.

Направленность метасоматизма этой стадии к образованию мономинеральных кварцевых зон, сопровождающемуся выносом оснований, и типично грейзеновые парагенезисы определяют его как кислотное выщелачивание.

VI. Поздние стадии

В каждом из рассмотренных массивов встречаются поздние жилные и прожилковые образования, сложенные серицитом, кварцем, гидроокислами железа и марганца, карбонатами и сульфидами. Их проявления, незначительные по масштабам, обычно ассоциируются с грейзенизированными и окварцованными породами.

Среди подобных образований наиболее распространены серицитовые, кварцево-серицитовые, карбонатные микропрожилки с пиритом, молибденитом и другими сульфидами. Слюда типа жильбертита часто отлагается также в миаролах кварцево-амазонитовых жил. В массивах амблигонит-лепидолитового типа встречается масса мелких прожилков с апатитами и другими фосфатами. Тесная пространственная и временная связь этих образований с грейзенизированными и окварцованными породами, их состав и

морфология достаточно хорошо укладываются в представления о стадии осаждения, сопряженной с кислотным выщелачиванием гранитов (Коржинский, 1955).

Самые поздние кварцевые и кальцитовые прожилки относятся к заключительной (безрудной стадии, а выделения гидроокислов железа и марганца, по-видимому, имеют гипергенную природу.

Таким образом, как показывает сравнительный анализ соотношений минеральных образований альбитизированных массивов, последовательность минералообразования в них может быть представлена рядом (очевидно, регрессивным) стадий (табл. 34). Масштабы послемагматических преобразований уменьшаются от стадии альбитизации к более поздним.

Предлагаемая схема в своих основных положениях близка представлениям А. Н. Заварицкого (1947), по мнению которого ряд послемагматических процессов в пегматитах и гранитах, идущих

Таблица 34

Схема стадийности формирования массивов альбитизированных гранитов

Стадии	В теле «материнской» интрузии	Во вмещающих (алюмосиликатных) породах
Магматическая	Кристаллизация «материнского» гранита	Калишпатизация (в гранитах). Ороговикование (в песчаниках и сланцах)
Эпимагматическая	Частичная перекристаллизация первичных минералов гранитов, распад и упорядочение твердых растворов полевых шпатов	
Послемагматические	Ранняя щелочная (альбитизация)	Альбитизация Грейзеноподобные изменения
	Возрастающей кислотности (кварцево-кальципатового замещения)	Кварцево-кальципатовый метасоматоз
	Кислотного выщелачивания	Грейзенизация Окварцевание
	Поздняя щелочная	Образование кварцево-серпичитовых и серпичитовых прожилков с сульфидами, прожилков апатита
	Заключительная	Образование безрудных кварцевых и карбонатных прожилков
		Образование кварцево-серпичитовых и серпичитовых прожилков с сульфидами
		Образование кварцевых и карбонатных прожилков

щих на смену эпимагматическим явлениям, начинается альбитизацией, за которой следует образование литиевых минералов, грейзенов и позднее — серицитизированных пород.

Глава III

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ

I. Плаггиоклаз

Плаггиоклазы в массивах альбитизированных гранитов принадлежат к наиболее кислым членам серии. Состав их меняется от олигоклаза слабо измененных исходных гранитов до альбита метасоматитов. Различия состава плаггиоклазов исходных гранитов отдельных массивов лежат в пределах 10 номеров (№ 8—17 в массиве «Северном», № 21—27 в массиве «Южном»). Кроме олигоклаза, в исходных гранитах, как правило, есть эпимагматические альбиты: пертитовый, ленточный и реже мирмекитовый. По оптическим данным, подтверждающимся аналитическими (табл. 35, 36), альбиты метасоматитов имеют состав № 0—6. Рентгеноструктурным анализом основная масса плаггиоклаза альбитизированных гранитов определена как низкий альбит ($\Delta(2\theta_{131} - 2\theta_{1\bar{3}1}) = 1,06-1,07$ (анод медный) с содержанием ортоклазового минерала 2—3% (аналитик Г. Г. Афонина). В них отмечены также реликтовые включения олигоклаза (№ 12—16) в микроклине (Беус и др., 1962). Общая эволюция состава плаггиоклаза в отдельных массивах иллюстрируется на примере участка «Северного» (табл. 37).

Особого внимания заслуживает ассоциация двух альбитовых фаз, более кислой (№ 0—3) и более основной (№ 3—10), в слабо измененных гранитах и, что наиболее интересно, в альбитизированных гранитах мусковитового типа. Впервые две альбитовые фазы были установлены в массиве «Восточный» (Знаменский, Коваль и др., 1965; Коваль, Гольдапель, Знаменский, 1972), где наряду с лейстовидным альбитом № 0—3 имеются чуть более крупные таблички альбита № 5—9. Эта более основная фаза вначале рассматривалась как реликтовая. Однако после изучения полного разреза массива «Западного», в альбитизированных гранитах которого обе альбитовые генерации являются новообразованными,

Таблица 35

Содержание натрия и калия в альбитах из альбититов (массив «Восточный»)

Номер пробы	Натрий		Калий	
	%	Атомные колич.	%	Атомные колич.
454	8,26	359	0,37	009
447	7,95	348	0,36	009
Среднее	8,10	354	0,36	009
$\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$	8,77	381	—	—

Состав сосуществующих альбита и «альбита-олигоклаза» из альбитизированных гранитов мусковитового типа (массив «Восточный») по данным рентгеновского микроанализа

Элемент	Содержание, %		Атомные колич.		В пересчете на Аб+Ор+Ан=100	
	Аб	Аб-Олг	Аб	Аб-Олг	Аб	Аб-Олг
Na	8,67 ±0,05	8,59 ±0,05	0,377	0,373	98,4	95,2
K	0,13 ±0,02	0,14 ±0,02	0,003	0,004	0,8	1,0
Ca	0,12 ±0,01	0,61 ±0,01	0,003	0,015	0,8	3,8

Примечание. Аналитик Л. А. Соломонова.

стал очевидным парагенетический характер этой ассоциации (Коваль, 1971а). Обе фазы в альбитизированных гранитах названных массивов были идентифицированы с помощью рентгеновского микроанализатора MS-46 (Коваль, Соломонова, 1975). Установлено, что различия между ними в содержаниях Са, а также Na устойчивы и выходят за пределы аналитической погрешности (табл. 36). Таким образом, подтверждается сосуществование двух кислых плагиоклазов, альбита № <3 и альбита № >3, в парагенезисе альбитизированных гранитов мусковитового типа и, очевидно, в эпимагматических образованиях. Это свидетельствует о наличии разрыва смесимости в низкотемпературной плагиоклазовой серии в данной области составов. Отметим, что к выводу о существовании разрыва смесимости в области № 2,5-5 низкотемпературной (плутонической) серии плагиоклазов пришел также Е. Венк на основании детального анализа оптических и структурных данных (Wenk, 1967)

Таблица 37

Состав плагиоклазов из гранитоидов (участок «Северный»)

Порода и плагиоклаз	По данным анализа на К и Na в мономинеральных пробах*, мол. %			По результатам определения на столике Е. С. Федорова	
	Ор	Аб	Ан	Пл	2°
Биотитовые и двуслюдяные граниты: центральные части основной массы табличек плагиоклаза	4—14 (5)	71—87 (5)	9—15 (5)	10—17	78—86
краевые части зональных зерен	—	—	—	3—10	—
мирмециты	—	—	—	5—11	—
ленточный и мелкотабличчатый поздний альбит	—	—	—	2—5	—
Альбитизированные граниты и альбиты, лейстовидный альбит	—	—	—	1—3	73—82

* Допускалось, что Пл=Аб+Ан+Ор. В скобках указано число анализов.

II. Калиевый полевой шпат

Калишпаты в массивах альбитизированных гранитов представлены промежуточными ортоклазами, промежуточными и максимальными микроклинами с колебаниями валового состава от № 40 до № 5 (по номенклатуре А. С. Марфунина, 1962). Судя по полученным нами (табл. 38) и литературным данным (Фельдман и др., 1967; Бугаец, 1969), в слабо измененных исходных гранитах несомненно, преобладает промежуточный ортоклаз-пертит № 30—40 с размерами пертитов от субмикроскопических до микроскопических и рентгеновской триклинностью 0,3—0,8. Значительно реже, преимущественно в массивах амазонитовых альбитизированных гранитов, встречается максимальный микроклин-пертит.

В неамазонитовых альбитизированных гранитах со светлыми слюдами (массивы «Северный», «Восточный», «Западный», амблигонит-лепидолитовые граниты, центральная часть Биту-Джинского массива) калишпат буроватый, замутненный с нечетко выраженной двойниковой решеткой и рентгеновской триклинностью от 0,40—0,75 (массив «Северный-II») до 0,96—1,0 (массив «Восточный»). Очевидно, его можно определить как промежуточный или максимальный субмикроскопический микроклин-пертит № 20—23.

Как было отмечено в описаниях массивов, развитие кварцево-калишпатового (амазонитового) метасоматизма ведет к «очищению» буроватого микроклина и замещению его водянопрозрачным решетчатым микроклином. В амазонитовых альбитизированных гранитах, где этот процесс проявлен наиболее широко, и кварцево-амазонитовых жилах калишпат, как правило, представлен максимальным микроклином № 5—12 (Фельдман и др., 1967, Бугаец, 1969). Например, амазонит из пегматоидов Майкульского массива имеет состав Ab_{10-12} при $\Delta p = 0,91-1,0$ (Бугаец, 1969), а амазонит из жильных тел массива «Центрального» — $Or_{92,6}Ab_{5,4}KПШ_{Rd\ 2,0}$ (среднее из 16 определений) при $\Delta p = 0,91-1,0$. Однако в некоторых массивах (табл. 38) те же водянопрозрачные решетчатые калишпаты могут иметь $\Delta p = 0,20-0,35$, т. е. значительно меньшую, чем в калишпате, который они замещают ($\Delta p = 0,40-0,75$). Это, очевидно, обусловлено субрентгеновским двойникованием позднего микроклина. Несколько большее, чем обычно, содержание альбитовой компоненты в микроклине в данном случае связано с присутствием ростков альбита.

В целом намечается закономерное уменьшение содержания альбита в калишпате от ранних парагенезисов исходного гранита (30—40%) к парагенезисам стадии альбитизации (~20%) и кварцево-калишпатового замещения (~5—12%). Параллельно происходит общее увеличение рубидиевой составляющей калишпата (табл. 38).

Характеристика калиевых полевых шпатов из гранитоидов (участок «Северный»)

Порода, калишпат	Число образцов	Содержание, %			Состав калишпата в пересчете на Ор+Аб+КПШ			Рентгеновская триклинность**
		К	Na	Rb	Ор	Аб	КПШ	
Биотитовые и двуслюдяные граниты, калишпат-пертит	4	10,02	2,58	Н. а.	69,6	30,4	—	0,30—0,80
Биотитовые и двуслюдяные граниты, калишпат-микропертит *	5	11,37	1,56	0,09	80,8	18,9	0,3	0,40—0,48
Альбитизированный гранит, буроватый «слаборешетчатый» микроклин *	2	10,80	1,70	0,38	78,0	20,9	1,1	0,66—0,77
Альбитизированный вмещающий гранит, буроватый, «слаборешетчатый» микроклин *	2	10,90	1,90	0,26	76,4	22,8	0,8	0,55—0,70
Интенсивно альбитизированный гранит, буроватый «слаборешетчатый» микроклин *	4	Н. а.	Н. а.	Н. а.	—	—	—	0,40—0,75
Амазонитовый интенсивно альбитизированный гранит, бледно-голубой водянопрозрачный решетчатый микроклин	1	»	»	»	—	—	—	0,38
Пегматоидная кварцево-амазонитовая зона, бледно-голубой амазонит	2	11,45	1,45	0,75	80,2	17,3	2,5	0,20—0,30
Пегматоидная кварцево-калишпатовая зона, монокристалл калишпата:								
голубой амазонит	1	11,15	1,80	0,51	77,3	21,1	1,6	0,35
серый амазонит переходной зоны	1	10,15	2,50	0,32	69,7	29,2	1,1	0,60
розовый микроклин	1	11,15	1,70	0,39	78,2	20,3	1,5	0,71

* Мономинеральные пробы получены центрифугированием фракции 0,10—0,16 в тяжелых жидкостях.

** Определялась Г. Г. Афовиной.

III. Слюды

Слюды, бесспорно, — важнейшие типоморфные породообразующие минералы плюмазитовых альбитизированных гранитов. Их исключительное значение для систематики и парагенетического анализа сравнительно монотонных по минеральному составу апогранитных метасоматитов обусловлено, прежде всего, широтой распространённости и большой изменчивостью состава, отражающего особенности метасоматических преобразований и акцессорной минерализации гранитоидов.

Состав. Как было показано ранее (Коваль, Юрченко, 1969, 1970а, б, 1972б; Коваль, Коваленко и др., 1972; и др.), состав слюд меняется в гораздо более широких пределах, чем можно было бы предполагать, исходя из более ранних обобщений (Гинзбург, Берхин, 1953; Foster, 1956, 1960а, б; Дир и др., 1966). С известной долей условности его можно представить в виде следующих рядов: 1) биотита, 2) биотита — лепидолита, 3) мусковита — лепидолита, 4) фенгита-мусковита — протолитионита-циннвальдита, 5) протолитионита — литиевого аннита (рис. 19).

1. Состав биотита колеблется от магнезиального до железистого и лепидомелан-сидерофиллита. При этом реализуются обе основные схемы изоморфных замещений в слюдах (Foster, 1960): $R^{2+} + Si - R_{VI}^{3+} + R_{IV}^{3+}$ и $3R^{2+} - 2R^{3+} +$ октаэдрическая вакансия (\square_{VI}). Со вторым способом связано до 3/4 трехвалентных ионов октаэдрической координации. Появление октаэдрических вакансий в принципе можно рассматривать как результат примеси (до 40—45%) диоктаэдрического компонента в триоктаэдрическом, интерпретируя состав биотита как изоморфную смесь двух триоктаэдрических (флогопит-аннит, истонит-сидерофиллит) и диоктаэдрического (мусковит-саладонит) миналов.

Кроме основных компонентов, в существенных (не менее 0,01 в формульной единице) количествах биотиты содержат Na, Ca, Rb, Li, Mn, F. Содержание Li в биотитах коррелируется с содержанием трехвалентных катионов (рис. 19; Коваль, Кузьмин и др., 1972).

2. Слюды ряда биотит — лепидолит образуют непрерывную серию составов, в которой по содержанию лития выделяются литий-содержащие биотиты (сидерофиллиты и лепидомеланы), протолитиониты (литиевые биотиты), циннвальдиты, железистые лепидолиты (криофиллиты) и лепидолиты (рис. 19). В наиболее железистых членах ряда выдерживаются обычные для биотитов соотношения между двух- и трехвалентными катионами октаэдрической координации. В ряду протолитионит — лепидолит основные замещения между главными компонентами могут быть выражены схемой $1,5R^{2+} + Al_{IV} + OH - 2Li + Si + F$, близкой к установленной для аналогичных слюд (Foster, 1960; Фостер, 1964). В соответствии с данной схемой от протолитионита к лепидолиту происходит общее возрастание заполнения октаэдрических позиций (Коваль, Коваленко и др., 1972). В целом для серии преобладающим двух-

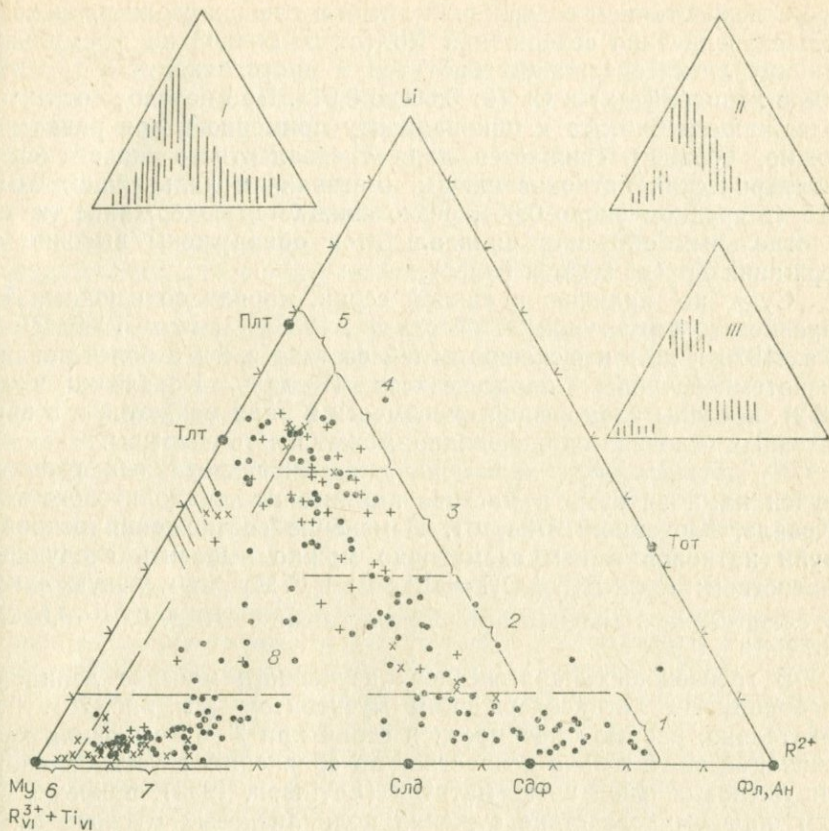


Рис. 19. Химический состав слюд из редкометалльных альбитовых гранитов. Кроме анализов (см. гл. I) использованы данные из работы П. В. Ковалья, В. И. Коваленко и др. (1972) и М. Г. Руб и др. (1971).

• — слюды из парагенезисов ранней стадии; + — слюды из образований стадии кварцево-калишпатового метасоматизма; × — слюды из поздних грейзенов; ● — миналы слюд. Поля составов (по Ковалю, Коваленко и др., 1972): 1 — биотиты; 2 — протолитиониты (литиевые биотиты); 3 — цинвальдиты; 4 — железистые лепидолиты (криофиллиты); 5 — лепидолиты; 6 — мусковиты; 7 — фенгит-мусковиты; 8 — литиевые фенгит-мусковиты. Заштрихована область смешанных структур по А. Левинсону (Levinson, 1953). При построении диаграмм анализы пересчитывались на формульную единицу слюды $X\text{Y}_2-3\text{Z}_4\text{O}_{10}(\text{OH}, \text{F})_2$ по методу Р. Стивенса (Stevens, 1946). Отдельно схематически показаны поля составов слюд из парагенезисов ранней стадии (I), стадии кварцево-калишпатового метасоматизма (II) и поздних грейзенов (III).

валентным катионом является железо. Замещения $1,5\text{R}^{2+}$ на 2Li осуществляются главным образом за счет него.

Содержания Mg и Mn изменяются в пределах 0,03—0,28 (Mg) и 0,0—0,20 (Mn) на формульную единицу, не обнаруживая при этом сколько-нибудь заметной закономерности. В среднем на формульную единицу приходится около 0,1Mg и 0,05Mn. При сопоставлении слюд этой серии из массивов отдельных парагенетических типов между ними обнаружены определенные различия в содержаниях двухвалентных катионов (Коваль, Юрченко, 1972а, рис. 2).

С возрастанием содержания лития в слюдах серии происходит общее увеличение содержаний Rb (от 0,01—0,03 на формульную единицу литийсодержащих биотитов и протолитионитов до 0,03—0,08 в лепидолитах) и Cs (от 0,00 до 0,01). При переходе от литийсодержащего биотита к циннвальдиту примерно в три раза (возможно, больше) снижается доля трехвалентного железа среди октаэдрических катионов слюды, составляя в дальнейшем 0,01—0,15 (в среднем около 0,06), резко снижается содержание титана. В отдельных образцах циннвальдитов обнаружены высокие содержания Zr (до 0,7% и более).

Судя по наличию в данной серии, наряду со слюдами 1M, образцов со структурой 3T (Дир и др., 1966; Тепикин, 1969; Rieder e. a., 1970 и др.) и сужению полей состава слюд в более поздних низкотемпературных парагенезисах (Коваль, Коваленко и др., 1972), пределы изоморфной смесимости в ряду меняются и в определенных условиях она, очевидно, может иметь разрывы.

3. Ряд мусковит — лепидолит в альбитизированных гранитах изучен нами впервые в массиве амблигонит-лепидолитового типа (Коваль, Юрченко, 1972а, б). Изменение соотношений основных групп катионов в нем схематично можно выразить следующим равенством: $2R_{IV}^{+3} + R_{IV}^{3+} + OH \rightleftharpoons 5Li + Si + F$. На формульную единицу слюд серии в среднем приходится также 0,01Mg, 0,04—0,05Mn, 0,07Fe²⁺ и 0,06Fe³⁺.

В грейзеновых парагенезисах изученного массива лепидолит ассоциирует с литийсодержащим мусковитом (см. рис. 20). Следовательно, разрыв смесимости в серии при *T—P*-условиях грейзенизации значительно возрастает по сравнению с установленным для литиевых слюд из пегматитов (Levinson, 1953), причем главным образом вследствие сужения поля литиевых мусковитов.

4. Серия фенгит-мусковит — протолитионит-циннвальдит впервые установлена и достаточно подробно рассмотрена нами в предыдущих работах (Коваль, Юрченко, 1968, 1969; Коваль и др., 1970; Коваль, Коваленко и др., 1972), где состав слюд серии интерпретируется как изоморфная смесь диоктаэдрического мусковитового (преобладает), селадонитового (10—20%) и триоктаэдрического железо-литиевого (до 30—40%) компонентов. Основные схемы изоморфных замещений в серии $R_{VI}^{3+} + R_{IV}^{3+} \rightleftharpoons R^{2+} + Si$ (мусковит — селадонит) и $R_{VI}^{3+} + (OH) \rightleftharpoons Li + R^{2+} + F$ (фенгит-мусковит — протолитионит-циннвальдит) (см. рис. 19). Увеличение содержания двухвалентных катионов почти в равной мере связано с Fe²⁺ и Mg, хотя в общем Mg несколько преобладает над Fe²⁺. Содержания Mn значительны — 0,02—0,06, иногда до 0,19 на формульную единицу. Они также возрастают в наиболее литиевых членах серии. Соотношения второстепенных катионов группы X (Na, Ca, Rb) в мусковитах меняются в достаточно широких пределах, однако их сумма находится практически на одном уровне, составляя в среднем 10% X.

Преобладающим структурным типом слюд серии, за редким исключением, является 2M₁. В области состава, примыкающей

к протолигионит-циннвальдиту (30—40% железо-литиевого компонента), установлены структуры ЗТ (Коваль, Кашаев и др., 1970; Коваль, Коваленко и др., 1972). Предполагается, что здесь в серии имеет место разрыв смесимости. Более подробно этот вопрос обсуждается в специальной статье*.

5. *К ряду протолигионит — литиевый аннит* отнесены протолигиониты из альбитизированных гранитов мусковит-протолигионитового типа (Коваль, Юрченко, 1972б). В этих своеобразных слюдах высокое содержание лития сочетается с необычно низкими для протолигионитов содержаниями глинозема и высокими — двухвалентных катионов.

Рассмотрение анионной части изученных слюд показывает, что в соответствии с известными закономерностями мусковиты и биотиты являются существенно «гидроксильными», а литиевые слюды — «фтористыми». Полученные данные подтверждают также наличие прямой корреляции содержаний лития и фтора, отмечавшееся ранее исследователями (Гинзбург, 1957; Foster, 1960б). Однако, в отличие от предполагавшихся М. Фостер для глиноземистых слюд эквивалентных соотношений между литием и фтором, состав соответствующих слюд рассматриваемой совокупности обнаруживает, как и состав железистых слюд, значительные колебания их соотношений. Учитывая определенную закономерность в распределении точек, соответствующих составу слюд различных парагенетических ассоциаций (Коваль, Юрченко, 1972б), колебания отношения $Li - F$ не могут быть объяснены только дисперсией анализа, как это допускалось М. Фостер. Решающее значение здесь, очевидно, имеют генетические причины, в частности активность (концентрация) фтора в минералообразующей среде.

Зависимость оптических свойств и параметров элементарной ячейки слюд от состава. Для большей части образцов определялись угол оптических осей (коноскопическим методом на столике Е. С. Федорова (Заварицкий, 1953)) и максимальный показатель преломления в сечении, параллельном (001). Для многих слюд Б. Б. Звягиным (ИГЕМ АН СССР) и С. Б. Базаровой (СибГЕОХИ) были получены параметры элементарных ячеек. Общий характер зависимости оптических свойств для наиболее распространенных политипов слюд рассматривался нами ранее (Коваль, Коваленко и др., 1972). Сходство конфигураций роев точек на диаграммах зависимости параметра b элементарной ячейки слюды от ее состава с корреляционными диаграммами состава (см. рис. 19) и закономерность изменения оптических свойств подтверждают существование намеченных изоморфных серий. В общем случае показатели преломления и значения параметра b в сериях увеличиваются с увеличением содержания двухвалентных катионов (Fe, Mg, Mn) в слюдах. Параллельно происходит понижение по-

* Коваль П. В., Базарова С. Б. и др. Новые данные о мусковитах ЗТ. — «Конституция и свойства минералов», Киев, 1974, № 8, с. 9—15.

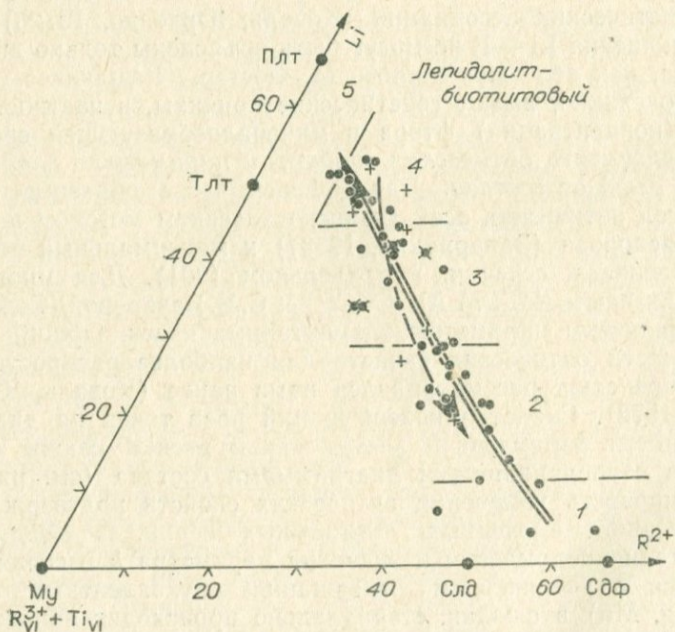
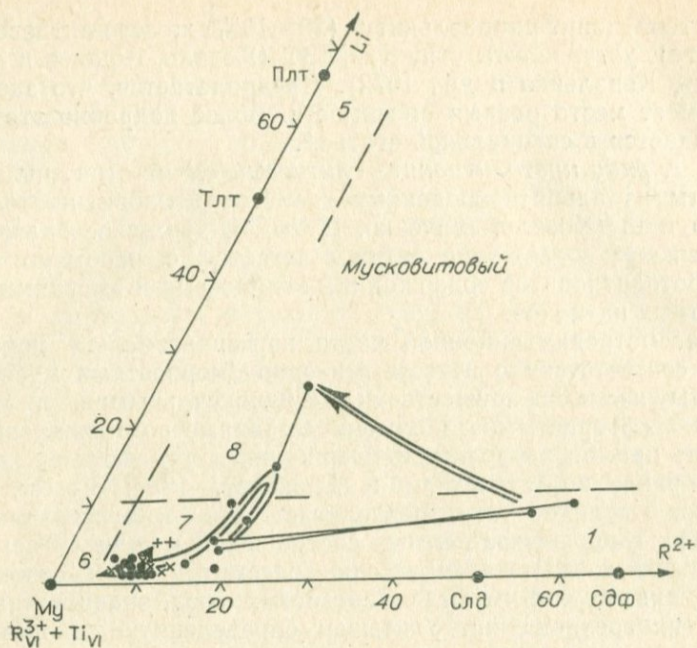
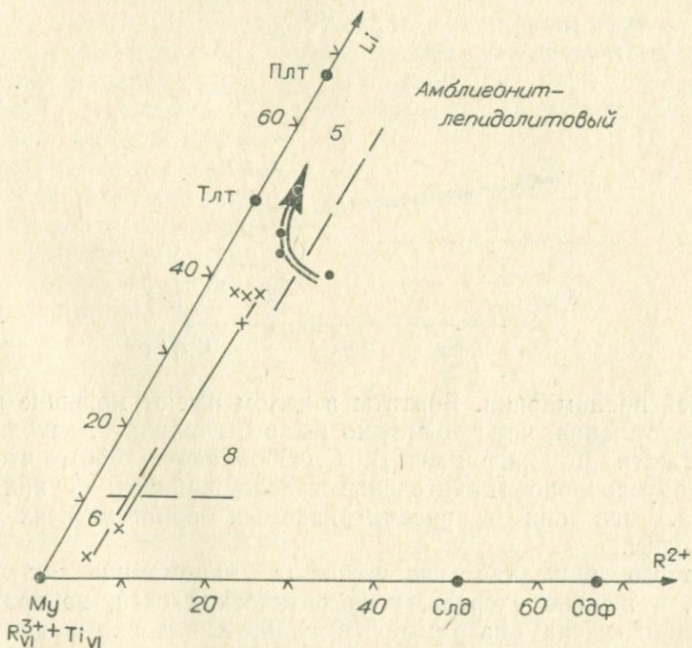
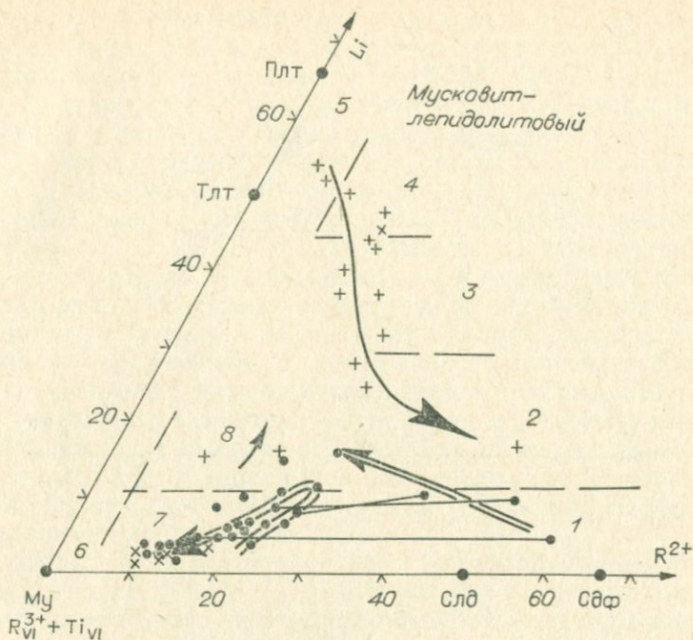
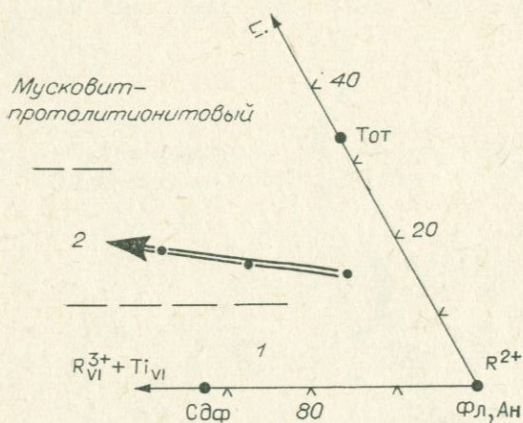


Рис. 20. Эволюция состава слюд в массивах альбитизированных показано направление изменения состава при альбитизации, сплош- с точкой отмечены слюды из экзогрейzenов. Тонкими линиями циаций. Усл. обозн.



гранитов различных парагенетических типов. Двойной стрелкой — при кварцево-кальциевом метасоматизме. Косым крестом соединены составы сосуществующих слюд из двуслюдяных ассо-см. рис. 19.



казателей преломления. Биотиты в целом имеют меньшие показатели преломления, чем это можно было бы ожидать, исходя из их железистости и диаграммы В. С. Соболева (1950), что, очевидно, обусловлено значительными содержаниями в них лития и фтора. Все они в рассматриваемых парагенезисах заметно двухосны.

Особого внимания заслуживают «аномалии» оптических свойств, в первую очередь, угла оптических осей, по сравнению с показанными на диаграмме (Коваль, Коваленко и др., 1972). Они свидетельствуют о появлении более редких или необычных для данного состава структур, подобно тому как малые величины углов оптических осей сразу выделяют среди прочих высокоглиноземистых слюд мусковиты 3Т.

Эволюция химического состава слюд в массивах различных парагенетических типов. Каждому парагенетическому типу массивов присущ характерный ряд эволюции состава слюд в послемагматических процессах. Эти ряды начинаются с биотитов слабо измененных (исходных) гранитов. Как уже было отмечено, вариации состава биотитов весьма значительны. Они охватывают почти всю область состава биотитов изверженных пород от «габброидных» до «пегматоидных» (Коваль, Кузьмин и др., 1972). Зависимость состава биотитов «материнского» гранита от принадлежности альбитовых гранитов к тому или иному парагенетическому типу еще недостаточно ясна. В целом для изученных массивов устанавливается более высокая магнезиальность биотитов в комплексах с широким распространением мусковитовых парагенезисов (участки «Северный», «Западный»), наиболее железистый состав отмечен в лепидолит-биотитовом типе (участок «Центральный»). Различия между парагенетическими типами особенно четко выступают при сравнении слюд из послемагматических образований, в первую очередь, из альбитизированных гранитов (рис. 20).

1. Слюды из альбитизированных гранитов мусковитового типа принадлежат к серии фенгит-мусковит — протолитионит-циннвальдит. Слабо измененным гранитам свойствен парагенезис биотита и литийсодержащего фенгита-мусковита (Коваль, Юрченко, 1970а, б). В зоне перехода к альбитизированным гранитам содержание железо-литиевого компонента в слюде достигает экстремальных значений (рис. 20, 21). Здесь установлена ассоциация «литиевого мусковита 3Т» с литиевым фенгитом-мусковитом 2М₁. С усилением альбитизации содержание лития и двухвалентных катионов в слюде уменьшается и интенсивно альбитизированных гранитах литиевый фенгит-мусковит замещается фенгитом-мусковитом. Наиболее близкий к собственно мусковиту состав встречается в грейзенах.

В отличие от слюд альбитизированных гранитов, мусковиты из массивов мусковит-альбитовых грейзенизированных гранитов характеризуются составом, более близким к составу собственно мусковитов (Коваль, Юрченко, 1969). Причем, как и в альбитизированных гранитах, наиболее «чистый» со-

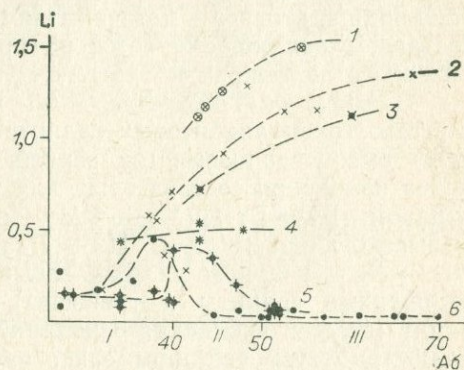


Рис. 21. Изменения содержания лития в формульной единице слюды в процессе альбитизации. По абсциссе нанесены содержания нормативного альбита в пробах: до 40% — слабо измененные граниты (I), 40—50% — альбитизированные граниты (II), 50—70% — интенсивно альбитизированные граниты (III). 1 — амблигонит-лепидолитовый; 2 — лепидолит-биотитовый; 3 — циннвальдитовый; 4 — мусковит-протолитионитовый; 5 — мусковит-лепидолитовый; 6 — мусковитовый.

став присущ наиболее измененным породам — грейzenам. В слабо измененных разновидностях таких гранитов в ассоциации с биотитом и мусковитом присутствует хлорит.

2. В массивах мусковит-лепидолитового типа развиты парагенезисы как со слюдами ряда фенгит-мусковит — протолигионит-циннвальдит, так и со слюдами ряда биотит — лепидолит. Эволюция состава слюд в стадию альбитизации подобна описанной для массивов мусковитового типа (рис. 20, 21). Вместе с тем в массивах с широким распространением «литий-фтористых» парагенезисов (например, «Южном») эволюция может быть направлена и к образованию литиевой высокоглиноземистой слюды (Бт → литийсодержащий Бт+ЛФМу → ФМу+Леп → Леп), подобно тому как это наблюдается в массивах амблигонит-лепидолитового типа.

В образованиях стадии кварцево-калишпатового замещения резко преобладают слюды серии биотит — лепидолит. Эволюция их состава имеет направленность, противоположную установленной для альбитизации в массивах лепидолит-биотитового типа. Оба разнонаправленных ряда различаются также по железистости (Коваль, Юрченко, 1972б).

Слюды более поздних грейzenовых парагенезисов в массивах мусковит-лепидолитового типа принадлежат к тем же сериям, что и слюды вмещающих их альбитизированных гранитов.

3. В парагенезисах массивов лепидолит-биотитового типа распространены слюды серии биотит — лепидолит (рис. 20, 21). В процессе альбитизации состав слюды меняется от биотита до лепидолита в интенсивно альбитизированных гранитах. В стадию кварцево-калишпатового метасоматизма направленность эволюции состава, очевидно, сменяется на противоположную, однако менее литиевого состава, чем протолигионит, при этом не образуется.

4. Амблигонит-лепидолитовый тип — единственный среди известных типов альбитовых гранитов, в котором слюды представлены высокоглиноземистой серией мусковит — лепидолит. Общая схема изменения состава слюд для массивов выглядит следующим образом: Бт → Бт+ФМу → ФМу (слабо измененные граниты) → высокоглиноземистый Цн → Леп (альбитизированные граниты) → Леп (кварцево-калишпатовые зоны) → Леп → Му (грейзенизированные граниты и грейзены) → онкозиноподобный Му → серицит (стадия осаждения оснований). Вторая половина этой схемы иллюстрируется составом слюд рассмотренного в гл. I массива (рис. 20, 21).

5. Слюды из массивов циннвальдитового типа изучены менее других. В альбитизированных гранитах и кварцево-калишпатовых метасоматитах они представлены рядом биотит — лепидолит. Однако в отличие от массивов лепидолит-биотитового типа даже в интенсивно альбитизированных гранитах слюды сохраняют достаточно высокую железистость (рис. 20, 21). Для экзоконтактных метасоматитов этого типа характерны двуслюдяные ассоциации (ЛМу+ЛБт).

6. В альбитизированных гранитах мусковит-протолитионитового (биотитового) типа наиболее распространены литиевые биотиты ряда протолитионит — литиевый аннит (рис. 20). В ассоциации с ними встречаются литиевый фенгит-мусковит и, возможно, цинвальдит. В грейзенах литиевые слюды замещаются слюдами мусковитового типа. Тип слюды в экзоконтактных метасоматитах, сопутствующих альбитизированным гранитам, («экзогрейзенах») соответствует типу слюды последних.

Рассмотрение состава природных слюд, корреляционных зависимостей между составом, оптическими и рентгенографическими свойствами убеждает нас в значительной распространенности промежуточных типов слюд с весьма широкими пределами изменения состава. Это подтверждают данные экспериментальных исследований (Velde, 1965; Seifert, Schreyer, 1965, Lindqvist, 1966; Jaegues, 1967; и др.). В общем случае слюды, очевидно, можно рассматривать как сложные твердые растворы многих конечных ди- и триоктаэдрических компонентов (миналов), выделяя в них изоморфные ряды (серии), изменение состава в которых может быть описано относительно простыми схемами или соотношениями миналов.

По мере развития послемагматических процессов устанавливается сужение полей состава слюд от парагенезисов ранней послемагматической стадии (I) к кварцево-калишпатовым метасоматитам (II) и грейzenам (III), соответствующее, очевидно, регрессивному течению процессов минералообразования в массивах альбитизированных гранитов (см. рис. 19). При этом в эволюции состава слюд отчетливо проявляются как характерные особенности различных типов апогранитных метасоматитов, каждому из которых отвечают вполне определенные ряды состава слюдистых минералов, так и принципиальное сходство различных по своей направленности метасоматических процессов, выражающееся в увеличении глиноземистости слюды и освобождении ее от изоморфных примесей с ростом интенсивности метасоматизма.

Глава IV

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ПЛЮМАЗИТОВЫХ АЛЬБИТИЗИРОВАННЫХ ГРАНИТОВ

I. Возраст, тектоническая позиция, положение в магматических циклах

Положение плюмазитовых альбитизированных гранитов в истории развития земной коры изучено еще недостаточно. А. А. Брус (1968) отмечал, что совокупность «альбититовых апогранитов и щелочных альбититов» характерна для всех периодов развития земной коры от докембрия до кайнозоя и приурочена к структурам платформенных областей и областей завершённой складчатости.

Возраст альбитизированных гранитов и

Возраст	Регион	Вмещающие тектонические структуры
1	2	3
Pz ₂ (D—C)	Северный Тянь-Шань	Область завершённой складчатости
Pz ₂₋₃	Дальний Восток	Зона сочленения срединного массива с каледонской складчатой областью
Pz ₃	Казахстан	Область каледонской складчатости
Pz ₃ (P—T)	Французский массив	Активизированная глыбовая область Срединный массив
Mz ₁ (T—J ₂)	Забайкалье, Восточная Монголия	Область тектоно-магматической ревивации древних складчатых сооружений, сопутствующей развитию Тихоокеанской геосинклинали (ареал раннемезозойского магматизма, Зоненшайн и др., 1973; Коваленко и др., 1973)
Mz ₂ (J ₂ —Cr ₁)	Забайкалье, Восточная Монголия	Область тектоно-магматической ревивации древних складчатых сооружений, сопутствующей развитию Тихоокеанской геосинклинали (ареал позднемезозойского магматизма, Зоненшайн и др., 1973; Коваленко и др., 1973)
Mz ₂ (J ₂)	Западная Африка	Область пересечения линейментов в пределах платформы (Wright, 1970)
Mz ₂ (Cr)	Северо-Восток СССР	Область завершённой складчатости

Имеющиеся данные по рассматриваемой формации альбитизированных гранитов (табл. 39) показывают, что если не все они, то, по крайней мере, большая часть известных относится к фанерозою, во вторую половину которого, начиная с пермотриаса, они получают наибольшее распространение.

Большинство известных альбитизированных интрузий сосредоточено либо в областях завершённой складчатости, либо в пределах платформ и срединных массивов. Причем значительная, если не подавляющая их часть связывается с развитием тектоно-магматической ревивации древних структур со стороны соседних, более

положение их в магматических комплексах

Парагенетический тип	Ассоциация изверженных пород соответствующих интрузивных циклов и комплексов
4	5
Лепидолит-биотитовый	Кварцевые диориты, адамеллиты, нормальные граниты; лейкократовые и аляскитовые биотитовые граниты
Лепидолит-биотитовый	Гибридные породы основного и среднего состава; биотитовые граниты; лейкократовые биотитовые граниты
Лепидолит-биотитовый	Порфиroidные, биотитовые и мусковитовые граниты; лейкократовые граниты
Мусковит-протолитионитовый (биотитовый)	Аляскиты
Амблигонит-лепидолитовый	Двуслюдяные порфиroidные граниты; альбитовые граниты и микрограниты
Цинвальдитовый, лепидолит-биотитовый	Габбро и диориты Гранитоиды гранит-гранодиоритового геохимического типа; граниты стандартного геохимического типа Лейкократовые граниты и аляскиты литий-фтористого геохимического типа
Мусковитовый	Гранитоиды повышенной щелочности
Лепидолит-биотитовый	Габбро и диориты; гранитоиды гранит-гранодиоритового геохимического типа; граниты стандартного геохимического типа; лейкократовые граниты и аляскиты литий-фтористого геохимического типа, гранитоиды повышенной щелочности
Мусковит-лепидолитовый	
Мусковитовый	
Мусковит-протолитионитовый (биотитовый)	Габбро, монциты и сиениты; риолиты, граниты с фаялитом, биотитовые граниты; щелочные граниты
Амблигонит-лепидолитовый	Гранодиориты и адамеллиты; биотитовые и двуслюдяные граниты, аляскиты

молодых геосинклиналей (Зоненшайн и др., 1973) или с процессами автономной активизации (Щеглов, 1968). То есть это производные «субсеквентного» (Тянь-Шань), «телеорогенного» (монголо-забайкальский ареал) или внегеосинклинального, не связанного с эпохами складчатости в соседних геосинклиналях (Западная Африка) магматизма, который, скорее всего, имеет коровый источник (Кузнецов, Яншин, 1969). Таким образом, есть серьезные основания полагать, что образование формаций плюмазитовых альбитизированных гранитов происходило главным образом на том этапе эволюции литосферы, для которого характерны достаточно глубокая

Примеры (массив, ссылка)	Положение в схеме магматизма	Абсолютный возраст, млн. лет
6	7	8
Фельдман и др., 1967; Луговской и др., 1972	Вторая, заключительная фаза магматического комплекса	355 (Луговской и др., 1972)
Луговской, Руб, 1969; Луговской и др., 1972	Третья фаза магматического комплекса	
Майкуль	Дополнительная фаза крупной гранитной интрузии	
Гл. I—III, дайковые тела Гл. I—VI	Наиболее поздние гранитоидные интрузии района	
Монтбра, Эшасьер	Наиболее поздние интрузии гранитов и гранит-порфиров района	
Биту-Джидинский	Наиболее поздняя интрузивная фаза участка	
Абдарский Юдугинский Бага-Газрынский	Самостоятельные гранитные интрузии	172—222 (Коваленко и др., 1971)
	Дополнительная фаза интрузии биотитовых гранитов	184—236 (Коваленко и др., 1971)
		192—246 (Коваленко и др., 1971)
Жанчивланский	Третья фаза крупной гранитоидной интрузии	164—232 (Коваленко и др., 1971)
«Западный»	Вторая, заключительная фаза крупной гранитной интрузии	175—180 (Коваль и др., 1969)
«Центральный»	Вторая фаза гранитного интрузивного комплекса	128—157 (Томсон и др., 1963; Комаров, Демидова, 1966)
Ара-Унчжувский	Вторая фаза гранитной интрузии	
«Южный»	Вторая фаза гранитного интрузивного комплекса	114—118 (Коваль и др., 1969)
Барун-Цогтинский	Самостоятельная гранитная интрузия	137—169 (Коваленко и др., 1971)
«Северный»	Наиболее поздние гранитоидные интрузии района	98—148 (Коваль и др., 1969)
«Северо-Восточный»		
«Восточный»	То же	115—140 (Коваль и др., 1969)
Jacobson e. a., 1958; и др.	Поздние фазы магматических циклов в комплексах «молодых гранитов»	157 (Казн, 1963) 154—166 (Jacobson e. a., 1964) 174 (Тугаринов, Коваленко, 1973)
Гл. I—IV	Третья фаза гранитоидного комплекса	89—93 (Флеров и др., 1971)

дифференциация вещества Земли и значительная мощность ее «гранитного» слоя (Хаин, 1972).

Интрузии, «материнские» для плюмазитовых альбитизированных гранитов, распространены в областях интенсивного проявления гранитоидного магматизма (Казахстан, Восточная Монголия и Забайкалье). Преобладающим типом гранитоидов таких районов, как правило, будут граниты так называемого «стандартного» геохимического типа (Коваленко и др., 1971).

Интрузии, с которыми связаны проявления альбитизации, имеют явно подчиненное распространение, составляя, по ориентировочной оценке, не более 1% площади гранитоидов соответствующих магматических циклов и комплексов. Они, как следует из приведенного выше описания, являются наиболее поздними членами магматических циклов и выделяются обычно в качестве заключительных или дополнительных фаз крупных гранитоидных интрузий или комплексов (табл. 39). Эта особенность альбитизированных интрузий, неоднократно отмечавшаяся исследователями (Беус и др., 1962; Беус, 1968; Фельдман и др., 1967; Коваль, 1971а, б, 1972а, б и др.), по-видимому, может считаться общепризнанной.

Поскольку гранитоиды главных фаз внедрения интрузивных циклов и, в первую очередь, наиболее распространенные интрузии гранитов «стандартного» геохимического типа имеют собственные жильные серии, ассоциирующиеся с ними альбитизированные интрузии вряд ли могут быть производными кристаллизационной дифференциации магмы «стандартных» гранитов *in situ*. Это соображение подтверждается также существованием самостоятельных массивов альбитизированных гранитов (участки «Центральный», «Восточный» и др.). В тех же магматических ассоциациях нередки и более основные породы: диориты, гранодиориты, базальты. Первые известны в составе ранних фаз внедрения и вместе с гранитоидами поздних фаз образуют гомодромные интрузивные серии. Породы базальтового состава установлены в дайковых сериях некоторых альбитизированных массивов (см. гл. I—IV).

Каждому из региональных магматических циклов, в которых известны альбитизированные граниты, соответствует вполне определенная ассоциация парагенетических типов последних (см. табл. 39).

II. Структура массивов

«Материнские» интрузии, с которыми связаны проявления альбитизированных гранитов,— типичные трещинные интрузивы малых глубин. В пользу этого свидетельствуют порфировые и субвулканические фации гранитоидов, постоянно отмечающиеся в них, а также те немногие структурные реконструкции, которые были выполнены в последнее время (Темников, 1972). Вероятнее всего, их формирование происходило на глубинах порядка 1,5—3 км (Беус, 1968; Темников, 1972).

Размещение альбитизированных массивов, по-видимому, контролируется разрывными нарушениями типа глубинных разломов. Такие массивы нередко тяготеют к краевым частям крупных тектонических блоков, стыкам различных структур, участкам пересечения линеаментов (Wright, 1970).

В большей части случаев положение и морфология альбитизированных интрузий определяются разрывными нарушениями, различным образом сочетающимися со складчатыми структурами вмещающих пород (Темников, 1972), и контактами более ранних интрузивных фаз. Альбитизированные породы слагают апикальные части, купола и выступы таких интрузий, тектонические блоки в их приконтактовых частях, дайки, а также приконтактовые залежи и трещинные зоны. Обычным бывает сочетание нескольких структурных форм в пределах одного массива. Во многих работах, посвященных альбитовым гранитам, особенно выделяется значение гранитных куполов в локализации апогранитных метасоматитов. Надо сказать, что, судя по рассмотренным в гл. I примерам и данным структурных исследований (Темников, 1972), на всех достаточно детально изученных объектах подобного типа купольные формы сочетаются с разрывными структурами.

Размеры эродированной части тел альбитизированных гранитов обычно не превышают нескольких квадратных километров, преобладают же массивы меньших размеров (до 1 кв. км). Вертикальный размах альбитизации достигает 0,5—1 км (массив «Центральный»; Луговской и др., 1972). Эти цифры характеризуют возможные пределы глубины эрозионного среза альбитизированных массивов. Определение этой величины методом разрезов на ряде массивов Забайкалья дало значения порядка 80—150 м (Темников, 1972).

Изучение внутренней структуры массивов практически всегда позволяет установить первичную неоднородность «материнской» интрузии. Кроме главной фации, в большей части случаев могут быть выделены в различной степени измененные ксенолиты, породы эндоконтактовой фации (зоны закалки или «корки») и дайковой серии. Как показало изучение апоэруптивных брекчий, альбитизированных даек, ксенолитов и контактов альбитизированных массивов (см. гл. I и II), структурные различия между указанными образованиями при альбитизации сохраняются даже в случае близости исходного и конечного их состава. Однако чаще исходная структурная неоднородность «материнского» массива сохраняется и даже усугубляется различиями в интенсивности, а иногда и в характере (например, некоторые «экзогрейзены») метасоматических изменений. При этом наиболее благоприятным субстратом для альбитизации следует признать крупно-среднезернистые граниты и полнокристаллические гранит-порфиры «материнских» интрузий. Влияние первичной неоднородности «материнского» массива на морфологию и структуру последующих метасоматических образований особенно ярко проявлено на массивах «Северном-II» и «Центральном» (гл. I).

Признание унаследованности метасоматитами определенных элементов структуры субстрата было положено в основу реставрационного подхода к изучению внутренней структуры апогранитных массивов, успешно применявшегося при картировании массива «Центрального» и других И. Н. Тимофеевым и Г. П. Луговским (1971).

При всем структурно-морфологическом разнообразии альбитизированных массивов основные черты их зональности определяются наличием в разрезе таких массивов трех главных зон: нижней (внутренней) — зоны слабо измененных биотитовых, двуслюдяных и мусковитовых гранитов, химический состав которых близок к составу «материнских» биотитовых гранитов тех же интрузий; средней — зоны альбитизированных гранитов и альбититов, содержащих до 45—50% нормативного альбита; верхней (приконтактной) — зоны интенсивно альбитизированных гранитов и альбититов, содержащих 50% и более нормативного альбита. Во многих случаях (массивы Майкуль, «Центральный-III» и др.) при сравнительно слабой интенсивности альбитизации зона интенсивно альбитизированных гранитов имеет резко подчиненное, локальное развитие.

В зависимости от внутренней структуры и морфологии «материнских» интрузий, а также интенсивности и общего плана деформаций, зональность может быть концентрической (обычна для купольных форм), односторонней блоковой (например, массив «Северный-II»), линейно-симметричной (в пластообразных, дайковых и трещинных телах) и сложной неправильной, характеризующейся различными сочетаниями более простых форм.

Контакты между нижней и средней, средней и верхней зонами постепенные и почти всегда достаточно четкие, поскольку зоны переходят одна в другую обычно на небольшом расстоянии. Нередко границы зон совпадают с различными элементами исходной структуры массива — ксенолитами, дайками первого этапа и крупными трещинами (рис. 6, 7, 14).

Основным структурным элементом, контролирующим морфологию эндо- и экзоконтактной зональности, несомненно, является контакт «материнской» интрузии (часто в сочетании с крупными разрывными нарушениями). В зоне контакта достигают наибольшей интенсивности метасоматические преобразования пород, происходит смена альбитизированных пород экзоконтактовыми грейзеноподобными метасоматитами. Он же служит основной экранирующей структурой редкометальной залежи (Беус, 1968). Крупные трещины, ксенолиты, дайки, осложняющие зональность, можно рассматривать как структурные элементы второго порядка.

Имеющиеся данные по геологии альбитизированных гранитов практически однозначно свидетельствуют, что основная послемагматическая деятельность интрузий сосредоточена в их внутренних эндоконтактных частях и очень быстро ослабевает по мере удаления во вмещающие породы. Эта форма контроля метасоматизма со стороны «материнской» интрузии наиболее характерна для ран-

ней послемагматической стадии, в которую формируются преимущественно метасоматиты площадного типа (альбитизированные граниты), а околотрещинные метасоматиты занимают подчиненное положение.

В поздние послемагматические стадии, начиная с кварцево-калишпатового метасоматизма, когда масштабы площадных преобразований сильно уменьшаются, все большее значение приобретают процессы околотрещинного метасоматоза. При этом в образовании кварцево-калишпатовых тел ведущая роль принадлежит внутренним, главным образом параллельным кровлям массива, трещинам и самой поверхности контакта, а в грейзеновую стадию на первый план выступают секущие вторичные трещины.

III. Общая характеристика парагенетических типов

Разнообразие проявлений альбитизированных гранитов и их редкометальной минерализации нашло свое отражение в выделении парагенетических типов, которые стали основной классификационной единицей редкометальных «апогранитов» (Беус и др., 1962; Беус, 1968; Коваль, 1971а и др.). Парагенетические типы массивов альбитизированных гранитов характеризуются присутствием определенных типоморфных (породообразующих и акцессорных) минералов в соответствующих парагенезисах главных стадий и закономерной эволюцией их состава на послемагматическом этапе. Решающая роль при определении парагенетических типов принадлежит таким минералам переменного состава, как слюды, топаз, амблигонит и характерным аксессуариям — рибекиту, бериллу, микролиту, малакону, турмалину, сподумену. Общая характеристика парагенетических типов приведена в табл. 40. Парагенетические особенности породообразующих минералов рассмотрены в гл. II и отчасти I.

1. *Мусковитовый тип.* В парагенезисах метасоматитов устойчивы только мусковиты серии фенгита-мусковита — протолитионитацинвальдита. Для альбитизированных гранитов типичен парагенезис двух кислых плагиоклазов — Ab_{0-2} и Ab_{3-5} . Типоморфный акцессорный минерал — берилл. В массивах мусковитового типа образования стадии кварцево-калишпатового замещения либо представлены единичными жилами, либо не встречаются вовсе, а грейзенизации — весьма ограничены.

2. *Мусковит-лепидолитовый тип.* Слюды ранних парагенезисов представлены литийсодержащими и литиевыми фенгитами-мусковитами, которые в кварцево-калишпатовых метасоматитах замещаются литиевыми слюдами серии биотит — лепидолит. Слюды грейзенов принадлежат к тем же сериям, что и слюды вмещающих их альбитизированных гранитов.

Относительная распространенность парагенезисов с мусковитами и литиевыми слюдами в отдельных массивах этого типа неодинакова. По этому признаку тип можно разделить на два подтипа: лепидолит-мусковитовый (массив «Северный-II»), в котором

парагенезисы со слюдами ряда протолитионит — лепидолит характерны только для стадии кварцево-калишпатового замещения, а в альбитизированных породах наряду с тантало-ниобатами и касситеритом распространен акцессорный берилл, и мусковит-лепидолитовый (массив «Южный»), где преобладают парагенезисы с литиевыми слюдами и топазом. Кварцево-калишпатовые и грейзеновые образования в массивах мусковит-лепидолитового типа развиты гораздо шире, чем в массивах мусковитового типа.

3. *Лепидолит-биотитовый тип*. Для альбитизированных пород, а также широко распространенных в массивах этого типа кварцево-амазонитовых метасоматитов и грейзенов типичны парагенезисы с литиевыми слюдами ряда биотит — лепидолит и топазом. С усилением интенсивности альбитизации в породах наряду с колумбитом-танталитом появляется микролит, который становится преобладающим тантало-ниобатом в зоне наиболее интенсивно альбитизированных гранитов.

4. *Амблигонит (монтебразит)-лепидолитовый тип* отличается постоянным присутствием в парагенезисах альбитизированных пород нескольких литиевых, фтор-, фосфор- и борсодержащих минералов: лепидолита, амблигонита-монтебразита, флюорита, топаза, апатита, сподумена, турмалина. Слюды здесь представлены серий мусковита — лепидолита. Для внешней зоны слабо измененных двуслюдяных гранитов характерна ассоциация мусковита и лепидолита. В массивах амблигонит-лепидолитового типа масштабы грейзенизации наиболее значительны по сравнению с массивами других типов.

5. *Цинквальдитовый тип*. Альбитизированные амазонитовые граниты данного типа принципиально отличаются от внешне похожих на них аналогичных пород лепидолит-биотитового типа: в них отсутствует топаз и значительно большую железистость имеет слюда, состав которой не достигает поля лепидолита. Место топаза в породе занимает турмалин. Среди редкометаллических акцессориев выделяются колумбит и циркон. Кварцево-амазонитовые образования в массивах данного типа многочисленны и разнообразны. Грейзены практически отсутствуют.

6. *Мусковит-протолитионитовый (биотитовый) тип*. В парагенезисах альбитовых гранитов присутствует своеобразный литиевый биотит (протолитионит), условно отнесенный к ряду протолитионита — литиевого аннита, который часто ассоциирует со слюдой мусковитового типа. Мусковиты распространены также в грейзенах. Для данного типа характерно присутствие в альбитизированных гранитах акцессорных малакона и рибекита. Кварцево-калишпатовые жилы и особенно грейзеновые образования в массивах биотитового типа имеют ограниченное распространение.

Из сказанного выше также следует, что при общем для всех типов широком развитии альбитизации они различаются не только составом парагенетических ассоциаций соответствующих метасоматитов, но и масштабами проявления метасоматизма стадий возрастающей кислотности и кислотного выщелачивания. Распростра-

Общая характеристика парагенетических типов массивов редкометалльных плюмазованных песчано-

Парагенетический тип	Характерные парагенезисы главных послемагматических стадий		
	Альбитизации	Кварц-калишпатового метасоматизма	Грейзенизации
Мусковитовый	Альбит, микроклин, плагиоклаз № 3—10, литийсодержащий фенгит-мусковит или фенгит-мусковит	Микроклин (иногда амазонит), кварц, литийсодержащий фенгит-мусковит	Кварц, фенгит-мусковит
Мусковит-лепидолитовый	Альбит, микроклин, кварц, литийсодержащий или литиевый фенгит-мусковит или фенгит-мусковит	Амазонит, кварц, протолитионит-лепидолит, топаз	Кварц, лепидолит, топаз или кварц, фенгит-мусковит
Лепидолит-биотитовый	Альбит, микроклин, кварц, лепидолит, топаз	Амазонит, кварц, протолитионит-лепидолит, топаз	Кварц, лепидолит, топаз
Амблигонит (монтебразит)-лепидолитовый	Альбит, микроклин, кварц, лепидолит, топаз, амблигонит	Микроклин, кварц, лепидолит	Кварц, лепидолит или кварц, мусковит
Циннвальдитовый	Альбит, амазонит, циннвальдит, кварц	Амазонит, кварц, циннвальдит	Имеют незначительное распространение, не изучены
Мусковит-протолитионитовый (биотитовый)	Альбит, микроклин, кварц, литиевый биотит-протолитионит	Микроклин (иногда амазонит), кварц, слюда мусковитового типа или циннвальдит	Кварц, слюда мусковитового типа

зитовых альбитизированных гранитов, залегающих в гранитоидных и метаморфизированных породах

Характерные акцессорные минералы интенсивно альбитизированных гранитов	Экзоконтактовые метасоматиты ранней послемагматической стадии	Примеры (район, массивы)	Ведущие редкие элементы
Берилл, колумбит-танталит, касситерит	Грейзеноподобные метасоматиты («экзогрейзены»), окварцованные метаморфические породы	Забайкалье, «Восточный», «Западный»	Be, Ta, Nb
Колумбит-танталит, микролит, касситерит, иногда берилл	Мусковитовые грейзеноподобные метасоматиты («экзогрейзены»), альбитизированные граниты	Забайкалье, «Северный-II», «Северо-Восточный», «Южный»; Восточная Монголия	Ta, Nb, Li, Rb, W, Be, Mo, Bi
Микролит, колумбит, касситерит	Грейзеноподобные метасоматиты («экзогрейзены»), альбитизированные граниты	Тянь-Шань; «Центральный»; Казахстан, Майкуль; Восточная Монголия	Ta, Nb, Li, Rb, Sn
Колумбит-танталит, касситерит, апатит, сподумен, турмалин, иногда гердерит	Грейзеноподобные метасоматиты с турмалином и светлыми слюдами	Французский массив; Северо-Восток СССР	Ta, Sn, Nb, Li, Rb, Be
Колумбит, касситерит, циркон, циртолит, турмалин	Грейзеноподобные метасоматиты с альбитом, протолитионитом, литиевым фенгит-мусковитом и турмалином	Забайкалье, Битут-Джидинский	Nb, Ta, Sn, Zr
Малакон, колумбит, трибекит, магнетит	Альбитизированные граниты	Казахстан; Западная Африка	Nb, Ta, Zr

ненность кварцево-калишпатовых метасоматитов возрастает от мусковитового типа к амблигонит-лепидолитовому, мусковит-протолитионитовому, мусковит-лепидолитовому и далее к циннвальдитовому и лепидолит-биотитовому типам, а грейзеновых образований — от циннвальдитового, мусковит-протолитионитового и мусковитового типов к мусковит-лепидолитовому, лепидолит-биотитовому и амблигонит-лепидолитовому.

IV. Определение формации редкометальных плюмазитовых альбитизированных гранитов

Определение формационной принадлежности послемагматических образований привлекает возможностью приблизиться к пониманию естественного их положения среди других геологических формаций, того места, которое они занимают в формационных рядах тектонических структур. Н. П. Херасков (1967), уделявший большое внимание проблемам формационного анализа, под геологической формацией понимал ассоциацию (парагенез) пород, объединяемых пространственными связями, временем образования и положением в тектонических структурах.

Метасоматическая формация «как совокупность метасоматических пород, сформированных в различных... фациальных условиях в одном петрогенетическом процессе» (Жариков, 1968, с. 227), представляет собой частный случай геологической формации. Исходя из этого, парагенез метасоматических пород и других послемагматических образований гранитных массивов, в которых широко и интенсивно проявлен метасоматизм ранней щелочной стадии (альбитизация) с тенденцией к образованию редкометальных существенно альбитовых пород и альбититов, выделен в формацию редкометальных плюмазитовых альбитизированных гранитов (Коваль, 1971а, б, 1972а, б). Таким образом, ведущим формационным признаком является достаточно широкая распространенность ассоциации слюдосодержащих (плюмазитовых) альбитизированных гранитов и альбититов, несущих редкометальную (в первую очередь, тантал-ниобиевую) минерализацию. Следующими по значению членами парагенеза будут кварцево-калишпатовые, грейзеновые и «экзогрейзеновые» образования.

Формации плюмазитовых альбитизированных гранитов образуются в заключительный этап развития тектоно-магматических циклов областей завершенной складчатости и тектоно-магматической ревивации платформенных и складчатых сооружений. В отличие от альбититовой формации А. А. Беуса, в нее не входят грейзенизированные граниты, в которых альбит более устойчив к кислотному выщелачиванию, чем калишпат и апатитовые альбитизированные граниты, характеризующиеся «кислотной» направленностью альбитизации и выделяемые в самостоятельную метасоматическую формацию (Павленко, 1963; Коваленко и др., 1969). Не относятся к данной формации также «безрудные альбитизирован-

ные граниты» (Масгутов, 1960б), формационная принадлежность которых пока вообще неясна.

Сказанное выше дает общее представление о формационном типе редкометальных плюмазитовых альбитизированных гранитов. Конкретные формации представляют собой совокупности альбитизированных гранитов определенных парагенетических типов и возраста, распространенных в пределах отдельных регионов (тектонических структур). Можно наблюдать признаки, роднящие их с другими метасоматическими формациями. Например, присутствие акцессорного рибекита и ниобо-циркониевый характер минерализации сближают альбитизированные граниты мусковит-протолитионитового (биотитового) типа с агпаитовыми альбитовыми гранитами, много общего имеют парагенезисы массивов лепидолит-биотитового типа и грейзенизированных гранитов Рудных Гор (Štemprok, 1965; Штемпрок, 1967). Это показывает определенную условность границ между смежными членами родственных формаций.

Глава V

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

I. «Материнские» граниты

Слабо измененные граниты альбитизированных интрузий относятся к классу пород, пересыщенных кремнеземом, к группе богатых щелочами (по классификации А. Н. Заварицкого). В целом это слабопересыщенные глиноземом граниты, имеющие небольшие содержания кальция и по составу приближающиеся к гранитам, насыщенным глиноземом (табл. 41). По соотношению нормативных кварца, альбита и ортоклаза они весьма близки составу тройного минимума в системе $K_2O - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$ при давлении 0,5—1 килобар.

«Материнские» граниты альбитизированных интрузий, по-видимому, не имеют полных аналогов среди известных средних типов пород. Ближе всего по составу они стоят к аляскитам и малокальциевым гранитовым аплитам и практически полностью соответствуют аляскитам «литий-фтористого геохимического типа» (табл. 41). От нормального гранита и аляскита их отличают, прежде всего, большие значения отношения натрия к калию и высокое, почти в три раза превосходящее кларковое содержание фтора. Заметно понижено в них также отношение окисного железа к закисному.

Несмотря на неравнозначность и неполноту данных по отдельным парагенетическим типам альбитизированных гранитов, следует признать, что по основным петрохимическим характеристикам исходные граниты различных парагенетических типов мало отличаются друг от друга. Некоторые различия, по-видимому, существуют в содержании железа, более высоком в исходных гранитах парагенетических типов с железистыми слюдами, и фосфора, количество которого резко возрастает в гранитоидах амблигонит-лепидолитового типа.

II. Эволюция химического состава в послемагматические стадии

Главные особенности баланса вещества в массивах альбитизированных гранитов обусловлены процессами *ранней щелочной стадии*. При альбитизации происходит общее увеличение содержания натрия и алюминия в породе с одновременным выносом из нее кремния и калия. Эта главная петрохимическая тенденция фор-

Химический состав «материнских» гранитов формации редкометалльных плюмазитовых альбитизированных гранитов

Компонент	«Материнские» граниты альбитизированных массивов (тип)				Среднее для 4 типов	Данные для сравнения					
	Мусковитовый	Мусковит-лепидолитовый	Лепидолит-биотитовый	Амблигонит-лепидолитовый		Моношлатовый аляскинский район массива «Северного» (Забайкалье)	«Материнские» граниты альбитизированные с микроанализами (Беус, 1968)	Биотитовые аляскинского типа (Коваленко и др., 1971)	Аляскины (Беус, Ситни, 1965)	Аплит гранитовый (Соловьев, 1970)	Нормальные граниты (Беус, Ситни, 1965)
SiO ₂	74,9	74,1	75,6	74,0	75,0	75,92	75,0	75,5	74,6	74,41	72,0
TiO ₂	0,03	0,16	0,06	0,00	0,09	0,19	0,06	—	0,15	0,19	0,27
Al ₂ O ₃	12,9	13,5	12,3	13,5	12,8	12,22	13,8	12,2	13,4	13,44	14,3
Fe ₂ O ₃	0,4	0,5	0,2	0,1	0,3	1,08	0,7	0,2	0,85	0,73	1,00
FeO	0,9	1,3	1,4	0,5	1,3	0,91	0,4	1,5	0,99	0,70	1,50
MnO	0,02	0,14	0,03	0,07	0,07	0,07	0,03	0,0	0,04	0,04	0,05
MgO	0,2	0,2	0,1	0,7	0,2	0,17	0,2	0,1	0,31	0,36	0,66
CaO	0,9	0,7	0,6	0,4	0,7	0,46	0,6	0,6	0,55	1,07	1,45
Na ₂ O	3,6	3,9	3,7	3,6	3,8	4,04	3,3	3,9	2,90	3,68	3,16
K ₂ O	4,9	4,7	4,6	3,6	4,7	4,40	5,3	4,6	5,41	4,70	4,70
P ₂ O ₅	0,02	0,04	0,01	1,40	0,05	0,05	—	—	—	0,08	0,24
F	0,20	0,15	0,31	0,21	0,24	0,09	—	—	—	—	—
(Na+K) : Al	0,87	0,85	0,90	0,73	0,88	0,93	0,81	0,93	0,79	0,83	0,72
$\frac{2Na+2K+Ca}{2Al}$	1,00	0,95	0,98	0,78	0,98	1,00	0,89	1,03	0,87	1,07	0,91
Fe ³⁺ : Fe ²⁺	0,3	0,3	0,2	0,1	0,2	1,08	1,5	0,1	0,8	1,0	0,6
Na : K	1,1	1,2	1,2	1,5	1,2	1,38	1,0	1,3	0,8	1,2	1,0

Примечание. При подсчете средних, кроме данных гл. I, для мусковит-лепидолитового и лепидолит-биотитового типов учтены анализы из работы В. И. Коваленко и др. (1971). Звездочкой обозначено число проб.

Средний химический состав альбитизированных

Компонент	Мусковитовый тип			Мусковит-лепидолитовый тип				Лепидолит-биотитовый тип		
	II	III	III-a	II	III-M	III	III-a	II	III	III-a
	1*	6	3	23	8	14	2	29	16	6
SiO ₂	74,64	73,26	68,74	74,32	71,71	71,97	69,28	75,34	72,41	68,68
TiO ₂	0,00	0,06	0,05	0,04	0,01	Сл.	Сл.	0,04	0,01	Сл.
Al ₂ O ₃	13,60	14,79	18,24	13,83	16,19	15,28	17,08	13,05	15,10	18,05
Fe ₂ O ₃	0,25	0,38	0,25	0,41	0,40	0,25	0,84	0,27	0,17	0,23
FeO	0,90	0,97	0,61	1,20	0,44	0,63	0,52	0,99	0,61	0,28
MnO	0,04	0,03	0,02	0,11	0,06	0,16	0,16	0,06	0,04	0,02
MgO	0,32	0,18	0,15	0,15	0,14	0,06	0,06	0,19	0,06	0,10
CaO	0,16	0,58	0,54	0,62	0,60	0,47	0,45	0,54	0,31	0,27
Na ₂ O	5,00	6,35	9,97	4,41	6,26	6,35	9,16	4,93	6,71	10,21
K ₂ O	3,49	2,67	0,05	4,33	3,58	3,45	1,47	3,89	3,67	1,34
P ₂ O ₅	Сл.	0,05	0,05	0,01	0,01	Сл.	0,02	0,05	0,01	0,01
F	0,38	0,07	0,24	0,33	0,11	0,38	0,73	0,24	0,31	0,23
(Na+K) : Al	0,88	0,90	0,90	0,87	0,87	0,93	0,98	0,94	0,99	1,01
$\frac{2Na+2K+Ca}{2Al}$	0,91	0,97	0,96	0,94	0,94	0,98	1,02	1,02	1,03	1,04
Fe ³⁺ : Fe ²⁺	0,3	0,3	0,5	0,3	1,0	0,4	1,4	0,2	0,2	0,7
Na : K	2,2	3,5	161	1,5	2,7	2,9	9,3	2,0	2,8	11,8
Аб	42,5	53,5	84,4	37,2	53,0	54,0	77,6	41,9	56,6	86,5

Примечание. При подсчете средних учтены данные работы В. И. Коваленко и др. альбититы. III-M — мусковитовые интенсивно альбитизированные граниты в массивах мусковитов.

мации плюмазитовых альбитизированных гранитов, легко устанавливаемая уже при непосредственном сравнении состава пород (табл. 41, 42), прекрасно иллюстрируется диаграммами (рис. 22). Она подчеркивает принципиальные отличия рассматриваемой формации альбитовых гранитоидов от альбитовых грейзенизированных гранитов (Коваль, 1972б) и щелочных альбитизированных гранитов, в которых альбитизацию можно рассматривать как кварцево-альбитовое замещение (Коваленко, Коваль, 1968).

Уменьшение содержания калия и кремнезема при альбитизации происходит параллельно. При этом наблюдаются определенные различия между типами: в мусковитовом в первую очередь уменьшается содержание калиевого компонента, а в амблигонит-лепидолитовом и мусковит-протолитионитовом — кремниевого, остальные типы занимают промежуточное положение (рис. 22).

В процессе альбитизации происходит также общее увеличение коэффициента агпаитности породы. По этому показателю четко различаются гранитоиды амблигонит-лепидолитового типа, у ко-

гранитов различных парагенетических типов

Амблигонит (монтебразит)-лепидолитовый тип			Циннвальдитовый тип			Мусковит-протолитионитовый (биотитовый) тип			Средний состав онгонитов (Коваленко и др., 1971)
II	III	III-a	II	III	III-a	II	III	III-a	
9	1	1	5	5	1	10	8	1	
69,57	67,68	65,15	73,18	70,81	66,33	74,09	71,89	69,11	70,88
Сл.	0,31	0,47	0,04	0,02	0,72	0,10	0,12	Сл.	Н. о.
16,91	17,41	20,88	15,22	16,74	18,20	14,35	15,14	18,30	15,98
0,37	0,67	0,02	0,39	0,78	0,40	1,02	1,08	0,40	0,05
0,56	0,60	Н. о.	0,94	0,90	0,56	0,58	0,26	0,50	0,49
0,22	0,03	0,05	0,43	0,04	0,11	0,16	0,12	0,02	0,22
0,28	0,68	0,22	0,14	0,07	0,75	0,25	0,23	0,10	0,13
0,55	0,15	0,21	0,33	0,45	2,27	0,36	0,55	0,40	0,52
4,81	7,32	8,24	5,31**	7,67	9,72	4,88	6,78	10,80	5,87
3,10	2,58	1,02	3,40**	2,45	0,34	3,88	3,24	0,34	3,53
1,50	1,95	2,06	0,10	0,07	0,20	0,04	0,01	Сл.	0,08
1,52	Н. а.	Н. а.	0,15	0,34	0,12	0,20	0,12	0,08	2,04
0,66	0,85	0,71	0,82	0,91	0,89	0,84	0,95	0,99	0,84
0,72	0,87	0,72	0,86	0,96	1,16	0,88	1,01	1,03	0,91
0,5	1,0	—	0,4	0,9	0,6	1,5	3,5	0,7	0,0
2,3	4,2	12,1	2,4	4,8	39	1,5	3,2	43	2,6
40,4	61,9	69,7	45,1	65,1	81,8	40,4	57,2	91,2	49,8

(1971). II — альбитизированные граниты, III — интенсивно альбитизированные граниты, III-a — вит-лепидолитового типа. Звездочкой обозначено число проб, двумя звездочками — среднее

торых он имеет минимальные значения, и лепидолит-биотитового, у которых он намного выше. Нетрудно заметить, что в процессе альбитизации составы в общем все более приближаются к насыщенным глиноземом и в связи с этим все чаще появляются нормальные $\left(\frac{2Na+2K+Ca}{2Al} > 1\right)$ составы (см. табл. 41, 42). Вполне понятно поэтому, что термин «плюмазитовые» в применении ко всей совокупности альбитизированных гранитов будет иметь скорее минералогический смысл («слюдосодержание»), чем строго петрохимический.

Как и «материнские» граниты, альбитизированные породы характеризуются низкими содержаниями мафических окислов и кальция (см. табл. 42). Это в значительной мере снижает точность определения их средних содержаний и увеличивает вероятность влияния прожилковых образований более поздних, в том числе гипергенной, стадий на валовый состав породы. Тем не менее исследование изменения минерального состава пород и данных сили-

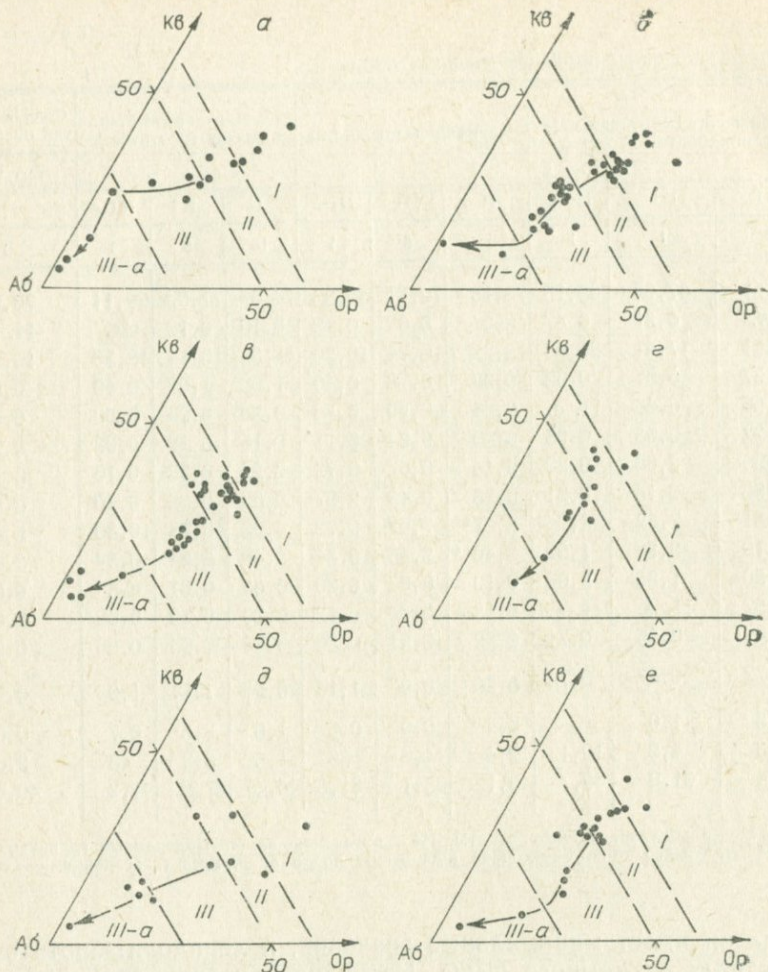


Рис. 22. Эволюция состава пород при альбитизации в массивах различных парагенетических типов:

а — мусковитового; *б* — мусковит-лепидолитового; *в* — лепидолит-биотитового; *г* — амбигонит-лепидолитового; *д* — цинвальдитового; *е* — мусковит-протолитионитового. *I* — слабо измененные граниты; *II* — альбитизированные граниты; *III* — интенсивно альбитизированные граниты; *III-а* — альбититы.

катных анализов (см. табл. 41, 42) дает основание говорить об общем выносе титана, кальция и, очевидно, марганца и магния из альбитизированных гранитов. Для альбититов, вероятно, из-за указанной причины и возможного обогащения некоторых трещинных зон флюоритом и титансодержащими акцессориями аналитические данные более противоречивы (см. табл. 42).

Что касается такого важного для формации элемента, как фтор, то в зависимости от парагенезисов альбитизированных гра-

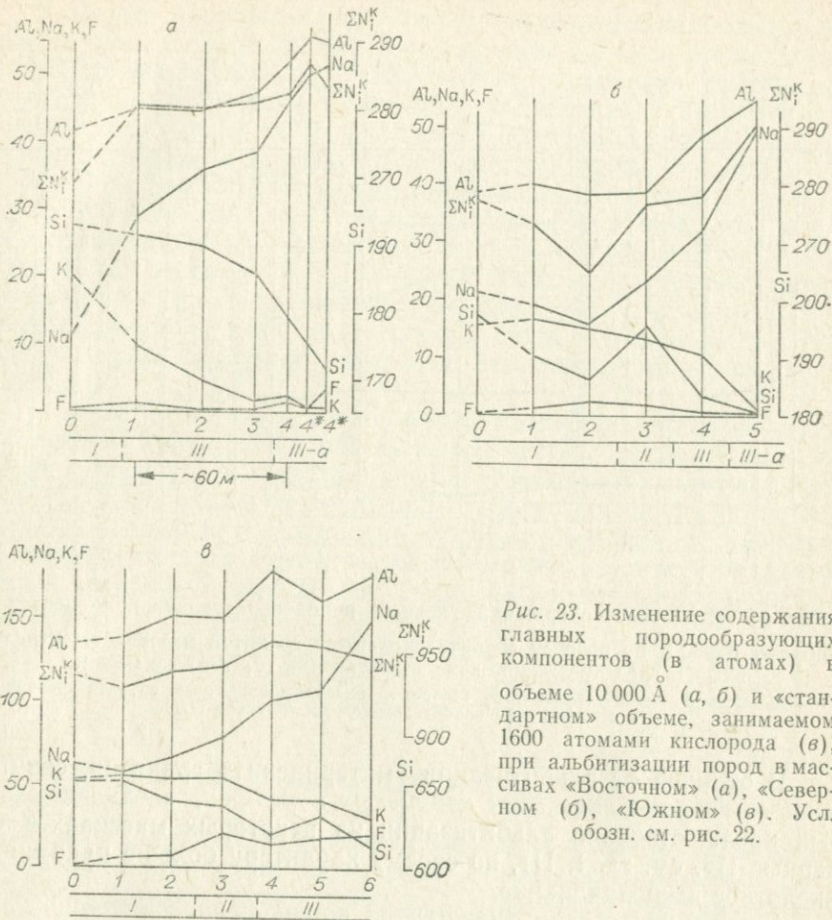


Рис. 23. Изменение содержания главных породообразующих компонентов (в атомах) в объеме 10 000 Å³ (а, б) и «стандартном» объеме, занимаемом 1600 атомами кислорода (в), при альбитизации пород в массивах «Восточном» (а), «Северном» (б), «Южном» (в). Усл. обозн. см. рис. 22.

нитов его содержания могут либо повышаться (иногда резко, как, например, в амблигонит-лепидолитовых гранитах), либо понижаться (мусковитовые, протолитионитовые граниты) по сравнению с «материнскими» гранитами и даже кларковыми значениями. Следует также отметить, что по содержанию фтора лепидолит-биотитовые с топазом апограниты почти на порядок отличаются от онгонитов, которые рассматриваются многими исследователями как магматические субэффузивные аналоги апогранитов этого типа (Коваленко и др., 1971; см. табл. 42).

Отмеченные тенденции четко проявляются при анализе изменения содержания вещества в единице объема породы или ее «стандартной кислородной ячейке» (рис. 23, 24). При этом обнаруживается еще одна характерная особенность альбитизации гранитов: общее увеличение содержания катионов в единице объема породы (ΣN_i^K).

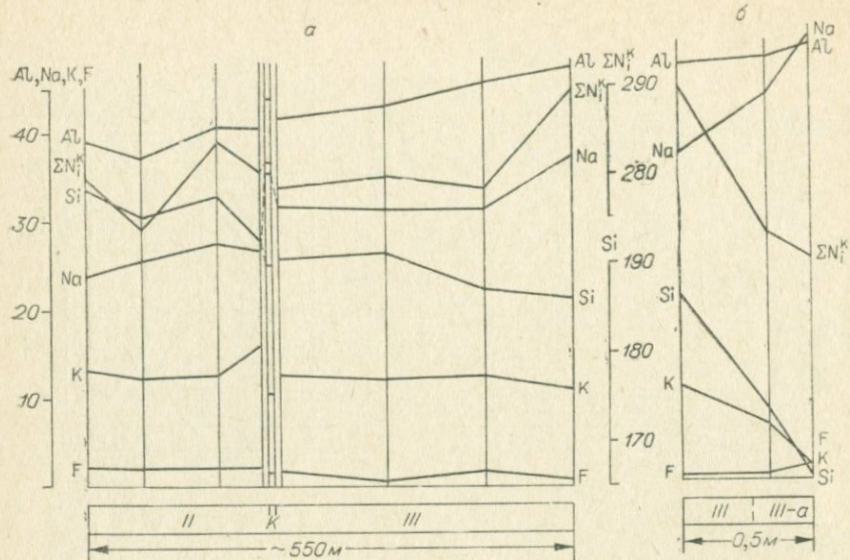


Рис. 24. Изменение содержаний главных породообразующих компонентов в объеме 10 000 Å по разрезу альбитизированных гранитов массива «Центрального» (а) и в трещинной зоне альбитизации (б) того же массива.

К — интенсивно альбитизированный ксенолит, разделяющий зоны альбитизированных (II) и интенсивно альбитизированных гранитов (III).

В отличие от альбитизации «материнских» гранитов, сопутствующее ей изменение даек кварцевых порфиров, внедрение которых предшествовало альбитизации на некоторых массивах («Северный-II», см. гл. I, II), по своему характеру больше напоминает кислотное выщелачивание.

Изменения состава вмещающих пород, сопровождающие альбитизацию «материнских» гранитов, имеют весьма сложный характер. В первом приближении их можно подразделить на три крайних типа. 1. При образовании слюдястых и слюдясто-топазовых экзогрейзенов в них происходит накопление глинозема, калия, лития, фтора, иногда кальция, сопровождающееся выносом кремнезема и натрия. 2. Альбитизация вмещающих пород, характеризующаяся теми же тенденциями, что и эндоконтактовая альбитизация, но имеющая значительно меньшую интенсивность (массив мусковит-протолитионитовых гранитов, гл. I—VI). 3. Этот наиболее сложный случай представлен в массиве «Северном-II», где внутренняя зона экзоконтактовых изменений сложена альбитизированными гранитами, а внешняя — грейзенизированными. Альбитизированные породы внутренней зоны экзоконтакта характеризуются более интенсивным выносом кремнезема, большими содержаниями калия, лития, кальция и фтора, чем альбитизированные граниты «материнской» интрузии. Метасоматиты внешней зоны представляют собой пример кислотного выщелачивания.

В стадию кварцево-калишпатового замещения наибольшее изменение химического состава пород происходит в самих кварцево-калишпатовых зонах, где наблюдается увеличение содержания калия, кремния, фтора и уменьшение концентраций натрия и глинозема. Кроме того, здесь происходит осаждение железа, магния, марганца и лития в форме протолитионита и других слюд.

Грейзенизация приводит к выносу из породы натрия, калия и глинозема (см. табл. 6, 31). Содержание фтора при этом может несколько возрастать вследствие увеличения количества слюды и флюорита в породе. В грейзеновых телах неправильной формы, обогащенных слюдой и топазом (см. табл. 20), отмечается увеличение содержания глинозема и лития. По всей вероятности, образование таких грейзенов связано с началом стадии осаждения оснований.

В связи с тем, что основной формой минеральных образований стадии осаждения оснований являются мелкие прожилки, их количественный геохимический анализ чрезвычайно сложен. Судя по петрографическим наблюдениям, в них происходит осаждение глинозема, магния и молибдена в форме серицита и сульфидов, а в массивах амблигонит-лепидолитового типа к ним добавляются также фосфор и кальций в форме амблигонит-монтебразита и апатита.

Глава VI

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

В настоящей главе основное внимание уделено 1) аксессуарным редким элементам, характерным либо для формации в целом (ниобий, тантал, олово), либо для отдельных парагенетических типов альбитизированных гранитов (бериллий, цирконий, литий, бор); 2) рассеянными редкими элементами, в поведении которых обнаруживаются устойчивые тенденции, типичные для плюмазитовых альбитизированных гранитов (литий, рубидий, цезий, барий, гафний); 3) соотношениям элементов геохимических пар (Nb — Ta, Zr — Hf, K — Rb, Si — Ge).

I. Тантал, ниобий, гафний и цирконий

Общие закономерности распределения ниобия и тантала в различных парагенетических типах альбитизированных гранитов, исключая циннвальдитовый, рассматривались нами ранее (Коваль, 1971б, 1972а; Коваль и др.*). Более полные данные приведены в табл. 43.

* П. В. Коваль, Е. Б. Знаменский и др. Поведение тантала и ниобия в процессе формирования редкометалльных альбитизированных гранитов. — «Геология и геофизика», 1976 (в печати).

Парагенетический тип	Массив или участок	Порода	Материал		
1	2	3	4		
Мусковитовый	«Восточный»	Гранофировый гранит	Порода		
		Интенсивно альбитизированный гранит	» Мусковит		
		Кварцевый и анхимономинеральный альбититы	Порода Мусковит		
		Грейзен в альбитизированном граните	»		
		«Западный»	Двуслюдяной гранит	Порода Биотит Мусковит	
			Мусковитовый гранит	Порода Мусковит	
	Альбитизированный гранит		Порода		
	Интенсивно альбитизированный гранит		» Мусковит		
	Кварцево-калишпатовое пегматоидное тело		Порода Мусковит		
	Грейзенизированный интенсивно альбитизированный гранит		Порода Мусковит		
	Мусковит-лепидолитовый		«Северный»	Биотитовый гранит	Порода Биотит
				Двуслюдяной гранит	Порода Биотит Мусковит
		Мусковитовый гранит		Порода Мусковит	
		Альбитизированный гранит		Порода Мусковит	
Интенсивно альбитизированный гранит		Порода Мусковит			
Амазонитовый интенсивно альбитизированный гранит		Порода Слюда			
Кварцево-амазонитовая пегматоидная зона		Порода Циннвальдит			
Грейзенизированный интенсивно альбитизированный гранит		Мусковит			
Грейзен в интенсивно альбитизированном граните		Порода Мусковит			
«Южный»		Биотитовый гранит		Порода	
	Двуслюдяной гранит	» Биотит Мусковит			

Nb	Ta	Nb:Ta	Zr	Hf	Zr:Hf
5	6	7	8	9	10
8,1(4)	2,0(4)	4,0	119(4)	3,2(4)	37
17,7(16)	79,3(16)	0,2	5,3(17)	2,9(12)	1,8
245(5)	103(5)	2,4	19(5)	8(5)	2,4
3,4(17)	62,9(17)	0,05	6,6(9)	5,6(9)	1,2
150(2)	100(2)	1,5	20(2)	7(2)	2,9
33(2)	30(2)	1,1	4,5(2)	>2,7(2)	>1,7
31,8(4)	9,8(4)	3,2	70(4)	3,4(4)	24
558(1)	48(1)	12	200(1)	9(1)	22
327(2)	55(2)	5,9	76(2)	5(2)	15
65,7(2)	16,0(2)	4,1	54(2)	3,2(2)	17
291(2)	64(2)	4,5	108(2)	6(2)	18
87,0(1)	30,3(1)	2,9	29(1)	3,8(1)	7,7
77,6(14)	63,5(14)	1,2	26(14)	6,3(14)	4,1
137(5)	64(5)	2,1	31(5)	5,6(5)	5,5
99,5(3)	35,7(3)	2,8	14(3)	1,6(3)	8,8
199(3)	46(3)	4,3	21(3)	3,3(3)	6,4
140(1)	24,0(1)	5,8	24(1)	5,6(1)	4,2
59(1)	19(1)	3,1	15(1)	≤4(1)	≥4
18,0(13)	1,7(13)	11	121(13)	3,7(13)	33
159(3)	6(3)	26	380(2)	9(2)	42
31,2(7)	3,5(7)	8,9	90(7)	3,8(7)	24
426(1)	22(1)	19	192(1)	6(1)	32
220(1)	18(1)	12	90(1)	4(1)	22
39,5(8)	3,2(8)	12	159(8)	4,7(8)	34
143(1)	29	4,9	25(1)	2(1)	12
143(14)	16,9(14)	8,5	57(14)	8,2(14)	7,0
322(3)	69(3)	4,7	18(1)	2(1)	9,0
72,6(14)	56,4(14)	1,3	39(14)	9,6(14)	4,1
115(6)	102(6)	1,1	23(3)	3,8(3)	6,0
76(7)	60(7)	1,3	42(7)	10,9(7)	3,8
98(3)	51(3)	1,9	27(3)	4,0(3)	6,8
125(2)	168(2)	0,7	186(2)	10,4(2)	6,8
150(2)	—	—	—	—	—
71(1)	53(1)	1,4	44(1)	<10(1)	>4,4
95,6(9)	25,5(9)	3,7	32(9)	8,3(9)	3,9
64(4)	60(4)	1,1	60(1)	3(1)	20
28(9)	4,1(9)	7	175(7)	4,7(7)	37
30(10)	5,8(10)	5	162(2)	4,4(2)	37
441(1)	78(1)	5,7	923(1)	21(1)	44
256(1)	55(1)	4,7	33(1)	2(1)	16

1	2	3	4
		Мусковитовый гранит	Порода Мусковит
		Альбитизированный гранит	Порода
		Интенсивно альбитизированный гранит	»
		Амазонитовый интенсивно альбитизированный гранит	»
		Грейзен в интенсивно альбитизированном граните	Слюда Лепидолит
Лепидолит-биотитовый	«Центральный»	Биотитовый гранит	Порода Биотит
		Альбитизированный гранит	Порода
		Интенсивно альбитизированный гранит	Слюда
		Кварцево-амазонитовая жила	Порода Слюда
			»
Амблигонит-лепидолитовый	Северо-Восток СССР	Альбитизированный гранит	Порода
		Кварцево-калишпатовая жила	»
		Грейзенизированный альбитизированный гранит	»
		Грейзен	»
Циннвальдитовый	Биту-Джидинский	Слабо альбитизированный цемент апоэруптивной брекчии	Порода
		Альбитизированный гранит	»
		Порфиробластический амазонитовый интенсивно альбитизированный гранит	»
		Альбитит	»
Мусковит-пролитониновый (биотитовый)	Казахстан	Слабо альбитизированный гранит	Порода
		Альбитизированный гранит из висячего бока массива	»
		Интенсивно альбитизированный гранит из висячего бока массива	»
		Альбитизированный гранит из лежачего бока массива	»
		Интенсивно альбитизированный гранит из лежачего бока массива	»
		Альбитит из трещинной зоны	»
		Грейзеновая зона в альбитизированном граните	»
Данные для сравнения			
Кислые породы (Виноградов, 1962)			Порода
Граниты, бедные кальцием (Turekian, Wedepohl, 1961)			»
Граниты СССР (Знаменский, 1964)			»
Биотитовые граниты СССР (Ляхович, 1970)			Биотит
Лейкократовые и двуслюдяные граниты (Ляхович, 1970)			Мусковит

Примечание. Данные по массиву «Южному», исключая анализы слюд из двуслюдяного А. А. Ситнича (1967).

5	6	7	8	9	10
33(10)	10,4(10)	3	—	—	—
190(4)	20(4)	9,5	—	—	—
28	20	1,4	—	—	—
49	49	1,0	—	—	—
77,2(56)	142(56)	0,5	15(31)	—	—
140(2)	20(2)	7	—	—	—
61(1)	143(1)	0,4	—	—	—
32,0(10)	5,9(10)	5,4	93(10)	2,9(10)	32
465(1)	69(1)	6,7	—	—	—
119(7)	29,3(7)	4,1	174(7)	17(7)	10
847(7)	55(7)	15	61(4)	<7(4)	>8,7
179(11)	83,1(11)	2,2	81(11)	25(11)	3,2
639(7)	143(7)	4,5	154(7)	18(7)	8,6
440(1)	49(1)	9	293(1)	30(1)	10
84(5)	47(5)	1,8	50(5)	4,2(5)	12
35(1)	27(1)	1,3	21(1)	2,0(1)	10
69(20)	59(20)	1,2	35(20)	2,7(20)	12
95(2)	85(2)	1,1	89(2)	6,5(2)	14
31(1)	1,5(1)	21	319(1)	8,2(1)	39
164(11)	14,0(11)	12	220(11)	14,5(11)	15
151(47)	17,3(47)	8,7	246(47)	22,3(47)	11
62(5)	8,0(5)	7,8	190(5)	18,0(5)	10,5
20(1)	2,0(2)	10	217(1)	4,4(1)	49
338(7)	24,7(7)	14	788(7)	44(7)	19
368(3)	24,0(3)	15	905(3)	60(3)	15
275(3)	18,2(3)	15	682(3)	32(3)	21
336(4)	19,2(4)	18	679(4)	38(4)	18
120(2)	6,0(2)	20	316(2)	12(2)	26
260(2)	22,1(2)	12	715(2)	40(2)	18
20	3,5	5,7	200	1,0	200
21	4,2	5	175	3,9	45
24,0	3,6	7	—	—	—
143(233)	18,8(196)	7,6	—	—	—
133(69)	33(72)	4,0	—	—	—

Граниты и грейзены, заимствованы из работ Н. Е. Залашковой (1969), Н. Е. Залашковой и

Содержания тантала и ниобия, а также значения их отношений в «материнских» гранитах меняются от заметно меньших, чем кларковые, до превосходящих их. Таким образом, повышенные содержания этих элементов в «материнских» интрузиях не могут рассматриваться как обязательный признак массивов с акцессорной тантал-ниобиевой минерализацией. Более показательно, по-видимому, повышенное против среднего для гранитов содержание тантала, а также ниобия в биотитах исходных гранитов, как это ранее отмечали Н. Е. Залашкова и А. А. Ситнин (1967). Однако, как показывают пример участка «Северного» (табл. 43) и данные, приводимые В. В. Ляховичем (1970), и это условие выполняется далеко не всегда. Тем не менее следует отметить, что наибольшими содержаниями тантала и ниобия в биотитах «материнских» гранитов характеризуются массивы мусковит-лепидолитового и лепидолит-биотитового типов с наиболее высокими концентрациями этих элементов в альбитизированных породах (массивы «Центральный», «Южный»; табл. 43).

Более существенной особенностью танталоносных интрузий и комплексов, очевидно, является накопление ниобия и особенно тантала в их поздних фазах и дифференциатах, установленное ранее для редкометальных гранитов ильменит-монацитового типа, аляскитов и пегматитов (Гинзбург, 1956; Герасимовский, Знаменский, 1959; Подольский, 1964; Знаменский и др., 1968). Это, несомненно, свидетельствует о том, что предпосылки тантало-ниобиевой минерализации закладываются уже в процессе становления гранитоидных серий и магматической дифференциации интрузий.

В альбитизированных породах содержания тантала и ниобия возрастают. Максимумы концентрации тантала обычно достигают в интенсивно альбитизированных гранитах, тогда как у ниобия максимум сдвигается в сторону менее альбитизированных пород, нередко перемещаясь в зону альбитизированных гранитов. В альбититах, особенно анхимономинеральных, проявляется тенденция к выносу как тантала, так и ниобия.

Содержания тантала и ниобия в слюдах измененных пород нередко возрастают по сравнению с исходными. Наблюдается относительное обогащение танталом слюд из более измененных пород. Как и следовало ожидать (Ситнин, 1966; Ляхович, 1970), наибольшее количество тантала и ниобия в биотитах из массивов мусковитового и мусковит-лепидолитового типов устанавливается в двуслюдяных гранитах. Содержания ниобия и обычно тантала в сосуществующих с ним мусковитах заметно ниже. В массивах лепидолит-биотитового типа максимальные концентрации ниобия в литневом биотите отмечены для слабо альбитизированных гранитов. С усилением интенсивности метасоматических преобразований ранней стадии происходит уменьшение содержания ниобия в слюдах при некотором росте содержания тантала. Как следует из сопоставления данных табл. 43 с содержаниями слюд в породах (см. гл. I) и аналогичных результатов других исследователей (Ко-

валенко и др., 1971; и др.), в слюдах концентрируется 30—60% ниобия и 20—50% тантала слабо измененных гранитов «материнских» интрузий. В альбитизированных гранитах основная масса тантала и ниобия содержится в тантало-ниобатах. Подчиненные количества приходится на долю других аксессуариев (в первую очередь, касситерита) и слюд. Доля тантала, приходящаяся на слюды, в альбитизированных гранитах не превышает 7—10%. Для ниобия она обычно выше (10—30%) и в единичных случаях может превышать 50% (табл. 43, массив «Восточный»).

Нарастание содержаний ниобия и тантала в породе по мере усиления интенсивности метасоматизма и отсутствие зон их выноса (мобилизации) показывают, что повышенные концентрации этих элементов связаны с их привносом остаточными магматогенными растворами. Уменьшение содержания ниобия и, зачастую, тантала в мусковитах из двуслюдяных и мусковитовых гранитов по отношению к биотитам тех же пород, очевидно, не может служить свидетельством выноса этих элементов из гранитов в процессе их мусковитизации, как это предполагалось в работах Н. Е. Залашковой, А. А. Ситнина (1967) и А. А. Беуса (1968). Полученные нами и литературные данные (Ситнин, 1966; Ляхович, 1970) показывают, что в данном случае на фоне общего привноса тантала и ниобия принципиально изменяется характер их распределения между минералами: возрастает значение редкометалльных аксессуариев в концентрировании тантала и ниобия по отношению к слюдам.

Высокие содержания тантала и ниобия характерны для альбитизированных гранитов различных парагенетических типов независимо от присутствия и масштабов проявления метасоматитов поздних стадий. Это, несомненно, свидетельствует о ведущем значении ранней щелочной стадии (альбитизации) в накоплении и перераспределении тантала и ниобия в альбитизированных массивах. Соответственно щелочной направленности метасоматизма максимум содержаний тантала смещен относительно максимума содержаний ниобия в сторону более альбитовых пород. То есть, как и следовало ожидать, исходя из принципа кислотно-основного взаимодействия (Коржинский, 1957) и экспериментальных данных (Бабко и др., 1963), при взаимодействии подщелочного магматогенного флюида с гранитом происходит разделение ниобия и тантала с относительным обогащением последней зоны более высокой щелочности.

Сравнивая содержания редких элементов в массивах различных типов, нетрудно заметить, что относительно обогащены ниобием те из них, для которых характерны парагенезисы с железистыми слюдами. Особенно резко выделяются высокими содержаниями этого элемента альбитовые граниты мусковит-протолитионитового (биотитового) типа, и наоборот: наиболее значительные концентрации тантала присущи гранитам с преобладанием светлых, особенно высокоглиноземистых литневых слюд (мусковит-лепидолитовый, лепидолит-биотитовый типы). Отношения Ta:Nb

в них повышаются до 1 и выше (мусковитовый тип; табл. 43).

Привнос и осаждение тантала и ниобия характерны и для *стадии кварцево-калишпатового метасоматизма*. Однако из-за более ограниченных масштабов проявления значение ее в балансе редких элементов в массивах мусковит-лепидолитового и лепидолит-биотитового типов невелико, а в массивах мусковитового типа — крайне незначительно. В большинстве изученных нами массивов в слюдах кварцево-калишпатовых зон наблюдается некоторое увеличение отношений Nb:Ta по сравнению с однотипными слюдами интенсивно альбитизированных гранитов.

Содержания ниобия и тантала в *образованиях стадии кислотного выщелачивания (грейзенах)* также намного превосходят их содержания в «исходных» гранитах. По сравнению с интенсивно альбитизированными гранитами, метасоматиты этой стадии относительно обеднены ниобием, а мусковиты из них обеднены и ниобием, и танталом. Как следует из сопоставления величин отношений Nb:Ta в породах и мусковитах грейзенов и интенсивно альбитизированных гранитов, величина этого отношения в редкометалльных акцессориях грейзенов должна быть намного выше, чем в акцессориях интенсивно альбитизированных гранитов тех же массивов.

Закономерное уменьшение ниобий-танталового отношения в послемагматических образованиях всех парагенетических типов, за исключением наиболее близкого к щелочным альбитизированным гранитам мусковит-протолитионитового, показывает, что отмеченный выше процесс относительного обогащения танталом поздних членов регрессивного ряда магматических образований гранитных комплексов продолжается на послемагматических этапах развития. Следовательно, изменение коэффициента распределения тантала между жидкой и твердой фазами происходит в большей мере, чем ниобия, способствуя их разделению.

Таким образом, имеющиеся данные дают основание полагать, что концентрация тантала в альбитизированных гранитах обусловлена в основном двумя факторами: накоплением тантала (и в меньшей степени ниобия) в остаточных дифференциатах гранитоидных комплексов и гидротермальной кислотно-основной дифференциацией в раннюю щелочную стадию послемагматического этапа. Следовательно, благоприятной предпосылкой существенно танталовой минерализации является высокая степень дифференциации гранитоидных комплексов в условиях, обеспечивающих продолжительное взаимодействие жидкой и твердой фаз в наибольшем интервале температур при отсутствии интенсивного кристаллохимического рассеивания (например, в интрузиях ильменит-монацитового типа (Знаменский, Пополитов, 1964)). В результате взаимодействия возникающих при этом остаточных жидкостей, обогащенных танталом, ниобием, а также альбитовым компонентом (Коваленко, Коваль, 1968), с гранитом происходит дальнейшее разделение и осаждение тантала и ниобия в зонах наиболее интенсивного метасоматоза.

Содержание циркония в исходных и слабо измененных гранитах «материнских» интрузий заметно ниже кларкового (см. табл. 43). В аляскитах литий-фтористого типа, с которыми связаны плюмазитовые альбитовые граниты Восточной Монголии, оно заметно превосходит кларк (Коваленко и др., 1971). Содержание гафния в этих породах находится на уровне среднего для гранитов или же превышает его. Отношение циркония к гафнию в «материнских» гранитах формации обычно имеет меньшие значения, чем среднее для гранитов (см. табл. 43).

При альбитизации гафний накапливается в альбитизированных гранитах, причем в интенсивно альбитизированных гранитах — наиболее значительно. Высокие содержания циркония характерны лишь для альбитизированных гранитов мусковит-протолитионитового типа. В цинвальдитовых они близки к кларковым, а в альбитизированных гранитах остальных типов содержание циркония резко снижается в связи с растворением его основного минерала-носителя — циркона. Отношение циркония к гафнию в породах и слюдах уменьшается с усилением интенсивности альбитизации. Единственное отклонение от этой закономерности связано с альбититами массива мусковит-протолитионитовых гранитов (см. табл. 43). Возможные причины кажущегося нарушения принципа кислотно-основного взаимодействия будут рассмотрены в следующей главе.

Любопытная особенность распределения элементов рассматриваемой группы, своеобразная «эманационная» дифференциация наблюдается в массиве мусковит-протолитионитового типа, для которого отмечено грубо симметричное, усиливающееся и к лежащему и к всяческому контактам массива развитие альбитизации (гл. I—VI). Однако максимальные концентрации редких элементов, в первую очередь циркония, в массиве тяготеют к его всяческому боку. В наименьшей степени «эманационная» дифференциация отражается на поведении ниобия (см. табл. 43), для которого, как для тантала и гафния, связь с интенсивностью процесса альбитизации проявлена весьма отчетливо.

Содержания циркония и гафния в кварцево-калишпатовых и грейзеновых образованиях близки к содержаниям их в альбитовых гранитах, среди которых они залегают.

II. Олово

Несмотря на то, что многие массивы альбитизированных гранитов, например, в Забайкалье, Монголии, на Северо-Востоке СССР, относятся к оловоносным комплексам, содержание олова в «материнских» гранитах формации обычно близко к кларковым (табл. 44). При этом содержание олова в биотите (табл. 44, участок «Северный») может быть почти на порядок ниже обычного для оловоносных гранитов (Барсуков, 1957). Однако для большинства массивов это правило, очевидно, сохраняется.

Содержание олова и бериллия в породах и некоторых минералах массивов альбитизированных гранитов, г/т

Парагенетический тип	Массив или участок	Порода	Материал	Sn	Be	
1	2	3	4	5	6	
Мусковитовый	«Восточный»	Гранофировый гранит	Порода	2,9(5)	3,8(6)	
		Интенсивно альбитизированный гранит	» Мусковит	9,5(17) 328(5)	95(18) 27(6)	
		Кварцевый и анхимономинеральные альбититы	Порода Мусковит	4,0(15) 262(3)	50(15) —	
		Грейзен в альбитизированном граните	Мусковит	162(4)	52(3)	
		Экзогрейзен	Порода Биотит Мусковит	12(2) 35(1) 150(1)	— — 24,5(1)	
		«Западный»	Двуслюдяной гранит	Порода Биотит Мусковит	11(3) 360(2) 388(3)	19(4) 10(2) 16(3)
	Мусковитовый гранит		Порода Мусковит	54(2) —	16(2) 12(2)	
	Альбитизированный гранит		Порода	45(1)	94(1)	
	Интенсивно альбитизированный гранит		» Мусковит	61(4) 440(3)	81(14) 21(5)	
	Кварцево-калишпатовое пегматоидное тело		Порода Мусковит	163(3) 100(1)	9,3(3) 12(2)	
	Грейзенизированный интенсивно альбитизированный гранит		Порода Мусковит	23(1) 400(1)	75(1) 39(1)	
	Мусковит-лепидолитовый	«Северный»	Биотитовый гранит	Порода Биотит Калишпат Плагиоклаз	2,6(13) 16(2) 1,1(3) —	2,4(13) 2,8(4) 1,8(3) 4,6(3)
			Двуслюдяной гранит	Порода Биотит Мусковит Калишпат Плагиоклаз	6,4(7) 267(3) 357(3) 0,8(2) —	5,6(5) 8,7(3) 16(3) 3,4(2) 12(2)
			Мусковитовый гранит	Порода Мусковит Калишпат	5,3(8) 450(2) 1,0(1)	9,5(12) 22(2) 6,9(1)
Альбитизированный гранит			Порода Мусковит Калишпат	86(14) 775(2) 1,0(1)	14(21) 18(2) 8,2(2)	

1	2	3	4	5	6
Мушкетит-лепидолитовый	«Северный»	Интенсивно альбитизированный гранит	Порода Мушкетит Калишпат Плагиоклаз	33(21) 823(6) 0,6(1) —	30(24) 17(4) 10(3) 5,1(3)
		Альбитит	Порода	8,6(5)	—
		Амазонитовый интенсивно альбитизированный гранит	» Лепидолит Калишпат Плагиоклаз	13(8) 187(3) 1,7(2) —	16(7) 28(2) 15(2) 33(2)
		Грейзен в интенсивно альбитизированном граните	Порода »	109(9) 700(2)	24(8) 18(3)
		Альбитизированный вмещающий гранит	» Мушкетит Калишпат Плагиоклаз	41(6) 600(1) 3(1) —	27(6) 20(1) 54(1) 9,1(1)
		«Южный»	Биотитовый гранит	Порода	3,7(11)
	Двуслюдяной гранит		Биотит Мушкетит	200(1) 450(1)	— —
	Амазонитовый интенсивно альбитизированный гранит		Порода	32(30)	8
	Грейзен		Лепидолит	109(1)	—
	Лепидолит-биотитовый	«Центральный»	Биотитовый гранит (Кузьмин, Антипин, 1972)	Порода	3,7(11)
Альбитизированный гранит			» Слюда	166(7) 350(5)	4,7(7) 21(5)
Интенсивно альбитизированный гранит			Порода Лепидолит	370(17) 199(8)	4,4(17) 20(10)
Кварцево-амазонитовая жила			»	150(1)	22(1)
Экзогрейзен			Порода	388(3)	19(3)
Лепидолит-биотитовый	Майкуль	Двуслюдяной гранит первой фазы	Порода	17*(5)	1,4*(5)
		Слабо альбитизированный гранит первой фазы	»	45*(5)	<1*(5)
		Амазонитовый альбитизированный гранит дополнительной фазы	»	30*(16)	2,4*(16)
		Кварцево-амазонитовые зоны	»	14*(3)	2*(3)
		Апосланцевый экзогрейзен	»	40*(1)	10*(1)
Амблито-литовый	Северо-Восток СССР	Альбитизированный гранит	Порода	460*(6)	2,4*(5)
		Кварцево-калишпатовая жила	»	4000*(1)	1,0*(1)
		Грейзен	»	>4000*(2)	1,0*(2)

1	2	3	4	5	6	
Амблигонит- лепидолито- вый	Французский массив	Альбитовый гранит Монтбра (Aubert, 1968)	Порода	1430(5)	7(5)	
		Альбитовый гранит Бовуар (Эшасьер) (Aubert, 1968)		>	1290(40)	117(40)
Циннвальдитовый	Биту-Джидинский	Слабо альбитизированный це- мент апоэруптивной брек- чии	>	2,6(1)		
		Альбитизированный гранит	>	12(11)	6,3(11)	
		Порфиробластический амазо- нитовый интенсивно аль- битизированный гранит	>	19(47)	5,3(47)	
		Альбитит	>	21(5)	3,0(5)	
		Вмещающий сланец	>	4,0(12)	1,5(12)	
		Экзоконтактная аполанце- вая оторочка		43(3)	50(3)	
Мусковит-протолитнионитовый (био- титовый)	Казахстан	Слабо альбитизированный гранит	Порода	20*(2)	6*(2)	
		Альбитизированный гранит из висячего бока массива		>	23*(11)	8*(11)
		Интенсивно альбитизирован- ный гранит из висячего бо- ка массива		>	40*(3)	9*(3)
		Альбитизированный гранит из лежащего бока массива		>	23*(9)	5*(9)
		Интенсивно альбитизирован- ный гранит из лежащего бока массива		>	20*(9)	7*(9)
		Альбитит из трещинной зоны		>	8*(2)	2*(2)
		Грейзеновая зона в альбити- зированном граните		>	7*(3)	1*(3)
		Данные для сравнения				
Кислые породы (Виноградов, 1962)	>	3	5,5			
Граниты, бедные кальцием (Turekian, Wedepohl, 1961)	>	3	3			

Примечание. Данные по массиву «Южному», исключая анализы слюд, заимство-
ваны из работ Н. Е. Залашковой (1969), Н. Е. Залашковой и А. А. Ситнина (1967). Звездоч-
кой обозначены данные приближенного количественного спектрального анализа.

Содержание олова значительно увеличивается уже в слабо
измененных двуслюдяных и мусковитовых гранитах. В слюдах из
этих пород оно уже нигде не опускается ниже уровня, характер-
ного для оловоносных гранитов. Максимальных значений концент-
рации олова достигают в альбитизированных и интенсивно альби-

тизированных гранитах лепидолит-биотитового и амблигонит-лепидолитового типов. По этому признаку особенно выделяются амблигонит-лепидолитовые альбитовые граниты, концентрации олова в которых поднимаются до десятых долей процента (табл. 44). В зонах альбититов содержание олова вновь снижается.

Для альбитизированных гранитов весьма характерны повышенные концентрации олова в экзоконтактных оторочках их массивов и особенно в топазово-кварцевых «экзогрейзеновых» жилах массивов лепидолит-биотитового типа (Левицкий и др., 1963).

Касситерит в значительных количествах встречается в кварцево-амазонитовых жилах. Поздние грейзеновые зоны и жилы также содержат повышенные против кларковых количества олова.

Главные минералы-носители и концентраторы олова — слюды и касситерит, появляющийся в альбитизированных и грейзенизированных разновидностях пород. Интересно, что при переходе от двуслюдяных к интенсивно альбитизированным гранитам содержание олова в мусковите возрастает, тогда как в слюдах грейзенизированных гранитов наблюдается обратное явление — «очищение» мусковита от примеси олова по мере роста интенсивности грейзенизации. Концентрации олова в мусковитах из двуслюдяных гранитов в том и другом случае выше, чем в ассоциирующих с ними биотитах.

Отмеченная для ниобия «эманационная» дифференциация в разрезе альбитизированного массива мусковит-протолитионитового типа устанавливается и для олова (табл. 44). Интересно, что такое же распределение олова наблюдается и относительно полового «рудоконтролирующего» нарушения на массиве «Северном-II» (см. рис. 7, 8). Породы всяческого бока этой структуры более чем на порядок (86 г/т) обогащены оловом по сравнению с подобными же альбитизированными гранитами лежащего бока (1,4 г/т).

III. Бериллий

Среди альбитизированных гранитов высокими акцессорными содержаниями бериллия и акцессорной бериллиевой минерализацией выделяются массивы, в которых преобладают парагенезисы с высокоглиноземистыми слюдами. Это, в первую очередь, массивы мусковитового и амблигонит-лепидолитового типов, а также мусковит-лепидолитового с явным преобладанием мусковитовых парагенезисов над «литий-фтористыми». В альбитизированных гранитах этих типов содержания бериллия на порядок и более превосходят кларковые. Для прочих типов это превышение не более чем 2- или 3-кратное, а в альбитизированных гранитах лепидолит-биотитового типа наблюдается даже снижение содержания бериллия до уровня ниже среднего для гранитов (см. табл. 44).

Содержание бериллия в «материнских» гранитах массивов «бериллиеносных» альбитизированных гранитов может быть различным, в том числе и ниже кларкового. Оно заметно возрастает уже

в слабо измененных породах, достигая максимума в зоне интенсивно альбитизированных пород и вновь понижаясь в альбититах (см. табл. 44). Заметно возрастает содержание бериллия в породообразующих минералах двуслюдяных, мусковитовых, а также более измененных гранитов. Наиболее высоких концентраций оно обычно достигает в слюдах апогранитов. Причем, достигнув величины порядка $(20-25 \cdot 10^{-4} \%)$ в слабо измененных гранитах, оно сохраняется на том же уровне и в бериллсодержащих метасоматитах.

Основной минерал-носитель бериллия в слабо измененных гранитах — плагиоклаз, а в гранитах с акцессорной бериллиево-минерализацией — берилл (мусковитовые парагенезисы) или гердерит (амблигонит-лепидолитовые парагенезисы). Бериллием обогащены также экзоконтактовые оторочки массивов, в том числе экзогрейзены массивов лепидолит-биотитового типа, в эндоконтактовых метасоматитах которых его содержания минимальны (см. табл. 44, массив «Центральный»).

Содержания бериллия в кварцево-калишпатовых метасоматитах и грейзенах сопоставимы с его содержаниями в альбитизированных гранитах тех же массивов.

IV. Литий, рубидий, цезий

Редкие щелочные элементы концентрируются в послемагматических образованиях массивов альбитизированных гранитов (табл. 45). Накопление лития, рубидия, цезия наиболее значительно в породах, содержащих высокоглиноземистые литиевые слюды, в первую очередь, — в амблигонит-лепидолитовых альбитизированных гранитах, где появляются литиевые фосфаты группы амблигонита — монтебразита и акцессорный сподумен. Особое место среди элементов данной группы принадлежит литию, уровень концентраций которого в альбитизированных гранитах различных парагенетических типов меняется от близкого к кларку (мусковитовый тип) до значений, ставящих его в один ряд с петрогенными элементами (амблигонит-лепидолитовый тип, табл. 45).

Содержания редких щелочных элементов в «материнских» гранитах колеблются в довольно широких пределах: от меньших чем кларковые, до превышающих средние значения для гранитов в 2—3 раза. В то же время концентрации лития, рубидия и цезия в биотитах исходных гранитов namного превосходят значения, обычные для биотитов гранитных интрузий, не несущих редкометальной минерализации (табл. 45). Эта особенность состава биотитов, как уже отмечалось (Залашкова, Ситнин, 1967; Коваль, Кузьмин и др., 1972), по-видимому, один из важных признаков «материнских» гранитов рассматриваемой формации и большинства редкометальных гранитов вообще.

В метасоматитах ранней послемагматической стадии наблюдается общее увеличение содержания лития, рубидия и цезия по

сравнению с исходными породами (табл. 45). Основными минералами-носителями редких щелочных элементов в этих образованиях являются слюды и калишпат (рубидий, цезий), главный минерал-концентратор — слюда. В амблигонит-лепидолитовых парагенезисах к ней добавляется амблигонит-монтебразит, а в некоторых случаях — сподумен.

Наиболее высоких значений содержания рубидия и цезия в породах и минералах достигают в зоне либо альбитизированных, либо интенсивно альбитизированных гранитов (табл. 45). Отношение калия к рубидию и цезию в породах и минералах при этом сильно снижается по сравнению с исходными и слабо измененными гранитами.

Максимум содержания лития в зависимости от парагенетического типа массива смещается из зоны слабо измененных гранитов (двуслюдяные и мусковитовые граниты, мусковитовый тип) в зону альбитизированных гранитов (мусковит-протолитионитовый, лепидолит-биотитовый типы) и интенсивно альбитизированных гранитов (мусковит-лепидолитовый, амблигонит-лепидолитовый, цинвальдитовый типы). Эволюция содержания лития в слюде имеет характерные особенности в массивах каждого из выделенных парагенетических типов (см. рис. 21). Из сопоставления содержания лития в слюдах и породах следует, что максимум содержания лития в породе далеко не всегда совпадает с наибольшим его содержанием в минерале-носителе — слюде. Различие проявляется при сравнении мусковитового и мусковит-лепидолитового (1-й подтип) типов с лепидолит-биотитовым (см. рис. 14), где увеличение литиевости слюды в интенсивно альбитизированных гранитах происходит параллельно с его выносом из породы.

Содержания редких щелочных элементов уменьшаются в наиболее альбитизированных породах, снижаясь в альбититах до уровня «материнских» гранитов и ниже его (см. табл. 45).

В экзоконтактовых метасоматитах ранней стадии происходит накопление лития, рубидия и цезия, которое достигает максимума в экзогрейзеновых оторочках массивов. Высокие концентрации редких щелочных элементов, особенно рубидия и цезия, характерны и для образований стадии кварцево-калишпатового замещения.

В стадию грейзенизации иногда наблюдается вынос лития из грейзенизированных интенсивно альбитизированных гранитов мусковитового типа и увеличение его содержания в грейзенах. Содержание рубидия и цезия в поздних грейзенах обычно превосходит содержание этих элементов во вмещающих альбитизированных гранитах за счет большого количества слюды в грейзеновых образованиях (см. табл. 45). Это приводит к понижению калий-рубидиевого отношения в грейзенах до величины меньшей, чем в альбитизированных гранитах, тогда как в калиевых минералах грейзенов значение этого отношения выше, чем в минералах альбитизированных пород.

Геохимическая история лития в апогранитном процессе теснейшим образом связана с фтором (Геохимия ..., т. 1, 1964). Это

Содержание калия, лития, рубидия, цезия и значения калий-Дубидиевого отношения в породах и минералах массивов альбитизированных гранитов

Парагетический тип	Массив или участок	Порода	Материал	K, %	Li	Rb	Cs	K:Rb
					г/г			
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Мусковитовый	«Восточный»	Гранофировый гранит	Порода	5,25(6)	32(3)	145(6)	33(3)	362
		Интенсивно альбитизированный гранит	»	1,74(18)	43(5)	468(18)	—	37
		Мусковит	Мусковит	8,47(11)	585(8)	4345(11)	—	19
		Альбитит кварцевый и анхимономинеральный	Порода	0,40(17)	24(6)	85(15)	20(6)	47
		Вмещающий биотитовый гранит	»	3,60(9)	48(7)	98(9)	18(7)	367
		Биотит	Биотит	7,68(2)	648(1)	375(2)	—	205
		Экзогрейзен из оторочки альбитизированных гранитов	Порода	4,36(5)	800(5)	1280(5)	83(3)	34
		Биотит	Биотит	7,50(1)	1390(1)	860(1)	—	87
		Мусковит	Мусковит	8,60(1)	1950(1)	3020(1)	210(1)	28
		«Западный»	Двуслюдяной гранит	Порода	3,54(4)	178(4)	296(4)	<5(4)
	Биотит		Биотит	7,00(2)	3400(2)	1530(2)	390(2)	46
	Мусковит		Мусковит	8,63(3)	2067(3)	1953(3)	293(3)	44
	Мусковитовый гранит		Порода	3,47(4)	321(3)	687(3)	34(3)	50
	Мусковит		Мусковит	8,92(2)	5700(2)	4400(2)	405(2)	20
Альбитизированный гранит	Порода		2,82(3)	83(4)	665(4)	4(4)	42	
Интенсивно альбитизированный гранит	»		2,90(15)	69(17)	799(17)	48(17)	36	
Мусковит	Мусковит		8,62(5)	820(5)	4840(5)	230(5)	18	
Мусковит-лепидолитовый	«Северный»	Кварцево-калишпатовая зона	Порода	5,00(1)	358(1)	1240(1)	64(1)	40
		Мусковит	Мусковит	8,67(3)	1900(2)	3333(1)	177(3)	26
		Грейзенизированный альбитизированный гранит	»	8,25(1)	926(1)	3900(1)	150(1)	21
		Биотитовый гранит	Порода	3,82(13)	17(13)	152(13)	≤4(10)	251
		Биотит	Биотит	7,05(4)	1820(4)	1198(4)	355(2)	59
		Калишпат	Калишпат	11,46(3)	—	610(3)	5(3)	188
		Двуслюдяной гранит	Порода	3,84(11)	82(11)	481(11)	17(5)	80
		Биотит	Биотит	6,70(1)	3075(2)	2500(1)	220(1)	27
		Мусковит	Мусковит	8,50(2)	2433(3)	2435(2)	208(2)	35
		Калишпат	Калишпат	11,25(2)	—	1300(2)	30(2)	86
		Мусковитовый гранит	Порода	4,04(20)	72(20)	459(20)	17(16)	88
		Мусковит	Мусковит	9,00(2)	2400(2)	2480(2)	230(2)	36
		Калишпат*	Калишпат*	7,35(1)	—	900(1)	19(1)	82
		Альбитизированный гранит	Порода	3,26(38)	66(30)	1014(30)	21(13)	32
Мусковит	Мусковит	8,70(3)	2717(6)	7500(3)	297(3)	12		
Калишпат*	Калишпат*	10,80(2)	—	3800(2)	52(2)	28		
Интенсивно альбитизированный гранит	Порода	2,65(69)	36(53)	1040(55)	15(40)	25		
Мусковит	Мусковит	8,67(4)	1188(6)	6818(4)	260(3)	13		
Калишпат*	Калишпат*	8,43(3)	—	3667(3)	45(3)	23		
Альбитит кварцевый и анхимономинеральный	Порода	0,84(6)	19(4)	290(4)	6(2)	29		
Амазонитовый интенсивно альбитизированный гранит с литиевой слюдой	Порода	2,94(12)	271(17)	1331(12)	20(6)	22		
Слюда	Слюда	8,08(2)	16320(3)	16600(2)	400(2)	4,9		
Калишпат*	Калишпат*	9,50(2)	—	5440(2)	57(2)	17		
Кварцево-амазонитовые зоны	Порода	4,12(4)	926(4)	2568(4)	31(1)	16		
Слюда	Слюда	8,32(3)	13730(4)	8633(3)	400(3)	9,6		
Калишпат	Калишпат	10,68(4)	—	5000(4)	50(4)	21		
Грейзенизированный гранит	Порода	2,73(10)	28(6)	844(6)	6(4)	32		
Мусковит	Мусковит	8,65(1)	1500(1)	6000(1)	220(1)	14		
Грейзен в интенсивно альбитизированном граните	Порода	2,58(1)	139(10)	1000(10)	17(19)	26		
Мусковит	Мусковит	9,81(3)	720(4)	4433(3)	124(3)	20		
Калишпат*	Калишпат*	6,70(1)	—	2240(1)	34(1)	30		
Вмещающий биотитовый гранит	Порода	3,53(6)	20(6)	145(6)	≤4(6)	243		
Грейзенизированный гранит внешней зоны экзоконтактных изменений	Порода	4,23(19)	62(16)	303(16)	≤7(12)	140		
Грейзен внешней зоны экзоконтактных изменений	Порода	4,28(2)	46(2)	335(2)	8(2)	128		

1	2	3	4	5	6	7	8	9	
Мусковит-лепидолитовый		Альбитизированный гранит внутренней зоны экзоконтактовых изменений	Порода	2,66(3)	58(3)	781(3)	14(3)	34	
		Альбитизированный гранит зоны ближайшего экзоконтакта	Порода Мусковит	5,56(6) 8,80(1)	410(6) 3300(1)	1990(6) 7100(1)	67(5) 300(1)	28 12	
		Биотитовый гранит (Залашкова, Ситнин, 1967; Залашкова, 1969)	Порода Биотит	3,90(29) 6,37(1)	120 1730(8)	390(7) 1190(1)	15(7) 170(1)	100 54	
	«Южный»	Двуслюдяные граниты (Залашкова, Ситнин, 1967; Залашкова, 1969; по слюдам данные автора)	Порода	3,84(3)	—	404(10)	22(10)	95	
			Биотит	7,30(1)	—	2270(1)	620(1)	39	
			Мусковит	9,05(1)	—	1830(1)	230(1)	49	
		Мусковитовый гранит (Залашкова, Ситнин, 1967; Залашкова, 1969)	Порода	3,74(3)	165	455(10)	22(10)	82	
			Мусковит	8,90(4)	1630(4)	2020(4)	208(4)	44	
		Альбитизированный гранит (Залашкова, Ситнин, 1967, Залашкова, 1969)	Порода	3,95(10)	389	1217	—	32	
			Мусковит	8,53	3936(3)	4656	140	18	
Мусковитсодержащий интенсивно альбитизированный гранит (Залашкова, Ситнин, 1967; Залашкова, 1969)	Порода	3,87	264	1153	—	34			
	Мусковит	7,21	5973(4)	4300	94	17			
Амазонитовый интенсивно альбитизированный гранит (Залашкова, Ситнин, 1967; Залашкова, 1969)	Порода	3,15(12)	1370	1490(38)	50(38)	21			
	Слюда	8,38(2)	18000(5)	11100(2)	310(2)	7,5			
	Кварцево-амазонитовая жила	»	8,19(2)	11760(2)	6715(2)	210(2)	12		
Лепидолит-топазово-кварцевый грейзен	»	»	7,95(1)	22400(1)	7200(1)	270(1)	11		
	«Центральный»	Биотитовый гранит (Кузьмин, Антипин, 1972) (данные автора)	Порода	3,86(9)	70(8)	333(9)	—	115	
			Биотит	7,10(1)	1400(1)	1400(1)	170(1)	51	
Альбитизированный гранит		Порода	3,57(7)	694(7)	1141(7)	23(7)	31		
		Слюда	7,93(7)	12029(7)	6807(7)	340(7)	12		
Интенсивно альбитизированный гранит		Порода	3,01(16)	401(16)	1186(16)	12(16)	25		
	Слюда	7,92(14)	21209(11)	10259(14)	241(14)	7,7			
Альбитит	Порода	1,14(2)	266(2)	460(2)	<5(2)	25			
Лепидолит-биотитовый	«Центральный»	Альбитизированный гранит	Порода	3,86(9)	70(8)	333(9)	—	115	
			Биотит	7,10(1)	1400(1)	1400(1)	170(1)	51	
Амблигонит-лепидолитовый	Северо-Восток СССР	Вмещающие песчано-сланцевые породы (Беус и др., 1968)	Порода	2,24(38)	35(82)	102(57)	11(33)	220	
			»	3,70(3)	>990(3)	4560(3)	120(3)	8,1	
		Экзогрейзен из оторочки массива (данные автора) (Ситнин, Разина, 1963)	Слюда	6,87(1)	21200(2)	11629(1)	283(1)	5,9	
	Французский массив	Альбитизированный гранит	Порода	2,82(6)	>990(5)	1460(6)	130(6)	19	
			Лепидолит	7,92(4)	21080(4)	8800(4)	1200(4)	9,0	
			Кварцево-калишпатовая жила	Порода	8,85(1)	>990(1)	6130(1)	260(1)	14
			Лепидолит	7,74	14900(1)	9700(1)	190(1)	8,0	
			Грейзенизированный альбитизированный гранит	Порода	2,76	>990(20)	1480(20)	95(20)	19
	Цинвальдитовый	Биту-Джидинский	Альбитизированный гранит	Порода	2,78(11)	292(11)	452(11)	10(11)	62
				»	2,53(47)	624(47)	602(47)	10(47)	42
Порфиробластический амазонитовый интенсивно альбитизированный гранит			»	0,48(5)	130(5)	76(5)	4(5)	63	
Апсланцевая экзоконтактовая оторочка	»	»	2,01(12)	67(12)	96(12)	7(12)	210		
	»	»	2,92(3)	>990(3)	1256(3)	68(3)	23		
Цинвальдитовый	Биту-Джидинский	Апсланцевая экзоконтактовая оторочка	Порода	4,01(2)	76(2)	251(2)	8(2)	160	
			»	3,04(11)	319(11)	998(11)	12(11)	30	
			Слюда	6,75(2)	7110(2)	8190(2)	—	8,2	

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Мусковит-протогиониновый (биотитовый)	Казахстан	Интенсивно альбитизированный гранит из всячего бока массива	Порода	2,47(3)	122(3)	1042(3)	17(3)	24
		Альбитизированный гранит из лежащего бока массива	»	3,09(9)	210(9)	874(9)	10(9)	35
		Интенсивно альбитизированный гранит из лежащего бока массива	»	3,08(9)	180(9)	758(9)	17(9)	41
		Альбитит кварцевый	»	1,50(2)	7(2)	262(6)	6(2)	57
		Грейзеновая зона в альбитизированном граните	»	2,82(3)	39(3)	611(3)	7(3)	46
Данные для сравнения								
Граниты, бедные кальцием (Turekian, Wedepohl, 1961)			Порода	4,20	40	170	4	247
Кислые породы (Виноградов, 1962)			»	3,34	40	200	5	167
Граниты, бесперспективные на редкие элементы (Залашкова, Ситин, 1967)			Биотит	6,62	562	870	42	76

* Концентраты минералов, полученные центрифугированием в тяжелых жидкостях.

находит отражение в прямой корреляции содержаний данных элементов в минерале-носителе и в зависимости поведения лития в массивах различных парагенетических типов от режима активности фтора (Коваль, 1971а, б, 1972б).

У. Стронций и барий

По особенностям поведения в апогранитном процессе стронций и барий резко отличаются от рассмотренных элементов. Уровень содержания бария в «материнских» гранитах в большей части случаев в несколько раз ниже кларкового и лишь изредка приближается к нему (табл. 46). В постмагматических образованиях массивов альбитизированных гранитов он опускается в среднем на порядок ниже кларковых значений. При альбитизации барий систематически выносится из породы.

Концентрации стронция в «материнских» гранитах и метасоматитах, как правило, также понижены по отношению к средним для гранитов (табл. 46). Однако уменьшение содержаний стронция в «материнских» гранитах и альбитизированных породах происходит в меньшей степени, чем бария, в результате чего наблюдается закономерное увеличение стронций-бариевого отношения, особенно характерное для процесса альбитизации породы.

В отдельных случаях концентрации стронция в альбитизированных породах сохраняются на уровне, близком к исходному, и даже могут возрастать (массивы «Восточный» и Майкуль, табл. 46). Это явление не связано с принадлежностью массивов к определенному парагенетическому типу альбитизированных гранитов. Причины его недостаточно ясны. Судя по имеющимся данным (Стронций и барий . . ., 1973; Геохимия . . ., т. 1, 1964), оно может быть обусловлено провинциальными особенностями гранитоидов, которые, по-видимому, вообще характерны для геохимии стронция. Принимая во внимание колоссальные различия коэффициентов распределения стронция между отдельными кальцийсодержащими породообразующими минералами и основной массой кислых пород (Nagasawa, Schnetzler, 1971), причину неодинакового поведения стронция нужно искать в различии путей его фракционирования при выплавлении и дифференциации гранитоидной магмы. В частности, в сериях с повышенной щелочностью, способствующей появлению парагенезисов роговой обманки с калишпатом (Коржинских, 1964), следует ожидать относительного обогащения остаточных жидкостей стронцием. Одной из возможных причин неодинакового поведения стронция при альбитизации может быть также различие в характеристиках комплексных соединений, участвующих в переносе стронция.

В альбитизированных гранитах стронций и барий рассеяны в породообразующих минералах. К особенностям данных пород следует отнести нарушение традиционных отношений стронция и бария и их связей с минералами. Если в слабо измененных гранитах

Содержание стронция и бария в породах и некоторых минералах массивов альбитизированных гранитов, г/т

Парагенетический тип	Массив или участок	Порода	Материал	Sn	Ba	Sr:Ba	
1	2	3	4	5	6	7	
Мусковитовый	«Восточный»	Гранофиновый гранит	Порода	164(5)	824(5)	0,20	
		Интенсивно альбитизированный гранит	»	126(8)	88(8)	1,4	
		Альбитит	»	282(8)	65(8)	4,3	
	«Западный»	Двуслюдяной гранит	Порода Мусковит	59(4) 16(2)	200(4) 490(2)	0,29 0,03	
		Мусковитовый гранит	Порода Мусковит	34(3) 14(2)	73(3) 58(2)	0,47 0,24	
		Альбитизированный гранит	Порода Мусковит	11(4) 14(1)	22(4) 15(1)	0,50 0,93	
		Интенсивно альбитизированный гранит	Порода Мусковит	13(4) 12(3)	19(4) 10(2)	0,68 1,20	
		Кварцево-калишпатовая зона	Порода Мусковит Калишпат	14(3) 10(2) 21(1)	42(3) 23(2) 49(1)	0,33 0,43 0,43	
		Грейзенизированный интенсивно альбитизированный гранит	Мусковит	13(1)	22(1)	0,59	
	Мусковит-лепидоловый	«Северный»	Биотитовый гранит	Порода Биотит Калишпат	176(7) 21(1) 81(3)	437(7) 510(1) 713(3)	0,40 0,04 0,11
			Двуслюдяной гранит	Порода Калишпат	103(5) 145(2)	270(5) 960(2)	0,38 0,15
			Мусковитовый гранит	Порода Мусковит Калишпат	118(5) 16(1) 10(1)	412(5) 650(1) 480(1)	0,29 0,02 0,02
Альбитизированный гранит			Порода Мусковит Калишпат	36(6) 15(3) 66(2)	78(6) 52,3 265(2)	0,46 0,29 0,25	
Интенсивно альбитизированный гранит			Порода Мусковит Калишпат	21(6) 15(2) 32(6)	26(6) 24(2) 46(6)	0,81 0,62 0,70	
Альбитит			Порода	28(3)	17(3)	1,6	
Амазонитовый интенсивно альбитизированный гранит			» »	18(5) 40(4)	31(5) 50(4)	0,58 0,80	
Кварцево-амазонитовая зона			Слюда Калишпат	38(2) 22(7)	18(2) 29(7)	2,11 0,76	
Грейзен в интенсивно альбитизированном граните			Порода Мусковит Калишпат	13(5) 14(2) 24(1)	50(5) 42(2) 47(1)	0,26 0,33 0,51	

1	2	3	4	5	6	7
Мусковит-лепидолитовый	«Южный»	Биотитовый гранит	Порода	155*(9)	411*(9)	0,38
		Двуслюдяной гранит	»	200*(4)	400*(4)	0,50
		Альбитизированный гранит	»	104*(5)	200*(5)	0,52
		Амазонитовый интенсивно альбитизированный гранит	»	75*(10)	68*(10)	1,10
		Грейзен	»	40*(1)	100*(1)	0,40
Лепидолит-биотитовый	«Центральный»	Биотитовый гранит	Порода	57(1)	240(1)	0,24
		Альбитизированный гранит	»	13(6)	24(6)	0,54
		Интенсивно альбитизированный гранит	»	14(7)	22(7)	0,64
		Альбитит	»	13(3)	15(3)	0,87
	Майкуль	Двуслюдяной гранит первой фазы	Порода	220*(5)	132*(5)	1,67
		Слабо альбитизированный гранит первой фазы	»	275*(4)	27*(4)	10,2
		Амазонитовый альбитизированный гранит доп. фазы	»	355*(17)	33*(17)	10,8
		Кварцево-амазонитовая зона	»	—	—	—
		Апосланцевый экзогрейзен	»	250*(2)	750*(2)	0,33
		Лепидолит-биотитовый	Ара-Унчжульский	Лейкократовый гранит второй фазы	Порода	60(3)
Слабо альбитизированный гранит второй фазы	»			10(3)	30(3)	0,33
Альбитизированный гранит второй фазы	»			20(5)	35(5)	0,57
Альбитит	»			20(3)	35(3)	0,57
Амбигонит-лепидолитовый	Северо-Восток СССР	Альбитизированный гранит	Порода	53*(6)	133*(6)	0,40
		Кварцево-калишпатовая жила	»	30*(1)	200*(1)	0,15
		Грейзен	»	200*(2)	300*(2)	0,67
Циннвальдитовый	Биту-Джилдинский	Слабо альбитизированный цемент апоэруптивной брекчи	Порода	61(1)	200(1)	0,30
		Альбитизированный гранит	»	19(11)	46(11)	0,41
		Порфиробластический амазонитовый интенсивно альбитизированный гранит	»	<10(47)	<10(47)	

1	2	3	4	5	6	7
Цинквал- литовый		Альбитит	Порода	<10(5)	<10(5)	> 1,0
		Вмещающий сланец	»	158(12)	983(12)	0,16
		Экзоконтактная апослан- цевая оторочка	»	100(3)	1000(3)	0,10
Мусковит-протогитно- литовый	Казахстан	Слабо альбитизированный гранит	Порода	250*(2)	315*(2)	0,79
		Альбитизированный гранит	»	116*(19)	69*(20)	1,68
		Интенсивно альбитизиро- ванный гранит	»	66*(12)	76(12)	0,87
		Альбитит	»	20*(2)	35*(2)	0,57
		Грейзеновая зона в альби- тизированном граните	»	63*(3)	167*(3)	0,37
		Данные для сравнения Граниты, бедные кальцием (Turekian, Wedepohl, 1961)	Порода	100	840	0,12
		Кислые породы (Виноградов, 1962)	»	300	830	0,36

* Данные приближенного количественного анализа.

массивов «Западного» и «Северного» калиевые минералы резко обогащены барием, то в процессе изменения породы, сопровождающемся выносом обоих элементов, стронций-бариевое отношение в калиевых минералах возрастает, приближаясь в интенсивно альбитизированных гранитах к значению отношения в породе (табл. 46). Подобное распределение стронция и бария, видимо, характерно для послемагматических образований с низкими (менее 10 г/т) содержаниями стронция и бария в породе.

VI. Молибден и вольфрам

Молибден и вольфрам образуют интересные в практическом отношении рудопроявления в ряде массивов альбитизированных гранитов мусковит-лепидолитового, лепидолит-биотитового и амблигонит-лепидолитового парагенетических типов. Рудопроявления вольфрама жильного или штокверкового типа известны в массивах альбитовых гранитов восточной Монголии (Коваленко, Кузьмин и др., 1971), на участках «Северном», «Южном» и др. (табл. 47). Молибденовая минерализация в зонах окварцевания и серицитизации установлена на массиве «Северном-II». Поэтому несомненный интерес представляют особенности распределения вольфрама и молибдена в массивах альбитизированных гранитов в связи с их вольфрамовым и молибденовым оруденением.

Содержания обоих элементов в «материнских» гранитах альбитизированных интрузий, в том числе и тех, где есть их рудопроявления, близки к кларковому или же меньше его (табл. 47). Следовательно, проявление молибденовой и вольфрамовой минерализации в массивах альбитизированных гранитов не зависит от уровня их концентрации в «материнских» гранитах. Эти данные подтверждают вывод Л. В. Таусона с сотрудниками (1970, 1972 и др.) об отсутствии прямой связи потенциальной рудоносности интрузий на вольфрам и молибден с исходным содержанием этих элементов в магматических расплавах.

Содержания молибдена в метасоматитах стадии альбитизации, как правило, в 1,5—4 раза выше средних для гранитов. В жильных образованиях поздних стадий, грейзенизированных и окварцованных породах, а также в отдельных куполах слабо измененных гранитов (табл. 47, массив «Восточный») концентрации его возрастают более чем на порядок. Прямой связи между повышенными содержаниями молибдена в послемагматических образованиях и его рудными концентрациями в рассмотренных примерах не наблюдается.

В отличие от молибдена, распределение вольфрама обнаруживает четкую взаимосвязь с проявлениями вольфрамовой минерализации. В массивах, где известны рудопроявления вольфрама, его содержания в альбитизированных породах и других метасоматитах в 3—4 раза и более превосходят кларковые. В метасоматитах остальных массивов они близки к кларку или ниже его (табл. 47). Поскольку такая корреляция сохраняется независимо от связей вольфрамовой минерализации с определенной фазой массивов, можно полагать, что она присуща подобным многофазным массивам в целом.

Глава VII

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ АЛЬБИТИЗИРОВАННЫХ ГРАНИТОВ

I. Эволюция кислотности-щелочности послемагматических растворов по геохимическим данным

Согласно принципу кислотно-основного взаимодействия (Коржинский, 1956, 1966а и др.), повышение кислотности порового раствора, насыщенного относительно породы, должно способствовать замещению сильных оснований более слабыми в минералах и реакциям замещения относительно основных минералов (например, альбита) более кислотными (кварцем). Возрастание щелочности послемагматических растворов должно вызывать обратные явления и, в частности, уменьшение отношений менее электроположительных элементов к более электроположительным в геохимических парах: $K : Rb$, $Nb : Ta$, $Zr : Hf$, $Si : Ge$ и др.

Содержания молибдена и вольфрама в породах массивов альбитизированных гранитов, г/т

Парагенетический тип	Массив или район	Порода	Mo	W	Сопутствующая вольфрамовая и молибденовая минерализация
1	2	3	4	5	6
Мусковитовый	«Восточный»	Гранофировый гранит	32,4(5)	<0,8(4)	Не известна
		Интенсивно альбитизированный гранит	5,8(16)	<0,7(16)	
Альбитит	2,7(15)	<0,6(15)			
Вмещающий плагногранит	4,1(17)	<1,0(17)			
Экзогрейзен	3,3(2)	<0,5(2)			
Мусковитовый	«Западный»	Двуслюдяной гранит	4,2(3)	—	Не известна
		Мусковитовый гранит	1,9(2)	—	
		Альбитизированный гранит	1,4(1)	—	
		Интенсивно альбитизированный гранит	26(14)	—	
		Кварцево-калишпатовая зона	4,3(3)	—	
Грейзенизированный альбитизированный гранит	26(1)	—			
Лепидолитовый	«Северный-I»	Биотитовый гранит	≤0,6(13)	1,3(10)	Не известна
	«Северо-Восточный»	Двуслюдяной гранит	6,0(6)	6,0(6)	Кварцевые жилы с вольфрамитом
	«Северный-II»	Двуслюдяной гранит Мусковитовый гранит	4,7(7) 4,4(12)	}2,5(16)	Зоны грейзенизации и окварцевания с молибденитом в интенсивно
Мусковит-		Альбитизированный гранит	3,2(18)		
		Интенсивно альбитизированный гранит	4,7(12)	2,0(18)	
		Интенсивно альбитизированный гранит с микропрожилками кварца и серицита	49(27)	—	
		Вмещающий гранит	1,6(7)	1,3(5)	
		Кварцево-амонитовая зона	27(4)	—	
Грейзен в интенсивно альбитизированном граните	42(10)	—			
Мусковит-	«Южный»	Биотитовый гранит	1,8(8)	≤2,7(8)	Вольфрамовые рудопроявления в связи с первой фазой массива
		Амазонитовый интенсивно альбитизированный гранит	1,8(10)	7,7(10)	
Лепидолит-биотитовый	Ара-Унчжувский	Лейкократовый гранит второй фазы	1,5(3)	0,8(3)	Рудопроявление вольфрама кварцево-жильного типа
		Слабо альбитизированный гранит второй фазы	0,8(3)	1,3(3)	
		Альбитизированный гранит второй фазы	1,6(5)	5,5(5)	
		Альбитит	1,5(3)	6,0(3)	
Лепидолит-лепидолитовый	«Центральный»	Биотитовый гранит (Кузьмин, Антипин, 1972)	1,0	—	Не известна
		Альбитизированный гранит	2,6(6)	1,7(7)	
		Интенсивно альбитизированный гранит	4,1(15)	1,0(14)	
Амблингит-лепидолитовый	Северо-Восток СССР	Альбитизированный гранит Кварцево-калишпатовая жила Грейзен в альбитизированном граните	≤2*(6) 1*(1) 25*(2)	25*(6) 10*(1) 20*(2)	Кварцевые прожилки с вольфрамитом в связи с ранними фазами интрузии

1	2	3	4	5	6
Амблигони-лепидолитовый	Французский массив	Альбитовый гранит Монтбра (Aubert, 1968)	—	3(4)	Не известна
		Альбитовый гранит Бовуар (Эшасьер) (Aubert, 1968)	—	117(40)	Вольфрамовая минерализация в связи с ранними фазами массива
Циннвальдитовый	Биту-Джидинский	Слабо альбитизированный цемент апоэруптивной брекчии	—	< 0,8(1)	Не известна
		Альбитизированный гранит	—	1,1(11)	
		Порфиробластический амазонитовый интенсивно альбитизированный гранит	—	1,4(47)	
		Альбитит	—	1,7(5)	
		Вмещающий сланец	—	< 0,8(12)	
		Экзоконтактная оторочка	—	< 0,8(3)	
Мусковит-протитионитовый (биотитовый)	Казахстан	Слабо альбитизированный гранит	1*(3)	Н. о. *(3)	Не известна
		Альбитизированный гранит	≤ 1,4*(20)	2,7*(20)	
		Интенсивно альбитизированный гранит	≤ 2,3*(11)	2,6*(11)	
		Альбитит	2*(3)	Н. о. *(2)	
		Грейзен в альбитизированном граните	23*(2)	2*(3)	
Данные для сравнения Кислые породы (Виноградов, 1962)			1	1,5	
Граниты, бедные кальцием (Turekian, Wedepohl, 1961)			1,3	2,2	

* Данные приближенного количественного анализа.

Относительная электроотрицательность элементов в парах определяется их положением в таблице Д. И. Менделеева: электроположительность металлов в группе возрастает вместе с атомным номером. Для ее оценки часто используются также потенциалы ионизации элементов либо их средняя энергия ионизации (табл. 48), хотя в некоторых случаях результаты подобного сравнения противоречат положению элементов в таблице Менделеева (например, в парах Al и Ga, Si и Ge).

Соответствие изменения отношений элементов геохимических пар в альбитизированных гранитах концепции кислотно-основного взаимодействия неоднократно отмечалось нами ранее (Коваленко, Коваль, 1968; Коваль, Юрченко, Николаева, 1970; Коваль, 1971б, 1972а, б и др). Сведения по наиболее изученным в этом отношении примерам суммированы в табл. 49 и 50.

Анализ полученных геохимических данных позволяет в качественной форме оценить эволюцию кислотности-щелочности послемагматических растворов по отношению к веществу «материнского» гранита в массивах альбитизированных гранитов. Он дает также представление о наиболее существенных осложняющих

Таблица 48

Некоторые характеристики элементов геохимических пар

Элемент	Потенциал ионизации (j) (Войткевич и др., 1970)	Средняя энергия ионизации (U) (Коржинский, 1966)	Радиус иона (R_i) (Войткевич и др., 1970)	ΔR_i^*	Ионно-атомный радиус (R_a) (Лебедев, 1967)	ΔR_a^*
Na ⁺	5,14	5,14	0,98	-26	1,86	-18
K ⁺	4,44	4,34	1,33	—	2,27	—
Rb ⁺	4,18	4,18	1,49	12	2,40	6
Cs ⁺	3,89	3,89	1,65	24	2,60	14
Sr ²⁺	11,026	8,36	1,20	-10	2,10	-7,5
Ba ²⁺	10,00	7,90	1,35	1,5	2,20	-3
Zr ⁴⁺	33,97	19,60	0,82	—	1,59	—
Hf ⁴⁺	31,0	18,10	0,82	0,0	1,55	-2,5
Nb ⁵⁺	50,0	27,4	0,66	—	1,59	—
Ta ⁵⁺	45,0	24,8	0,66	0,0	1,41	-11
Si ⁴⁺	45,13	25,7	0,39	—	1,160	—
Ge ⁴⁺	45,7	25,9	0,44	13	1,22	5
Al ³⁺	28,44	17,7	0,57	—	1,498	—
Ga ³⁺	30,70	19,07	0,62	9	1,45	2

* Относительная разница (%) между значениями соответствующих характеристик более электроположительного и менее электроположительного элементов пар (для щелочных элементов стронция и бария приведена по отношению к калию).

Парагенетический тип и название массива	После-магматические стадии	Порода	Na:K		K:Rb	
			В слюде	В породе	В калишпате	
Мусковитовый («Восточный», «Западный»)	I	Двуслюдяной гранит	0,048(3)	74(4)	—	
		Мусковитовый гранит	0,024(2)	50(4)	—	
		Альбитизированный гранит	—	42(3)	—	
		Интенсивно альбитизированный гранит	0,048(10)	36(33)	—	
	II	Кварцево-калишпатовая зона	0,034(3)	40(1)	—	
	III	Грейзенизированный интенсивно альбитизированный гранит Грейзен	0,053(1) 0,034(2)	— —	— —	
Мусковит-лепидолитовый («Северный»)	I	Двуслюдяной гранит	0,033(2)	80(11)	86(2)	
		Мусковитовый гранит	0,028(2)	88(20)	82(1)	
		Альбитизированный гранит	0,029(3)	32(30)	28(2)	
		Интенсивно альбитизированный гранит	0,025(4)	25(55)	23(3)	
	II	Амазонитовые интенсивно альбитизированные граниты	0,038(2)*	22(12)	17(2)	
		Кварц-калишпатовые (амазонитовые) зоны и жилы	0,031(3)*	16(4)	21(4)	
	III	Грейзенизированный интенсивно альбитизированный гранит Грейзен	0,034(1) 0,021(4)	32(6) 26(10)	— 30(1)	
	Лепидолит-биотитовый («Центральный»)	I	Слабо измененный биотитовый гранит	0,014(1)*	95(1)	—
			Альбитизированный гранит	0,028(7)	31(7)	—
Интенсивно альбитизированный гранит			0,038(14)	25(16)	—	
Массив грейзенизированных гранитов («Юго-Западный»)		Двуслюдяной гранит	0,058(6)	95(16)	—	
		Мусковитовый гранит	0,062(7)	86(8)	—	
		Грейзенизированный гранит	0,063(9)	92(8)	—	
		Грейзен мусковит-кварцевый	0,046(1)	59(1)	—	

Примечание. I, II и III — соответственно стадии альбитизации, кварцево-калийного биотита — лепидолит, остальные данные в этих графах относятся к мусковиту. Цифры

в процессе послемагматического преобразования гранитов

В слюде	K:Cs			Zr:Hf		Nb:Ta	
	В породе	В калишпате	В слюде	В породе	В слюде	В породе	В слюде
44(3) 20(2)	7080(4) 1020(4)	— —	294(3) 220(2)	24(4) 17(2)	15(2) 18(2)	3,2(4) 4,1(2)	5,9(2) 4,5(2)
— 18(13)	7050(3) 604(23)	— —	— 375(5)	7,7(1) 4,1— 1,8(26)	— 5,5— 2,4(10)	2,9(1) 1,2— 0,2(30)	— 2,2(10) —
26(3)	780(1)	—	490(3)	8,8(3)	6,4(3)	2,8(3)	4,3(2)
21(1) 29(2)	— —	— —	550(1) —	4,2(1) —	4(1) 1,7(1)	5,8(1) —	3,1(1) 1,1(2)
35(2) 36(2)	2260(5) 2380(16)	3750(2) 3870(1)	409(2) 391(2)	24(7) 34(8)	22(1) 12(1)	8,9(7) 12(8)	12(1) 4,9(1)
12(3) 13(4)	1550(13) 1770(40)	2080(2) 1870(3)	293(3) 333(3)	7(14) 4,1(14)	9(1) 6(3)	8,5(14) 1,3(14)	4,7(3) 1,1(6)
4,9(2)* 9,6(3)*	1470(6) 1329(6)	1670(2) 2140(4)	202(2)* 208(3)*	3,8(7) 18(2)	6,8(3)* —	1,3(7) 0,7(2)	1,9(3)* —
14(1) 20(3)	4550(4) 1518(11)	— 1970(1)	390(1) 718(3)	— 3,9(9)	4,4(1) 20(1)	— 3,7(9)	1,4(1) 1,1(4)
51(1)* 12(7)* 7,7(14)*	— 1150(7) 2510(16)	— — —	418(1)* 233(7)* 329(14)*	32(10) 10(7) 3,2(11)	— 8,7(4)* 8,6(7)*	5,4(10) 4,1(7) 2,2(11)	6,7(1)* 15(7)* 4,5(7)*
45(6)* 51(7) 53(9) 62(1)	1496(12) 1500(7) 2112(8) 883(1)	— — — —	253(6) 1112(6) 1326(8) 864(1)	31(16) 19(8) 14(9) 15(1)	20(5) 18(7) 16(9) 16(1)	2,6(17) 1,5(9) 1,6(9) 21(1)	5,1(5) 5,2(7) 5,8(9) 6,3(1)

шпатового замещения и грейзенизации. Звездочкой отмечены данные для слюд ряда в скобках указывают число проанализированных проб.

факторах и возможностях использования отношений геохимических пар в этих целях.

Альбитизация. Замещение кварца альбитом и общая тенденция к образованию мономинеральных альбитовых метасоматитов несомненно свидетельствует о щелочной направленности процесса альбитизации гранитов. Эта особенность альбитизации отмечалась ранее А. Н. Заварицким (1947), В. С. Дмитриевским (1956) и другими исследователями (Беус и др., 1962; Беус, 1968; Коваленко, Коваль, 1968).

В соответствии с принципом кислотно-основного взаимодействия в зависимости от относительной электроотрицательности оснований в процессе альбитизации (от слабо измененных гранитов к альбитизированным и альбититам) уменьшаются значения отношений $K:Rb$, $Zr:Нf$, $Nb:Ta$ в минералах и породах (см. табл. 49). Для сравнения в нижней графе приведены аналогичные данные по одному из массивов грейзенизированных гранитов, где изменение отношений имеет противоположную направленность.

Согласно щелочному характеру альбитизации меняются соотношения щелочноземельных элементов и калия (см. табл. 50). Особенно показателен в этом отношении более близкий к калию по кристаллохимическим свойствам барий.

Таблица 50

Изменение отношений $Sr:K$ и $Ba:K$ в породе, калишпате и слюде при альбитизации гранитов

Массив	Порода	Материал	(Sr : K) · 1000	(Ba : K) · 1000
«Западный»	Двуслюдяной гранит	Порода	1,6	5,6
		Мусковит	0,19	5,7
	Мусковитовый гранит	Порода	0,98	2,10
		Мусковит	0,16	0,65
	Альбитизированный гранит	Порода	0,39	0,78
	Интенсивно альбитизированный гранит	»	0,45	0,66
Мусковит		0,14	0,12	
«Северный»	Биотитовый гранит	Порода	4,6	11,4
		Биотит	0,30	7,2
		Калишпат	0,71	6,2
	Двуслюдяной гранит	Порода	2,7	7,0
		Калишпат	1,29	8,5
	Мусковитовый гранит	Порода	2,9	10,2
		Мусковит	0,18	7,2
		Калишпат	0,14	6,5
	Альбитизированный гранит	Порода	1,1	2,4
		Мусковит	0,17	0,60
		Калишпат	0,61	2,5
	Интенсивно альбитизированный гранит	Порода	0,79	0,98
Мусковит		0,17	0,28	
Калишпат		0,38	0,55	

Указанная зависимость подтверждается также на ряде других отношений. Так, при альбитизации отмечается уменьшение отношений $Y:Ce$ (с 0,260 в гранитах до 0,036 в интенсивно альбитизированных гранитах и менее 0,032 в анхимономинеральных альбититах, массив «Восточный»), суммы окислов редкоземельных элементов иттровой группы к сумме окислов цериевой группы (с 0,51 в альбитизированных гранитах до 0,47 в интенсивно альбитизированных гранитах, массив «Центральный») и $Si:Ge$ (с $7-8 \cdot 10^{-4}$ в гранитах до $2-3 \cdot 10^{-4}$ в альбититах, массив «Восточный»).

Кварцево-калишпатовое замещение. Постоянное присутствие в образованиях данной стадии кварца (не менее 25—30%), замещение кварцево-калишпатовыми метасоматитами бескварцевых альбитизированных пород, наблюдавшееся нами в массиве «Северном», образование в их центральных частях кварцевых ядер, а также имеющиеся данные по изменению отношений $K:Rb$ и $Zr:Hf$ в калишпатах и слюдах из кварцево-калишпатовых метасоматитов (см. табл. 49) показывают, что кислотность послемагматических растворов этой стадии по сравнению с предыдущей возрастает. Таким образом, подтверждается справедливость высказывавшегося ранее предположения (Пламеневская, 1957; Коваленко, Коваль, 1968; Коваль, Знаменский, 1969) о кислотном характере кварцево-калишпатового метасоматизма в массивах альбитизации гранитов.

Грейзенизация. Кислотная направленность процесса грейзенизации альбитизированных гранитов не вызывает сомнений у большинства исследователей. Не противоречат этому представлению и данные об изменении отношений $K:Rb$, $K:Cs$ и $Zr:Hf$ в слюдах из грейзенизированных гранитов и грейзенов (см. табл. 49).

Как было отмечено в гл. II, мусковитовые и серицитовые прожилки, тесно ассоциирующие с мусковит-кварцевыми грейзенами, очевидно, относятся уже к стадии сопряженного осаждения оснований. Более поздние безрудные кварцевые и карбонатные прожилки можно рассматривать как образования заключительной нейтральной (или слабощелочной) стадии.

Таким образом, общая направленность эволюции кислотности послемагматических растворов в массивах альбитизированных гранитов — ранняя щелочная стадия (альбитизация), стадия возрастающей кислотности (кварцево-калишпатовое замещение), кислотное выщелачивание (грейзенизация, окварцевание), поздняя щелочная и заключительная стадии — являются обычной для гранитов (Коржинский, 1955, 1966а; Жариков, 1966). Она свидетельствует о возрастании агрессивности послемагматических растворов гранитных интрузий на ранних стадиях (включая грейзенизацию) и ее резком снижении на поздних стадиях.

Изменение отношений $K:Rb$, $Zr:Hf$, $Nb:Ta$, $Sr:K$, $Ba:K$, $Si:Ge$ и обычно $K:Cs$ в минералах, а также часто в породах в процессе метасоматизма находится в соответствии с предполагаемым изменением кислотности-щелочности растворов.

Однако иногда изменение отношений близких по своим кристалло-химическим свойствам элементов в породе может иметь противоположную, чем в минералах, направленность, например $K:Rb$, $K:Cs$ в грейзенах (см. табл. 49; Коваль, Юрченко, Николаева, 1970), или же вообще не обнаруживать видимой связи с предполагаемой эволюцией кислотности-щелочности метасоматического процесса ($Na:K$, см. табл. 49). Число подобных случаев возрастает при сопоставлении метасоматитов различных стадий послемагматического этапа ($Zr:Hf$, $Nb:Ta$ в альбититах и грейзенах, см. табл. 49). Столь значительное количество отклонений, казалось бы, должно свидетельствовать об отсутствии закономерной связи между эволюцией кислотности-щелочности минералообразующей среды и изменением отношений геохимических пар. В связи с этим целесообразно рассмотреть вероятные причины несоответствий, ограничивающие возможность применения отношений элементов геохимических пар для оценки кислотно-щелочной направленности метасоматических процессов. При этом будем считать, что ряд послемагматических стадий является регрессивным (см. гл. IX), а влиянием изменения давления можно пренебречь, поскольку рассматриваемые массивны принадлежат к одной фации глубинности.

Наиболее прост случай несоответствия между изменением отношений элементов в породе и ее минералах. Обычно это наблюдается тогда, когда в процессе метасоматизма происходит резкое изменение соотношений между основными минералами-носителями и концентраторами указанных элементов. Например, в грейзенах в связи с увеличением содержания слюды и практически полным замещением калишпата отношения $K:Rb$ и $K:Cs$ в породе уменьшаются, а в слюде, как и следовало ожидать, исходя из кислотной направленности грейзенизации, — возрастают.

Очевидно также влияние кристаллохимических факторов, регулирующих совершенство изоморфизма элементов пар, на изменение их отношений. Оно отчетливо демонстрируется различиями в поведении отношений $K:Rb$, с одной стороны, и $Na:K$, $K:Cs$ — с другой (см. табл. 48, 49). Изоморфизм элементов двух последних пар менее совершенный, чем у калия и рубидия. Известные различия кристаллохимического сродства стронция и бария к калию, по-видимому, являются одной из причин несогласия изменения отношения $Sr:Ba$ с кислотно-основной направленностью послемагматических процессов (см. табл. 46). Во всех рассмотренных случаях наилучшее соответствие устанавливается для пар с наиболее совершенным изоморфизмом: K и Rb , Ca и Ba , Nb и Ta , Zr и Hf .

Основные трудности использования простого сопоставления отношений для суждения об изменении кислотности-щелочности минералообразующей среды связаны с тем, что в реальных гидротермальных системах растворимость и валовый коэффициент активности компонентов являются функцией многих переменных и, в частности, температуры и состава раствора. При постоянных давлении и температуре, независимости коэффициента активности (f) от концентрации и отсутствии комплексообразования зависи-

мость растворимости (S_i) и валового коэффициента активности f_i^s z-валентного основания в насыщенном им растворе от кислотности ($[H^+]$), выраженная через константы ионизации основания (K), имеет следующий вид (Коржинский, 1956):

$$\frac{ds_i}{d[H^+]} = - \frac{df_i^s}{d[H^+]} = K_0 \cdot K_1 + 2K_0 \cdot K_1 \cdot K_2 \cdot [H^+] + \dots + zK_0 \cdot K_1 \cdot \dots \cdot K_z \cdot [H^+]^{z-1}.$$

Так как $\frac{d \ln K}{dT} = \frac{L}{RT^2}$ (Гуггенгейм, 1941) (T — абсолютная температура, L — теплота диссоциации, R — газовая постоянная), то очевидно, что простое сопоставление отношений геохимических пар в минералах послемагматических образований, различающихся по температурам формирования, для определения их относительной кислотности-щелочности в общем случае некорректно. Например, отношения $Zr:Hf$ и $Nb:Ta$ в слюдах из альбитизированных гранитов и грейзенов массивов «Восточного» и «Западного» (см. табл. 49).

Поскольку коэффициенты активности компонентов неидеальных растворов являются функцией их состава (Гуггенгейм, 1941), несомненно, что на изменение отношений должно оказывать влияние изменение концентрации компонентов в растворе. Это влияние будет тем больше, чем значительнее отличие раствора от идеального (в частности, чем больше концентрация компонентов в растворе) и больше изменение состава раствора в процессе метасоматизма. Поэтому, в первую очередь, оно сказывается на отношениях макрокомпонентов, например, Na и K (см. табл. 49).

Таким образом, даже при ряде допущений зависимость между активностью компонентов, кислотностью-щелочностью, температурой и составом растворов должна иметь столь сложный характер, что в общем случае сравнительная оценка кислотности-щелочности метасоматических процессов различных стадий по изменению геохимических отношений оказывается затруднительной.

Вместе с тем приведенные данные показывают, что в процессе послемагматического преобразования гранитов между эволюцией кислотности послемагматических растворов и изменением отношений $K:Rb$, $K:Cs$, $Ba:K$, $Zr:Hf$, $Nb:Ta$ и других геохимических пар в минералах метасоматитов нередко наблюдаются простые соотношения, которые отвечают принципу кислотно-основного взаимодействия. При отсутствии резких изменений соотношения между минералами-носителями и минералами-концентраторами элементов пары подобная зависимость сохраняется и для валового состава породы. Взаимосвязь между изменением отношений элементов и кислотно-основной направленностью метасоматических процессов особенно четко проявляется для геохимических пар с участием элементов — изоморфных примесей в «сквозных» минералах метасоматитов одной и той же стадии (в условиях, близких к изотермическим). Она может быть использована для оценки кислотно-щелочной направленности послемагматических процессов.

II. Влияние «относительной летучести» соединений редких элементов на их распределение в альбитизированных гранитах

При описании распределения редких элементов в пластообразном теле мусковит-протолитионитовых альбитизированных гранитов, где альбитизация распространяется от лежачего и висячего контактов к осевой части залежи (см. рис. 18), было обнаружено нарушение обычных для альбитизированных гранитов корреляционных связей содержания редких элементов с интенсивностью альбитизации (содержанием альбита) породы. Более того, оказалось, что распределение некоторых компонентов, например, олова, циркония и рубидия, находится в прямой зависимости от положения опробованных зон в вертикальном разрезе альбитизированных гранитов. Другим примером подобной зависимости может служить распределение элементов относительно пологой зоны усиления альбитизации трещинного типа, обнаруженной в разрезе массива «Северного-II» (скв. 4, см. рис. 8). В схеме распределения редких элементов (рис. 25) содержания элементов даны по отношению

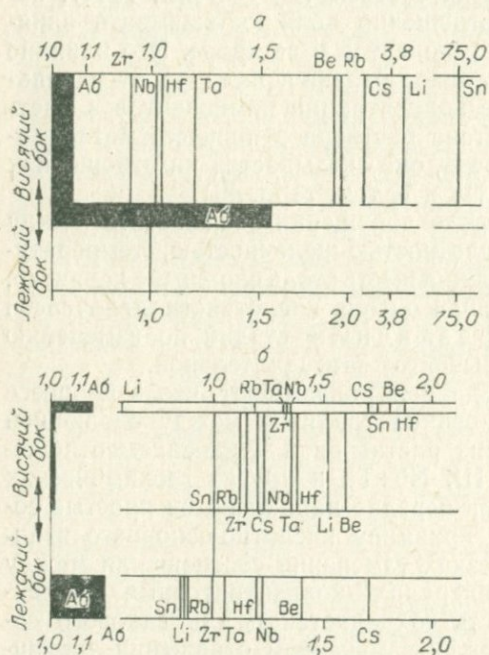


Рис. 25. Схема дифференциации редких элементов в вертикальных разрезах альбитизированных гранитов.

a — интервал скважины № 4 (массив «Северный-II»);
б — схематический разрез через пластообразное тело альбитизированных гранитов мусковит-протолитионитового типа (см. рис. 18).

к их содержаниям в альбитизированных гранитах лежачего бока разреза, принятым за единицу.

Для объяснения этого явления естественно привлечь механизм дифференциации редких элементов при наличии градиента давления во флюидной системе, обусловленной участием в их переносе летучих комплексных соединений и различиями в летучести последних. Анализ диаграмм (рис. 25) позволяет оценить «относительную летучесть» редких элементов и степень ее влияния на распределение отдельных элементов в вертикальных сечениях залежей альбитизированных гранитов.

Прежде всего выделяется группа элементов, для которых связь с интенсивностью альбитизации оче-

видна, несмотря на прочие осложняющие факторы. К ней относятся такие характерные для альбитизированных гранитов элементы, как тантал, ниобий и гафний, а также бериллий и цезий, для которых влияние «относительной летучести» более значительно. Далее следуют цирконий, литий и рубидий, у которых рассматриваемый эффект проявляется в разной степени в массивах различных парагенетических типов. В гранитах мусковит-протолитионитового типа (рис. 25, б) он выражен исключительно четко у рубидия и циркония, в массиве мусковит-лепидолитового типа — у лития (рис. 25, а).

Олово в обоих случаях обнаруживает устойчивую и наиболее сильную, по сравнению с другими элементами, тенденцию к накоплению в верхних частях разрезов альбитизированных пород.

Однако даже значительное «эманационное» перераспределение элементов не может изменить главных геохимических тенденций альбитизации. Интенсивное преобразование пород сопровождается понижением концентраций редких элементов, в том числе и олова в альбититах, а зачастую и в интенсивно альбитизированных гранитах апикальных зон массивов (см. гл. VI).

III. Общая геохимическая характеристика плюмазитовых альбитизированных гранитов

Главная особенность петрохимии гранитов, «материнских» для плюмазитовых альбитовых пород, — их ультракислый, бедный мафическими компонентами и кальцием состав, соответствующий остаточным дифференциатам гранитоидных интрузий — аплитам и аляскитам. Другим важным признаком, отличающим «материнские» граниты от моношпатовых аляскитов и аплитов (Заварицкий, 1950), является высокое содержание в них фтора и заметно повышенное, по сравнению с нормальными гранитами и аляскитами, отношение натрия к калию.

В альбитизированных гранитах также происходит значительное накопление Ta, Nb, Hf, Sn, Li, Rb, Cs (рис. 26) — элементов, обычно концентрирующихся в остаточных жидкостях кристаллизующихся кислых магм (Таусон, 1961; Мейсон, 1971; Nagasawa, Schnetzler, 1971). Соответственно они обеднены барием и редкоземельными элементами. Однако остаточное концентрирование редких элементов при общей обедненности магмы мафическими компонентами далеко не всегда отражается на их валовом содержании в «материнских» гранитах. Ни один из характерных аксессуарных и рассеянных элементов не образует стабильно повышенных по отношению к кларкам концентраций в «материнских» гранитах. Таким образом, нет оснований говорить о повышенных содержаниях редких элементов в исходном граните как об одном из непременных признаков редкометалльных гранитов, скорее, его можно рассматривать как благоприятный фактор.

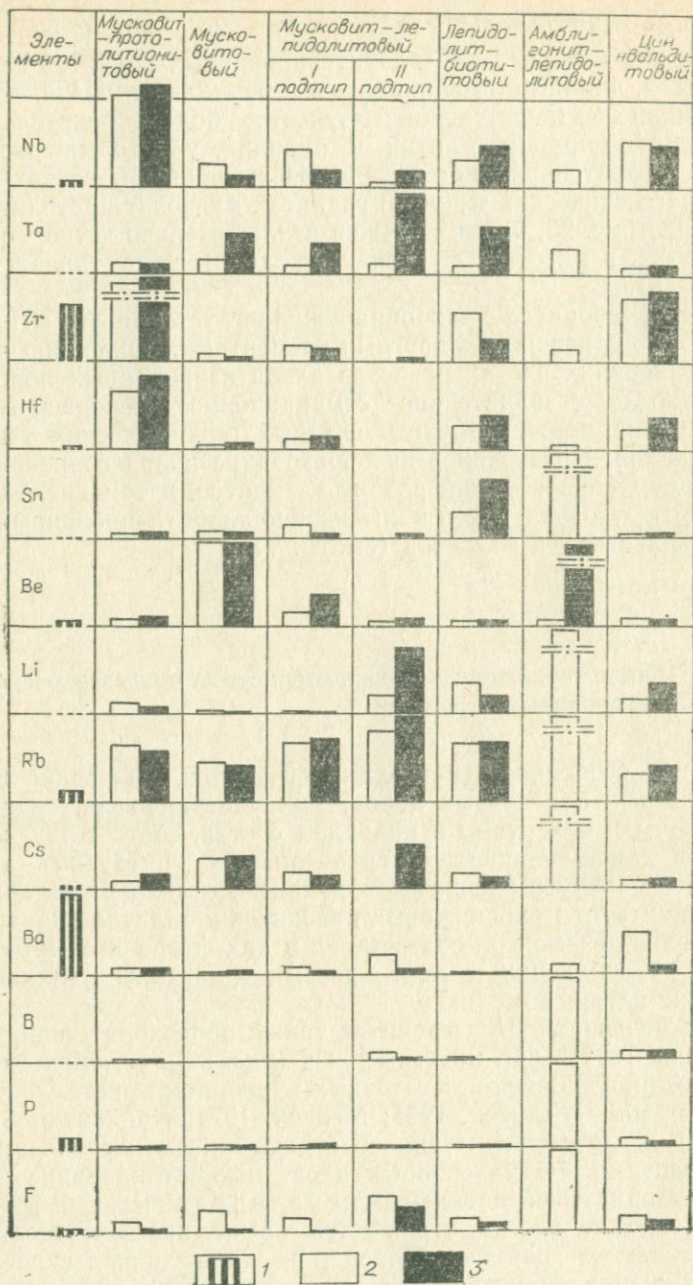


Рис. 26. Распределение характерных редких элементов, фосфора и фтора в альбитизированных и интенсивно альбитизированных гранитах различных парагенетических типов.

1 — средние содержания элементов в кислых породах (Виноградов, 1962); 2 — то же в альбитизированных и 3 — в интенсивно альбитизированных гранитах.

Повышение активности редких элементов, очевидно, свидетельствующее об их накоплении в остаточном расплаве, фиксируется высокими содержаниями редких элементов в минералах-концентраторах, в первую очередь, в биотите. Высокие концентрации Li, Vb, Cs, Nb, часто Ta и Sn, по-видимому, следует признать более устойчивым признаком интрузий, «материнских» для редкометалльных альбитизированных гранитов.

Основную роль в образовании повышенных концентраций редких элементов и их разделении играют процессы раннего послемагматического преобразования «материнских» гранитов. Общий характер эволюции кислотности-щелочности послемагматических процессов в массивах альбитизированных гранитов обычен для гранитоидов: ранняя щелочная стадия (альбитизация), стадия возрастающей кислотности (кварцево-калцикатовый метасоматизм), кислотное выщелачивание (грейзенизация, окварцевание), поздняя щелочная и заключительная стадии. Своеобразие рассматриваемой формации альбитовых гранитов заключается в широком и интенсивном проявлении ранней щелочной стадии, с которой связаны главные изменения вещественного состава пород альбитизированных интрузий. Ведущей тенденцией альбитизации является привнос натрия и глинозема, сопровождающийся выносом кремния, калия, титана, магния, кальция и обычно железа и марганца. При этом возрастает общее содержание катионов в единице объема породы.

Все редкометалльные плюмазитовые альбитизированные граниты обогащены характерными акцессорными (тантал, ниобий, олово) и рассеянными (литий, рубидий, цезий, гафний) редкими элементами, концентрации которых в них могут на порядок и более превосходить наблюдаемые в исходных гранитах (рис. 26).

К элементам, типичным для отдельных парагенетических типов альбитизированных гранитов, относятся бериллий (мусковитовый, амблигонит-лепидолитовый типы), цирконий (мусковит-протолитонитовый тип), бор, фосфор и фтор (амблигонит-лепидолитовый тип).

Различия между парагенетическими типами отчетливо выступают при сравнении уровней накопления в них характерных редких элементов, которые в альбитизированных породах отдельных типов могут различаться более чем в десять раз (рис. 26). Так, мусковитовому типу присущи устойчиво высокие содержания бериллия и низкие — циркония, лития и олова.

Наибольший интерес в отношении танталовой минерализации представляют массивы, где распространены парагенезисы со светлыми высокоглиноземистыми слюдами, а среди них — массивы мусковит-лепидолитового и лепидолит-биотитового парагенетических типов. Наиболее богатым спектром редких элементов характеризуются амблигонит-лепидолитовые альбитизированные граниты, где достигают максимальных для формации значений концентрации олова, лития, рубидия, цезия, бора, фосфора, фтора и подчас бериллия.

В альбитизированных гранитах мусковит-лепидолитового, лепидолит-биотитового и особенно амблигонит-лепидолитового типов литий является минералообразующим элементом и, по сути дела, становится в ряд петрогенных компонентов. Гафний-цирконий-ниобиевой спецификой выделяются граниты мусковит-протолитионитового типа, приближающиеся в этом отношении к агпантовым апагранитам.

Содержания характерных редких элементов заметно увеличиваются уже в слабо измененных гранитах. Они проходят через максимумы в одной из зон колонны альбитизированных пород, вновь понижаясь в кварцевых и анхимономинеральных альбититах (рис. 27). Подобное распределение редких элементов хорошо согласуется с представлениями о концентрировании редких элементов в остаточных жидкостях гранитных интрузий, их привносе альбитизирующими растворами и осаждении при взаимодействии последних с исходными гранитами. Очевидно, что в общем балансе привноса

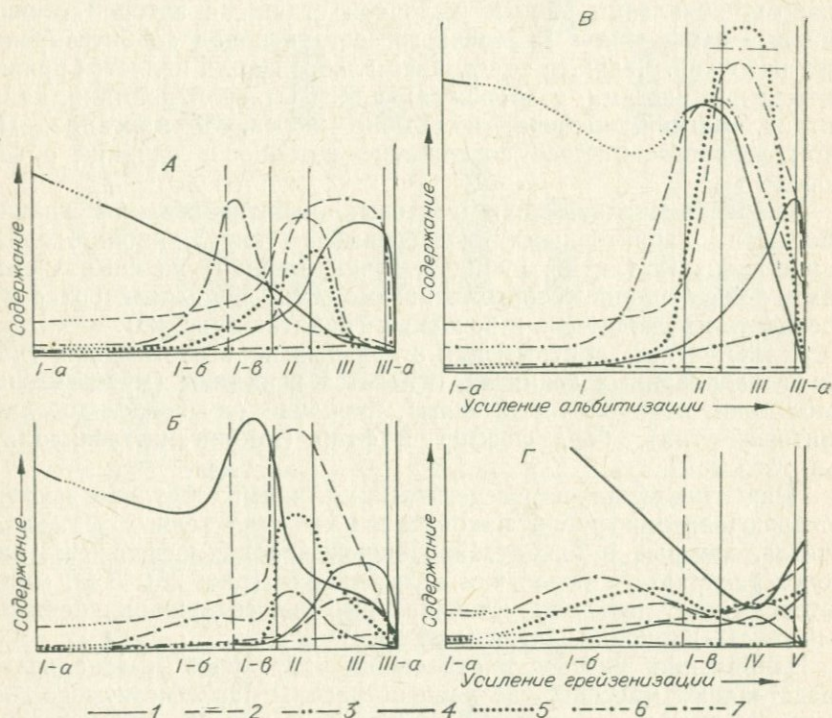


Рис. 27. Изменение содержаний редких элементов в гранитах при их альбитизации и грейзенизации.

А — альбитизированные граниты мусковитового типа; Б — альбитизированные граниты мусковит-лепидолитового типа; В — альбитизированные граниты лепидолит-биотитового типа; Г — грейзенизированные граниты. 1 — тантал; 2 — ниобий; 3 — гафний; 4 — цирконий; 5 — олово; 6 — бериллий; 7 — литий. I — слабо измененные граниты: биотитовые (I-а), двуслюдяные (I-б), мусковитовые (I-в); II — альбитизированные граниты; III — интенсивно альбитизированные граниты, альбититы (III-а); IV — грейзенизированные граниты; V — мусковит-кварцевые грейзены.

редких элементов механизм постмагматической их мобилизации из вмещающих гранитов занимает второстепенное место.

Установлено несовпадение максимумов концентраций редких элементов, их дифференциация в колонне альбитизированных пород. Последовательность осаждения редких элементов по данным наиболее изученных массивов может быть представлена следующим рядом: Hf—Ta—(Sn, Nb)—Li—Zr (рис. 27). В соответствии со щелочной направленностью альбитизации максимумы более тяжелых и электроположительных оснований в геохимических парах смещены в направлении усиления интенсивности альбитизации. Это приводит к нарушению традиционных соотношений в парах Nb:Ta, Zr:Hf, K:Rb и др., уменьшению значений их отношений и, в частности, к существенному обогащению интенсивно альбитизированных гранитов танталом (относительно ниобия). Заметим, что подобная дифференциация наиболее значительна в парагенезисах, содержащих высокоглиноземистые светлые слюды (мусковитовый, мусковит-лепидолитовый и амблигонит-лепидолитовый типы). В парагенезисах с более железистыми слюдами (рис. 27) максимумы содержания отдельных элементов сближаются, смещаясь в область более интенсивной альбитизации.

Принципиально иное поведение редких элементов наблюдается в альбитовых грейзенизированных гранитах (рис. 27). Как было показано нами ранее (Коваль, 1972б), в отличие от альбитизированных гранитов, в грейзенизированных 1) не наблюдается столь значительного накопления редких элементов, 2) отмечается понижение содержания большинства редких элементов по сравнению с двуслюдяными и мусковитовыми гранитами, 3) изменение отношений пар элементов имеет противоположную, чем при альбитизации, направленность. Содержания редких элементов в грейзенах и кварцевых жилах возрастают. Причем в отличие от альбитизированных гранитов и альбититов, для которых характерно присутствие аксессуарных тантало-ниобатов, в грейзеновых образованиях Ta и Nb связаны в основном с касситеритом, вольфрамитом и слюдами. В обоих случаях обращает на себя внимание постоянная связь ниобия и олова, свидетельствующая, очевидно, о близости кислотно-основных характеристик их соединений в послемагматических процессах.

И в альбитизированных, и в грейзенизированных гранитах изменение отношений элементов с близкими кристаллохимическими свойствами (геохимических пар—K:Rb, K:Cs, Nb:Ta, Zr:Hf, K:Ba) в «сквозных» минералах (и обычно в породах) метасоматитов соответствует принципу кислотно-основного взаимодействия: при усилении альбитизации значения отношений уменьшаются, при грейзенизации—возрастают. В условиях, близких к изотермичным, эта зависимость может использоваться для оценки кислотно-щелочной направленности послемагматических процессов.

Отмеченная для альбитизированных и грейзенизированных гранитов дифференциация редких элементов, их «волновое» распределение в колоннах измененных пород, судя по данным других ав-

торов (Павленко и др., 1972) и результатам экспериментальных исследований (Жариков, Алехин, 1973), по-видимому, вообще типичны для процессов инфильтрационного взаимодействия пород и гидротермальных растворов.

Распределение редких элементов в вертикальных разрезах альбитизированных гранитов существенно зависит от летучести соединений редких элементов. Ряд элементов в порядке возрастания летучести их соединений на рассмотренных примерах, в первом приближении, имеет следующий вид: (Zr), Nb, Hf, Ta < Be, Cs, Rb, Li < (Zr) < Sn. То обстоятельство, что один и тот же элемент (например, цирконий) может занимать различное положение в данном ряду, несомненно, указывает на различия форм переноса отдельных элементов в массивах различных парагенетических типов.

В зонах кварцево-кашлишпатового метасоматизма происходит накопление тех петрогенных элементов, которые выносятся из гранита при его интенсивной альбитизации: K, Si, F и в некоторой степени Fe, Mg, Mn и Li (в слюдах). С процессами грейзенизации альбитизированных гранитов и сопряженного осаждения оснований связано осаждение Al, Fe, Mg, Mo, Bi (в форме топаза, слюдистых и сульфидных минералов), а в некоторых случаях — формирование кварцевых жил с вольфрамитом.

В метасоматитах поздних стадий, а также в экзоконтактных оторочках массивов содержания многих редких элементов обычно превосходят кларковые. Концентрации Nb, Ta, Sn, Rb и Cs в эндоконтактных метасоматитах поздних стадий, как правило, сопоставимы с содержаниями тех же элементов в альбитизированных гранитах. Экзогрейзеновые оторочки обогащены Sn, Be и редкими щелочными элементами.

Интересные результаты дало изучение распределения вольфрама в массивах альбитизированных гранитов в связи с их вольфрамоносностью. В массивах, сопровождающихся проявлениями вольфрамовой минерализации, концентрации вольфрама в альбитизированных гранитах в 2—4 раза превосходят кларковые.

Таким образом, имеющиеся геохимические данные дают основание полагать, что главные особенности геохимии характерных редких элементов в массивах альбитизированных гранитов связаны с их накоплением в остаточных жидкостях «материнских» интрузий и последующими привнесом и дифференциацией в процесс альбитизации. Они свидетельствуют, что альбитизирующие растворы были существенно натровыми и глиноземистыми, имели повышенную щелочность и обладали достаточно высокой способностью к переносу большинства редких элементов.

Петрология плюмазитовых альбитовых гранитов с редкометальной минерализацией включает в себя две главные проблемы: генезис «материнских» гранитов и объяснение механизма формирования самих редкометальных альбитовых гранитов и сопутствующих им образований. Трактовка этих проблем определяет подход к решению всех остальных вопросов петрологии и геохимии альбитизированных гранитов.

Приступая к обсуждению генезиса альбитизированных гранитов, отметим некоторые важные их особенности, вытекающие из анализа имеющегося фактического материала независимо от его генетической трактовки.

1. Существенно альбитовый состав пород с постоянным присутствием альбитов. Приуроченность наибольших концентраций редкометальных аксессуариев к наиболее альбитовым (интенсивно альбитизированным) породам.

2. Связь с гипабиссальными интрузиями лейкократовых гранитов, в пределах которых они в основном и локализируются. Признание того, что предпосылки образования альбитовых гранитов и аксессуарной редкометальной минерализации в них закладываются на магматической стадии развития альбитизированных интрузий.

3. Принципиальное сходство зональности, направленности изменений состава пород, состава и структуры главных разновидностей пород, главных парагенетических ассоциаций и последовательности их формирования, геохимической эволюции пород в массивах различных парагенетических типов, которое является серьезным аргументом необходимости рассматривать происхождение плюмазитовых альбитовых гранитов различных парагенетических типов в рамках единой генетической концепции.

Глава VIII

«МАТЕРИНСКИЕ» ГРАНИТЫ

Прежде всего, перечислим главные особенности «материнских» гранитов, которые должны быть отражены в петрологической схеме их формирования:

1) принадлежность к наиболее поздним интрузивным фазам магматических циклов и комплексов, резко подчиненный объем интрузий по отношению к остальным гранитоидам тех же тектономагматических циклов;

2) «аляскитонидный» и «аплитонидный» составы при заметно повышенных содержаниях фтора и отношениях натрия к калию;

3) близкий к пегматитовому характер ассоциирующихся с ними проявлений акцессорной минерализации (Ta, Nb, Li, Be, Sn, W, Mo);

4) небольшая (1,5—3 км) глубина формирования;

5) интенсивное проявление метасоматизма ранней щелочной стадии в альбитизированных интрузиях;

6) присутствие двух полевых шпатов, для которых типичны реакционные взаимоотношения, парагенезисы калиевого шпата с кислым (№ 10—20) плагиоклазом;

7) большие колебания состава биотитов: от железистого до магнезиального.

Исходя из общих представлений о гранитоидном магмообразовании (Кузнецов, Яншин, 1968) и приведенных выше геологических данных, следует признать, что рассматриваемые граниты, по всей вероятности, — производные внутрикоровых анатектических гранитоидных магм, образующихся в областях с развитой континентальной корой. Предполагаемый для некоторых из них («молодые» граниты Нигерии) подкоровый источник магм (Wright, 1969, 1970) не подтверждается геохимическими данными (Тугаринов и др., 1968). Эксперименты по частичному плавлению нигерийских чарнокитовых монзонитов (Brown, Bowden, 1973) также показали возможность выплавления из них магм плюмазитовых биотитовых гранитов. Подкоровые области, по-видимому, являются лишь источником тепло-массопотоков (сквозьмагматических растворов), инициирующих гранитоидное магмообразование (Коржинский, 1952; Кузнецов, Яншин, 1968). Д. С. Коржинский (1967) допускает участие затухающих потоков трансмагматических растворов и в послемагматических процессах образования щелочных апогранитов.

«Остаточный» характер магм, сравнительно малый объем «материнских» интрузий и принадлежность их к поздним фазам гомодромных магматических серий свидетельствует об участии в их формировании механизма кристаллизационной дифференциации. Поскольку более ранние и крупные интрузии часто имеют собственную жильную и гидротермальную свиты, образование ассоциирующихся с ними альбитизированных гранитных интрузий не могло происходить за счет кристаллизационной дифференциации первых *in situ*. Вероятнее всего, этот процесс протекал на несколько больших глубинах.

Как показало экспериментальное изучение ионного обмена между щелочными полевыми шпатами и водными растворами хлоридов щелочей (Orville, 1963), эволюция кристаллизующихся полевошпатовых систем по мере падения температуры должна приводить к обогащению остаточных жидкостей натровым компонен-

том, которое сказывается уже на составе самих «материнских» гранитов. Но наиболее отчетливо оно проявляется в образовании альбитизированных гранитов и альбититов. Накопление натрия в остаточных жидкостях — одна из главных предпосылок альбитизации гранитов (Коваленко, Коваль, 1968; Тугаринов и др., 1968; Бэрнем, 1970).

О повышенной активности натрия в «материнских» интрузиях свидетельствует также парагенезис ортоклаза и кислого плагиоклаза ($N_2 < 33$) с биотитом (Коржинский, 1946). Причем, учитывая наклон моновариантной линии $Bt + Pl + K_2O = Cor. об. + Or + (Na_2O, H_2O)$ на диаграмме $\mu K_2O - \mu Na_2O$, парагенезис $Or + Bt + Pl < 33$ должен быть устойчивым также в значительно большем интервале значений активности калия и, очевидно, щелочности, чем тот же парагенезис с более основным плагионоклазом.

Глубина формирования альбитизированных интрузий соответствует литостатическому давлению порядка 0,40—0,85 кбар. Реально существовавшее давление вряд ли могло намного превышать эту величину, поскольку геологические свидетельства перегрузок отсутствуют. Учитывая низкое содержание кальция в исходных гранитах, верхний температурный предел их кристаллизации можно определить по максимуму кривой сольвуса щелочных полевых шпатов — 660—685° (Bowen, Tuttle, 1950; Orville, 1963; Luth, Jahns, Tuttle, 1964). Нижний предел можно оценить с помощью полевошпатового геотермометра: ~600—680° (Барт, 1962) и ~580—625° (Рябчиков, 1965). Таким образом, «материнские» граниты можно определить как «субсольвусные» гранитные интрузии (Tuttle, Bowen, 1958), формирующиеся в условиях относительно низких давлений. Образование бедных кальцием «субсольвусных» гранитов в условиях малых глубин, где, судя по экспериментальным данным в системе $Ab - Or - K_2O - H_2O$ (Tuttle, Bowen, 1958), следует ожидать кристаллизацию «гиперсольвусных» моношпатовых аляскитов, представляет несомненный интерес для петрологии. Тем более, что оба типа гранитов часто известны в разновозрастных сериях гранитоидов. Например, в Забайкалье (участок «Северный», см. рис. 5, табл. 41, участок «Восточный») и Монголии (Коваленко, Кузьмин и др., 1971) в сходной тектонической обстановке встречаются лейкократовые (двушпатовые) граниты и близкие им по составу и возрасту моношпатовые аляскиты.

На диаграммах (рис. 28, 29) фигуративная точка среднего состава лейкократовых гранитов попадает в ту же область, что и точка состава аляскитов. Как следует из их положения относительно линии котектических минимумов (рис. 28) и границ области смесимости полевых шпатов (рис. 29) при разных содержаниях воды в системе, кристаллизация гранитной магмы данного состава в условиях малых глубин ($p = 500 - 800$ бар) должна приводить к образованию гранитов «гиперсольвуса», состоящих из кварца и калинатрового полевого шпата с небольшой примесью темноцветных минералов. Именно к этому типу интрузий принадлежат моношпатовые аляскиты Забайкалья, Монголии, которые, в пер-

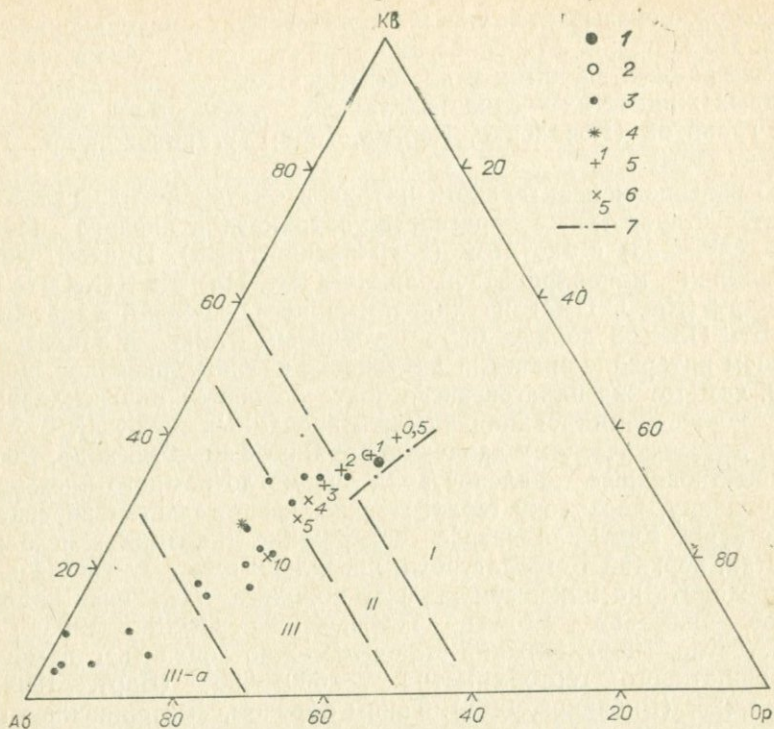


Рис. 28. Положение фигуративных точек составов альбитизированных гранитов относительно проекции минимумов плавления в системе Кв—Аб—Ор—Н₂О при различных давлениях воды.

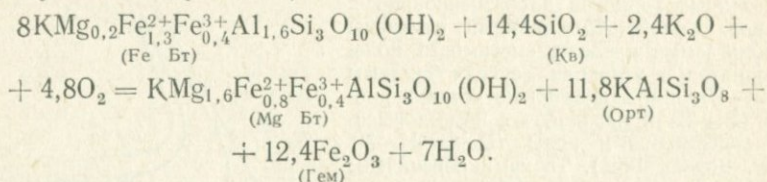
1 — средний состав «материнских» гранитов; 2 — средний состав моношпатовых аляскитов участка «Северного»; 3 — средние составы альбитизированных гранитов различных парагенетических типов (см. табл. 42); 4 — средний состав онгонитов (по Коваленко, Кузьмину и др., 1971); 5 и 6 — точки минимумов плавления и эвтектик (по Tuttle, Bowen, 1958; Luth e. a., 1964), цифры обозначают величину давления; 7 — линия котектических минимумов для состава плагиоклаза Аб₈₈ Ан₁₅ (Смит, 1968). I, II, III, III-a — см. рис. 27.

вом приближении, можно рассматривать как результат равновесной изобарической кристаллизации гранитной магмы *in situ*.

Образование «двушпатового» гранита при кристаллизации аляскитовой магмы *in situ* в условиях малых глубин кажется весьма маловероятным, даже принимая во внимание повышенное содержание фтора в исходных гранитах. Например, для понижения температуры плавления на 70° при давлении 2750 бар требуется 12%-ная добавка HF (Wyllie, Tuttle, 1961). При этом следует ожидать значительного смещения эвтектики и изменения порядка кристаллизации, однако этого не наблюдается. Необходимо иметь в виду, что такие широко распространенные и часто преобладающие в магматических флюидах «добавки» к Н₂О, как СО₂, NH₃, HCl, должны повышать температуру кристаллизации (Wyllie, Tuttle, 1959, 1961, 1964).

Естественно предположить, что переход гранитного расплава в область «субсолевусных» температур происходил до его внедре-

зисе с ортоклазом, кварцем и окислами железа. Уравнивая коэффициенты, получаем уравнение интересующей нас реакции (Коваль, Кузьмин и др., 1972):



Согласно принципу Ле-Шаталье, увеличение активности кислорода и понижение активности воды должны способствовать замещению железистого биотита ассоциацией более магниальной его разновидности с ортоклазом и гематитом, т. е. парагенезис магниальной биотит — ортоклаз — гематит отвечает условиям относительно высокого парциального давления кислорода и повышенной температуры. Очевидно, что при достижении определенного уровня a_{O_2} магнетит должен замещаться гематитом, который устойчив в ассоциации с магниальным биотитом.

Зависимость активности кислорода от щелочности можно выразить следующим уравнением (Коржинский, 1963):

$$\frac{[\text{O}^{-2}]}{[\text{O}_2]^{0,5}} = [e]^2 K_r,$$

полагая, что кристаллизация гранита происходит при отсутствии свободного доступа атмосферного кислорода и постоянстве восстановительного потенциала и, следовательно, $[e]$, приходим к заключению о том, что повышение щелочности магмы (сквозьмагматического раствора) равносильно повышению активности кислорода. Таким образом, с повышением щелочности в ассоциации с ортоклазом становится все более устойчивым магниальный биотит (рис. 30), а часть окисного железа выделяется как самостоятельная фаза.

Вывод об увеличении магниальности биотита с увеличением парциального давления кислорода (или щелочности) и появлении гематита в ассоциации с магниальным биотитом подтверждают результаты экспериментального исследования биотитов ряда флогопит — аннит (Уонс, Югстер, 1965).

Наибольшей щелочности, а также наибольшим температурам в рассмотренных примерах соответствуют условия кристаллизации лейкокатовых гранитов участка «Север-

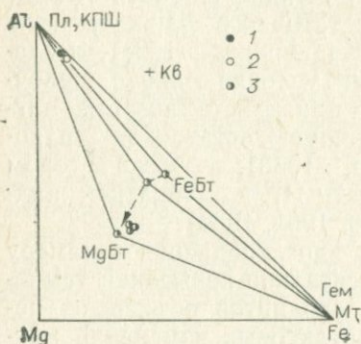


Рис. 30. Диаграмма состав — парагенезис для «материнских» гранитов. Стрелкой показано изменение состава биотита с увеличением щелочности парагенезиса.

1, 2 — см. рис. 28; 3 — составы биотитов из «материнских» гранитов.

ного», наименьшей — биотитовых гранитов участка «Центрального». Из анализа реакции замещения железистого биотита магнезиальным следует, что при близком исходном составе магмы содержание биотита должно быть минимальным в гранитах повышенной щелочности. Действительно, как видно из описания гранитов (см. гл. I), самые низкие содержания биотита характерны для лейкократовых гранитов участка «Северного».

Для гранитов, бедных кальцием, более щелочной и высокотемпературный характер парагенезисов с магнезиальным биотитом отмечали А. А. Маракушев, И. А. Тарарин и Б. Л. Залищак (1966). Этими исследователями также установлено, что в области умеренных и относительно невысоких температур повышение щелочности минералообразующей среды ведет к увеличению относительной активности натрия и, соответственно, уменьшению номера плагноклаза в ассоциации с ортоклазом и биотитом.

Таким образом, образование исходных гранитов альбитизированных интрузий можно представить как процесс неравновесной кристаллизации остаточных дифференциатов коровых гранитоидных магм, достигших субсолвусных температур до внедрения в камеру окончательной кристаллизации, при понижающихся давлении и температуре и высокой активности натрия. Развитие магматического процесса по предложенной схеме должно заканчиваться образованием флюидов, обогащенных натрием и обедненных кислотными компонентами по сравнению с остаточными растворами обычных гранитоидных интрузий умеренных и больших глубин.

Глава IX

ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ АЛЬБИТИЗИРОВАННЫХ ГРАНИТОВ

I. Краткий обзор генетических представлений.

Соотношение магматического и метасоматического начал в генезисе альбитизированных гранитов

Плюмазитовые альбитизированные граниты с редкометальной минерализацией рассматриваются в большей части работ либо как послемагматические метасоматические образования, либо как магматические породы. Гипотеза метасоматического генезиса впервые, по-видимому, была высказана А. Н. Заварицким (1947), который установил, что ряд метасоматических преобразований в пегматитах обычно начинается с альбитизации, позднее образуются грейзены, березиты и лупинг более низкотемпературные породы. Он отметил, что те же процессы, а также сопутствующие им акцессории могут проявляться и в гранитах. Позднее, особенно

после работ А. С. Павленко (Павленко и др., 1960), А. А. Беуса, А. А. Ситнина и других (Беус, Ситнин, 1961; Беус, Залашкова, 1962; Беус и др., 1968; Беус, 1968; и др.), представления о метасоматическом генезисе получили широкое распространение. Признавая метасоматическую природу альбитизированных гранитов, представители этого направления далеко не единодушны в оценке принципиальной роли отдельных метасоматических процессов в формировании редкометальной минерализации, последовательности этих процессов, характера связей с «материнскими» гранитами.

Большинство полагает, что редкометальные альбитизированные граниты образуются в результате метасоматической переработки нормальных биотитовых гранитов (или лейкократовых гранитов поздних фаз внедрения) послемагматическими растворами, генетически связанными с этими же гранитами и претерпевающими закономерную эволюцию во времени и пространстве (Беус и др., 1962; Беус, 1968; Коваленко, Коваль, 1968; Коваль, Знаменский, 1969; Коваль, 1971б; и др.). По мнению других авторов, они возникают за счет метасоматизма и гидротермальной деятельности в связи с пульсационным поступлением специализированных растворов, выделявшихся либо на основных стадиях магматической дистилляции кристаллизующейся магмой (Говоров, 1964), либо глубинным источником, имеющим парагенетическую связь с исходными гранитами (Štemprok, 1965). В отдельных работах в качестве ведущего механизма образования подобных пород выдвигаются процессы пульсационной кристаллизации и связанной с ними полициклической эволюции послемагматических растворов (Потапьев, 1965; Потапьев, Маликова, 1965; и др.). Некоторые исследователи, отводя основную роль в формировании редкометальной минерализации альбитизированных гранитов послемагматическим процессам, допускают образование определенной части редкометальных аксессуариев и в магматическую стадию (Подольский, 1964).

Представления о магматическом генезисе редкометальных альбитизированных гранитов первоначально базировались главным образом на работах исследователей провинции «молодых» гранитов Нигерии, трактовавших эти породы как конечные дифференциаты единой исходной магмы базальтового состава (Jacobson e. a., 1958 и др.; Williams, 1955—1956; Апельцин, Фельдман, 1958; и др.). Необходимо заметить, что в ряде работ по этому району признавались вторичная, дейтерическая природа альбита (Jacobson e. a., 1958) и ведущее значение альбитизации в образовании минерализованных гранитоидов (Wright, 1970; Brown, Bowden, 1973). Браун и Боуден в качестве альтернативного механизма допускают также кумуляцию всплывающих из палингенной магмы альбитовых кристаллов.

К специфическим продуктам дифференциации магмы нормальных биотитовых гранитов относили амазонитовые альбитовые граниты В. В. Аристов, Е. А. Станкеев, Р. М. Константинов, О. Д. Левицкий (Аристов и др., 1956; Левицкий и др., 1963). Магматиче-

ская гипотеза принята и в ряде других работ (Гаврилин, 1957; Кузьменко, Акелин, 1965; и др.).

Оригинальной точки зрения придерживается О. Норринг, рассматривающий образование натровых гранитов (с лепидолитом) Уганды как процесс метасоматической гранитизации вмещающих существенно натровых вулканитов (Knorring, 1960).

Важным моментом развития генетических представлений является признание возможности принципиальных различий в механизме образования отдельных типов альбитовых гранитов, в первую очередь, гранитоидов щелочного и плюмазитового рядов (Коваленко, Коваль, 1968; Тугаринов и др., 1968).

В настоящее время наиболее разработаны три модели генезиса редкометалльных плюмазитовых альбитовых гранитов:

1) «апогранитная», обоснованная А. А. Беусом с коллегами (Беус и др., 1962; Беус, 1968 и др.) и получившая широкое признание среди геологов;

2) «онгонитовая» модель генезиса редкометалльных альбитовых гранитов литий-фтористого типа, развиваемая В. И. Коваленко (Коваленко, Кузьмин, Летников, 1970; Коваленко, 1972; Коваленко и др., 1972 и др.). Модель основывается на экспериментальных данных, по системам с летучими компонентами, а также на детальном изучении вещественного состава и кинетики кристаллизации кварцево-топазовых кератофинов (онгонитов);

3) «пегматитовая», в которой предпринята попытка совместить основные положения магматической и постмагматической гипотез (Гинзбург, Фельдман, 1972; Луговской и др., 1972).

Генетическая интерпретация редкометалльных альбитовых гранитов определяется принципиальным решением коренного вопроса физико-химической петрологии апогранитов и пегматитов — вопроса растворимости водных флюидов в силикатном гранитном расплаве. Классическими экспериментами (Goranson, 1931, 1938; Tuttle, Bowen, 1958) доказана ограниченная растворимость воды в расплаве альбита и лейкократового гранита в области давлений и температур, господствующих в земной коре, и, следовательно, физико-химическая возможность постмагматического образования апогранитов. Такая возможность однозначно подтверждается экспериментами по моделированию процессов послемагматического преобразования гранитов (Иванов, 1962; Бэрнем, 1970; Балицкий, Комова, 1971; Зарайский, Зырянов, 1973; и др.).

Последующие эксперименты в системах силикат — летучие показали, что усложнение состава водной фазы существенно изменяет температуру плавления силиката. «Добавки» CO_2 , NH_3 , SO_3 , P_2O_5 , HCl повышает ее, а HF и LiO_2 — понижают (Wyllie, Tuttle, 1959, 1961, 1964). При добавлении HF меняется также состав эвтектики. Повышение давления воды в системе до 10 кбар приводит к понижению минимума плавления до 625°C и составу эвтектики 56% Ab , 21% Or и 23% Kv (Tuttle, Bowen, 1958; Luth e. a., 1964; см. рис. 28). В связи с этим было высказано предположение о возможности непрерывного перехода расплав — раствор даже

в нормальных и плюмазитовых гранитных магмах при условии аномально высоких содержаний в них таких компонентов, как литий и фтор (Таттл, 1961; Коваленко, Коваль, 1968; Тугаринов и др., 1968).

Эта гипотеза положена в основу «онгонитовой» и «пегматитовой» моделей. В обеих моделях для объяснения изменения состава пород в сторону прогрессивного обогащения его альбитом (см. рис. 28) допускается также аналогия между влиянием на состав гранитной эвтектики высоких давлений воды и высоких концентраций лития и фтора в системе. Логическим следствием подобной схемы является признание «центробежного» (снизу вверх) направления кристаллизации интрузии от некоторого уровня, которое обеспечивает «отгонку» и необходимое накопление летучих компонентов в верхних частях интрузивных куполов. Наблюдения, подтверждающие подобный характер кристаллизации, пока отсутствуют.

Анализ экспериментальных данных и материалов по природным объектам показывает, что в реальных нормальных и плюмазитовых гранитоидных системах трудно ожидать реализации непрерывного перехода расплав — раствор (Тугаринов и др., 1968; Добрецов и др., 1970; Бэрнем, 1970). В частности, концентрации Li_2O (1,5—5,7%) и HF (5—12%) в указанных экспериментальных системах в несколько раз превосходят наблюдаемые в альбитизированных гранитах и их субэффузивных аналогах, онгонитах (Коваленко, Кузьмин и др., 1972), причем при давлениях значительно больших (2,75 кбар), чем можно ожидать для глубин формирования альбитизированных интрузий (0,4—0,8 кбар).

И «онгонитовая» (Коваленко, Кузьмин, Летников, 1970) и «пегматитовая» (Луговской и др., 1972) модели предусматривают автометасоматическую перекристаллизацию породы. Поэтому, строго говоря, наблюдаемые парагенезисы можно рассматривать как послемагматические. Принципиальное отличие «магматической» трактовки от «метасоматической» в этом случае состоит в признании определяющей роли магматического этапа в формировании вещественного состава альбитовых гранитов.

Таким образом, экспериментальные данные и теоретические соображения показывают физико-химическую возможность образования плюмазитовых альбитовых гранитов и метасоматическим, и магматическим путем, хотя реализация последнего в природных условиях, очевидно, менее вероятна. Поэтому решение проблемы надо искать в прямых наблюдениях обсуждаемых объектов.

В гл. II были проанализированы фактические данные, подтверждающие послемагматическую метасоматическую природу альбитизации. К ним относятся: 1) «послепертитовый» возраст; 2) связь с разрывными нарушениями, трещиноватостью и контактами интрузий независимо от их формы; 3) наложение на дайки первого этапа; 4) зональность альбитизированных пород, тенденция к образованию более простых парагенезисов вплоть до кварцевых и анхимономинеральных альбититов; 5) частая приуроченность

контактов между зонами альбитизированных гранитов к элементам первичной неоднородности массивов (дайка, ксенолитам, крупным трещинам); 6) грубосимметричная зональность пластообразных тел и мелких апофиз, которую нельзя объяснить механизмом кристаллизации «снизу — вверх» в рамках магматических представлений; 7) структура и состав апоэруптивных брекчий.

Метасоматической природе альбитизации в большей мере соответствует и практически непрерывный спектр состава альбитизированных пород: от слабо измененных гранитов до альбититов. Причем область состава площадных метасоматитов простирается в сторону альбитового угла диаграммы значительно дальше эвтектической точки для 10 кбар давления воды, достигая поля альбититов (см. рис. 28).

С представлениями о метасоматическом щелочном характере альбитизации хорошо согласуется «волновое» распределение редких элементов, относительное положение их максимумов и эволюции отношений редких элементов в альбитизированных гранитах (см. гл. VII).

Метасоматическая природа мусковитсодержащих парагенезисов альбитизированных гранитов, по-видимому, не вызывает сомнений у большинства исследователей, в том числе и у сторонников «онгонитовой» модели (Тугаринов и др., 1968; Коваленко, Коваль, 1968). Между тем в массивах мусковит-лепидолитового и амблигонит-лепидолитового парагенетических типов установлено наложение парагенезисов с лепидолитом и топазом на мусковитовые альбитизированные граниты. Возможность образования «литий-фтористых» альбитовых гранитов метасоматическим путем доказывается также их присутствием в экзоконтактных ореолах и апоэруптивных брекчиях альбитизированных интрузий. Метасоматическими являются альбититы приконтактных и трещинных зон в массивах всех парагенетических типов, имеющие четкие признаки метасоматической зональности и наиболее примитивный состав. Первые исследования включений минералообразующей среды в кварце «литий-фтористых» апогранитов (Базаров, Косалс, 1972; и др.) установили газово-жидкую, водно-углекислую природу включений и отсутствие в нем включений силикатных расплавов.

Таким образом, имеются несомненные свидетельства метасоматического образования парагенезисов альбитизированных гранитов всех рассмотренных парагенетических типов. Естественно, возникает вопрос о вероятности реализации «магматических» моделей в природных условиях. Исходя из сказанного выше, «онгонитовая» и «пегматитовая» модели должны встречать меньшие затруднения при объяснении формирования куполовидных массивов лепидолит-биотитовых альбитовых гранитов, подобных описанным в Восточной Монголии и Северном Тянь-Шане (Коваленко, Кузьмин и др., 1971; Луговской и др., 1972). Наиболее впечатляющим аргументом магматического генезиса подобных пород, конечно, является существование онгонитов — субэффузивных аналогов альбитовых гранитов «литий-фтористого» геохимического типа. Однако если допустить возможность возникновения онгонитов в результате

метамагматического взаимодействия гранитной магмы и остаточного раствора (Коржинский, 1974), то этот аргумент, по-видимому, также нельзя признать решающим.

Отмеченное фундаментальное сходство главных особенностей состава и строения массивов альбитизированных гранитов различных парагенетических типов, не зависящее от уровня содержаний лития и фтора в них, очевидно, свидетельствует о существовании более общей причины появления редкометальных плюмазитовых альбитовых гранитов, чем высокие концентрации лития и фтора в магме. Такой причиной может быть усиление в определенных условиях общей для полевошпатовых расплавов тенденции к накоплению натрия в остаточных жидкостях при понижении температуры в процессе их кристаллизации (см. гл. VIII). В большей части случаев этот процесс сопровождается также накоплением фтора, лития и гранитоидных редких элементов, которое в зависимости от парагенетического типа массива может быть проявлено в разной степени у различных элементов. Исходя из приведенных соображений, мы попытаемся рассмотреть ряд особенностей плюмазитовых альбитизированных гранитов в рамках «метасоматической» концепции их генезиса.

II. Физико-химические параметры послемагматического минералообразования в массивах альбитизированных гранитов

Давление. Давление, в первом приближении, можно принять близким к литостатическому (Смит, 1968). Во всяком случае, оно не должно опускаться ниже гидростатического и, судя по отсутствию взрывных и стрессовых структур, сильно превышать давление нагрузки. Исходя из предлагаемой глубины формирования альбитизированных гранитов (1,5—3 км), оно может быть оценено величиной 0,3—0,8 кбар при нижнем пределе 0,15—0,30 кбар. Близкое к указанному значению давления (0,5 кбар) получено для грейзенизированного купола участка «Южного» (см. гл. I) на основании изучения газовой-жидких включений в образцах кварца из жил и метасоматитов (Алехин и др., 1970).

Аналогичные исследования, проведенные Л. Ш. Базаровым и Я. А. Косалсом (1972) для альбитизированных гранитов циннальдитового типа, показали вероятность неодинаковой величины давления при минералообразовании различных послемагматических стадий. В частности, можно полагать, что метасоматиты ранней стадии (альбитизированные граниты) образуются при более высоких, близких к литостатическому или даже превышающих его, значениях давления, тогда как минералообразование поздних стадий, для которых характерны жильные формы проявления, протекает в условиях, приближающихся к гидростатическим.

Температура. Сопоставление данных, характеризующих температуру формирования парагенезисов главных послемагматических температур формирования парагенезисов главных послемагматических стадий в массивах альбитизированных гранитов, показывает хорошую сходимость результатов различных методов (табл. 51). Значительные отклонения имеют лишь данные Л. Ш. Базарова и Я. А. Косалса (1972). Возможные причины этого, по-видимому, связаны с присутствием включений различного типа (реликтовых, первичных, вторичных), в том числе и законсервированных включений флюидов магматической стадии в кварце альбитовых гранитов, а также наложением на альбитизированные граниты кварцево-амазонитового метасоматизма, весьма характерного для альбитовых гранитов данного типа.

Для оценки температур образования мусковитсодержащих парагенезисов нами была также предпринята попытка применить диаграмму системы мусковит — парагонит (Engster, Joder, 1955), которая в тех же целях использовалась многими исследователями (Grootemaat, Holland, 1955; Engster, 1956; Никаноров, Михайлов, 1964; и др.). Однако анализ полученных данных показал, что возможности использования этой диаграммы в геотермометрии сложенных природных систем весьма ограничены (Коваль, Юрченко, 1969; Коваль, Юрченко, Николаева, 1970). Ранее к подобному же выводу пришел А. А. Попов (1968). В нашем случае возможно лишь относительное сравнение парагенезисов разных стадий в пределах одного массива. Такое сопоставление устанавливает более низкотемпературный характер грейзенов по отношению к парагенезису альбитизированных гранитов.

Принимая во внимание, что в природных системах $P_{H_2O} < P_{общ}$, верхний температурный предел альбитизации можно оценить значением порядка 520—530°. Он хорошо согласуется с выводами И. П. Иванова (1962), сделанными на основании экспериментального моделирования альбитизации алюмосиликатных пород.

На основе приведенных данных может быть намечена следующая температурная градация главных послемагматических стадий в массивах альбитизированных гранитов: альбитизация — 520—460°, кварцево-калищатовое замещение — 480—300, грейзенизация — меньше 320—270°.

Некоторое перекрытие температурных интервалов различных стадий и значительное их увеличение для более поздних стадий свидетельствуют об определенных различиях температурной эволюции кислотности-щелочности послемагматических флюидов в массивах различных типов и о существенном изменении условий минералообразования каждой из стадий во времени. Последнее прекрасно иллюстрируется изменением морфологии, структуры и состава жильных образований стадий кварцево-калищатового замещения и грейзенизации во времени (см. гл. I и II).

Большой интерес вызывает более узкий по сравнению с процессами стадий возрастающей кислотности и кислотного выщелачивания температурный интервал ранней щелочной стадии (альби-

Результаты оценки температур минералообразования в послемагматические стадии формирования массивов альбитизированных гранитов

Минеральная ассоциация, порода, реакция	Температура, °С	Ссылка, метод
Верхний предел стабильности лепидолита (трилитионита) в системах, насыщенных кремнеземом	< 564 (при $P_{H_2O} \approx 0,5$ кбар)	Munoz, Engster, 1965
Реакция дегидратации мусковита в присутствии кварца	~ 535 (при $P_{H_2O} = 0,5$ кбар)	Жариков и др., 1972
Реакция разложения альбита на парагонит и кварц	500 (при $P_{H_2O} = 1,0$ кбар)	Иванов, Гусынин, 1973
Реакция замещения альбита парагонитом в условиях насыщения системы глиноземом	540 (при $P_{H_2O} = 1,0$ кбар)	То же
Верхний предел устойчивости двух кислых плагиоклазов ($A_b < 3$ и $A_b > 3$)	550	Smith, 1972
Образование альбита в ассоциации с мусковитом	$\leq 500-520$ ($P_{H_2O} = 1,0$ кбар)	Иванов, 1962
Циннвальдит-амазонит-альбитовые апограниты	640—710	Базаров и др., 1972 а) гомогенизация первичных включений в кварце
	200—560 525—560	б) то же, вторичные включения; в) метод Барта
Циннвальдит-альбит-амазонитовые апограниты	410—620 200—350 440—480	То же
Циннвальдит (криофиллит)-амазонит-альбитовые апограниты	400—520 200—320 360—380	»
Альбитизированные граниты	490—520 520—530 490—500	Данные гл. III: метод Барта, 1962; диаграмма Рябчикова, 1965; кривая сольвуса (Bowen, Tuttle, 1950)
Послемагматическая альбитизация гранитоидов	450—550	Говоров и др., 1968; гомогенизация и декрипитация включений

Минеральная ассоциация, порода, реакция	Температура, °С	Ссылка, метод
Догрейзеновые парагенезисы апогранитов	370—480	Тугаринов и др., 1968; гомогенизация включений (определения В. Б. Наумова)
Кварцево-амазонитовые жилы	260—350	Базаров, Косал, 1972:
	150—260	а) гомогенизация первичных включений в кварце;
	350—360	б) то же, вторичные включения;
Кварцево-калишпатовые метасоматиты	350—360	в) метод Барта
	< 450—490	Данные гл. III:
	< 400—520	метод Барта, 1962; диаграмма Рябникова, 1965; кривая сольвуса
~ 280—500		
Грейзеновые образования восточного купола массива «Южного»	270—320	Алехин и др., 1970, гомогенизация включений в кварце

тизации). Можно предполагать, что достаточно мощному проявлению ранней щелочной стадии должны способствовать условия температурной стабилизации (термостатирование природных систем), на значение которых для гидротермального рудообразования обратили внимание Ф. А. Летников и В. А. Нарсеев (1971).

Диапазон температур формирования экзоконтактовых метасоматитов определяется температурной ступенью: эндоконтактовая часть остывающей интрузии — вмещающая порода, температура которой на глубине 3 км при градиенте 50°/км (наибольшая величина для молодых орогенических поясов; Смит, 1968) достигнет 150°.

Термометрические данные подтверждают регрессивный характер последовательности главных постмагматических стадий в массивах альбитизированных гранитов (альбитизация, кварцево-калишпатовый метасоматизм, грейзенизация), установленный на основе анализа их геологических соотношений и общего уменьшения в данном ряду пределов изоморфной смеси минералов породообразующих минералов переменного состава.

Агрегатное состояние минералообразующих растворов. Удельные объемы воды и второго основного компонента послемагматических растворов, углекислоты, в области температур (460—520°) и давлений (0,3—0,8 кбар), предполагаемых для альбитизации,

имеют близкие значения, которые несколько превосходят критическое (Смит, 1968). Растворенные в минералообразующем флюиде труднолетучие компоненты (соли, силикаты и др.) повышают его критическую температуру. Это повышение в какой-то степени компенсируется влиянием углекислоты, присутствие которой понижает как критическую температуру, так и общую растворяющую способность флюидов (Бэрнем, 1970). Информации для точной оценки влияния растворенных компонентов на удельный объем раствора пока явно недостаточно. Однако и те данные в составе гидротермальных растворов, которыми мы располагаем (Базаров, Косалс, 1972; Говоров и др., 1968; Жариков и др., 1972; и др.), определенно указывают на то, что альбитизирующие растворы должны находиться во «флюидном» состоянии (по терминологии Н. А. Добрецова и др., 1970) и иметь удельные объемы, близкие к критическому для воды ($3,1 \text{ см}^3/\text{г}$). О высоком давлении летучих во флюиде и его вскипании при понижении давления свидетельствует также гомогенизация газовой-жидкой включений в кварце альбитовых гранитов и в газовую, и в жидкую фазы.

Аналогичные соображения приводят к выводу о «жидкообразном» состоянии растворов в стадии кварцево-калищпатового метасоматизма и грейзенизации. Причем если температурному интервалу альбитизации соответствует изменение удельного объема флюида на $1/4-1/3$, интервалу грейзенизации — около $1/5$, то в стадию кварцево-калищпатового метасоматизма должно происходить 2- и 3-кратное уменьшение удельного объема флюида, т. е. резкое его уплотнение (рис. 31).

Из сказанного вытекает два важных следствия: 1) «флюидное» состояние растворов, при котором возможно ретроградное растворение кварца (Добрецов и др., 1970), по-видимому, благоприятно для развития процессов ранней щелочной стадии (альбитизации); 2) энергичная конденсация и уплотнение растворов при переходе их из «флюидного» состояния в «жидкообразное», сопровождающиеся, как показал Д. С. Коржинский (1957), резким возрастанием активности кислотных компонентов, очевидно, являются основной причиной увеличения кислотности минерало-

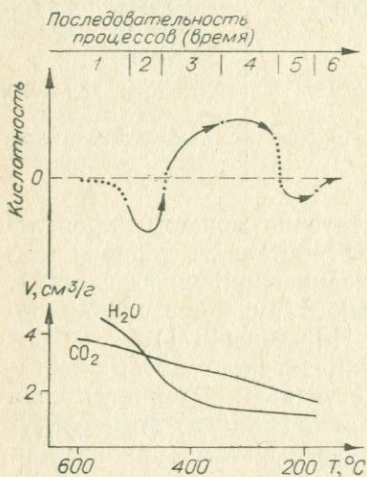


Рис. 31. Схема эволюции кислотности-щелочности послемагматических процессов для массивов альбитизированных гранитов.

0 — уровень кислотности-щелочности порового раствора «материнского» гранита. Стадии послемагматического процесса: 1 — энимагматическая, 2 — ранняя щелочная (альбитизация), 3 — возрастающая кислотность (кварцево-калищпатового метасоматизма), 4 — кислотного выщелачивания (грейзенизации), 5 — поздняя щелочная (сопряженного осаждения оснований), 6 — заключительная. В нижней части диаграммы показано изменение удельного объема воды и углекислоты по мере падения температуры при $P=0,5$ кбар (по Сми-ту, 1968).

образующих растворов в стадию кварцево-калишпатового метасоматизма. Заметим, что именно в эту стадию наблюдается наиболее существенное изменение состава и морфологии минеральных образований от более ранних и сложных по составу пегматоидных зон и площадной «амазонитизации» до более поздних и простых калишпаткварцевых жил.

Состав послемагматических растворов. Для суждения о составе альбитизирующих флюидов мы располагаем тремя источниками информации: 1) петрографическими, минералогическими и геохимическими данными о составе метасоматитов и последовательности процессов замещения в них; 2) результатами непосредственного изучения включений минералообразующих растворов в минералах альбитизированных гранитов (Базаров, Косалс, 1972, табл. 58; Говоров и др., 1968) и других послемагматических и гидротермальных образований (Тугаринов, Наумов, 1973; Жариков, Алехин, 1973; и др.); 3) результатами экспериментальных исследований гидротермальных систем и систем с летучими, обзоры которых приводятся в работах Ф. Г. Смита (1968), Н. Л. Добрецова и др. (1970), К. В. Бэрнема (1970) и ряде других, а также данными по экспериментальному моделированию процесса альбитизации (Иванов, 1962; Балицкий, Комова, 1971; Шпигун и др., 1971; и др.). Основываясь на них, можно сделать ряд предварительных заключений о составе альбитизирующих флюидов.

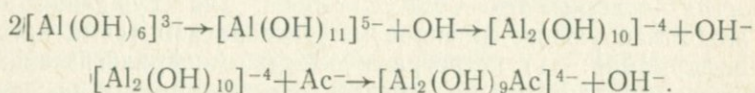
Альбитизирующие флюиды — это углекисло-водные растворы с общей минерализацией, достигающей 10—15%. Содержание углекислоты в них, очевидно, значительно (до 16—20 мол. % и более). Из других газов отмечены водород, азот и редкие газы.

В катионной части решительно преобладает натрий. Главными анионами являются различные формы угольной, соляной, фтористо-водородной и кремневых кислот. По сравнению с большинством других апогранитных образований (в частности, с грейзенизированными гранитами), альбитизированные граниты, как правило, характеризуются более высоким относительным содержанием фтора и анионной части минералообразующих растворов. Их «фтористая» специфика, по всей вероятности, связана с высокой растворимостью фтора в силикатных расплавах, способствующей его накоплению в поздних дифференциатах (и связанных с ними остаточных растворах) гранитоидных магм. Значительная часть фтора, по-видимому, присутствует в растворе в виде комплексных анионов.

Из данных о вещественном составе альбитизированных гранитов следует, что альбитизирующие растворы содержат значительные количества глинозема, кальция и ряда редких металлов, в большинстве случаев не обнаруживаемых при изучении газовожидких включений (Говоров и др., 1968). Последнее может быть обусловлено необратимым разрушением растворимых комплексов этих компонентов в эпигенетический период истории апогранитов.

Учитывая щелочной характер альбитизирующих растворов и смещение изоэлектрической точки глинозема в область меньших

значений рН с повышением температуры (Перчук, 1964), следует ожидать образования в них различных алюминатных ионов типа $[Al(OH)_4]^-$, $[Al(OH)_5]^{2-}$ и др. С полимеризацией подобных ионов и их способностью к обмену групп OH^- на анионы (Ac^-) связаны буферные свойства алюминатных растворов (Черкинский, 1967). Например,



Редкие элементы присутствуют в альбитизирующих флюидах в количествах, достаточных для образования значительных (вплоть до рудных) концентраций аксессуарных минералов в метасоматитах. Кроме редких щелочных элементов, это элементы с ярко выраженными амфотерными свойствами и способностью к комплексообразованию — Ta, Nb, Zr, Hf, Sn, Ве. Согласно современным представлениям, перенос их осуществляется в форме разнообразных (карбонатных, хлоридных, фторидных, алюминатных и др.) комплексных соединений (Беус, 1958, 1968; Беус, Диков 1967; Барсуков, Курильчикова, 1966; Александров, 1973; и мн. др.).

Главной причиной осаждения редких элементов при альбитизации, как было показано в разделе, «Геохимия», является изменение характеристик минералообразующего флюида при его взаимодействии с гранитом, выражающееся, в первую очередь, в понижении его щелочности. Из анализа геохимических данных также следует, что при общности главных характеристик альбитизирующие растворы в массивах различных парагенетических типов значительно различаются способностью к переносу и осаждению характерных редких элементов (Ве, Sn, Ta, Nb, Zr). В наиболее явной форме эти различия проявляются в связи с изменением активности фтора в послемагматических растворах (см. гл. X).

В послемагматических растворах более поздних стадий по мере падения их температуры уменьшаются содержания углекислоты и общая минерализация, происходит увеличение относительного содержания галоидных ионов (по сравнению с карбонатными).

Кислотность-щелочность, послемагматических растворов. Причины альбитизации и условия, способствующие ее интенсивному проявлению. Непосредственное определение рН послемагматических растворов и его расчет сталкивается с большими экспериментальными трудностями. Для суждений об эволюции кислотности-щелочности минералообразующих растворов можно использовать данные о направленности процессов замещения, последовательности осаждения редких элементов различной основности в метасоматически измененных породах, изменении отношений геохимических пар. В этом случае кислотность-щелочность выступает как обобщенная характеристика постмагматических флюидов, показатель их реакционной способности, агрессивности по отношению к вмещающему граниту. Анализ подобных данных (см. гл. II, VII) показал, что смена различных стадий кислотности-щелочности в массивах

альбитизированных гранитов отвечает классической схеме (Коржинский, 1966а, б): ранняя щелочная (альбитизация), возрастающей кислотности (кварцево-калишпатовый метасоматизм), кислотного выщелачивания (грейзенизация, окварцевание), поздняя щелочная (сопряженное осаждение оснований) и заключительная нейтральная (безрудные кварцевые и кальцитовые прожилки).

Наиболее вероятной причиной изменения кислотности-щелочности постмагматических растворов, очевидно, является их конденсация и уплотнение в процессе надкритического перехода из «флюидного» состояния, характерно для ранней щелочной стадии, в «жидкообразное» при их охлаждении, в связи с чем в них должна возрасти валовая активность кислотных компонентов (Коржинский, 1957). Схематически соотношения изменения плотности воды и эволюции кислотности-щелочности с понижением температуры постмагматических растворов показаны на рис. 31.

Для стадии кислотного выщелачивания и сопряженного с ней осаждения оснований, а также процессов преобразования даек, ксенолитов и вмещающих пород (Коваль, 1968), существенное значение приобретает кислотно-основная дифференциация компонентов при их фильтрации через породы.

Необычно интенсивное для гранитов проявление ранней щелочной стадии в массивах альбитизированных гранитов связано, как было показано в гл. VIII, с особенностями магматической дифференциации «материнских» интрузий и возможностью стабилизации условий ранней щелочной стадии при их формировании.

Экспериментальные исследования процесса альбитизации и ионообменных реакций с участием альбита (Иванов, 1962; Hemley, Jones, 1964; Orville, 1963; Барсуков, Клишова, 1969; Шпигун и др., 1971; Балицкий, Комова, 1971; Зарайский, Зырянов, 1973; и др.) показали, что возможность альбитизации и ее интенсивность определяются, в первую очередь, концентрацией натрия в растворах и его соотношением с калием, температурой и рН растворов. При температурах ранних послемагматических стадий альбитизация возможна по крайней мере при трехкратном превышении концентрации натрия над калием (в мольных долях). С падением температуры отношение натрия к калию в альбитизирующих растворах должно резко возрасти. Таким образом, натровый характер послемагматических флюидов есть необходимое условие альбитизации.

Общепризнанной предпосылкой послемагматической альбитизации является, как следует из экспериментов Орвиля (Orville, 1963), накопление натрия при эволюции полевошпатовых систем по мере падения температуры. С этих позиций понятны натровая специфика растворов ранней послемагматической стадии и связь альбитизированных гранитов с наиболее поздними фазами гранитоидных интрузий. Очевидно также, что эффект обогащения натрия будет тем большим, чем в большем интервале температур будут осуществляться процессы дифференциации систем до отделения послемагматического флюида.

Однако из тех же экспериментальных данных следует, что поскольку понижение температуры ионообменных реакций полевых шпатов с существенно хлоридными растворами ведет к прогрессивному обогащению твердой фазы калием, при регрессивной эволюции послемагматических растворов альбитизация не должна иметь места, если только в силу каких-либо причин не происходит резкого увеличения активности натрия по отношению к калию. Поэтому было высказано предложение об увеличении относительной активности натрия в связи с общим возрастанием кислотности послемагматических растворов при понижении их температуры (Беус, Залашкова, 1962; Коваленко, Коваль, 1968; Тугаринов и др., 1968). Однако это объяснение, по-видимому, не удовлетворительно. Имеется ряд экспериментальных исследований, свидетельствующих о том, что в области температур и давлений формирования альбитизированных гранитов повышение щелочности способствует реакциям замещения кварца, мусковита и калишпата альбитом и процессу альбитизации в целом (Иванов, 1962; Hemley, Jones, 1964; Балицкий, Комова, 1971; Шпигун и др., 1971; и др.).

Исключительно интересны в этом отношении данные по воздействию существенно натровых хлоридных растворов на гранит при различных температурах, приводимые К. В. Бэрнемом (1970) (рис. 32). Они показывают, что изменения состава гранита, аналогичные тем, которые наблюдаются в альбитизированных гранитах,

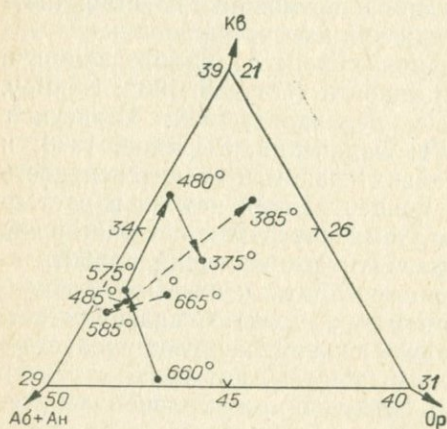


Рис. 32. Изменение нормативного состава гранита в зависимости от температуры и начального состава раствора при постоянном давлении 1 кбар (по Бэрнему, 1970). Сплошные линии показывают изменения состава, произведенные водными растворами, начально содержащими $0,75m \text{ NaCl} + 0,25m \text{ KCl} + 0,1m \text{ HCl}$, пунктирные — изменения состава, произведенные растворами, начально содержащими $0,75m \text{ NaCl} + 0,25m \text{ KCl}$.

происходят при его взаимодействии с хлоридным раствором ($0,75m \text{ NaCl} + 0,25m \text{ KCl}$), не содержащим кислотных добавок, при температурах $485-585^\circ$. Подкисленные хлоридные растворы того же состава при тех же температурах вызывают смещение точки состава в область с большими содержаниями калишпата и кварца. При температурах, соответствующих стадии кварцево-калишпатового метасоматизма, в обоих случаях происходит обогащение измененного гранита кварцем и калишпатом. Таким образом, при всей примитивности экспериментальной модели налицо общие тенденции в эволюции состава пород в процессе альбитизации и кварцево-калишпатового метасоматизма, с одной стороны, и преобразования гранита водно-хлорид-

ными существенно натровыми растворами при соответствующих температурах — с другой, что подтверждает справедливость высказанных выше соображений о температурных условиях и причинах закономерной смены процессов послемагматического замещения в массивах альбитизированных гранитов.

Что касается изменения отношения натрия — калий, необходимого для замещения калишпата альбитом при регрессивном течении магматогенного процесса, то, как показал И. Н. Говоров (1964), оно может быть обусловлено различиями констант диссоциации соединений калия и натрия в надкристаллических флюидах различной плотности. Другой возможной причиной, по-видимому, может быть изменение режима летучих компонентов-растворов, прежде всего CO_2 , при их поступлении из более глубинных частей интрузии в области альбитизации и соответствующем ему относительном изменении коэффициентов разделения щелочных металлов. Прогрессивное уменьшение содержания углекислоты в послемагматических растворах с понижением их температуры, отмеченное выше для альбитизированных интрузий, по-видимому, является общей тенденцией, присущей большей части природных минералообразующих систем (Тугаринов, Наумов, 1973; Жариков и др., 1973). Из обзора системы гранит — вода — другие летучие, приведенного К. В. Бэрнемом (1970), следует, что повышение концентрации углекислоты и водной фазе сильно угнетает растворимость щелочей, причем калия в большей мере, чем натрия. Таким образом, высокие температуры, давления и концентрации CO_2 в области отделения остаточных флюидов должны способствовать более значительному относительному обогащению их натрием, чем в случае хлоридных растворов. При потере углекислоты и увеличении относительной доли хлоридов в растворе с понижением температуры и давления в области альбитизации это может привести к некоторому пересыщению раствора натрия и альбитизации калишпата.

Итак, для понимания эволюции послемагматического минералообразования в массивах альбитизированных гранитов не обязательно привлекать растворы различного исходного состава, поскольку она может быть объяснена изменением физико-химических характеристик близких по исходному составу флюидов. Стабильности условий альбитизации и, следовательно, достаточно интенсивному и широкому ее проявлению должны способствовать: 1) устойчивость температурных условий (термостатирование), 2) концентрация значительных объемов растворов в благоприятных структурах и 3) присутствие в растворах комплексных соединений, обладающих буферными свойствами (например, алюминатных).

III. Некоторые особенности структуры альбитизированных гранитов

Образование характерных порфиробластических структур альбитизированных гранитов происходит при альбитизации на фоне общего выноса кремнезема и калия (см. гл. II, V). Весьма, логично,

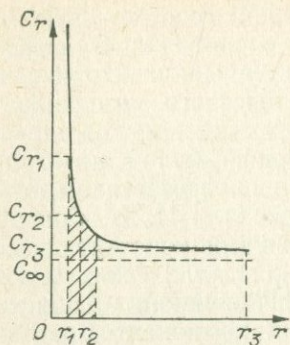


Рис. 33. Зависимость концентрации насыщения раствора (C) от размеров (r) находящихся в равновесии с ним кристаллов. Заштрихована область предполагаемых размеров кристаллов к началу бластообразования.

ла, M — молекулярный вес растворенного вещества, T — абсолютная температура, R — газовая постоянная, d — плотность кристалла.

В качественной форме эта зависимость дана на рис. 33; очевидно, что при концентрации насыщения C_{r_1} , заметно превышающей C_{∞} (внешние зоны колонки альбитизации), устойчивыми будут даже сравнительно небольшие кристаллы. При понижении концентрации насыщения до $C_r = C_{r_2}$ (начало выноса кремнезема, отвечающее зонам с порфиробластами) кристаллы с размерами $r < < r_2$ должны растворяться, а более крупные — увеличиваться в размерах. Растущие кристаллы должны обладать минимальной поверхностью (при данном r_2) т. е. стремиться к наибольшей изометричности форм («горошковый» кварц).

При дальнейшем понижении концентрации ($C_r \rightarrow C_{\infty}$) будет происходить растворение зерен любого размера, что и наблюдается в зонах максимальной альбитизации. С учетом характера кривой становится понятным исчезновение порфиробластов задолго до полного растворения минерала.

Таким образом, находят естественное объяснение взаимоотношения между бластами и лейстовидным альбитом, горошкообразный габитус кварца в сочетании с эволюцией состава породы. Ясно, что повышение концентрации альбитового компонента в растворе должно способствовать образованию более мелкозернистых, плотных структур приконтактных альбититов и альбититов трещинных зон.

как нам кажется, процесс бластообразования объясняется с позиций классических представлений о наиболее благоприятных условиях роста крупных кристаллов. Таковы условия слабого растворения минерала, обеспечивающие рост крупных индивидов (с меньшей поверхностной энергией) за счет более мелких (Коржинский, 1955; Григорьев, 1961).

Действительно, согласно формуле Оствальда — Фрейндлиха, связь между растворимостью и размером кристаллов может быть выражена в форме $C_r = C_{\infty} e^{F/r}$ (Леммлейн, 1953; Григорьев, 1961, с. 203), где C_r — концентрация насыщенного раствора для малого кристалла, C_{∞} — концентрация насыщенного раствора для большого кристалла. $F = 2\sigma M/RTd$, где σ — удельная поверхностная энергия граней равновесной формы кристалла.

IV. Экзоконтактовые метасоматиты ранней послемагматической стадии

Главные особенности изменений вмещающих алюмосиликатных пород, сопутствующих альбитизации «материнских» гранитов, на основе изложенных выше данных могут быть сформулированы следующим образом:

1) экзоконтактовый метасоматизм альбитизированных интрузий весьма своеобразен, имеет небольшие, сравнительно с эндоконтактовыми, масштабы проявлений и резко ослабевает по мере удаления от контакта;

2) Разнообразие проявлений экзоконтактового метасоматизма ранней послемагматической стадии, по-видимому, может быть ограничено тремя крайними типами: альбитизацией; альбитизацией, сменяющейся к периферии грейзеноподобными изменениями; грейзеноподобными преобразованиями;

3) парагенетический тип экзоконтактовых метасоматитов соответствует парагенетическому типу альбитизированных гранитов эндоконтактовой зоны;

4) наблюдается зависимость состава экзогрейзенов от состава исходных вмещающих пород (апогранитные, апосланцевые, апесчаниковые экзогрейзены);

5) температуры образования, определяемые уровнями температур контактовой зоны и вмещающих пород, очевидно, не выходят за пределы 520—100—150°C;

6) имеются серьезные основания полагать, что при близком исходном составе различия метасоматитов в «материнских» и вмещающих породах во многом обусловлены различиями гидродинамических (структурных) характеристик последних.

Экзоконтактовые метасоматиты, облекающие альбитизированные граниты «материнской» интрузии и тесно связанные во времени и пространстве с альбитизацией, естественно рассматривать как внешнюю относительно низкотемпературную зону проявления метасоматизма ранней послемагматической стадии (Коваль, 1968). Зональность экзоконтактовых метасоматитов в таком случае зависит, в первую очередь, от характера температурного поля массива. При значительном подъеме геоизотерм и небольшом температурном градиенте преимущественное развитие получает альбитизация вмещающих пород, подобно тому, как это наблюдается на контактах с гранитами ранних фаз внедрения в массиве мусковит-протолигнитовых гранитов и массивах Майкульском и Биту-Джидинском (см. гл. I—III, V, VI).

При относительно низких температурах вмещающих пород (обычно гранитоидов) и умеренном температурном градиенте, связанном со значительным прогревом внутренней зоны экзоконтактовых изменений, следует ожидать возникновения зональности метасоматитов, в какой-то мере соответствующей последовательности метасоматитов регрессивного ряда стадий и экспериментальной модели (см. рис. 32; Бэрнем, 1970). Подобная зональность прояв-

лена на массиве «Северном-II» (см. гл. I, II, рис. 6, 9), где альбитизированные граниты внутренней зоны экзоконтактовых изменений по мере удаления от контакта обогащаются калишпатом, а затем сменяются грейзенами и серицитизированными гранитами внешней зоны экзоконтактовых метасоматитов.

Относительно низким температурам вмещающих пород и резкому их падению в зоне экзоконтакта, очевидно, соответствует образование типичных экзогрейзенов, подобных, например, апогранитным экзогрейзенам массива «Восточного», где различия парагенезисов не могут быть объяснены только различиями в составе исходных эндо- и экзоконтактовых гранитов (Коваль, Гольдапель, Знаменский, 1972).

Однако, как показывает сравнительный анализ специфики изменений вмещающих пород, ксенолитов и гранитоидов различной структуры («материнских» гранитов, даек фельзитов, гранит-порфиров, зон закалки; см. гл. I, II), признание температурной эволюции растворов в качестве главного и единственного фактора смены парагенезисов в экзоконтактовых метасоматитах и измененных ксенолитах близкого исходного состава недостаточно: слишком уж очевидна их зависимость от структурных различий этих пород. Например, крупные ксенолиты вмещающих гранитов и дайки плотных фельзитов и фельзит-порфиров могут претерпевать интенсивную грейзенизацию, тогда как вмещающие их «материнские» граниты будут интенсивно альбитизированы (массив «Северный-II»). Подобные факты являются серьезным аргументом влияния фильтрационного эффекта на эволюцию кислотности-щелочности послемагматического минералообразования. Как показали теоретические и экспериментальные работы последних тридцати лет, дифференциация компонентов в процессе фильтрации может рассматриваться как одно из фундаментальных свойств фильтрующих систем (Коржинский, 1942, 1947 и др.; Алехин, 1973; Жариков, Алехин, 1973; и др.). В нашем случае уплотнение растворов с понижением температуры в зоне экзоконтактов должно способствовать не только общему повышению их кислотности, но и проявлению «опережающей волны кислотных компонентов» (массив «Северный-II»). Оче-

лачивание тыловой части потока будет благоприятствовать развитию в зоне ближайшего экзоконтакта существенно глиноземистых экзогрейзенов, подобных установленным в массиве «Восточном» и др.

Наконец, так же можно объяснить принципиальные различия альбитизации гранитов и сопутствующих ей изменений ксенолитов, даек кварцевых порфиров и экзоконтактовых пород. Рассмотрим случай фильтрации раствора через грубопористую

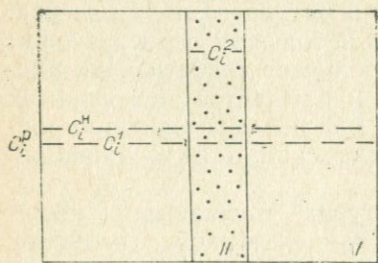


Рис. 34. Схема фильтрации раствора через систему из грубопористой породы (I), содержащей тонкопористый пластообразный ксенолит (II).

породу, содержащую пластообразный тонкопористый ксенолит того же состава, что и грубопористая порода (рис. 34). Обозначим концентрацию компонента i породы (например, кремнезема) в насыщенном поровом растворе породы — C_i^n , концентрацию раствора, втекающего в породу, — C_i^p , концентрацию раствора в грубопористой среде — C_i^1 , концентрацию раствора в тонкопористой среде — C_i^2 , коэффициенты фильтрационного эффекта, соответственно, φ_1 и φ_2 . Для стационарного потока имеем $C_i \cdot \varphi_i = K$ (Коржинский, 1947).

Полагая φ_1 близким единице, $\varphi_2 = 0,5\varphi_1$ и $C_i^p = C_i^n$, получаем $C_i^2 = 2C_i^n$. В этом случае должно наблюдаться осаждение компонента i в тонкопористом пласте.

При $C_i^p = 0,8C_i^n$ и скорости фильтрации, несколько большей скорости увеличения C_i^1 до C_i^n за счет растворения компонента i в грубопористом пласте, получаем $C_i^p < C_i^1 < C_i^n$, а $C_i^2 > 1,6C_i^n$, т. е. при растворении компонента i в грубопористой породе возможно его осаждение в тонкопористом ксенолите. Несмотря на крайнюю схематизацию процесса, модель позволяет объяснить возможность «разнонаправленных» процессов в средах с различными гидродинамическими характеристиками.

V. О движении послемагматических растворов

Консолидация интрузирующих гранитных магм при понижении температуры, включающая кристаллизацию, полиморфные превращения кристаллических фаз и термическое их сжатие, сопровождается значительным уменьшением объема интрузивной массы. Общая величина высвобождающегося пространства, которая может быть оценена по разности плотностей гранита и магмы (или гранитного стекла), составляет около 10% первоначального объема интрузии. В гипабиссальных условиях в связи с увеличением давления она равна 7—9% (Долгов, 1965; Осипов, 1972). Наибольшему развитию свободного объема, которое, как показывают расчеты (Долгов, 1965), приходится на температурный интервал 350—600°, соответствует период постмагматического минералообразования от эпимагматической стадии до стадии возрастающей кислотности.

Часть свободного объема реализуется в форме собственно порового пространства и внутренней трещиноватости гранита. Другая часть (до 5—7%, по данным М. А. Осипова, 1972) выражается в сокращении внешних размеров интрузий. Последнее приводит к образованию усачочных полостей, трещин, структур отслаивания, которые в силу гравитационных причин и исходной неоднородности системы интрузия — вмещающая порода концентрируются в прикровельных и контактовых частях интрузивов. Эти представления хорошо согласуются с рассмотренными выше особенностями структуры апогранитных массивов.

Соотношение объемов выделяемых летучих (вода при $P_{H_2O} = 1$ кбар) и свободного пространства при кристаллизации водонасыщенной гранитной магмы ориентировочно оценивается величиной 1,1—1,8 (Долгов, 1965). Учитывая значительные содержания углекислоты и высокие удельные объемы флюидов при альбитизации, надо полагать, что это отношение еще возрастет и, во всяком случае, будет больше единицы. Это обстоятельство несомненно должно способствовать «выжиманию» флюидов из порового пространства в ранние послемагматические стадии развития интрузии.

Одной из главных причин движения растворов в апикальные зоны интрузивов, очевидно, является литостатический фильтр-прессинг остаточных поровых жидкостей (механизм Грейтона), обусловленный уплотнением кристаллизующегося гранита под давлением вышележащих пород. Эффект литостатического «отжимания» флюидов пропорционален разности плотностей кристаллического каркаса и поровой фазы. Детально этот механизм рассмотрен в работе А. А. Пэка (1968). Наибольшее значение литостатический фильтр-прессинг должен иметь для растворов элимагматической и ранней послемагматической стадий, характеризующихся меньшими плотностями флюидов и степенью консолидации породы. Полиморфный переход $\alpha \rightarrow \beta$ кварц (573°), попадающий в температурный интервал элимагматической стадии, способствует более эффективному отделению элимагматических поровых растворов и перемещению их в области меньших давлений и температур, где они вызывают послемагматические преобразования пород (альбитизацию и др.).

Морфологические особенности возникающих постмагматических гидродинамических систем и пути движения растворов определяются физико-механической неоднородностью вмещающей среды, создаваемой структурами «материнских» гранитов и вмещающих пород, а также тектоникой. В этом отношении первостепенное значение приобретают два типа структур. Это, прежде всего, структуры с резко пониженным гидродинамическим сопротивлением (дренирующие структуры и флюидопроводники), обеспечивающие необходимую аккумуляцию и поступление растворов в зоны метасоматизма, — крупные разрывные нарушения и ослабленные приконтактные зоны. Во-вторых, экранирующие структуры — слабопроницаемые структуры с большим гидродинамическим сопротивлением, создающие условия для концентрации флюидов и метасоматизма в определенных участках (консолидированные породы кровли, крупные ксенолиты, дайки плотных слабо раскристаллизованных гранитоидов), либо линейные зоны высокой флюидопроницаемости, ориентированные поперек потока растворов и вызывающие его растекание (см. гл. I; рис. 35, 36).

Таким образом, в ранние послемагматические стадии формируются гидродинамические системы литостатического «отжимания» поровых растворов из нижних более глубоких и нагретых частей интрузии в относительно охлажденные апикальные их части, которые, пользуясь терминологией Г. Л. Поспелова (1962), назовем

фильтрующимися термогидроколоннами. Основными элементами подобной системы являются область собирательного движения (корневая зона), динамический ствол (дренирующая структура, флюидопроводник) и область разгрузки. Среди различных моделей термогидроколонн наибольший интерес для образования значительных по масштабам и интенсивности метасоматической проработки апогранитных тел, очевидно, имеют системы, в которых дренирующими элементами служат зоны контактов или тектонические структуры, а конус растекания экранирован либо купольными структурами кровли интрузива, либо пологой кровлей интрузии в сочетании с экранирующими элементами других типов.

В подобной системе за счет гидравлической связи находящейся под большим давлением корневой зоны с экранированной зоной разгрузки в последней создается возможность повышения давления до значений, превышающих соответствующую литостатическую нагрузку. Таким образом, зона разгрузки будет представлять собой область «напорных» флюидов, что, во-первых, объясняет отмеченные Л. Ш. Базаровым и Я. А. Косалсом (1972) превышения давлений в минералообразующей среде ранних стадий формирования апогранитов, по отношению к поздним стадиям, а во-вторых, благоприятствует термостатированию зоны альбитизации. В модель естественно вписываются структурно-морфологические особенности рассмотренных апогранитных массивов.

По мере дальнейшего охлаждения и консолидации интрузий, сопровождающихся уплотнением послемагматических флюидов и уменьшением пластичности кристаллического каркаса, эффект литостатического фильтр-прессинга должен ослабевать (Пек, 1968). В поздние стадии (начиная с кварцево-калишпатового метасоматизма), для которых характерны околотрещинные метасоматиты и жильные образования, основной движущей силой растворов, очевидно, становится либо давление накапливающегося флюида (Смирнов, 1969), либо вакуумное «всасывание» (Бетехтин, 1955). Об этом говорят не только морфологические особенности минеральных образований, но и близкие гидростатическому оценки давления при образовании калишпат-кварцевых жил (Базаров, Косалс, 1972). Контроль размещения жил и метасоматитов поздних стадий со стороны «материнской» и экранирующих структур ослабевает, значительная часть жил распространяется в область экзоконтакта.

До сих пор мы оставляли открытым вопрос о движении растворов при альбитизации, косвенно затрагивая его при обсуждении общей гидродинамической схемы постмагматического процесса. Как показывает анализ структур апогранитных массивов и распределения в них в различной степени альбитизированных пород, схема движения альбитизирующих флюидов в зоне разгрузки может быть очень сложной. В большей мере она зависит от индивидуальных структурных особенностей массивов и, в первую очередь, их структурной неоднородности: наличия ослабленных зон-проводников, слабопроницаемых пород, «подпруживающих» структур и т. п. Вместе с тем, очевидно, есть общие закономерности, определяю-

щие характер взаимодействия вмещающих гранитов с растворами и миграцию вещества в областях разгрузки термогидроколонн. В настоящее время наибольшее признание получили представления о восходящей фильтрации растворов через гранитные купола, приводящей к развитию высокотемпературного окварцевания, и сопряженной с ними колонки отложения, включающей интенсивно альбитизированные граниты, альбититы и кварцево-калишпатовые породы эндоконтактной зоны (Беус, Залашкова, 1962; Беус, 1968 и др.). В такой трактовке зональность альбитизированных массивов может рассматриваться как результат приконтактового кислотного выщелачивания при наличии градиентов температуры и давления с максимумом кислотности, смещенным в глубину интрузии. При обсуждении вопроса о зональности альбитизированных пород и стадийности минералообразования (см. гл. II, V) было показано, что эволюция состава пород в раннюю послемагматическую стадию выражается в образовании все более альбитовых парагенезисов по мере приближения к контакту интрузии. Допуская аналогию с приконтактовым выщелачиванием (Коржинский, 1955), можно полагать, что зональность альбитизации есть результат инфльтрационного метасоматизма гранита восходящим потоком поровых растворов при наличии температурного градиента. Возможность широкого распространения подобного механизма в рассматриваемых апогранитах вызывает серьезные возражения, суть которых сводится к следующему.

В парагенезисах минералов не устанавливается изменений пределов изоморфной смесимости минералов переменного состава, свидетельствующих о значительном изменении температуры в колонке альбитизированных пород. Зоны усиления альбитизации независимо от их положения в вертикальном разрезе имеют сходную зональность.

Характер распределения интенсивно альбитизированных пород относительно «подпруживающих» структур в большей степени согласуются с «растеканием» флюидов вдоль и в стороны от главного «флюидопроводника» — контакта интрузии (рис. 35, 36). Подобная схема, очевидно, неприемлема для зональности пластообразных тел альбитизированных гранитов (см. рис. 18).

Другая модель предусматривает диффузионное взаимодействие «материнского» гранита и скапливающегося под экраном кровли постмагматического флюида (Зарайский, Зырянов, 1973). Из-за сравнительно малых скоростей диффузии зональность этого типа проявляется в ограниченных масштабах и при формировании крупных апогранитных тел имеет подчиненное значение.

Как ни парадоксально, но мы приходим к признанию возможности ограниченно нисходящего движения флюидов в зоне разгрузки фильтрующей термогидроколонны. Такая возможность создается наличием избыточного, по сравнению с литостатическим, давления в апикальной экранированной покрывшей вмещающих пород зоне области разгрузки и соответственно отрицательных градиентов давления в ее нижней части. Существование такой «напор-

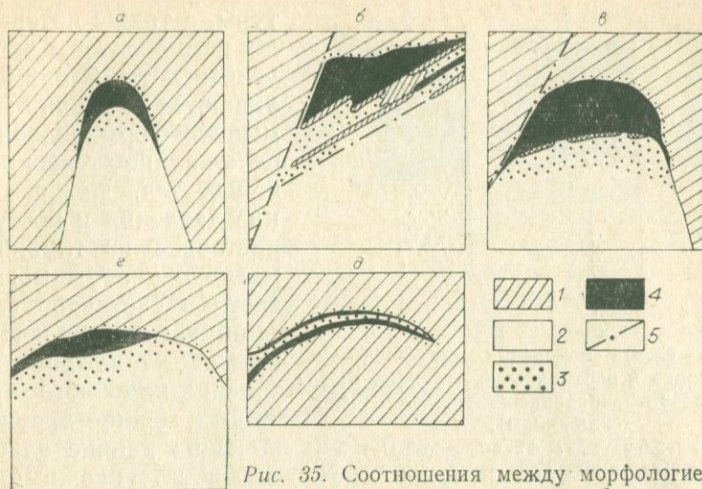


Рис. 35. Соотношения между морфологией апогранитных массивов и масштабами метасоматических преобразований ранней послемагматической стадии. Схематические разрезы массивов: а — «Восточного»; б — «Северного-II»; в — «Центрального»; г — «Южного»; д — мусковит-протолитонитовых альбитизированных гранитов. 1 — вмещающие алюмосиликатные породы (граниты, песчано-сланцы), дайки и ксенолиты; 2 — слабо измененные граниты; 3 — альбитизированные граниты и экзоконтактовые метасоматиты; 4 — интенсивно альбитизированные граниты; 5 — крупные разрывные нарушения и трещины.

ной» зоны приводит не только к растеканию растворов под «экраном» и их ограниченной фильтрации через него, но и обеспечивает их просачивание в нижнюю часть области разгрузки вплоть до уровня, где давление становится равным давлению поровых растворов. Масштабы нисходящего просачивания и мощность образующейся метасоматической залежи зависят от расстояния между областями питания и разгрузки (высоты) термогидроколонны и величины избыточного давления в ее апикальной экранированной части.

В рамках предлагаемой схемы находят непротиворечивое объяснение различные варианты строения альбитизированных массивов, зональность пластообразных тел (см. рис. 18), неодинаковые давления растворов послемагматических стадий. Появляется возможность приблизиться к пониманию некоторых спорных особенностей строения и состава трещинных послемагматических образований, плосчатых и ритмично-зональных текстур и структур. Заметим, что геологический материал не оставляет сомнений в многократности тектонических импульсов, вызывающих трещино- и жилообразование в гранитах. Количество тектонических подвижек различной мощности за время формирования апогранитных тел может достигать сотен и тысяч (Рундквист, 1965). Образование секущих трещин и приконтактовых полостей отслаивания в период затухания альбитизации и ее смены кварцево-калишпатовым метасоматизмом должно сопровождаться резким понижением давления и темпера-

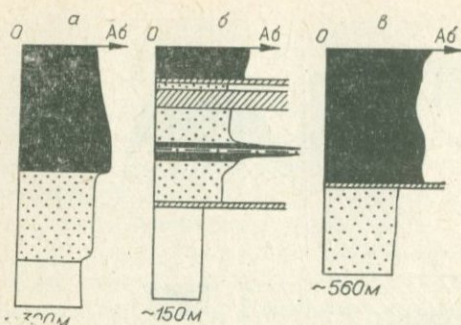


Рис. 36. Схема изменения интенсивности альбитизации в вертикальных сечениях массивов альбитизированных гранитов (по скважинам).

a — массив «Западный»; *b* — «Северный-II»; *v* — массив «Центральный». Усл. обозн. см. рис. 35.

противоречивые текстурно-структурные соотношения, которые характерны для ранних кварцево-калишпатовых пегматоидных тел.

Пульсирующее изменение давления и скорости просачивания растворов, сопровождающееся некоторым изменением их состава в отношении летучих компонентов, очевидно, — также основная причина ритмичной зональности порфиробластов и текстур околотрещинных альбитовых метасоматитов.

Глава X

АНАЛИЗ ПАРАГЕНЕЗИСОВ МИНЕРАЛОВ АЛЬБИТИЗИРОВАННЫХ ГРАНИТОВ

I. Зависимость парагенезисов от виртуальных интенсивных факторов равновесия (pH, a_{F-})

Анализ парагенезисов рассматриваемых алогранитных метасоматитов сопряжен с определенными трудностями, которые обусловлены простотой и внешним однообразием их минерального состава. Эти породы сложены главным образом альбитом, микроклином, кварцем и одной или двумя разновидностями слюды. К ним, в соответствии с парагенетическим типом метасоматитов, добавляется небольшое количество кислого плагиоклаза № 3—10, топаза, амблигонита-монтебразита, апатита, магнетита, турмалина и редкометалльных аксессуариев (см. табл. 40). К числу наиболее существенных парагенетических особенностей плюмазитовых альбитизированных гранитов относится постоянное присутствие слюды, состав которой закономерно изменяется в зависимости от парагенетического типа

туры, а также потерей летучих компонентов, в частности, углекислоты. В них устанавливаются условия, необходимые для формирования кварцево-калишпатовых пегматоидных тел. Новое повышение давления и поступление растворов из глубины термогидроколонны могут привести к частичной альбитизации возникших пегматоидных тел. Многократное повторение подобного явления, приоткрывание трещин, вмещающих ранние альбититы, создают те сложные и противоречивые текстурно-структурные соотношения, которые характерны для ранних кварцево-калишпатовых пегматоидных тел.

альбитизированных гранитов и степени изменения породы; принципиальные различия парагенезисов фторсодержащих минералов (слюды, топаза, амблигонита) в соответствующих метасоматитах выделенных парагенетических типов; закономерное изменение состава метасоматитов в связи с эволюцией кислотности-щелочности послемагматических растворов; ассоциация альбита № 0—3 с кислым плагиоклазом № 3—10 в некоторых мусковитсодержащих альбитизированных гранитах; характерный для каждого парагенетического типа набор акцессорных минералов (см. табл. 40).

Петрографические наблюдения в слабо измененных гранитах альбитизированных массивов устанавливают разложение исходного магматического парагенезиса, которое может сопровождаться увеличением общего числа минеральных фаз в связи с распадом твердых растворов полевых шпатов, окислением магнетита, мусковитизацией биотита и появлением редкометальных акцессориев. При альбитизации гранитов прежде всего происходит растворение магнетита и гематита, которые в большинстве случаев неустойчивы во всех зонах колонки альбитизированных пород, замещение исходного плагиоклаза более кислым плагиоклазом № 5—10 (или альбитом № 0—3) и мусковитом. При этом в ассоциации с мусковитом в трещинках и межзерновых промежутках осаждается флюорит. Флюорит встречается во всех зонах альбитизированных гранитов в исчезающе малых либо в заметных количествах и может рассматриваться как вполне подвижный минерал. В слабо измененных гранитах тех массивов, где преобладают парагенезисы альбитовых гранитов с литиевыми слюдами, появляется топаз.

Таким образом, во внешних зонах колонок альбитизации обычно устойчивы следующие минералы: кислый плагиоклаз № 3—10, альбит № 0—3, микроклин, мусковит, биотит, топаз, кварц, флюорит и некоторые количества редкометальных акцессорных и обособленных типоморфных минералов (например, фосфатов). Поскольку присутствие последних практически не меняет парагенетических отношений между главными минералами, каждый из них может рассматриваться как обособленный минерал-компонент (Коржинский, 1973). Отвлекаясь от обособленных минералов-компонентов, получаем систему из восьми минералов (Пл₃₋₁₀, Аб₀₋₃, Мкл, Му, Бт, Топ, Кв, Флю), сложенных двенадцатью компонентами (Са, Na, K, Si, Al, Fe, Mn, Mg, Li, O, H₂O, F). Кварц, присутствующий в избытке во всех парагенезисах внешних зон, — избыточный минерал-компонент. Флюорит — вполне подвижный минерал. Окисление магнетита свидетельствует о вполне подвижном поведении кислорода. Так как в данном случае свободный доступ атмосферного кислорода в систему, по-видимому, отсутствует, активность кислорода и, очевидно, отношение двух-трехвалентного железа, как уже отмечалось при анализе парагенезисов «материнских» гранитов, являются функцией щелочности послемагматических растворов. Литий, имеющий прямую корреляцию с фтором в главном минерале-носителе — слюде, также отнесем к вполне подвижным

компонентам. В целях упрощения анализа системы допускаем совершенство изоморфизма Fe, Mg и Mn.

В результате получаем систему из шести минералов: плагиоклаза № 5—10, альбита № 0—3, микроклина, мусковита, биотита и топаза. Постоянные внешние факторы равновесия системы: T , V , $\mu_{\text{H}_2\text{O}}$. Виртуальные инертные компоненты — (Fe, Mg), K, Na, Al. Вполне подвижные компоненты — Ca, Li, O, H_2O , F. В качестве виртуальных интенсивных параметров целесообразно взять μ_{H^+} и μ_{F^-} .

Рассмотрение взаимоотношений парагенезисов в этих координатах позволяет отразить, с одной стороны, принципиальные различия парагенезисов фторсодержащих минералов (мусковит, биотит, литиевые слюды, топаз), с другой — эволюцию парагенезисов при изменении щелочности послемагматических растворов. Реакции в такой системе выразятся в форме взаимодействия минералов с ионами раствора (Коржинский, 1973).

Общее представление о зависимости парагенезисов альбитизированных гранитов от активности фтора и щелочности минералообразующих растворов дает диаграмма (рис. 37), построенная с учетом реальных составов минералов системы (Коваль, 1971б). Наклон моновариантных линий (Аб) — (Пл) на диаграмме несколько увеличен для удобства ее чтения. На рис. 38 представлены проекции диаграмм состав — парагенезис на координатную плоскость тетраэдра составов для альбитсодержащих (без Пл₃₋₁₀)

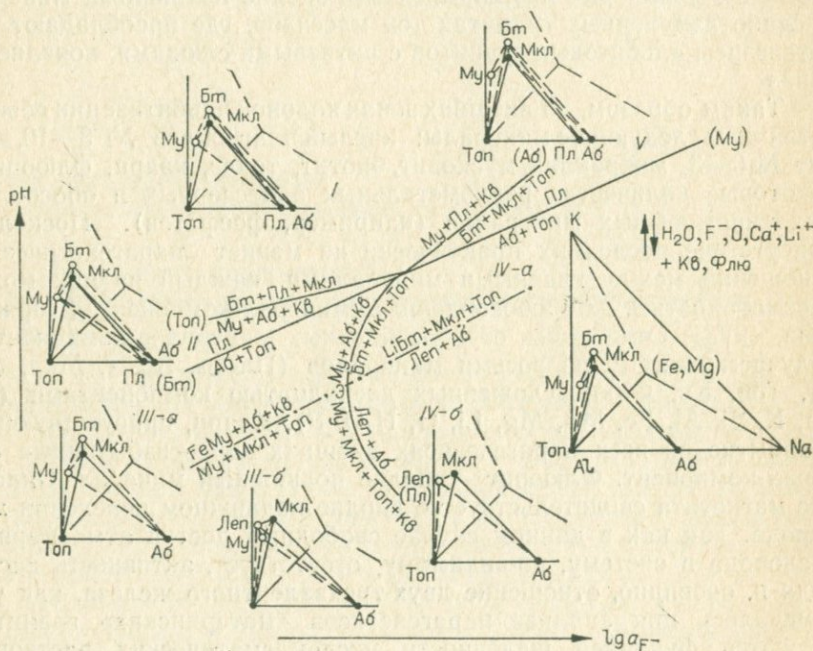


Рис. 37. Диаграмма парагенезисов альбитизированных гранитов в зависимости от активности фтора и щелочности послемагматических растворов.

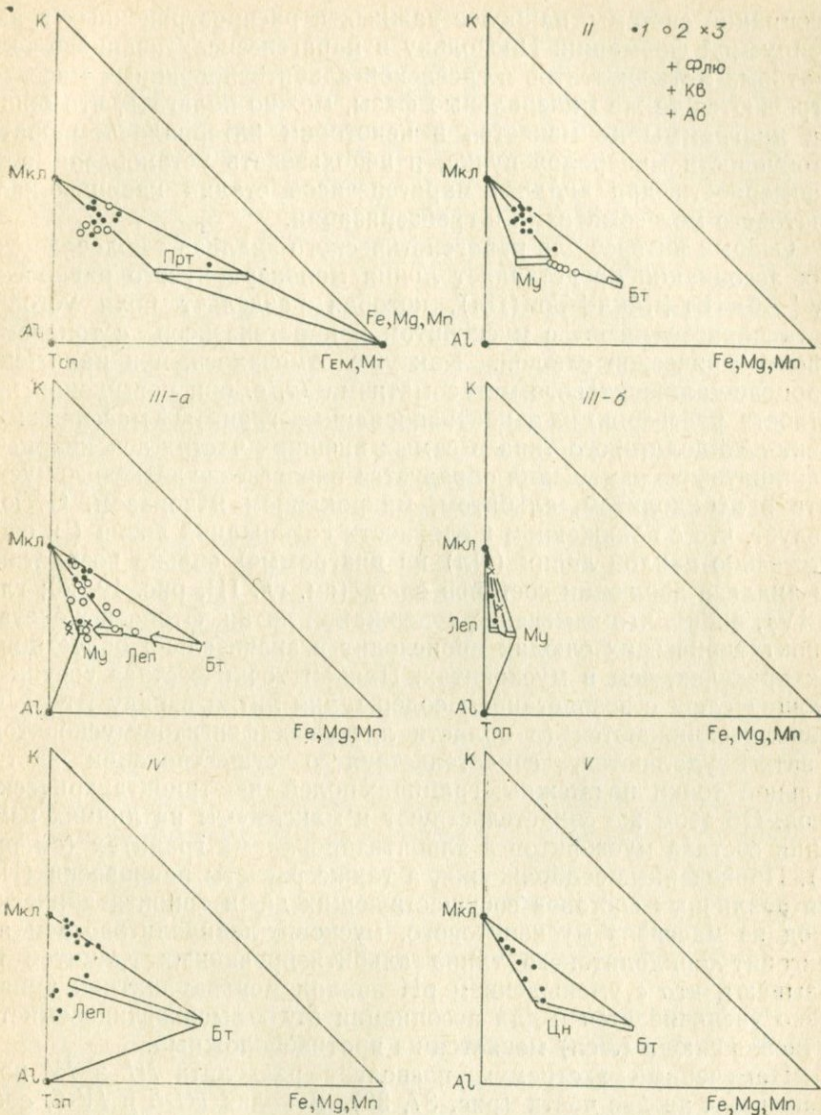


Рис. 38. Диаграммы состав — парагенезис для альбитовых парагенезисов метасоматитов массивов альбитизированных гранитов в проекции на координатную плоскость $K - Al - (Fe, Mg, Mn)$ тетраэдра составов $K - Al - Na - (Fe, Mg, Mn)$.

Римскими цифрами обозначены соответствующие поля диаграммы рис. 37. 1 — эдзоконтактовые альбитизированные граниты; 2 — экзоконтактовые метасоматиты ранней стадии; 3 — грейзены. Нанесены составы метасоматитов альбитизированных гранитов следующих парагенетических типов: мусковит-лепидолитового (I), мусковитового (II), мусковит-лепидолитового, массив «Северный-II» (III-a), амблигонит-лепидолитового (III-б), лепидолит-биотитового (верхний ряд точек) и амблигонит-лепидолитового (IV), динивальдитового (V). Пунктиром показано положение конноды в треугольнике фаз МкЛ — Топ — (БТ — Леп), соответствующее предельному содержанию лития в триоктаэдрической слюде (Леп) из парагенезисов поля IV-б. Стрелки показывают направление изменения составов сосуществующих слюд в поле III-a с возрастанием кислотности растворов и приближении к границе поля III-б.

ассоциаций системы, наиболее важных и распространенных в анализируемой формации. Поскольку в парагенезисах кварцево-калишпатовых метасоматитов и грейзенов альбитизированных массивов встречаются те же минеральные фазы, можно полагать, что общий вид диаграммы не меняется в некотором интервале температур устойчивости минералов пучка, и использовать установленные закономерности для анализа парагенезисов стадий кварцево-калишпатового метасоматизма и грейзенизации.

Особый интерес для парагенетического анализа слюдосодержащих ассоциаций представляет линия моновариантного равновесия $Mu + Ab = Bt + Mcl + Top$ (Пл), которая разделяет поля устойчивости парагенезисов с мусковитом и парагенезисов с топазом и триоктаэдрической слюдой. Как уже отмечалось, при наложении кварцево-калишпатового метасоматизма (т. е. при повышении кислотности растворов) на альбитизированные граниты в массивах мусковит-лепидолитового типа в самых внешних частях зон кварцево-калишпатового замещения образуется парагенезис литиевого мусковита с лепидолитом, альбитом, микроклином и топазом. Отсюда следует, что с понижением щелочности содержания лития (и соответственно наклон линии (Пл) на диаграмме) сильно возрастают. Из анализа эволюции составов слюд (см. гл. III, рис. 19, 20; гл. I, II, IV), видно, что изменение содержаний лития, фтора и железа в триоктаэдрических слюдах происходит в значительно более широких пределах, чем в мусковитах. Причем точки состава сосуществующих слюд с возрастанием содержания лития в ряду $Bt \rightarrow Леп$ вначале сближаются (в области литиевых фенгитов-мусковитов), а затем удаляются, свидетельствуя о существовании экстремальной точки на смежных границах полей ди- и триоктаэдрических слюд. Об этом же свидетельствуют и максимумы на линиях изменения состава мусковитов в альбитизированных гранитах (см. рис. 20). Приведенные соображения, а также расчеты равновесия (Пл) для различных составов сосуществующих ди- и триоктаэдрических слюд из массивов мусковитового, мусковит-лепидолитового и амблигонит-лепидолитового типов альбитизированных гранитов показывают, что с уменьшением рН наклон моновариантной кривой резко увеличивается и для ассоциации Mu — высокоглиноземистая литиевая слюда (Леп) меняется на противоположный.

Намеченный экстремум позволяет разделить III и IV поля диаграммы на две части (рис. 37, 38). В полях III-б и IV-б, соответствующих области более высоких значений μ_F — и низких — рН, парагенезисы с относительно железистой триоктаэдрической слюдой сменяются парагенезисами с высокоглиноземистыми слюдами. На диаграмме состав — парагенезис экстремальному состоянию и смене парагенезисов с различной относительной железистостью ди- и триоктаэдрической слюды (рис. 38, III-а, III-б) будет соответствовать попадание точек составов сосуществующих слюд на одну координату. Те же данные о составе слюд (см. гл. II) свидетельствуют об изменении положения экстремальной точки с температурой (в парагенезисе различных послемагматических стадий), од-

нако для построения соответствующих изотермических сечений их пока недостаточно. В соответствии с представлением об экстремуме на линии (Пл) в массивах мусковит-лепидолитового типа (I подтип) наблюдается смена мусковитовых парагенезисов ранней щелочной стадии парагенезисами с железо-литиевыми слюдами и топазом в стадию возрастающей кислотности и, наконец, мусковитовыми грейзенами (массив «Северный-II»). Полям диаграммы (рис. 37) соответствуют парагенезисы определенных фаций активности фтора и щелочности минералообразующей среды.

Поле I — область низких и умеренных значений a_{F} — и больших рН. Типичен парагенезис альбита и калишпата с магнезиально-железистым протолитионитом. С возрастанием щелочности в соответствии с реакцией (с. 285) следует ожидать увеличения магнезиальности протолитионита и появления акцессорного магнетита. При возрастании кислотности и переходе в поле II должны появляться парагенезисы с мусковитом, возрастание активности фтора ведет к образованию парагенезисов с циннвальдитом и переходу в поле V. Подобные соотношения характерны для массивов мусковит-протолитионитового (биотитового) типа.

Поле II — область низкой активности фтора. Устойчивы парагенезисы щелочных полевых шпатов с мусковитом и биотитом (рис. 38, II), а также парагенезис двух кислых плагиоклазов, наблюдающихся в массивах мусковитового типа. При уменьшении рН и переходе в поле III парагенезис щелочных полевых шпатов с мусковитом устойчив в широком интервале рН.

Поле III-а занимает область умеренных значений рН и низких значений a_{F} . Правой его части соответствуют парагенезисы альбитизированных гранитов массивов мусковит-лепидолитового типа. В этих массивах с повышением a_{F} и кислотности постмагматических растворов появляются парагенезисы с литиевыми слюдами и топазом (переход в поле IV), которые затем, как это наблюдается в массивах подтипа I данного типа, в стадию грейзенизации, могут вновь сменяться парагенезисами с мусковитом (переход в поле III-б).

Поле III-б — область низких значений рН и умеренных значений a_{F} . Здесь в ассоциации с альбитом устойчивы две высокоглиноземистые слюды — Му и Леп. Такие двуслюдяные парагенезисы встречаются в массивах амблигонит-лепидолитового и мусковит-лепидолитового типов. Возрастание рН и a_{F} при альбитизации приводит к замещению этих парагенезисов парагенезисом высокоглиноземистых литиевых слюд с топазом и щелочными полевыми шпатами (переход в поле IV-б).

Поле IV — область высокой активности фтора, в которую целиком попадают парагенезисы массивов лепидолит-биотитового типа. Парагенезис Аб+Мкл+триоктаэдрическая слюда+Топ здесь устойчив в широком интервале значений рН и a_{F} . Железистые литиевые слюды, характерные для парагенезисов слабо измененных

гранитов данного типа, с возрастанием a_F — и уменьшением рН сменяются высокоглиноземистыми литиевыми слюдами.

Парагенезисы поля V отвечают условиям высоких значений рН и активности фтора. Для них характерно отсутствие топаза в ассоциации с альбитом и литиевой слюдой. Они распространены в массивах циннвальдитового парагенетического типа. Появление топаза в метасоматитах этого парагенетического типа следует ожидать в экзогрейзенах и метасоматитах стадий возрастающей кислотности и кислотного выщелачивания.

Присутствие в парагенезисах альбитизированных гранитов некоторых парагенетических типов таких типоморфных минералов, как турмалин и фосфаты, позволяет выделить среди них фации высокой активности бора и фосфора.

Сопоставление минералогических особенностей (см. табл. 40) и геохимических характеристик отдельных парагенетических типов (см. рис. 26) с изменением рН и a_F — при их формировании показывает, что поведение Be, Sn и Li при альбитизации зависит в основном от активности фтора, а Nb, Ta, Zr, Hf и Rb — от уровня и характера эволюции щелочности в минералообразующей системе (табл. 52). В соответствии с диаграммой (см. рис. 37) на одном из «полюсов» табл. 52 находится ассоциация акцессориев мусковит-протолитионитовых альбитовых гранитов (малакон, колумбит, рибекит, магнетит), отвечающая наиболее щелочной фации рас-

Таблица 52

Характерные ассоциации акцессориев альбитизированных гранитов различных фаций рН и a_F —

		Фации активности фтора		
		низкой	умеренной	высокой
Субфации * щелочности	высокой	Малакон, колумбит, рибекит, магнетит (поле I)	Циркон, торит, колумбит, касситерит, турмалин (поле V)	
	умеренной	Берилл, колумбит-танталит, фенакит, касситерит (поле II, III-a)	Колумбит, касситерит, топаз (поле IV-a)	
	низкой		Касситерит, колумбит-танталит, лигонит, сподумен (поле III-b)	Микролит, колумбит-танталит, касситерит, топаз (поле IV-b)

* В рамках ранней щелочной стадии (фации) послемагматического этапа.

смаатриваемой системы, на другом — ассоциация акцессориев фации высокой активности фтора и относительно пониженного уровня рН (лепидолитовые альбитовые граниты), для которой типичны фторсодержащий танталониобат, микролит, относительно высокое содержание касситерита и топаз.

II. Метасоматическая зональность и ряды подвижности компонентов

При описании массивов и анализе стадийности минералообразования было отмечено, что зональность альбитизированных гранитов не может рассматриваться как простая метасоматическая колонка. В большинстве массивов наряду с обычной метасоматической зональностью, выражающейся в упрощении состава метасоматитов в связи с последовательным переходом во вполне подвижное состояние многих химических составляющих породы при образовании альбититов, проявлена фациальная зональность, обусловленная изменением активности виртуальных вполне подвижных компонентов в пространстве (или во времени) и соответствующей ему сменой парагенезисов одних фаций щелочности-активности фтора другими. Если обратиться к примерам, то можно заметить, что почти для всех из них характерны альбитовые парагенезисы нескольких (обычно двух) фаций $pH - a_F$. В частности, в массивах мусковит-протолитионитового типа проявлены фации I и II полей диаграммы (см. рис. 37), мусковитового — II и III-а, мусковит-лепидолитового — III-а и IV-б, лепидолит-биотитового — IV-а и IV-б, амблигонит-лепидолитового — III-б и IV-б. Причем, как совершенно очевидно следует из зональности массивов четырех последних типов, фации более высокой активности фтора занимают в ней «внутреннее», более близкое к контакту интрузии (и зоне максимальной альбитизации) положение. Следовательно, несмотря на широкий интервал активности фтора при формировании парагенезисов альбитизированных гранитов, им свойственно увеличение активности фтора с усилением интенсивности альбитизации.

В соответствии со сменой фаций на диаграмме (см. рис. 37; сверху вниз) обычно сменяют друг друга парагенезисы альбитсодержащих метасоматитов и при наложении более поздних стадий возрастающей кислотности и кислотного выщелачивания.

Для анализа подвижности компонентов в метасоматических колонках каждой из фаций, в первом приближении, можно использовать идеализированную модель, взяв за основу наблюдаемую последовательность замещения минералов. Примеры таких колонок для изотермно-изохорических условий (с вполне подвижным флюоритом) приведены в табл. 53. Колонка альбитизации при постоянном давлении и сменой типа метасоматизма в зоне экзоконтакта рассмотрена нами ранее (Коваль, Гольдапель, Знаменский, 1972).

Схематические метасоматические колонки альбитизации

Тип процесса	Тип массива	Зона	Минеральный состав	Компоненты		
				Инертные	Вполне подвижные	
Т, V, т _{ль} , Слов	Мусковитовый	0	Биотитовый гранит			
		1	Pl ₃₋₁₀ +Ab+Kv+Mkl+ЛФМу+ +Бт+Флю	Al, Si, K, Na, (F, Mg)	H ₂ O, O, F, Ca, Li	
		2	Pl ₃₋₁₀ +Ab+Kv+Mkl+ЛФМу+ +Флю	(Al, Mg), Si, K, Na	H ₂ O, F, Ca, Li, Fe	
		3	Pl ₃₋₁₀ +Ab+Kv+Mkl+ФМу+Флю	Al, Si, K, Na	H ₂ O, O, F, Ca, Li, Fe, Mg	
		3-а	Ab+Kv+Mkl+ФМу+Флю	Al, Si, K, Na	H ₂ O, O, F, Ca, Li, Fe, Mg	
		4	Ab+Kv+ФМу±Флю	Al, Si, K	H ₂ O, O, F, Ca, Li, Fe, Mg, Na	
		5	Ab+Kv±Флю	Al, Si	H ₂ O, O, F, Ca, Li, Fe, Mg, Na, K	
		6	Ab+Флю	Al	H ₂ O, O, F, Ca, Li, F, Mg, Na, K, Si	
		Мусковит-лепидолитовый, I подтип (массив «Северный-П»)»	0	Биотитовый гранит		
	1		Ab+Kv+Mkl+Бт+ЛФМу+Флю	Al, Si, K, Na, (F, Mg)	H ₂ O, O, F, Ca, Li	
	2		Ab+Kv+Mkl+ЛФМу+Флю	(Al, Mg), Si, K, Na	H ₂ O, F, Ca, Li, Fe	
	3		Ab+Kv+Mkl+ФМу+Флю	Al, Si, K, Na	H ₂ O, O, F, Ca, Li, Fe, Mg	
	4		Ab+Kv+Mkl±Флю	Al, Si, K	H ₂ O, O, F, Ca, Li, Fe, Mg, Na	
	5		Ab+Kv±Флю	Al, Si	H ₂ O, O, F, Ca, Li, Fe, Mg, Na, K	
		6	Ab±Флю	Al	H ₂ O, O, F, Ca, Li, F, Mg, Na, K, Si	
		Лепидолит-биотитовый	0	Биотитовый гранит		
	1		Ab+Kv+Mkl+ЛБт+Топ+Флю	Al, Si, K, Na, (F, Mg)	H ₂ O, O, F, Ca, Li	
	1-а		Ab+Kv+Mkl+Леп+Топ+Флю	Al, Si, K, Na, (F, Mg)	H ₂ O, O, F, Ca, Li	
2	Ab+Kv+Mkl±Топ±Флю		Al, Si, K, Na	H ₂ O, O, F, Ca, Li, (Mg, Fe)		
3	Ab+Kv+Mkl±Флю		Al, Si, K	H ₂ O, O, F, Ca, Li, Mg, Fe, Na		
	4	Ab+Kv±Флю	Al, Si	H ₂ O, O, F, Ca, Li, Mg, Fe, Na, K		
	5	Ab±Флю	Al	H ₂ O, O, F, Ca, Li, Mg, Fe, Na, K, Si		

Число фаз во внешних зонах колонки мусковитового типа на две превышает число инертных компонентов (табл. 53). Следовательно, при данном наборе факторов равновесия независимое изменение одного из интенсивных параметров системы невозможно. В частности, это может быть связано с фиксированным значением отношения активностей двух вполне подвижных компонентов, например, Ca и F , O_2 и H_2O , Ca и pH . В колонках имеются также зоны с одинаковым набором инертных компонентов, но различающихся либо числом фаз (мусковитовый тип, зоны 3 и 3-а), либо составом фаз (лепидолит-биотитовый тип, зоны 1 и 1-а). Подобные парагенетические соотношения (см. рис. 37) отвечают фаціальным переходам в зональности альбитизированных гранитов: поле II \rightarrow поле III-а, поле IV-а, поле IV-б. Формирование внутренних зон в данном случае происходит в условиях другой фации $\text{pH} - a_{\text{F}}$. Второй пример в таблице представляет полностью монофаціальную колонку поля III-а.

По сравнению с первым примером, во второй колонке (табл. 53) наблюдается изменение порядка замещения калиевых минералов, калишпата и мусковита, что, очевидно, связано с большей величиной отношения активностей натрия и калия в первом случае, поскольку там вначале замещается минерал с большим содержанием калия (микроклин). Такое соотношение активностей отвечает, как и следовало ожидать (см. рис. 37), несколько большей щелочности альбитизирующих растворов в массивах мусковитового типа (Маракушев и др., 1966).

Последовательность замещения минералов в монофаціальных колонках показывает, что для альбитизированных гранитов рассматриваемой формации характерен следующий ряд подвижности компонентов: (H_2O , O_2 , F , Ca , Li), Fe , Mg , Na , K , Si , Al . Его примечательной особенностью является меньшая подвижность натрия и калия по сравнению с Ca , Fe , Mg и большая — по сравнению с кремнеземом. Другая его особенность заключается в высокой миграционной способности инертных компонентов (K , Si , Al и др.), которая наглядно демонстрируется расчетами баланса вещества при альбитизации (см. гл. II—V). Как было отмечено ранее (Коваль, Гольдапель, Знаменский, 1972) реакции замещения мусковита и кварца должны сопровождаться увеличением объема породы на величину порядка 30—50% объема замещаемого минерала. В этом случае сохранение объема возможно лишь вследствие химического переноса вещества (в частности, инертных компонентов).

Последовательное замещение альбитом всех минералов породы (в том числе кварца) свидетельствует о щелочной направленности альбитизации гранита. Она находит отражение в закономерном увеличении относительной активности более щелочных компонентов с нарастанием интенсивности альбитизации соответствующих ему увеличений отношений геохимических пар и последовательности осаждения редких элементов в колонках альбитизированных пород (см. гл. VI). Например, порядок осаждения

тантала и ниобия отвечает тому, который должен наблюдаться при понижении щелочности гидротермальных растворов в процессе их взаимодействия с гранитом, если исходить из значений рН изоэлектрических областей гидроокисей ниобия (0—7) и тантала (2—9) (Бабко и др., 1963). Таким образом, последовательное осаждение редкометалльных аксессуариев (переход редких элементов в состояние обособленных инертных компонентов) в процессе понижения щелочности и активности фтора при альбитизации происходит в соответствии с их кислотно-основными свойствами. Оно приводит к их разделению и наложению на колонку альбитизации «колонки осаждения» обособленных минералов-компонентов, которые в общем случае, как было показано в гл. VII, имеет следующий вид (от внутренних зон к внешним): $\text{Hf-Ta}-(\pm\text{Be})-(\text{Sn, Nb})-\text{Zr}$. В этом ряду максимумы содержаний более основных элементов геохимических пар смещены в области более интенсивной альбитизации по сравнению с менее основными.

Изменение активностей компонентов, несомненно, — признак существенно инфильтрационного характера процесса альбитизации (Коржинский, 1969), который судя по частному отсутствию резких границ между зонами колонки, изменению состава слюд и аксессуариев, а также количественных соотношений минералов в зонах колонки, осложняется влиянием различных факторов (диффузия, градиенты температуры и давления и др.).

III. Физико-химическая классификация плюмазитовых альбитизированных гранитов и проблема типов послемагматического развития гранитоидов

Метасоматическую формацию плюмазитовых альбитизированных гранитов можно определить как парагенезис метасоматических пород, образовавшихся в различных фациальных условиях в результате процесса формирования массивов альбитизированных гранитов, в которых широко и интенсивно проявлены фации ранней щелочной послемагматической стадии. Установленные закономерности смены парагенезисов в зависимости от щелочности, активности фтора и температуры минералообразования дают возможность наметить физико-химическую систематику формации плюмазитовых альбитизированных гранитов. Ее основу составляют регрессивные ряды фаций кислотности-щелочности (ранняя щелочная, возрастающей кислотности, кислотного выщелачивания, поздняя щелочная, заключительная нейтральная), формирующиеся в условиях различной активности фтора в исходных послемагматических растворах (фации низкой, умеренной и высокой активности фтора). Среди метасоматитов ранней щелочной фации (собственно альбитизированных гранитов) в соответствии с диаграммой зависимости парагенезисов от рН и a_{F} —(см. рис. 37) выделены субфации высокой, умеренной и низкой щелочности. Соотношения

главных послемагматических фаций, формирующихся в пределах «материнских» интрузий, и естественных парагенетических типов массивов альбитизированных гранитов, рассмотренных в предыдущих разделах, иллюстрируются табл. 54. Изменения парагенезисов характерных аксессуариев в альбитизированных гранитах различных фаций показаны в табл. 52. Таким образом, «парагенетический тип» массивов альбитизированных гранитов представляет собой естественную ассоциацию (ряд) метасоматических фаций различной температуры и кислотности-щелочности, сформировавшихся в определенном интервале значений активности виртуальных вполне подвижных компонентов (в данном случае фтора).

Кроме эндоконтактных фаций выделяются фации экзоконтактных метасоматитов магматической стадии (калишпатизированные граниты и слюдяные роговики) и ранней послемагматической стадии (альбитизированные вмещающие породы, экзогрейзены и окварцеванные вмещающие породы). Экзоконтактные метасоматиты ранней послемагматической стадии, как правило, принадлежат к тем же фациям активности фтора, что и ассоциирующие с ними фации в «материнских» гранитах.

Знание закономерностей сочетания различных фаций в пространстве и времени (зональности и стадийности формирования массивов), зональности в пределах отдельных фаций и особенностей распределения редких элементов в них дает возможность более целенаправленных поисков редкометальных альбитизированных гранитов и оценки их перспектив в отношении той или иной аксессуарной редкометальной минерализации. Первостепенное значение при этом приобретает понимание геологической позиции и геохимической специфики «материнских» интрузий.

В результате обобщения громадного опыта изучения послемагматических процессов, связанных с гранитоидами, Д. С. Коржинским установлена одна из фундаментальных особенностей эндогенного минералообразования, выражающаяся в закономерной эволюции кислотности послемагматических растворов с проявлением ранней щелочной, кислотной, поздней щелочной и заключительной стадий процесса. Эта закономерность, по-видимому,— наиболее общая тенденция развития послемагматических систем вообще. Массивы плюмазитовых альбитизированных гранитов, как было показано выше, не исключение из данного правила. Принципиальное их отличие от «стандартных» (грейзенизированных) гранитоидов заключается в необычно высокой для гранитоидов интенсивности и масштабах проявления ранней щелочной стадии при относительно угнетенном развитии кислотной стадии. Своеобразие послемагматической истории альбитизированных интрузий позволяет рассматривать ее как особый тип послемагматического развития, характерный для интрузий «аплитоидных» и «аляскитоидных» гранитов, венчающих развитие многих субсеквентных, телеорогенных и других «внегеосинклиналиных» фанерозойских гранито-

Главные фации метасоматитов формации плюмазитовых альбитизированных гранитов, формирующихся в пределах «материнских» интрузий

Стадия	T °C	Фация	Мусковит-протолитионитовый	Мусковитовый	Мусковит-		лепидолитовый	Амблигонит-лепидолитовый	Лепидолит-биотитовый	Циннвальдитовый		
					I подтип							
					Фации актив							
			низкой и умеренной	низкой	умеренной	ности фтора						
			умеренной и высокой	высокой	высокой	высокой	высокой					
Альбитизации	460—520	Ранняя щелочная Субфации щелочности	высокой	Протолитионитовых альбитизированных гранитов (I)							Циннвальдитовых альбитизированных гранитов (V)	
				умеренной			Мусковитовых альбитизированных гранитов (II—III-a)	Мусковитовых альбитизированных гранитов (III-a)	Мусковитовых альбитизированных гранитов (III-b)	Мусковитовых альбитизированных гранитов (III-b)	Протолитионит-топазовых альбитизированных гранитов (IV-a)	
					низкой					Лепидолит-топазовых альбитизированных гранитов (IV-b)	Лепидолит-топазовых альбитизированных гранитов (IV-b)	Лепидолит-топазовых альбитизированных гранитов (IV-b)
Кварцево-кашлищатого	270—480	Кислотности-щелочности	Возрастающей кислотности		Мусковитовых кварцево-кашлищатых метасоматитов	Лепидолит-протолитионитовых кварцево-кашлищатых метасоматитов	протолитионитовых метасоматитов	Лепидолитовых кварцево-кашлищатых метасоматитов	Лепидолит-протолитионитовых кварцево-кашлищатых метасоматитов	Циннвальдит-протолитионитовых кварцево-кашлищатых метасоматитов		
			Кислотного выщелачивания	Мусковит-кварцевых грейзенов и окварцованных пород				Лепидолит-топазово-кварцевых грейзенов и окварцованных пород	Мусковит-лепидолитовых грейзенов	Лепидолит-топазово-кварцевых грейзенов и окварцованных пород		

Примечание. Римские цифры обозначают поля диаграммы рис. 37. В кварцево-кашлищатых образованиях мусковит-протолитионитового типа возможны парагенезисы с литиевыми слюдами.

идных комплексов. Интрузии «стандартных» грейзенизированных гранитов, как правило, предшествуют альбитизированным.

Таким образом, есть основания для выделения типов послемагматического развития гранитоидов, которым присущи принципиальные различия в полноте и масштабах проявления отдельных послемагматических стадий и их геохимических характеристик. Как пример самостоятельных типов послемагматического развития, кроме альбитизированных и «обычных» грейзенизированных гранитов, можно привести щелочные альбитизированные граниты и, очевидно, березитизированные гранитоиды. Гранитоиды с раз-

личным типом послемагматического развития, как показывает проведенное в работе сопоставление альбитизированных и грейзенизированных гранитов, занимают вполне определенное место в тектоно-магматических циклах и могут рассматриваться как метасоматические формации. Своеобразие типов послемагматического развития гранитоидов и их связь с парагенетическими и геохимическими особенностями «материнских» гранитоидов составляют одну из интереснейших проблем послемагматического рудо- и минералообразования.

- Александров И. В. Модели эндогенного тантало-ниобиевого оруденения. М., «Наука», 1973, 147 с.
- Алехин Ю. В. Гидродинамика процессов фильтрации и фильтрационный эффект.— «Очерки физико-химической петрологии», М., «Наука», 1973, вып. 3, с. 156—193.
- Алехин Ю. В., Пашков Ю. Н., Дистлер В. В. Опыт изучения особенностей грейзенового процесса по газовой-жидким включениям.— «Геология рудных месторождений», 1970, № 3, с. 33—40.
- Апельцин Ф. Р., Фельдман Л. Г. Колумбитоносные граниты.— «Геология месторождений редких элементов», Госгеолтехиздат, 1958, вып. 2, с. 3—51.
- Аристов В. В., Станкеев Е. А., Константинов Р. М. К вопросу о происхождении амазонитовых гранитов Восточного Забайкалья.— «Труды МГРИ», 1956, т. 29, с. 52—56.
- Бабко А. К., Лукачина В. В., Набиванец Б. И. Растворимость и кислотно-основные свойства гидратов окисей тантала и ниобия.— «Ж. неорг. химии», 1963, т. 8, № 8, с. 1839—1845.
- Базаров Л. Ш., Косалс Я. А. Термодинамические условия формирования редкометалльных пегматитов и апогранитов.— В кн.: I Междунар. геохим. конгр. Т. III. Кн. 2. М., 1972, с. 385—396.
- Балицкий В. С., Комова В. В. Влияние физико-химических факторов на интенсивность и скорость процесса замещения микроклина альбитом.— «Геохимия», 1971, № 3, с. 332—337.
- Барсуков В. Л. К геохимии олова.— «Геохимия», 1957, № 1, с. 36—45.
- Барсуков В. Л., Клинцева А. П. Экспериментальное моделирование постмагматических процессов гранитов.— «Геохимия», 1969, № 4, с. 404—410.
- Барсуков В. Л., Курильчикова Г. Е. О формах переноса олова в гидротермальных растворах.— «Геохимия», 1966, № 8, с. 943—948.
- Барт Т. Измерения палеотемператур гранитных пород. М., Изд-во АН СССР, 1962, 20 с.
- Беус А. А. Роль комплексных соединений в переносе и концентрации редких элементов.— «Геохимия», 1958, № 4, с. 307—313.
- Беус А. А. Альбититовые месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1958, с. 303—377.
- Беус А. А., Беренгилова В. В., Грабовская Л. И., Кочемасов Г. Г., Леонтьева Л. А., Ситнин А. А. Геохимические поиски эндогенных месторождений редких элементов (на примере тантала). М., «Недра», 1968, 264 с.
- Беус А. А., Диков Ю. И. Геохимия бериллия в процессах эндогенного минералообразования. М., «Недра», 1967, 160 с.
- Беус А. А., Залашкова Н. Е. О процессах высокотемпературного послемагматического метасоматоза в гранитоидах.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1962, № 14, с. 13—31.
- Беус А. А., Северов Э. А., Ситнин Д. А., Субботин К. Д. Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). М., Изд-во АН СССР, 1962, 195 с.
- Беус А. А., Ситнин А. А. К геохимии Nb и Ta в гидротермально-пневматическом процессе.— «Геохимия», 1961, № 3, с. 209—214.

- Беус А. А., Ситнин А. А. Распределение петрогенных элементов в гранитоидах.— В кн.: Проблемы геохимии. М., «Наука», 1965, с. 429—435.
- Беус А. А., Ситнин А. А. Геохимические особенности гранитоидов Кукульбейского интрузивного комплекса в Восточном Забайкалье.— «Сов. геол.», 1967, № 9, с. 104—109.
- Бетехтин А. Г. О причинах движения гидротермальных растворов.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 457—478.
- Бугаец А. Н. К характеристике амазонитовых гранитов Казахстана.— «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1967, ч. 96, вып. 6, с. 641—651.
- Бэрнем К. В. Гидротермальные флюиды магматической стадии.— В кн.: Геохимия рудных месторождений. М., «Мир», 1970, с. 40—73.
- Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— «Геохимия», 1962, № 7, с. 555—571.
- Войткевич Г. В. и др. Краткий справочник по геохимии. М., «Недра», 1970, с. 25—28, 206—208.
- Гаврилин Р. Д. Геологическое положение щелочных жильных пород в жильной серии щелочноземельных гранитоидов.— «Докл. АН СССР», 1957, т. 113, № 5, с. 1111—1114.
- Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. М., «Наука». Т. 1, 1964; т. 3, 1966.
- Герасимовский В. И., Знаменский Е. Б. Закономерности распределения ниобия и тантала в изверженных горных породах.— В кн.: Геохимия редких элементов в связи с проблемой петрогенезиса. М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 36—44.
- Гетманский И. И., Гречухин Н. Н., Бестуженко В. И., Луговой Г. П. Новое проявление редкометалльной минерализации апогранитового типа.— «Разведка и охрана недр», 1971, № 7, с. 13—16.
- Гинзбург А. И. О некоторых особенностях геохимии Та и типах танталового оруденения.— «Геохимия», № 3, 1956, с. 74—83.
- Гинзбург А. И. Об изоморфных замещениях в литиевых слюдах.— «Труды Минерал. музея АН СССР», 1957, вып. 8, с. 42—60.
- Гинзбург А. И. Проблемы редкометалльных гранитов.— В кн.: Редкометалльные граниты и проблемы магматической дифференциации. М., «Недра», 1972, с. 7—27.
- Гинзбург А. И., Берхин С. И. О составе и химической конституции литиевых слюд.— «Труды Минерал. музея АН СССР», 1953, вып. 5, с. 90—131.
- Гинзбург А. И., Овчинников Л. Н., Солодов Н. А. Генетические типы месторождений тантала и их промышленное значение.— «Геология рудных месторождений», 1970, № 4, с. 3—15.
- Гинзбург А. И., Фельдман Л. Г. Геохимическая направленность процессов формирования редкометалльных гранитов и пегматитов.— В кн.: I Междунар. геохим. конгр. Т. III. Кн. 2. М., 1972, с. 261—274.
- Говоров И. Н. Зависимость послемагматического минералообразования от особенностей кристаллизации гранитной магмы, агрегатного состояния растворов и специфического взаимодействия ионов.— В кн.: Физ.-хим. условия магматизма и метасоматоза. М., «Наука», 1964, с. 5—24.
- Говоров И. Н., Филиппов Т. Г., Ефимов М. И. Химизм и температуры минералообразующих растворов редкометалльных месторождений Дальнего Востока, связанных с гранитоидными интрузиями.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 1. М., «Наука», 1968, с. 33—46.
- Григорьев Д. П. Онтогенез минералов. Львов, 1961, с. 203—204.
- Гуггенгейм. Современная термодинамика, изложенная по методу У. Гиббса. М.—Л., ГХИ, 1941, 180 с.
- Дир У. А., Хаун Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 3. 1966, 317 с.
- Дистлер В. В., Шулик Л. С. Распределение редких элементов в вольфрамитовых редкометалльных рудных узлах.— В кн.: Очерки геохимии эндогенных и гипергенных процессов. М., «Наука», 1966, с. 52—64.
- Дмитриевский В. С. Основные этапы минералообразования грейзенового процесса.— «Докл. АН СССР», 1956, т. III, № 3, с. 670—672.

Добрецов Н. Л., Ревердатто В. В., Соболев В. С., Соболев Н. В., Хлестов В. В. Фации метаморфизма. М., «Недра», 1970, 131 с.

Долгов Ю. А. Об адиабатической мобилизации рудообразующих растворов.— «Геол. и геофиз.», 1965, № 8, с. 3—16.

Дружинин А. В., Колесниченко В. С. О возрастном взаимоотношении вольфрамового и оловянного оруденения в Кукульбейском рудном районе (Восточное Забайкалье).— «Геология рудных месторождений», 1964, № 1, с. 81—87.

Египко О. И., Титов В. И. Некоторые особенности минералогии и геохимии массива альбитизированных гранитов Кынгыржал (северо-восточное предгорье хр. Чингиз).— «Тр. Воронеж. гос. ун-та», 1963, т. 62, с. 108—117.

Жариков В. А. Некоторые закономерности метасоматических процессов.— В кн.: Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М., «Недра», 1966, с. 47—63.

Жариков В. А. Скарновые месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968, с. 220—302.

Жариков В. А., Алексин Ю. В. Фильтрационный эффект как причина эволюции гидротермальных растворов.— В кн.: I Междунар. геохим. конгр. Т. II. М., 1973, с. 346—363.

Жариков В. А., Иванов И. П., Фонарев В. И. Минеральные равновесия в системе $K_2O - Al_2O_3 - SiO - H_2O$. М., «Наука», 1972, 160 с.

Жариков В. А., Омеляненко Б. И. Некоторые проблемы изучения изменений вмещающих пород в связи с металлогеническими исследованиями.— В кн.: Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов. М., «Недра», 1965, с. 119—194.

Заварицкий А. Н. Об амазоните.— «Зап. Всерос. минерал. о-ва», 1943, ч. 72, вып. 1, с. 29—38.

Заварицкий А. Н. О пегматитах как образованиях, промежуточных между изверженными горными породами и рудными жилами.— «Зап. Всерос. минерал. о-ва», 1947, ч. 76, вып. 1, с. 37—50.

Заварицкий А. Н. Граниты и аплиты.— «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1950, т. 79, № 2, с. 81—85.

Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1961, 68 с.

Заварицкий В. А. Применение сходящегося света при кристаллооптических исследованиях на универсальном столике Федорова.— «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1953, ч. 82, № 4, с. 266—270.

Залашкова Н. Е., Ситнин А. А. Особенности распределения редких элементов в танталоносных апогранитах и биотитовых гранитах.— «Геология рудных месторождений», 1967, № 6, с. 52—64.

Залашкова Н. Е. Зональность метасоматически измененных танталоносных гранитов (апогранитов).— В кн.: Минералого-геохимические и генетические особенности редкометалльных апогранитов. М., 1969, с. 5—29.

Зарайский Г. П., Зырянов В. Н. Экспериментальное исследование щелочного метасоматоза гранитов.— «Очерки физико-химической петрологии», М., «Наука», 1973, вып. III, с. 119—156.

Знаменский Е. Б. Относительно средних содержаний ниобия и тантала в гранитоидах.— В кн.: Химия земной коры. Т. II. М., «Наука», 1964, с. 301—316.

Знаменский Е. Б., Коваль П. В., Кириллов А. И., Опочанская Л. Д., Пичук Е. С. Зональность альбититового массива. Поведение щелочных элементов и бериллия в процессах преобразования пород.— В кн.: Геохимия и петрология магматических и метасоматических образований. М., «Наука», 1965, с. 150—160.

Знаменский Е. Б., Кузьмин М. И., Коваль П. В., Цыханский В. Д., Крикберг И. А. Тантал и ниобий в разновозрастных гранитоидах Восточного Забайкалья.— «Геохимия», 1968, № 1, с. 106—109.

Знаменский Е. Б., Пополитов Э. И. Зависимость геохимического поведения ниобия и тантала от парагенезисов титановых и титаносодержащих минералов в гранитоидах.— В кн.: Геохимия редких элементов в изверженных горных породах. М., «Наука», 1964, с. 57—62.

Зоненшайн Л. П., Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Антипин В. С., Коваль П. В., Салтыковский А. Я., Цыпуков Ю. П. Структурно-магматическая зональность и металлогения Монголо-Охотского пояса и западной части Тихоокеан-

ского кольца.— В кн.: Ежегодник 1972. Ин-т геохимии СО АН СССР. Иркутск, «Наука», 1973, с. 103—108.

Иванов И. П. О природе «альбитизирующих» растворов.— В кн.: Экспериментальные исследования в области глубинных процессов. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 92—103.

Иванов И. П., Гусынин В. Ф. $T-P$ -равновесия в системе $\text{SiO}_2 - \text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{H}_2\text{O}$.— «Очерки физико-химической петрологии», М., «Наука», вып. III, с. 11—14.

Кадик А. А., Лебелев Е. Б., Хитаров Н. И. Вода в магматических расплавах. М., «Наука», 1971, 253 с.

Казн Л. Обзор геохронологических данных для Центральной и Северной Африки.— В кн.: Вопросы геохронологии. М., ИЛ, 1963, с. 356—397.

Коваленко В. И. Новые представления об условиях зарождения и становления редкометалльных гранитов и метасоматитов.— В кн.: I Междунар. геохим. конгр. Т. III. Кн. 2. М., 1972, с. 288—302.

Коваленко В. И., Коваль П. В. Геохимические особенности, типы и генезис редкометалльных апогранитных метасоматитов.— В кн.: Проблемы геохимии и космологии. М., «Наука», 1968, с. 183—191.

Коваленко В. И., Коваль П. В., Пополитов Э. И., Знаменский Е. Б., Цыханский В. Д., Петров Л. Л. Генетические типы апогранитов, их зональность, условия формирования и связь с ними редкометалльной минерализации.— В кн.: Проблемы метасоматизма. Л., 1969, с. 218—228.

Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Зонешайн Л. П., Нагибина М. С., Павленко А. С., Владыкин Н. В., Цэдэн Ц., Гундсамбуу Ц., Горегляд А. В. Редкометалльные гранитоиды Монголии. М., «Наука», 1971, 229 с.

Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Коваль П. В., Цыпуков Ю. П. Общая схема мезозойской металлогении МНР.— В кн.: Ежегодник 1972. Ин-т геохимии СО АН СССР. Иркутск, «Наука», 1973, с. 109—114.

Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Летников Ф. А. О магматическом генезисе литий-фтористых редкометалльных гранитов.— «Докл. АН СССР», 1970, т. 190, № 2, с. 446—449.

Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Цэдэн Ц., Гундсамбуу Ц., Писарская В. А. К характеристике и происхождению амазонитовых и некоторых альбитовых редкометалльных гранитов Монголии.— В кн.: Редкометалльные граниты и проблемы магматической дифференциации. М., «Недра», 1972, с. 199—217.

Коваль П. В. О двух типах грейзенов, связанных с массивами альбитизированных гранитов (апогранитов).— «Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья», Чита, 1968, вып. 4, с. 167—171.

Коваль П. В. Некоторые результаты сравнительного изучения редкометалльных альбитизированных гранитов Восточного Забайкалья и Центрального Казахстана.— В кн.: Ежегодник Сиб. ин-та геохимии за 1968 г. Иркутск, 1969, с. 170—173.

Коваль П. В. Метасоматические формации «апогранитов» Восточного Забайкалья.— В кн.: Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья. Чита, 1971а, с. 23—31.

Коваль П. В. Геохимия альбитизированных гранитов Восточного Забайкалья.— В кн.: Ежегодник Сиб. ин-та геохимии за 1970 г. Иркутск, 1971б, с. 81—87.

Коваль П. В. Геохимия высокотемпературных послемагматических процессов в гранитах.— В кн.: I Междунар. геохим. конгр. Т. 3. Кн. 2. М., 1972а, с. 371—384.

Коваль П. В. Главные парагенетические типы и фации редкометалльных альбитизированных гранитов.— В кн.: Метасоматизм и рудообразование. Л., 1972б, с. 155—156.

Коваль П. В., Гольдапель С. Я., Знаменский Е. Б. Парагенезисы мусковит-альбитовых апогранитов одного из массивов Забайкалья.— В кн.: Применение методов физической химии в петрологии и геохимии. М., «Наука», 1972, с. 122—154.

Коваль П. В., Знаменский Е. Б. Последовательность метасоматических процессов на месторождениях альбитизированных гранитов Забайкалья.— «Зап. Забайк. филиала Геогр. о-ва СССР», Чита, 1969, вып. 35, с. 166—171.

Коваль П. В., Знаменский Е. Б., Смирнов В. Н., Гехт Р. С., Волкова Н. В., Брандт С. Б. Об абсолютном возрасте альбитизированных гранитов («апогранит-

тов») Восточного Забайкалья.— «Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья», Чита, 1969, вып. 6, ч. 1, с. 116—121.

Коваль П. В., Кашаев А. А., Юрченко С. А. О новой разновидности слюды из альбитизированных гранитов.— В кн.: Ежегодник Сиб. ин-та геохимии за 1969 г. Иркутск, 1970, с. 246—250.

Коваль П. В., Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Писарская В. А., Юрченко С. А. Минеральные парагенезисы, состав и номенклатура слюд редкометаллических альбитсодержащих гранитоидов.— «Докл. АН СССР», 1972, т. 202, № 5, с. 1174—1177.

Коваль П. В., Кузьмин М. И., Антипин В. С., Захаров М. Н., Знаменский Е. Б., Гормашева Г. С., Юрченко С. А. Состав биотитов гранитоидов Восточного Забайкалья.— «Геохимия», 1972, № 8, с. 957—970.

Коваль П. В., Соломонова Л. А. О парагенезисе двух альбитов в гранитоидах.— «Докл. АН СССР», 1975 (в печати).

Коваль П. В., Юрченко С. А. Мусковиты и биотиты из метасоматически измененных позднемезозойских гранитов и грейзенов Восточного Забайкалья.— В кн.: Ежегодник Сиб. ин-та геохимии за 1968 г. Иркутск, 1969, с. 174—181.

Коваль П. В., Юрченко С. А. О парагенезисе биотита и мусковита в гранитах.— «Докл. АН СССР», 1970а, т. 190, № 3, с. 675—678.

Коваль П. В., Юрченко С. А. Слюды редкометаллических апогранитов Восточного Забайкалья.— В кн.: Ежегодник Сиб. ин-та геохимии за 1969 г. Иркутск, 1970б, с. 242—250.

Коваль П. В., Юрченко С. А. Амблигонит-лепидолитовые альбитовые граниты — новый парагенетический тип редкометаллических «апогранитов». — В кн.: Ежегодник 1971. Ин-т геохимии СО АН СССР. Новосибирск, «Наука», 1972а, с. 73—77.

Коваль П. В., Юрченко С. А. Химический состав литиевых слюд из редкометаллических альбитизированных гранитов Забайкалья, Казахстана и Северо-Востока СССР.— В кн.: Вопросы минералогии горных пород и руд Восточной Сибири. Иркутск, 1972б, с. 48—62.

Коваль П. В., Юрченко С. А., Николаева Д. Х. Парагенетические типы мусковитов из апогранитов Забайкалья.— «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1970, ч. 99, вып. 4, с. 432—441.

Кокорин Ю. Г., Коган Р. И. Некоторые особенности распределения тантала и ниобия в амазонитовых гранитах.— «Труды ун-та им. П. Лумумбы», 1968, т. 39, вып. 2, с. 229—237.

Комаров П. В., Демидова Н. Г. О возрасте верхнемезозойских грейзенов Восточного Забайкалья.— «Геология рудных месторождений», 1966, № 4, с. 101—104.

Коржинский Д. С. Понятие о геохимической подвижности элементов.— «Зап. ВМО», 1942, т. 71, № 3—4, с. 160—167.

Коржинский Д. С. Принцип подвижности щелочей при магматических явлениях.— В кн.: Академику Д. С. Белянкину к 70-летию со дня рождения. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1946, с. 242—264.

Коржинский Д. С. Фильтрационный эффект и его значение в геологии.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1947, № 2, с. 35—48.

Коржинский Д. С. Гранитизация как магматическое замещение.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1952, № 2, с. 56—69.

Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 335—456.

Коржинский Д. С. Зависимость активности компонентов от кислотности растворов и последовательность реакций при послемагматических процессах.— «Геохимия», 1956, № 7, с. 3—10.

Коржинский Д. С. Соотношение между активностью кислорода, кислотностью и восстановительным потенциалом при эндогенном минералообразовании.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1963, № 3, с. 54—62.

Коржинский Д. С. Общее закономерности постмагматических процессов.— В кн.: Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М., «Недра», 1966а, с. 7—15.

Коржинский Д. С. Проблемы метасоматических процессов.— В кн.: Матер. ко II конф. по околорудному метасоматизму. Л., 1966, с. 7—9.

Коржинский Д. С. Режим кислотности и щелочнометальности трансмагматических растворов.— В кн.: Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования. Л., «Наука», 1967, с. 163—169.

Коржинский Д. С. Теория метасоматической зональности. М., «Наука», 1969, с. 5—107.

Коржинский Д. С. Теоретические основы анализа парагенезисов минералов. М., «Наука», 1973.

Коржинский Д. С. Метасоматизм и рудообразование. М., «Наука», 1974.

Косалс Я. А. О молодых (позднегерцинских Р—Т) гранитных интрузиях хребтов Хангар-Ул и Хамар-Дабан.— В кн.: Минералого-петрографические очерки Забайкалья. Улан-Удэ, 1968, с. 56—59.

Косале Я. А., Мазуров М. П. Поведение редких щелочей, бора, фтора и бериллия при становлении Биту-Джидинского гранитного массива (Ю.-З. Прибайкалье).— «Геохимия», № 10, 1968, с. 1238—1249.

Кравченко Е. В. Взаимоотношение даек и оруденения в Горной Осетии.— «Труды по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа», 1957, вып. 12, с. 151—155.

Кузнецов Ю. А., Яншин А. Л. Общие структурные закономерности проявления гранитоидного магматизма.— В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., «Наука», 1969, с. 65—78.

Кузьменко М. В., Акелин Г. А. Особенности генезиса субщелочных гранитоидов и связанных с ними албититов и закономерности распределения в них тантала и ниобия. М., «Наука», 1965, 122 с.

Кузьмин М. И., Антипин В. С. Геохимическая характеристика мезозойских гранитоидов Восточного Забайкалья.— В кн.: Геохимия редких элементов в магматических комплексах Восточной Сибири. М., «Наука», 1972, с. 132—185.

Куприянова И. И., Заболотная Н. П., Новикова М. И., Шацкая В. Т. Об особенностях проявления грейзенизации в породах различного состава.— «Геология рудных месторождений», 1966, т. 8, № 5, с. 12—29.

Лебедев З. И. Энергетические и размерные закономерности изоморфизма.— В кн.: Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования. Л., «Наука», 1967, с. 44—60.

Левицкий О. Д., Аристов В. В., Константинов Р. М., Станкеев Е. Этыкинское оловорудное месторождение Восточного Забайкалья.— «Труды ИГЕМ», 1963, вып. 100, с. 3—123.

Леммлейн Г. Г. К теории залечивания трещин в кристалле и о равновесной форме отрицательного кристалла.— «Докл. АН СССР», 1953, т. 89, № 2, с. 283—286.

Лесняк Р. В. К вопросу о связи юрских интрузивных и вулканогенных образований Восточного Забайкалья.— «Тез. докл. II научн. конф. геол. секции им. В. А. Обручева», Чита, 1965, с. 57—58.

Лесняк Р. В., Демехина М. А. О продолжительности формирования юрского интрузивного комплекса в Восточном Забайкалье.— Матер. по геол. и полезным ископаемым Читинской области, М., «Недра», 1966, вып. 2, с. 212—220.

Летников С. И., Дмитриевский В. С. Амазонитовые граниты Юго-Западного Прибалхашья.— «Вестн. Каз. ФАН СССР», 1946, № 1 (10).

Летников Ф. А., Нарсеев В. А. Термостатирование природных систем и его роль в геологических процессах.— В кн.: Физико-химическая динамика процессов магматизма и рудообразования. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 38—43.

Луговской Г. П., Магнас В. В., Тимофеев И. Н., Фельдман Л. Г. Строение массивов редкометальных гранитов и особенности их генезиса.— В кн.: Редкометальные граниты и проблемы магматической дифференциации. М., «Наука», 1972, с. 131—161.

Луговской Г. П., Руб А. К. О топазах одного из массивов метасоматически измененных оловоносных и редкометальных гранитов.— В кн.: Новые данные по геол. рудных районов Востока СССР. М., «Наука», 1969, с. 255—270.

Ляхович В. В. Петрографо-минералогические особенности амблигонит- и сподуменсодержащих гранитов.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1963, № 3, с. 63—82.

Ляхович В. В. Содержания Та, Nb и Ti в биотитах гранитоидов.— «Геохимия», 1970, № 10, с. 1215—1224.

Маракушев А. А., Тарарин И. А., Залищак Б. Л. Минеральные фации кислотности-щелочности гранитоидов, бедных кальцием.— В кн.: Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность. М., «Наука», 1966, с. 5—72.

Марфуни А. С. Полевые шпаты — фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. М., Изд-во АН СССР, 1962, 275 с.

Масгутов Р. В. К вопросу об альбитизации гранитов.— «Изв. АН КазССР. Сер. геол.», 1960а, вып. 1 (38), с. 48—54.

Масгутов Р. В. Типы альбитизированных гранитов.— «Изв. АН КазССР. Сер. геол.», 1960б, вып. 3 (40), с. 55—70.

Мейсон Б. Основы геохимии. М., «Недра», 1971, с. 139—148.

Налетов П. И. Интрузивные горные породы Центральной части Бурятской АССР. М., Госгеолтехиздат, 1962, 150 с.

Никаноров А. С., Михайлов И. И. О температурах образования крупнокристаллического мусковита в слюдоносных пегматитах.— «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1964, ч. 93, вып. 3, с. 273—280.

Омельяненко Б. И. Инфильтрационная метасоматическая зональность в послемагматических образованиях щелочных интрузий верховье р. Ходжа-Ачкан.— В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. Т. I. М., изд-во АН СССР, 1961, с. 522—545.

Осипов М. А. Тектогенез и рудообразование в связи с термическим сокращением объема гранитоидов.— «Внутренняя геодинамика», Л., 1972, вып. 2, с. 122—123.

Павленко А. С. Щелочно-метасоматические процессы приконтактового типа.— В кн.: Геохимия щелочного метасоматоза. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 7—10.

Павленко А. С., Орлова Л. П., Филиппова Л. В. Геохимия палингенных формаций складчатых областей.— В кн.: I Междунар. геохим. конгр. Т. 3. Кн. 2. М., 1972, с. 26—68.

Павленко А. С., Сяо Чжунь-ян, Морозов Л. Н. Сравнительная геохимическая характеристика гранитоидов с аксессуарными тантало-ниобатами.— «Геохимия», 1960, № 2, с. 104—120.

Перчук Л. Л. Зависимость изоэлектрических точек ионизированных амфотерных оксидов от температуры и их значение для геохимии.— «Геохимия», 1964, № 11, с. 1138—1144.

Пламеневская Н. Л. О явлении амазонитизации Майкульской гранитной интрузии.— «Труды ИГЕМ», 1957а, вып. 5, с. 46.

Пламеневская Н. Л. Геохимическое исследование малых элементов в породах Майкульской гранитной интрузии.— «Труды ИГЕМ», 1957б, вып. 5, с. 47—55.

Пламеневская Н. Л. К петрографической характеристике рудного поля Майкуль.— «Труды ИГЕМ», 1958, вып. 21, с. 150—169.

Пламеневская Н. Л. Майкульский гранитный массив.— «Тр. ИГЕМ», 1962, вып. 54, с. 122—157.

Плюснин Г. С., Жбанов Э. Ф. К вопросу о связи альбитизации с проявлением округлых порфиробласт кварца в альбитизированных гранитах.— «Труды Томск. гос. ун-та», 1966, вып. 156, с. 63—71.

Подольский А. М. Геохимические и минералогические признаки ниобиеносных гранитов на примере некоторых массивов северо-западной части Центрального Казахстана.— В кн.: Металлоген. специализированных магматических комплексов. М., «Недра», 1964, с. 267—282.

Попов А. А. Составы мусковитов и парагонитов, синтезированных при температурах 350—500°.— «Геохимия», 1968, № 2, с. 131—144.

Поспелов Г. Л. Строение и развитие фильтрующихся гидротермальных рудообразующих систем.— «Геол. и геофиз.», 1962, № 11, с. 28—40; № 12, с. 40—57.

Потапьев В. В. Некоторые вопросы становления массивов многофазных гранитоидов.— «Вестн. науч. информации Забайкальского отдела Геогр. о-ва СССР», Чита, 1965, № 2, с. 9—13.

Потапьев В. В., Маликова И. Н. Положение редкометалльного оруденения в процессе становления многофазного гранитного массива.— «Изв. Забайкальского отдела Геогр. о-ва СССР», Л., 1965, № 4, с. 19—32.

Пэк А. А. О динамике ювенильных растворов. М., «Наука», 1968, 145 с.

Руб М. Г., Руб А. К., Лосева Т. И. Слюды как индикаторы рудоносности гранитоидов.— *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1971, № 10, с. 73—85.

Рундквист Д. В. О факторе времени при формировании метасоматических пород, жил, прожилков грейзеновых месторождений.— *Зап. ВМО*, 1965, ч. 94, вып. 1, с. 10—27.

Рутштейн И. Г. О принципах металлогенического анализа территории Вост. Забайкалья.— *Бюл. науч.-техн. информации (Чит. геол. упр.)*, 1961, № 6, с. 99—125.

Рябчиков И. Д. Новая диаграмма для двухполюсовшпатоуго геологического термометра, построенная при помощи термодинамической обработки экспериментальных данных.— *Докл. АН СССР*, 1965, т. 165, № 3, с. 672—675.

Северов Э. А. О некоторых случаях альбитизации гранитов.— *Труды ИМГРЭ*, 1961, вып. 5, с. 136—143.

Северов Э. А. К вопросу о генезисе ниобийсодержащих гранитов.— *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1962, № 1, с. 85—94.

Ситнин А. А. О содержании тантала и ниобия в слюдах из гранитоидов СССР.— *«Геохимия»*, 1966, № 9, с. 1063—1069.

Ситнин А. А., Разина Н. С. О химическом составе литневых слюд из метасоматически измененных гранитов.— *«Геохимия»*, 1963, № 7, с. 695—699.

Ситнин А. А., Сункинзян В. В. О вертикальной геохимической зональности массивов танталоносных апогранитов.— В кн.: *Эндеогенные редкометалльные месторождения и методы их исследования*. М., 1972, с. 41—51.

Слепнев Ю. С. Особенности распространения лития и рубидия в некоторых гранитоидах Якутии.— *«Геохимия»*, 1958, № 2, с. 115—117.

Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М., «Недра», 1969, с. 265—266.

Смит Ф. Г. Физическая геохимия. М., «Недра», 1968, 475 с.

Смолянский Е. Н., Гончар Г. А., Мордвин А. П. О строении Биту-Джидинского массива мезозойских гранитоидов (бассейн р. Джиды).— *Труды Иркутск. политех. ин-та*, 1966, вып. 30, с. 61—74.

Соловьев С. И. Химизм магматических горных пород и некоторые вопросы петрохимии. Л., «Наука», 1970, с. 13—25.

Стронций и барий в эндогенных образованиях. М., «Наука», 1973, 211 с.

Таттл О. Ф. Остаточные растворы, образуемые кристаллизующейся водной гранитной жидкостью.— В кн.: *Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд*. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 647—653.

Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. М., Изд-во АН СССР, 1961, 229 с.

Таусон Л. В., Шерemet Е. М., Антипин В. С. Закономерности распределения молибдена в мезозойских гранитоидах Северо-Восточного Забайкалья.— *«Геохимия»*, 1970, № 8, с. 917—924.

Таусон Л. В., Антипин В. С., Коваль П. В., Козлов В. Д., Кузнецова А. И., Шерemet Е. М. Вольфрам в мезозойских гранитоидах Забайкалья.— В кн.: *Ежегодник 1971. Ин-т геохимии СО АН СССР. Новосибирск*, «Наука», 1972, с. 244—247.

Темников Ю. И. Структурные особенности редкометалльных гранитных массивов Восточной Сибири. М., «Недра», 1972, 153 с.

Теликин В. Е. Полиитипия триоктаэдрических литиево-железистых слюд из пегматитов Вольни.— *«Конституция и свойства минералов»*, Киев, «Наукова думка», 1969, № 3, с. 73—81.

Тимофеев И. Н., Луговской Г. П. О возможности реставрации состава и структуры замещенных пород в метасоматически измененных гранитах.— В кн.: *Новые данные по магматизму и минерализации в рудных районах Востока СССР*. М., «Наука», 1971, с. 257—272.

Томсон И. Н., Иванов И. Б., Константинов Р. М., Лобанова Г. М., Полякова О. П. Об абсолютном возрасте мезозойских магматических комплексов и рудных формаций Восточного Забайкалья.— *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1963, № 12, с. 31—40.

Тугаринов А. И., Коваленко В. И. Геохимия гранитоидов Нигерии. М., «Наука», 1973, 107 с.

Тугаринов А. И., Наумов В. Б. Физико-химические параметры гидротермального минералообразования. В кн.: *I Междунар. геохим. конгр. Доклады*. Т. II. М., 1973, с. 7—19.

Тугаринов А. И., Павленко А. С., Коваленко В. И. Происхождение апогранитов по геохимическим данным.— «Геохимия», 1968, № 12, с. 1419—1436.

Уонс Д. Р., Югстер Г. П. Биотиты ряда флогопит $KMg_3AlSi_5O_{10}(OH)_2$ — аннит $KFe_3AlSi_5O_{10}(OH)_2$.— В кн.: Вопросы геологии и минералогии слюд. М., «Мир», 1965, с. 208—215.

Устиев Е. К. «Гебронит» — минерал из группы амблигонита с р. Яны.— «Зап. Всерос. минерал. о-ва», 1945, ч. 74, вып. 2, с. 132—136.

Фельдман Л. Г., Бугаец А. Н., Матиас В. В., Нарсеев В. А., Ставров О. Д., Тимофеев И. Н. Амазонитизация гранитов в связи с проблемой их рудоносности.— «Геология месторождений редких элементов», 1967, вып. 31, с. 3—63.

Флеров Б. Л., Индолев Л. Н., Яковлев Я. В., Бичус Б. Я. Геология и генезис оловорудных месторождений Якутии. М., «Наука», 1971, с. 161—203.

Хаин В. Е. Основные этапы и общий характер эволюции литосферы.— В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М., «Наука», 1972, с. 99—112.

Херасков Н. П. Тектоника и формации. М., «Наука», 1967, с. 12—32.

Черкинский Ю. С. Химия полимерных неорганических вяжущих веществ. М., «Химия», 1967, 224 с.

Черник Л. Н. Околорудные изменения вмещающих пород альбитизированных, грейзенизированных танталосных гранитов Восточной Сибири.— В кн.: Матер. ко II конф. по околорудному метасоматизму. Л., 1966, с. 209—211.

Черник Л. Н., Бабкин А. С. Метасоматически измененные граниты в Восточном Забайкалье и некоторые особенности их генезиса.— «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1963, ч. 92, вып. 2, с. 159—172.

Шпигун О. А., Николаенко В. И., Царовский И. Д. О механизме десиликации гранитоидов и их производных щелочных продуктов.— «Геол. ж.», 1971, т. 31, № 3, с. 47—58.

Штемпрок М. Генетические проблемы оловянно-вольфрамово-молибденовых месторождений Восточных Рудных гор.— В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамитовых месторождений. Л., 1967, с. 191—204.

Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. М., «Недра», 1968, 106 с.

Aubert G. Donnies nouvelles sur le gite de lithium et etain de Monterbras (Greuse).— «Compt. rend. Soc. geol. France», N 1, 1962, p. 27—28.

Aubert G. Contribution a l'etude des granites a albite et mica blanc, riches en fluor, lithium, etain, beryllium, niobium, tantale etc. Les fissements de Montebbras et d'Echassieres (Massi Central Francais).— «Report 23 Session Int. Geol. Congr. Proceedings», sect. 7. Academia, Prague, 1968, p. 215—232.

Aubert G., Autran A., Burnol L. L'albite quartzique a lepidolite de Beauvoir variete d'apogranite.— «Compt. rend. Acad. Sci.», Paris, Cr. 9, t. 260, N 23, 1965, p. 6158—6161.

Aubert G., Bonnici J. P. Observation sur les phenomenes albitisation les mineralisations en lithiuh, fluor, etain, tungstene et la denouvertu du beryl dans le massif granitique d'Echassieres — Allier).— «Compt. rend 88° Congr. nat. Sec. savent», Clermont — Ferrand, 1963, p. 321—324.

Aubert G., Burnol L. Observations sur les mineralisations en beryllium du massif granulitique d'Echassiere (Allier). Decouverte de herderite.— «Compt. rend. Acad. Sci.», t. 258, № 1, 1964, p. 272—273.

Bowen N. L., Tuttle O. F. The system $NaAlSi_3O_8 - KAlSi_3O_8 - H_2O$.— «J. Geol.», vol. 58, 1950, p. 489—511.

Brown G. C., Bowden P. Experimental studies concerning the genesis of the Nigerian younger granites.— «Contribs Mineral. and Petrol.», vol. 40, N 2, 1973, p. 131—139.

Eugster T. P. Muscovite — paragonite join and its use as a geologie thermometer.— «Bull. Geol. Sec. Amer.», vol. 67, 1956, p. 1963.

Eugster H. P., Joder H. S. The Join muscovite — paragonite. Carnegie Inst. Washington. Year Book 54, 1955, p. 124—126.

Foster M. D. Correlation of dioctahedral potassium micas on the basis of their charge relations.— «U. S. Geol. Surv. Bull.», 1036—D, 1956, p. 57—67.

Foster M. D. Interpretation of composition of lithium micas.— «U. S. Geol. Surv. Prof. Paper.», 354-E, 1960a, p. 115—146.

- Foster M. D.** Interpretation of the composition of trioctahedral micas.—"U. S. Geol. Surv. Prov. Paper.", 354-B, 1960b, p. 11—48.
- Hemley J. J., Jones W. R.** Chemical aspects of hydrothermal alteration with emphasis on hydrogen metasomatism.—"Econ. Geol.", vol. 59, N 4, 1964, p. 538—569.
- Coranson R. V.** Silicate—water systems: Phase equilibria in the $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — H_2O and KAlSi_3O_8 — H_2O at high temperatures and pressures.—"Amer. J. Sci.", vol. 35A, 1938, p. 71—91.
- Goranson R. V.** The solubility of water in granite magmas.—"Amer. J. Sci.", vol. 22, 1931, p. 481—502.
- Grootemaat T. B., Holland H. D.** Sodium and potassium content of muscovite from the Peerless pegmatite, Black Hills, South Dakota.—"Bull. Geol. Soc. Amer.", vol. 66, 1955, p. 1569.
- Jacobson R. R. E., MacLeod W. N., and Black B.** Ring-complexes in the Younger granite Province of Northern Nigeria.—"Mem. Geol. Soc. London", N 1, 1958, p. 5—72.
- Jacobson R. R., Snelling N. J. and Truswell J. E.** Age determinations in the geology of Nigeria, with special reference to the Older and Younger Granites.—"Overseas Geol. Min. Res.", vol. 9, 1964, p. 168—182.
- Jaegues E.** Transformation D'un reseau phylliteux trioctaedrique en roseau phylliteux dioctaedrique.—"Compt. rend. Acad. Sci.", D264, N 10, 1967.
- Knorning O. von.** Some geochemical aspects of a columbite-bearing soda granite from south-east Uganda.—"Nature" (Angl.), vol. 188, N 4746, 1960, p. 204—206.
- Levinson A. A.** Studies in the mica group: relationship between polymorphism and composition in the muscovite—lepidolite series.—"Amer. Min.", vol. 38, N 1/2, 1953, p. 88—107.
- Lindqvist B.** Hydrothermal synthesis studies of potash-bearing sesquioxide-silica systems.—"Geol. Fören. i Stockholm Förhandlingar", vol. 88, Stockholm, May, 31, st., 1966, p. 133—178.
- Luth W., Jahns R. H., Tuttle O. F.** The granite system of pressures of 4 to 10 kilobars.—"J. Geophys. Res.", vol. 69, N 4, 1964, p. 759—774.
- Munoz J. L., Eugster H. P.** Synthesis and stability of lepidolites.—"Trans. Amer. Geophys. Union.", vol. 46, N 1, 1965, p. 180—181.
- Nagasawa H., Schnetzler CH.** Partitioning of rare earth, alkali and alkaline earth elements between phenocrysts and acidic igneous magma.—"Geochem. Cosmochim. Acta", vol. 35, N 9, 1971, p. 953—968.
- Olsner O.** Die pegmatitischpneumatolytischen Lagerstätten des Erzgebirges mit Ausnahme der Kontaktlagerstätten.—"Freiberger Forschungs Heft", C. 9, 1952, S. 1—80.
- Orville P. M.** Alkali ion exchange between vapor and feldspar phases.—"Amer. J. Sci.", vol. 261, N 3, 1963, p. 201—237.
- Rieder M., Huka M., Kucerova D., Minarik L., Obermajer J., Povondrova P.** Chemical composition and physical properties of lithium-iron micas from the Krusne hory Mts. (Erzgebirge).—"Contr. Mineral. and Petrol.", vol. 27, 1970, p. 131—158.
- Seifert F., Schreyer W.** Synthesis of a new mica $\text{KMg}_{2.5}(\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{OH})_2$.—"Amer. Mineral.", vol. 50, N 7—8, 1965, p. 1114—1118.
- Smith J. V.** Critical review of synthesis and occurrence of plagioclase feldspars and a possible phase diagram.—"J. Geol.", vol. 80, N 1272, p. 505—525.
- Stemprok M.** Petrografie a vertikální rozsah mineralizace v cinovecke zuloze klenbe.—"Sb. geol. Ved.", Lg. N 5, 1965, 7—106.
- Stevens R. E.** A system for calculating analyses of micas and relation minerals to end members.—"U. S. Geol. Surv. Bull.", 950, 1946, p. 101—119.
- Turekian K. K., Wedepohl K. H.** Distribution of the elements in some major units of the Earth's Crust.—"Geol. Soc. Amer. Bull.", vol. 72, 1961, p. 175—192.
- Tuttle O. F., Bowen N. L.** Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 — SiO_2 — H_2O .—"Geol. Soc. Amer. Mem.", 74, 1958, p. 1—153.
- Velde B.** Phengite micas: synthesis, stability and natural occurrence.—"Amer. J. Sci.", vol. 263, N 10, 1965, p. 886—913.
- Wenk E.** Die optischen Migrationskurven.—In: **Burri C., Parker R. L., Wenk E.** Die optische Orientierung der Plagioklase. Birkhäuser Verlag, Basel, 1967, S. 179—244.

Williams F. A. The identification and valuation of the Jos Bukuri Younger granite complex.—“Nigeria Trans. Inst. Min. Metal.”, vol. 65, 1955—1956, p. 5.

Wright J. B. A simple alkalinity ratio and its application to questions of non-orogenic granite genesis.—“Geol. Mag.”, vol. 106, 1969, p. 370—384.

Wright J. B. Controls of mineralization in the older and younger tin fields of Nigeria.—“Econ. Geol.”, vol. 65, N 8, 1970, p. 945—951.

Wyllie P. J., Tuttle O. F. Effect of carbon dioxide on the melting of granite and feldspars.—“Amer. J. Sci.”, vol. 257, N 9, 1959, p. 648—655.

Wyllie P. J., Tuttle O. F. The effect of NH_3 and HF in addition to H_2O on melting temperatures of albite and granite.—“Amer. J. Sci.”, vol. 259, N 2, 1961, p. 128—143.

Wyllie P. J., Tuttle O. F. Experimental investigation of silicate system containing two volatile componens. Part. 111. The effects of SO_3 , P_2O_5 , HCl and Li_2O in addition to H_2O on the melting temperatures of albite and granite.—“Amer. J. Sci.”, vol. 272, N 7, 1964, p. 930—939.

Предисловие	4
Условные обозначения	6
Геология, петрография и минералогия альбитизированных гранитов	
Глава I. <i>Геологическое строение и петрография апогранитных массивов</i>	
I. Мусковитовый тип	8
II. Мусковит-лепидолитовый тип	19
III. Лепидолит-биотитовый тип	55
IV. Амблигонит-лепидолитовый тип	80
V. Циннвальдитовый тип	90
VI. Мусковит-протолитионитовый (биотитовый) тип	102
Глава II. <i>Анализ стадийности формирования массивов альбитизированных гранитов</i>	
I. Магматическая стадия и проблема «ранней калишпатизации». Эпимагматическая стадия	111
II. Альбитизация	112
III. Метасоматические изменения вмещающих пород и даек первого этапа, сопровождающие альбитизацию гранитов «материнских» интрузий	114
IV. Кварцево-калишпатовый метасоматизм	120
V. Грейзенизация и окварцевание	122
VI. Поздние стадии	125
Глава III. <i>Химический состав породообразующих минералов</i>	
I. Плагиоклаз	126
II. Калиевый полевой шпат	128
III. Слюды	130
Глава IV. <i>Геологические условия формирования редкометальных плюмазитовых альбитизированных гранитов</i>	
I. Возраст, тектоническая позиция, положение в магматических циклах	132
II. Структура массивов	128
III. Общая характеристика парагенетических типов	130
IV. Определение формации редкометальных плюмазитовых альбитизированных гранитов	132
IV. Опредeление формации редкометальных плюмазитовых альбитизированных гранитов	141
IV. Опредeление формации редкометальных плюмазитовых альбитизированных гранитов	141
IV. Опредeление формации редкометальных плюмазитовых альбитизированных гранитов	145
IV. Опредeление формации редкометальных плюмазитовых альбитизированных гранитов	148
IV. Опредeление формации редкометальных плюмазитовых альбитизированных гранитов	152
Геохимия	
Глава V. <i>Петрохимический очерк</i>	
I. «Материнские» граниты	154
II. Эволюция химического состава в послемагматические стадии	154
Глава VI. <i>Распределение редких элементов</i>	
I. Тантал, ниобий, гафний и цирконий	161
II. Олово	161
III. Бериллий	169
IV. Литий, рубидий, цезий	173
V. Стронций и барий	174
VI. Молибден и вольфрам	181
VI. Молибден и вольфрам	184

Глава VII. Геохимические особенности альбитизированных гранитов	185
I. Эволюция кислотности-щелочности послемагматических растворов по геохимическим данным	185
II. Влияние «относительной летучести» соединений редких элементов на их распределение в альбитизированных гранитах	196
III. Общая геохимическая характеристика плюмазитовых альбитизированных гранитов	197
Некоторые вопросы петрологии альбитизированных гранитов	
Глава VIII. «Материнские» граниты	203
Глава IX. Петрогенетическая модель формирования альбитизированных гранитов	209
I. Краткий обзор генетических представлений. Соотношение магматического и метасоматического начал в генезисе альбитизированных гранитов	209
II. Физико-химические параметры послемагматического минералообразования в массивах альбитизированных гранитов	214
III. Некоторые особенности структуры альбитизированных гранитов	223
IV. Экзоконтактовые метасоматиты ранней послемагматической стадии	225
V. О движении послемагматических растворов	227
Глава X. Анализ парагенезисов минералов альбитизированных гранитов	232
I. Зависимость парагенезисов от виртуальных интенсивных факторов равновесия (pH, a_{F^-})	232
II. Метасоматическая зональность и ряды подвижности компонентов	239
III. Физико-химическая классификация плюмазитовых альбитизированных гранитов и проблема типов послемагматического развития гранитоидов	242
Литература	246

Павел Владимирович Коваль

**ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ
АЛЬБИТИЗИРОВАННЫХ ГРАНИТОВ**

Ответственный редактор
Вилен Андреевич Жариков

Редактор *С. А. Садко*
Художественный редактор *Т. Ф. Каминина*
Художник *В. В. Растегаев*
Технический редактор *Ф. Ф. Орлова*
Корректоры *Л. А. Егорова, Н. Г. Примогенова*

Сдано в набор 11 февраля 1975 г. Подписано в печать
22 сентября 1975 г. МН 01576. Формат 60×90¹/₁₆. Бумага
типографская № 2. 16,25 печ. л., 18,2 уч.-изд. л. За-
каз № 441. Тираж 1000 экз. Цена 2 р. 02 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099,
Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука». 630077, Новоси-
бирск, 77, Станиславского, 25.

I
I
Г
Г

**В СИБИРСКОМ ОТДЕЛЕНИИ
ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»**

ГОТОВЯТСЯ К ВЫПУСКУ СЛЕДУЮЩИЕ КНИГИ:

- Лапидес И. Л., Коваленко В. И., Коваль П. В.** Слюды редкометалльных гранитоидов.
- Шмакин Б. М.** Мусковитовые и редкометалльно-мусковитовые пегматиты.
- Эмиссионный спектральный анализ в геохимии.**
- Вахрушев В. А., Воронцов А. Е.** Минералогия и геохимия железорудных месторождений юга Сибирской платформы.
- Никифоров К. А.** Кристаллохимические основы топоксических реакций в твердых веществах.
- Геохимия подземных минеральных вод Монгольской Народной Республики.**
- Геохимия и петрология метасоматоза.**
- Поликарпочкин В. В.** Вторичные ореолы и потоки рассеяния.
- Математическая обработка данных в поисковой геохимии.**

Л

Книги высылаются наложенным платежом. Заказы направлять по адресу: 630090, Новосибирск, 90, Морской проспект, 22. Магазин «Наука».

2p.0216

1612