

С. М. Бескин  
В. Н. Ларин  
Ю. Б. Марин



# РЕДКОМЕТАЛЬНЫЕ ГРАНИТОВЫЕ ФОРМАЦИИ

НЕДРА

С. М. Бескин,  
В. Н. Ларин,  
Ю. Б. Марин

# РЕДКОМЕТАЛЬНЫЕ ГРАНИТОВЫЕ ФОРМАЦИИ

2935



Ленинград  
«Недра»  
Ленинградское отделение  
1979



Бескин С. М., Ларин В. Н., Марин Ю. Б. Редкометальные гранитовые формации. Л., Недра, 1979. 280 с.

Книга посвящена поздне- и постороженным фанерозойским и протерозойским гранитоидам. В части первой охарактеризованы 4 опорных плутона Казахстана и Сибири. Кратко проанализирована геологическая ситуация еще на 15 рудно-гранитоидных узлах Европы, Азии, Африки. В части второй на новой основе проведено эмпирическое обобщение и систематизация фактического материала. Выделены разнотипные гранитоидные формации, показано место среди них потенциально редкометаллоносных гранитовых формаций, охарактеризованы типы последних (включая сопровождающие метасоматиты и рудные проявления). В части третьей сделана попытка теоретически обосновать эмпирические закономерности, выявленные при картировании гранитовых рудных узлов, а также дать непротиворечивую картину некоторых глобальных пространственно-временных закономерностей гранитоидного процесса и связанных с ним редкометальных концентраций.

Книга рассчитана на геологов, занимающихся различными аспектами магматической геологии и оценкой рудоносности гранитоидных формаций. Она может быть полезной студентам старших курсов геологических специальностей университетов и горных институтов.

Табл. 26, ил. 56, список лит. 391 назв.

ИБ № 1168

Семен Матвеевич Бескин,  
Владимир Николаевич Ларин,  
Юрий Борисович Марин

#### РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ ГРАНИТОВЫЕ ФОРМАЦИИ

Редактор издательства В. С. Селиванов

Переплет художника Ю. И. Прошлецова

Техн. редактор Н. П. Старостина

Корректор М. И. Витис

Сдано в набор 09.11.78. Подписано в печать 02.04.79. М-25597. Формат 60×90<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага тип. № 2. Гарнитура литературная. Печать высокая. Усл. печ. л. 17,5. Уч.-изд. л. 19,69. Тираж 1600 экз. Заказ № 912/413. Цена 1 р. 30 к. Издательство «Недра». Ленинградское отделение, 193171, Ленинград, С-171, ул. Фарфоровская, 12. Ленинградская картографическая фабрика объединения «Аэрогеология»

# ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
ЧАСТЬ ПЕРВАЯ	
<b>ГЕОЛОГИЯ ГРАНИТОИДОВ И АССОЦИИРУЮЩИХ С НИМИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ</b>	
Глава I. Номенклатура, терминология, методика картирования и выделения интрузивных комплексов	7
Глава II. Описание опорных плутонов и рудных узлов Казахстана и Сибири	19
II.1. Плутон Акжайляу в Западном Тарбагатае, Казахстан	—
II.2. Плутон Акчатау в Северном Прибалхашье, Казахстан	54
II.3. Сибинский плутон в Центральной Калбе, Казахстан	72
II.4. Мезозойский плутон, Сибирь	86
Глава III. Краткий анализ геологической ситуации на некоторых рудно-интрузивных узлах разных регионов	102
III.1. Докембрийские плутоны и рудные узлы	—
III.2. Ранне-среднепалеозойские плутоны и рудные узлы	107
III.3. Позднепалеозойские плутоны и рудные узлы	114
III.4. Мезозойские плутоны и рудные узлы	119
III.5. Мезозой-кайнозойские плутоны и рудные узлы	126
ЧАСТЬ ВТОРАЯ	
<b>ФОРМАЦИОННЫЙ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ГРАНИТОИДНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ</b>	
Глава IV. Формационные типы гранитоидов	129
IV.1. Предварительное обобщение геологических данных и некоторые дополнительные понятия	—
IV.2. Формационные типы гранитоидов и их положение в общей направленности магматизма в течение тектоно-магматического цикла	135
Глава V. Характеристика редкометалльных и сопутствующих им типов гранитов	142
V.1. Нередкометалльная формация нормальных гранитов	—
V.2. Потенциально редкометаллоносная формация аляски- тов — лейкогранитов	152
V.3а. Потенциально редкометаллоносная формация субщелоч- ных, в том числе литневых, гранитов	161
V.3б. Потенциально редкометаллоносная формация субщелоч- ных, в том числе натриево-литневых, гранит-пегматитов	169
V.4. Потенциально редкометаллоносная формация щелочных гранитов	171
Глава VI. Варианты гранитоидных серий и особенности их металлогении	180
ЧАСТЬ ТРЕТЬЯ	
<b>ПЕТРОЛОГИЯ ГРАНИТОИДНЫХ ФОРМАЦИЙ, НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ОБРАЗОВАНИЯ ГРАНИТНОГО СЛОЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ</b>	
Глава VII. Особенности становления гранитоидных массивов разных формаций	185
Глава VIII. Некоторые общие тенденции эволюции гранитоидных формаций	210
Глава IX. Механизм формирования гранитоидных серий и причины эволюции составов магматических формаций	220
IX.1. Проблема источника калия в образовании земной коры	—
IX.2. Закономерности размещения литофильно-редкометалльной минерализации в связи с вопросами эволюции коры и мантии континентов	232
IX.3. Механизм формирования гранитоидных серий и причины эволюции составов магматических формаций	247
Заключение	259
Список литературы	264

## ПРЕДИСЛОВИЕ

---

За последние 15 лет опубликовано более 30 отечественных монографий и крупных тематических сборников, посвященных проблеме гранитоидов и ассоциирующего с ними редкометалльного оруденения. О вновь возросшем интересе к кислому магматизму и связанной с ним минерализации свидетельствует проведение международного симпозиума МАУАМ в Праге в 1974 г. Но среди исследователей не существует единого взгляда на то, как следует классифицировать гранитоиды, какие элементарные формации и формационные типы следует выделять, каким образом можно построить общую систематику гранитоидных образований и ассоциирующих с ними редкометалльных месторождений. По-видимому, сейчас происходит «перебор вариантов», какие-то из них в будущем могут оказаться более жизнеспособными.

Предлагаемая книга — один из таких вариантов. Так же как и работы Э. П. Изоха и соавторов [112, 307], она посвящена не петрографии, а магматической геологии, с последующим петрологическим осмысливанием. Ее особенностью является то, что в части собственно гранитов, точнее существенно калиевых и натриево-калиевых гранитов, все систематики, обобщения и типизации, нужные для петрологических построений, базируются в первую очередь на чисто геологических, полевых наблюдениях, изложению которых посвящено около половины книги. Количественно-минеральные подсчеты, химические анализы, составы аксессуарных минералов и элементов-примесей позволяют убедиться в правомерности наших выводов, но не являются их основой.

Авторы вслед за Л. Н. Овчинниковым хотели бы защитить простые орудия — молоток и лупу — и напомнить, что с их помощью должен производиться вполне определенный комплекс наблюдений, который следует назвать первичным, исходным, начальным (см. Предисловие к работе [77]). В последнее время начальным полевым наблюдениям над камнем-гранитом (до того, как образцы будут распилены на шлифы, раздроблены и истерты) и полевым же обобщениям этих наблюдений уделяется недостаточно внимания, в частности из-за того, что большие надежды возлагаются на результаты физико-химических лабораторных исследований (кроме того, к сожалению, и сам комплекс таких на-

блюдений над камнем-гранитом не является определенным, единообразно минимально обязательным для разных исследователей). Возможно, причиной этого является недооценка того, что каждая разновидность горной породы — гранита является *системой*, т. е. это не просто совокупность каких-то порообразующих минералов (или условных компонентов — окислов), но и их закономерная ассоциация хотя бы с одним свойством целого, которое никак не выводится из свойств слагающих его частей — компонентов (эмерджентность\*). «Для того, чтобы проводить системный анализ, необходимо последовательно исполнить три операции: 1) выяснить состав исследуемого сложного предмета, 2) найти закон композиции этого предмета, т. е. найти системообразующее отношение между компонентами предмета, и 3) отыскать не только аддитивные, но и эмерджентные свойства предмета. Ценность системного анализа как раз в последнем и состоит, потому что никаким другим анализом, кроме системного, эмерджентные свойства (самые важные!) открыть нельзя» [322, с. 37].

Последовательность выделения формационных типов гранитов, вероятно, можно представить в виде следующей цепи: горные породы — различные граниты → геологические тела различных гранитов → различные комплексы из однотипных в каждом комплексе гранитных тел → различные формации из однотипных в каждой формации гранитовых комплексов → различные формационные типы из однотипных в каждом типе гранитовых формаций. Нетрудно видеть, что сейчас на начальном уровне (горные породы — различные граниты), т. е. на уровне описания обнажений, кернов, штуфов, господствует в основном операция 1\*\*, а операция 2 игнорируется. Это не дает возможности выполнить операцию 3, т. е. выявить главное, цельное свойство данной разновидности горной породы — гранитов, и, следовательно, не позволяет двигаться дальше. Такова одна из важных причин, которую склонны видеть авторы в качестве источника разнообразия в выделении формационных типов гранитов.

В предлагаемой книге авторы в какой-то мере попытались восполнить указанный пробел, предложив в качестве операции 2 на начальном уровне обязательную характеристику горной породы — гранита и по особенностям взаиморасположения зерен главных порообразующих минералов. В результате выявляются физиографические типы гранитов с эмпирически намечаемыми дискретными свойствами (операция 3). В процессе картирования 4 опорных плутонов и анализа геологической ситуации еще на 15 плутонах проведена «развертка» всей цепи исследований и в конечном итоге выделены 4 главных формационных типа калиевых и натриево-калиевых (поздне- и посторогенных, периода активи-

\* От англ. emerge — неожиданно появляться, возникать.

\*\* Обозначается вещественный состав гранита по неупорядоченной к тому же номенклатуре.

зации и т. д.) гранитов. Таким образом была создана новая основа для логического и теоретического анализа некоторых аспектов петрологии, корообразования, гранитообразования, редкометальной минерации.

Гранитообразование — явление широко распространенное и многоплановое. Изучая его, исследователь легко поддается ощущению всеобъемлемости и окончательности решаемой задачи, что провоцирует его на замкнутость исследования. Однако в плане общей эволюции планеты гранитообразование является достаточно узкой проблемой, и ее изолированное решение без особого сопротивления может вместить в себя субъективные убеждения специалиста, которые далеко не всегда отражают истинное положение вещей. Чтобы избежать этой методологической ошибки при обсуждении наиболее общих вопросов (особенно в части петрогенезиса), авторы намеренно вышли за рамки чисто гранитовой тематики и проводили свои построения в связи с характером эволюции коры и мантии, а отдельные вопросы увязывали с особенностями развития всей планеты в целом. В основу этих построений положена гипотеза «изначально гидридной Земли» [151], которая базируется на собранных к настоящему времени данных по вещественному составу Солнца, Земли, Луны, метеоритов и этим выгодно отличается от других концепций подобного ранга, имеющих в качестве исходного материала чисто умозрительные модели разнообразных процессов, якобы происходивших в протопланетное время.

Часть первая монографии составлена в основном С. М. Бескиным, часть вторая — С. М. Бескиным и Ю. Б. Мариним, часть третья — Ю. Б. Мариним и В. Н. Лариним. Неоценимую помощь авторам оказали А. Д. Червинская, В. И. Нонешникова и Р. М. Дацюк, любезно сообщившие результаты подсчетов акцессорных и породообразующих минералов, а также Д. Я. Айздердзис, Г. Д. Аэров, К. Б. Зарянов, А. А. Калаченко, Е. Ф. Климовицкая, А. Н. Леонтьев, В. В. Ляхович, В. С. Попов, предоставившие подборки химических анализов и содержаний элементов-примесей. Новые аналитические данные получены благодаря содействию коллектива лабораторий ИМГРЭ под руководством Л. Г. Логиновой, В. В. Ляховича, А. П. Пиккат-Ордынской, И. С. Разиной, В. С. Салтыковой и Е. А. Фабриковой, а также лабораторий ЦКТГУ, экспедиции № 111 ВШПО, ВСЕГЕИ, Бронницкой ГГЭ.

В обсуждении ряда вопросов, поднятых в книге, принимали участие Н. А. Акелин, В. В. Булдаков, С. П. Гаврилова, Н. Е. Залашкова, Б. С. Зейлик, И. П. Илупин, А. Н. Леонтьев, А. И. Лучицкая, В. В. Матиас, Е. В. Негрей, И. Б. Недумов, В. С. Попов, К. И. Розанов, Н. В. Смирнова, Н. А. Солодов, Г. Тишендорф.

Большую помощь в подготовке рукописи оказала Р. М. Дацюк.

Всем перечисленным товарищам авторы выражают искреннюю признательность.

# ГЕОЛОГИЯ ГРАНИТОИДОВ И АССОЦИИРУЮЩИХ С НИМИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

## Глава I

### НОМЕНКЛАТУРА, ТЕРМИНОЛОГИЯ, МЕТОДИКА КАРТИРОВАНИЯ И ВЫДЕЛЕНИЯ ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ

#### Номенклатура гранитоидов

Номенклатура — это система названий пород, базирующаяся на особенностях валового минерального и (или) химического состава. Неудовлетворительность некоторых бытующих и внедряемых номенклатур гранитоидов показана Э. П. Изохом и Б. Ф. Налетовым [109]. Этими же исследователями предложена рациональная и этимологически выдержанная система названий, в основном совпадающая с той, которую и мы применяем. Поэтому она взята за основу (табл. 1). Главным является то положение, что гранитами следует считать породы с содержанием кварца не менее 25 об. % (68—69 вес. %  $\text{SiO}_2$ ), а все породы с меньшим содержанием кварца нужно относить к гранодиоритам, граносиенитам, плаггиогранодиоритам — тоналитам (20—25% кварца) и кварцевым сиенитам, кварцевым сиенодиоритам, кварцевым диоритам (5—20% кварца). Иные наименования [120, 189], базирующиеся в основном не на содержании кварца (кремнезема), а на отношении щелочной полевой шпат/плаггиоклаз, вносят путаницу в простые и традиционные представления.

Граниты по содержанию кремнезема и соответственно кварца можно подразделять на *основные (адамеллиты), нормальные, кислые и ультракислые*, а по отношению щелочной полевой шпат/плаггиоклаз — на *аляскитоидные граниты, собственно граниты и плаггиограниты* (см. табл. 1). По содержанию цветного минерала гранитоиды делятся на *лейко-* (до 5%), *мезо-* (5—10%) и *меланократовые* (более 10%).

Определение *щелочной* приписывается тем щелочнополевошпатовым гранитам, которые содержат щелочные амфиболы (рибекит, арфведсонит, катофорит, гастингсит) и пироксены (эгирин и др.), а также иногда и тем, обычно лепидомелановым или протолитионитовым гранитам, которые почти не содержат щелочных темноцветных минералов, но имеют типичную для щелочных гра-

Номенклатура габброидов и гранитоидов по Э. П. Изоху и Б. Ф. Налетову [109], с коррективами

Эффузивные аналоги	Содержание		Щелочной полевой шпат/плагиоклаз			Обобщенные названия интрузивных пород			
	SiO <sub>2</sub> , вес. %	кварца, об. %	Значительно более 1	Около 1	Значительно менее 1				
Риолитоиды	Риолиты	68—77	30—40	Аляскитоидный гранит	Гранит	Плагиогранит	Ультракислые (75—77% SiO <sub>2</sub> ) Кислые (73—75% SiO <sub>2</sub> ) Нормальные (71—73% SiO <sub>2</sub> )	Граниты	Гранитоиды
		25—30	Сиеногранит	Адамеллит	Плагиоадамеллит (трондьемит)	Основные (68—71% SiO <sub>2</sub> )			
	Дациты	63—68	20—25	Граносиенит	Гранодиорит	Плагиогранодиорит (тоналит)	Гранодиориты — граносиениты		
Андезиты	57—63	10—20	Кварцевый сиенит	Кварцевый сиенито-диорит	Кварцевый диорит	Кварцевые диориты — кварцевые сиениты			
Базальтоиды	Андезитобазальты	52—57	0—5 (7)	Сиенит	Сиенито-диорит	Диорит	Диориты — сиениты		Габброиды
	Базальты	43—52	0	—	—	Габбро	Габбро		

нитов аксессуарно-минеральную ассоциацию. Определение *субщелочной* дается сходным по составу с щелочными гранитам, если они существенно щелочнополевошпатовые, но лишены указанных выше признаков, а их аксессуарно-минеральная ассоциация лишь в некоторой части близка к таковой у щелочных гранитов. Определение *литиевый* закрепляется за теми субщелочными гранитами, которые содержат литиевые слюды, начиная с протолитиионита.

По размеру зерен приняты наименования: *тонко-* (менее 0,3 мм), *мелко-* (0,3—1 мм), *средне-* (1—3 мм), *крупно-* (3—10 мм) и *грубозернистые* (10—30 мм). Далее следуют *мелкоблочные* (30—100 мм) и *блоковые* (более 100 мм) породы, относящиеся к пегматоидным разновидностям. *Равнозернистыми* мы называем такие граниты, у которых размеры зерен одноименных главных породообразующих минералов в основной массе породы близки, *неравнозернистыми* — у которых размеры зерен этих минералов в 5—10 и более раз различны. Не соблюдая данного правила, найти примеры равнозернистых гранитов трудно, если не иметь в виду мелкозернистые аплитовидные породы. *Порфириовидность* — дополнительное понятие, оно не противопоставляется равнозернистости.

Сформулировав перечисленные выше в той или иной степени известные и принятые элементы номенклатуры гранитов, не отказываясь от них, мы считаем тем не менее, что на первое место следует выдвинуть признак, до сих пор, по существу, не употреблявшийся. Остановимся на этом подробнее.

Известно, что современная номенклатура минералов немаловажна без учета их структурных формул, т. е. особенностей взаиморасположения *главных* ионов, атомов, радикалов в кристаллических решетках. Напомним о многочисленных случаях полиморфизма, когда при одном валовом химическом составе мы имеем дело с *разными* минералами только из-за того, что тип кристаллической решетки у них неодинаков. С другой стороны, присутствие или отсутствие тех или иных второстепенных *примесей* в минералах с одинаковым составом главных компонентов и с одинаковой решеткой не меняет их сущности, несмотря на то, что в обиходе разновидностям присваиваются «свои» названия (например, минерал турмалин с разновидностями шерл, дравит, эльбаит, рубеллит и др.). Более того, даже изменение главного состава, но без резкого нарушения кристаллической решетки, не меняет в определенных пределах сути минерального вида (группа плагиоклаза, группа моноклинового пироксена и др.).

В то же время при переходе с минерального на породный уровень, в данном случае к гранитам, «традиция» коренным образом меняется: считается необходимым и достаточным охарактеризовать породы таблицами валового химического и минерального состава, при этом основное внимание часто обращается на второстепенные компоненты (FeO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO и др.) и минералы (слюды, амфиболы), на элементы-примеси, на соотношение щело-

чей и т. д. Подчеркнем, что мы применяем все эти характеристики, но не можем не указать на логическую несостоятельность привлечения именно их как первоочередных при переходе с минерального на породный (граниты) уровень. Отметим, с другой стороны, что любые попытки упорядочения, идущие по традиционному пути, т. е. базирующиеся на валовом химическом и минеральном составах, даже если учитываются только главные минералы, могут быть успешными лишь до стадии не слишком большой детализации, например до того уровня, который достигнут в табл. 1. Если мы будем детализировать далее традиционным методом, получим невозможную к немедленному употреблению (без точных подсчетов) систему. Одна из них недавно предложена В. Л. Хомичевым [312]. Мы утверждаем, что рациональная номенклатура гранитов должна начинаться с физиографии или макрооблика, *образа, т. е. с особенностей взаиморасположения кристаллов-зерен главных породообразующих минералов — кварца и полевых шпатов (без детализации в первом приближении состава последних) — в основной массе породы.* Иными словами на первый план выходит как бы структурная формула гранита, где «узлы решеток» выполнены кристаллами и (или) их агрегатами главных породообразующих минералов.

Утверждение, сформулированное выше в качестве логической (теоретической) посылки, на самом деле таковой не является: мы пришли к указанному выводу эмпирически в результате пятнадцатилетнего накопления опыта по исследованию многочисленных гранитных массивов. Как будет ясно из дальнейшего, геологическое картирование показало, что естественные ассоциации гранитных тел выделяются в первую очередь именно по макрооблику (физиографии) слагающих их пород, причем принципиально различаются граниты трех главных физиографических типов (рис. 1—3):

А. Неравнозернистые граниты с беспорядочным расположением зерен кварца и полевого шпата, с низкой степенью агрегативности в расположении одноименных минералов.

Б. Равнозернистые граниты с цепочечно-агрегативным расположением субизометричных зерен кварца, когда цепи последних окружают одноразмерные агрегаты и (или реже) одиночные кристаллы полевых шпатов.

В. Равнозернистые граниты с лапчато-агрегативным расположением изометричных зерен кварца, причем близодноразмерные агрегаты последних группируются в полевошпатовой массе примерно на одном и том же расстоянии друг от друга.

## Терминология

При характеристике гранитоидных плутонов употребляют термины, вошедшие в литературу благодаря трудам М. А. Усова, Ф. Ю. Левинсона-Лессинга, В. С. Коптева-Дворникова, Ю. А. Куз-

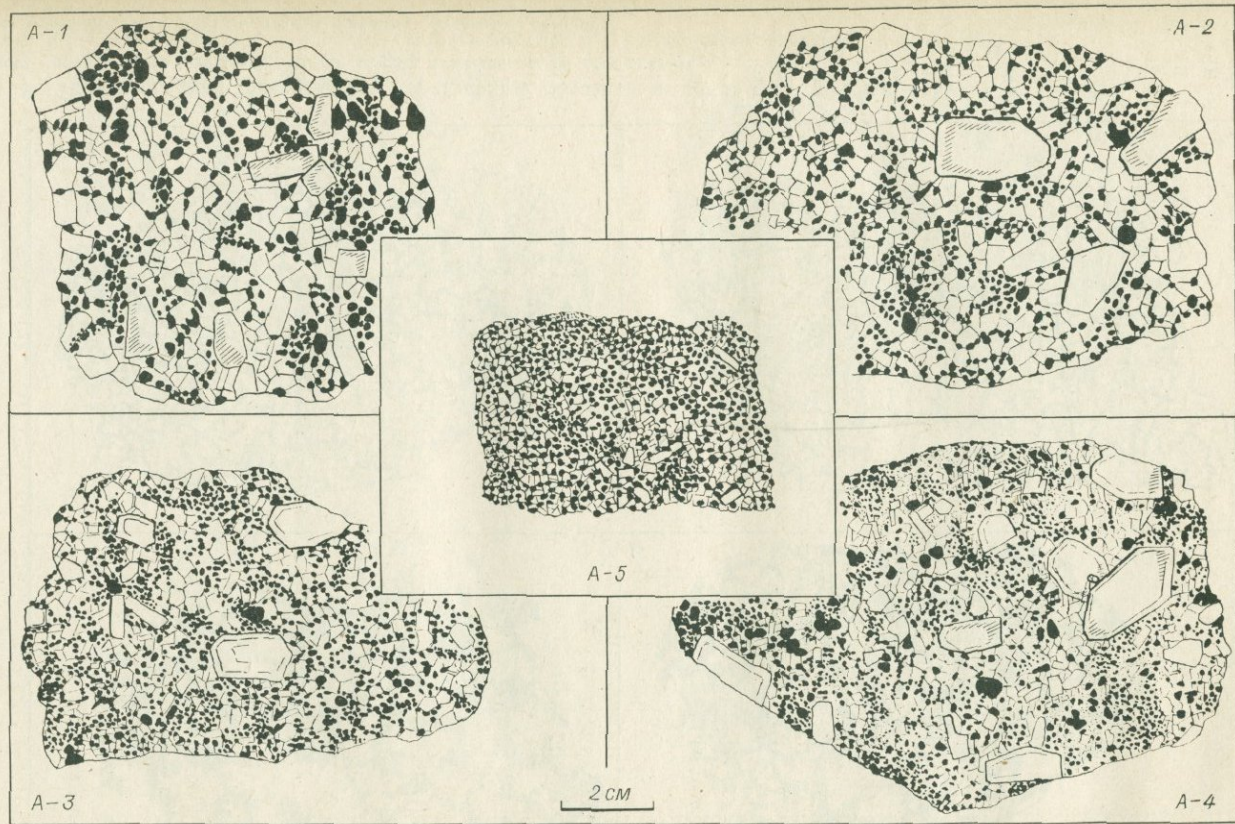


Рис. 1. Типизированная физиография характерных образцов ведущих фаз гранитов типа А.

Черное — кварц, белое — полевые шпаты; слюды и амфиболы не изображены.

Гранит: А-1 — крупнозернистый, А-2 — крупно-среднезернистый, А-3 — среднезернистый, А-4 — мелко-среднезернистый, А-5 — мелко-среднезернистый относительно равнозернистый.

Форма зерен полевого шпата условная, кварца — близкая к истинной.

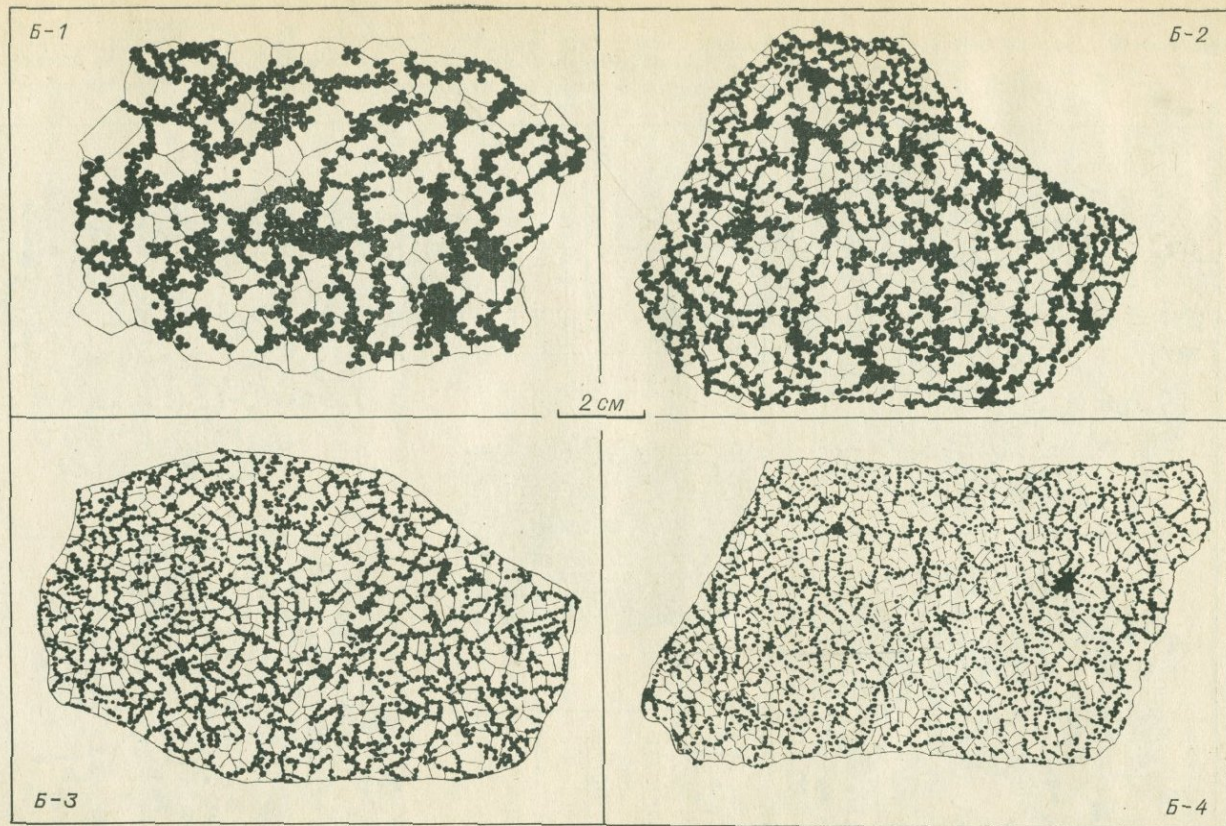


Рис. 2. Типизированная физиография характерных образцов ведущих фаз гранитов типа Б.  
 Черное — кварц, белое — полевые шпаты; слюды и амфиболы не изображены.  
 Гранит: Б-1 — крупнозернистый, Б-2 и Б-3 — среднезернистый, Б-4 — мелко-среднезернистый.  
 Форма зерен полевого шпата условная, кварца — близкая к истинной.

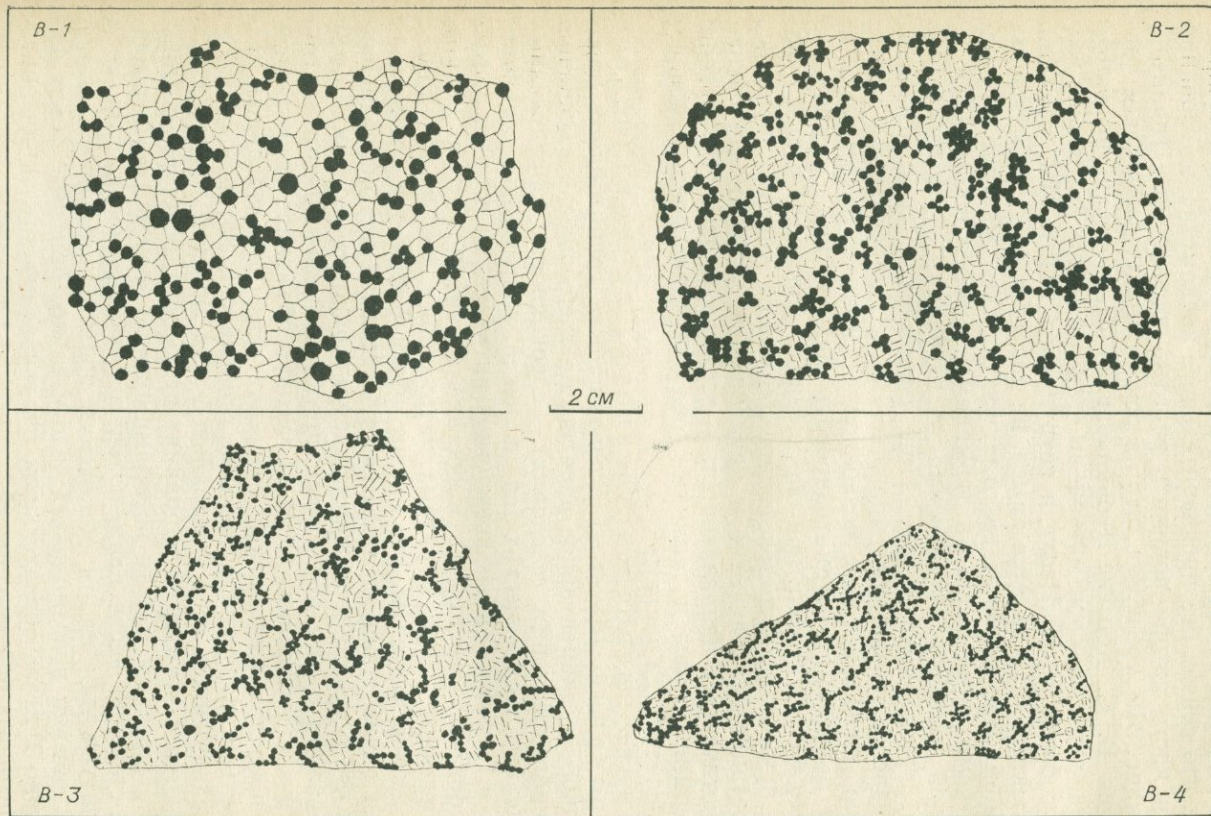


Рис. 3. Типизированная физиография характерных образцов ведущих фаз гранитов типа В.

Черное — кварц, белое — полевые шпаты; слюды, амфиболы и пироксены не изображены.

Гранит: *В-1* — крупно-среднезернистый, *В-2* — среднезернистый, *В-3* — мелко-среднезернистый, *В-4* — мелкозернистый.

Форма зерен полевого шпата условная, кварца — близкая к истинной.

нецова, Ю. А. Билибина, Е. Т. Шаталова [27, 128, 214, 302 и др.]. К сожалению, большинство терминов, начав жизнь в одном, достаточно определенном, смысле, далее претерпевало трансформации, так что сейчас без предварительного знакомства со словарем того или иного автора понимать работы, посвященные гранитоидам, трудно. Мы убедились, что за основу может быть взята терминология В. С. Колтева-Дворникова [128], которую несколько обновили, учтя как свои материалы, так и выводы некоторых геологов, особенно Э. П. Изоха и сотрудников [112]. Мы следили, чтобы каждый термин имел смысл, не допускающий двойственных толкований. При полевых работах фактический материал отражался тремя элементарными терминами, освобожденными от генетической нагрузки (независимо от звучания этимологических корней). Это *термины-буквы*. При оформлении геологических карт, разрезов, возрастных колонок употреблялись те же термины, плюс другие, которые позволяли с минимальными генетическими допущениями систематизировать фактический материал — *термины-слова*. Наконец, при обобщениях дополнительно к указанным применялась третья группа терминов, имевшая наиболее интерпретационное звучание и придававшая выводам определенную генетическую направленность — *термины-фразы*. Охарактеризуем термины-буквы и термины-слова (термины-фразы понадобятся в следующей части).

Термины непосредственного геологического картирования (буквы). *Разновидность* гранитоидной породы — наиболее элементарное понятие, не требующее разъяснения, *фаза* (иногда синоним *генерация*) — совокупность определенных обособленных геологических тел (залей, жил, штоков, лакколитов и т. д.), образованных конкретной интрузивной породой устойчивого облика (структуры) и состава (возможны лишь небольшие вариации). Породы разных интрузивных фаз имеют друг с другом резкие контакты. Это значит, что наблюдается смена поля развития одних пород на поле распространения другой разновидности и что в принципе можно продемонстрировать контакт между двумя фазами одним подъемным штурфом. *Фация* внутри интрузивной фазы (субфация, по М. А. Усову) объединяет однотипные зоны в пределах интрузивных тел одной фазы, образованные разновидностью интрузивной породы, особенности которой обусловлены положением ее в центральной или краевой частях тел и выражаются в некоторых вариациях структуры, текстуры и (или) состава. Переходы между породами разных фаций осуществляются постепенно через промежуточные разновидности, так что в одном штурфе или малом обнажении продемонстрировать такой переход обычно невозможно. Следовательно, при выделении фаций нужно считать обязательным предъявление коллекции образцов переходных разновидностей.

Термины первоначальных обобщений (слова). *Ранняя/поздняя фазы* — результат интерпретации резкого контак-

та двух фаз. Кроме известных критериев, относящихся к явно секущим контактам, когда по крайней мере к одной разновидности мы можем применить понятие *интрузивная фаза*, приведем дополнительные признаки при не вполне ясных соотношениях. Признаки *более молодой породы*: приконтактовая сиенитизация, скопление пегматоидных обособлений и миарол, приконтактовые директивные текстуры, графические структуры. Признаки *более древней породы*: приконтактовые биотитизация, ороговикование, перекристаллизация, порфиробластез.

*Интрузивный комплекс* — совокупность проявленных в нескольких массивах обособленного ареала в данном регионе последовательных фаз (генераций) сходного состава, образующих в общем закономерную направленную последовательность по нескольким показателям: уменьшение от фазы к фазе крупности зерен, количества темноцветных минералов, объема тел и т. д. Одна, но не единственная, из традиций — называть первую фазу *собственно интрузивной* или *главной*, последующие — *дополнительными*, а завершающие образования комплекса (мелкозернистые породы, пегматиты и гидротермалиты) — *жилными* (I этапа, по В. С. Коптеву-Дворникову). В соответствии с В. С. Коптевым-Дворниковым [128, 247], «интрузивным комплексом называется совокупность всех в данном регионе (районе) интрузивных пород и связанных с ними жильных, пегматитовых, гидротермальных и метасоматических образований одного возраста». Наша формулировка не отвергает процитированную, но кажется предпочтительней, так как установление возраста есть уже петролого-генетическое, а не первоначально-систематизационное обобщение. Определение интрузивного комплекса, исходя из «единого возраста», видимо, и В. С. Коптевым-Дворниковым мыслилось не удовлетворительным, так как в работе [128, с. 79] он пишет: «... возрастным признаком следует пользоваться весьма осмотрительно, без его переоценки, и при затруднении обращать внимание в первую очередь на петрографический состав интрузивных комплексов». К сожалению, это указание В. С. Коптева-Дворникова обычно игнорируется и в рекомендациях по геологической съемке интрузивов советуется выделять комплексы в первую очередь по возрастному признаку [189, с. 239].

*Дайковые комплексы, субвулканические комплексы* — специфические комплексы, включающие в себя несколько генераций протяженных и «закаленных» даек порфиритов и порфиров. Часть исследователей называет такие дайки «дайками II этапа» и относит их к поздним (завершающим) производным того или иного обычного интрузивного комплекса. Вопрос этот не решен. Появляются материалы о том, что некоторые дайки предваряют становление интрузивных комплексов. Поэтому в общем случае предлагается выделять дайки в самостоятельные комплексы [88, 214, 328 и др.], полагая, что они формируются в интервале времени между становлением обычных интрузивных комплексов.

*Интрузивная серия* — интрузивные комплексы, образующие закономерную последовательность, например гранодиоритовый → гранитовый → аляскитовый → щелочногранитовый.

В связи с тем, что четкость терминологии в значительной степени зависит от строгости и логичности первичных понятий, вернемся к ним снова. Как говорилось, элементарными терминами являются фаза и фация. В заявленных формулировках они не несут генетической нагрузки. Обсудим примеры иного подхода. В «Методическом руководстве по геологической съемке масштаба 1:50 000» [189, с. 244] читаем: «Выделение интрузивных фаз. К одной интрузивной фазе принято относить все изверженные горные породы, образовавшиеся в результате внедрения одной порции магмы. Для выделения интрузивных фаз требуется установить четкие секущие контакты между ними с апофизами одной породы в другую и зонами закалки в более поздней фазе. Если породы последующей фазы внедрялись в еще не полностью консолидированные породы предшествующей фазы, переходы между ними вследствие взаимного обмена материалом могут оказаться постепенными». В процитированном отрывке мы выделили курсивом то, что является выводом по результатам полевых и камеральных работ по завершении исследования, т. е. к методике полевого картирования отношения не имеет, а разрядкой — нечеткие формулировки, последняя из которых сводит на нет смысл начала цитаты. (Кстати, что предлагается понимать под «постепенным переходом»? Есть, например, мнение, что если в шлифе (!) контакт между двумя разновидностями гранитов не кажется бритвенно-прямолинейным, то он должен считаться постепенным [8, с. 69].) Употребление термина фаза в том смысле, как это рекомендуют авторы процитированного отрывка, неизбежно переводит это понятие из элементарного в сложное и требует привнесения в качестве элементарных иных терминов. Примером служит работа Е. В. Негрей и В. Н. Волкова. «Под фазой — пишуг они — мы понимаем этап перемещения расплава из глубинного очага в камеру остывания и кристаллизации, под субфазой — этап внутрикамерного перемещения и кристаллизации отдельных порций расплава» [201, с. 304]. Эта формулировка опять-таки «выводная». Видя в обнажении резкий контакт двух разновидностей гранитов, авторы цитированных строк в принципе не могли сразу знать, имеют ли они дело с «субфазами» одной «фазы» или с представителями разных «фаз». Возможно они и называли в поле эти породы «субфазами» и без привязки к «фазам», но тогда получается, что в качестве элементарного термина употреблялось понятие с усложняющей приставкой «суб», имеющей заранее генетико-интерпретационное звучание. По-видимому, в качестве элементарного термин «фаза»\* более предпочтителен.

\* Неудачность и этого термина для обозначения пород отмечал еще А. Н. Заварицкий и признавал В. С. Коптев-Дворников. Но термин прочно вошел в практику и отказываться от него не следует.

## Методика картирования

Производилась редакция существующих геологических карт масштабов 1 : 50 000 и крупнее. На отдельных участках осуществлялось картирование на топооснове масштаба 1 : 100 000 и крупнее и на аэрофотоснимках масштаба 1 : 30 000 и крупнее. При полевых исследованиях на опорных массивах и участках мы ставили в максимальном варианте задачи, соответствующие тем, которые ныне определяются «Основными требованиями к производству детальных геолого-съёмочных работ (масштабы 1 : 10 000 и 1 : 50 000)» [226]. Прочитируем их с нашими добавлениями (выделены курсивом), ориентирующими на большую, чем нередко считается, сложность внутреннего строения гранитоидных plutонов. «При детальном картировании интрузивных пород изучаются: форма plutона и условия его залегания; *форма частных тел внутри и вне plutона и условия их залегания*; петрографический, минеральный составы и структурно-текстурные особенности пород *всех частных тел* с выделением всех разновидностей на составляемой карте, и в частности у контактов с вмещающими породами; состав аксессуарных минералов и геохимические особенности *каждого тела, слагающего plutон, и вне plutона*; характер и направление *всех контактовых поверхностей, выявленных внутри plutона*, строение и состав пород в эндо- и экзоконтактных зонах».

2935  
Таким образом, главное внимание в поле уделялось поискам контактов гранитоидных разновидностей и прослеживанию границ между ними, т. е. оконтуриванию интрузивных тел разного состава и (или) структуры, принадлежащих разным фазам. Контакты искались при любых изменениях, наблюдаемых по ходу маршрута пород, как вещественных, так и структурных, когда менялся размер зерен при визуальном сохранявшемся составе. Если по условиям обнаженности контакта найти не удавалось, но и переходные разновидности гранитов (в осыпях, курумах, останцах) не встречались, контакт считался резким. Расчленение интрузивных пород на естественные группы производилось на материале наблюдения за широкими полями развития пород, на крупных скальных обнажениях, глыбах, т. е. только в поле, и прежде всего по геологическим данным. Критика иного подхода, данная Э. П. Изухом, избавляет от необходимости разворачивать ее, но главное нельзя не повторить: «... чаще всего расчленение интрузивных пород на группы производится не в поле, а позднее, по собранному образцам (шлифам). И тогда, если исследователь имеет дело с непрерывными многофазными интрузивными сериями... по разрозненным образцам можно построить какую угодно картину постепенных переходов, фаций, *незаконномерной пестроты состава* и т. д.» [112, с. 136—137].

Кроме обычного картирования нами использовался прием составления геологических разрезов на местности путем инструментального нивелирования: веревкой длиной 40—50 м, раз-



меченной через 10 м, промерялось расстояние; вертикальные углы измерялись визирным приспособлением горного компаса; по таблицам или при помощи логарифмической линейки определялись горизонтальные проложения и относительные превышения; здесь же в поле на длинной ленте миллиметровой бумаги, закрепленной на двух крутящихся валиках на фанерном планшете, в масштабе 1:2000 отрисовывался профиль, куда немедленно наносилась вся геологическая ситуация с учетом просмотра обнажений на 20—50 м в стороны от линии профиля.

При изучении гранитоидов, и особенно весьма сходных пород, относимых к одной петрографической группе, — гранитов, мы вели непрерывно пополняемую коллекцию эталонных образцов, с которыми сравнивались физиографические разновидности гранитоидов на вновь изучаемых массивах. Этим достигалась стандартизация названий гранитоидов и исключались ошибки, столь обычные при корреляции пространственно разделенных фаз «по воспоминаниям».

### Методика выделения интрузивных комплексов

Как говорилось, интрузивный комплекс является понятием, отражающим первоначальную систематизацию фактического материала. Он включает в себя упорядоченную совокупность нескольких интрузивных фаз гранитоидов сходного состава и может быть намечен в поле путем «раскладки» образцов-фаз в возрастной последовательности, до момента нарушения упорядоченности в эволюции состава и (или) облика, что сигнализирует о вероятности появления нового комплекса. Обычно породы одного комплекса в пределах плутона имеют достаточно хорошо выраженную геолого-структурную специфику (например, «кольцевой интрузив»), что помогает в выделении комплексов. Это наиболее частый случай в практике полевых работ. Но, строго говоря, принципы выделения и корреляции интрузивных комплексов в общем виде базируются на критериях, которые можно объединить в три группы: геолого-структурные, минералого-петрографические и геохимические.

Геолого-структурные критерии, выходящие на первый план при выделении интрузивных комплексов, таковы (по убывающей значимости): 1) гранитоиды, представленные несколькими закономерно сменяющимися друг друга фазами (упорядоченные), перекрыты с конгломератами из этих гранитоидов в основании эффузивно-осадочной толщей, которая в свою очередь прорвана гранитоидами обычно иного состава — они относятся к двум разновозрастным интрузивным комплексам; 2) «закаленные» порфириновые и (или) порфириновые дайки, рассекающие породы всех фаз какого-то комплекса, сами срезаются гранитоидами иного состава и облика — «рвущие» и «прорванные» гранитоиды принадлежат к двум разновозрастным интрузивным ком-

плексам; 3) среднезернистые граниты дополнительной фазы какого-либо комплекса или мелкозернистые граниты и аплиты (а также пегматиты и гидротермалиты), относящиеся к его жильной фазе, прорываются крупно-среднезернистыми гранитами, чаще иного состава (нарушение упорядоченности) — последние относятся к более молодому интрузивному комплексу; 4) прорывание крупно- и (или) среднезернистых гранитоидов одного состава такими же по структуре гранитоидами, но достаточно отличающегося состава — можно предполагать, что породы являются представителями разновозрастных комплексов.

Минералого-петрографические критерии, имеющие важное значение при выделении гранитных интрузивных комплексов, играют не менее важную роль и при их корреляциях. Здесь в первую очередь следует учитывать физиографию ведущих (не жильных) разновидностей пород (А, Б, В, см. рис. 1—3), а затем — особенности породообразующих и аксессуарных минералов.

Геохимические критерии выходят на первый план именно при *корреляциях*, а не при выделении гранитовых интрузивных комплексов (хотя эти данные всегда могут сигнализировать о необходимости проведения дополнительных исследований для более правильного расчленения гранитоидов). Это относится и к материалам по абсолютной геохронологии, так как, хотя одновременные интрузивные породы иногда неплохо расчленяются по результатам определения абсолютного возраста, в литературе не раз появлялись сообщения о многочисленных искажающих истинную возрастную картину факторах, влияющих на результаты абсолютной геохронологии гранитоидов [10, 11, 171, 283 и др.].

## Глава II

### ОПИСАНИЕ ОПОРНЫХ ПЛУТОНОВ И РУДНЫХ УЗЛОВ КАЗАХСТАНА И СИБИРИ

#### II.1. ПЛУТОН АКЖАЙЛЯУ В ЗАПАДНОМ ТАРБАГАТАЕ, КАЗАХСТАН

Гранитоидному плутону Акжайляу соответствует одноименная скалистая возвышенность и обрамляющие ее островные горы Ийсор на северо-западе и хребты Жаманбайтас и Акжайляутас на юге. Вмещающие породы, которыми сложены овальные сопки, окружающие плутон, представлены ороговикованными песчаниками и глинистыми сланцами нижнего визе. Плутон вытянут в плане с севера на юг, его форма неправильная, длина 35 км, ширина 10—20 км, площадь 480 км<sup>2</sup>. Кроме основного массива в составе плутона различают Ийсорский выступ на северо-западе, «сателлиты» Большой и Малый Эспе на севере и обособленную

дугу на юге. Плутон обрамлен и пересечен поясами порфировых даек. По соседству известны отдельные мелкие интрузивы габброидов\*, имеющие так же как гранитоиды и дайки активный контакт с породами нижнего визе (рис. 4). Верхняя возрастная граница плутона неясна, но данные абсолютной геохронологии

(196—298 млн. лет, наиболее частые значения 242—275 млн. лет) и общие геологические соображения не позволяют поднимать ее выше пермо-триаса для самых молодых пород.

Гранитоиды плутона Акжайялу с конца 20-х годов изучались многими геологами, среди которых Д. С. Коржинский, К. Н. Ерджанов, Н. А. Севрюгин, А. В. Степанов, В. А. Кормушин, В. Е. Гендлер, А. Г. Малышев, Е. Ф. Климовицкая, А. И. Черниченко и другие [45, 96, 121, 130, 168, 272, 274, 275, 285]. Все исследователи отмечали преобладание лейкократовых мик-

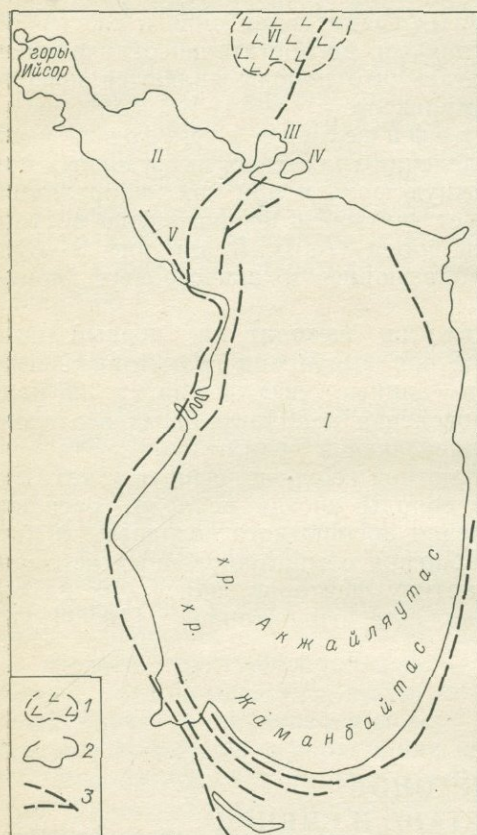


Рис. 4. Обзорная схема плутона Акжайялу.

Массивы и участки: I — Акжайялу, II — Ийсорский выступ, III — Большой Эспе, IV — Малый Эспе, V — Жамансеир, VI — Балтакара. 1 — контур поля разобщенных габброидных даек; 2 — контур гранитоидов; 3 — пояса порфировых даек.

роклин-пертитовых гранитов в южной части плутона, где показывались (различными авторами по-разному) 1—2 дуговых массива, и развитие обогащенных плагиоклазом биотитовых и роговообманковых гранитоидов в центре и на севере. В большинстве работ выделяются от 4 до 6 интрузивных фаз, включая «закаленные» дайки, а разнообразие гранитоидов объясняется в основном фаціальными переходами одних пород в другие. Но А. В. Степанов и В. А. Кормушин привели данные о гетерогенности плутона. В. А. Кормушиным впервые была составлена геологическая карта всего плутона, где выделено три интрузивных комплекса, в том

\* А также сиенодиоритов и сиенитов (на юго-западе).

числе щелочногранитовый, с несколькими фазами и жильными образованиями в каждом. К концу 50-х годов исследователи плутона Акжайля все более склонялись к мысли об одновременном становлении всех гранитоидов и о несущественности наблюдавшихся интрузивных контактов. Крайнее выражение эта точка зрения получила в 60-е годы в связи с разработкой гипотезы об «апогранитовой» природе щелочных гранитов, возникших будто бы в результате метасоматического преобразования «обычных» биотитовых гранитов Акжайля [8, 45, 191, 274, 279 и др.]. Отметим, что ни в одной публикации, развивающей «апогранитовую» концепцию, не упоминается о присутствии на плутоне «закаленных» даек рибекитовых гранит-порфиров.

В результате наших исследований в 1968\*, 1969\*, 1970 и 1975 гг. удалось отредактировать геологическую карту плутона Акжайля, при этом многие его части, особенно южная, были, по существу, перекартированы. По нашим данным, плутон сложен разнообразными интрузивными фанеритовыми и порфировыми породами: габброидами (ксенолиты и останцы), гранодиоритами, граносиенитами, нормальными биотитовыми гранитами, аляскитоидными и щелочными гранитами, гранит-порфирами, граносиенит-порфирами, диабазовыми порфиритами. Охарактеризуем выделенные разновидности гранитоидов и обобщим защищаемую возрастную схему (рис. 5), уделив особое внимание собственно гранитам. Вещественный состав описываемых гранитоидов отражен в табл. 2 и 3.

## Гранодиориты

В основном это серые *среднезернистые мезо- и меланократовые роговообманково-биотитовые гранодиориты и граносиенодиориты*. В их составе зерна плагиоклаза и калиевого полевого шпата (0,5—3 мм\*\*), кварца (1 мм), роговой обманки (1—2 мм), чешуи биотита (1—2 мм). Местами обильные порфировидные вкрапленники полевых шпатов (до 10 мм), но чаще встречаются беспорфировые гранодиориты. Облик породы, выдержанный по всему плутону, характеризуется тем, что в достаточно однородной биотито-полевошпатовой массе беспорядочно рассеяны разобщенные зерна кварца, роговой обманки и изредка порфировидные вкрапленники полевого шпата. Микроструктура гранодиоритов гранитовая. Двойственное название (гранодиориты—граносиенодиориты) вызвано большими колебаниями в содержании калиевого полевого шпата (15—60%). Местами встречаются и адамеллитовые разновидности с содержанием кварца до 25%. Гранодиоритами—граносиенодиоритами сложены обширные, обычно пониженные площади в центральных и северных частях плутона Ак-

\* Возглавлялись А. Н. Леонтьевым [220].

\*\* Здесь и далее размеры приведены по данным массовых измерений зерен порообразующих минералов в штуфах и распилах.

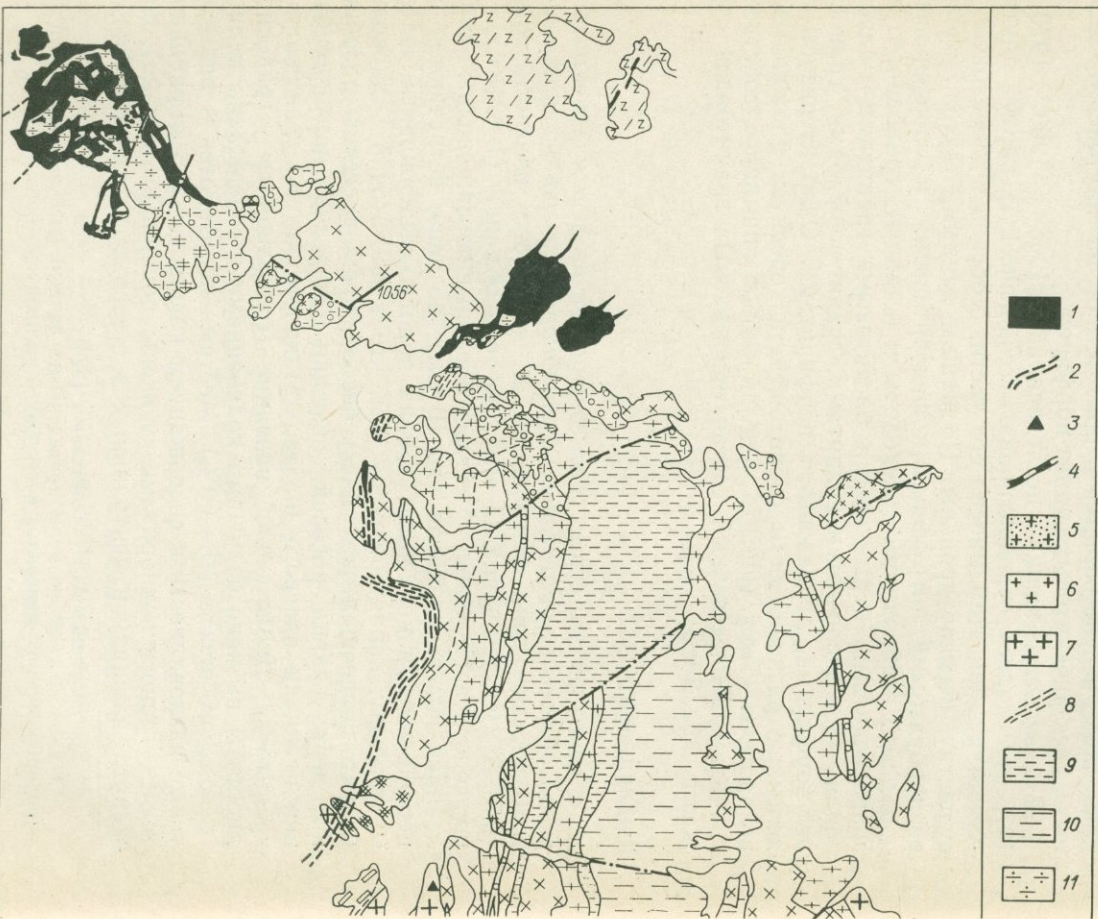
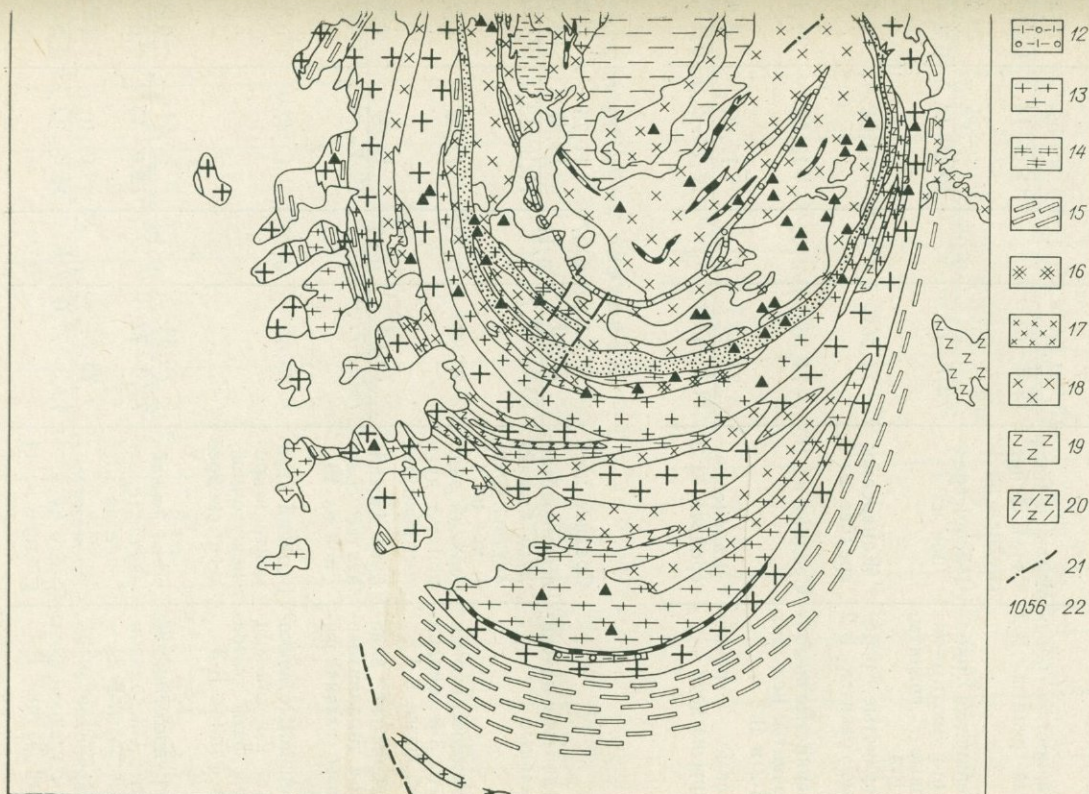


Рис. 5. Схематическая геологическая карта плутона Акжайляу. Составили А. Н. Леонтьев, С. М. Бескин, В. Н. Ларин (1968—1969 гг.); учтены материалы В. А. Белова, В. Е. Гендлера, Э. Б. Диарова, К. Н. Ерджанова, А. А. Калаченко, О. М. Канфель, В. А. Кормушина, А. Г. Малышева, А. В. Морозова, Л. М. Семивраговой, А. М. Смирнова, А. В. Степанова; редакция С. М. Бескина и В. Н. Ларина (1975 г.).

1 — эспинский комплекс — средне- и мелкозернистые щелочные (рибекитовые, эгирино-рибекитовые, рибекито-биотитовые) граниты; 2 — предэспинский дайковый комплекс — щелочные (рибекитовые, биотито-рибекитовые) гранит-порфиры и микрограниты; 3—7 — акжайляитасский комплекс: изометричные пегматитовые тела (3), мелкозернистые аляскиты (4), мелко-среднезернистые аляскиты Б-3 (5), крупно-среднезернистые аляскиты и лейкограниты Б-2 (6), крупнозернистые лейкограниты и аляскиты Б-1 (7); 8 — дайковый комплекс — гра-



носенит- и фельзит-порфиры; 9—14 — акжайляитасский комплекс: мелкозернистые двуслюдяные граниты (9), средне-мелкозернистые слабопорфировидные двуслюдяные граниты А-5 (10), средне-мелкозернистые биотитовые и лейкократовые граниты А-4, в том числе граниты «ийсорского типа» (11), среднезернистые порфировидные биотитовые и лейкократовые граниты А-3 (12), крупно-среднезернистые порфировидные граниты А-2 (13), крупнозернистые биотитовые граниты А-1 (14); 15—16 — комплекс жильных преимущественно среднезернистых биотитовых граносиенитов и предшествовавших им мелкозернистых гранитов и гранит-порфиров (15), средне- и крупнозернистые биотитовые граносиениты (16); 17—18 — раннеакжайляитасский комплекс: мелкозернистые биотитовые адамеллиты и плаггиограниты (17), средне- и крупнозернистые роговообманково-биотитовые гранодиориты (18); 19—20 — комплекс габброидов: мелкозернистые диориты и габбро-диориты (19), габбро и габбро-диабазы (контур разобленных, но многочисленных даек в роговиках) (20); 21 — разрывные нарушения; 22 — номер обнажения, упомянутого в работе.

## Химический состав гранитоидов

Разновидности пород, символы фаз	Массивы, участки; количество проб	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
Комплекс щелочных					
Мелкозернистые рибекитовые граниты, жильные	Ийсор, Жамансеир; среднее из 3	73,69	0,05	13,11	1,09
		72,9—74,6		12,9—13,4	0,7—1,5
Средне-мелкозернистые рибекитовые граниты, В-4	Балтакара; среднее из 2	74,97	0,11	12,78	1,02
		74,06		13,03	1,61
Среднезернистые рибекитовые граниты, В-2 и В-3	Малый и Большой Эспе; среднее из 12	72,2—75,9	0,10	11,9—14,9	0,9—2,3
		75,29		12,96	1,26
Среднезернистые рибекитовые и биотито-рибекитовые граниты, В-2 и В-3	Ийсор; среднее из 4	73,7—76,6	0,05	12,2—14,5	0,3—1,8
		74,26		13,31	1,24
Среднезернистые рибекитовые граниты, В-2 и В-3	Жамансеир; среднее из 2	74,36	0,09	13,05	1,49
		74,34		12,60	0,89
Среднезернистые щелочные граниты ведущих фаз, В-2 и В-3	Среднее из 18	74,1—74,6	0,08	12,1—12,9	0,1—1,5
		74,34		12,60	0,89
Рибекитовые гранит-порфиры из даек	Жамансеир; среднее из 3	74,1—74,6	0,08	12,1—12,9	0,1—1,5
Комплекс лейкогранитов и					
Аплит	Среднее из 2	77,67	0,07	11,75	0,86
Мелкозернистые аляскиты, жильные	Жаманбайтас, дуга Акжайляутас; среднее из 4	77,00	0,11	12,47	0,70
		76,1—77,7		11,8—13,4	0,1—0,9
Средне-мелкозернистые аляскиты 3-й дополнительной фазы, Б-4	Верхний эндо-контакт дуги Акжайляутас	76,89	0,14	12,40	0,71
		75,68		12,88	0,89
Среднезернистые аляскиты 2-й дополнительной фазы (главная фация), Б-3	Дуга Акжайляутас; среднее из 10	73,9—77,0	0,27	12,1—14,1	0,4—1,3
		76,00		12,47	0,79
Среднезернистые лейкограниты 2-й дополнительной фазы (сателлитная фация), Б-3	Верхний экзо-контакт промежуточной дуги; среднее из 2	76,00	0,16	12,47	0,79
		76,53		12,51	0,81
Средне-крупнозернистые аляскиты 1-й дополнительной фазы, Б-2	Дуга Акжайляутас; среднее из 13	75,3—77,6	0,18	12,0—13,4	0,6—1,3
		74,24		13,10	1,07
Крупнозернистые лейкограниты главной фазы (главной фации), Б-1	Промежуточная дуга; среднее из 14	72,3—77,0	0,27	12,1—14,3	0,5—1,8
		74,24		13,10	1,07

Таблица 2

## Акжайлюского плутона, вес. %

FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	П.п.п.	F	Сумма
<i>гранитов (эспинский)</i>										
1,63 1,2—1,9	0,05	0,28 0,1—0,4	0,60 0,2—0,9	4,48 4,3—4,6	4,35 4,2—4,5	0,28	—	0,38	—	99,99
1,85	0,01	0,13	0,40	4,35	4,00	0,12	0,03	0,29	—	100,06
0,95 0,3—2,0	0,04	0,32 0,1—0,7	0,59 0,1—1,3	4,67 4,1—5,6	4,02 3,4—4,8	0,39	0,02	0,09	0,45	100,34
1,15 0,5—1,6	0,03	0,12 0,03—0,2	0,34 0,1—0,5	3,84 3,0—4,4	4,84 3,4—6,7	0,25	0,01	0,28	0,18	100,60
1,23	0,04	0,48	0,58	4,00	4,61	0,43	0,05	—	0,16	100,48
1,01	0,04	0,29	0,53	4,41	4,27	0,36	0,03	0,19	0,33	100,45
1,91 0,9—2,6	0,04	0,35 0,3—0,4	0,73 0,6—0,8	4,71 4,5—5,0	4,11 3,7—4,7	0,43	—	—	0,13	100,32
<i>аляскистов (акжайлютаский)</i>										
0,08 0,64 0,1—1,2	0 0,03	0,18 0,19 0,1—0,4	0,87 0,59 0,4—0,9	3,59 3,91 3,6—4,2	3,81 4,22 3,7—4,7	0,04 0,18	— 0,02	0,36 0,27	— 0,43	99,28 100,76
0,54	0,03	0,11	0,40	3,45	5,15	—	0,02	0,35	0,33	100,52
0,62 0,2—1,0	0,03	0,18 0,05—0,5	0,64 0,5—0,9	3,72 3,2—4,2	4,76 4,3—5,3	0,23	0,04	0,23	0,28	100,45
0,70	0,04	0,17	0,43	3,45	5,02	—	0,03	0,19	0,34	99,79
0,50 0,2—0,7	0,04	0,13 0—0,2	0,52 0,2—0,7	3,60 3,1—4,1	5,00 4,5—5,4	0,39	0,03	0,24	0,27	100,75
0,72 0,2—1,4	0,04	0,23 0,05—0,4	0,82 0,3—1,1	3,81 3,2—4,3	4,80 4,1—5,5	0,31	0,06	0,25	0,24	99,96

Разновидности пород, символы фаз	Массивы, участки; количество проб	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
Крупнозернистые лейкограниты главной фазы (гибридной фации), Б-1	Промежуточная дуга; среднее из 5	72,66	0,31	14,03	1,17
		72,0—73,0		13,6—15,4	1,0—1,5
Средне-крупнозернистые лейкограниты, Б-1	Дуга Жаманбайтас; среднее из 2	73,48	0,30	13,37	1,43
Среднезернистые сиенит-лейкограниты подошвенной фации, Б-1 (?)	Южная дуга	71,36	0,40	10,80	2,62

## Комплекс нормальных

Мелкозернистые двуслюдяные граниты, жильные	„Центральный интрузив“, север; среднее из 5	72,27	0,19	14,77	1,18
		70,4—73,2		13,5—16,5	0,7—2,0
Средне-мелкозернистые двуслюдяные граниты, А-5	„Центральный интрузив“, юг; среднее из 3	71,67	0,39	14,73	1,58
		71,0—72,1		14,1—15,3	1,0—1,9
Средне-мелкозернистые порфировидные граниты из ксенолитов в щелочных гранитах, А-4 (?)	Большой Эспе; среднее из 6	73,54	0,18	13,01	1,27
		72,9—74,8		11,8—13,6	0,7—1,8
Средне-мелкозернистые порфировидные граниты, А-4	Север плутона; среднее из 6	73,34	0,33	13,75	1,14
		72,0—75,1		12,3—15,2	0,5—2,1
Среднезернистые порфировидные граниты, А-3	Среднее из 5	71,30	0,31	14,57	1,60
		69,2—73,1		13,5—15,4	0,6—2,4
Крупно-среднезернистые порфировидные граниты, А-2	Среднее из 9	70,86	0,41	14,99	1,91
		69,5—72,5		14,1—16,0	1,1—2,7
Крупнозернистые биотитовые граниты, А-1	Ийсорский выступ; среднее из 5	69,31	0,49	14,91	1,17
		69,0—70,5		13,1—16,3	0,9—1,5

## Комплекс

Среднезернистые граносиениты	Среднее из 3	65,95	0,46	16,08	1,83
		60,7—67,4		14,1—16,9	0,7—3,0

## Комплекс

Среднезернистые биотитовогообманковые гранодиориты и граносиенодиориты	Среднее из 11	64,79	0,60	15,82	2,85
		62,1—68,8		14,0—17,1	2,7—3,7

Примечания. 1. При расчете средних использованы химические анализы, выполнены (аналитики В. Д. Богомолова, И. О. Винятилина, Н. Н. Короткова, Т. И. Мачихина, М. Р. Пепел, П. И. Ферштатер) и ЦКТГУ (Г. А. Болдырева, И. В. Гуменюк, Л. И. Зебриня, В. Я. Коптяев) ВШПО (А. Л. Ажила, В. А. Боков), а также опубликованные в работах [96, 103, 116, 130, 191,

FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	П.п.п.	F	Сумма
1,13	0,05	0,28	1,00	4,20	4,80	0,12	0,07	0,15	0,08	100,05
0,8—1,5		0,16—0,4	0,9—1,1	3,9—4,3	4,4—5,1					
1,19	0,04	0,19	0,83	4,43	4,68	0,39	—	—	—	100,33
0,98	0,02	0,41	0,54	4,76	6,72	0,40	0,18	0,51	—	99,70

## гранитов (североакжайляуский)

0,48	0,04	0,73	0,80	3,53	4,85	0,19	0,06	0,55	—	99,64
0,1—0,9		0,3—1,6	0,1—1,2	3,3—3,7	4,3—5,4					
0,72	0,08	0,67	1,37	3,40	4,71	0,49	0,14	0,57	0,09	100,61
0,66—0,8		0,5—1,0	1,1—1,8	3,2—3,6	4,3—5,1					
1,51	0,04	0,25	1,00	3,93	4,75	0,23	0,05	0,29	0,45	100,50
0,7—2,3		0,1—0,3	0,7—1,9	3,3—4,6	4,3—5,1					
1,51	0,04	0,27	0,88	3,96	4,61	0,14	0,06	0,09	0,06	100,18
0,5—2,3		0,1—0,9	0,4—1,4	3,4—4,6	4,4—4,8					
0,78	0,07	0,44	1,03	3,75	4,49	0,22	0,07	0,45	—	99,08
0,3—1,5		0,1—0,8	0,4—2,0	3,3—4,4	3,5—5,1					
0,90	0,07	0,72	1,35	3,45	4,14	0,21	0,26	0,48	0,18	99,93
0,2—1,5		0,4—1,1	1,0—1,8	2,5—4,6	3,5—4,5					
2,11	0,05	0,71	1,07	4,02	4,68	0,08	0,15	0,57	0,10	99,42
1,6—2,6		0,5—1,1	0,7—2,0	3,8—4,2	4,3—5,3					

## граносиенитов

1,61	0,04	0,38	1,21	3,45	6,55	0,22	0,08	1,13	0,03	99,03
0,8—2,1		0,29—0,5	0,2—2,1	2,5—3,8	4,4—8,3					

## гранодиоритов

2,30	0,15	1,07	2,35	4,54	3,90	0,22	0,26	0,87	0,16	99,88
0,8—4,1		0,3—1,8	1,2—3,6	3,2—5,3	3,4—4,7					

ные из образцов С. М. Бескина, В. Н. Ларина и А. Н. Леонтьева в лабораториях ИМГРЭ терсон, О. Ф. Сазонова, Б. А. Соломинская, В. М. Швец, Е. Я. Шнее), Бронницкой ГПП ва), из образцов К. Б. Зарянова и Е. Ф. Климовицкой в лаборатории экспедиции № 111 275]. 2. В числителе — среднее значение, в знаменателе — пределы вариаций.

## Средние содержания элементов-примесей

Элемент	Гранодиоритовый комплекс	Граносиенитовый комплекс	Акжайляуский	
	Среднезернистые гранодиориты	Среднезернистые граносиениты	Крупнозернистые граниты, А-1	Крупно-среднезернистые граниты, А-2
Li	24	15	10	28
Rb	75	75	95	125
Sn	6	3	3	3
Ta	3	4	0	3
Nb	25	30	14	16
Sc	8	4	0	5
Be	2	1	1	2
Zr	330	580	95	180
Число определений	Li, Rb, Zr — 6, прочие — 2—4	Ta, Nb — 1, прочие — 2—4	1—2	Li, Rb, Zr, Nb — 5—10, прочие — 2—3

## в гранитоидах плутона Акжайляу, г/г

комплекс, первый гранитовый				
Среднезернистые граниты, А-3	Мелко-среднезернистые граниты, А-4	Мелко-среднезернистые граниты „ийсорские“	Мелко-среднезернистые граниты „центрального интрузива“, А-5	Мелкозернистые граниты „центрального интрузива“, жильные
26	35	47	28	33
160	190	360	190	180
5	2	5	2	2
3	3	5	2	2
22	15	40	16	16
3	3	3	3	—
1	2	5	1,5	1,5
195	120	200	120	110
Li, Rb, Zr — 8—11, прочие — 4—5	Li, Rb, Zr, Nb — 2, прочие — 1	Sn, Sc — 1, прочие — 2—3	Sn, Ta, Sc, Be — 1, прочие — 2—3	Sn, Be — 1, Nb — 2, прочие — 3

Продолжение табл. 3

Элемент	Акжайляутасский комплекс, второй				
	Крупнозернистые лейкограниты, Б-1	Крупнозернистые биотитовые лейкограниты (гибридные), Б-1	Средне-крупнозернистые сиенограниты (подожвенные), Б-1 (?)	Крупно-среднезернистые лейкограниты и аляскиты, Б-2	Среднезернистые аляскиты, Б-3
Li	28	31	20	29	24
Rb	110	120	90	130	150
Sn	6	4	3	4	2
Ta	1	6	0,3	6	1
Nb	29	14	14	19	19
Sc	3	3	5	1,5	1
Be	2	2	1	1	3
Zr	170	210	360	135	210
Число определений	Li, Rb — 15—16, Ta — 2, прочие — 4—6	Li, Rb — 6—7, Sn, Sc — 1, прочие — 2—3	3—5	Li, Rb — 19, прочие — 3—4	Li, Rb — 9—12, прочие — 2—4

## гранитовый

## Дайковый комплекс, щелочно-порфировый

Среднезернистые аляскиты апофиз, Б-3	Мелко-среднезернистые аляскиты, Б-4	Мелкозернистые аляскиты, жильные	Щелочные гранит-порфиры и микрограниты	Щелочные гранит-порфиры — ксенолиты в щелочных гранитах
20	15	20	116	130
120	200	50	270	350
2	—	4	11	17
0	—	2	6	8
28	—	14	97	68
5	—	0	0	0
1,5	—	1	6	7
270	—	70	1270	1700
Li, Rb — 5, прочие — 1	2	Li, Rb — 5, прочие — 2	4—7	Be, Ta — 6—7, прочие — 3—4

Элемент	Эспинский		
	Среднезернистые рибекитовые граниты Жамансеира, В-2 и В-3	Среднезернистые рибекитовые граниты Ййсора, В-2	Среднезернистые рибекитовые граниты Эспе, В-2 и В-3
Li	130	105	130
Rb	320	180	550
Sn	14	7	—
Ta	8	3	13
Nb	108	31	162
Sc	0	0	—
Be	9	3	14
Zr	2200	390	1290
Число определений	Nb, Sc, Zr — 1—2, прочие — 4	2	Ta, Zr — 11—13, прочие — 16—20

Примечание. Определение Li и Rb производилось методом пламенной фотометрии в основном в лаборатории ИМГРЭ под руководством Е. А. Фабриковой и Г. Н. Поповой, а также в лаборатории экспедиции № 111 ВШПО аналитиком Л. С. Шуть; определение Ta и Nb производилось химическим методом в лаборатории ИМГРЭ под руководством В. С. Салтыковой и И. С. Разиной; часть определений Ta (и Sc) выполнено нейтронно-активационным методом в лаборатории Бронницкой ГГЭ; определение прочих

жайляу, чаще по его западной и восточной периферии, а также понижения между дуговыми возвышенностями и горами на юге. В гранодиоритах — граносиенодиоритах присутствуют обильные ксенолиты ороговикованных и гранитизированных песчано-сланцевых пород и габбро-диоритов.

Среди описанных гранитоидов встречены жилы *мелкозернистых меланократовых адамеллитов и плагиогранитов*. Аналогичные и сходные породы, образующие малые площадные выходы, встречены в разных частях плутона в виде останцов и ксенолитов в биотитовых гранитах.

## Граносиениты

*Среднезернистые лейкократовые биотитовые граносиениты* — кремовые и желто-серые существенно калишпатовые породы, в составе которых «таблицы» полевых шпатов (1—4 мм), зерна кварца (1,5 мм), чешуи биотита (1—3 мм), зерна граната (1—3 мм). В эндоконтактах с песчано-сланцевыми породами граносиениты особенно обогащены гранатом, зерна которого достигают 1 см, биотитом, а на контактах с гранодиоритами — турмалином и кварцем. Для граносиенитов характерен «сливной» облик существенно полевошпатовой породы, где неравномерно рассеяны кварц и биотит. Чешуи последнего нередко собраны в линейные агрегаты, придающие породе директивную текстуру. Граносиениты на юге плутона образуют пучки сближенных пологопадающих дуго-

комплекс, третий гранитовый

Мелкозернистые рибекитовые граниты Жамансира, жильные	Мелкозернистые рибекитовые граниты Большого Эспе, жильные	Средне- и мелкозернистые рибекитовые граниты Малого Эспе, В-3, В-4 и жильные (из работы [191])
95	68	150
280	360	720
9	—	—
2	22	32
32	286	337
0	—	—
10	8	9
1100	—	—
Sc, Zr — 1, прочие — 2	Be — 1, прочие — 3	16

элементов производилось количественно-спектральными (в том числе групповыми) методами в основном в лаборатории ИМГРЭ под руководством Л. Г. Логиновой и Л. И. Сердобовой, а также в лабораториях Бронницкой ГЭ аналитиком Н. А. Бордуковой и кафедры геохимии ЛГУ аналитиком Л. А. Тимохиной; часть анализов по щелочным гранитам Ийсора и Эспе учтена из работы Д. А. Минеева (1968 г.); разброс значений относительно среднего не превышает 50% для подавляющего большинства случаев.

вых жил мощностью первые метры и залежи неправильной формы, согласные со сланцеватостью вмещающих пород.

Среднезернистые граносиениты сопровождаются и сами пересечены жилами мелкозернистых граносиенитов, в составе которых зерна (0,5—2 мм) калишпата, олигоклаза, кварца, биотита. Возрастное положение граносиенитов, согласно данным А. Н. Леонтьева, определяется тем, что они активно контактируют с гранодиоритами — граносиенодиоритами, обогащаясь в эндоконтактах пегматоидными кварцево-полевошпатовыми сегрегациями с шерлом, и прорывают жилы мелкозернистых плагиогранитов — адамеллитов (в южном периферическом поясе), а сами прорваны гранитами.

## Граниты А

Крупнозернистые неравнозернистые мезократовые биотитовые граниты и адамеллиты А-1 — серые породы, в составе которых «таблитчатые» зерна калишпата (3—6 мм), плагиоклаза (2—5 мм), зерна кварца (0,5—4 мм), чешуйки биотита (1—2 мм) и редкие призмы роговой обманки (1 мм). Местами встречаются вкрапленники полевых шпатов (до 10 мм). Для основной массы породы характерно беспорядочное расположение зерен полевых шпатов и кварца, при этом последние то группируются в неправильные разноразмерные агрегаты, то рассыпаны поодиночке (см. рис. 1). Биотит рассеян равномерно. Крупнозернистыми био-

титовыми гранитами сложены локальные площади на севере и юге плутона. В них иногда встречаются ксенолиты диоритов, гранодиоритов и мелкозернистых меланократовых адалеллитов.

*Крупно-среднезернистые неравнозернистые порфиоровидные мезократовые биотитовые граниты А-2* — серые и розовато-серые породы, в составе основной массы которых «таблицы» калиевого полевого шпата (1—6 мм), плагиоклаза (0,5—4 мм), зерна кварца (1—6 мм), чешуйки биотита и редкие зерна роговой обманки (около 1 мм). Порфиоровидные вкрапленники полевых шпатов до 10 мм. Для основной массы породы характерно равномерное рассеяние биотита и беспорядочное расположение зерен и агрегатов полевых шпатов и кварца. Облик породы сходен с обликом гранитов А-1 (см. рис. 1). Среднезернистыми биотитовыми гранитами А-2 сложены обширные площади во всех частях плутона. В возрастной последовательности их положение определяется тем, что они прорывают, нередко с закалкой, среднезернистые гранодиориты — граносиенодиориты, содержат ксенолиты мелкозернистых меланократовых плагиогранитов.

*Среднезернистые неравнозернистые порфиоровидные биотитовые и лейкократовые биотитовые граниты А-3* — светлые розовато-серые породы, в составе основной массы которых калишпат (0,3—3 мм), плагиоклаз (до 1 мм), кварц (0,3—3 мм), чешуйки биотита (до 1 мм). Порфиоровидные вкрапленники полевых шпатов до 8 мм. Как и для пород А-1 и А-2, для основной массы данных гранитов характерно беспорядочное расположение зерен и агрегатов кварца и полевых шпатов и равномерное рассеяние биотита (см. рис. 1). Среднезернистыми порфиоровидными биотитовыми гранитами сложены заметные площади, в основном на севере плутона и на Ийсорском выступе. В центре и на юге выделяется кольцевая дайка этих пород в гранодиоритах и гранитах А-2 (см. рис. 5). Среднезернистые порфиоровидные биотитовые лейкограниты активно контактируют с биотитовыми гранитами А-2, о чем свидетельствуют также осветленные пегматоидные зоны в эндоконтактах пологих пластовых тел и жилевидные апофизы. Несомненно интрузивные отношения гранитов А-3 с гранодиоритами — граносиенодиоритами и с граносиенитами.

*Мелко-среднезернистые весьма неравнозернистые густопорфиоровидные биотитовые граниты А-4* — серые породы, в основной массе которых полевые шпаты (0,1—1,5 мм), кварц (0,1—2 мм), биотит (до 1 мм). Порфиоровидные вкрапленники полевых шпатов (3—6 мм) и кварца (3—4 мм). Для основной массы описываемых гранитов особенно характерно беспорядочное расположение зерен и агрегатов полевых шпатов и кварца (см. рис. 1), биотит рассеян довольно равномерно. Средне-мелкозернистыми густопорфиоровидными гранитами сложены небольшие участки на севере плутона, а также на северо-западе Ийсорского выступа. В последнем случае мы имеем дело с так называемыми «гранитами ийсорского типа». От обычной разновидности они отличаются тем, что коли-

чество плагиоклаза резко уменьшено и порода представляет собой аляскитоидный гранит. В шлифах видно, что по олигоклазу интенсивно псевдоморфно развивается микроклин, по обоим полевым шпатам — альбит. Возрастное положение густопорфировидных гранитов А-4 определяется тем, что к югу от эспинских «сателлитов» многочисленные жилы описанных гранитов концентрируются в эндо- и экзоконтакте среднезернистых порфировидных лейкогранитов А-3 и пересекают их контакт с граносиенодиоритами. На границе с гранитами А-3 в неравнозернистом граните А-4 нередко наблюдается графическая оторочка.

*Средне-мелкозернистые редкопорфировые двуслюдяные граниты А-5* — светлые породы, в составе которых полевые шпаты (1—2 мм), кварц (до 1 мм), чешуи мусковита и биотита. Вкрапленники полевых шпатов и кварца достигают 0,5 мм. Характерно одиночное расположение зерен кварца в полевошпатовой массе (см. рис. 1). Этим гранитам аналогичны по составу и близки по облику мелкозернистые равнозернистые двуслюдяные граниты — породы с меньшим размером зерен породообразующих минералов (0,5—1 мм). Двуслюдяными гранитами образован меридионально вытянутый внутри плутона так называемый «центральный интрузив» эллипсовидной формы в плане размером 14×4,5 км (см. рис. 5). Его северная часть сложена мелкозернистыми гранитами, южная — средне-мелкозернистыми гранитами А-5. Мелкозернистые граниты налегают на средне-мелкозернистые, имея резко выраженный контакт и встречаются в гранитах А-5 в виде секущих жил. Они же прорывают среднезернистые порфировидные биотитовые лейкограниты, а также гранодиориты. Средне-мелкозернистые граниты А-5 южной части «центрального интрузива» прорывают гранодиориты и, судя по прослеживанию контакта, пересекающего границу гранодиоритов с гранитами А-2, рвут и последние.

*Тонко-мелкозернистые лейкограниты и аплиты* залегают в гранитах обеих разновидностей «центрального интрузива», а также в гранитах А-1, А-2, А-3 в виде пологих и крутых даек. Их облик и состав примерно аналогичны мелкозернистым двуслюдяным гранитам, но размер зерен породообразующих минералов еще меньше (не более 0,5 мм).

### **Порфировые и порфиритовые дайки**

Гранодиориты, граносиениты и биотитовые граниты почти всех разновидностей рассечены поясом «закаленных» даек, протягивающимся в меридиональном направлении вдоль западного края плутона (см. рис. 5). В основном это розовые граносиенит-порфириты, дайки которых мощностью до нескольких метров и протяженностью до первых километров хорошо видны на местности. В их составе основная масса микрофельзитовой структуры, иногда со сферолитами, и вкрапленники калиевого полевого шпата не более

0,5 мм в поперечнике. В гораздо меньшей степени распространены дайки кварцевых порфиров и диабазовых порфиритов мощностью до 1—2 м и протяженностью до первых сотен метров.

## Граниты Б

*Крупнозернистые равнозернистые лейкограниты и аляскиты Б-1* — желтоватые и розоватые породы, в составе которых калишпат (8—15 мм), плагиоклаз (3—6 мм), кварц (2—3 мм), чешуйки биотита (1—5 мм). Характерен облик этих пород: кристаллы или агрегаты из 2—3 кристаллов субидiomорфных полевых шпатов, образующие участки до 20 мм, окружены агрегатами до 15 мм и цепочками толщиной до 6 мм из округлых идиоморфных зерен кварца (см. рис. 2). Чешуйки биотита рассеяны по породе очень неравномерно. Крупнозернистыми лейкогранитами и аляскитами сложены разветвляющиеся дуговые массивы размером 35×1, 22×1 и 14×1 км на юге плутона, соответствующие предгорьям хребтов Жаманбайтас и Акжайлютас, а также несколько малых дуговых тел (см. рис. 5). Кроме охарактеризованных выше крупнозернистых лейкогранитов — аляскитов главной фации нами встречены породы несколько другого облика и даже состава, имеющие постепенные переходы к предыдущим. Попытки найти контакт к успеху не привели, но наметились зоны 5—15 м переходных пород. Одна из характерных фаций — *среднезернистые сиеноаляскиты* (калишпат 4—6, кварц 2 мм) с несколько уменьшенным (до 25—28%) количеством кварца. Последний не всегда образует идиоморфные зерна, благодаря чему кварцевые агрегаты и цепи кажутся приуроченными к интересциям между агрегатами идиоморфных полевых шпатов. Иногда встречается субщелочная роговая обманка типа гастингсита [96, 274]. Сиеноаляскитами сложены внешние, выпуклые зоны крайней большой аляскитовой дуги к югу и западу от хр. Жаманбайтас и самая южная, обособленная дуга. Самостоятельные маломощные апофизы подобных аляскитов, а также аляскитосиенитов, выходят в древние граниты и в сланцы (см. рис. 5). Другой фацией являются *грубо- и крупнозернистые граносиениты*, приуроченные к внешней зоне той же аляскитовой дуги, но на ее востоке. Облик пород данной фации близок к облику лейкогранитов Б-1, но распределение кварца крайне неравномерное. Из-за уменьшения его количества (до 20—25%) породы приходится называть граносиенитами. В них наблюдается повышенное количество ксенолитов роговиков, биотита, а также встречается роговая обманка, иногда повышенной щелочности.

В возрастной последовательности место крупнозернистых лейкогранитов и аляскитов Б-1 определяется тем, что они содержат массу ксенолитов гранодиоритов и, прорывая граносиениты, среднезернистые биотитовые граниты А-2 и среднезернистые биотитовые лейкограниты А-3 (останец в южных предгорьях хр. Жаман-

байтас), содержат также ксенолиты средне-мелкозернистых порфировидных гранитов, визуально неотличимых от гранитов А-4, ксенолиты мелкозернистых гранитов А-5 и последующих жильных пород. Кроме того, в крупнозернистых лейкогранитах — аляскитах найдены ксенолиты диабазовых порфириров и граносиенит-порфириров, в то время как ни разу не было зафиксировано рассеяние их дайками этих пород.

*Крупно-среднезернистые равнозернистые аляскиты и лейкограниты Б-2* — желтовато-розовые породы, в составе которых зерна полевых шпатов (3—6 мм), кварца (2—2,5 мм), чешуи биотита (1—3 мм). Так же как и в аляскитах Б-1, в данных породах наблюдается печечно-агрегативное расположение равновеликих округлых зерен кварца вокруг агрегатов (10—20 мм) из 4—10 и более кристаллов полевых шпатов (см. рис. 2). Средне-крупнозернистыми аляскитами сложен дуговой массив, соответствующий хр. Акжайляутас, размером 18×1 км (см. рис. 4). Возрастное положение аляскитов Б-2 определяется тем, что маломощные тела близких по облику пород прорывают крупнозернистые лейкограниты — аляскиты.

*Мелко-среднезернистые равнозернистые аляскиты Б-3* — породы, близкие по облику к предыдущей разновидности, но с меньшим размером зерен породообразующих минералов, мм: калишпат 2—4, кварц 1—2, биотит 1. Агрегаты по 8—15 мм из многих полевошпатовых кристаллов окружены цепочками толщиной 2—3 мм округлых кварцевых зерен; последние местами образуют и агрегаты до 6 мм (см. рис. 2). Мелко-среднезернистыми аляскитами сложены маломощное тело в северном эндоконтакте дуги Акжайляутас и несколько севернее — самостоятельная дуга 21×0,5 км. Кроме того, маломощные дуги этих аляскитов встречены севернее большой дуги крупнозернистых лейкогранитов — аляскитов в южных предгорьях хр. Акжайляутас. Возрастное положение среднезернистых аляскитов относительно аляскитов Б-1 и Б-2 неопределенное, хотя контакт с аляскитами Б-2 резкий. Граница протягивается конформно.

*Мелко-среднезернистые равнозернистые аляскиты Б-4* — породы, аналогичные по облику предыдущей разновидности, но с еще меньшим размером зерен породообразующих минералов (полевые шпаты 1—2, кварц 0,5—2, биотит 0,5 мм) и их агрегатов (см. рис. 2). Мелко-среднезернистыми аляскитами сложено маломощное дуговое тело в северном эндоконтакте дуги, образованной аляскитами Б-3 (см. рис. 5). Возрастное положение мелко-среднезернистых аляскитов относительно лейкогранитов и аляскитов предыдущих разновидностей неопределенное, но контакт с аляскитами Б-3 резкий. Граница конформна.

*Мелкозернистые аплитовидные аляскиты* (пластовые и крутые дайки разной мощности, а также бескорневые линзы) залегают в лейкогранитах и аляскитах всех вышеохарактеризованных разновидностей. Аналогичные дайки рассекают гранодиориты и

биотитовые граниты, образуя многоэтажные постройки сопряженных крутых и пологих тел. Последние залегают конформно с аляскитами ведущих фаз. Для мелкозернистых жильных аляскитов характерны близкие размеры зерен полевых шпатов и кварца (не более 1 мм), им присущи аплитовые, гранулитовые, микропегматитовые, пегматоидные микро- и макроструктуры.

— На плутоне Акжайляу известно большое число зональных камерных пегматитов. Их характеристика содержится в работах К. Н. Ерджанова, Я. Н. Соколова, А. И. Захарченко, А. Г. Малышева, В. Н. Труфанова [96, 105, 168, 285, 299 и др.]. Из анализа этих работ с учетом наших наблюдений на некоторых пегматитовых телах следует, что, во-первых, есть все переходы от пегматитов, залегающих в аляскитах дуговых массивов, к пегматитам, «выходящим» во вмещающие роговики, биотитовые граниты или гранодиориты. Во-вторых, внешние, аплитовидные зоны «самостоятельных» тел камерных пегматитов сложены породами, не отличающимися от мелкозернистых жильных аплитовидных аляскитов. Немало пегматитовых тел, кажущихся самостоятельными, являются апофизами от даек жильных аляскитов. Наконец, встречаются пегматиты, локализованные целиком в этих дайках. В последнем случае говорить о мелкозернистых гранитовых оторочках не приходится. Учитывая все это, не будет ошибкой считать камерные пегматиты Акжайляу почти единовременными образованиями с мелкозернистыми жильными аляскитами.

### Щелочно-порфиновые дайки

Эти дайки образуют протяженные пучки, слагающие субмеридиональный пояс вдоль западной окраины плутона Акжайляу (см. рис. 4 и 5). Подходя к плутону с юга, пояс, огибая аляскитовые дуги, следует вначале параллельно границам плутона, пересекая песчано-сланцевые породы, затем как это можно наблюдать на местности южнее участка Жамансеир, разветвляется. Главная ветвь уходит на север-северо-восток, прорезая гранитоиды плутона, песчано-сланцевые породы северного обрамления и габброиды массива Балтакара. Другая ветвь уходит на северо-запад, теряясь под наносами долины р. Эспе. Очевидно, она направлена к горам Ийсор. Пояс не прослежен до конца ни на север, ни на юг.

Дайки крутопадающие, нередко ветвятся, их мощность от долей метра до 10—12 м. Они прекрасно выражены на местности, образуя линейные гряды с относительными превышениями до 50 м. Дайковые породы неоднородны. Встречаются полнокристаллические микрогранитовые, микроаплитовые и гранофировые разновидности, переходящие в эндоконтактах в «закаленные» фельзитовые и афанитовые массы. Очень характерны сферолитовые структуры и флюидално-полосчатые текстуры. Последние проявлены в эндоконтактах, где полосы следуют параллельно гра-

ницам, повторяя их прихотливые изгибы; нередко они обтекают ксенолиты роговиков. Флюидалность определяется неравномерным распределением рибекита\*, что обуславливает чередование темных и светлых полос. Неоднократно наблюдались тонкие инъекции «закаленных» апофиз во вмещающие породы. В составе основной массы дайковых пород различаются калиевый полевой шпат, кварц и обильный тонкоигольчатый рибекит. Вкрапленники представлены чаще округлыми зернами кварца, реже встречаются дайки с вкрапленниками пертитовых и антипертитовых калиевых полевых шпатов, а также рибекита. В некоторых шлифах можно увидеть, что вкрапленники калишпата обтекаются основной массой с микродирективной текстурой, обусловленной расположением мельчайших игл рибекита.

Щелочными гранит-порфирами и микрогранитами рассечены гранодиориты — граносиенодиориты, граносиениты, биотитовые граниты почти всех разновидностей, жильные аплитовидные граниты, а также жилообразные тела среднезернистых «ксеноморфных» сиеноалясцитов, расцениваемые как апофизы внешней аляскитовой дуги (см. рис. 5).

## Граниты В

Это фанеритовые щелочные граниты малых тел, впервые обнаруженные Д. С. Коржинским [130]. Они встречены на плутоне Акжайляу в горах Ийсор, ими сложены «сателлиты» Большой и Малый Эспе, одиночная дайка зафиксирована между Ийсором и Эспе, несколько даек известно на массиве Балтакара, дайкообразный интрузив щелочных гранитов Жамансеир обнаружен недавно А. А. Калаченко и В. Н. Лариным в 8 км к юг-юго-западу от Большого Эспе (см. рис. 4 и 5). Ийсорская группа массивов, купола Большой и Малый Эспе и интрузив Жамансеир описаны в литературе [45, 116, 191, 220, и др.]. Удобнее охарактеризовать типичные разновидности щелочных гранитов и их соотношения отдельно по перечисленным участкам.

Жамансеир (рис. 6). Большая часть этого дайкообразного ( $1100 \times 10 \div 75$  м) интрузива сложена светло-серыми и желтовато-серыми *среднезернистыми равнозернистыми существенно микроклиновыми мезократовыми рибекитовыми гранитами В-2* (см. рис. 3). В их составе «таблицы» калиевого полевого шпата — пертита (2—4 мм), зерна кварца (1—2 мм), иглы рибекита от  $3 \times 0,2$  до  $6 \times 1$  мм. Полевые шпаты образуют сплошной агрегат, среди которого примерно на равных промежутках 4—5 мм друг от друга рассыпаны «лапчатые», «паукообразные» скопления по 3—5 мм одноразмерных округлых зерен кварца. Иглы рибекита рассеяны довольно равномерно. Присутствуют «гороховидные»

\* Здесь и далее под названием «рибекит» понимаются щелочные амфиболы типа рибекит-арфведсонита.

зерна кварца по 3—4 мм диаметром. Южная и северная оконечности интрузива Жамансеир сложены аналогичными рибекитовыми гранитами, в составе которых зерна тех же минералов, несколько меньшие по размерам (В-3): полевые шпаты (1—3 мм), кварц (1—2 мм), рибекит (3÷4×0,5 мм). На юге в гранитах видна вкрапленность красно-оранжевого эльпидита.

В охарактеризованных разновидностях рибекитовых гранитов альбит обнаруживается только под микроскопом в количестве, не превышающем 15%. Им образован мелкотаблитчатый агрегат с размерами зерен десятые доли миллиметра, заполняющий интерстиции между относительно крупными зернами пертита, кварца и рибекита. Местами можно наблюдать коррозию альбитовым агрегатом призм рибекита и зерен кварца. Взаимоотношения кварца, калишпата и рибекита, насколько это можно наблюдать в шлифах, не отличаются от взаимоотношений порообразующих минералов в гранитах, генезис которых принято считать магматическим.

Контакты между разновидностями щелочных гранитов Жамансеира найдены не были, но и промежуточные по виду породы не встречены. Среднезернистые рибекитовые граниты Жамансеира местами содержат ксеноли-

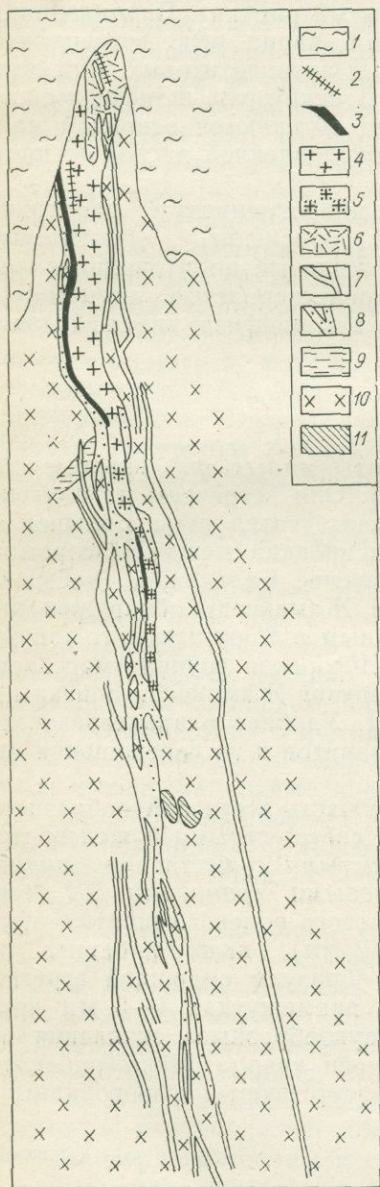


Рис. 6. Схематическая геологическая карта массива Жамансеир (плутон Акжайляу). Составили С. М. Бескин, В. Н. Ларин, А. Н. Леонтьев (1968 г.).  
1 — наносы; 2 — поздние фельзитовые гранит-порфиры; 3 — жильные щелочные граниты; 4 — среднезернистые щелочные граниты В-2; 5 — средне-мелкозернистые щелочные граниты В-3 (с эльпидитом); 6 — щелочные микрограниты; 7 — щелочные гранит-порфиры; 8 — то же, альбитизированные («альбититы»); 9 — мелкозернистые биотитовые лейкократовые граниты; 10 — гранодиориты и граносиендиориты; 11 — останцы метаморфических сланцев.

ты гранит-порфиров и микрогранитов из даек проходящего здесь пояса. На севере откартирован довольно крупный останец порфиroidных микрогранитов, в котором в свою очередь наблюдаются повернутые ксенолиты щелочных гранит-порфиров (см. рис. 6).

Среднезернистые щелочные граниты в западном и в меньшей степени в восточном эндоконтактах интрузива рассеяны субмеридиональными жилами белых *мелкозернистых существенно микроклиновых лейкократовых рибекитовых гранитов*, местами с обособлениями рибекито-микроклиновых пегматитов. Зерна полевого шпата и кварца в основной массе породы не превышают 1 мм, но благодаря присутствию довольно значительного количества «гороховидных» кварцевых выделений по 3—4 мм и из-за того, что агрегаты рибекита достигают 5—7 мм, порода кажется более крупнозернистой, чем это есть на самом деле. Под микроскопом устанавливается, что альбит, количество которого не более 10—15%, образует лейстовые агрегаты в интерстициях между относительно крупными зернами микроклин-пертита, кварца и рибекита. По некоторым зернам последнего псевдоморфно развивается эгирин. Там, где жильные щелочные граниты входят в контакт с гранит-порфирами, последние заметно осветлены, приобретают вид «сахаровидных» тонкозернистых пород и в них появляются крупные (до 8—15 мм) неправильные агрегаты рибекита. Закалочных явлений не наблюдалось.

Ийсор\*. Ийсорская группа щелочногранитовых интрузивов, занимающая в плане 4,5×2 км, представляет собой штокверк из сопряженных пластообразных пологих и жилообразных крутых и наклонных даек, пересекающий биотитовые граниты и песчано-сланцевые породы. Мощность щелочногранитовых даек от долей метра до десятков метров. Наиболее мощные тела протягиваются вдоль контактов биотитовых гранитов с вмещающими породами. На северо-западе выявлен сателлит щелочных гранитов изометричных очертаний.

Главными по значению щелочными гранитами Ийсорской группы являются *среднезернистые равнозернистые лейкократовые существенно микроклиновые биотито-рибекитовые граниты*, облик которых подобен облику гранитов главной фации Жамансеира. Отличием является присутствие биотита — лепидомелано-аннита, меньшее количество темноцветных минералов, а также несколько большая роль альбитовых агрегатов в интерстициях между зернами микроклин-пертита и кварца. В некоторых случаях в эндоконтактах этих гранитов возникают участки, обогащенные полосчатыми обособлениями микроклиновых пегматитов, перемежающимися с сегрегациями мелкозернистого альбита. В других слу-

---

\* Геологические схемы опубликованы в работах Д. А. Минеева [191, с. 15] и А. Н. Леонтьева [155, с. 37].

чаях появляется много «гороховидных» зерен кварца по 3—4 мм, одновременно возрастает количество альбита и рибекита.

Среднезернистые щелочные граниты Ийсора рассечены жилами белых *мелкозернистых щелочных гранитов с агрегативным рибекитом*, подобных аналогичным гранитам Жамансеира. Отличием является еще большее количество «гороховидных» зерен кварца по 2—3 мм и значительное увеличение роли альбита в составе многих жил. Местами почти не наблюдаются темноцветные минералы. Мелкозернистыми гранитами охарактеризованной разновидности сложено, в частности, упоминавшееся сателлитное тело к северо-западу от Ийсорских гор.

Особняком стоят протяженные жилы в песчано-сланцевых породах, состоящие из *мелкозернистых гранитов с тонкоигольчатым рибекитом*, содержащие обильные эгирино-рибекито-микроклиновые пегматоидные обособления. Соотношение этих жил с гранитами двух предыдущих разновидностей неясно.

В щелочных гранитах Ийсорской группы встречены ксенолиты рибекитовых гранит-порфиров и афировых мелкоигольчатых меланократовых рибекитовых микрогранитов. Самостоятельные дайки этих пород в песчано-сланцевых толщах экзоконтакта здесь встречаются редко. Попадающие внутрь щелочногранитового штокверка и прилегающие к нему мелко-среднезернистые порфировидные биотитовые граниты, наиболее близко отвечающие эталону А-4 главного плутона, весьма отчетливо рассекаются жилами средне- и мелкозернистых щелочных гранитов. В то же время биотитовые граниты испытывают воздействие щелочных гранитов, в результате чего в них резко повышается количество калишпата, появляются альбит и местами лепидомелан и рибекит. Поэтому, как говорилось, граниты «ийсорского типа» имеют состав аляски-тоидного гранита.

Участок между Ийсором и Эспе. Среди граносиенодиоритов здесь встречена дайка  $700 \times 1 \div 3$  м, простирающаяся на северо-восток, сложенная *мелкозернистыми гранитами с тонкоигольчатым рибекитом* с большим количеством пегматоидных рибекито-кварцево-микроклиновых обособлений. Жила щелочного гранита протягивается параллельно маломощным дайкам аплитов, местами косо срезает их апофизы и сопровождается зонами альбитизации, рибекитизации, местами эгириноизации — в аплитах и во вмещающих граносиенодиоритах (рис. 7). Последние при этом местами превращены в сплошную крупно-среднезернистую рибекито-альбитовую массу, имеющую «облик гранодиорита»: налицо полное псевдоморфное замещение.

Участок Балтакара. Находится в 5 км на север-северо-восток от края плутона Акжайляу (см. рис. 4 и 5), приурочен к полю выходов габбро, габбро-диоритов, микрогаббро среди песчано-сланцевых пород. Простирается дайкоподобных габброидных тел северо-восточное, мощность от 2—3 до нескольких десятков метров, протяженность от 10 до нескольких сотен метров. Песчани-

ки, сланцы и габброидные тела на восточном фланге Балтакаринского массива рассечены поясом крутостоящих даек синих микрогранитов и светлых щелочных гранитов, вытянутым на северо-восток. Простираение отдельных даек северо-восточное и северо-западное, мощность 1—5 м, видимая протяженность 30—100 м. Обычны тупые выклинивания. Большинство кислых даек сложено мелкозернистыми равнозернистыми альбито-микроклиновыми рибекитовыми гранитами, которые по облику аналогичны мелко-

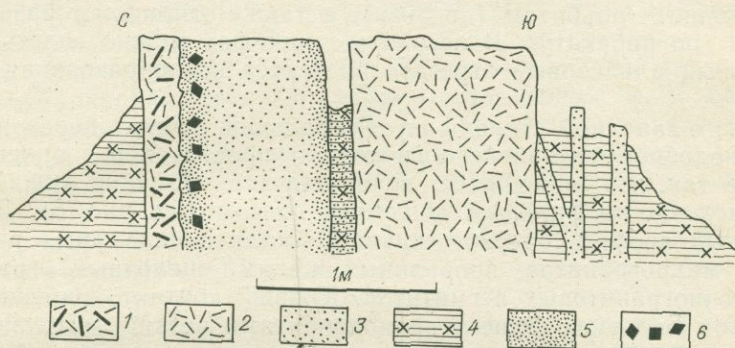


Рис. 7. Взаимоотношение жил щелочного гранита и щелочного гранит-пегматита с ранними гранодиоритами и жильными гранитами. Акжайлуу, участок между Эспе и Ийсором, обн. 1056.

1 — рибекито-альбито-микроклиновый пегматит; 2 — мелкозернистый рибекито-альбитовый гранит; 3 — мелкозернистый лейкократовый биотитовый гранит; 4 — средне-крупнозернистый гранодиорит; 5 — альбитизация; 6 — крупные кристаллы рибекита.

среднезернистым щелочным гранитам Жамансеира, но более мелкозернистые — зерна породообразующих минералов не более 1 мм (В-4, см. рис. 3). Иглы рибекита часто замещены магнетито-слюдистым агрегатом. В основной массе породы рассыпаны «гороховидные» зерна кварца по 3—4 мм. В эндоконтактах щелочногранитовых даек нередко уплотненные каймы закалывания. Некоторые дайки, особенно на выклинивании, обогащены альбитом, флюоритом, смоляным гранатоподобным минералом. Вмещающие сланцы при этом в узком ореоле альбитизированы, флюоритизированы, в них появляется эгирин (замещаемый затем слюдистым агрегатом), а габброиды осветлены и флюоритизированы.

На участке Балтакара в отличие от Жамансеира и Ийсора почти не встречаются свалы щелочных гранитов и микрогранитов. Возможно, здесь мы имеем дело с апофизами мало вскрытого массива щелочных гранитов. Присутствие значительного количества ксенолитов вмещающих пород в рибекитовых гранитах подтверждает это предположение.

Купол Большой Эспе\*. Он имеет размеры 2,5×1,2 км и сложен среднезернистыми равнозернистыми рибекитовыми гра-

\* Геологические карты приводятся в работах Д. А. Минеева [191, с. 18], А. Н. Леонтьева [155, с. 34] и др.

нитами, аналогичными по облику главной разновидности, охарактеризованной при описании массивов Жамансеир и Ийсор. Некоторым отличием является увеличение местами количества альбитовой массы в интерстициях между зернами калишпата-пертита, кварца и рибекита и появление псевдоморфно альбитизированных зерен калишпата. В западной и юго-западной частях массива наблюдаются пологие дайки белых *мелкозернистых щелочных гранитов*, подобных жамансеирским и ийсорским, но еще более обогащенных альбитом (до 30%), а также эгирином, развивающимся по рибекиту. В некоторых шлифах можно видеть, что лейстовый альбитовый агрегат рассекает новообразования эгирина.

С юго-западной стороны купол Большой Эспе переходит в дайкоподобное тело северо-восточного простирания, ориентированное так, что оно как бы «сливается» с Западно-Акжайляуским щелочно-порфировым дайковым поясом (см. рис. 5). Дайкоподобный апофиз содержит крупный останец сине-серых рибекитовых микрогранитов, прорванных жилами щелочных гранитов и щелочногранитовых пегматитов. Южный контакт рибекитовых гранитов Большой Эспе с гранодиоритами четкий, интрузивный. Он сопровождается экзоконтактовым ореолом интенсивной псевдоморфной альбитизации по кварцево-полевошпатовой массе гранодиорита, рибекитизации и эгиринизации по биотиту и роговой обманке. По данным А. Н. Леонтьева, апогранодиоритовые метасоматиты рассечены протягивающимися из массива жильными аплитами, местами содержащими рибекит. Среди купола Большой Эспе встречены изолированные останцы-ксенолиты мелко-среднезернистых порфировидных гранитов, по облику сходных с порфировидными гранитами А-4 (последние обнажены в 1 км южнее), но по составу аналогичных порфировидным аляскитоидным гранитам «ийсорского типа». Метасоматическая переработка пород в данном случае сомнений не вызывает.

Купол Малый Эспе\*. Он имеет размеры 1,2×0,8 км и сложен в основном *среднезернистыми рибекитовыми гранитами*, чаще аналогичными по облику мелко-среднезернистым гранитам на массиве Жамансеир. Но здесь в гораздо большей степени характерен существенно альбитовый состав гранитов; мелкотаблитчато-лейстовый агрегат альбита занимает не менее 40% объема породы, а некоторые разновидности среднезернистых гранитов Малого Эспе под микроскопом выглядят как сплошная альбитовая «бостонитовая» масса с рассеянными в ней равновеликими дезинтегрированными кварцевыми зернами. Последние, как и крупные призмы рибекита, корродируются лейстовым альбитовым агрегатом. Одновременно можно видеть очень мелкие разобщенные иголки позднего, некорродированного рибекита. На севере

---

\* Геологические карты приводятся в работах Д. А. Минеева [191, с. 18], А. Н. Леонтьева [155, с. 34] и др.

и северо-востоке вмещающие песчаники и сланцы интенсивно альбитизированы, в них немало рибекита, эгирина и редкометальных минералов [191].

На глубоких горизонтах, как об этом свидетельствуют данные бурения, среднезернистые рибекитовые граниты\*, имеющие существенно микроклиновый состав, подстилались нормальными порфировидными биотитовыми гранитами. Судя по керну, «переход» к последним наблюдался в интервале 1—2 см (личное сообщение Л. М. Семивраговой). На восточном фланге купола щелочные граниты подстилаются песчано-сланцевыми породами.

На северо-востоке купола Малый Эспе, судя по многочисленным публикациям, согласно карте, составленной В. А. Беловым, Л. М. Семивраговой и сотрудниками [191 и др.], выделяется «зона мелкозернистых рибекито-альбитовых апогранитов». Детально изучавший ее А. Н. Леонтьев [155] установил, что эта зона на самом деле «сборная», так как по взаимным пересечениям здесь выделяются: а) светлые фельзиты — дайки в алевролитах и ксенолиты в гранитах; б) мелкозернистые порфировидные биотитовые граниты «ийсорского типа» — останцы; в) серые и белые рибекито-альбитовые микрограниты — останцы; г) средне-мелкозернистые рибекито-альбитовые граниты\*\*); д) мелкозернистые, местами пегматоидные рибекито-альбитовые и без рибекита граниты — жилы, обычно не выходящие далеко за пределы купола и не наблюдавшиеся в керне скважин; е) аплиты — единичные жилы. Из этих пород резко преобладают микрограниты, «взломанные» и «метасоматизированные» среднезернистыми и мелко-среднезернистыми щелочными гранитами. Последние контактируют с ними резко, содержат их ксенолиты, пересекают их жилами. Пегматиты рибекито-микроклинового состава и альбититы, концентрирующиеся вдоль нижней границы крупных останцов микрогранитов, проникают в них вдоль трещин. Вблизи последних микрограниты сильно замещены альбитом, рибекитом, эгирином, криолитом. Столь же интенсивно и даже более замещены крупными идиобластами рибекита и эгирина ксенолиты фельзитов в микрогранитах.

Щелочным гранитам Малого Эспе, их апофизам, пегматитам и метасоматитам особенно свойствен повышенный геохимический фон ниобия, тантала, редких земель, циркония, бериллия, фтора. Характерными аксессуарными минералами являются пироклор, гагаринит, колумбит, циркон, монацит, ксенотим, бастнезит, гадолинит, касситерит, фенацит и др. В свете полученных новых геологических данных А. Н. Леонтьевым выяснено, что при переходе от фанеритовых щелочных гранитов к метасоматически измененным останцам рибекитовых микрогранитов, фельзитов и к экзоконтактным метасоматитам, образованным по сланцам, характер

\* Возможно, более крупнозернистая разновидность.

\*\* Близки подобным породам на массиве Балтакара.

минералов и элементов-примесей существенно не меняется, но в плоскости выявленных контактов пород скачкообразно сдвигаются соотношения между иттровыми и цериевыми редкими землями. Ранее такой скачок казался не всегда объяснимым.

Внимательное рассмотрение геологических особенностей всех массивов щелочных гранитов плутона Акжайляу показывает, что контактовые отношения рибекитовых гранитов с биотитовыми гранитами разных фаз, в том числе с жильными аплитовидными гранитами (так же как с гранодиоритами, дайковыми и песчано-сланцевыми породами), четкие, секущие, нередко с пегматоидными или обогащенными альбитом эндоконтактовыми зонами. Несмотря на перемежаемость щелочных и биотитовых гранитов (на Ийсоре), между ними нигде не были найдены постепенные переходы. Контактные границы — прямолинейные и извилистые, с «затеками» кварцево-альбитового материала в биотитовый гранит. Экзоконтактовые изменения биотитовых гранитов под воздействием рвущих их рибекитовых гранитов несомненны, но важно подчеркнуть, что в результате таких изменений биотитовые граниты, хотя и меняют состав, нигде не превращаются в породы, которые по облику, да и составу, можно было бы назвать «щелочным гранитом».

Таким образом, возрастное положение щелочных гранитов плутона Акжайляу определяется достаточно четко: они прорывают, по существу, породы всех фаз биотитовых гранитов А, срезают дайки рибекитовых гранит-порфиров, рвущие среднезернистые сиеноалюкситы — фациальную разновидность лейкогранитов — аляскитов Б-1, пород, несомненно еще более молодых, чем биотитовые граниты А.

### Общая схема последовательности формирования и строения плутона Акжайляу

Из представленного фактического материала ясно, что по наблюдениям за секущими контактами и с минимальными допущениями в случаях, когда контакты не наблюдались, намечается достаточно уверенная общая возрастная последовательность формирования плутона Акжайляу (рис. 8): габброиды → гранодиориты (крупно- и среднезернистые гранодиориты и граносиенодиориты → жилы мелкозернистых плагиогранитов и адаметлитов) → граносиениты (среднезернистые граносиениты → жилы мелкозернистых граносиенитов) → дайки фельзитов → граниты А (крупнозернистые биотитовые граниты А-1 → среднезернистые порфировидные биотитовые граниты А-2 → среднезернистые порфировидные биотитовые лейкограниты А-3 → мелко-среднезернистые густо-порфировидные биотитовые граниты А-4 → средне-мелкозернистые граниты «центрального интрузива» А-5 → мелкозернистые граниты «центрального интрузива» → тонко-мелкозернистые и аплитовидные жильные граниты и аплиты) → дайки граносиенит-

порфиров и диабазовых порфиров → граниты В (крупнозернистые лейкограниты и аляскиты В-1 → крупно-среднезернистые аляскиты В-2 → среднезернистые аляскиты В-3 → мелко-среднезернистые аляскиты В-4 → мелкозернистые жильные аляскиты, пегматиты, аплиты) → дайки щелочных порфиров и микрогранитов → граниты В (среднезернистые щелочные граниты → мелкозернистые щелочные жильные граниты, пегматиты, аплиты) → дайки фельзитовых порфиров.

Анализируя выявленную последовательность с учетом ранее сформулированных критериев (см. гл. I), видим, что мы имеем дело с шестью комплексами фанеритовых интрузивов, в том числе с пятью гранитоидными, а среди них с тремя собственно гранитовыми, и не менее, чем с четырьмя дайковыми комплексами. Имеющиеся данные абсолютной геохронологии не противоречат этим выводам (табл. 4).

Таблица 4

Средние значения абсолютного возраста гранитоидов плутона Акжайлуу, млн. лет \*

Породы, ассоциации (номера проб)	Число определений	Пределы колебаний	Среднее	Среднее по комплексам**
Гранодиориты (130, 519, 513-4, 518-1, 521)	6	263—298	284	284 ± 11
Крупнозернистые биотитовые граниты (74, 133, 134, 7906, 511, 513-1)	13	242—275	264	
Среднезернистые порфировидные лейкократовые биотитовые граниты (127, 511-1, 513, 515-7)	10	235—291	257	261 ± 6
Двуслюдяные граниты „центрального интрузива“ (125, 18, 136, 11, 7909, 527, 515-1)	7	222—287	260	
Аляскиты дуговых интрузивов (526, 525, 518, 519-1, 524)	9	196—270	237	240 ± 11
Щелочные граниты (452, 677, 157, 4119)	4	244—252	248***	

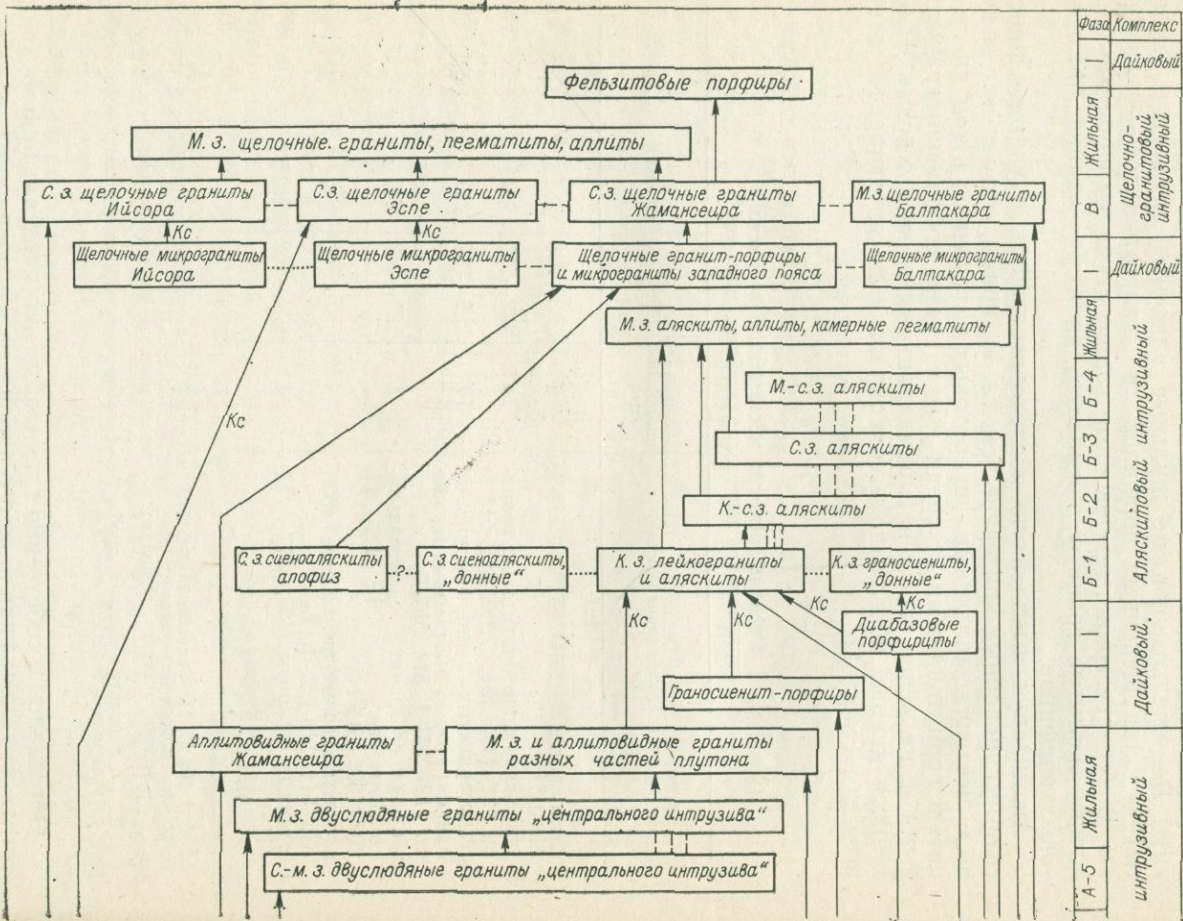
\* По Т. П. Семеновой [274, 275] на новой геологической основе (калий-аргоновый метод по породе в целом).

\*\* Средние значения, существенно различающиеся по результатам математической обработки.

\*\*\* По рибекиту из нашей пробы А-9 в лаборатории ИГЕМ определен калий-аргоновым методом возраст 243 ± 15 млн. лет.

Обращаясь к собственно гранитовым комплексам, нельзя не отметить, что специфика каждого проявлена в особенностях:

облика входящих в них пород, позволивших типизировать стандарты образцов ведущих разновидностей-фаз (А-1, А-2, А-3, А-4, А-5 → В-1, В-2, В-3, В-4 → В, см. рис. 1—3);



Фаза	Комплекс
—	Дайловый
Жильная	Щелочно-гранитовый интрузивный
В	
—	Дайловый
Жильная	Аляскитовый интрузивный
Б-4	
Б-3	
Б-2	
Б-1	
—	Дайловый
—	интрузивный
Жильная	
А-5	

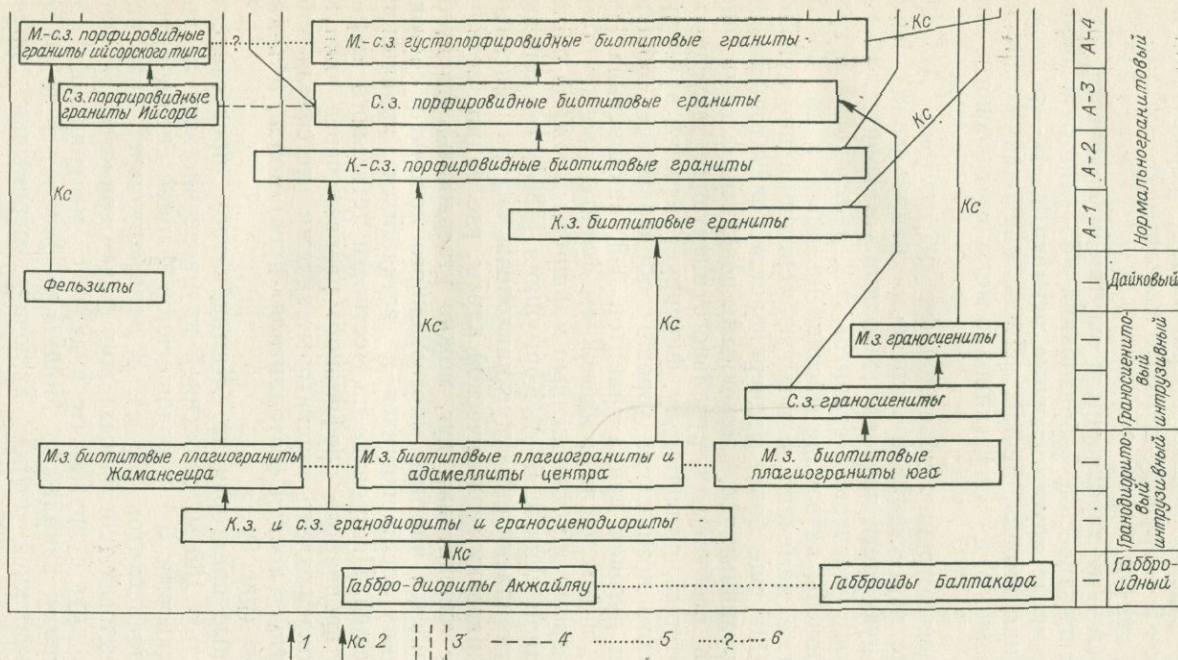


Рис. 8. Схема наблюдавшихся и предполагаемых взаимоотношений между гранитоидами плутона Акчайляу (снизу вверх от более древних к более молодым породам). Составили С. М. Бескин и В. Н. Ларин с использованием материалов А. Н. Леонтьева.

1 — наблюдались интрузивные контакты; 2 — наблюдались ксенолиты; 3 — наблюдалось конформное налегание пологих залежей; 4—6 — корреляции: наиболее уверенные (4), достаточно уверенные (5) и предполагаемые (6).

Здесь и далее на рисунках м. з., с. з., к. з., м.-с. з., к.-с. з., с.-м. з. и т. д. — мелко-, средне-, крупно-, мелко-средне-, крупно-средне-, средне-мелкозернистый и т. д.

состава, включая специфику элементов-примесей и аксессуарных минералов (А — нормальные биотитовые граниты → Б — лейкограниты — аляскиты → В — щелочные граниты, см. табл. 2, 3 и 5); массивов (А — разнообразные, неправильной формы обычно крупные массивы → Б — крупные дуговые массивы → В — малые интрузивы и дайки, см. рис. 5);

минерации (А — не характерны в ощутимом количестве рудные поздне-постмагматические образования → Б — многочисленные камерные, в том числе хрусталеносные пегматиты → В — редкометалльные проявления ниобия, редких земель, циркония и других рассеянно-аксессуарного и сегрегационно-метасоматического типов).

Перейдем к рассмотрению объемной фигуры плутона Акжайляу. Маршрутные пересечения в широтном направлении через среднюю и северную части плутона позволили установить, что тела среднезернистых биотитовых гранитов А-2, залегающие в градиоритах, наклонены на западе массива на запад, а на востоке — на восток, т. е. намечают вытянутую меридионально купольную структуру. Она еще более подчеркивается контактными поверхностями интрузивных тел, сложенными поздними фазами биотитовых гранитов, особенно «центрального интрузива» двуслюдяных гранитов, который, по-видимому, фиксирует верхний этаж постройки гранитового комплекса. Хорошо обрисовывает общую куполовидность и дуговая дайка гранитов А-3, наклоненная по всему периметру, в том числе и на южном фланге, вовне (см. рис. 5). В то же время многочисленные маршруты в южной части плутона подтвердили данные В. А. Кормушина [285], что контактные поверхности аляскитовых дуг наклонены внутрь массива. Учитывая новую рисовку геологической карты, где видно ветвление и соединение аляскитовых дуг, можно утверждать, что дуговые массивы являются частями многоэтажного *лополита*, состоящего из нескольких соединяющихся и ветвящихся конических аляскитовых залежей. Построение на местности детального меридионально ориентированного профильного разреза через южную часть плутона показало, что аляскитовые залежи (не считая той, которой соответствует южная «сателлитная» дуга) можно объединить в три «пачки» (рис. 9).

Нижняя (южные предгорья хр. Жаманбайтас) представлена залежью мощностью 180 м, сложенной крупнозернистыми лейкогранитами — аляскитами Б-1 с подошвенной фацией средне-крупнозернистых сиеноаляскитов (90 м). В надинтрузивной зоне наблюдается сеть пологих (согласных) жил мелкозернистых аляскитов, соединенных друг с другом (и, видимо, с материнской залежью) подводными каналами. Мощность жил от 1 до 10 м. Общая мощность нижней «пачки», включая «перемычки» древних гранитоидов, около 300 м. Над этой «пачкой» расположено мощное (2—3 км) тело среднезернистых порфиридных гранитов А-2, пронизанное аплитовыми жилками и калишпатовыми «про-

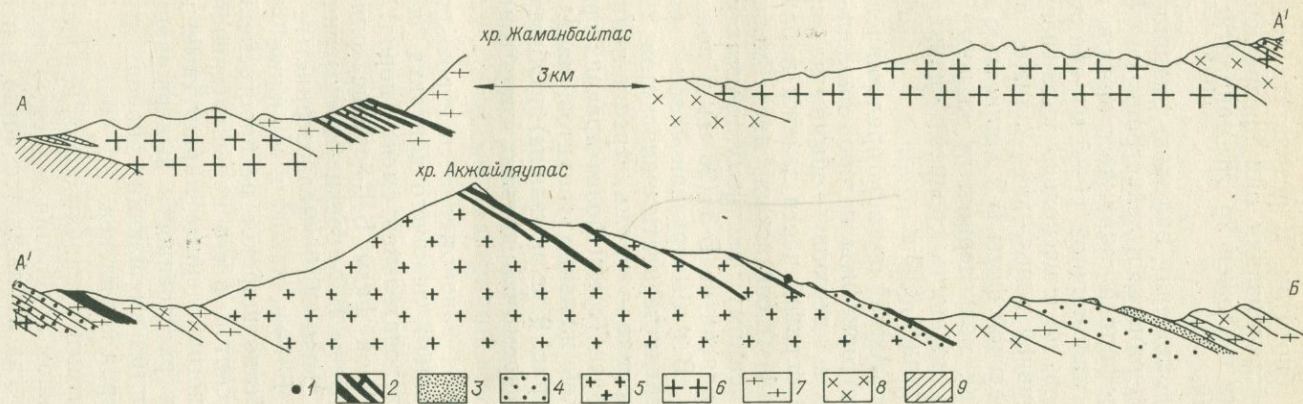


Рис. 9. Геологический разрез AA'B через южную часть массива Акжайляутас. Составили С. М. Бескин и В. Н. Ларин по непрерывному обнажению путем полуинструментального нивелирования при сплошной отрисовке геологической ситуации в масштабе 1:2000.

1—6 — аляскитовый интрузивный комплекс: пегматиты (1), мелкозернистые жильные граниты (2), мелко-среднезернистые аляскиты 3-й дополнительной фазы Б-4 (3), среднезернистые аляскиты 2-й дополнительной фазы Б-3 (4), среднезернистые аляскиты 1-й дополнительной фазы Б-2 (5) и крупнозернистые лейкограниты главной фазы Б-1 (6); 7 — биотитовые граниты нормальногранитового интрузивного комплекса А, нерасчлененные; 8 — гранодиориты, граносиениты, нерасчлененные; 9 — песчано-сланцевые породы нижнего карбона.

сечками». Граниты обогащены калиевым полевым шпатом («синограниты») и обеднены биотитом. В результате прошедшей микроклиннизации и перекристаллизации они превращены в весьма крепкие породы, которыми и сложен хр. Жаманбайтас с его бритвенно-острыми вершинами.

Средняя «пачка» представлена залежью мощностью около 500 м, сложенной крупнозернистыми лейкогранитами Б-1, с мало-мощной подошвенной эндофацией таких же гранитов, но содержащих роговую обманку, и мало-мощной (1—5 м) апикальной эндофацией таких же гранитов, но с несколько уменьшенной зернистостью. В ее надынтрузивной зоне — две залежи среднезернистых аляскитов дополнительной фазы Б-3 мощностью по 2—7 м и согласная пластовая дайка мелкозернистых жильных аляскитов мощностью 20 м. Общая мощность средней «пачки», включая перемычки древних гранитоидов, 650 м.

Верхняя «пачка» (хр. Акжайлыутас) представлена залежью мощностью 650 м, нижние горизонты которой сложены несколько более крупнозернистыми, а верхние — обычными среднезернистыми аляскитами Б-2. В верхней части залежи наблюдается несколько мало-мощных (до 1 м) согласных даек мелкозернистых жильных гранитов, а по самому висячему контакту проходят залежь среднезернистых аляскитов Б-3 (20 м) и пологая дайка жильных гранитов (3 м). В надынтрузивной зоне расположена мощная (65 м) залежь среднезернистых аляскитов 2-й дополнительной фазы, а в ее кровле — залежь средне-мелкозернистых аляскитов Б-4 (20 м). Далее (среди более древних гранитоидов) следуют несколько залежей жильных гранитов, часто с камерными пегматитами (на рис. 9 не показаны). Общая мощность верхней пачки, включая перемычки древних гранитоидов, не менее 900 м.

Таким образом, основная закономерность строения аляскитового интрузива от его нижнего, лежащего контакта к верхнему заключается в такой последовательной смене пород: крупнозернистые лейкограниты главной фазы Б-1 → среднезернистые аляскиты 1-й дополнительной фазы Б-2 → средне-мелкозернистые аляскиты 2-й дополнительной фазы Б-3 → мелкозернистые аляскиты 3-й дополнительной фазы Б-4 → и, наконец, жильные граниты и пегматиты, имеющие особенно широкое распространение внутри кольцевого интрузива аляскитов, в его надынтрузивной зоне среди вмещающих пород. Многочисленные маршрутные пересечения показали, что выявленная расслоенность выдерживается четко, но осложняется около пластин вмещающих пород, где появляются поздние генерации пород комплекса.

Контакты между гранитами различных фаз при таком «правильном» стратифицированном залегании зачастую несколько размытые, но смена пород всегда наблюдается четко и происходит в интервале не более 0,2—0,3 м. Какие-либо эндо-экзоконтактовые

изменения отсутствуют. Породы предшествующих ведущих фаз в породах последующих в виде ксенолитов не наблюдаются. В то же время при упомянутых «осложнениях», когда аляскиты дополнительных фаз появляются в нижних горизонтах лейкогранитов главной фазы, контакты всегда явно секущие.

Жильные граниты и аплиты, по-видимому, являются общими для аляскитов главной и дополнительных фаз, залегая в виде пологих даек и пластообразных тел в верхней четверти гранит-аляскитового интрузива. В нижней части интрузива жильных гранитов мало, маломощные (до 0,5 м) жилы встречаются лишь возле крупных ксенолитов вмещающих пород (гранодиоритов, биотитовых гранитов), нередко залегая поверх ксенолитов или пронизывая последние. В верхней четверти гранит-аляскитового лополита, где жильные граниты широко распространены, микроскопическими исследованиями в породах интрузива установлена мелкозернистая структурно-петрографическая группа — «интерстиционный материал», количество которого вверх по разрезу нарастает. При этом вблизи от крупных пластообразных тел жильных гранитов (поверх них) содержание интерстиционного материала резко падает. В этом факте авторы видят указание на то, что многие тела жильных гранитов продуцируются на месте в верхней части интрузива и, по всей вероятности, тем его объемом, в котором они распространены. Часть жильного материала затем отжимается вверх, в надынтрузивную зону.

До сих пор речь шла об основной закономерности вертикального строения аляскитового интрузива. Но и наблюдавшиеся осложнения (кажущиеся нарушения) не противоречат основной закономерности. Как явствует из приведенного выше описания (см. рис. 9), каждая из гранит-аляскитовых «пачек», ограниченная снизу и сверху крупными пластинами вмещающих пород (древними гранитоидами), развивалась в некотором смысле автономно, сохраняя в себе ту же тенденцию основной закономерности. Судя по изученному профилю, каждая из «пачек» включает в себя основную залежь крупно- или среднезернистых аляскитов, в верхних горизонтах которой и в ее надынтрузивной зоне расположены дайки и залежи средне- и мелкозернистых аляскитов дополнительной (или) жильной фаз. Будучи частями единого массива, эти «пачки» обнаруживают четкую зависимость от положения в разрезе массива: нижняя «пачка» венчается только сетысь маломощных даек жильных гранитов; средняя — пластовыми телами гранитов дополнительной фазы и жильных гранитов; верхняя «пачка» сама состоит из мощной залежи аляскитов 1-й дополнительной фазы и венчается мощными пластообразными залежами аляскитов дополнительных (следующих генераций) и жильной фаз. Сказанное свидетельствует о том, что позднемагматическое образование висячего бока верхней «пачки» являются таковыми не только для этой «пачки», но и для аляскитового массива в целом.

В этой же схеме получают свое закономерное место и пегматиты. Они появляются только в висячем боку залежей и (или) в ближайшем их экзоконтакте. Количество пегматитов растет от нижней пачки (единицы) к верхней (сотни). В том же направлении увеличиваются их размеры, степень дифференцированности и хрусталеносности. Естественно, что поздние фазы аляскитов нижних пачек, по-видимому, могут внедряться в ранние фазы верхних, отсюда и наблюдавшиеся инъекции, «нарушающие» общее правило.

О форме и характере залегания щелочногранитовых интрузивов частично говорилось выше. Жамансеир — крутостоящее дайкоподобное тело, ориентированное меридионально, согласно простираению протягивающегося здесь пояса щелочно-порфировых даек; эрозионный срез относительно велик. Ийсор — штокверк из дайкообразных тел и жил щелочных гранитов с различными элементами залегания и с различной степенью эрозии, от почти не вскрытых до полностью эродированных. Балтакара и участок между Ийсором и Эспе — крутые дайки, ориентированные на северо-восток (на Балтакаре, возможно, апофизы скрытого массива). Объемная фигура интрузивов Большой и Малый Эспе выявилась по данным бурения. Оказалось, что это единое пластовое тело, полого падающее на восток, север, юг и круто — на запад. Учитывая то, что на юго-западе устанавливается переход купола в крутостоящее дайкообразное тело щелочных гранитов, можно уверенно предполагать, что это и есть подводящий канал, приуроченный, кстати, к стыку массивов гранодиоритов и биотитовых гранитов. К аналогичному выводу пришли А. А. Калаченко и сотрудники [116] на основании анализа геохимических трендов. Все это позволяет представить Эспинский массив как двухкупольный пластообразный *гарполит*, отдаленный от канала восточный фланг которого (Малый Эспе) почти не эродирован, а лишь отпрепарирован (рис. 10).

Общая объемно-временная фигура плутона Акжайляу выглядит следующим образом. Языкообразный массив гранодиоритов, простиравшийся примерно по всей территории нынешнего плутона, имел куполообразное строение на севере и мульдообразное на юге. Там он вскоре был прорван поясом конических даек и мелких массивов граносиенитов. Позднее по всему плутону внедрилось несколько интрузий нормальных биотитовых гранитов, образовавших в центральной и северной частях куполовидные пластообразные массивы в гранодиоритах и друг в друге; наиболее верхний из них — «центральный интрузив» двуслюдяных гранитов, в том числе входящие в него пластовые тела жильных гранитов и аплитов. В южной части унаследованно образовался лополитоподобный массив нормальных биотитовых гранитов, залежи которых перемежались с «пластами» более древних гранодиоритов и граносиенитов. Затем в линейные трещины консолидированного массива гранитондов проникли расплавы, закристаллизовавшиеся

в дайки граносиенит-порфиров и диабазовых порфиритов. Далее следует образование аляскитов, тела которых на юге приспособились к готовой мульдообразной структуре и сформировали расчлененный и стратифицированный лополит. В центральной и северной частях plutона приспособления аляскитов к купольной структуре не произошло (иначе мы наблюдали хотя бы одиночные «пласты» аляскитов). В то же время геофизические данные не оставляют сомнения в том, что под гранодиоритами и биотитовыми гранитами центра и севера залегают аляскиты [21]. По-видимому, опускание центрального и северного глубинных блоков, в результате чего высвободилось пространство, позволившее аляскитовой магме занять его, произошло на поверхности перегиба, где купо-

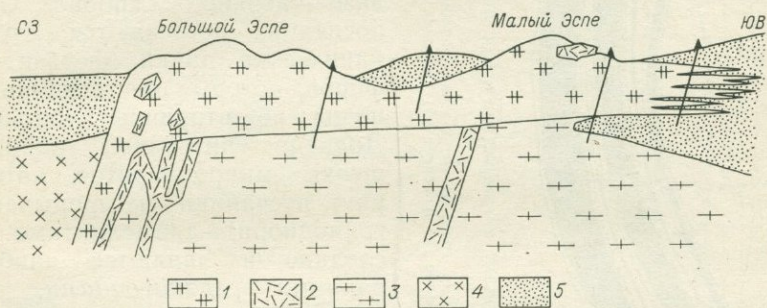


Рис. 10. Принципиальный схематический разрез массива Эспе (плутон Акжай-ляу). Составил С. М. Бескин с использованием данных Л. М. Семивраговой и А. Н. Леонтьева.

1 — фанеритовые щелочные граниты В; 2 — щелочные гранит-порфиры и микрограниты; 3 — биотитовые граниты А; 4 — гранодиориты; 5 — ороговикованные сланцы.

ловидные структуры севера менялись на мульдообразные юга (рис. 11).

Далее по линейным трещинным зонам (частично по возобновленным на западе plutона) внедрились щелочногранитовые магмы. Аляскитовый интрузив был к тому времени еще достаточно прочным и не поддавался раскалыванию: дайки щелочных гранит-порфиров обтекают его, рассекая только случайные маломощные апофизы аляскитов (вероятно, что и на севере щелочно-порфировый дайковый пояс фиксирует периферию скрытого аляскитового массива). Наконец, в некоторые участки щелочно-порфирового пояса внедрились новые порции щелочногранитовых магм, из которых кристаллизовались фанеритовые рибекитовые граниты. Условия, где смогли бы сконцентрироваться более или менее значительные количества редкометалльных минералов, проявились только там, где щелочногранитовые интрузии попали в пологие камеры, например на Эспе: там магма текла с северо-запада на юго-восток, неся на передовом фронте летучие, редкие элементы и натрий. К аналогичным выводам пришел и А. А. Калаченко [116].

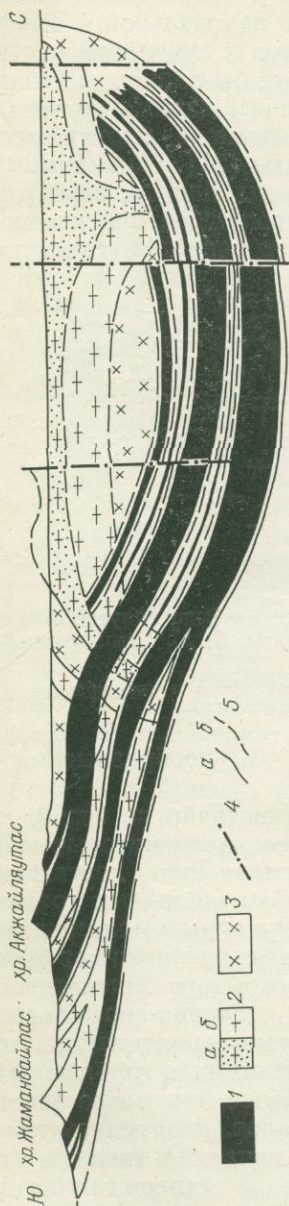


Рис. 11. Предполагаемый схематический разрез плутона Акчайляу по меридиану. Составили С. М. Бескин и Э. Н. Липневский с учетом гравиметрических материалов.  
 1 — аляскиты и лейкограниты; 2 — средне- и мелкозернистые дуэлюдые граниты (а) и среднезернистые порфиroidные биотитовые граниты (б); 3 — гранодиориты; 4 — разломы; 5 — геологические границы более (а) и менее (б) уверенные.

## II.2. ПЛУТОН АКЧАТАУ В СЕВЕРНОМ ПРИБАЛХАШЬЕ, КАЗАХСТАН

Акчатауский гранитный массив выделяется скалистым рельефом островерхой горы Кызылтас на фоне овальных сопок, сложенных более древними, чем гранитоиды, породами: песчаниками и сланцами верхнего силура и песчаниками, конгломератами, эффузивами и пирокластами среднего-кислого состава визе — верхнего карбона. Среди последних встречаются субвулканические дайки фельзит-порфиров, которые местами превращены во вторичные кварциты. Древние интрузивы района — штоки микродиоритов, которые рвут песчаники и прорываются гранодиорито-адамеллитами. Последние и являются наиболее ранними *гранитоидами*. Им сложено несколько массивов, достигающих 1—8 км в поперечнике (рис. 12), в частности крутостоящее тело  $3,6 \times 0,6$  км, разместившееся в 2 км восточнее горы Кызылтас вдоль меридионального разлома между песчаниками и эффузивами карбона. В центре этого тела развиты крупнозернистые порфиroidные гранодиорито-адамеллиты, по периферии преобладают среднезернистые аналогичные породы. С восточной стороны протягивается меридиональная дайка гранодиорит-порфиров длиной до 1,5 км и мощностью до 200 м. В гранодиорито-адамеллитах есть дайки аплитовидных адамеллитов и плагиопорфиров. Древность комплекса гранодиорито-адамеллитов по сравнению с гранитами Акчатауского массива не вызывает сомнения почти ни у одного геолога [31, 335].

Акчатауский гранитный массив и ассоциирующее с ним месторождение изучаются давно; ветераном-энтузиастом их исследования долго являлся безвременно погибший Ю. П. Иванов. Интерес к данному узлу не ослабевает [32, 74, 76, 122, 167, 193, 333, 336 и др.]. Опубликовано несколько вариантов геологических карт и разрезов массива [31, 57, 104, 106, 122].

Акчатауский массив в плане имеет изометричную форму; его размеры  $4 \times 3,6$  км, площадь 15 км<sup>2</sup>. Все контактовые поверхности

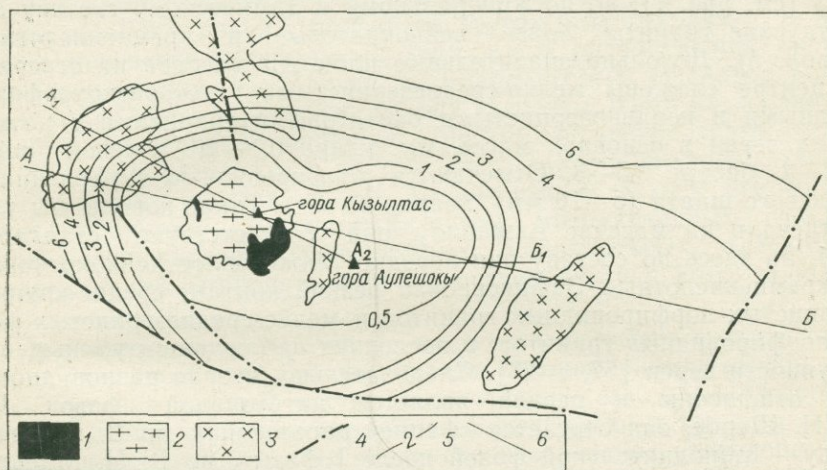


Рис. 12. Обзорная схема Акчатауского плутона. По В. Е. Бочарову и соавторам [32]; редакция С. М. Бескина.

1 — аляскиты акчатауского комплекса (P); 2 — биотитовые граниты калдырминского комплекса (C<sub>3</sub>); 3 — гранодиориты и адамеллиты топарского комплекса (C<sub>2</sub>); 4 — главные разломы; 5 — изолинии глубины залегания апикальной поверхности скрытого массива гранитов по гравиметрическим данным, км; 6 — линии разрезов (см. рис. 17 и 18).

падают наружу под углами 40—50° (на север, на запад) и 5—15° (на юг, на восток). Граниты массива принято подразделять на: «граниты-I», среди которых выделяются крупнозернистые порфировидные «собственно граниты-I» и их разновидность — мелко-среднезернистые резкопорфировидные «граниты-I'»; «граниты-II» — среднезернистые аляскиты; «граниты-III» — мелкозернистые и аплитовидные граниты [32, 335]. В последнее время почти все выходы «гранитов-III» Р. Н. Малькова стала рассматривать как разновидность «гранитов-II» [57], что не меняет сути дела. В результате наших наблюдений среди «гранитов-II» удалось выделить три разновидности, а «граниты-III» пришлось признать гетерогенными образованиями, которые не должны объединяться в единую группу ни при каких генерализациях, если только не показывать вообще весь массив одним условным знаком [219]. Таким образом, мы подтверждаем многие геологические границы, установленные предшественниками, но интерпретируем их по-новому.

Строение Акчатауского массива с поверхности представляется следующим (рис. 13). Значительная его часть сложена крупно-среднезернистыми лейкократовыми биотитовыми гранитами с размером зерен в основной массе, мм: кварц 0,5—3, полевой шпат 1—5, биотит 0,5—1. Отмечаются порфировидные выделения калиевого полевого шпата (8—20 мм), изредка кварца (5—10 мм) и биотита (до 3 мм). Судя по облику, данная порода сходна с биотитовыми гранитами Акжайляу и отвечает стандартам А-2 и А-3 (см. рис. 1), но по минеральному и химическому составу акчатауские граниты более лейкократовые и кремнекислотные (табл. 5). Довольно значительные площади массива на севере и в центре сложены мелко-среднезернистыми густорезкопорфировидными и неравнозернистыми биотитовыми гранитами с размерами зерен в основной массе, мм: кварц 0,1—2, полевой шпат 0,3—4, биотит 0,5—3. Отмечаются порфировидные вкрапления полевого шпата (5—10 мм), кварца (3 мм). Такие породы мы уже встречали на массиве Акжайляу, они соответствуют стандарту А-4, но здесь по составу они нередко также более лейкократовые и кремнекислотные. Зафиксирован резкий контакт средне-крупнозернистых порфировидных гранитов и мелко-среднезернистых резкопорфировидных гранитов: в последних наблюдается уменьшение крупности зерен [57, с. 28]. Следовательно, вторая разновидность по отношению к первой является интрузивной фазой. По Г. Н. Щербе, она считается «фазией расслоения», по В. Е. Бочарову — «дополнительной фазой после I фазы», по Р. Н. Мальковой — «субфазой внутрифазных интрузий» (!). Среди полей развития двух охарактеризованных разновидностей гранитов, которые занимают около 70% площади массива, расположены выходы мелкозернистых гранитов («запада» и «севера» по работе [193]). Это жильные граниты пластовых тел, рвущие обе вышеописанные фазы порфировидных гранитов. Некоторые разновидности мелкозернистых гранитов порфировидные (калишпат 3—5 мм, кварц 3—5 на фоне основной массы с зернами менее 1 мм), другие равнозернистые.

На юго-востоке массива и в ничтожной степени на северо-западе расположены выходы *аляскитов*, занимающие около 20% площади массива. Ранее они объединялись в «граниты-II». На поверхности массива нами установлены две их разновидности. Локальные площади, в основном в тальвегах оврагов, занимают среднезернистые равнозернистые аляскиты с зернами кварца (1—2 мм), полевого шпата (1—3 мм), почти без биотита. Характерна цепочечность в расположении зерен кварца. Порода точно отвечает стандарту Б-3 плутона Акжайляу (см. рис. 2). Значительная часть площади аляскитовых выходов сложена средне-мелкозернистыми равнозернистыми аляскитами (кварц 0,5—2, полевые шпаты 1—3 мм), отвечающими стандарту Б-4. Расположенные среди аляскитов выходы мелко- и тонкозернистых гранитов («гранитов юга» по работе [193]), которые ранее объединялись с мелкозер-

нистыми гранитами «севера» и «запада» в единую фазу «гранитов-III», являются телами жильных аляскитов трех разновидностей, которые отличаются от жильных гранитов «севера» и «запада» тем, что обладают ярко выраженными аплитовыми и гранулитовыми микроструктурами.

Преобладающие среди жильных аляскитов мелкозернистые миаролитовые аляскиты на прежних картах не отделялись от средне-мелкозернистых аляскитов Б-4, так как формально по составу и размеру зерен эти породы сходны. Но у аляскитов Б-4 облик такой же, как и у аляскитов других ведущих фаз, т. е. выражен цепочечно-агрегативный характер в расположении округлых зерен кварца. У жильных же миаролитовых аляскитов зерна кварца, как правило, разобщены, они угловаты, часто ихтиоглиптоподобны. Больших по площади агрегатов полевошпатовых зерен нет, а если и намечаются, то там всегда можно заметить ихтиоглиптоподобные вроски кварца. Уяснив эти, а также некоторые другие (например, «раковистый» излом матрацевидных отдельных) особенности мелкозернистых миаролитовых аляскитов, удалось их откартировать и найти резкий контакт этих пород с аляскитами Б-4.

При построении разрезов на местности в условиях почти полной обнаженности можно установить закономерность вертикального строения верхней части Акчатауского массива. Подтвердилось, что средне-крупнозернистые порфиroidные граниты с пологими пластовыми телами мелко-среднезернистых резкопорфиroidных гранитов и мелкозернистых жильных гранитов залегают на аляскитах (рис. 14). Последние в свою очередь образуют расчлененную постройку из пологих «пластов» (сверху вниз): тонкозернистые аплитовидные аляскиты (мощность 1 м); мелкозернистые аляскиты (1—1,5); мелкозернистые миаролитовые аляскиты (1—20); мелко-среднезернистые аляскиты Б-4 (4—30); среднезернистые аляскиты Б-3 (более 170 м). Границы разделов между перечисленными разновидностями резкие. Кери некоторых скважин, отобранный с глубины 180—200 м, представлен среднезернистыми аляскитами, отвечающими стандарту Б-2, т. е. намечается еще одна разновидность, входящая в бывшую совокупность «гранитов-II». Таким образом, на Акчатау мы видим повторение картины, зафиксированной на Акжайляу: «наслоение» все более мелкозернистых аляскитов поверх более крупнозернистых с венчанием этой постройки «пластами» жильными аляскитов. На северо-западе из типового разреза аляскитов, по-видимому, выпадают верхние «пласты».

Вещественная характеристика аляскитов приводится в табл. 5 и 6. Визуально аляскиты однородны, но локальные фациальные особенности есть. Пологая апикальная поверхность жильных тел иногда осложнена появлением кварцево-микроклиновых пегматоидных штокшейдеров мощностью не более 1 м. Иногда мелкозернистые жильные аляскиты в контакте с вмещающими порфиroid-

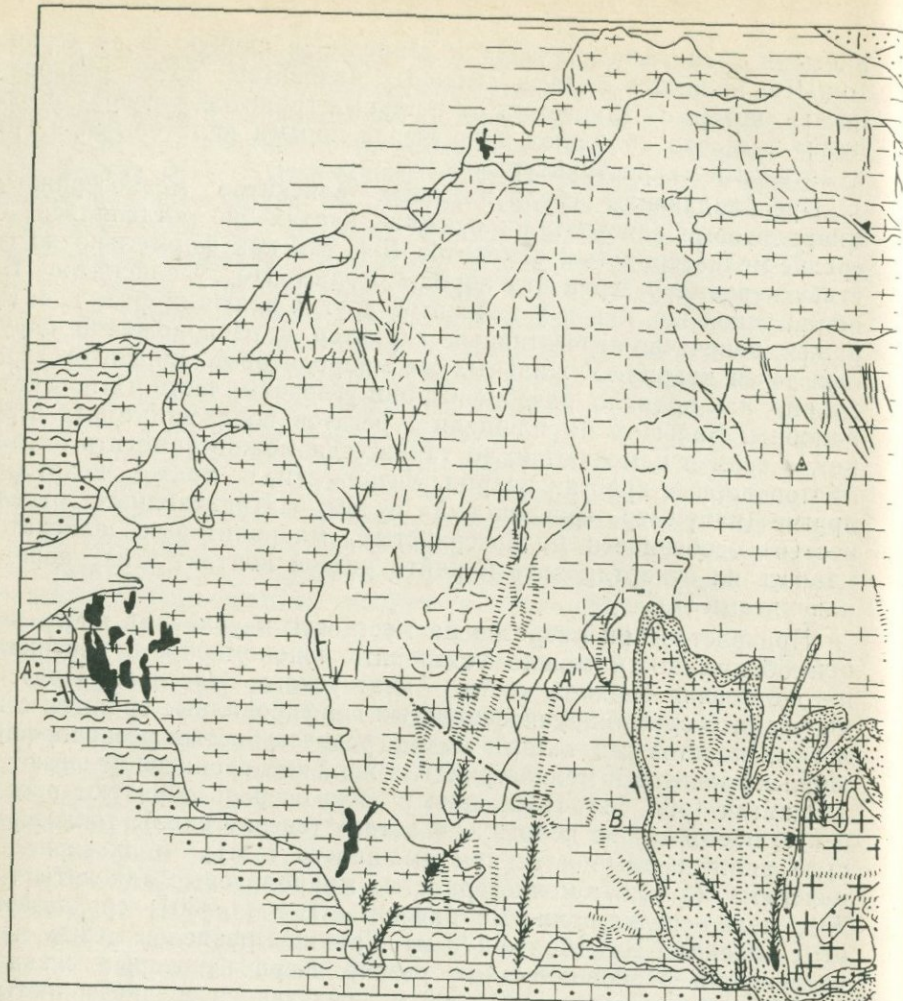
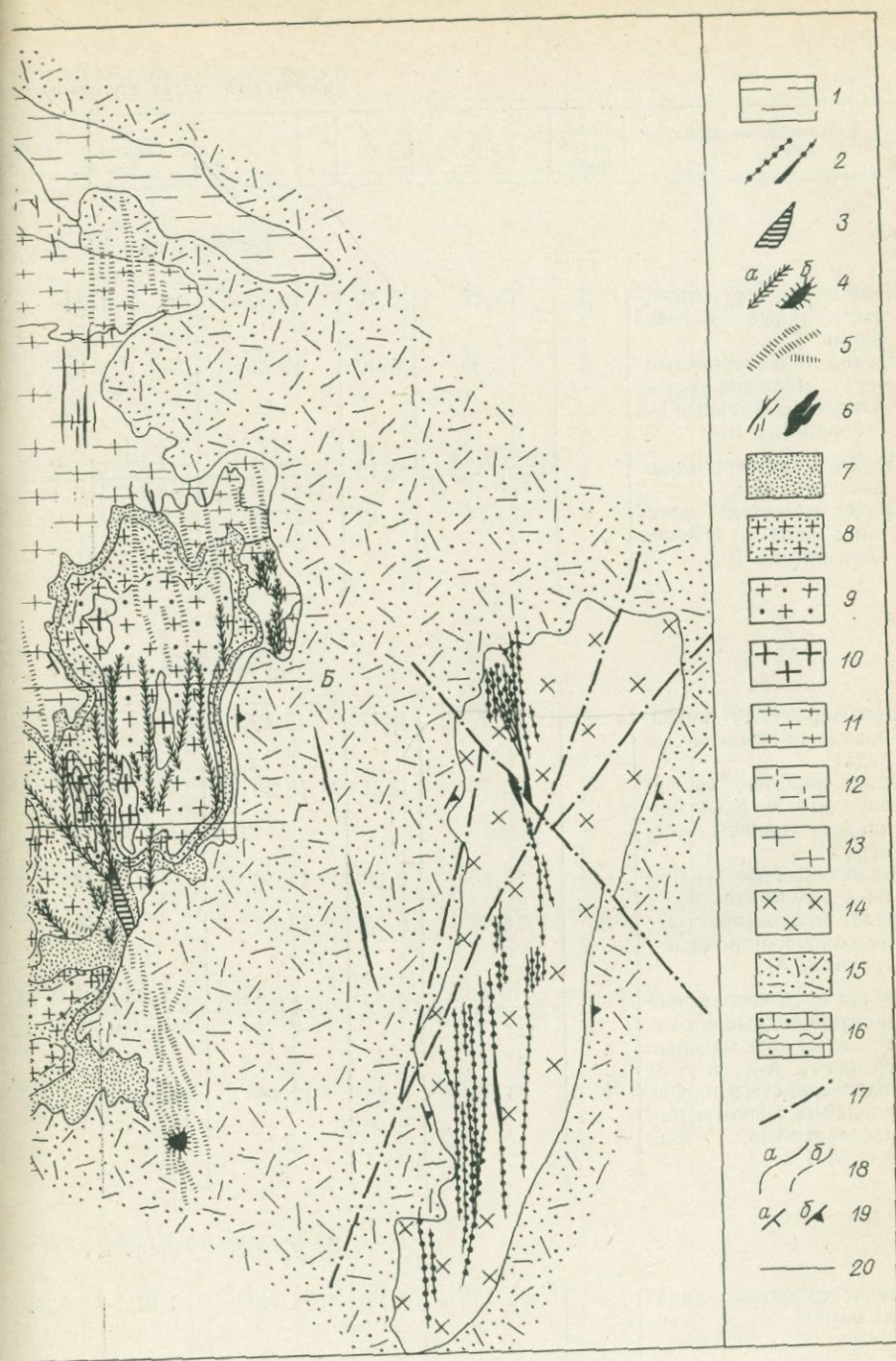


Рис. 13. Схематическая геологическая карта Акчатауского гранитного массива. Составили С. М. Бескин, В. Н. Ларин, Ю. Б. Марин и Г. Л. Рубо с использованием материалов О. С. Маринкина, В. Е. Бочарова, В. И. Серых, Ю. П. Иванова, В. Г. Боголепова, Г. Н. Щербы и других.

1 — рыхлые четвертичные накопления; 2—10 — акчатауский комплекс (Р): 2 — вольфрамито-кварцевые жилы с грейзеновыми оторочками, 3 — жильные грейзены (3 — плотные кварцевые, W, 4 — кварцево-топазовые, а, и топазо-кварцевые, б, 5 — кварцево-мусковитовые, W и др., 6 — кварцевые с «березитовыми» оторочками, Мо); тонкозернистые аляскиты, жильные (7), мелкозернистые мноролитовые аляскиты, жильные (8), средне-мелкозернистые аляскиты Б-4 (9) и среднезернистые аляскиты Б-3 (10); 11—13 — калдырминский комплекс (С<sub>2</sub>): мелкозернистые, частопорфировидные граниты, жильные, нерасчлененные (11), средне-мелкозернистые резкопорфировидные биотитовые граниты А-4 (12) и среднезернистые порфировидные граниты А-2 и А-3 (13); 14 — топарский комплекс (С<sub>3</sub>) — гранодiorиты и адалмелиты; 15 — песчаники, туфы кварцевых порфиров, андезитовые порфиры и их туфы (каркаралинская свита); 16 — песчаники, алевролиты и сланцы (лудлов); 17 — тектонические нарушения; 18 — контакты пролеженные (а) и приближенные (б); 19 — залегание контактовых поверхностей пологое, до 30° (а), и крутое (б); 20 — линии разрезов (см. рис. 14).



- |  |    |
|--|----|
|  | 1  |
|  | 2  |
|  | 3  |
|  | 4  |
|  | 5  |
|  | 6  |
|  | 7  |
|  | 8  |
|  | 9  |
|  | 10 |
|  | 11 |
|  | 12 |
|  | 13 |
|  | 14 |
|  | 15 |
|  | 16 |
|  | 17 |
|  | 18 |
|  | 19 |
|  | 20 |

## Химический состав гранитоидов

Разновидности пород, символы фаз	Количество проб	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO
Аляскитовый (акча						
Мелкозернистые аляскиты, жильные 2-й генерации	6	76,27	0,10	13,52	1,20	
Средне-мелкозернистые и мелкозернистые аляскиты, жильные 1-й генерации и Б-4	5	75,33	0,10	13,60	1,10	
Мелко-среднезернистые аляскиты, Б-3	9	75,83	0,15	12,80	1,03	0,28
		75,1—77,3		11,9—13,7	0,8—1,3	0,1—0,6
Среднезернистые аляскиты (из глубоких горизонтов), Б-2	8	75,64	0,12	12,86	0,86	0,94

## Гранитовый (калдыр

Мелкозернистые порфировидные граниты „запада“	7	75,73	0,17	13,46	0,87	
Мелкозернистые порфировидные и равнозернистые граниты „севера“	8	75,70	0,21	13,30	1,31	
Мелкозернистые граниты в эндоконтакте	5	73,80	0,20	14,56	1,45	
Средне-мелкозернистые резкопорфировидные граниты, А-4	23	74,48	0,26	13,65	1,72	
Крупно-среднезернистые порфировидные биотитовые и двуслюдяные граниты, А-2 (и А-3)	6	73,88	0,22	13,36	1,23	0,73
		73,5—75,0		13,0—13,9	0,9—1,9	0,4—1,0
Среднезернистые порфировидные граниты нерасчлененные, А-2, А-3, А-4	13	73,53	0,25	12,98	1,68	1,33

## Гранодиоритовый (то

Среднезернистые меллиты ада-	—	70,15	0,18	14,41	1,31	1,24
------------------------------	---	-------	------	-------	------	------

## Акчатауского плутона, вес. %

MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	F	Сумма
тауский) комплекс								
0,02	—	0,77	3,51	4,36	—	—	0,25	100,0
0,02	—	0,85	3,57	4,29	—	—	0,22	99,11
Сл.	0,27	1,03	3,26	4,79	0,51	0,11	—	100,06
	0,1—0,4	0,6—1,8	3,0—3,4	4,1—5,2				
—	0,08	0,68	3,57	4,92	0,20	0,01	0,33	100,21

## минский) комплекс

0,01	—	0,72	3,27	4,73	—	—	0,23	99,19
0,01	—	0,88	3,26	4,86	—	—	0,22	99,75
0,01	—	0,82	3,27	5,32	—	—	0,23	99,66
0,03	—	1,20	3,35	4,54	—	—	0,23	99,46
0,03	0,30	0,77	3,42	4,98	0,38	0,05	—	99,35
	0,1—0,5	0,6—1,0	3,2—3,8	4,3—5,1				
0,08	0,59	1,03	3,36	4,53	—	0,08	0,01	99,45

## парский?) комплекс

0,30	1,93	3,10	2,85	3,08	1,29	—	—	99,84
------	------	------	------	------	------	---	---	-------

193, 324]. 2. В числителе — среднее значение, в знаменателе — пределы вариаций.

Примечание. 1. Таблица составлена в основном по данным работ [57, 74, 104, 192,

ными биотитовыми гранитами закалены; в более редких случаях удается наблюдать измельчение зерна и в среднезернистых аляскитах на контакте с калдырминскими гранитами; мощность таких оторочек до 10 см. В штреке, соединяющем две шахты на горизонте 170 м, виден крутостоящий контакт среднезернистых аляскитов Б-3 с песчано-сланцевыми породами (роговиками). Аляскиты в 3—5 м от контакта переходят в неравнозернистую разно-

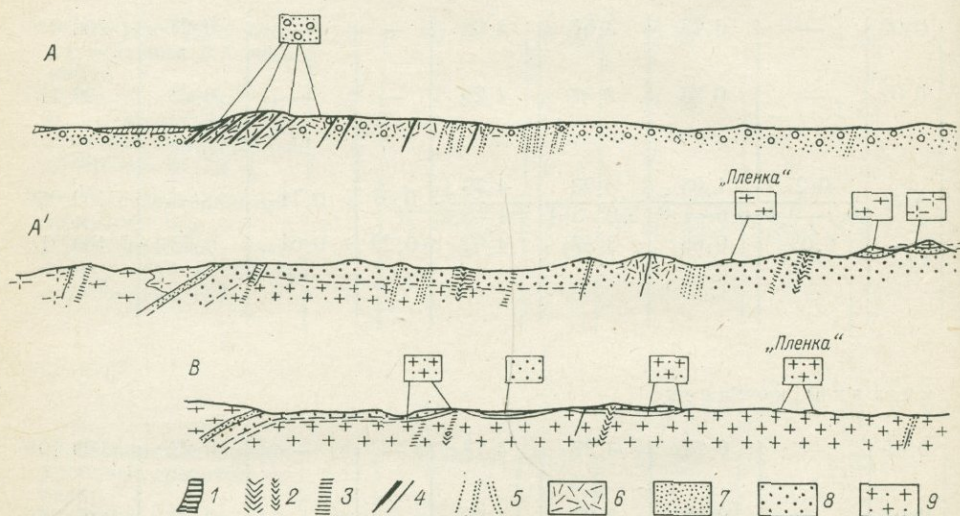
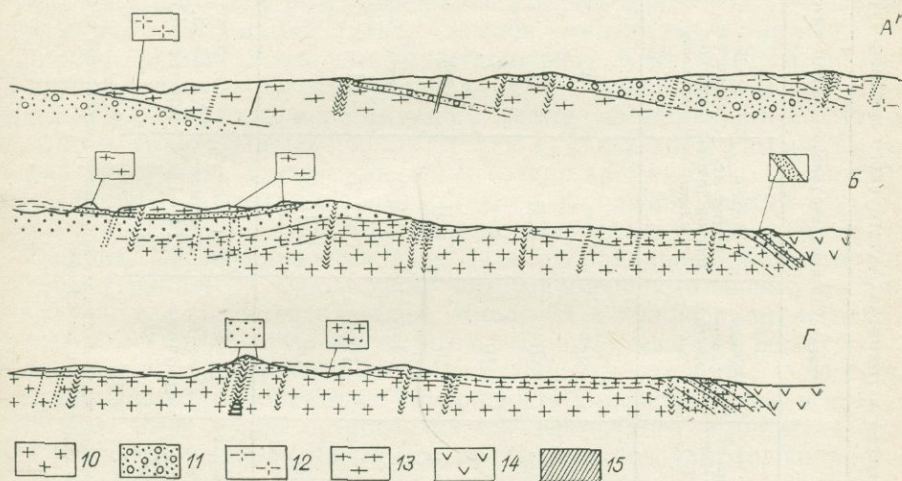


Рис. 14. Геологические разрезы через южную часть Акчатауского массива (см. рис. рования при сплошной отрисовке геологической ситуации в масштабе 1:2000. 1—10 — акчатауский комплекс (Р): 1—5 — грейзеновые жилы (1 — вольфрамито-кварцевые, 2 — цитовые «березитовые»), 6 — площадная «березитизация», 7 и 8 — жильные аляскитовые гразы аляскитовых гранитов (9 — средне-мелкозернистые Б-4, 10 — среднезернистые Б-3); 11—13 — ниты нескольких генераций (11), мелко-среднезернистые резкопорфировидные биотитовые графузы каркаралинской свиты (С<sub>1</sub>); 15 — песчано-сланцевые породы (лудлов).

видность, местами с участками мелкозернистого базиса, иногда с «сиенитовыми» обособлениями. У контакта — зонка 0,2—0,5 м мелкозернистого резкопорфировидного аляскита. Следовательно, облекания среднезернистых аляскитов Б-3 аляскитами Б-4 и последующими на *крутых*, «торцевых» поверхностях нет.

Так как средне-крупнозернистые и мелко-среднезернистые порфировидные граниты лежат поверх «законченной» аляскитовой постройке и к тому же имеют облик, соответствующий гранитам раннего, доалаяскитового комплекса Акжайляу, уместно поставить вопрос о том, что и на Акчатау эти породы принадлежат к раннему, доакчатаускому гранитовому комплексу, очевидно, калдырминскому [219]. Это предположение подтверждается тем, что в среднезернистых аляскитах, например в отвалах старательской траншеи, а также на горизонте 170 м в штреке, соединяющем шахты «Центральная» и «Капитальная», встречены крупные ксе-

нолиты мелкозернистых порфиroidных жильных гранитов, таких же как граниты «запада». На контакте с ксенолитами в аляските уменьшается размер зерна. О фактах срезания «гранитами-II» аплитовидных даек упоминали Г. Н. Щерба и сотрудники [76] и В. Е. Бочаров и соавторы [32]. Иными словами, в последовательности крупно-среднезернистые порфиroidные граниты А-2 и А-3 → мелко-среднезернистые густопорфиroidные А-4 → мел-



13). Составили С. М. Бескин и В. Н. Ларин путем полуинструментального нивелирования

кварцево-топазовые, 3 — кварцево-мусковитовые, 4 — молибденито-кварцевые, 5 — пирито-сернистые (7 — мелко- и тонкозернистые, 8 — мелкозернистые миаролитовые), 9 и 10 — ведущие фазы калдырминского комплекса (С<sub>2</sub>): мелкозернистые в разной степени порфиroidные жильные граниты А-4 (12) и среднезернистые порфиroidные граниты А-2 и А-3 (13); 14 — кислые эф-

козернистые жильные → среднезернистые Б-2, Б-3 и Б-4 и все другие аляскиты → грейзены налицо нарушение упорядоченности, что позволяет выделить аляскиты в самостоятельный, настоящий акчатауский комплекс, в то время как граниты А («граниты-I», «граниты-I'», «граниты-III запада и севера») должны быть отнесены к калдырминскому комплексу. Что касается акчатауского комплекса, то аляскиты Б-2, Б-3 и Б-4 относятся, вероятно, к 1-й, 2-й и 3-й дополнительным фазам, миаролитовые, мелко- и тонкозернистые аляскиты — к 1-й, 2-й и 3-й генерациям жильных гранитов. Можно предположить, что родоначальные крупнозернистые аляскиты главной фазы (Б-1) залегают подобно тому, как мы это видели в Акжайляу, на глубоких горизонтах.

Наши выводы о необходимости выделять два интрузивных комплекса созвучны положению Г. Н. Щербы о том, что на Акчатау рудонесущим являлся интрузив «гранитов-II», от которого на-

Средние содержания элементов-примесей в гранитах Акчатауского массива, г/т

Элемент	Калдырминский комплекс (неравнозернистые биотитовые граниты)			Акчатауский комплекс (равнозернистые аляскиты)					
	Крупно-среднезернистые порфировидные, А-2 и А-3	Средне-мелкозернистые резкопорфировидные, А-4	Мелкозернистые порфиро- и афировидные, жильные	Среднезернистые, Б-2 и Б-3	Мелко-среднезернистые, Б-4	Мелкозернистые, мнурлитовые, жильные	Мелкозернистые, плотные, жильные	Тонко-мелкозернистые плотные, жильные	Аплиты
Li	45	48	68	80	85	72	60	70	70
Rb	320	380	445	510	580	630	575	500	475
Sn	4,5	4	—	7	10	8	7	—	—
Nb	27	26	—	24	27	31	29	—	—
Mo	2,5	2,5	1,6	1,0	1,5	2,5	2,0	2,3	2,0
W	9,5	9,1	14,0	16,7	19,0	17,7	14,4	9,1	10,3
Be	9,5	8,3	7,5	11,0	01,2	10,5	7,0	6,0	9,0
Число определений	60—100	Sn, Nb—6, прочие—30—38	Mo—7, прочие—27—28	Rb, Mo—8—10, прочие—20—37	Li, W, Be—15, прочие—7—9	Sn, Nb—6, прочие—11—18	Li, Sn, Nb—5—8, прочие—13	Mo—11, прочие—18	12

Примечание. Таблица составлена путем интерпретации на новой геологической основе результатов анализов С. Н. Митрофанской [57], В. И. Серых [192] и В. В. Ляховича (1976 г.); «ураганные» содержания не учтены.

чинаются и прослеживаются все звенья рудного процесса. При этом «граниты-II» внедрились в полностью застывший массив «гранитов-I» после даек [76, 335].

Необходимо все же выяснить, отчего, соответствуя по облику пород и характеру залегания сложенных ими тел доаляскитовому гранитовому комплексу, «граниты-I» Акчатау по составу обнаруживают близость не нормальным биотитовым гранитам, а аляскитам. Здесь, правда, необходимо заметить, что эта близость при более внимательном рассмотрении оказывается не столь очевидной. Так, по содержанию титана, магния, минералов — биотита, ильменита, рутила, ксенотима, по отношениям  $K/Rb$  и  $Pb/Zn$ , по магнитной восприимчивости разница между «гранитами-I» и «гранитами-II» аналогична различиям между нормальными и аляскитовыми гранитами (см. табл. 7 и 8, а также [219]). По другим характеристикам, таким как содержание кремнезема, глинозема, «граниты-I» занимают промежуточное положение между гранитами и аляскитами, а по содержанию щелочей не отличаются от последних. Объяснение всех этих явлений напрашивается само по себе: «граниты-I» «пропарены» интрузивом подстилающих их аляскитов, т. е. имеется известная аналогия с положением ксенолитных пластин биотитовых гранитов, попавших между аляскитовыми залежами на Акжайляу, испытавших калишпатизацию и перекристаллизацию, приобретших устойчивость к выветриванию и наблюдаемых ныне в виде островерхих гор. Кроме того, «граниты-I» Акчатау феноменально насыщены рудными и безрудными кварцевыми и грейзеновыми жилами и многочисленными прожилками, имеющими широкие ореолы калишпатизации, грейзенизации, местами окварцевания. Таким образом, «граниты-I» — это граниты калдырминского типа, «аляскитизированные» под воздействием интрузии акчатауского комплекса.

Заканчивая обоснование необходимости выделения на массиве Акчатау двух разновозрастных гранитовых комплексов, приведем имеющиеся данные абсолютной геохронологии (табл. 7), рассмотрение которых приводит к выводу, что малое количество определений и отсутствие представлений об их надежности исключают возможность статистической обработки этих данных. Тем не менее можно предположить, что, во-первых, «граниты-I» древнее «гранитов-II», во-вторых, разброс в цифрах абсолютного возраста для «гранитов-I» велик. Одной из причин последнего явления может быть «омоложение» биотитовых гранитов под воздействием аляскитов. По наиболее выдержанным данным С. Н. Митрофанской, которой, видимо, удалось отобрать пробы из наименее измененных крупнозернистых «гранитов-I», разница в абсолютном возрасте их и среднезернистых «гранитов-II» оказалась значительной.

В связи с изложенным становится понятным и необычный состав пород соседнего массива: скорее всего это бывшие гранодио-

## Радиологический возраст гранитоидов Акчатау (в млн. лет)

Крупно-среднезернистые биотитовые граниты-I*	Среднезернистые аляскитовые граниты-II*	Примечание
270	—	Данные Л. В. Комлева из работы [334]
266	260	
310		[334]
295	—	[273]
304 ± 15	275 ± 15	[193]
	270 ± 15	
309 ± 9	302 ± 9	Данные: Е. В. Негрей, 1973 г., лаборатории ИГЕМ

Примечания. 1. Курсивом показаны значения, представляющие собой среднее из двух. 2. Значение возраста «гранитов-II» 260 получено по породе, 302 ± 9 — по мусковиту, все остальные значения в таблице получены по биотиту.

риты, преобразованные под воздействием аляскитов и их грейзенов в породы, близкие к адамеллитам.

С Акчатауским массивом ассоциируют три участка вольфрамитового оруденения: Центральный, приуроченный к массиву гранитов, Капитальный — к массиву гранодиорито-адамеллитов, и Аксайский — в 3 км восточнее, в эффузивных породах (см. рис. 12).

Рудными телами Центрального участка являются крутопадающие грейзеновые жилы в гранитах, «ныряющие» на юге под песчаники. Их мощность 0,3—15, чаще 1—2 м. Характерны ветвления и апофизы. Нижние горизонты грейзеновых жил уходят глубоко в аляскиты, верхние, резко уменьшаясь в мощности, переходят в калдырминские граниты и в меньшей степени в песчано-сланцевые породы. По вертикали жилы прослеживаются на 250—300 м, многие из них до выклинивания не разбурены. Для грейзеновых жил Центрального участка характерна вертикальная рудно-метасоматическая зональность, элементы которой были намечены Г. В. Крыловым и разработаны рядом исследователей [31, 122, 167, 219] (рис. 15). Снизу вверх прослеживаются: 1) пористые кварцевые грейзены (безрудные); 2) плотные кварцевые грейзены с молибдено-вольфрамовой минерализацией (главный рудный «пояс»); 3) кварцево-топазовые грейзены (безрудные); 4) кварцево-мусковитовые и мусковито-кварцевые грейзены с комплексной редкометальной минерализацией (второстепенный рудный «пояс»); 5) кварцевые и турмалино-кварцевые с мелкокрапчатым топазом грейзены с «березитоподобными» пирито-мелкокрапчатым слюдистыми оторочками, окруженные ореолом микроклинизированных гранитов, с молибденовой минерализацией (непромышленной). При прослеживании по восстанию

грейзеновых жил можно наблюдать, как породы верхних зон сначала появляются в оторочках жил нижних членов колонны, а затем приобретают самостоятельное значение. Грейзены 1 и 2 залегают только в материнских аляскитах, 3 и 4 — и в аляскитах, и в породах кровли (калдырминских гранитах и песчаниках), 5 — только в породах кровли. В большинстве грейзеновых тел рудный «пояс» 2 на поверхность не выходит.

Рудными телами Капитального участка являются крутопадающие вольфрамито-кварцевые жилы мощностью до 20 м. Залегают в адалеллито-гранодиоритах, уходя на севере под песчаники. Жилы окаймляются маломощными грейзенами. Вмещающие их адалеллиты интенсивно микроклинизированы. По вертикали тип жил не меняется, но содержание вольфрама падает. Грейзены обнаруживают зональность сверху вниз: 5—4—3.

Рудным телом Аксайского участка является кварцегорейзеновый штокверк в вулканогенных, туфовых породах. Штокверк с поверхности и в верхних горизонтах представлен в основном маломощными прожилками мелкочешуйчатых кварцево-мусковитовых грейзенов в



Рис. 15. Схема вертикальной зональности грейзенов Акчатау  
Составил В. Г. Боголепов, дополнена авторами.

1 — пористые кварцевые грейзены (безрудные); 2 — плотные кварцевые грейзены (главный рудный «пояс», W); 3 — кварцево-топазовые грейзены (безрудные); 4 — кварцево-мусковитовые и мусковито-кварцевые грейзены (второстепенный рудный «пояс», W и др.); 5 — кварцевые и турмалинно-кварцевые грейзены с топазом (убогая молибденовая минерализация); 6 — пирито-серицито-кварцевые породы, условно называемые «березитами» с целью отличия их от кварцево-мусковитовых грейзенов; 7 — интенсивно калишпатизированные гранитоиды.

ореоле значительных зон грейзенизированных пиритизированных и осветленных туфовых пород мощностью от 10 до 20 м [106]. По периферии вулканогенные породы по трещинам калишпатизированы, биотитизированы, хлоритизированы, альбитизированы. Штокверк на глубине около 250 м обогащается кварцевыми прожилками и переходит в скрытый выступ мелкозернистых, часто порфириовидных гранитов, аналогичных, как это выяснилось, «гранитам запада» Акчатауского массива. Граниты альбитизированы и серицитизированы. Судя по наблюдениям в керне, кварцевые прожилки в гранитах окаймлены пирито-серицитовыми (березитоподобными), типа 4) грейзенами. Главный рудный минерал на всех горизонтах молибденит [335].

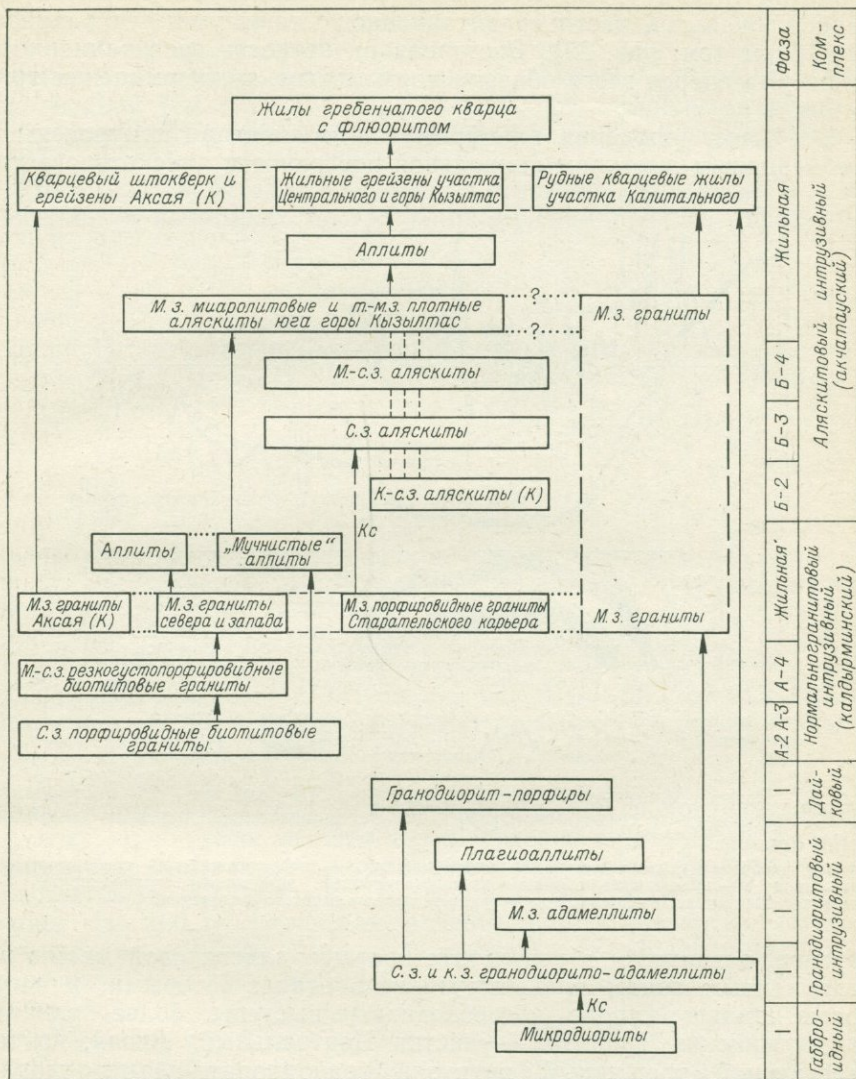
Стадийность минерализации на Акчатауском узле поддается расшифровке с трудом. Вертикальная зональность грейзенов Центрального и Капитального участков расценивается как единовре-

менная метасоматическая инфильтрационная [122 и др.]. Грейзены 5 являются, по-видимому, фронтальными, а грейзены 1 и 2 — тыловыми зонами. Иногда можно наблюдать апофизы нижних (тыловых) зон в верхние, вплоть до выхода первых во вмещающие граниты. Г. Н. Щерба [335] подтверждает, что пирито-мелкочешуйчатослюдястые образования формируются раньше вольфрамито-кварцевых прожилков. В то же время Ю. П. Иванов, а также Е. П. Малиновский [167] приводят данные о пересечении «березитоподобными» прожилками грейзеновых жил (но это могут быть иные образования, а не грейзены 5). Жильные и околошток-верковые грейзены Аксайского участка, вероятно, представляют собой верхнюю, фронтальную зону колонны, нижние члены которой, приуроченные к эндо-экзоконтакту аляскитов (с присущей им комплексной редкометальной минерализацией) еще не вскрыты. Более молодыми, по-видимому, можно считать некоторые вольфрамито-кварцевые жилы Капитального участка, но В. Г. Боголепов рассматривает их как вариант плотных кварцевых грейзенов 2, ушедших далеко вверх от рудоматеринского интрузива.

Непосредственных переходов рудных жил к аляскитам не наблюдалось. Генетическая связь редкометальной минерализации с аляскитами Акчатауского комплекса доказывается косвенно: 1) она следует после аляскитов — самых молодых интрузивов; 2) на глубоких горизонтах Центрального участка местами фиксируется «распальцевание» и выклинивание некоторых тел тыловых пористых кварцевых грейзенов 1; 3) при переходе из аляскитов в калдырминские граниты и другие породы кровли грейзеновые жилы резко уменьшаются в мощности ([335] и наши наблюдения); 4) гравиметрическими работами на Капитальном и Аксайском участках зафиксированы локальные минимумы второго порядка, которые интерпретируются как скрытые гребни аляскитов [106]; Центральный участок приурочен хотя и к пологому, но несомненному гребню аляскитов, что подтверждается и детальной гравиметрией [106, 195]. Более того, как это устанавливается на детальных разрезах (см. рис. 18), наиболее мощные грейзеновые жилы Центрального участка приурочены в свою очередь к частым гребнеобразным выступам контакта акчатауских аляскитов и калдырминских гранитов. Это явление было давно подмечено Г. Н. Щербой [333] и подтверждено Е. П. Малиновским [167].

Итак, резюмируем: массив гранитов горы Кызылтас гетерогенный; он сложен породами как раннего (гранитового, калдырминского) комплекса, так и породами второго (аляскитового, акчатауского); последний заканчивается кварцевожильно-грейзеновым молибдено-редкометально-вольфрамовым оруденением (рис. 16).

В свете сказанного скорректируем предполагаемую схему глубинного строения Акчатауского узла, составленную с привлечением геофизических данных [32, 57, 106, 336]. Аляскитовый массив представляет, скорее всего, *факолит*, располагающийся достаточно конформно в теле более ранних калдырминских биотитовых



↑ 1 ↑ Kc 2 --- 3 ..... 4 ..... 5 ..... 6 [ ] 7 (K) 8

Рис. 16. Схема наблюдавшихся и предполагаемых взаимоотношений между гранитоидами плутона Акчатау (снизу вверх, от более древних к более молодым породам). Составили С. М. Бескин, В. Н. Ларин и Ю. Б. Марин с использованием данных Г. Н. Щербы [335] и В. Е. Бочарова [31].

1 — наблюдались интрузивные контакты; 2 — наблюдались ксенолиты; 3 — наблюдалось конформное налегание пологих залежей; 4 — корреляции: наиболее уверенные (4), достаточно уверенные (5) и предполагаемые (6); 7 — возрастное положение породы неясно; 8 — наблюдения в кернах скважин.

гранитов (рис. 17). Аляскитовый факолит приурочен только к западной, овальной части гравитационного минимума, его размеры  $18 \times 13$  км (см. рис. 12). Восточная оконечность гравитационного минимума скорее всего обязана нормальным, калдырминским гранитам.

Все месторождения вольфрама и молибдена приурочены к гребневидным выступам апикальной поверхности аляскитового ин-

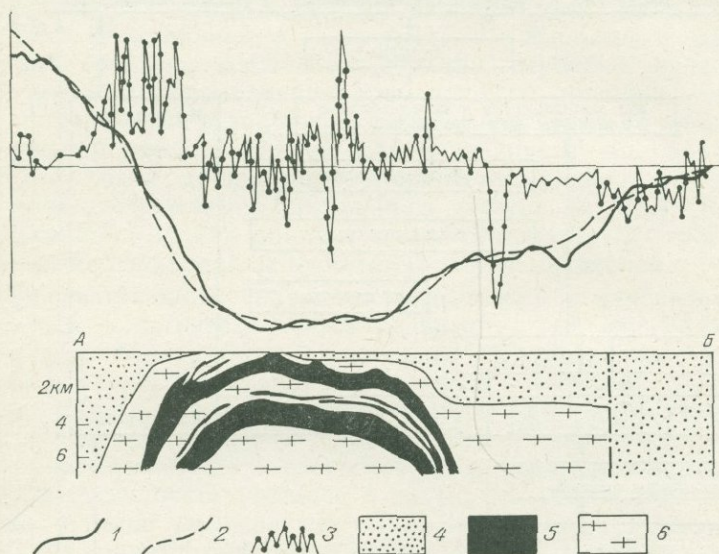


Рис. 17. Разрез Акчатауского массива по линии АБ (см. рис. 12), построенный В. Е. Бочаровым и соавторами [32] по геофизическим данным; редакция С. М. Бескина.

Кривая ускорения силы тяжести: 1 — наблюдаемая, 2 — теоретическая; 3 — график магнитного поля; 4 — вмещающие породы — песчано-сланцевые, эффузивные, гранодиориты; 5 — аляскиты акчатауского комплекса; 6 — граниты калдырминского комплекса.

трузива, возникшим в результате прорыва аляскитовой магмы по ослабленным зонам прединтрузивного этапа, которыми, в частности, явились: куполо- и гребневидные выступы более ранних, калдырминских гранитов — участки Центральный, Аксай; круто-залегавший трещинный интрузив гранодиорито-адамеллитов — участок Капитальный (рис. 18). Последний отражает наиболее резко выраженную линейную проницаемую зону, в связи с чем, по-видимому, на Капитальном и развиты кварцевые жилы «выполнения», далеко ушедшие от аляскитов. Названные выступы и крутозалегавшие массивы ранних интрузивов в свою очередь обусловлены существованием ослабленных зон предварявшего их этапа. Поэтому внимание исследователей неизбежно должен привлечь массив вторичных кварцитов горы Аулешоки. Независимо от того, с каким интрузивным или эффузивным комплексом

связан процесс окварцевания, последний, прошедший по системе субвулканических даек, указывает на возможную ослабленную зону и в «предакчатауское» время — соответственно под горой Аулешоки возможен выступ аляскитов и жильно-грейзеновая минерализация (см. рис. 18). Присутствие под вторичными кварцитами гранитного гребня подтверждается данными гравиметрии [106].

Новая интерпретация глубинного строения Акчатауского узла позволяет в некоторых местах по-иному, чем прежде, прогнози-

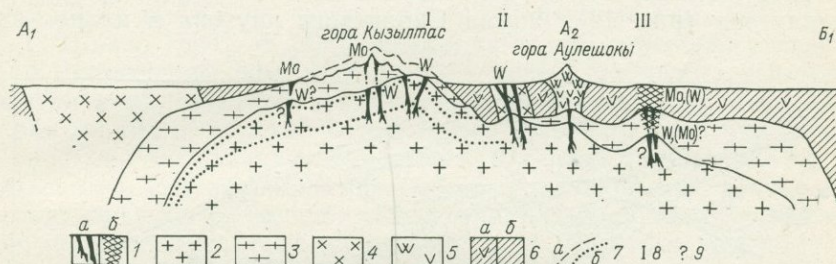


Рис. 18. Схема приуроченности оруденения Акчатауского узла (разрез по линии  $A_1-A_2-B_1$ , см. рис. 12); вертикальный масштаб превышает горизонтальный в 1,5–2 раза.

1–2 — акчатауский комплекс: рудоносные кварцевые жилы, жильные грейзены (а) и штокверки (б) (1), аляскиты, нерасчлененные (2); 3 — калдырминский комплекс — порфириновые лейкократовые биотитовые граниты нерасчлененные; 4 — топарский комплекс — гранодиориты и адамеллиты; 5 — субвулканы и жерловые фации, верхние горизонты которых — вторичные кварциты ( $C_{1-2}$ ); 6 — песчаники и вулканы ( $C_{1-2}$ ) (а) и песчано-сланцевые породы ( $S_2$ ) (б); 7 — предполагаемый уровень эродированной апикалы биотитовых гранитов (а) и элементы расслоенности аляскитов (б); 8 — участок: I — Центральный, II — Капитальный, III — Аксайский; 9 — возможное скрытое оруденение.

ровать скрытое вольфрамовое оруденение. Так, в пределах Акчатауского гранитного массива перспективной представляется вся поверхность контакта калдырминских гранитов и аляскитов (т. е. «гранитов-I», «гранитов-I'» и «гранитов-II») и первые десятки метров (до 100 м) ниже. Особое внимание, в частности, следует обратить на крайний западный участок, где обнажены мощные грейзены 5: под ними возможна колонна с рудными грейзенами 2 на глубине.

Об участке Аулешоки сказано выше. Что касается участка Аксай, то, поддерживая в принципе оптимистический прогноз В. Г. Боголепова и Б. С. Зейлика [106], нельзя не заметить, что вольфрамовое оруденение следует ожидать не на контакте гранитов скрытого массива (эти граниты по новым данным оказались калдырминскими) и эффузивов, как об этом пишут упомянутые исследователи, а значительно глубже, на контакте гранитов и аляскитов: последние принадлежат еще более скрытому массиву. Наконец, переходя к участку Карашин (восточнее массива Акчатау), где зафиксирована полиметаллическая минерализация, отметим, что он расположен вне округлых контуров гравитационно-

го минимума, т. е. и вне поля аляскитов (см. рис. 12). Поэтому прогнозировать вольфрамо-молибденовое оруденение на участке Карашин не следует.

### III. СИБИНСКИЙ ПЛУТОН В ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАЛБЕ, КАЗАХСТАН

Сибирский гранитный плутон выделяется на фоне округлых сопок, сложенных в основном песчано-сланцевыми породами (С<sub>1-2</sub>), скалистым возвышенным рельефом, соответствуя горам Чортейтау, Канет, Байча. Он входит в состав Калбо-Нарымского мегаплутона (рис. 19). Форма Сибирского плутона в плане эл-

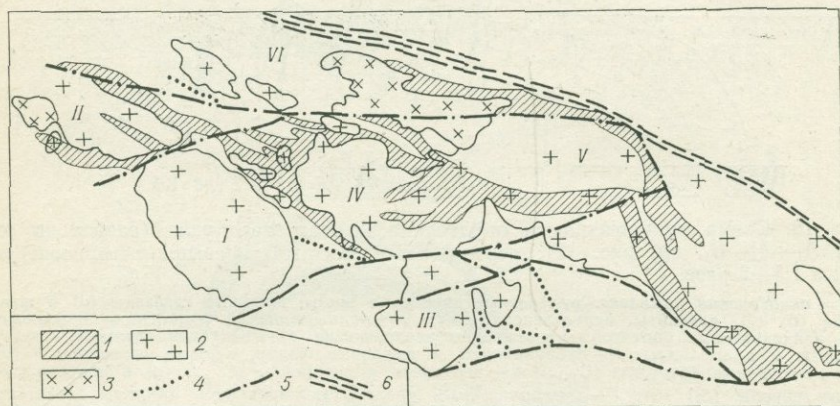


Рис. 19. Обзорная схема Центральной Калбы. Составил А. Н. Леонтьев по материалам ВКГУ и Алтайской ГСЭ, 1963 г.; генерализация С. М. Бескина.

Частные плутоны: I — Сибирский, II — Койтасский (Шубаршоки), III — Чебундинский, IV — Черпакский, V — Гладковский (Прииртышский), VI — Толстухинский. 1 — важнейшие поля жильных пегматито-гранитов, амфиболитов, пегматитов; 2 — граниты Калбо-Нарымского мегаплутона; 3 — гранодиориты и плагнограниты Калбо-Нарымского мегаплутона; 4 — догранитные дайки гранит- и сиенит-порфиоров; 5 — разломы; 6 — Иртышская зона смятия.

липтическая, он вытянут на северо-запад, размеры  $24 \times 15$  км, площадь  $290 \text{ км}^2$ .

Большинство геологов рассматривает Сибирский плутон как однородное тело, сложенное крупнозернистыми «монастырскими» гранитами, в отличие от окружающих «калбинских» гранитов Калбо-Нарымского мегаплутона [117, 197, 320]. На разрезах, некоторые из них построены с учетом гравиметрических данных, массив изображается однородным этмолитом с падением контактов наружу, с вертикальной мощностью до 10 км, наклоненным на северо-восток [320] или на юго-запад [197]. Более детальное картирование Сибирского плутона, которое установило элементы кольцевого строения, было выполнено А. Н. Леонтьевым [154]. Оказалось, что большая часть массива сложена не «монастырскими» гранитами, которые образуют только дуговые выходы на севере и

востоке\*, а крупно-среднезернистыми, с меньшим размером зерна лейкогранитами «сибирского» типа. По периферии с юга и юго-востока были зафиксированы маломощные дуговые выходы среднезернистых аляскинтов с еще меньшим размером зерна.

Подавляющее большинство геологов, особенно после того как Г. Б. Чернышовым в 40-х годах был расчищен северо-восточный контакт массива у с. Кызыл-Аскер, не сомневаются в более молодом возрасте крупно-среднезернистых лейкогранитов Сибирского массива по сравнению со среднезернистыми биотитовыми и двуслюдяными порфиroidными гранитами — адамеллитами. Документация контактов приведена А. П. Никольским [210] и С. Г. Шавло [320]. А. Н. Леонтьев, также осмотревший расчистку Г. Б. Чернышова, нашел доводы и в пользу молодости некоторых двуслюдяных гранитов относительно «монастырских» и «сибирских» гранитов. Это как будто соответствовало тому, что среднезернистые двуслюдяные граниты, откартированные А. Н. Леонтьевым в центре Сибирского массива, наблюдались в виде жил в окружающих их крупно-среднезернистых гранитах. Распространяя полученные данные на регион, А. Н. Леонтьев выделил обширные площади «редкометаллоносных среднезернистых двуслюдяных гранитов дополнительной фазы», куда, в частности, был отнесен и интрузив, примыкающий к Сибирскому массиву с северо-запада [154]. Однако результаты дальнейших исследований заставили его отказаться от этой точки зрения (личное сообщение А. Н. Леонтьева).

Итак, выходящие по внешнему краю Сибирского массива крупно- и среднезернистые лейкограниты «монастырского» и «сибирского» типов — более молодые породы, чем примыкающие к массиву с северо-запада и северо-востока интрузивы среднезернистых биотитовых и двуслюдяных гранитов, относимых Г. Н. Щербой и соавторами [197] ко «II фазе» Калбо-Нарымского мегаплутона. Последние, судя по многочисленным наблюдениям во многих пунктах региона, прорывают крупнозернистые порфиroidные биотитовые граниты — адамеллиты собственно «калбинского» типа или «I фазы», по Г. Н. Щербе и соавторам [197]. Обратимся к внутреннему строению Сибирского массива.

Мы\*\* установили, что с поверхности массив имеет ярко выраженное кольцевое строение (рис. 20). Внешнее кольцо состоит из двух полуколец, северного и южного. Северное шириной 1—3 км сложено крупнозернистыми лейкократовыми с биотитом аляскинтоидными гранитами с размерами зерен полевого шпата 8—15, кварца 2—3, биотита 1—3 мм. Это граниты «монастырского» типа. Несмотря на относительно высокое содержание биотита, ос-

\* При дальнейших редакциях карты выход гранитов «монастырского» типа с востока был снят (личное сообщение А. Н. Леонтьева).

\*\* С. М. Бескин, Ю. Б. Марин, В. Н. Ларин, Р. И. Недумов, М. Д. Алексеев, А. Д. Червинская, маршруты 1972 и 1975 гг.

повная ткань этих пород по облику, особенно по прекрасно выраженной цепочечности в расположении зерен кварца, очень близка к таковой ранних аляскитов Акжайляу и Бектауаты, т. е. отвечает стандарту Б-1 (см. рис. 2). Состав близок к аляскиту (табл. 8).

Южное полукольцо шириной 1—4 км сложено средне-крупнозернистыми лейкогранитами — аляскитами с размером зерен полевого шпата 4—6 мм, кварца 2 мм, относительно крупными (1—3 мм) чешуями биотита, распределенными неравномерно. Это гра-

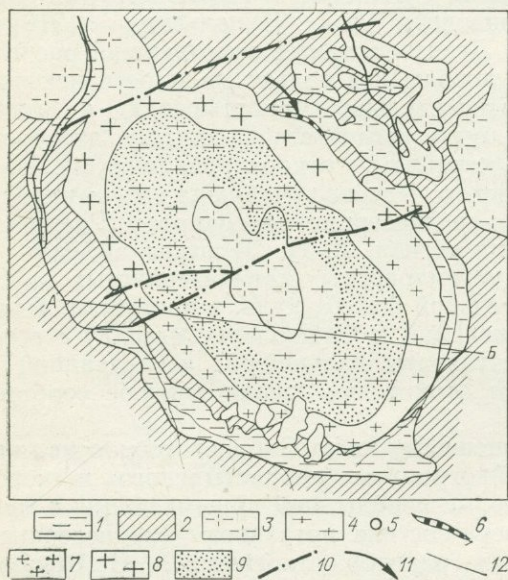


Рис. 20. Схематическая геологическая карта Сиби́нского плутона. По материалам С. М. Бескина, В. Н. Ларина, Ю. Б. Марина, с использованием данных А. Н. Леонтьева [154].

1 — четвертичные отложения; 2 — песчано-глинистые сланцы девона — нижнего карбона; 3—4 — *калбинский комплекс*: разнозернистые порфировидные граниты «байчинского» типа (3) и крупнозернистые порфировидные граниты «калбинского» типа (4); 5—8 — *монастырский комплекс*: вольфрамовое рудопроявление (5), мелкозернистые аляскиты (6), среднезернистые лейкограниты — аляскиты «сибирского» типа (7) и крупнозернистые лейкограниты «монастырского» типа (8); 9 — аляскитизированные граниты; 10 — разломы; 11 — местоположение участка; 12 — линия разреза (см. рис. 24).

ниты «сибирского» типа. По облику они аналогичны среднезернистым аляскитам Акжайляу, Акчатау и отвечают стандарту Б-2. Местами по внешней периферии с юго-запада и юго-востока можно наблюдать выходы среднезернистых аляскитов с размером зерен полевого шпата 2—3, кварца 1—2 мм, отвечающих стандарту Б-3.

Нами впервые откартировано внутреннее кольцо, шириной 3—6 км. Оно неоднородно. Примыкающая к аляскитам часть приходится на наиболее высокие и крутые горы. Они сложены среднекрупнозернистыми с порфировидными вкрапленниками полевых шпатов до 10 мм или беспорфировыми лейкократовыми биотитовыми гранитами с размером зерен в основной массе полевого шпата 0,3—5, кварца 0,3—3, биотита 0,1—2 мм. На первый взгляд эти породы похожи на аляскиты внешних кольцевых массивов, но при внимательном изучении можно видеть, что цепочечность в группировке зерен кварца далеко не столь ярко выражена, что

биотита гораздо больше, он более мелкий, рассеян более равномерно, часто следует с кварцевыми агрегатами, «продолжая» их, что и создает иллюзию цепочечности. Среди описанных гранитов, ближе к центру массива, появляются участки, сливающиеся затем в обширные поля, сложенные средне-крупнозернистыми порфиоровидными биотитовыми гранитами с размером зерен кварца и полевого шпата в основной массе 0,5—5 и с порфиоровидными вкраплениями полевого шпата 15—30 мм. Это типичные граниты «калбинского» типа, весьма близкие по облику и составу к гранитам А-2 и А-3 на плутоне Акжайляу. На Калбо-Нарымском мега-

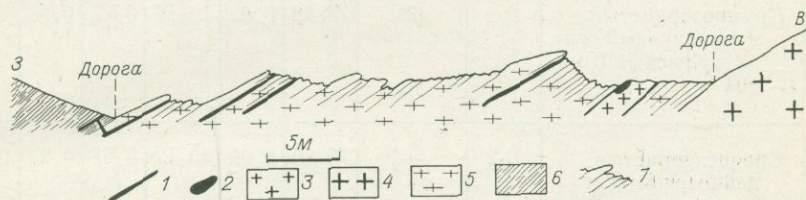


Рис. 21. Западный контакт Сибинского плутона, приустьевая часть долины р. Байчи, правый борт, обн. 1683; вертикальный масштаб преувеличен.

1 — дайки мелкозернистых лейкогранитов; 2 — пегматитовое тело; 3 — среднезернистые лейкограниты Б-3; 4 — крупно-среднезернистые лейкограниты и аляскиты Б-2 «сибинского» типа; 5 — мелко-среднезернистые неравнозернистые порфиоровидные биотитовые граниты А-4 «байчинского» типа; 6 — ороговикованные песчано-сланцевые породы; 7 — матрацевидные отдельности.

плутоне они совместно с гранитами А-1 слагают обширные площади, например в районах Асубулака, Прииртышья, и отвечают «I фазе» по Г. Н. Щербе и сотрудникам [197]. Эти граниты на Сибинском массиве имеют постепенные переходы к относительно лейкократовым биотитовым гранитам, примыкающим к аляскитовому внешнему кольцу, которые мы описали выше.

Центр Сибинского массива, как это показано А. Н. Леонтьевым, сложен выходом (9×3 км) мелко-среднезернистых, иногда густопорфиоровидных, двуслюдяных гранитов. В основном они отвечают стандартам А-4 и А-5, знакомым нам по плутону Акжайляу. Мелко-среднезернистые порфиоровидные граниты (А-4) обнаружены нами и на нескольких участках с запада и юга вдоль внешнего кольца на контакте с вмещающими песчано-сланцевыми породами (рис. 21), а мелко-среднезернистые двуслюдяные граниты А-5 слагают массив к северо-западу от Сибинского.

Каковы возрастные отношения между главными разновидностями гранитов? Наиболее просто решается вопрос о месте двуслюдяных гранитов «байчинского» типа, развитых в центре массива. Они встречаются в виде пластовых даек в крупно-среднезернистых порфиоровидных гранитах «калбинского» типа во внутреннем кольце и в виде ксенолитов попадают в аляскиты и лейкограниты внешнего кольца. При наблюдении взаимоотношений среднезернистых аляскитов с мелко-среднезернистыми порфиоровидными

## Химический состав гранитов Сибинского

Комп-лекс	Разновидности пород; массивы, участки	Сим-волы фаз	Номер пробы	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO
Урунхайский суб-щелочногранитовый	Жильные мусковитовые граниты; Скалистое	В-3	2180-1	73,69	Сл.	14,29	1,86	0,54	0,07
			2180-2	72,42	0,07	16,10	1,00	0,53	0,03
	Крупнозернистый турмалиновый гранит; Красный Кордон	В-1	65	74,88	0,03	13,16	0,77	0,68	—
Монастырский лейкогранитовый	Среднезернистые лейкограниты и аляскиты („сибирский“ тип)	Б-2	—	75,80	0,06	13,12	0,61	0,42	0,01
			—	75,67	0,05	12,40	0,26	1,44	0,02
			Среднее из 2 анализов	75,73	0,05	12,76	0,43	0,93	0,02
	Крупнозернистые лейкограниты („монастырский“ тип)	Б-1	П	73,03	Сл.	13,31	1,67	0,94	—
2218/1			72,00	0,25	15,00	1,30	1,30	—	
72			75,03	0,10	11,20	0,60	1,04	0,02	
Среднее из 3 анализов	73,35	0,12	13,17	1,19	1,09	0,02			
То же; Монастырский массив	Б-1	—	73,14	0,09	13,90	0,68	1,60	0,04	
		2122	75,00	0,05	14,73	0,38	0,19	0,02	
Калбинский аламельито-гранитовый	Мелко-среднезернистый биотитовый гранит („байчинский“ тип)	А-5	2170	72,06	0,17	15,47	0,60	1,26	0,04
	То же; массив Койтас	А-4 и А-5	—	71,25	0,35	14,59	1,35	1,15	—

## и некоторых сопредельных массивов, вес. %

MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	П. п. п.	F	Сумма	Аналитик или литературный источник
0,34	0,77	3,64	3,85	—	—	0,81	—	99,86	Л. П. Юрченкова** (образцы А. Н. Леонтьева)
0,40	1,30	3,71	4,01	0,49	—	—	—	100,06	То же
—	1,33	4,31	4,80	0,20	—	—	0,24	100,40	Н. Н. Короткова** (образцы С. М. Бескина и А. Д. Червинской)
0,23	1,11	3,65	4,65	0,21	0,04	0,23	0	100,14	Л. П. Юрченкова** (образцы А. Н. Леонтьева)
0,20	0,70	3,50	5,10	0,40	0,01	—	0,17	99,92	В. Д. Богомолова** (образцы Д. Я. Айздердзиса)
0,21	0,90	3,57	4,87	0,31	0,02	0,23	0,17	100,20	
Сл.	0,77	4,04	6,12	0,46	—	—	—	100,34	В. А. Калюжный, 1936 г. [117]
0,30	0,64	3,38	6,31	—	—	0,30	—	100,78	Е. А. Гушина* (образцы А. Н. Леонтьева и А. Д. Червинской)
0,21	1,32	3,47	6,80	0,31	—	—	0,33	100,43	Н. Н. Короткова** (образцы С. М. Бескина и А. Д. Червинской)
0,17	0,91	3,63	6,41	0,38	—	0,30	0,33	101,07	
0,63	1,03	3,30	4,37	0,82	—	—	—	99,60	Н. К. Морозенко, 1937 г.
0,18	1,43	2,90	5,05	0,43	—	—	—	100,36	В. М. Швец** (образцы А. Н. Леонтьева)
0,10	1,50	4,18	4,45	0,43	0,07	—	0,07	100,40	Л. П. Юрченкова** (образцы А. Н. Леонтьева)
0,59	1,14	2,62	4,86	1,12	0,41	—	—	99,43	В. А. Калюжный, 1936 г. [117]

\* Лаборатория ИМГРЭ (квантометрия, фотометрия).  
 \*\* Лаборатория ИМГРЭ (химико-аналитическая).

Комп-лекс	Разновидности пород; массивы, участки	Символы фаз	Номер пробы	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO
Калбинский адалмелито-гранитовый	Мелко-среднезернистый биотитовый гранит „плачгоринского“ типа	А-4 и А-5	Среднее из 3 анализов	72,10	0,17	14,85	0,70	1,65	0,07
	Средне-крупнозернистые порфиоровидные биотитовые граниты („калбинский“ тип), измененные; центр Сибинского плутона	А-2	67	73,28	0,20	12,91	0,94	1,58	0,02
		А-2 и А-3	68 2154/4	73,52 72,50	0,23 0,20	12,63 15,00	0,87 1,00	1,65 1,00	0,01 —
		А-2	—	71,50	0,21	15,15	1,00	1,00	—
		А-2	Среднее из 4 анализов	72,70	0,21	13,92	0,95	1,31	0,02
	Крупно-среднезернистые биотитовые граниты — адалмелиты („калбинский“ тип); Калбо-Нарымский мегаплутон	А-1 и А-2	Среднее из 3 анализов	69,50	0,38	15,45	1,15	2,12	0,07

\* Лаборатория ИМГРЭ (квантометрия, фотометрия).

\*\* Лаборатория ИМГРЭ (химико-аналитическая).

двуслюдяными гранитами периферийных частей массива также не остается сомнений в том, что последние древнее: в аляскитах на контакте развиваются пегматитовые миаролы (см. рис. 21). Выстраивается четкая возрастная последовательность: средне-крупнозернистые порфиоровидные биотитовые граниты («калбинские», А-2 и А-3) и мелко-среднезернистые порфиоровидные двуслюдяные граниты («байчинские», А-4 и А-5) → крупнозернистые лейкократовые («монастырские», Б-1) и среднезернистые аляскитовые («сибирские», Б-2 и Б-3) граниты внешнего кольца. Налицо нарушение упорядоченности (см. гл. I), что является признаком того, что кольцевые лейкогранит-аляскиты принадлежат самостоятельному интрузивному комплексу. Так как «калбинские» и «байчинские» граниты являются аналогами соответствующих пород, широко развитых на Калбо-Нарымском мегаплутоне вне Сибинского массива, их следует отнести к калбинскому комплексу, понимая под этим теперь более узкое подразделение по сравнению с взглядами пред-

MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	П. п. п.	F	Сумма	Аналитик или литературный источник
0,50	1,62	3,50	3,91	0,59	—	—	—	99,66	В. Д. Богомолова** (образцы А. Н. Леонтьева)
0,20	1,71	3,56	4,80	0,52	—	—	0,10	99,82	Н. Н. Короткова** (образцы С. М. Бескина и А. Д. Червинской)
0,20	1,99	3,56	5,20	0,12	—	—	0,28	100,26	То же
0,28	0,76	3,73	5,29	—	—	0,80	—	100,56	Е. А. Гущина* (образцы А. Н. Леонтьева и А. Д. Червинской)
0,25	0,70	3,68	5,35	—	—	0,70	—	99,54	В. Д. Богомолова** (образцы А. Н. Леонтьева)
0,23	1,29	3,68	5,16	0,32	—	0,75	0,19	100,73	
1,13	2,32	3,62	3,73	0,56	—	—	—	100,03	В. Д. Богомолова** (образцы А. Н. Леонтьева)

шественников, например Г. Н. Щербы и сотрудников [197], а «монастырские» и «сибирские» граниты внешнего кольца следует выделить в самостоятельный, *монастырский* комплекс.

Наибольшие трудности вызвала интерпретация среднезернистых биотитовых «алюскитоподобных» лейкогранитов. По-видимому, эти трудности встречались и ранее, так как А. П. Никольский [210] упоминал о гранитах «переходных между „калбинскими» и „монастырскими»». В большинстве участков затруднительно найти непосредственный контакт «алюскитоподобных» гранитов внутреннего кольца с настоящими аляскитами и лейкогранитами внешнего кольца. Хотя при маршрутных наблюдениях поле распространения пород одной разновидности менялось на поле развития пород другой довольно четко, каждый раз тем не менее создавалось впечатление, что переход постепенный. Однако при последующем просмотре собранных штуфов «переходных» пород (в лагере) было ясно видно, что имеем дело с двумя типами пород без переход-

ных разновидностей, и поиски контакта возобновлялись. Наконец, удалось зафиксировать большой резко очерченный ксенолит среднезернистых порфиоровидных биотитовых гранитов в крупнозернистых лейкогранитах «монастырского» типа и хорошо выраженный контакт среднезернистых «алясцитовидных» гранитов со среднезернистыми аляскитами «сибирского» типа на юге массива (рис. 22). В обоих случаях в биотитовых «алясцитовидных» гранитах наблюдались тонкорассеянные роговиковые биотит и кварц.

В то же время, как говорилось, к типичным гранитам «калбинского» типа от «аляскитоподобных» гранитов были найдены все переходы. Един-

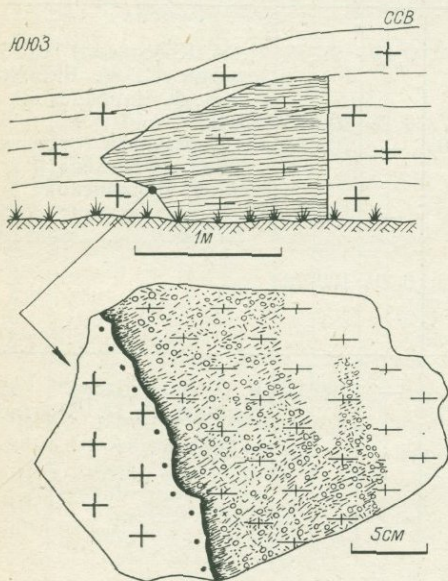


Рис. 22. Угловатый ксенолит среднезернистого порфиоровидного биотитового гранита А-2 в крупнозернистом лейкограните «монастырского» типа Б-1; в штупе видна биотитокварцевая зона ороговикования, в том числе скопление мелкочешуйчатого биотита в непосредственном экзоконтакте; в эндоконтакте «монастырских» гранитов — каемка с «гороховидными» зернами кварца. Сибинь, водораздел в верхьях рек Чужа и Байтеке, обн. 1695.

ство «аляскитоподобных» биотитовых гранитов Сибинского плутона с гранитами «калбинского» типа и их отличие от гранитов «монастырского» и «сибирского» типов непротиворечиво иллюстрируется сопоставлением вещественных составов (табл. 8 и 9).

Итак, согласно нашим данным, Сибинский массив гетерогенный. Его специфика обусловлена наличием кольцевого интрузива аляскитов — лейкогранитов. Внутренняя, большая часть массива, сложена биотитовыми гранитами «калбинского» и «байчинского» типов, причем значительная часть этих пород лейкократизирована, возможно, под влиянием аляскитов — лейкогранитов кольцевого интрузива.

Перейдем к жильным гранитам. По нашим данным, их на Сибинском массиве имеется три группы. Первая, представленная маломощными дайками мелкозернистых, часто порфиоровидных биотитовых гранитов, встречается только в центре, среди гранитов «калбинского» и «байчинского» типов. Сходные породы иногда попадают ксенолитами в аляскиты кольцевого интрузива. Вторая группа мелкозернистых жильных гранитов слагает немногочислен-

Средние содержания элементов-примесей в гранитах Сибинского плутона, г/т

Элемент	Калбинский комплекс		Монастырский комплекс		Урунхайский комплекс
	Среднезернистые биотитовые граниты (большой частью измененные) — „калбинские“, А-2 и А-3	Средне-мелкозернистые биотитовые граниты — „байчинские“, А-4 и А-5	Крупнозернистые аляскиитоидные граниты — „монастырские“, Б-1	Среднезернистые лейкограниты — „сибирские“, Б-2	Мелкозернистые мусковитовые лейкограниты, пегматоидные, В-3 и жильные
Li	120	90	75	130	190
Rb	280	190	240	300	300
Sn	7	—	5	7	—
Ta	6	1	8	8	—
Nb	22	20	22	30	10
Be	6	6	6	3	10
Число определений	2—3	8—12	1—2	1—3	5

Примечание. Таблица составлена в округленных цифрах по материалам, представленным А. Н. Леонтьевым; геологическая интерпретация авторов.

ные пологие дайки, иногда с телами (1 м) изометричных полнозональных пегматитов. Они залегают в некоторых периферийных частях внешнего кольца, в основном в аляскитах «сибирского» типа, а также, например, южнее Деминого Лога, на северо-востоке — в экзоконтакте аляскитов «монастырского» типа. В последнем случае это мелкозернистые, миаролитовые аляскиты с характерным «раковистым» изломом глыб, аналогичные по облику таким же породам Акчатау. Нетрудно видеть, что охарактеризованные две группы жильных мелкозернистых гранитов принадлежат соответственно калбинскому и монастырскому комплексам.

Наконец, третья группа мелкозернистых жильных гранитов — это крутые и крутонаклонные протяженные (до нескольких сотен метров) дайки белых гранитов с повышенным содержанием альбита, мусковита, граната, турмалина, рассекающие все без исключения вышеохарактеризованные породы. При этом иногда можно видеть остроугольные ксенолиты средне- и крупнозернистых лейкогранитов и аляскитов. В пределах Сибинского плутона встречаются единичные подобные дайки. Но в его экзоконтактовой зоне, особенно на северо-востоке, этих даек очень много: там они входят в состав протяженных ( $50 \div 120 \times 2 \div 8$  км) линейных поясов, простирающихся с юго-востока на северо-запад и далеко уходящих от Сибинского плутона (см. рис. 19). Простирание отдельных даек северо-западное, но встречается и иное. Кроме мелкозернистых белых гранитов, таких же как те, что рассекают граниты внутри Сибинского плутона, в линейном поясе есть средне-, круп-

нозернистые и пегматоидные разновидности альбитовых гранитов, а также пегматиты. Все разновидности встречаются в телах единых даек, некоторыми сложены самостоятельные дайки. В случае совместного нахождения удается видеть четкие контакты между разновидностями, но возрастные взаимоотношения той же степени убедительности, что мы нередко наблюдали в «обычных» гранитах и аляскитах, здесь не устанавливаются. Создается впечатление, что мы имеем дело с единым гранито-аплито-пегматитовым телом и выявленные разновидности чаще всего слагают в лучшем случае более ранние и более поздние *зоны* единых интрузивных тел, а не тела интрузивных фаз. Тем не менее выявленные разновидности уверенно картируются. Они стабильно распространены по всем поясам Калбы и поддаются типизации. Нами выделены следующие их типы (см. рис. 3).

Крупно-среднезернистые равнозернистые светлослюдяные микроклино-альбитовые граниты В-1. Полевые шпаты 2—6, кварц 2—3, слюды 1—2 мм. Паукообразные несоединяющиеся кварцевые агрегаты по 7—8 мм равномерно рассеяны в полевошпатовой массе в 10—15 мм друг от друга. Встречаются отдельные округлые зерна кварца по 4—5 мм, кристаллы граната и шерла.

Среднезернистые равнозернистые светлослюдяные микроклино-альбитовые граниты В-2. Полевые шпаты 1—3, кварц 1—2, слюды 1 мм. Облик породы тот же, но ячеи каркаса мельче: агрегаты кварца по 4—5 мм распределены в полевошпатовой массе в 5—10 мм друг от друга. По облику кварцево-полевошпатовой массы, по размеру зерен главных породообразующих минералов и размеру их агрегатов породы этой разновидности довольно точно отвечают среднезернистым рибекитовым гранитам главной разновидности плутона Акжайляу, но здесь вместо щелочных темноцветных минералов присутствуют светлые слюды, а также нередко гранат и турмалин (шерл).

Мелко-среднезернистые равнозернистые светлослюдяные альбитовые граниты В-3. Зерна полевых шпатов 0,5—1,5, кварца 0,5—1,5, чешуйки слюды менее 1 мм; агрегаты кварца по 2—3 мм в полевошпатовой массе в 3—10 мм друг от друга. Эта порода соответствует по облику мелко-среднезернистым щелочным гранитам Акжайляу с теми же оговорками в части особенности состава, что и в предыдущем случае.

Мелко- и тонкозернистые альбитовые граниты и аплиты — сходны по облику со среднезернистыми породами, но зерна главных породообразующих минералов не превышают 1 мм.

Состав белых альбитовых гранитов всех разновидностей весьма лейкократовый, если не принимать во внимание нередко появляющихся скоплений граната и шерла. Однако, рассекая массивы биотитовых и двуслюдяных гранитов калбинского комплекса, особенно мелкие, которых довольно много в северо-восточном экзоконтакте Сибинского плутона, дайки белых гранитов обогащаются темноцветным ксенолитным материалом, так что многие

участки этих поздних даек с формальной точки зрения оказываются сложенными «двуслюдянными гранитами»\*.

Характерной особенностью поздних даек гранитов — пегматитов, как говорилось, является обогащение их альбитом, светлыми слюдами, гранатом, турмалином. Кроме того, в них нередко специфические акцессорные минералы: колумбит — танталит, амблигонит и др. В некоторых дайках присутствует амазонит. Столь ярко выраженные особенности состава (альбит! амазонит! редкие элементы!), строения (протяженный, далеко выходящий из сферы Сибинского массива пояс даек), взаимоотношения с главными разновидностями предшествующих гранитов («бурное» прорывание, часто с захватом *угловатых* ксенолитов) — все это заставляет полагать, что мы имеем дело с третьим, самостоятельным и самым молодым гранитовым интрузивным комплексом района. Этот вывод напрашивался и прежде. Впервые на автономность от «калбинских» и «монастырских» гранитов пояса аплито-гранитов, аплито-пегматитов и пегматитов обратил внимание С. Г. Шавло [320]. Все данные для выделения самостоятельного комплекса альбитовых гранитов приводил и В. А. Филипов [305], хотя от окончательного вывода он воздержался, предпочитая увязывать «белые» дайки с монастырским комплексом. Подчеркнем еще раз, что несмотря на то, что многие дайки гранитов — пегматитов залегают в пределах Калбо-Нарымского мегаплутона в гранитах «калбинского», «плачгоринского», «байчинского» типов, рассматривать эти дайки как их жильную фазу нет основания, так как аплито-пегматиты, в том числе их среднернстые разновидности, пересекают не только «калбинские», «плачгоринские» и им эквивалентные граниты (т. е. «I» и «II фазы» по Б. А. Дьячкову [92] и Г. Н. Щербе и соавторам [197]), но и все типы более молодых пород — «монастырские» и «сибирские» граниты, включая их аплиты.

Обобщающая схема последовательности образования Сибинского плутона с учетом наблюдавшихся и предполагаемых взаимоотношений отражена на рис. 23, из которого видно, что по геологическим данным в составе плутона выделяются в одинаковом ранге три гранитовых интрузивных комплекса (от древних): 1) гранитовый, *калбинский* — пассивно захваченный блок (фрагмент Калбо-Нарымского мегаплутона) в центре; 2) лейкогранит-аляскитовый, *монастырский* — внешний кольцевой интрузив, которому и обязано само понятие «Сибинский массив»; 3) субщелочногранитовый — пегматитовый, предлагаемое название *урунхайский* — линейный пояс многочисленных даек, пересекающий и в основном огибающий Сибинский массив.

---

\* Вероятно, отсюда одна из причин того, что многие авторы отстаивают непосредственную связь калбинских пегматитов с массивами любых двуслюдяных гранитов, в том числе крупными, например Койтасским; неизбежным следствием этого является отнесение пегматитов к «собственно калбинским», «домонастырским» фазам гранитов [197, 92].

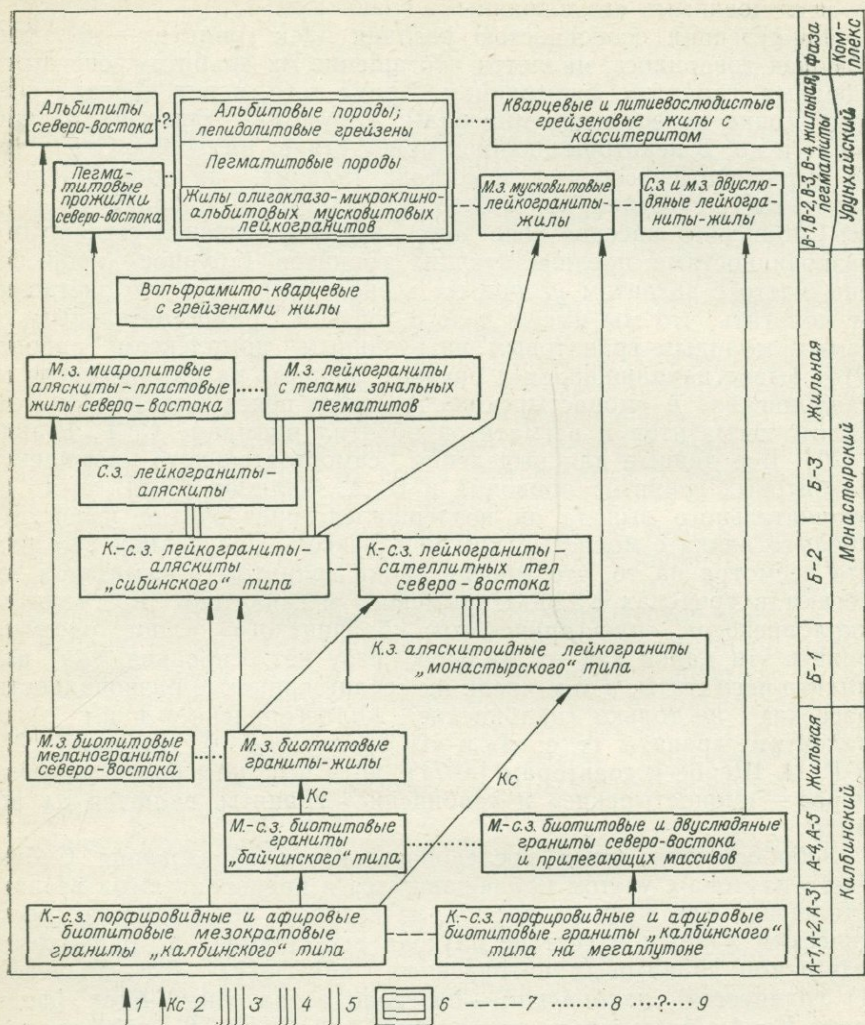


Рис. 23. Схема наблюдавшихся и предполагаемых взаимоотношений гранитов Сибирского плутона и прилегающих участков (снизу вверх от более древних пород к более молодым). Составили С. М. Бескин, В. Н. Ларин и Ю. Б. Марин с учетом материалов А. Н. Леонтьева [154].

1 — наблюдался рвущий контакт; 2 — наблюдались ксенолиты; 3 — конформное залегание свиты спутниковых жил над ...; 4 — конформное наложение пластообразных тел на ...; 5 — залегание жильных и изометричных тел в ...; 6 — единые гранито-пегматитовые тела (северо-восток); 7—9 — корреляции: наиболее уверенные (7), уверенные (8) и предполагаемые (9).

Перейдем к вопросу об объемной фигуре Сибинского плутона. Все исследователи, приводившие разрезы массива, утверждали падение его контактов наружу [197, 320]. Мы подтверждаем эти наблюдения и усиливаем их тем, что обращаем внимание на пери-

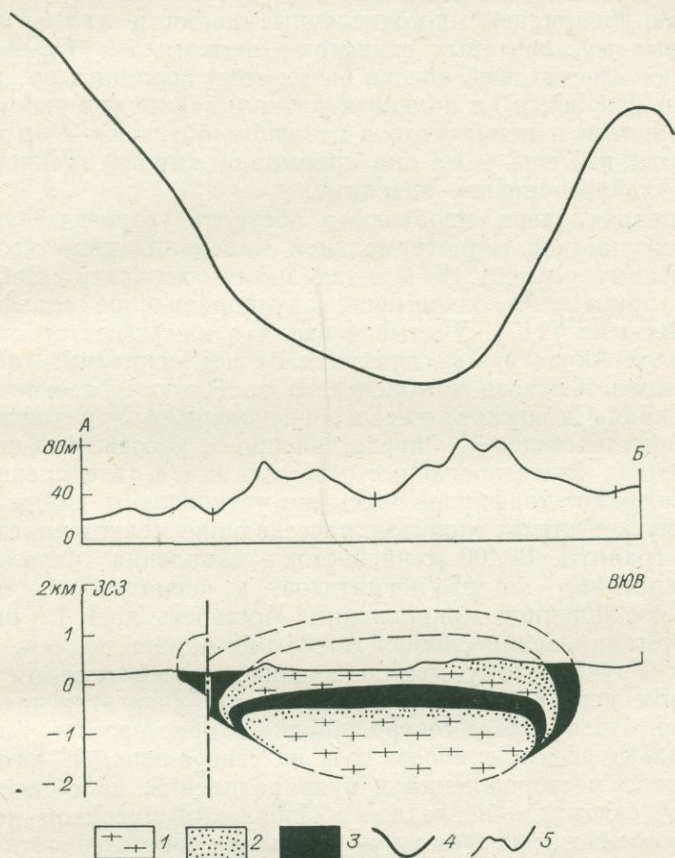


Рис. 24. Геолого-геофизический разрез и гипсометрический профиль через Сибинский плутон. Составили С. М. Бескин, Э. Н. Лишневский, М. И. Диденко.

1 — нерасчлененные граниты калбинского комплекса; 2 — аляскитизированные «калбинские» граниты; 3 — нерасчлененные граниты монастырского комплекса; 4 — кривая остаточных аномалий силы тяжести; 5 — гипсометрический профиль.

клинальное залегание матрацевидных отдельностей, подчеркивающее купольность массива. Взаимоотношения выделенных нами гранитных тел также свидетельствуют о падении контактов наружу (см. рис. 21). Не будет ошибкой считать, что массив до какого-то уровня глубины является *факолитом*. В этом случае его модель с учетом гравиметрических данных должна быть такой,

как это показано на рис. 24. Эта модель объясняет интенсивную переработку биотитовых гранитов «калбинского» и «байчинского» типов, попавших внутрь аляскитового свода. Более поздние импульсы тектоно-магматической активности обусловили раскрытие трещин в протяженной линейной зоне северо-западного простирания, куда внедрились многочисленные дайки и малые интрузии альбитовых мусковитовых гранитов — пегматитов. По-видимому, Сибинский аляскитовый массив был к тому времени еще достаточно прочным и почти не поддавался раскалыванию: дайки «урунхайских» гранитов и пегматитов в основном обтекают его, реже экранируются им, еще реже они прорывают «монастырские» и «сибинские» лейкограниты — аляскиты.

Заканчивая очерк, необходимо обсудить геологическую позицию двух участков гидротермальной минерализации, тяготеющих к Сибинскому плутону. К юго-западному контакту Сибинского массива приурочено одноименное рудопроявление вольфрамитокварцевых жил [117]. Учитывая все, что нам известно о такого рода жилах Акчатау, мы связываем их с аляскитами — лейкогранитами монастырского комплекса. В восточном экзоконтакте в 1 км от края Сибинского массива расположено Урунхайское оловянное месторождение, представленное касситерито-кварцево-грейзеновыми (литиевослюдистыми) жилами в теле древней дайки плагиогранит-порфиров. Здесь же установлены дайки аплитовидных мусковитовых гранитов, пересекающие мелкозернистые биотитовые граниты. В 400 м на восток — скопления параллельных даек аплитов, аплитов-пегматитов, пегматитов, тянущихся в северо-западном направлении. Мощность даек и интенсивность турмалинизации сланцев возле них падает по мере приближения к Урунхайскому месторождению, иными словами последнее расположено в «надинтрузивной» зоне пучка этих даек [117]. Учитывая, что в полосе северо-западного простирания, тянущейся на несколько десятков километров на северо-запад и юго-восток, есть немало месторождений и рудопроявлений, подобных Урунхайскому, связывать последнее с Сибинским массивом нет оснований, особенно если принять во внимание сопряженность кварцевых жил и пегматитов. Скорее оно принадлежит третьему, урунхайскому, комплексу.

Наша схема глубинного строения Сибинского плутона позволяет утверждать, что он значительно эродирован относительно верхних аляскитовых залежей и вероятнее всего поэтому бесперспективен на кварцевожильно-грейзеновые, например вольфрамовые, месторождения «обычного» типа.

#### II.4. МЕЗОЗОЙСКИЙ ПЛУТОН, СИБИРЬ

Плутон расположен в поле метаморфизованных песчано-сланцевых пород верхнего протерозоя — нижнего кембрия. Он состоит из трех близко соседствующих гранитных массивов: Восточного,

Центрального и Западного площадью соответственно 0,06; 8 и 1,8 км<sup>2</sup> (рис. 25). Выходы гранитов, приуроченные к оси протяженного хребта, впервые были обнаружены Р. Н. Рудневым и В. И. Беспаловым в 1931 г. В 40—50-х годах изучались в основ-

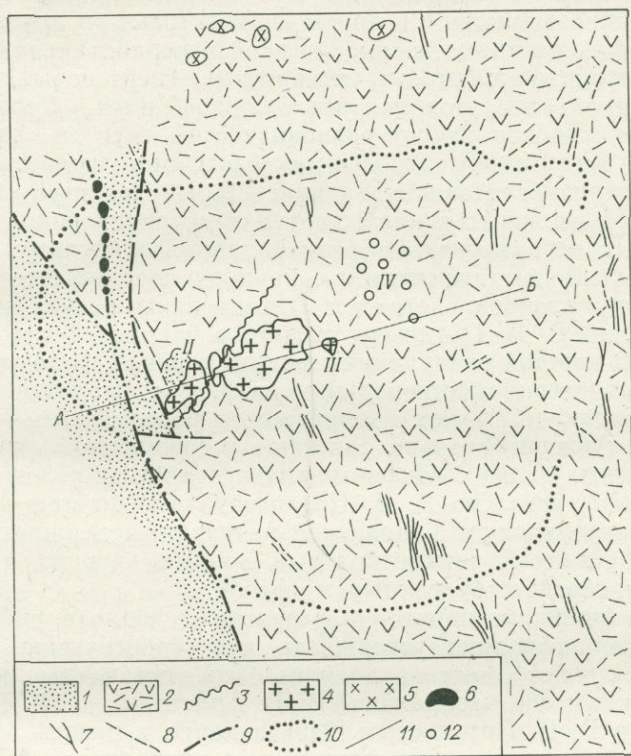


Рис. 25. Обзорная схема мезозойского плутона Сибири. По материалам Ю. А. Зорина, А. М. Гребенникова, М. А. Жуковского.

Массивы и месторождения: I — Центральный массив, II — Западный массив, месторождение тантала, III — Восточный массив, месторождение вольфрама и др., IV — группа мелких месторождений и рудопроявлений вольфрама и олова.  
 1 — песчано-сланцевые породы триаса; 2 — метаморфизованные песчаники, сланцы, эффузивы верхнего протерозоя — нижнего кембрия; 3 — кайнозойские дайки оливиновых диабазов; 4—6 — мезозойские фанеритовые интрузивы: граниты (4), гранодиориты (5) и габбро-диориты (6); 7 и 8 — мезозойские порфировые дайки гранит-порфиров (7), лампрофиров и диоритовых порфиров (8); 9 — разломы; 10 — контур скрытого гранитного плутона по гравиметрическим данным; 11 — линия разреза (см. рис. 29); 12 — месторождения и рудопроявления вольфрама и олова.

ном не граниты, а вольфрамо-оловянные месторождения, открытые Т. Н. Бавловской в 1938—1939 гг. В конце 50-х годов В. А. Орлов и А. А. Беус обнаружили повышенные концентрации тантала в амзонитовых гранитах Западного массива. Это явилось стимулом к более внимательному изучению гранитов. На первом этапе плутон картировался Н. А. Китаевым, И. Н. Титовым, В. В. Дислером, В. И. Белых, А. М. Гребенниковым, В. А. Гайво-

ронским, Ю. И. Темниковым и другими. Варианты карт, разрезов и описания гранитов опубликованы [8, 101, 125, 295 и др.]. В различных контурах с разной полнотой выделялись главные гранитные разновидности-фации (среднезернистые порфирированные граниты — биотитовые, двуслюдяные, мусковитовые), второстепенные фации (мелкозернистые граниты — биотитовые, двуслюдяные, мусковитовые), фации метасоматической переработки апикали куполов (амазонито-альбитовые, альбитовые, грейзеновые). Почти во всех вариантах плутон мыслился однофазным. Утверждался постепенный переход любых разновидностей друг в друга, а с глубиной — в гомогенные «обычные» биотитовые граниты.

Новый этап исследования начинает В. В. Потапьев [246]. На составленной им карте в иных контурах по сравнению с предыдущими выделено несколько разновидностей биотитовых гранитов со «снятым» метасоматозом — крупно-, средне-, мелкозернистые. Между разновидностями зафиксированы резкие контакты, что позволило В. В. Потапьеву наметить четыре «фазы кристаллизации». В каждой различаются фации: главная, эндоконтактная (резко неравнозернистые породы) и апофизная (маломощные дайки). По вертикали плутон изображается расслоенным — граниты I—IV фаз субгоризонтально залегают в указанной последовательности сверху вниз с конформными купольными осложнениями. Расслоенность, согласно В. В. Потапьеву, связывается с прерывистой кристаллизацией одноактной интрузии; задержка кристаллизации обусловила четырехкратный прорыв «корки» и метасоматоз, что и соответствует четырем «фазам».

Данные наших маршрутов и результаты анализа работ предшественников позволяют утверждать, что геологические карты и разрезы Восточного массива должны быть оставлены примерно такими, какими они изображены В. В. Аристовым и И. Я. Смольским [15] и В. В. Потапьевым [246], а карта и разрез Западного массива — примерно такими, какими они приводятся А. М. Гребенниковым [101, 295]. Но в обоих случаях должна быть изменена интерпретация контактов. Что касается Центрального массива, то его геологическая карта и разрез должны быть составлены поновому, так что ни рисовка, ни интерпретация не совпадут с чертежами и выводами предшественников.

Генеральная схема представляется следующей. Согласно последним геологическим съемкам граниты плутона, а также образующие по соседству отдельные мелкие интрузивы более древние габбро, диориты, гранодиориты и лампрофиры имеют активный контакт с метаморфизованными сланцами протерозоя — кембрия и песчано-сланцевыми породами триаса. В узле есть пучки даек гранит-порфиров неясного относительно плутона возраста, но также прорывающие отложения протерозоя и триаса, и заведомо более молодые, чем граниты, дайки оливиновых диабазов, верхняя возрастная граница которых неясна. Западный, Центральный и Восточный массивы являются частями скрытого (гетерогенно-

го, как будет показано ниже) гранитного плутона, который фиксируется общим локальным гравиминимумом (см. рис. 25).

Центральный массив с поверхности на 80% сложен гранитами двух разновидностей. Решительно преобладают среднезернистые неравнозернистые порфиroidные биотитовые и двуслюдяные граниты с размером зерен в основной массе 0,5—3 мм. В подчиненном количестве встречаются мелко-среднезернистые резкопорфиroidные и весьма неравнозернистые биотитовые и двуслюдяные граниты. Первая разновидность по облику отвечает уже не раз встречавшемуся на ранее описанных массивах стандарту А-3, вторая — А-4 (см. рис. 1). При просмотре штуфов, а особенно в шлифах хорошо видно, что биотит неравномерно мусковитизирован, в породе есть участки грейзенизации. Это дало основание прежде выделять в составе Центрального массива биотитовые, двуслюдяные и мусковитовые фации. Однако все три фации нередко можно обнаружить в любой глыбе гранита в любой части массива. Среднезернистые порфиroidные граниты прорваны редкими дайками мелкозернистых жильных гранитов, также варьирующих от биотитовых до мусковитовых в теле одной дайки.

С. М. Бескиным и Р. И. Недумовым (1974 г.) впервые откартированы *алюскитовидные лейкограниты* (табл. 10 и 11), образующие субизометричный выход  $1 \times 0,8$  км на горе, расположенной на восточной оконечности Центрального массива. Внутренняя часть выхода сложена крупно-среднезернистыми алюскитами с размерами зерен кварца 2, полевого шпата 3—6 мм. По внешнему облику они весьма близки столь часто встречавшимся на ранее описанных массивах алюскитам стандарта Б-2. Особенностью является то, что на фоне привычной нам равнозернистой основной массы с характерной цепочечностью в расположении кварцевых зерен (см. рис. 2) отмечаются редкие уплощенные вкрапленники калишпата до 10—30 мм в наибольшем поперечнике. Внешнее кольцо алюскитового выхода сложено среднезернистыми алюскитами с размером зерен кварца 1—2 и полевого шпата 2—4 мм, точно отвечающими по облику стандарту Б-3. И здесь, хотя и редко, встречаются вкрапленники калишпата до 8—10 мм. Во внешнем алюскитовом кольце наблюдались тонкие тела с неясными контактами, граниты которых отвечают мелко-среднезернистым алюскитам Б-4, а также несомненно секущие редкие дайки мелкозернистых жильных алюскитов и аплитов. Средне- и мелко-среднезернистые алюскиты Б-3 и Б-4 образуют на Центральном массиве еще и полукольцевые пластообразные тела, залегающие в нормальных гранитах с запада и востока от основного выхода (рис. 26). В штуфах и особенно шлифах хорошо видно, что большей частью алюскиты в той или иной степени грейзенизированы.

Пропуск алюскитов при предыдущих съемках вызван, в частности, тем, что в них присутствуют порфиroidные вкрапленники, отчего при формальном подходе они не отделялись от «среднезернистых порфиroidных биотитовых и двуслюдяных гранитов» (хо-

## Химический состав гранитов мезо-

Комплекс	Породы, символы фаз	Количество проб	Химический состав гранитов мезо-			
			SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
Центральный						
Субщелочно-гранитовый	Мелкозернистые альбитовые граниты, жильные	2	72,83	0,03	15,28	0,28
Лейкогранит-аляски-товый	Мелкозернистые лейкограниты, жильные	4	75,37	0,08	13,29	0,19
			74,8—76,4		13,0—13,6	0—0,5
	Среднезернистые лейкограниты — аляскиты, Б-3	6	75,32	0,06	14,11	0,29
			74,9—76,0		13,8—14,5	0—0,5
Гранитовый	Крупно-среднезернистые порфиroidные лейкограниты Б-2	3	74,34	0,14	14,08	0,36
			74,3—74,4		13,4—14,5	0,3—0,4
	Мелко-среднезернистые порфиroidные граниты, А-4	2	73,56	0,19	14,33	0,36
		8	72,43		14,23	0,62
	Среднезернистые порфиroidные граниты, А-3		71,4—73,2	0,20	13,2—15,3	0,2—0,9
Восточный						
Аляски-товый	Грейзенизированные мелкозернистые и мелко-среднезернистые лейкограниты, жильные и Б-4	5	76,05	0,03	13,53	0,43
			75,4—77,1		11,8—14,2	0,05—0,7
Гранитовый	Грейзенизированные порфиroidные граниты, А-4 и А-3	2	73,32	0,08	14,38	0,58
Западный						
Субщелочно-гранитовый	Мелкозернистые лепидолитовые граниты, В-4	6	71,40	—	17,00	0,39
	Среднезернистые альбитовые и амазонитовые граниты, В-3 и В-2	6	70,93	—	16,49	0,66
			70,5—71,1		15,2—17,2	0,1—1,4
	Крупно-среднезернистые микроклино-альбитовые граниты, В-1	9	72,54	0,03	15,20	0,14
			72,2—73,8		13,9—16,1	0,03—0,2
Гранитовый	Мелко-среднезернистые двуслюдяные порфиroidные граниты, А-5	6	73,42	0,11	13,84	0,36
			72,6—74,6		13,3—14,7	0—1,7

Примечания. 1. Таблица составлена в основном по данным работ [8, 101, 125, на). 2. В числителе — среднее значение, в знаменателе — пределы вариаций.

## зойского плутона Сибири, вес. %

FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O I	П. л. п.	F	Сумма
0,35	0,03	0,66	0,74	5,06	3,60	—	0,67	—	—	99,53
1,47	0,03	0,04	0,48	4,17	4,0	—	—	—	—	99,12
1,0—1,8		0—0,15	0,3—0,6	3,6—4,5	3,8—4,5	—	—	—	—	—
0,47	0,02	0,66	0,69	3,86	4,33	—	0,58	—	—	100,39
0,2—1,0		0,66	0,5—0,8	3,8—4,0	4,0—4,8	—	—	—	—	—
0,86	0,01	0,86	0,50	3,76	4,33	0,05	0,39	0,86	0,39	100,93
0,5—1,5		0,8—0,9	0,46—0,6	3,5—4,0	4,1—4,7					
1,65	0,02	0,20	0,74	4,04	4,87	—	—	—	—	99,96
1,20	0,02	0,36	0,58	4,02	4,93	0,03	0,65	1,01	0,11	100,39
0,7—1,6		0,03—1,1	0,4—0,8	3,6—4,7	4,0—5,1					
массив										
0,55	0,10	0,28	0,53	3,35	3,77	0,08	0,85	0,99	—	100,54
0,3—1,0		0,03—0,5	0,3—1,0	2,2—4,7	3,1—4,4					
0,22	0,08	0,40	1,07	3,72	4,00	0,06	0,46	0,93	0,65	99,95
массив										
0,95	0,14	0,19	0,52	5,02	3,85	—	—	—	—	99,46
0,86		0,14	0,79	5,57	3,74					
0,5—1,7	0,10	0,13—0,15	0,3—1,0	5,2—5,9	3,3—4,0	0,01	0,15	1,03	0,54	101,01
1,45		0,25	0,76	3,72	5,20					
1,3—1,6	0,10	0,2—0,3	0,4—0,9	3,4—4,5	5,0—5,5	0,02	0,14	0,77	0,50	100,82
1,37		0,24	0,58	3,57	4,85					
1—2,1	0,03	0—0,45	0,2—1,2	2,9—4,2	4,6—5,1	0,04	0,18	1,07	0,29	99,95

246] и собственных анализов, выполненных в лаборатории ИМГРЭ (аналитик Т. И. Мачихи-

Средние содержания элементов-примесей  
в гранитах мезозойского плутона Сибири, г/т

Элемент	Центральный массив						Суб- щелоч- но- гранит- овый комп- лекс
	Гранитовый комплекс			Аляскитовый комплекс			
	А-3	А-4	Жильные	Б-2	Б-3	Жильные	Жиль- ные
Li	130	111	105	134	102	126	74
Rb	321	340	405	370	436	490	400
Sn	5	—	—	—	10	—	—
Ta	4	5	8	11	11	8	8
Nb	21	21	39	29	38	40	49
W	2	6	—	15	15	—	—
Be	11	9	11	16	15	12	7
Число опре- делений	Ta, Nb— 20, про- чие—5	2	Ta, Nb— 5—6, прочие—3	Ta, Nb—5, Li, Rb, Be— 3, Sn, W—2	Sn, W—1, прочие— 4—5	Ta, Nb— 4, про- чие—2	1

Элемент	Восточный массив		Западный массив		
	Гранитовый комплекс, грейзенизи- рованный	Аляскитовый комплекс, грейзенизи- рованный	Гранитовый комплекс, альбитизи- рованный	Субщелочногранитовый комплекс, альбитизированный	
	А-3 и А-4	Б-4 и жильные	А-4	В-1	В-2 и В-3
Li	—	74	260	340	487
Rb	—	400	640	1160	1260
Sn	63	84	35	17	57
Ta	3	13	16	21	57
Nb	30	62	27	33	52
W	200	1300	—	55	—
Be	—	55	—	9	12
Число опре- делений, литератур- ный источ- ник	17—22, [246]	Li, Rb, Be—4, Sn, W—8, Ta, Nb—11	3—13, [101, 246]	14—20, [101, 246]	10—40, [101, 266]

Примечание. Определение Li и Rb производилось методом пламенной фотометрии в лаборатории ИМГРЭ аналитиками С. Л. Родиной и Г. Н. Поповой, Ta и Nb — химическим методом в лаборатории ИМГРЭ аналитиками А. А. Мануховой и Н. Н. Коротковой, Be — количественным спектральным методом в лаборатории ИМГРЭ аналитиком Т. М. Холдиной; данные по Sn и W, частично по Ta, заимствованы из работы И. Н. Маликовой (см. [246]); разброс цифр относительно среднего в подавляющем большинстве случаев не превышает 50%, но в грейзенизированных и альбитизированных гранитах Восточного и Западного (А-4) массивов до 400%.

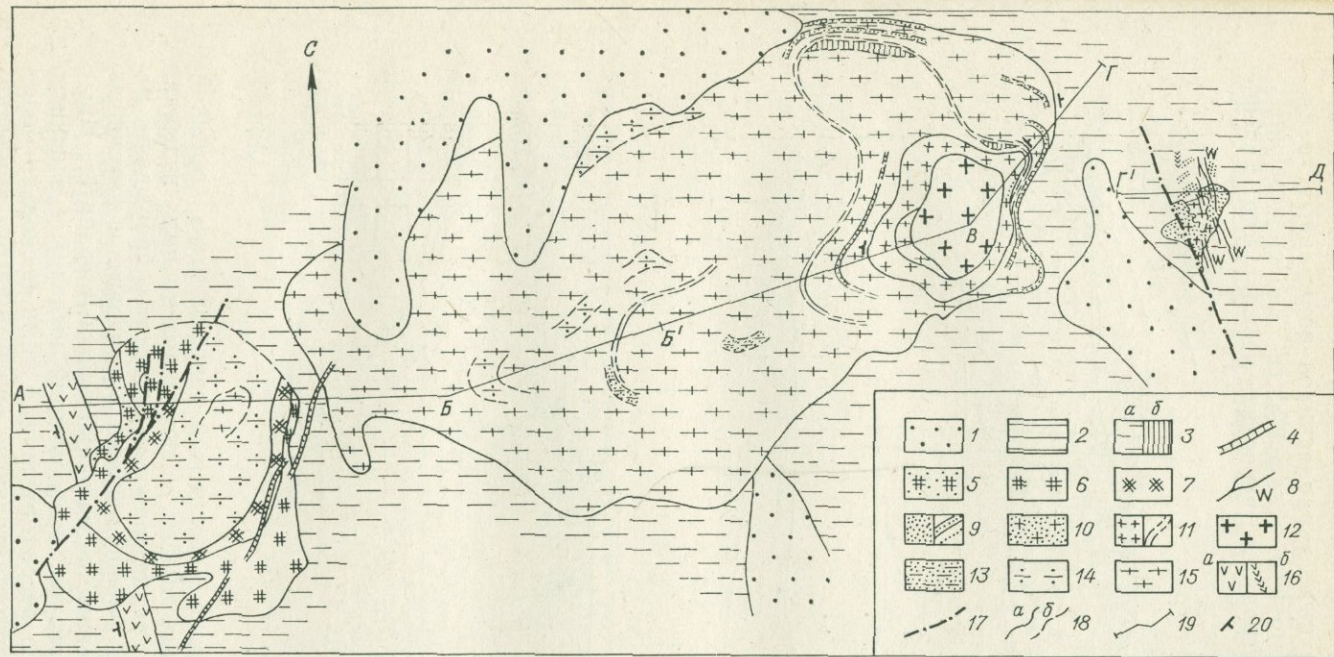
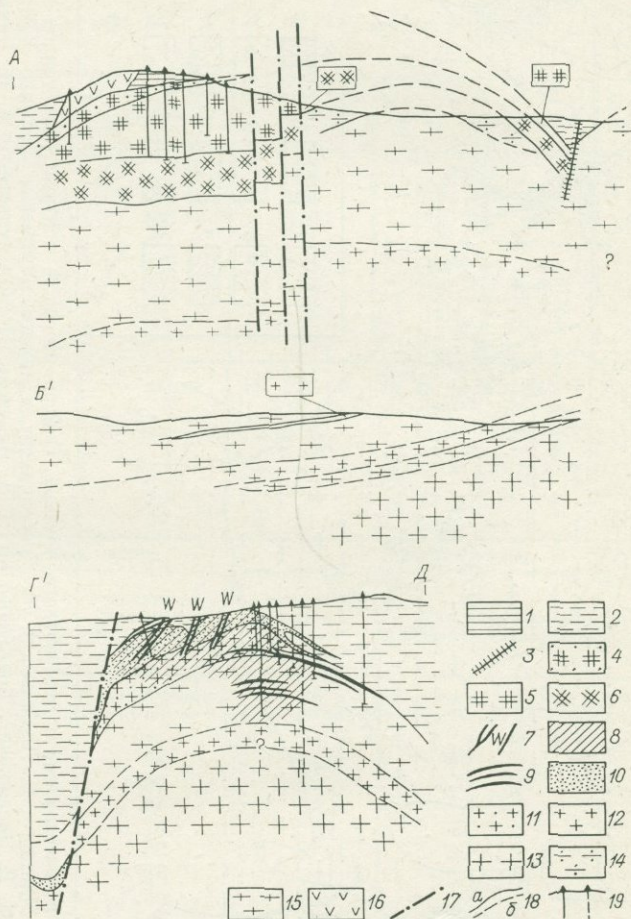


Рис. 26. Схематическая геологическая карта мезозойского плутона Сибири. Внешние контуры гранитоидов по Н. А. Китаеву, Н. Н. Титову, В. В. Дистлеру, В. И. Белых, А. М. Гребенникову и другим; внутреннее строение Западного массива по А. М. Гребенникову и Н. Е. Залашковой, Восточного по В. В. Аристову, И. Я. Смутьскому, А. В. Дружинину, Центрального по С. М. Бескину (с учетом материалов Н. А. Китаева, В. В. Потатьева и Ю. И. Темникова); редакция геологии гранитов С. М. Бескина, геологии вмещающих пород по В. А. Амантову и М. А. Жуковскому.

1 — современные накопления; 2 — верхнетриасовые песчаники и алевролиты; 3 — верхнепротерозойские — нижнекембрийские метаморфизованные песчано-сланцевые и эффузивные породы (а) и они же в качестве ксенолитов в гранитах (б); 4 — кайнозойские дайки оливиновых диабазов; 5—15 — мезозойские фанеритовые интрузивы: 5—7 — комплекс субщелочных фтор-литиевых гранитов (5 — мелко-среднезернистые лепидонитовые (цинвальдито)-альбитовые граниты, 6 — мелко-среднезернистые литонито-мусковито-альбитовые граниты В-2 и В-3, 7 — средне-крупнозернистые мусковито-микроклино-альбитовые граниты В-1 с «гороховидным» кварцем), 8—12 — комплекс лейкократовых аляскитоидных гранитов (8 — вольфрамото-кварцевые жилы, 9 — мелкозернистые и аплитовидные аляскиты, 10 — средне-мелкозернистые аляскиты В-4, 11 — среднезернистые аляскиты В-3, 12 — крупно-среднезернистые редкопорфировидные лейкограниты и аляскиты В-2), 13—15 — комплекс гранитов (13 — мелкозернистые биотитовые граниты, 14 — мелко-среднезернистые густопорфировидные биотитовые и двуслюдяные граниты А-3), 16 — мезозойские порфировые дайки — лампрофиты (а) и диоритовые порфириты (б); 17 — разломы; 18 — геологические границы более (а) и менее (б) достоверные; 19 — линия разреза (см. рис. 27); 20 — элементы залегания.

тя надо сказать, что уплощенные вкрапленники в аляскитах отличаются от «бочковидных» вкрапленников нормальных гранитов). Кроме того, по условиям обнаженности непосредственных контактов аляскитов и гранитов, вероятно, не находили. Теперь



северо-восточное подножие аляскитовой горы вскрыто выемкой новой дороги. В больших глыбах, отколовшихся при взрывах, прекрасно видно, что среднезернистые аляскиты прорывают не только среднезернистые порфировидные биотитовые и двуслюдяные граниты, но и рассекающие их дайки жильных гранитов. Иными словами, налицо признак, позволяющий выделить аляскиты (и, следовательно, тесно ассоциирующие с ними несколько более поздние грейзены) в самостоятельный интрузивный комплекс.

С помощью геологического профиля установлено, что мы имеем дело с привычной нам стратифицированной и расслоенной постройкой (рис. 27). Ее элементы, хотя и геологически неверно, были ранее отчасти угаданы В. В. Потапьевым [246, с. 11].

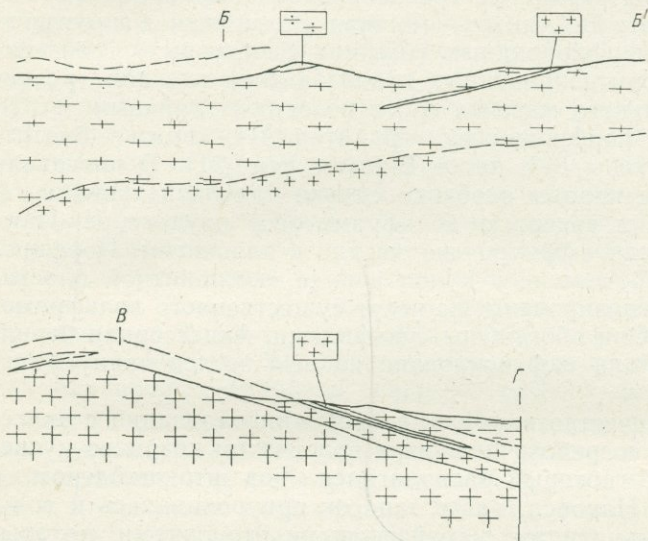


Рис. 27. Схематический геологический разрез мезозойского гранитного плутона по линии АВВГД (см. рис. 26). Западный и восточный фланги — по буровым профилям разведочных партий; центр разреза составили С. М. Бескин и Р. И. Недумов методом полунструментального нивелирования с отрисовкой геологической ситуации на местности; редакция С. М. Бескина (1975, 1976 гг.).

1 — верхнетриасовые песчаники и алевролиты; 2 — верхнепротерозойские — нижнекембрийские метаморфизованные песчано-сланцевые и эффузивные породы; 3 — кайнозойские дайки оливиновых диабазов; 4—16 — мезозойские плутоногенные образования: 4—6 — *субщелочногранитовый комплекс* [4 — мелкозернистые лепидолито(циннальдито)-альбитовые граниты В-4, 5 — мелко-среднезернистые литионито-мусковито-альбитовые граниты В-2 и В-3, 6 — средне-крупнозернистые мусковито-микроклино-альбитовые граниты В-1 с «гороховидным» кварцем], 7—13 — *лейкогранит-аляскитовый комплекс* (7 — вольфрамито-кварцевые жилы, 8 — интенсивно грейзенизированные и альбитизированные породы, 9 — дайки аплитовидных гранитов, 10 — средне-мелкозернистые аляскиты, 11 — средне-мелкозернистые аляскиты В-4, 12 — среднезернистые аляскиты В-3, 13 — крупно-среднезернистые лейкограниты и аляскиты В-2), 14 и 15 — *гранитовый комплекс* (14 — мелко-среднезернистые резкопорфиroidные биотитовые и двуслюдяные граниты А-4, 15 — среднезернистые порфиroidные биотитовые и двуслюдяные граниты А-3), 16 — догранитные лампрофиры, дайки; 17 — разломы; 18 — геологические границы более (а) и менее (б) достоверные; 19 — буровые скважины.

Установив главные типы пород и их взаимоотношения в Центральном массиве, обратимся к Восточному массиву. На поверхности, как выясняется, он сложен в основном мелкозернистыми грейзенизированными аляскитами с более или менее крупными ксенолитами среднезернистых порфиroidных гранитов. Осмотр карьера и керн некоторых скважин убеждает, что мы имеем дело с аляскитовым куполом, гораздо более крутым, чем купол главного аляскитового выхода на Центральном массиве, к

тому же «вырвавшимся» из-под чехла нормальных гранитов непосредственно под сланцы. Здесь сверху залегает мощный «пласт» грейзенизированных мелкозернистых жильных аляскитов, венчающийся в наиболее высоком месте «кварцевым колоколом» и полевошпатовым штокшайдером по контакту со сланцами. Ниже залегают средне-мелкозернистые грейзенизированные аляскиты, отвечающие стандарту Б-4, ниже — мощная «ксенолитная пластина» среднезернистых порфиroidных (бывших биотитовых) грейзенизированных и хлоритизированных гранитов типа главной разновидности Центрального массива А-3 с пологими дайками резко неравнозернистых порфиroidных гранитов А-4, ниже — биотит-содержащие аляскиты Б-3, далее Б-2 (см. рис. 27). В интервале до 100—150 м все породы особенно сильно альбитизированы и грейзенизированы и содержат вольфрамитовое оруденение. Иными словами, последнее приурочено именно к аляскитам. Порфиroidные граниты, попавшие в купол в виде «ксенолитной пластины», хотя и грейзенизированы, не несут существенного вольфрамового оруденения. Они обогащены сульфидами. Акцессорная берилловая минерализация зафиксирована на всю исследованную глубину.

Некоторое количество вольфрамитовой минерализации с акцессорным бериллом сосредоточивалось в полосчатом кварцево-мусковитовом грейзене, который располагался под штокшайдером в верхней апикали. Наконец, часть запасов приурочивалась к вольфрамито-кварцевым жилам с грейзеновыми оторочками, которые пересекали альбитизированные и грейзенизированные аляскиты («растворяясь» в них с глубиной) и переходили в сланцы. Породы экзоконтакта вокруг Восточного массива обогащены мусковитом и турмалином, менее — флюоритом, гранатом, вольфрамитом, шеелитом, сульфидами.

Неподалеку от Восточного и Центрального массивов имеется еще несколько вольфрамо-оловянных месторождений и рудопроявлений кварцевоштокверкового и кварцевожильного типов в сланцах [15, 246 и др.]. Генетическая общность этих проявлений с вольфрамито-кварцевыми жилами, отходящими от главного вольфрамового месторождения, несомненна. Следовательно, эти мелкие месторождения и рудопроявления не являются автономными, а залегают над скрытыми куполами аляскитов, возможно альбитизированных, грейзенизированных, оруденелых.

Перейдем к Западному массиву, которому особенно повезло в части публикаций [8, 101, 125, 246, 295 и др.]. Форма массива в плане неправильно изометричная. Поверхность западного контакта под углом  $20^\circ$  погружается под вмещающие породы, восточный контакт крутой ( $40-50^\circ$ ), южный и северный — еще более крутые ( $50-70^\circ$ ); они, особенно северный, обязаны своею крутостью смещениям по разломам. Массив имеет асимметричное концентрически-зональное внутреннее строение: в центре обнажены двуслюдяные порфиroidные граниты, с внешней стороны —

подковообразный, раскрытый к северу выход альбитовых гранитов. При более детальном рассмотрении выясняется, что от центра к периферии или в разрезе снизу вверх наблюдается следующая смена пород (см. рис. 26 и 27): а) биотитовые, двуслюдяные, мусковитовые неравнозернистые порфиroidные граниты внутри «подковы»; б) мусковито-микроклино-альбитовые равнозернистые, с округлыми зернами кварца, граниты; в) амазонито-альбитовые с мусковитом и литиевыми слюдами мелко-среднезернистые граниты; г) лепидолито-альбитовые с топазом мелкозернистые граниты, — под сланцевой кровлей. Из прочих разновидностей следует упомянуть дайки амазонито-альбитовых аплитов, пересекающие двуслюдяные порфиroidные граниты [246]; амазонитовые пегматойдные с литиевой слюдой тела, залегающие в мелкозернистых «альбититах» среди альбитовых гранитов, преобладающие в апикали и выходящие в экзоконтат; микроклино-альбитовые аплитовидные граниты с топазом — дайки, оперяющие массив. При контактовых изменениях сланцев выражены в мусковитизации, окварцевании, в полосе нескольких метров развиты лепидолит, флюорит, сульфиды. Все перечисленные породы рассечены поясом даек оливиновых диабазов северо-восточного простираия.

Залежь лепидолито-альбитовых гранитов и верхняя часть залежи амазонито-альбитовых гранитов является танталоносным рудным телом, где наряду с танталитом, колумбитом — танталитом и микролитом встречаются гранат, флюорит, вольфрамит, касситерит, рутил, сфалерит. Главная черта зональности — увеличение снизу вверх содержания тантала и отношения Ta/Nb. Отношение Na/K остается стабильным [101 и др.].

подавляющее большинство геологов считает альбитовые и амазонито-альбитовые граниты Западного массива метасоматическими породами, образовавшимися по «обычным» порфиroidным биотитовым гранитам, близким к тем, которые слагают большую часть Центрального массива. Не затрагивая первую часть этого утверждения («метасоматиты»), покажем, что вторая его часть («по обычным гранитам») неверна по данным чисто геологических наблюдений. «Обычные» серые граниты, аналогичные таковым на Центральном массиве, как это отмечают все исследователи, слагают внутреннюю площадь Западного массива. Мы установили, что в основном это неравно-мелко-среднезернистые резкопорфиroidные граниты, отвечающие по внешнему облику стандарту А-4 (см. рис. 1). Но среди поля их развития встречаются площади, занятые среднезернистыми порфиroidными гранитами типа А-3. Среди гранитов каждой из этих разновидностей встречены двуслюдяные и мусковитовые более и менее обогащенные альбитом породы, переходы между которыми постепенные. Все исследователи указывают, что такое непостоянство состава обусловлено неравномерным *псевдоморфным* метасоматическим замещением: альбит развивается по плагиоклазу и калиевому полевоому шпату, мусковит — по биотиту и калишпату, кварц — по

мелкозернистой массе. Процессам метасоматоза обязано появление в порфириовидных гранитах большего, чем это наблюдается в аналогичных гранитах Центрального массива, количества флюорита, а также топаза, ниобий-танталового рутила, стрюверита. Последние встречаются нередко в виде включений мелких идиоморфных кристаллов в мусковите, образовавшемся по биотиту [101].

На порфириовидных гранитах обеих разновидностей и, как это установлено нами, на пересекающих их дайках мелкозернистых порфириовидных гранитов залегают белые равномерно-среднезернистые граниты с округлыми, «гороховидными» зернами кварца. Контакты со всеми разновидностями подстилающих порфириовидных гранитов и их дайками резкие, что отмечают и сторонники непрерывного метасоматоза [101, с. 13; 295, с. 79]. А. Д. Червинская (личное сообщение) наблюдала брекчию из остроугольных обломков роговиков и двуслюдяных порфириовидных гранитов, цементированную мусковито-альбитовыми «гороховидными» гранитами.

Налегающие белые граниты имеют размер зерен полевого шпата 2—4, кварца 2 (в основной массе) и 3—4 мм («гороховидные» зерна). Равновеликие зерна кварца в основной массе образуют пауковидные агрегаты по 5—8 мм, не соединяющиеся в цепочки. Аналогичные по внешнему облику породы мы встречали на Акжайляу среди комплекса щелочных гранитов и обозначили их тогда как стандарт В, а также на Сибилах, где удалось конкретизировать их как эталон В-1 (рис. 3). Эти довольно однородные породы никак не наследуют *разный* облик средне- и мелкозернистых порфириовидных гранитов, с которыми они соприкасаются и тем более не наследуют облик мелкозернистых жильных гранитов. И залежь среднезернистых «гороховидных» микроклино-альбитовых гранитов залегают на разнородных порфириовидных гранитах так, что контактовая поверхность лежащего бока пересекает границы фаз. Значит, эта контактовая поверхность является границей первоначального интрузивного контакта, а не границей зон псевдоморфного метасоматоза. Следовательно, мусковито-микроклино-альбитовые граниты с «гороховидным» кварцем не являются метасоматитами по порфириовидным гранитам ядра Западного массива. Напротив, согласно критериям гл. I мы имеем дело с контактовым взаимоотношением гранитов двух комплексов: древнего, представленного порфириовидными гранитами и их жильными, тоже порфириовидными гранитами, и юного, начинающегося среднезернистыми альбитовыми гранитами с «гороховидным» кварцем. Естественно, не исключено, что юные, «гороховидные» и лежащие на них граниты являются альбитизированными породами. Однако альбитизация прошла не по «обычным» порфириовидным гранитам, а по юным гранитам типа В, имевшим с самого начала специфический облик — «гороховидные» зерна кварца, собранные в «лапчатые», несоединяющиеся скопления, рассыпанные среди полевошпатовых агрегатов, состоящих из изометричных однораз-

мерных зерен (см. рис. 3). Действительно, внешний облик налегающих на граниты В-1 альбитовых гранитов в основном соответствует стандартам В-2, В-3, В-4 и более мелкозернистым, установленным для гранитов третьего комплекса Сибирь (см. раздел II. 3). Здесь необходимы два замечания. В 1976 г. нами совместно с В. В. Матиасом, Е. В. Якшиной и Е. А. Рогаткиной на Западном массиве рассматриваемого мезозойского плутона Сибири было установлено, что, во-первых, каждая «стандартная» разновидность среднезернистых альбитовых гранитов В-2, В-3 имеет местами переход в фации: а) малокварцевую и малослюдяную и б) насыщенную слюдами. В этих фациях привычный макрооблик гранитов В на первый взгляд теряется. Во-вторых, среди собственно гранитов В были встречены изобильные «плавающие» разноориентированные ксенолиты фельзитов, порфиоров и микрогранитов размером от мелких обломков до многих десятков метров, превращенные в тонко- и мелкозернистые «альбититы»\*. Прежде «малокварцевые» фации редкометальных гранитов В не отделялись при документации от «альбититов», что и обусловило представление о широких вариациях облика пород, постепенно переходящих одна в другую. Это в свою очередь не способствовало стремлению расчленять альбитовые граниты Западного массива на какие-либо структурные разновидности и все внимание было уделено определению слюд, присутствию — отсутствию амазонита и т. д. [8 и др.].

Вывод о самостоятельности комплекса существенно альбитовых гранитов в рассматриваемом узле, полученный в результате наблюдений на Западном массиве, предстает еще более убедительным, если учесть и такие факты. Во-первых, имеются данные, что в старательском карьере к северу от Западного массива дайки лепидолито-амазонито-альбитовых гранитов пересекают вольфрамо-кварцевые жилы «стандартного» типа [125, 246]. Во-вторых, нами зафиксированы наиболее молодые альбитовые граниты и на Центральном массиве — в его северо-восточной части в дорожной выемке. Здесь в больших глыбах хорошо видно, что дайки белых мелкозернистых альбитовых с гранатом гранитов пересекают все разновидности гранитов и аляскитов, включая аплиты и пегматиты. При этом среднезернистые аляскиты попадают в белые граниты в виде остроугольных ксенолитов, что не характерно для взаимоотношения аляскитов со «своими» аплитами. Особенности акцессориев мелкозернистых белых гранитов в сравнении с таковыми у жильных же биотитовых гранитов и аляскитов свидетельствуют о «крайней» лейкократовости молодого гранита, в котором, например, почти нет титановых минералов. Зато в них фиксируется относительно высокое для жильных гранитов содержание топаза и главное — уникально большое количество граната (типо-

\* Именно к таким «альбититам», как оказалось, приурочено более 90% крупнокристаллических амазонитовых пород (рис. 28).

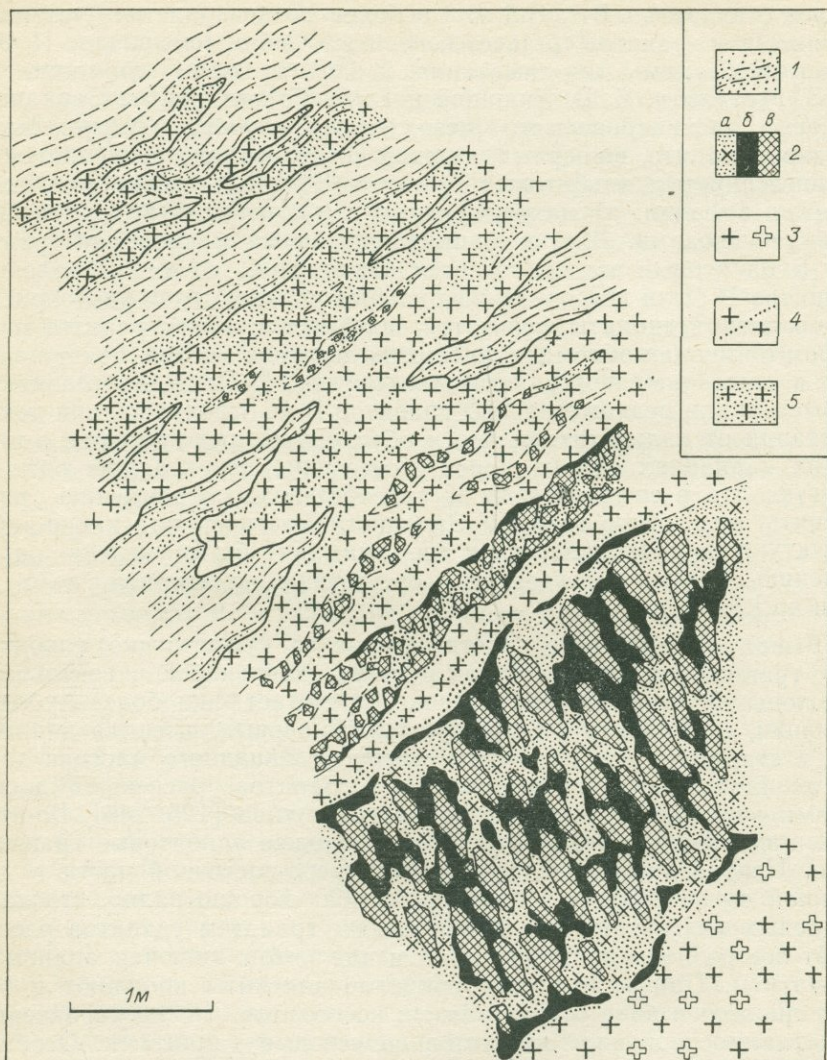


Рис. 28. Участок апикального выступа Западного массива [202, с. 117]. Интерпретация С. М. Бескина.

1 — сланцевая толща и ксенолиты сланцев в редкометалльных гранитах; 2 — ксенолиты порфиров и микрогранитов в редкометалльных гранитах — разнозернистый существенно альбитовый агрегат (а), местами обогащенный кварцем (б) с характерными метакристаллами — блоками амазонита (в); 3 — редкометалльные среднезернистые существенно альбитовые с амазонитом граниты В-3; 4 и 5 — редкометалльные средне-мелкозернистые микроклино-альбитовые с амазонитом, полосчатые (4) и лепидолито-альбитовые (5) граниты В-4 (показано обогащение альбитом и вблизи «полос» с блоками амазонита).

морфного минерала послеалаяскитовых даек третьего гранитового комплекса), как мы это видели на Сибирском плутоне.

Итак, в рассматриваемом узле выделяется не менее трех гранитовых комплексов: начальный, гранитовый; второй, аляскитовый, заканчивающийся вольфрамо-оловянной грейзенизацией (с аксессуарным бериллом) и кварцевожильной минерализацией; и третий, наиболее юный, альбитовогранитовый, потенциально танталосодержащий, с относительно высоким содержанием лития и других редких элементов.

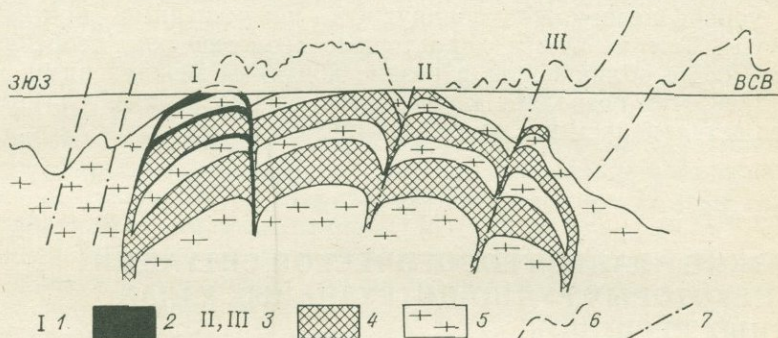


Рис. 29. Предполагаемая схема глубинного строения мезозойского плутона Сибири. Составил С. М. Бескин с учетом материалов В. Г. Гладкова и А. С. Калинина [65] и Ю. И. Темникова [295]; вертикальный масштаб преувеличен.

1 и 2 — комплекс субщелочных гранитов: месторождение тантала (1) и фтор-литиевые альбитовые и альбитизированные граниты (2); 3 и 4 — комплекс лейкогранитов: месторождения и рудопроявления вольфрама и др., II, и вольфрама и олова, III (3) и лейкократовые аляскитовые граниты (4); 5 — комплекс нормальных гранитов — биотитовые и двуслюдяные порфириновые граниты; 6 — линии, отражающие складчатую структуру вмещающих пород (западное крыло антиклинали); 7 — разломы.

Обобщая данные о залегании гранитных тел, полученные при построении геологического профиля, и учитывая результаты бурения, попытаемся уточнить объемную схему узла, ранее намечавшуюся В. Г. Гладковым и А. С. Калининым [65] и Ю. И. Темниковым [295] (рис. 29). Вероятнее всего интрузия аляскитовой магмы внедрена в пологие полости отслоения в теле ранних биотитовых гранитов. Так как все это приспособлено к антиклинальной структуре, предопределился купольный характер массивов, в том числе *факолитовая* форма аляскитового интрузива. В ослабленных зонах формировались крутые купола и гребни аляскитов, в апикали которых и их надинтрузивных зонах возникали грейзеновые и кварцевожильные месторождения вольфрама, олова и др. Один из них — Восточный массив. Позднее в локальные трещинные зоны, вероятно, вслед за порфиоровыми предшественниками (нынешние ксенолиты — «альбититы») внедрились дайки и малая интрузия лейкократовых натриевых субщелочных гранитов, прорвавшие все предшествующие граниты и аляскиты, включая апли-

ты, пегматиты, вольфрамито-кварцевые жилы. Малый интрузив вскрывается на Западном массиве. Это гарполит пегматитоподобных пород, пологая часть которого внедрена между сланцами кровли и верхней поверхностью массива биотитовых гранитов. К апикали гарполита приурочена его неотъемлемая часть — седлообразная залежь танталоносных гранитов. Естественно, что под влиянием внедрений богатых летучими магм аляскитов второго и особенно фтор-натриево-литиевых гранитов третьего комплекса начальные, исходно нормальные биотитовые граниты претерпели неоднократный аллометасоматоз, отчего на доступном наблюдению уровне невозможно обнаружить неизменные биотитовые граниты. Тем не менее характерные геологические особенности, в том числе облик пород и резкие контакты между ними, сохранились, что позволяет картировать рассмотренный плутон не менее детально, чем все ранее описанные массивы.

### Глава III

## КРАТКИЙ АНАЛИЗ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СИТУАЦИИ НА НЕКОТОРЫХ РУДНО-ИНТРУЗИВНЫХ УЗЛАХ РАЗНЫХ РЕГИОНОВ

### III.1. ДОКЕМБРИЙСКИЕ ПЛУТОНЫ И РУДНЫЕ УЗЛЫ

#### Бушвелдский мегаплутон

Следующее ниже обобщенное описание мегаплутона базируется на работе Дж. Уиллемза ([166]), а характеристика гранитов и оловянных месторождений основана на нескольких работах [359, 370, 373, 383, 388 и др.].

Бушвелдский мегаплутон — «бабочкообразной» формы удлиненное в широтном направлении гигантское тело размером  $430 \times 260$  км. Интрузивные породы, входящие в его состав, прорывают и метаморфизуют докембрийские кварциты с подчиненными им горизонтами доломитов, сланцев и андезитовых вулкаников (свита Претория). Мегаплутон перекрыт песчаниками и конгломератами ватербергской системы позднего докембрия. Все эти породы прорваны кембрийскими диабазовыми и щелочными штоками и дайками. Значительные площади перекрыты верхнепалеозойско-мезозойскими песчано-сланцевыми породами и кайнозойскими наносами.

В разрезе Бушвелдский мегаплутон представляет собой *лополит*, форма которого в первом приближении совпадает с формой мульды, образованной слоями свиты Претория, в том числе теми, которые его подстилают. Нижняя часть лополита общей мощностью около 9 км сложена согласно расслоенными гипербазитами и базитами. Некоторые насыщены рудными минералами — это

месторождения хромита, платины, титаномагнетита. Базиты — гипербазиты прорваны гранитами; их жилы, апофизы, каналы неоднократно наблюдались в габброидах. Главная масса гранитов залегает на базит-гипербазитовом плутоне, образуя в первом приближении «согласный», тоже «бабочкообразный», лополит  $270 \times 230$  км, мощностью 3—4 км, который залегает между габброидами и вмещающими породами кровли. Но при внимательном рассмотрении геологических карт, особенно если обращать внимание на рельеф и рисунок речной сети, можно выделить четыре в той или иной степени самостоятельных гранитных массива — лополита (четыре «крыла бабочки»), каждый из которых в плане имеет элементы кольцевых структур: северо-западный, Зайплатский, поперечник  $150 \times 90$  км; юго-западный, Ройбергский,  $125 \times 95$  км; северо-восточный, Марблхоллский,  $90 \times 90$  км и юго-восточный, Витбанкский,  $90 \times 90$  км; последний представляет собой относительно маломощную залежь гранитов и возможно является ответвлением от Марблхоллского массива. В этом случае размеры последнего должны быть  $195 \times 130$  км.

Среди бушвелдских гранитов выделяются две группы: «Главный гранит» — в основном крупнозернистые породы с биотитом, иногда и с роговой обманкой, рассечен штоками и дайками порфиридных гранофировых гранитов и «Молодой гранит» — лейкократовые породы, обогащенные флюоритом, миаролами, пегматитами. Радиологический возраст гранитов 1950 млн. лет.

Взаимоотношение гранитов разных типов и сопутствующей минерализации хорошо видно на востоке Зайплатского лополита в районе одноименного месторождения. Здесь с востока на запад снизу вверх наблюдается разрез, сходный с разрезом юга плутона Акжайляу, т. е. постройка из «пластов», падающих к центру массива (под углом  $15^\circ$ ). На габброидах залегает ксенолитный пласт (800 м) ройбергских кварцитов, роговиков и других пород свиты Претория, измененных под влиянием интрузии. Эти породы пронизаны жилами мелко-среднезернистых порфиридных гранитов. Выше залегает «пласт» (1500 м) средне-крупнозернистых биотито-роговообманковых гранитов, относящихся к группе Главного гранита. Судя по фотографиям штуфов и шлифов, эти породы соответствуют стандартам А-1, А-2, А-3. Средне-крупнозернистые граниты прорваны телами средне-мелкозернистых порфиридных гранитов. Выше залегает «пласт» (600 м) средне-крупнозернистого аляскитового гранита — Бобъянкопский гранит, относящийся к группе Молодого гранита. Облик этих пород отвечает стандартам Б-1, Б-2. Еще выше залегает «пласт» (80 м) средне-мелкозернистого аляскитового гранита — Лизский гранит (Б-3, Б-4), также относящийся к группе Молодого гранита. В верхних горизонтах Лизского гранита залегают согласные пластовые дайки аплитовидного гранита с пластовыми же порфиробластическими пегматитами, содержащими касситерит в интерстициях между обращенными вниз кварцевыми ромбоэдрами. Еще выше лежит

«пласт» (80—120 м) неравнозернистого гранофирового гранита, относящегося к группе Главного гранита, а над ним — метаморфизованные надынтрузивные породы кровли: ройбергские гранофиры и фельзиты.

Оловянная минерализация Зайплатса приурочена к верхним горизонтам молодых гранитов. Об одном ее типе уже говорилось. Это непромышленные руды. Большое значение в прошлом имел другой тип — трубчатые тела грейзенов в Бобьянкопском граните. Их диаметр от нескольких сантиметров до 9, чаще 2—3 м, длина от нескольких десятков до нескольких сотен метров (слияние нескольких тел), падение согласное под углом  $15^\circ$ . Внешние оторочки (1—10 см) сложены кварцево-шерловым грейзеном, среди скоплений которого встречается касситерит, центр — это серо-зелено-черная масса из мусковита (с реликтами полевого шпата и кварца), хлорита, касситерита, флюорита, а также кальцита, арсенопирита и халькопирита. Но главное значение имеют «зоны импрегнации» в Бобьянкопском граните. Их мощность 6—15 м, протяженность прерывистых «пластов» 70—120 м. Повышенное количество аксессуарного касситерита, которому сопутствуют флюорит, хлорит и колчеданы, не сопровождается существенным изменением гранита в ближайшем ореоле. На Зайплатском месторождении оловянной минерализации в надынтрузивной зоне нет, но южнее, в районе Нилстрома в породах кровли известны касситерито-сульфидные рудные тела, в то время как в апикали гранитов (аляскитов?) имеется месторождение флюорита в трубчатых грейзенах.

Для Ройбергского лополита характерны оловянные месторождения только в надынтрузивной толще — кварцитах, фельзитах, гранофирах. Это минерализованные зоны трещиноватости, часто изометричные в плане штокверки. Размеры рудных тел первые сотни метров. Из нерудных минералов преобладает турмалин, среди рудных кроме касситерита встречаются шеелит, халькопирит, пирит, гематит, в меньшей степени пирротин, галенит, сфалерит, минералы висмута (Ройберг, Леувпорт, Ньюпорт, Свартклоф).

Среди Марблхоллского лополита известны рудные тела в гранитах и в надынтрузивной толще. Первые в общем подобны Зайплатским трубчатым грейзенам. Вторые представлены или трубчатыми штокверками (в сланцах) из трубчатых же прожилков, где по периферии — турмалино-кварцевый грейзен, а внутри — слюдяно-кварцево-касситеритовая масса с сульфидами, или зональными минерализованными трубами (в гранофирах): темная литиевая слюда по периферии, немного красного полевого шпата в промежуточной зоне, флюоритовое ядро в центре (с кварцевой друзовой полостью посередине). Скопления касситерита, арсенопирита, халькопирита, шеелита приурочиваются к периферии флюоритового ядра, но частично встречаются и в других зонах (Мутус-Файдс, Ставорен). В целом для Бушвелда намечается зональ-

ность: в гранитах — олово, в гранофирах — олово, вольфрам (шеелит), медь, в фельзитах и кварцитах — олово, медь, железо (гематит, пирит, пирротин).

### Салминский плутон в Карелии

Плутон и ассоциирующая с ним минерализация изучаются с начала XIX в. Следующая ниже краткая их геологическая характеристика базируется на материалах Л. П. Свириденко, Л. И. Шабынина, Р. А. Хазова и соавторов, Ж. Д. Никольской и А. М. Ларина, К. И. Розанова и соавторов [208, 209, 258, 270, 308, 319 и др.]. Нами просмотрены также образцы гранитов Салминского плутона из коллекций М. Г. Руб, Н. В. Смирновой и К. И. Розанова.

Салминский плутон — эллипсоидное тело, вытянутое с юго-востока на северо-запад ( $100 \times 20 \div 45$  км, площадь более 3000 км<sup>2</sup>). Интрузивы, входящие в его состав, прорывают гранито-гнейсы архейских блоков — куполов, реоморфизованных в раннепротерозойское время, протерозойскую сложноскладчатую толщу слюдяных сланцев, амфиболитов, кварцитов, кальцифиров, скарнов и древние гнейсо-граниты. На размытой поверхности плутона залегают осадки и эффузивы верхнего протерозоя. Значительные площади закрыты современными наносами.

Ранние породы плутона — монцитоны, габбро-нориты, лабрадориты — откартированы в крайней его юго-восточной части. В основном плутон сложен гранитами многих разновидностей, пространственное размещение которых до конца неясно. Возрастная последовательность является предметом дискуссий. Судя по опубликованным работам, наиболее подробное расчленение гранитов внутри плутона выполнено Л. П. Свириденко [270]. В экзоконтакте гранитные породы детально изучены Р. А. Хазовым [308]. Не входя в противоречие с реально наблюдавшимися взаимоотношениями пород, считаем возможным предложить следующую схему становления Салминского гранитного плутона, от древних (за основу взята система названий пород, предложенная Л. П. Свириденко): А — комплекс роговообманково-биотитовых гранитов — рапакиви (крупно- и среднезернистые неравнозернистые овоидные и порфиroidные граниты — выборгиты, соответствующие принятым нами стандартам А-1 и А-2 → средне- и мелкозернистые неравнозернистые порфиroidные граниты А-3 и А-4 → мелкозернистые овоидные и порфиroidные граниты → аплитовидные граниты); Б — комплекс лейкогранитов — аляскитов (среднезернистые равнозернистые биотитовые лейкограниты — аляскиты Б-2 → средне-мелкозернистые и мелкозернистые лейкограниты, аплиты, пегматиты); В — комплекс субщелочных гранитов (средне-мелкозернистые В-2, В-3, В-4, мелкозернистые и аплитовидные альбитовые граниты — «апограниты», «альбититы», «альбитизированные граниты»).

Абсолютный возраст гранитов Салминского плутона 1720—1540, чаще 1680—1630 млн. лет [258].

Граниты первого комплекса слагают основу плутона. Аляскиты и лейкограниты второго комплекса образуют на северо-западе плутона (скорее всего не сплошной) округлый массив (45×30 км) с элементами кольцевого строения; последние впервые подмечены В. Б. Соколовой; они подчеркиваются, в частности, и дугообразными речными руслами в отличие от линейно-меридиональных русел в поле выборгитов и их производных [208]. Контактные поверхности аляскитов наклонены от массива. Это дает право предполагать, что аляскитовый массив — факолит, подобный Сибинскому (см. раздел II.3). Альбитовыми гранитами третьего комплекса сложены штоки и дайки площадью до 6000 м<sup>2</sup>, длиной до 1,5 км и мощностью 0,5—100 м среди гнейсов, кристаллических сланцев и скарнов в западном экзоконтакте аляскитового массива.

С гранитами первого комплекса существенной минерализации не связано. Для аляскитов второго комплекса, особенно для мелкозернистых жильных аляскитов, а также для некоторых, как мы можем предположить, попавших внутрь аляскитового массива ксенолитных пластин неравнозернистых порфировидных гранитов характерно присутствие миарол и мелких пегматитов с флюоритом, касситеритом. Для альбитовых гранитов третьего комплекса также характерны миаролы с флюоритом, сферолитами гётита, иногда с касситеритом. Нередки пегматитовые обособления, где встречаются топаз, акцессорные — молибденит, монацит, колумбит. По петрохимическим особенностям альбитовые граниты попадают в поле щелочных рибекитовых гранитов [308, с. 33].

С аляскитами — лейкогранитами второго и альбитовыми гранитами третьего комплексов ассоциируют грейзены, которые могут быть сгруппированы следующим образом [209]: 1) альбито-мусковито-флюоритовые; 2) мусковито-кварцевые; 3) флюорито-слюдисто-кварцевые; 4) слюдино-флюорито-топазовые; 5) флюорито-слюдистые, а также 6) тонкополосчато-плотчатые флюорито-слюдисто-везувиано-магнетитовые породы. Грейзены первых двух групп образовались за счет гнейсо-гранитов и гранитов Салминского плутона. Метасоматиты четырех последних групп образованы по скарнам, возникшим ранее за счет карбонатных пород. Мы полагаем, что, не противореча реальным наблюдениям и в соответствии с предложенной нами возрастной схемой, можно связать значительную часть грейзенов первых двух групп с постмагматической деятельностью аляскитов второго комплекса, в то время как многие грейзены остальных групп логичнее связывать с альбитовыми гранитами третьего комплекса, тем более, что в этих, апоскарновых грейзенах и флюорито-слюдисто-везувиано-магнетитовых породах развиты флюорит и литийсодержащие слюды.

В апогранитовых, апогнейсовых и особенно апоскарновых грейзенах и их экзоконтактах во вмещающих скарнах локализуется оловянное оруденение и местами наблюдается аксессуарная вкрапленность гельвина, гентгельвина, фенакита, бертрандита, бромелита. Изредка встречаются шеелит, молибденит, берборит, гердерит, бавенит [209] \*.

## III.2. РАННЕ-СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ПЛУТОНЫ И РУДНЫЕ УЗЛЫ

### Зерендинский плутон в Северном Казахстане

Плутон описан Ю. Б. Мариным и Б. Д. Эфросом [179]. Учитывая эту работу, данные маршрутов С. М. Бескина и Ю. Б. Марина в 1971 г. и принимая во внимание материалы Р. Д. Гаврилина, Р. В. Масгутова, В. И. Серых, Н. Я. Яценко, О. М. Розена, Е. А. Бабичева [39, 181, 228, 259, 260, 277, 278 и др.] можно дать следующую характеристику Зерендинскому плутону.

В плане он неправильно изометричный, размеры  $100 \times 90 \div \div 140$  км, площадь  $8500 \text{ км}^2$ . Гранитоиды имеют активный контакт с гнейсово-сланцевыми породами докембрия и нижнего палеозоя и перекрыты осадочно-вулканогенными толщами верхнего палеозоя. В составе плутона принимают участие: I — крыккудукский (или боксинский) комплекс гранодиоритов; II — боровской (или зерендинский) нормальных биотитовых гранитов; III — балкашинский лейкократовых и аляскитовых гранитов и IV — лосевский комплекс щелочных гранитов. Породы *крыккудукского* комплекса тяготеют к юго-западной и юго-восточной периферии плутона, но немало площадей слагают и в центральной его части. В основном это крупно- и средне-крупнозернистые биотито-амфиболовые гранодиориты и кварцевые диориты. Близ контактов с вмещающими породами они приобретают неравномерно-среднезернистую, часто порфиroidную структуру, а при попадании в них обломков пород основного состава гибридируются до биотито-амфиболовых диоритов и габбро-диоритов (?). Гранодиориты рассеяны мелкозернистыми диоритами, диорит-порфиритами, плагиоаплитами. Почти все эти породы совместно с крупно-среднезернистыми гранодиоритами встречены в виде ксенолитов в гранитах.

Биотитовые граниты *боровского* комплекса слагают северную, большую часть Зерендинского плутона. На северо-западе немалые выходы образуют крупнозернистые слабопорфиroidные биотито-

\* Скарнирование происходило не менее четырех раз. Очевидно, и процесс рудообразования был длительным. Вероятнее всего значительная часть магнетитовых и некоторая сульфидных и шеелитовых руд сформировались в досалминское время. Большая часть оловянной, редкометаллической и некоторая часть сульфидно-полиметаллической минерализации наложены на древние скарны и руды [308, 319].

вые с амфиболом граниты главной фазы, соответствующие стандарту А-1. Преобладающее развитие на современном срезе имеют среднезернистые, обычно порфиroidные (нередко крупнопорфиroidные, с вкрапленниками полевого шпата более 1—2 см) биотитовые граниты дополнительной фазы А-2. Локальные площади заняты выходами мелко-среднезернистых порфиroidных биотитовых гранитов А-3, А-4. Граниты ведущих фаз прорваны переходящими в пластовые тела жилами мелкозернистых мезократовых биотитовых гранитов. Все эти породы прорывают гранодиориты крыккудукского комплекса и встречаются в виде ксенолитов в аляскитах и лейкогранитах.

Интрузив *балкашинского* комплекса образует южную часть Зерендинского плутона (40×50÷60 км), но отдельные выходы аляскитов — лейкогранитов встречаются по всему плутону, особенно на северо-востоке, вдоль контакта, и на северо-западе. Центральная часть южного выхода занята крупнозернистыми лейкогранитами главной фазы, отвечающими стандарту Б-1. Периферия, особенно северная, южного выхода и все «сателлитные» выходы пород *балкашинского* комплекса сложены аляскитами дополнительных фаз Б-2, Б-3, Б-4, в основном Б-2. Среднезернистые аляскиты дополнительных фаз не только налегают на крупнозернистые лейкограниты главной фазы, но и прорывают их. Аляскиты и лейкограниты ведущих фаз прорваны мелкозернистыми жильными аляскитами нескольких генераций, чаще это пластовые дайки, и аплитами, а также кварцевыми жилами.

Массив самого юного, четвертого гранитоидного и третьего гранитового *лосевского* комплекса — небольшое (1,6×1 км, площадь 1,5 км<sup>2</sup>) неправильно-эллиптическое тело в северо-восточном секторе Зерендинского плутона. Массив сложен белыми средне-мелкозернистыми лепидомелано-протолитионитовыми с рибекитом альбитовыми гранитами, то обогащенными, то обедненными укрупненными (3—5 мм) кварцевыми зернами. Характерен сахаровидный (в шлифах — скопления альбитовых лейст) облик полевошпатовой массы. Согласно эталонам плутона Акжайяу это разновидность В-4. Среди альбитовых гранитов нами встречены жилообразные тела альбитовых аплитов и ксенолиты тонкозернистых фельзитовидных альбититов, похожие на аналогичные породы, наблюдавшиеся на Малом Эспе [220]. Породами, вмещающими Лосевский массив, в основном являются среднезернистые аляскиты Б-2 (на юге) и Б-3 (на севере). Меньшие площади сложены мелкозернистыми жильными лейкогранитами, некоторые из которых содержат тела «порфиroidбластических» пегматитов. В аляскитах встречаются останцы среднезернистых порфиroidных биотитовых гранитов А-2, А-3 боровского и в небольшом объеме гранодиоритов крыккудукского комплекса. Лосевские альбитовые граниты рассекают все эти породы, в том числе жильные мелкозернистые лейкограниты и пегматиты. Впервые выделившие лосевский комплекс Н. Я. Яценко и В. И. Серых наблюдали, кро-

ме того, рассечение альбитовыми гранитами дайки лампрофира, которая в свою очередь сечет аляскиты.

По уточненным данным возраст гранодиоритового, крыккудукского комплекса можно датировать как  $O_3$ , гранитового, боровского —  $S_2-D_2$ , лейкогранит-аляскитового, балкашинского —  $D_3$ , щелочногранитового, лосевского —  $D_3-C_1$ .

В связи с гранодиоритами *крыккудукского* комплекса известны мощные ореолы ороговикования (до первых сотен метров) с новообразованием пироксена и амфибола, а также наблюдаются пироксено-плаггиоклазовые, гранатовые и гранато-пироксеновые скарны по вмещающим высококальциевым метаморфическим породам. В связи с гранитами *боровского* комплекса закартированы интенсивные, но менее мощные (до десятков метров) ореолы ороговикования, причем в основном наблюдаются амфиболовые и биотитовые фации, а также небольшие зоны везувиано-пироксеновых и гранато-пироксеновых скарнов. В связи с аляскитами — лейкогранитами *балкашинского* комплекса установлены ореолы ороговикования, но их мощность не превышает нескольких метров (новообразования биотита), зато широко проявлены экзоконтактные зоны калишпатизации, в основном по гранитоидам предыдущих комплексов. Иногда в апикали некоторых участков аляскитов можно наблюдать альбитито-грейзеновые зоны с несколько повышенным содержанием аксессуарных касситерита, колумбита, вольфрамита. Характерными образованиями Зерендинского плутона являются пегматиты (несколько сотен тел). Подавляющая их масса, как выяснилось, связана с жильными мелкозернистыми аляскитами балкашинского комплекса, которые формируют краевые зоны пегматитов. В южной части плутона, преимущественно среди крупно- и среднезернистых лейкогранитов и аляскитов Б-1 и Б-2, содержащих небольшие ксенолиты биотитовых гранитов (А-2 и др.), расположено поле наиболее объемных, близких по форме к изометричным, полнозональных «камерных» пегматитов, многие из которых содержали «погреба» с кристаллами кварца, некоторые — флюорита. Севернее, по обрамлению главного массива балкашинских аляскитов, среди последних, а также среди многочисленных останцов биотитовых гранитов боровского комплекса, расположены поля линзовидных пегматитов, почти никогда не содержащих хрусталеносных «погребов». Наконец, еще севернее, среди биотитовых гранитов боровского комплекса (зачастую калишпатизированных) располагаются поля даек и штоков жильных оляскитов балкашинского комплекса, несущих пегматиты и сопровождаемых крутонаклонными линзовидными и жилловидными пегматитами. В подобных телах ни разу не зафиксированы полости с кристаллами минералов.

В связи с альбитовыми гранитами *лосевского* комплекса ороговикования почти нет, но во вмещающих боровских и балкашинских гранитах в узком ореоле (не более первых метров) наблюдаются «просечки» перекристаллизации, «шахматный» альбит, по-

являются амазонит, флюорит, сульфиды. Внутри массива в телах альбитовых аплитов, ксенолитах «альбититов» и в эндоконтакте по границе с вмещающими древними гранитами наблюдаются скопления кварцево-амазонитовых пегматоидных пород мощностью от нескольких сантиметров до 0,5 м. Для альбитовых гранитов лосевского комплекса характерны повышенный геохимический фон ниобия, циркония, редких земель, фтора и аксессуарная редкоземельная минерализация (колумбит, циркон, малакон и др.).

Объемная фигура Зерендинского плутона следующая. Массив, очевидно, типа уплощенного гарполита крыккудукских гранодиоритов занимал значительные площади, приурочиваясь к куполу докембрийских гнейсов и кристаллических сланцев (Кокчетавский антиклинорий). Массив боровских биотитовых гранитов

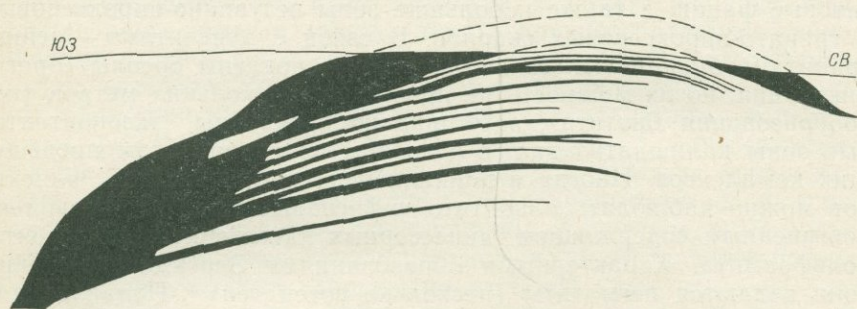


Рис. 30. Разрез Лосевского гарполита щелочных гранитов (залито), залегающего в среднезернистых лейкогранитах и биотитовых гранитах. Составили Н. Ф. Девятериков и С. П. Ершов, уточнения С. М. Бескина.

(160×20÷50 км) унаследованно приурочен к тому же куполу. Его максимальная по геофизическим данным мощность (15—20 км) прослеживается по широтной линии, отсекающей северную четверть Зерендинского плутона. К северу и к югу мощность гранитов падает до 5—3 км. По-видимому, упомянутая широтная линия является проекцией бывшего магмоподводящего канала. Балкашинский массив лейкогранитов — аляскитов имеет мощность 3—5 км. Его контактовые поверхности падают под биотитовые граниты и гранодиориты полого на север и юго-запад и более круто — на юго-восток и северо-запад. «Сателлитные» массивы представляют собой пластообразные залежи, наклоненные от Балкашинского массива. Иными словами, последний представляется субизометричным «факолитом», консолидированная часть которого, сложенная лейкогранитами главной и 1-ой дополнительной фаз, сопровождается конформной постройкой из «ушедших» сравнительно маломощных многоярусных залежей аляскитов дополнительных и жильных фаз, которые образуют на выходе массивы, близкие к дуговым. В конце формирования Балкашинского мас-

сива по крутым трещинам магма жильных гранитов и пегматитов интродировала — по горизонтали — на север от материнской интрузии. Лосевский массив альбитовых гранитов приурочен к продолжению разлома, намеченного А. С. Головановым и сотрудиниками [72] и идущего от г. Кокчетав на юг-юго-запад. В пределах Зерендинского плутона он имеет неявный, скрытый характер, подтверждается косвенными признаками. Так, мелкозернистые граниты и пегматиты здесь часто слагают протяженные, крутостоящие, ориентированные на север-северо-восток жилы. По той же линии фиксируются участки интрузивных брекчий, цементом которых служат крупно-среднезернистые аляскиты Б-1 и Б-2, а обломками — биотитовые граниты, гранодиориты, диориты, дайковые породы основного состава и кристаллические сланцы. Дайки диабазовых порфиритов пересекают эту брекчию\*. Сам Лосевский массив является типичным трещинным интрузивом — гарполитом (рис. 30). Очевидно сходство каледонской гранитоидной серии Зеренды с герцинской — Акжайляу.

### Орлиногорский массив

Расположен к северу от Зерендинского плутона, исследовался В. А. Гальченко, А. М. Подольским, Л. А. Миловановой, Ю. М. Зориним, А. А. Корыткиным и другими. Мы учитываем их материалы, а также результаты маршрутов С. М. Бескина и Ю. Б. Марина в 1963 г. и Ю. Б. Марина в 1964 г.

Массив входит в состав плутона, сложенного в основном крупно- и среднезернистыми биотитовыми гранитами А-2 и А-3. Вмещающие породы — гнейсы, кристаллические сланцы и амфиболиты архея. Собственно Орлиногорский массив — это купол лейкогранитов — аляскитов одноименного комплекса, воздымающийся из-под гнейсов. По-видимому, главный объем аляскитового массива скрыт на глубине. В плане лейкограниты образуют вытянутый на северо-восток неправильный овал размером  $8 \times 2 \div 2,5$  км. Среди Орлиногорского массива выделяются среднезернистые лейкограниты Б-2 и Б-3. Последние залегают наверху. Эти породы расчленены мелкозернистыми гранитами и аплитами, образующими пластовые тела и дайки на разных горизонтах массива. Между залежами лейкогранитов Б-2 и Б-3 располагается пластообразное тело ( $2,5 \times 0,2 \div 0,7$  км, простираение широтное) мелкозернистых порфиридовидных лейкогранитов. В лейкогранитах встречаются ксенолитные пластины порфиридовидных гранитов.

По составу лейкограниты — аляскиты близки к породам балкашинского комплекса на Зерендинском плутоне; несколько выше содержание акцессорных колумбита и касситерита. Абсолютный возраст 345—370 млн. лет.

\* М. А. Абдулкабирова [2, с. 194 и 203] обращает внимание на перспективность на редкометальное оруденение линейных зон именно субмеридиональных направлений.

Для Орлиногорского массива не характерны пегматиты, но зато здесь широко проявлены альбитизация и грейзенизация. Альбитизированные породы образуют обширные площади с северо-восточной стороны плутона. В них еще более повышено содержание акцессорного колумбита. Грейзенизированные породы занимают крупные выходы на севере, захватывая частично площади альбитизированных гранитов. Кроме того, линейные прерывающиеся и продолжающиеся кулисами зоны грейзенизации северо-западного простираения зафиксированы на северо-востоке массива, где они рассекают альбитизированные граниты. Различаются грейзены с зеленым мусковитом и с темной слюдой типа биотита. В грейзенизированных гранитах в несколько повышенных количествах встречаются гематит, касситерит, колумбит ( $Ta:Nb = 1:5 \div 1:7$ ), флюорит, циркон, ильменит, иногда есть акцессорные сфалерит, галенит, флюоцерит, анатаз, пирит, молибденит, фенакит, гельвин и др.

С альбитизированными и грейзенизированными гранитами Орлиногорского массива ассоциируют комплексные россыпи касситерита, циркона, ксенотима, рутила, ильменита, колумбита.

В обрамлении Зерендинского плутона имеются еще несколько массивов, сходных с Орлиногорским: Имантау-Аиртавский, Золотоношский, Володаровский и др. Все они характеризуются альбитито-грейзеновой спецификой, в отличие от пегматитоносного Зерендинско-Балкашинского плутона.

### Майкульский плутон в Южном Казахстане

Массив сложен гранитами с радиологическим возрастом 400—300 млн. лет [273]. Интересующие нас амазонитовые граниты, чьи выходы концентрируются главным образом на западной оконечности плутона, рассматривались Н. Л. Пламеневской в качестве амазонитизированных разновидностей лейкогранитов [233], а еще ранее — как фации обычных биотитовых гранитов [82]. Г. Н. Щерба и сотрудники впервые выделили амазонитовые граниты Западного Майкуля в отдельный, поздний интрузивный комплекс и сформулировали его характерные признаки [51, с. 68, 69, 128].

Нами в 1972 г. проведены широтные маршруты по линиям, идущим в 1,5 км севернее и южнее карьера Голубые Сопки. Западный контакт интрузива (2,5×0,8 км) амазонитовых гранитов пологий, поверхность его падает под углом 10—15° на юго-запад под кварцитовидные песчаники докембрия, которые местами грейзенизированы. В непосредственный эндоконтат выходит залежь (около 2 м) белых с редкими голубоватыми зернами мелко-тонкозернистых аплитовидных гранитов с биотитом. Под ними залегают среднезернистые амазонитовые граниты В-2 и В-3. В верхней части (0,5 м) прослеживается неравнозернистая порода с отдельными крупными «гороховидными» зернами кварца.

В нескольких десятках метров восточнее границы плутона «следятся» среднезернистые альбитизированные с жильбертитом неустойчивой структуры «пестроокрашенные» граниты. Они соприкасаются с амазонитовыми гранитами по «расслоенной» поверхности, но в общем амазонитовогранитовый массив погружается под «пестрые» граниты. Если поверхность контакта крутая или наклонная, то в амазонитовых гранитах наблюдается зона измельчения кварца. Если в контакт входят тонкозернистые альбитовые аплитовидные породы, то в них прослеживается зона закалывания или образуется «пленка» кварцево-амазонитового пегматита. В случае налегания амазонитовых гранитов на «пестрые» в первых появляется зона с «гороховидным» кварцем. В вертикальных обнажениях можно видеть как амазонитовые граниты и альбитовые «аплиты» обтекают крупные (до 5—20 м в поперечнике) караваеобразные ксенолиты «пестрых» гранитов.

При дальнейшем движении на восток в глубь плутона на протяжении 2 км наблюдается сплошное поле «пестрых» гранитов, а в понижениях рельефа (в «окнах») вскрываются аплитовидные альбитовые породы, нередко с амазонитовыми «пегматоидами». Далее на восток, на протяжении 0,3 км, наблюдается не сплошное поле «пестрых» гранитов, а их чередование с обычными среднезернистыми мезократовыми биотитовыми гранитами Майкуля, соответствующими стандарту А-2 и А-3. Переходы постепенные. Пятна «пестрых» гранитов ориентированы субмеридионально, количество, размер их и степень альбитизации уменьшаются с запада на восток. Альбитовые аплитовидные граниты встречаются все реже, причем чаще не в «окнах», а в виде крутозалегающих даек мощностью до 0,5 м субмеридионального простирания. Здесь же местами отмечены субмеридиональные флюорито-кварцевые жилы со светлой слюдой, их длина до 50—100 м, мощность до 2—3 м. Наконец, выходы «пестрых» гранитов исчезают и далее на восток тянется сплошное поле среднезернистых биотитовых гранитов.

В 0,5 км южнее карьера Голубые Сопки нами наблюдалось воздействие амазонито-альбитовых аплитов на более позднюю, чем биотитовые граниты Майкуля, дайку диабазового порфирита, выразившееся в ослуждении и флюоритизации. К югу и к северу от Голубых Сопок (прослежено соответственно на 5 и 8 км) протягиваются субмеридионально ориентированные дайкообразные тела альбитовых и альбито-амазонитовых гранитов, альбититов, местами амазонитсодержащие пегматиты, кварцево-флюоритовые жилы и грейзены по трещинным зонам. Ширина пояса не более 3—4 км. Он пересекает западную часть массива Майкуль и уходит на север и на юг во вмещающие докембрийские породы. По-видимому, существование такого пояса (по крайней мере к югу от Голубых Сопок) устанавливается впервые.

Таким образом, приведенных обоснований достаточно, чтобы амазонитовые граниты Майкуля выделять в особый интрузивный

комплекс. Однако мы не склонны включать в его состав в качестве I фазы «серые лейкократовые биотитовые граниты» [51]. Эти породы развиты восточнее и юго-восточнее Голубых Сопок. Большая часть лейкократовых гранитов — это измененные биотитовые граниты (см. выше), но в указанных местах мы, как и Г. Н. Щерба с сотрудниками, встречали также и иные лейкократовые граниты («биотитовые граниты дополнительных интрузивов» по Н. Л. Пламеневской, см. [233, фиг. 75]), рвущие биотитовые граниты Майкульского массива. Эти лейкократовые граниты по облику (Б-2) и составу соответствуют лейкогранитам — аляскинтам. По-видимому, к юго-западу от Майкульского массива залегает на глубине массив (лополит?) *аляскиитового* комплекса, дающий пологие апофизы в биотитовые граниты Майкуля, а амазонитовые граниты Западного Майкуля рвут с закалкой эти лейкократовые граниты, о чем пишут и Г. Н. Щерба с сотрудниками [51, 56].

Итак: 1) амазонитовые граниты, а также сходные и ассоциирующие породы (альбитовые и амазонито-альбитовые аплиты, альбититы, амазонитовые пегматиты, флюорито-кварцевые жилы и грейзены) не являются фациями или дериватами обычных биотитовых и аляскиитовых гранитов плутона, а представляют собой самостоятельный, самый молодой интрузивный комплекс (в основном подтверждение выводов Г. Н. Щербы и сотрудников); 2) проявления амазонитовых гранитов и их производных на рассмотренной территории располагаются не по периферии или апикали плутона Майкуль, а в узком (1—5 км) меридиональном поясе, *рассекающем* западную оконечность массива и уходящем на многие километры на север и на юг; в свете сказанного оловянное месторождение Майкуль, расположенное в 4 км западнее карьера Голубые Сопки, и проявления амазонитовых гранитов восточнее, по-видимому, приурочены к аналогичным поясам, параллельным первому; 3) в целом плутон Майкуль сложен гранитами трех комплексов: А — гранитового (каибского); Б — лейкогранит-аляскиитового, В — субщелочноамазонитовогранитового (западномайкульского). Очевидно сходство гранитных серий среднепалеозойского плутона Майкуль и мезозойского плутона Сибири (см. раздел II.4).

### III.3. ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ПЛУТОНЫ И РУДНЫЕ УЗЛЫ

#### Казахстан

Примеры характерных герцинских гранитных плутонов и рудных узлов Казахстана — Акжайляу, Акчатау, Сибины — приведены в гл. II. Остановимся еще на двух плутонах.

Массив Восточный Коунрад. В ряде специальных работ [219, 288 и др.] было показано, что при внимательном исследовании любых независимых характеристик этого массива и мо-

либденовых месторождений (петрографических, петрохимических, геохимических, данных по абсолютному возрасту, общей структуре, зональности грейзенов, геофизике и др.), взятых порознь и тем более учтенных вместе, неминуемо напрашиваются одни и те же выводы: гранитоиды Восточного Коунрада относятся к нормальным гранитам и принадлежат к калдырминскому интрузивному комплексу верхнего карбона; они не являются материнскими для молибденовых месторождений Восточно-Коунрадской группы, а служат для них только вмещающей породой; рудоматеринский интрузив аляскитовых гранитов рудогенного акчатауского комплекса скрыт на значительной глубине; под существующими рудными зонами на некоторой глубине расположены слепые гребни и купола аляскитовых гранитов, отходящие от массива акчатауского комплекса; рудные тела месторождений Восточно-Коунрадской группы представляют собой верхние горизонты типовой рудно-метасоматической колонны, отходящей от аляскитовых гребней и куполов, и принципиально соответствуют участкам развития «березитоподобных» с молибденовой минерализацией непромышленных грейзенов Акчатау и Аксая (см. раздел II.2).

Из сказанного следует, что на Восточном Коунраде можно предполагать наличие еще одного этажа рудной минерализации в эндо-экзоконтакте скрытого материнского интрузива, тем более что, хотя и установлено выклинивание оруденения на глубине, некоторые кварцевые жилы не только не выклиниваются, но даже увеличивают свою мощность, и, кроме того, появляются достаточно многочисленные слепые кулисообразные тела, не выходящие на дневную поверхность. К тому же на Северном Коунраде в глубоких горизонтах уже встречены вольфрамито-кварцевые жилы с крупночешуйчатым мусковитом в оторочках, рассекающие молибденито-кварцевые жилы ([316, 317] и наши наблюдения).

Небезынтересно напомнить, что еще в 1948 г. Ф. В. Чухров, проанализировав горизонтальные размеры жильных систем различных горизонтов Восточно-Коунрадского участка, пришел к выводу, что «расстояния от поверхности до очага, с которым следует связывать образование месторождения, должно составлять не менее 2 км» [318]. По оценкам Г. Н. Щербы, вертикальная амплитуда распространения редкометального оруденения в Прибалхашье вверх от материнского массива может достигать 1,5—2 км [76, 335]. Эти соображения, а также материалы сейсмического профилирования (см. [219]) позволяют предполагать, что глубина залегания рудоматеринского аляскитового массива составляет 1—3 км, а воздымающихся над ним гребней и куполов — 0,8—1 км.

Массив Коктенколь и одноименное месторождение. Последнее расположено в осадочно-вулканогенных породах ( $D_{2-3}$ ), прорванных гранитами неглубоко залегающего интрузива, образующего субмеридиональный гребень. На северном участке выступающая часть гребня выходит на поверхность. Судя

по публикациям [50, 204] и знакомству с образцами керна, большая часть гранитных разновидностей — крупнозернистые «граниты-I» (плагиоклаза 42, кварца 29, биотита 5%), мелко-среднезернистые порфиоровидные «граниты-II» (плагиоклаза 32%), мелкозернистые «граниты-III» (плагиоклаза 37,7, кварца 26%), «серые граниты» (плагиоклаза 53%) — относятся к калдырминскому типу. В пределах рудного поля необычайно широким развитием пользуются серицитизация и микроклинизация; последняя захватывает и граниты на значительную глубину. Такого рода метасоматиты характерны для самых верхов колонны, установленной на Акчатау (см. раздел II.2.), свойственным заведомо экзоконтактовым (относительно аляскитов) горизонтам. Коктенкольское месторождение представляет собой штокверковую зону, протягивающуюся в плане на несколько километров; оруденение существенно молибденовое. Хотя по мере приближения к гранитному выходу (Северный участок) глубина проявления оруденения по некоторым скважинам сокращается, в целом уменьшение вертикального размаха оруденения в направлении с юга на север не является повсеместным. Глубина распространения руд не определена, поскольку бурение многих скважин приостановлено в руде, в том числе и скважин, глубоко вошедших в граниты [330].

Таким образом, учитывая а) калдырминский облик гранитов, б) типично «верхний» характер метасоматитов относительно типовой колонны, в) существенно молибденовый тип оруденения, тоже характерный для верхов колонны, заключаем, что наблюдаемое ныне месторождение Коктенколь локализовано в эндо-экзоконтактах *калдырминских*, нерудогенных гранитов, в то время как рудоматеринские, акчатауские аляскиты залегают, по-видимому, на значительной глубине. В силу каких причин на Восточном Коунраде и Коктенколе получили гипертрофированное развитие именно верхние, березитоподобные грейзены, причем они являются на этих месторождениях промышленными рудными телами (молибден с попутным вольфрамом), пока неясно.

Не расширяя обзора, суммируем материалы наших и иных [76, 335 и др.] работ, касающиеся уровней среза вольфрамо-молибденовых редкометальных месторождений Казахстана, ассоциирующихся с куполами и гребнями аляскитов акчатауского комплекса, в табл. 12.

### **Восточные Рудные горы (ГДР, ЧССР)**

Малые интрузивы верхнепалеозойских «позднемагматических метасоматически измененных» литиевых гранитов протягиваются в полосе север-северо-западного простирания (25×5 км), приуроченной к порфиоровому поясу Теплице — Нидерфрау — Эндорф, к удлиненному полю кварцевых порфиров и прорывающих их даек и дайкообразных тел гранит-порфиров, порфиоровидных микрогранитов, а также лампрофиров и четвертичных магматитов основного

Геологические типы некоторых позднепалеозойских кварцевожильно-  
грейзеновых месторождений Казахстана.  
По С. М. Бескину и В. Н. Ларину

Расположение относительно рудоматеринских аляскитов акчатауского комплекса	Преобладающие рудные минералы	В гребнях рудоматеринских аляскитов и над ними — протяженные жильные и (или) штокерковые зоны	В куполах рудоматеринских аляскитов и над ними — субизометричные жильные и (или) штокерковые зоны	
			Без „центральных штоков“ предшествующих магматитов	С „центральными штоками“ предшествующих магматитов
В отдаленном ореоле	Молибденит и (или) шеелит	—	—	Тологай
		Коктенколь	Верхнее Кайракты	Шалгия
		Аксай	Батыстау	Июльское
		Восточный Коунрад	Саран	Селтей
В эндо-экзоконтакте	Вольфрамит с сопутствующими молибденитом, минералами висмута и др.	Акчатау-Капитальное	Джанет	Байназар
		Нура-Талды		
		Узунбулак		
		Майтас	Караоба	
		Кызылрай		
		Акчатау-Центральное		

состава. Предшествующие литиевым гранитам биотитовые граниты и аляскиты входят в состав Восточно-Рудногорского плутона (60×20 км), простирающегося на север-северо-запад и фиксирующегося гравитационным минимумом первого порядка. На поверхность биотитовые граниты выходят на юго-западе, а аляскиты — в центре рассматриваемой территории, образуя массив Шеллерхау [329, 363, 374, 380, 391]. Последний, судя по гравиметрической аномалии второго порядка, является выступом овального скрытого массива примерных размеров 15×12 км, западный край которого крутой, а восточный пологий, с куполами и гребнями, осложненный

перемежаемостью «пластов» нормальных гранитов и аляскитов. Интрузивам литиевых гранитов соответствуют оловянные месторождения.

*Крупка — Прейсельберг* представляет собой скрытый купол альбитовых гранитов, залегающий под мелкозернистыми порфировидными биотитовыми гранитами и порфировидными микрогранитами на глубине 50 м; скважина 200 м из альбитовых (литиевых) гранитов не вышла. Над куполом, в гранитах, микрогранитах, в эффузивных порфирах и гнейсах расположены штокверки кварцевых жил и литиевослюдистых грейзенов с касситеритом и попутными минералами вольфрама, молибдена, висмута, мышьяка. По внешнему краю купола альбитовых гранитов прослеживается сплошной оловорудный литиевослюдистый грейзен [358].

*Циновец — Цинвальд* является меридионально вытянутым гребнем литиевых альбитовых гранитов, выходящим на поверхность (1,4×0,3 км) и погружающимся во все стороны под теплицкие кварцевые порфиры. В последних, так же как и в литиевых гранитах, присутствуют пологие и крутые вольфрамо-оловянные кварцевые жилы. Конформно верхней поверхности купола в его апикали расположено несколько пластообразных оловорудных грейзеновых тел. Литиевые альбитовые граниты прослежены бурением на 1000 м, под ними вскрыты крупнозернистые аляскиты (типа Б-1, судя по описанию М. Штемпрока [381]), из которых скважина 1600 м не вышла. В альбитовых гранитах встречены «пласты» — останцы порфировидных микрогранитов.

*Альтенберг* — скрытый купол литиевых альбитовых «внутренних» гранитов залегает под скрытым куполом средне-мелкозернистых аляскитов (типа Б-4). Последний в свою очередь залегает под куполом среднезернистых порфировидных биотитовых гранитов, который экранируется порфировидными микрогранитами, рвущими теплицкие кварцевые порфиры [342, 372]. Аляскиты и нормальные граниты — «внешние граниты» — превращены в сплошной штокверк оловоносных грейзенов. Купол аляскитов был грейзенизирован и, очевидно, оруденел до внедрения литиевых гранитов, в связи с которыми произошла повторная, литиевослюдистая грейзенизация [366].

*Садисдорф* — скрытый купол литиевослюдистых «внутренних» гранитов залегает на глубине 400 м под куполом более древних, «внешних», гранитов, выходящих на поверхность овалом несколько десятков метров в поперечнике и прорывающих гнейсы. Внутренние граниты отделены от внешних штокшайдером и кварцевым «колоколом». Оба купола в значительной степени превращены в рудоносный литиевослюдистый грейзен, содержащий промышленные концентрации олова, вольфрама, меди с попутными мышьяком, цинком, свинцом [329].

*Крупка — Кнетл* представляет собой скрытый купол грейзенизированных литиевослюдистых альбитовых гранитов в гнейсах с эруптивной брекчией и штокшайдерами в экзо- и эндоконтактах.

Над куполом — кварцевые жилы с касситеритом, молибденитом, менее с вольфрамитом. Месторождение разбурено до 300 м, из литиевых гранитов скважины не вышли [390].

Отстаиваемая нами необходимость разделения гранитов Рудных гор на три, а не два, как это принято большинством местных геологов, интрузивных комплекса, в последнее время независимо защищается чехословацкими исследователями [348]. Комплексы следующие: А — гранитовый, «древний», «горский» (С<sub>3</sub>); Б — аляскит-лейкогранитовый, «молодой», «рудногорский» (Р); В — субщелочногранитовый, фтор-литиевый, юный (Р — Т? — ранее включался в предыдущий в качестве «метасоматически измененных гранитов»).

#### III.4. МЕЗОЗОЙСКИЕ ПЛУТОНЫ И РУДНЫЕ УЗЛЫ

##### *Хапчерангинский рудный узел в Забайкалье*

Изучается с конца 20-х годов, когда С. С. Смирнов обнаружил здесь оловянную минерализацию. В изучении узла принимали участие А. Г. Теремецкая, Е. А. Радкевич, А. Г. Мельников, Г. И. Менакер, Д. О. Онтоев, Н. И. Сухенко, Л. В. Таусон, А. Н. Леонтьев, В. С. Қормилицын, Ю. П. Трошин, В. П. Ковалев и другие. Мы учитываем работы этих исследователей (не цитируя их). Свои выводы базируем на данных маршрутов С. М. Бескина и В. Н. Ларина в 1973 г.

Узел включает в себя рудные поля: Хапчерангинское (олово, свинец, цинк, мышьяк, вольфрам и др.), Тарбальджейское (олово, вольфрам, а также и золото, заведомо более древнего возраста), Харатуйское (свинец, цинк, олово), Курултыкенское (свинец, цинк). Рудные поля располагаются в контуре локального гравитационного минимума (33×18 км), ориентированного широтно вдоль Тарбальджейского разлома, по которому филлиты протерозоя надвинуты на песчано-сланцевую толщу триаса. Гравитационный минимум вызван скрытым гранитным массивом; частично это предположение подтверждено бурением. Отдельные рудные поля приурочиваются к гравитационным минимумам второго порядка, которые соответствуют куполам и (или) подводящим каналам гранитов. В этой книге мы уделим основное внимание *Хапчерангинскому рудному полю*. Оно расположено в нижнетриасовых песчано-сланцевых породах, образующих антиклинальную складку, южное крыло которой прорвано гранодиоритами Хамаро-Тыринского интрузива триасового возраста (с ним несколько южнее ассоциирует золотое оруденение Любавинского района). В северной части антиклинали располагается юрский Хапчерангинский, или Тыринский, массив гранитов (3×1,5 км, 3 км<sup>2</sup>). Рудное поле находится между гранодиоритовым и гранитовым интрузивами и характеризуется развитием даек фельзит-порфинов и лампрофилов.

Все исследователи отмечают признаки горизонтальной зональности в распределении различной минерализации. Выделяются зоны, концентрически удаляющиеся к югу от массива гранитов: 1) зона пиритсодержащих грейзенов, кварцевых и кварцево-полевошпатовых жил и прожилков с касситеритом, вольфрамитом, арсенопиритом, другими сульфидами, небольшим количеством топаза, флюорита — в апикальной и ближайшей экзоконтактной частях массива (Гранитное месторождение); 2) зона пирито-касситерито-кварцевых и кварцево-касситерито-арсенопиритовых руд — в удалении 0,5—1,2 км от массива; 3) зона преимущественного развития касситерито-пирито-пирротиновых руд; 4) зона кварцево-касситерито-хлоритовых руд; 5) зона существенно сфалеритовых руд и 6) зона галенитового оруденения жильного и штокверкового типов (Тыринский свинцовый рудник). Внутри всех зон оруденение приурочено к крутопадающим жилам и жилоподобным полосам северо-западного простирания и северо-восточного падения. Приведенная характеристика учитывает результаты разведочных работ на Гранитном месторождении — первой зоне. Прежде она считалась почти не оловоносной и бессульфидной, вольфрамовой; теперь разница в минералогии зон первой и второй (и четвертой) несколько сглаживается и в какой-то степени может быть объяснена разницей вмещающих пород (граниты и песчаники — сланцы).

Все исследователи генетически связывают оруденение Хапчерангинского поля с упоминавшимся массивом гранитов. Это положение неточно, что мы постараемся показать на примере месторождения Гранитного, приуроченного к наиболее высокому выступу субширотного гребня гранитов, контакты которого падают наружу под углами не выше  $45^\circ$ ; изредка контакт осложнен перегибами, тогда угол падения уменьшается до  $20^\circ$ . Среди Хапчерангинского массива нами установлено четыре гранитных разновидностей: средне-крупнозернистые неравнозернистые порфировидные биотитовые граниты, встречающиеся очень редко (А-2); мелко-среднезернистые весьма неравнозернистые порфировидные биотитовые граниты, преобладающие на массиве (А-4); средне-мелкозернистые слабопорфировидные биотитовые граниты, встречающиеся редко (А-5); мелкозернистые порфировидные жильные граниты, встречающиеся часто. Между всеми разновидностями зафиксированы резкие интрузивные контакты. Судя по скважинам, нередко перемежаемость по вертикали средне- и мелкозернистых гранитов.

В западной и южной частях массива, в его эндоконтактной зоне, граниты особенно интенсивно калишпатизированы и грейзенизированы, вплоть до образования значительных объемов пирито-мелкочешуйчатослюдисто-кварцевых и существенно кварцевых с некоторым количеством топаза грейзенов. С глубиной несколько возрастает роль мусковито-кварцевых грейзенов (в них встречался аксессуарный берилл). Объемная картина грейзенов согласно

разведке (по В. П. Ковалеву) следующая: на поверхности, под кровлей вмещающих пород и до 150—250 м — сближенные жилородные тела грейzenов, часто слившиеся в единое тело; ниже — подпитывающие крутопадающие жилы грейzenов. В северном контакте Хапчерангинского массива сплошных грейzenов нет, но есть крутостоящие меридионально ориентированные тонкие прожилки, многие из которых не достигают поверхности.

Анализируя приведенные данные, видим, что граниты Хапчерангинского массива по их облику, составу, характеру размещения фаз в объеме интрузива можно уверенно отнести к типу нормальных биотитовых гранитов. Что касается грейzenов, то они, судя по их вещественному составу и текстурно-структурным особенностям, представлены в основном «березитоподобной» и «верхней кварцевой» фациями, являющимися самыми верхними зонами в типовой колонне жильных грейzenов (см. раздел III.1). Наличие системы подводных проводников также указывает на более глубокий источник грейzenизирующих растворов, не связанный с гранитами, представленными в современном эрозионном срезе. Добавим к этому, что естественная приуроченность наиболее мощных грейzenовых тел к местам наименее крутых контактов «материнского» гранитного массива в данном случае не выдерживается. Например, на восточном участке Гранитного месторождения, где контактовые поверхности массива падают наружу под углами 20—25°, грейzenов почти нет, в то время как в местах крутых контактов они имеются (разумеется, не всегда).

Геологическая позиция месторождения Гранитного близка к позиции заведомо экзоконтактовых оловосодержащих жил Хапчерангинского месторождения, о чем говорилось в начале очерка. По типу гранитов, грейzenов и оруденения (с учетом замены олова на молибден) Гранитное месторождение Хапчеранги аналогично тем непромышленным участкам Центрального месторождения Акчатау, которые локализованы в ранних, биотитовых гранитах. На Акчатау такие участки залегают выше промышленного рудоносного горизонта, приуроченного к апикали интрузива поздних аляскистов, где рудные тела принадлежат к нижним частям типовой колонны грейzenов ([219], см. раздел II.2). Следовательно, Центральному месторождению Акчатау и Гранитному месторождению Хапчеранги присуща разная степень среза: на первом апикальные части купола рудоматеринских аляскистов, внедренных (в купол же) предшествующих нормальных гранитов, выведены, хотя и немного, на поверхность, на втором скрыты. Соответственно на первом обнажены промышленно рудоносные, нижние, горизонты грейzenовой колонны, на втором они вероятны, но скрыты, а на поверхности видны верхние, в рассматриваемых случаях непромышленные, «березитоподобные» грейzenы. Из сказанного ясно, что наша трактовка геологической ситуации позволяет прогнозировать на месторождении Гранитном скрытое олово-вольфрамовое оруденение в эндо-экзоконтакте слепого купола аляскистов.

Не расширяя более очерка (отдаленно-эзоконтактовое положение Харатуя, Тарбальджея и Курултыкена ни у кого из исследователей сомнений не вызывает), можно констатировать, что весь комплекс геологических данных (малое развитие гранитных массивов, которые, судя по геофизическим данным, широко распространены на глубине, наличие вулканитов жерловой фации, низкотемпературный характер оруденения и околожильных изменений, присутствие отдаленно-эзоконтактовых зон грейзенов и метасоматитов, а также малые запасы касситерита в россыпях) свидетельствует о незначительном эрозионном вскрытии рудного узла. Все месторождения скорее всего являются верхними горизонтами протяженных рудно-метасоматических колонн, корни которых должны располагаться в куполах и гребнях рудоматеринских аляскитов, скрытых на глубине 1—1,5 км. В низах таких колонн можно ожидать новые рудные этажи с кварцевожильно-грейзеновым типом оруденения (вольфрам, олово, висмут и некоторые редкие металлы).

### Массивы Забайкалья

Описаны по материалам, приведенным в монографиях и статьях М. В. Кузьменко и Е. М. Еськовой [143], Г. П. Луговского и соавторов [290], Ю. И. Темникова [295], П. В. Коваля [125] и др. Учтены данные маршрутов С. М. Бескина в 1974 г.

Малые интрузивы амазонитовых гранитов протягиваются в северо-западном, север-северо-западном направлениях, приурочиваясь к полосе  $15 \div 20 \times 4$  км — поясу даек, пересекающих юрские песчано-сланцевые породы. Непосредственный контроль в локализации интрузивов осуществляется, по-видимому, стыком разломов, где и число «закаленных» даек возрастает. Предшествующие нормальные биотитовые граниты большого плутона обнажаются южнее. Судя по мощному гравитационному минимуму, под биотитовыми гранитами залегает скрытый массив более молодых аляскитов, продолжающийся и на севере, под ороговиком сланцы, до перегиба дайкового пояса. Возможно перегиб обязан «рикошетированию» от аляскитового интрузива. С аляскитами (правильнее их отнести в отдельный комплекс) связаны месторождение и несколько рудопроявлений «стандартного» типа — грейзены и кварцевые жилы с вольфрамитом, реже с шеелитом, касситеритом, сульфидами, иногда с молибденитом.

Амазонитовые граниты (юный комплекс) рвут вольфрамито-кварцевые жилы и сопровождаются танталовым (с попутным оловянным) оруденением в апикальных зонах трех интрузивов и топазо-кварцевыми, амазонито-кварцевыми жилами и жильными циннвальдитовыми грейзенами с касситеритом, галенитом, сфалеритом, изредка с вольфрамитом в эзоконтакте Главного массива. Судя по наблюдениям пород эзоконтактовых зон, ороговикование почти не проявлено, но песчано-сланцевые породы в 15—

20 м от контакта на локальных участках преобразованы в сплошные циннвальдито-топазо-кварцевые экзогрейзены с аксессуарными — сульфидами, турмалином, флюоритом, бериллом; далее до 50—70 м — ореол топазизации. Восточный меридионально ориентированный контакт Главного массива срезает также меридионально ориентированный штокверк вольфрамито-кварцевых жил «стандартного типа». Этот контакт, поперечно секущий по отношению к слоистости осадочных пород, характерен обильными инъекциями гранитов и кварцево-амазонитовых жил среди песчано-сланцевых пород. Западный («согласный»), северный и юго-восточный контакты пологие. Вдоль восточного, северного и южного эндоконтактов Главного массива протягивается кварцево-амазонитовый штокшайдер. Для южного контакта характерна интрузивная брекчия: угловатые обломки грейзенизированных вмещающих пород сцементированы амазонитовым гранитом. Вблизи восточного контакта внутри Главного массива протягивается меридиональная полоса скопления «глубинных ксенолитов» — вероятнее всего обломков ранних дайковых микрогранитов. Они же встречены скважиной на глубине 300—330 м. По-видимому, ксенолиты трассируют проекцию подводящего канала интрузии. В распределении танталового оруденения намечается конформность западному контакту.

«Закаленные» дайки в рассматриваемом узле (не входя в противоречие с установленной их возрастной последовательностью), по нашему мнению, следует относить по крайней мере к двум субвулканическим комплексам: доаляскитовому (лампрофиры, неферолитовые плагиогранит-порфиры северо-восточного простирания, кварцевые диоритовые порфириты) и послеаляскитовому, но доамазонитовогранитовому (габбро-диоритовые порфириты, сферолитовые и полосчатые гранит-порфиры, гранофиры, фельзитовые порфиры, альбитовые плагиогранит-порфиры, не исключено, что среди последних могут быть аналоги онгонитов).

Разновидности амазонитовых гранитов не описываем\*. Отметим только, что на глубине 350—550 м Главный массив сложен альбито-микроклиновыми протолитионитовыми гранитами почти без амазонита, внешний облик которых соответствует стандарту В-1. Глубже бурение не производилось. Иными словами, опорная скважина не вышла из тела субщелочных альбитовых гранитов.

## Массив Букуру в Северной Нигерии

Находится на юго-западном окончании плутона Джос-Букуру-Шере. Через небольшие перемычки вмещающих пород к этому плутону на востоке примыкает плутон Джарава, на юго-западе — Вом, на северо-западе — Амо-Бьуджи. Все эти плутоны подробно изучались геологической службой Нигерии (последняя обобщен-

\* См. работы В. В. Матиаса и сотрудников [290].

ная сводка [361]). Обзоры, некоторые карты и аналитические данные опубликованы в СССР [52, 271, 300 и др.]. По сумме упомянутых материалов ниже дается краткая характеристика массива Букуру.

Массив выделяется кольцевыми структурами (до  $20 \times 15$  км), образованными выходами различных гранитных тел на фоне преобладающих крупнозернистых гранитов Джос. Вмещающие породы основания — гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты и гнейсированные древние граниты — имеют радиологический возраст 500—650 млн. лет и относятся к позднему докембрию. Массив сложен разнообразными гранитоидами (а также вулканитами и субвулканитами) *молодой серии* с возрастом 160—180 млн. лет. Последовательность формирования магматитов из-за развития коры выветривания и неравномерной обнаженности выявляется с трудом, поэтому возрастные схемы разных авторов и разных лет варьируют и считаются условными. Проанализировав эти схемы и сопоставив их с имеющимися вариантами геологических карт, мы полагаем, что не входя в противоречие с реально наблюдавшимися взаимоотношениями пород, можно принять следующую очередность формирования плутона Джос-Букуру-Шере.

1. Фельзитовые дайки, заложившие кольцевую структуру Букуру. Остатки их пояса встречаются на севере.

2. Риолиты и пирокласты Нейл-Вэлли — реликтовая полоса на севере.

3. Порфиоровые дайки и малые интрузивы нескольких генераций, в том числе ранние роговообманково-биотитовые гранит-порфиры и микрограниты Нейл-Вэлли и более поздние кварцевопироксено-фаялитовые порфиры, гранит-порфиры и порфиroidные микрограниты Нарагута. Эти дайки когда-то образовали концентрические, ориентированные с юго-запада на северо-восток эллиптические пояса, сейчас сохранившиеся в виде крупных фрагментов.

4. Ранние роговообманково-биотитовые граниты и микрограниты Вом на юге и юго-западе.

5. Средне- и крупнозернистые порфиroidные биотитовые с роговой обманкой граниты Джос, одна из главных разновидностей гранитных пород плутона. Судя по описаниям штуфов и шлифов, они наиболее близки к эталонам А-1 и А-2.

6. Среднезернистые биотитовые граниты Куру, возможно, являющиеся разновидностью гранитов Джос, точнее поздней их фазой (А-3?) — обособленный выход на юге.

7. Крупно- и среднезернистые биотитовые лейкократовые граниты Нгелл — главные на рассматриваемом массиве. По облику они близки к эталонам Б-1 и Б-2.

8. Средне- и мелко-среднезернистые биотитовые и альбито-биотитовые лейкократовые — аляскитовые граниты Рэйфилд-Гона, Форум и Букуру, близкие к эталонам Б-3 и Б-4.

9. Мелко- и тонкозернистые, местами миаролитовые аляскиты Делими и Сабон-Гида.

10—11. Кольцевые тела темно-голубоватых роговообманково-фаялитовых (с субщелочными амфиболами и уранинитом) гранит-порфиров и порфиroidных микрогранитов Шен, образующие резко выраженные высокие дуговые горы. Эти породы сходны с роговообманково-пироксено-фаялитовыми микрогранитами и гранит-порфирами Шере на северо-востоке плутона, которые там непосредственно предшествуют внедрению фанеритовых рибекитовых и эгириновых щелочных гранитов. По-видимому, отдельные находки типичных щелочных гранитов в пределах структуры Букуру [300, с. 26—27] приходится на малые, пока еще не откартированные интрузивы, несколько более поздние, чем гранит-порфиры.

12. Мезозойская серия плутона завершается дуговой дайкой гранит-порфира Рэфин-Джеки (то же — Делими-Майджуджу). Наиболее поздние магматиты — третичные базальты (на плутоне Вом).

Вероятнее всего породы, обозначенные номерами 5 и 6, принадлежат к комплексу нормальных биотитовых гранитов, хотя значительные их площади метасоматически изменены под влиянием внедрения комплекса интрузий более поздних аляскитов — лейкогранитов. Последнему точно отвечают породы, обозначенные номерами 7—9. Несомненно проявление комплекса щелочных гранитов (11) после внедрения гранит-порфиров и микрогранитов Шен (10). Неясно, к какому комплексу следует отнести роговообманково-биотитовые граниты Вом (4). Судя по минеральному составу, эти породы следует считать граносиенитами, но по химическому анализу (из той же работы) — это гранит. По-видимому, поля «гранитов Вом» еще требуют картирования.

Верхняя часть массива Букуру, судя по характеру расположения аляскитовых выходов и разрезу участка территории [389], представляет собой, по-видимому, фрагмент уплощенного цилиндра с неровной верхней поверхностью: купола и гребни аляскитов воздымаются из-под более древних биотитовых гранитов Джос. Мелко- и среднезернистые аляскиты Рэйфилд-Гона, Букуру, Делими и других массивов залегают прерывистыми «пластами» на крупно- и среднезернистых лейкогранитах Нгелл, являясь дополнительными и жильными фазами последних.

Для биотитовых гранитов Джос и особенно аляскитовых гранитов Нгелл и более поздних характерно присутствие акцессорных касситерита и колумбита ( $Ta:Nb=1:5\div 1:7$ ). С аляскитовыми гранитами, особенно с гранитами Рейфилд-Гона, Форум и других массивов, ассоциируют мощные альбитизированные и грейзенизированные участки и зоны с еще большим содержанием касситерита и колумбита. В грейзенизированных гранитах появляются вольфрамит и берилл. Развитие кор выветривания и россыпей обеспечивает рентабельность добычи касситерита, колумбита, а местами также циркона, монацита, вольфрамита.

## Раумидский плутон на Памире

Изучен В. Н. Волковым и Е. В. Негрей [37, 201 и др.]; нами рассмотрены образцы гранитов из их коллекции. Плутон в плане представляет собой неправильно-овальное тело ( $12 \times 8$  км,  $90$  км<sup>2</sup>). Ориентирован меридионально. Вмещающие породы — смятые в складки песчаники, филлитовидные сланцы, известняки и эффузивы юры — мела. В контакте с плутоном они ороговикованы в зоне до  $1,5$  км; местами наблюдаются скарны. Плутон сложен гранитами шести главных разновидностей — фаз (от древних): среднезернистыми неравнозернистыми порфиоровидными биотитовыми гранитами А-3; средне-крупнозернистыми неравнозернистыми порфиоровидными биотитовыми гранитами А-2 — главными по распространенности; мелкозернистыми густопорфиоровидными гранитами, слагающими мелкие штоки и протяженные дайки; крупнозернистыми равнозернистыми Б-1, средне-крупнозернистыми Б-2, среднезернистыми лейкогранитами Б-3. Завершают формирование плутона жилы мелкозернистых лейкогранитов, аплитов и амазонитовые пегматиты, концентрирующиеся в эндо-экзоконтактовом ореоле. Постмагматические образования представлены грейзенами, приуроченными к апикальным участкам интрузива и породам кровли на удалении не более  $20$ — $30$  м от контакта. Изредка встречаются кварцево-флюоритовые жилы и кварцевые жилы с молибденитом. Радиологический возраст плутона  $35$ — $41$  млн. лет. В гранитах всех фаз среди аксессуарных минералов встречаются гадолинит и фергусонит и отсутствуют магнетит, ортит, турмалин и гранат.

Тела лейкогранитов Б-1, Б-2, Б-3 в плане образуют кольцевой интрузив, а в разрезе — факолит, конформный куполовидному массиву ранних порфиоровидных биотитовых гранитов, боковые контактовые поверхности которого падают под вмещающие породы под углами до  $75$ — $85^\circ$ , но сверху падение выполаживается до  $25$ — $30^\circ$ . Учитывая характерную геолого-структурную позицию интрузива лейкогранитов (кольцевой массив) и принимая во внимание установленное прорывание крупнозернистыми лейкогранитами мелкозернистых гранитов (поздних относительно 1-й и 2-й фаз средне- и крупнозернистых биотитовых гранитов), мы относим лейкограниты в самостоятельный, второй интрузивный, комплекс на Раумиде. В целом внутреннее строение Раумида напоминает строение Сибинского плутона в Казахстане (см. раздел II.3).

## Пегматитовые пояса Гиндукуша в Восточном Афганистане

Выявлены в  $1971$ — $1973$  гг. и нами кратко характеризуются по статье Л. Н. Россовского и В. М. Чмырева [261]. Пояса приурочены к Лагманскому мегаплутону гранитоидов, состоящему из не-

скольких плутонов, вытянутых согласно с простиранием главных геологических структур в северо-восточном направлении на несколько сотен километров. Наиболее крупный плутон, Алингарский, имеет размеры  $400 \times 50 \div 10$  км. В подошве массивов залегают гнейсовые толщи докембрия, в кровле — кварцево-слюдяные с гранатом и ставролитом сланцы пермо-триаса. С северо-запада и юга гранитоидные плутоны обрамляют Бадахшанский выступ архейского фундамента. В составе мегаплутона Лагман различаются следующие группы пород (от древних): 1) гранодиориты, плагиограниты, кварцевые диориты; 2) «порфиroidные грубозернистые биотитовые граниты»; 3) биотитовые и двуслюдяные мелко-, среднезернистые и пегматоидные граниты. Возраст гранитов с учетом радиологических данных палеогеновый. Более ранними, чем плутон Лагман, считаются габбро и габбро-диориты комплекса Нилау (ранний мел?).

Многие поля пегматитов, в том числе редкометалльных, обнаруживают элементы зональности и генетическое родство только относительно гранитов, входящих в ассоциацию, обозначенную выше номером 3, — резко вытянутых небольших ( $1 \div 5 \times 5 \div 30$  км) пластообразных тел, согласных с простиранием вмещающих толщ, обрамляющих и пересекающих плутоны ранних габброидов и гранитоидов. Химический состав подавляющего большинства таких гранитов отличается повышенной глиноземистостью, что коррелируется с присутствием большого количества слюд (5—10%), граната и силлиманита. Среди аксессуаров обнаружены турмалин, берилл. Калиевые полевые шпаты и щелочные плагиоклазы типа альбито-олигоклаза составляют 60—70% пород. Наблюдались последовательные переходы этих гранитов в шлировые, шлирово-секущие и секущие пегматиты, вплоть до крупных жил. В то же время некоторые (существенно сподуменовые) поля, группирующиеся в пояса до многих десятков километров и обладающие большой суммарной жильной массой, вряд ли можно признать дериватами охарактеризованных гранитов малых интрузивов (отличие от мнения авторов статьи [261]).

Количество пегматитовых жил на разных полях колеблется от сотен до тысяч. Мощность 1—60 м. Длина от нескольких десятков метров до 2—5 км. Пегматиты слабо зональные. По составу их можно подразделить на: 1) олигоклазо-микроклиновые, биотитомусковитовые с шерлом и редким бериллом — безрудные; они же альбитизированные — руды берилла; 2) альбитизированные микроклиновые с клевеландитом, лепидолитом, сподуменом, полихромным турмалином, поллуцитом — месторождения драгоценных камней; они же альбитовые — танталовые, в других случаях — цезиевые и тантало-цезиевые руды; 3) сподумено-микроклино-альбитовые — литиевые руды («сподуменовые пегматиты»).

Пегматитовые поля большей частью обрамляют выступы докембрийского фундамента. Те их фрагменты, которые заключают в себе максимальные концентрации редкометалльных пегматитов, при-

урочены к слюдяным сланцам пермо-триаса, залегающим в узких грабен-синклиналях среди блоков протерозоя — архея. Наибольшая из них, Парунская, имеет размеры  $80 \times 15 \div 20$  км. Зоны крутопадающих сподуменовых жил в подобных грабенах вытягиваются на 60—65 км. В меньшей степени редкометалльные пегматиты распространены в иных породах. В габброидах Нилау характерны пологие крупноблоковые пегматитовые жилы с крупнокристаллическими бериллом, сподуменом и пустотами с драгоценными камнями. Немало здесь и танталоносных существенно альбитовых тел. Локализация пегматитовых жил в данном случае обусловлена механическими свойствами вмещающих пород (возобновление былых контракционных трещин), но не их вещественным составом. Об этом свидетельствуют наблюдения на одном из участков залегания сподуменовых жил в сланцах вокруг диоритового массива (в то время как в сам этот массив проникают только отдельные жилы). В гнейсах докембрия характерны системы разнообразных по форме, чаще пологозалегающих, редкометалльных жил, пересекающих инъекционные тела гранитов и существенно микроклиновых пегматитов, а также гранодиориты и кварцевые диориты мегаплутона Лагман. Что касается крупнозернистых порфириовидных гранитов, то они также пересекаются телами альбито-микроклиновых пегматитов, но случаев пересечения их сподуменовыми или лепидолитовыми жилами пока не наблюдалось, хотя это, по-видимому, не исключено [261].

Не входя в противоречие с изложенным фактическим материалом, можно предположить, что гранитоидная серия Лагман вероятнее всего состоит из следующих интрузивных комплексов: I — гранодиоритовый; II — гранитовый; III — лейкогранитовый (пока не откартирован, часть лейкогранитов, возможно, включается сейчас в «грубозернистые порфириовидные граниты», часть — в «низкоглиноземистые» варианты следующего комплекса); IV — высокоглиноземистый субщелочногранитовый, включая пегматиты, в том числе редкометалльные.

## ФОРМАЦИОННЫЙ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ГРАНИТОИДНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

### Глава IV

#### ФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ ГРАНИТОИДОВ

##### IV.1. ПРЕДВАРИТЕЛЬНОЕ ОБОБЩЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ И НЕКОТОРЫЕ ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ ПОНЯТИЯ

##### Структура гранитоидных интрузивных комплексов

Как показало рассмотрение многих гетерогенных плутонов, в строении интрузивных комплексов принимают участие породы собственно интрузивной (или главной), дополнительных и жильных фаз.

Породы главной фазы являются наиболее крупнозернистыми по сравнению со всеми прочими производными интрузивного комплекса. Они, как правило, слагают наибольшую по объему часть интрузивных тел, относящихся к тому или иному комплексу. Однако, как это выяснилось при изучении ряда массивов, в основном в силу некоторых особенностей размещения и морфологии тел дополнительных интрузий и жильных пород и величины эрозионного среза на современной поверхности гранитоиды главной фазы, как это ни парадоксально, могут иметь очень незначительное развитие или вообще отсутствовать\*.

Породы дополнительных фаз различных гранитоидных комплексов характеризуются среднезернистыми (от мелко-среднезернистых до средне-крупнозернистых) несколько более неравнозернистыми по сравнению с породами главной фазы структурами. В гранитоидных комплексах разного состава выделяются несколько генераций дополнительных интрузивов (см. выше, а также [22, 128, 172, 247, 254, 335] и др.). Породы дополнительных фаз образуют как сравнительно крупные, так и мелкие тела (пластовые залежи, кольцевые интрузии, штоки и дайки) преимущественно в верхних и боковых частях материнских массивов, но нередко выходят и за их пределы (чаще вверх), внедряясь в гранитоиды ранних комплексов. Время образования дополнительных фаз иногда определя-

---

\* Поэтому при выделении главной фазы в каком-либо интрузивном комплексе желателен анализ геологической ситуации на ряде массивов данного интрузивного комплекса.

ется секущими интрузивными (но без зоны закалки) контактами их с породами главной фазы и пересечением их жильными породами («I этапа»).

По качественному и количественному минеральному составу, петрохимическим и геохимическим особенностям породы дополнительных фаз гранитовых комплексов близки к гранитам главных фаз. Особенно это относится к производным аляскитовых — лейкогранитовых, субщелочно- и щелочногранитовых комплексов (см. таблицы к гл. II, а также [104, 128, 137, 177, 178, 179, 247 и др.]).

Жильные породы («дайки I этапа») представлены в разных интрузивных комплексах *разнообразными* (в том числе в одном теле) *по структуре* мелкозернистыми гранитоидами. Это является отличием жильных пород от гранитоидов ведущих, главной и дополнительных, фаз (что не всегда учитывается некоторыми исследователями [78, 223, 254]). Среди мелкозернистых жильных гранитоидов всех комплексов выделяются несколько генераций. Как было показано на примере некоторых плутонов, в гранитовых комплексах Казахстана проявлено четыре генерации жильных пород: 1-я — мелко-неравнозернистые, нередко с пегматоидными обособлениями и миаролами; 2-я — мелкозернистые порфириовидные; 3-я — аплитовидные граниты; 4-я — аплиты.

Жильные породы слагают чаще пологие пластовые тела, приуроченные обычно к купольным, апикальным частям материнских массивов, но могут и уходить достаточно далеко вверх от материнских интрузивов. Поэтому, как и в случае с дополнительными интрузивами, нужно осторожно относиться к утверждениям, что *любые* жильные граниты, залегающие, например, в породах комплексов гранодиоритов, являются продуктами кристаллизации остаточной магмы в пределах самих интрузивных тел. Контакты жильных гранитов с породами ведущих фаз этого же комплекса резкие, но без зоны закалки; в случае внедрения жильных пород в чуждые более древние гранитоиды в первых появляется зона закалки, а вмещающие гранитоиды могут быть в той или иной степени микроклинизированы.

По составу жильные породы близки к производным ведущих фаз того же комплекса, являясь, однако, наиболее лейкократовыми кислыми разностями, крайними дифференциатами данного комплекса.

На некоторых плутонах (Зеренда, Акжайляу) в гранитоидах всех интрузивных фаз различных комплексов кроме наиболее распространенных разностей, представляющих главную фацию, можно выделить породы еще двух фаций: эндоконтактовой и гибридной. Породы эндоконтактовой фации образуются на контакте с более древними породами, имеют мощность до первых метров, реже десятков метров и наиболее обычны для собственно гранитовых комплексов. Породы характеризуются неравнозернистыми, нередко и порфириовидными, структурами. Обычной особенностью этих по-

род, практически тождественных по составу породам главной фации, является зональность плагиоклазов и низкая упорядоченность полевых шпатов, что совместно со структурными особенностями свидетельствует о быстрой и неравновесной кристаллизации пород эндоконтактовой фации.

Породы гибридной фации, наиболее характерные для гранодиоритовых и в значительно меньшей степени — для гранитовых комплексов, обычно образуются на контакте с вмещающими породами достаточно контрастного состава (основные эффузивы, известняки и т. д.). Мощность пород этой фации чаще измеряется первыми десятками метров, достигая в ряде случаев (в гранодиоритовых комплексах) 200—300 м. Сохраняя присущие породам предыдущей фации неравнозернистость и нередко хорошо проявленную порфириовидность, гибридные породы вместе с тем характеризуются обычной невыдержанностью состава даже на сравнительно небольших участках и заметно отличаются большей меланократовостью и меньшей кремнекислотностью от типичных представителей эндоконтактовой и главной фаций [177, 179]. Необходимо, *впрочем, сразу же оговорить явное преувеличение многими исследователями (см., например, [247] и др.) ассимиляционных возможностей гранитоидных магм, приводящее иногда к утверждениям о «безграничном» гибридизме любых магм в любой момент магматического цикла. Специальные геологические работы [307], экспериментальные исследования и теоретические расчеты (см. [172]) позволяют указать на довольно отчетливое различие и известные ограничения ассимиляционных возможностей магм разного состава, в соответствии с которыми породы гибридной фации гранодиоритов должны отвечать кварцевым диоритам и диоритам, нормальных биотитовых гранитов — меланократовым гранитам до гранодиоритов, аляскитов — лейкократовым и нормальным гранитам, причем от первых к последним довольно резко должны снижаться и масштабы развития гибридных фаций.*

Анализируя возрастной ряд производных разных интрузивных комплексов, мы уже обращали внимание на то, что, несмотря на близость состава и других особенностей этих пород в каждом комплексе, между ними существуют и некоторые отличия. Просуммировав их, можно установить следующие закономерные тенденции:

уменьшение объема, занимаемого каждым последующим звеном возрастной цепи комплекса;

постепенное уменьшение зернистости от главной фазы к жильным и, *напротив, увеличение степени структурного разнообразия при существенном возрастании роли вторичных структур [175, 177];*

некоторое увеличение в направлении к жильным породам содержания  $\text{SiO}_2$ , щелочей, летучих и т. д., т. е. известное возрастание степени дифференцированности (см. таблицы в части первой; см. [177]);

закономерное изменение в породах главных фаций возрастного ряда состава, структуры и свойств основных породообразующих минералов [174, 177];

понижение плотности и магнитной восприимчивости и увеличение радиоактивности в направлении к породам поздних фаз [147, 177];

уменьшение температуры кристаллизации и длительности становления пород каждой последующей фазы [172].

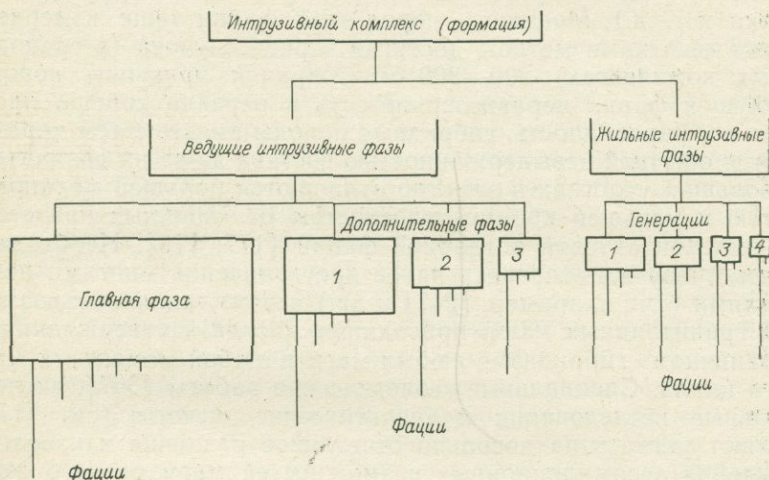


Рис. 31. Схема типичной структуры гранитоидного интрузивного комплекса.

Жильные интрузивные фазы соответствуют «жилным I этапа», по В. С. Коптеву-Дворникову [128]; «жилные II этапа» из обычного интрузивного комплекса предлагается исключить и выделить в самостоятельные дайковые комплексы. В гранитовых интрузивных комплексах с 1—3-й генерациями жильных гранитов связаны пегматиты, а после 4-й генерации (аплитов) нередко следуют кварцевожильно-грейзеновые образования.

Из проведенного анализа со всей очевидностью вытекает представление об *упорядоченности интрузивного комплекса как самом существенном его признаке* (рис. 31).

### Понятие об интрузивных формациях и формационных типах («термины — фразы»)

Рассмотренные в гл. II и III разновозрастные, от верхнего протерозоя до кайнозоя (1950—40 млн. лет), расположенные в разных регионах Европы, Азии и Африки гранитоидные плутоны обнаруживают общность возрастной последовательности входящих в их состав пород и в строении массивов. В наиболее полном варианте удается выделить 1—2 ранних интрузивных комплекса гранитоидов повышенной основности, гранодиоритов и граносиенитов, и 2—3 поздних, собственно гранитовых интрузивных комплекса. Обращаясь к последним, видим, что в каждом регионе намечается воз-

растная корреляция разноименных, но однотипных гранитовых комплексов, что позволяет объединять их в *формации*. Так, биотитовые и роговообманковые оvoidные граниты, близкие им по составу неравнозернистые порфириовидные и оvoidные граниты и сопровождающие их дайки мелкозернистых порфириовидных и оvoidных гранитов, входящие в состав Салминского плутона, совместно с аналогичными породами Выборгского и других плутонов Карелии и Кольского полуострова [153 и др.] представляют собой позднепротерозойскую *формацию* гранитов — рапакиви, в то время как лейкограниты, средне-равнозернистые граниты (и сопровождающие их аплиты и пегматиты), образующие достаточно автономные массивы на многих тех же плутонах, естественно объединяются в несколько более позднюю, но также позднепротерозойскую *формацию* аляскитов — лейкогранитов. Проявления альбитовых гранитов, встреченные в районе Салминского плутона, скорее относятся к третьей, самой юной, но опять-таки позднепротерозойской субщелочногранитовой *формации*.

В Казахстане силур-девонские плутоны биотитовых и биотитово-роговообманковых гранитов боровского, а также «первого девонского», каибского [51, 129, 232] комплексов представляют собой каледонскую *формацию* нормальных гранитов; массивы позднедевонских лейкогранитов балкашинского, орлиногорского, а также золотоношского, дальненского, макинского, аралаульского, «второго девонского» комплексов объединяются в позднекаледонскую *формацию* аляскитовых — лейкократовых гранитов, а малые интрузивы самых юных, позднедевонских альбитовых и амазонито-альбитовых гранитов лосевского, западномайкульского, а также, возможно, рибекитовых гранитов шунакского [97] комплексов образуют завершающую каледонскую *формацию* щелочных и субщелочных гранитов. Намечается «расщепление» последней на две разновозрастных субформации: повышенной щелочности, вплоть до агпайтовых пород, и повышенной глиноземистости — плюмазитовые породы Западного Майкуля.

В Казахстане плутоны позднекаменноугольных биотитовых гранитов калдырминского, акжайляуского, калбинского комплексов естественно объединяются в герцинскую *формацию* нормальных гранитов, кольцевые и дуговые массивы акчатауского, акжайляутасского, монастырского комплексов столь же естественно объединяются в позднегерцинскую *формацию* аляскитов — лейкогранитов, а позднепермские и пермо-триасовые малые интрузивы и дайки рибекито-эгириновых, биотито-рибекитовых гранитов керегетас-эспинского комплекса и малые интрузивы и дайки светлослюдистых альбитовых гранитов и пегматитов урунхайского комплекса логично объединить в завершающую герцинскую *формацию* щелочных и субщелочных гранитов. В данном случае в еще большей степени проявлена тенденция к расщеплению на щелочную до агпайтовой (рибекито-эгириновые граниты Чингиза-Тарбагатай) и высокоглиноземистую, плюмазитовую (светлослюдистые микроклино-альби-

товые граниты и пегматиты Калбы) ветви, позволяющие наметить две близодновозрастные субформации или даже формации.

Мезозойские эквиваленты Забайкалья и Монголии и мезозой-кайнозойские Памира и Гиндукуша в свете изложенного также ясны.

Итак, гранитовой или вообще *интрузивной формацией* называется совокупность всех массивов данного интрузивного комплекса (одного ареала или зоны) и его аналогов (других ареалов или зон) в регионе, характеризующихся сходными составом и обликом пород, строением и единым возрастом. Уточняя и расширяя понятие «интрузивная серия» (см. гл. I), мы формулируем его и как *серия формаций* — интрузивные формации, образующие закономерную последовательность в течение периода определенного тектоно-магматического цикла.

Выделенные на примере плутонов разных регионов три типа собственно гранитовых формаций хорошо коррелируют по среднему составу (граниты → лейкограниты и аляскиты → субщелочные и щелочные граниты), облику ведущих разновидностей пород (А → Б → В), строению массивов (разноразмерные и разноформенные массивы, плутоны и мегаплутоны → кольцевые массивы центрального типа → пояса малых интрузивов и даек). Это сходство прослеживается не только на близодновозрастных плутонах соседних или далеко отстоящих регионов (например, позднепалеозойские узлы Казахстана, Рудных гор и Сибири или мезозойские узлы Якутии, Забайкалья, Монголии, Нигерии), но и на однотипных разновозрастных плутонах. Отсюда возникает необходимость введения понятия *формационный тип*, или *тип интрузивной формации*, или *абстрактная формация* [141] — тип интрузивных массивов, образующих сходные по составу и возникшие на определенном этапе развития вмещающих геологических структур интрузивные комплексы, принадлежащие к разным возрастным сериям, но занимающие в них соответственно гомологичное положение. Например, балкашинский (D<sub>3</sub>), монастырский, акчатауский (P<sub>1</sub>), кукульбейский (J<sub>3</sub>) и позднеараумидский (P<sub>2</sub>) интрузивные комплексы лейкогранитов — аляскитов Казахстана, Забайкалья и Памира, относящиеся к формационному типу лейкогранитов — аляскитов.

Остановившись выше столь подробно на структуре гранитоидных интрузивных комплексов и показав, что при правильном их выделении они объединяются в немногочисленные и естественные гранитовые формации, мы это сделали для того, чтобы еще раз подчеркнуть: охарактеризованные ведущие и жильные фазы, входящие в состав комплексов — формаций, являются не терминами свободного пользования, содержание которых меняется от массива к массиву, а вполне определенными понятиями (материализованными во вполне определенных породах), базирующимися на эталонах. Постоянство облика (и состава) пород, отнесенных к той или иной фазе, является свойством не только разных массивов одного комплекса, но и всей формации, а зачастую (для ведущих

фаз) и формационного типа. Укажем, например, на поразительное сходство среднезернистых порфиroidных биотитовых гранитов 1-й дополнительной фазы (А-2) боровского раннедевонского комплекса Северного Казахстана и гомологичных ему калдырминского и калбинского позднекаменноугольных комплексов Центрального Казахстана и Калбы, среднезернистых аляскитов 1-й дополнительной фазы (Б-2) балкашинского позднедевонского комплекса Северного и акчатауского пермского комплекса Центрального Казахстана и т. д. (см. рис. 1—3). Обобщенная соподчиненность таксономических единиц представлена в табл. 13.

Таблица 13

Соподчиненность таксономических единиц

Порядок	Подразделения тектоно-магматической эволюции земной коры	Соответствующие им магматические образования	Длительность формирования, лет
I	Магматический (тектонно-магматический) цикл	Ряд формаций	Десятки миллионов
II	Период цикла	Серия формаций	Миллионы — десятки миллионов
III	Эпоха (ритм) магматической деятельности	Интрузивный комплекс (местное название) или формация	Сотни тысяч — миллионы
IV	Импульс магматической деятельности	Интрузивная фаза или генерация	Десятки — сотни тысяч

#### IV.2. ФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ ГРАНИТОИДОВ И ИХ ПОЛОЖЕНИЕ В ОБЩЕЙ НАПРАВЛЕННОСТИ МАГМАТИЗМА В ТЕЧЕНИЕ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОГО ЦИКЛА

Формационные типы гранитоидов, встретившиеся нам при изучении или рассмотрении разновозрастных гетерогенных плутонов разных регионов, таким образом, следующие: гранодиоритовый, граносиенитовый, гранитовый, лейкогранит-аляскитовый, субщелочногранитовый, щелочногранитовый.

Гранодиоритовые формации в некоторых регионах в том или ином объеме предшествуют собственно гранитовым, как мы это видели на Акжайляу, Зеренде, на мезозойском плутоне Сибири, на плутоне Лагман и др. Во многих узлах, где выходы гранодиоритов не попали в контур рассмотренных территорий, эти породы встречены на сопредельных площадях, например в Калбе ([197], см. рис. 19). Вообще, существование гранодиоритовых формаций, начинающих собственно гранитоидный интрузивный магма-

тизм, признается большинством исследователей (см. [22, 177]). Кроме упоминавшихся крыккудукского, раннеакжайляуского, толарского комплексов примерами гранодиоритового формационного типа являются комплексы сютхольский Алтае-Саян, шахтаминский и кыринский Забайкалья, гранодиоритовые члены серий нуратинской Тянь-Шаня, орхонской Монголии и др. Вариантами гранодиоритовых формаций являются, с одной стороны, кварцеводиоритовая, проявленная, например, на некоторых каледонских массивах Сарысу-Тенизского водораздела в Казахстане, с другой — граносиенодиоритовая, собственно с нею мы и имели дело на Акжайляу.

Граносиенитовые формации, следующие за гранодиоритовыми или проявляющиеся без них, встретились на весьма малом количестве узлов: на Акжайляу (и, добавим, на других плутонах Чингиза-Тарбагатай — Кандыгатае, Биесимасе, Аркате, Баянауле), в районе пермского щелочногранитового пояса Сибири (?), в Нигерии. Редкость этих формаций\*, по-видимому, является правилом, что, однако, не отменяет необходимости их выделения.

Гранитовые формации — неперемные и наиболее распространённые члены гранитовых серий. Примерами гранитовых формаций, включая и те, что рассмотрены нами в гл. II и III, являются: *докембрийские* — оvoidные рапакиви разных регионов, «главный красный гранит» Бушвелда, граниты Пайкс-Пик в Колорадо, США; *салаирские* и *каледонские* — Боровской массив, большая часть Зерендинского, Майкульского плутонов, Корнеевский, Кызылтавский массив в Казахстане, порфириовидный подтип «гранитов Барбанза» в Испании; *герцинские* — Джабык-Қарагайский массив на Урале, большая часть Калбинского и Акжайляуского плутонов, Калдырминский, Куттуадан-Ирекский, Қарагайлинский, Шалтасский, Жаманқарабасский, Восточно-Қоунрадский массивы, «граниты-I» Акчатауского массива в Казахстане, большая часть гранитов лянгарского комплекса в Западном Узбекистане, «горские граниты», «внешние граниты» массива Кирхберг и «нормальные граниты» Карловыварско-Найдекского массива в Рудных горах ГДР и ЧССР, «нормальные граниты типа I» и его аналоги в Корнуолле, Англия, «граниты Аброс» в Испании; *мезозойские* — Хангилайский (без мусковитовых аляскитов), Халчерангинский, Адун-Чолонский (без кольцевых аляскитов) массивы в Забайкалье, Горихинский (без кольцевого интрузива модотинского типа) массив в Монголии, «граниты Джос» в Нигерии; *мезозой-кайнозойские* — Эльджуртинский массив на Кавказе, «граниты-I, граниты-II, граниты-III» Раумидского массива на Памире, большая часть порфириовидных гранитов Лагман в Афганистане.

Как было показано на примере рассмотренных узлов, возникновение гранитовой формации после гранодиоритовой и ее самостоятельность доказывалась на любом плутоне, где предыдущие исследователи утверждали постепенные переходы гранодиоритов в

\* В отличие от ранних формаций сиенитоидных серий (см. ниже).

граниты — на Акжайляу, Зеренде, Карамендах в Казахстане. Добавим к этому прекрасные примеры по Западному Узбекистану [307].

Лейкогранит-аляскитовые формации, начинающие группу редкометаллоносных интрузивных формаций, будут обобщенно охарактеризованы в гл. V. Здесь мы перечислим примеры массивов, включая и те, что были описаны в гл. II и III: *докембрийские* — граниты «бобъянкопского» и «лизского» типов в Бушвелде, лейкограниты и равномерно-среднезернистые граниты Карелии, участки Екатерининского и Коростеньского плутонов на Украине; *салаирские* и *каледонские* — Балкашинский, Орлиногорский, Мамырский массивы в Казахстане, «граниты Барбанза» непорфировидного типа в Испании; *герцинские* — фаза «пегматоидных» гранитов Адуйского плутона на Урале, кольца Бектауаты, Кента, Акжайляу, Сибин, Монастырей, массивы Котур-Кызылтау, Караоба, Аиртау, «граниты-II» Акчатау в Казахстане, большая часть гранитов Шуракского комплекса в Западном Узбекистане, «рудногорские», «внутренние» граниты Кирхберга и Циновца, «автометаморфные» граниты Айбенштока — Найдека, «внешние» граниты Альтенберга в Рудных горах ГДР и ЧССР, граниты Кальдас в Испании; *мезозойские* — кольцо Адун-Чолона, Саханай, Спокойнинский массив в Забайкалье, массивы Невский и Маяк на Северо-Востоке СССР, граниты Нгелл, Рейфилд-Гона, Лируэй — внутренние в Нигерии; *мезозой-кайнозойские* — «граниты-IV, граниты-V, граниты-VI» Раумидского массива на Памире и др.

Формации субщелочных, в частности литиевых, и щелочных гранитов завершают гранитоидные серии многих рассмотренных плутонов. Самостоятельность этих формаций отстаивается с конца 60-х годов В. И. Коваленко и сотрудниками [254] и нами [22, 23, 218, 220], что, по существу, восстанавливает более ранние представления О. Д. Левицкого и сотрудников [338]. Приводимые в гл. II и III, в упомянутых и других работах геологические данные, экспериментальные и теоретические исследования [62, 143, 300 и др.] не оставляют сомнения в первичномагматической природе и генетической самостоятельности — в том же ранге, как нормальные граниты и аляскиты — этих образований. Как было показано на примере нескольких узлов, субщелочные лейкограниты и щелочные граниты геологически принадлежат единому формационному типу. Тем более, что и по составу существуют промежуточные образования. Так, «ниобий-фтороносные» (по А. М. Гребенникову) амазонитовые граниты в Забайкалье по акцессорным минералам приближаются к щелочногранитовому типу. С другой стороны, некоторые рибекитовые граниты массивов Сибири содержат циннвальдит, но относятся к щелочным гранитам. Ввиду того что крайние типы субщелочных и щелочных гранитов по составу заметно различаются (плюмазитовые светлослюдяные граниты — агпайтовые рибекито-эгириновые граниты), пока имеет смысл различать две отдельные формации: субщелочных гранитов

и щелочных гранитов. Обе они потенциально редкометаллоносные и потому будут обобщенно охарактеризованы в гл. V. Здесь мы перечислим примеры массивов, включая и те, что рассматривались в гл. II и III.

Субщелочные, в том числе литиевые, граниты: *докембрийские* (?) — альбитовые граниты и «апограниты» Карелии; *каледонские* (?) — амазонитовые граниты Майкуля в Казахстане, Хороя в Саянах, амазонитсодержащие аляскиты Карагайлы-Актас в Тянь-Шане; *герцинские* — «внутренние» граниты Альтенберга, Крупки, Садисдорфа, «внешние граниты» Циновца, штоки Губский и Шнеда в Рудных горах ГДР и ЧССР, «поздние литионитовые граниты» Корнуолла в Англии, «аляскиты» в Приморье, штоки Монтбра и Эшасьер во Франции, граниты гатчинского комплекса в Западном Узбекистане, амазонитовые граниты Хоргоса в Казахстане, Биту-Джиды в Прибайкалье, «аляскиты» Лост-Ривер на Аляске, Зенковский и Кварцевогорский массивы на Урале; *мезозойские* — амазонитовые граниты Забайкалья и Монголии, «аляскиты» Кестера в Якутии, альбитовые граниты у Красного моря в Египте; *мезозой-кайнозойские* — литий-фтористые граниты Базардаринского массива на Памире.

Пегматитовые эквиваленты субщелочных светлослюдяных, в том числе литиевых, гранитов общеизвестны; отдельные примеры приводились в гл. II и III.

Щелочные граниты: *докембрийские* — Кейвы на Кольском полуострове, «щелочногранитовые приразломные метасоматиты» в Сибири и в европейской части СССР; *каледонские* — Лосевский, Аккойтасский массивы в Казахстане, субвулканические штоки Горного Алтая; *герцинские* — Северо- и Южно-Керегетасские, Аккоринский, Айгыркунгурский, Кылчинский, Прикандыгатайский, Болектасский, Эпинский, Жамансеирский, Ийсорский массивы в Казахстане, «щелочногранитовые приразломные метасоматиты» Приполярного Урала, Елиновский, Аскатинский, Южно-Майорский массивы Горного Алтая; *мезозойские* — Дашибалбарский и Ханбогдинский массивы в Монголии, Лируэйский-кольцевой, Кударинский массивы в Нигерии, некоторые массивы Западного Забайкалья.

Рассмотренные формации вобрали в себя подавляющую, но не всю массу гранитоидных пород. Они не включают те, иногда достаточно мощные проявления гранитоидного магматизма, которые обнаруживают связь с габброидами, причем столь тесную, что ряд исследователей выделяет единые габбро-гранитоидные формации [27, 303 и др.]. Чтобы приблизиться к пониманию принципиального отличия от них изучавшихся нами гранитоидных формаций, необходимо рассмотреть место тех и других в интрузивном магматизме тектоно-магматического цикла.

Схема развития подвижной области в грубообобщенном виде может быть представлена двумя периодами (по Т. Н. Спижарскому): I — прогибания или преимущественно прогибания (демисси-

онный) и II — воздымания или преимущественно воздымания (инверсионный). Инверсионный период отвечает выделяемым многими исследователями орогенному и посторогенному этапам развития подвижной области. Каждому периоду присущи свои специфические интрузивные формации и, как теперь кажется, именно по ним, а не по иным образованиям, гораздо удобнее фиксировать и отсчитывать периоды тектоно-магматических циклов. Заметим, что подобное предположение было сделано еще М. А. Усовым [302, с. 171].

Интрузивные формации, присущие указанным периодам, известны: I — гипербазиты, габброиды, «базальтические» гранитоиды, II — гранитоиды гранитного типа (именно они охарактеризованы в гл. II и III). В то время как интрузивные формации I периода в достаточно значительных объемах локализуются обычно в оси подвижной зоны, гранитоидные формации II периода могут локализоваться как в претерпевшей инверсию подвижной зоне (главным образом в срединных массивах), так и в сопредельных субплатформенных, а также и в далеко несопредельных платформенных («активизированных») областях. Время их внедрения в пределах данного тектоно-магматического цикла будет в разных зонах примерно одинаковым (особенно для собственно гранитовых формаций).

В табл. 14 приведен обобщенный ряд интрузивных формаций (ряд I), возникающих в закономерной хронологической последовательности в течение тектоно-магматического цикла. Проявления магматизма в виде такого более или менее полного ряда установлены для позднепротерозойского, салаирского (?), каледонского, герцинского, мезозойского и мезозой-кайнозойского тектоно-магматических циклов \* в возникших в ходе их развития локальных и планетарных геосинклинальных поясах (и подвижных зонах, которые одними исследователями признаются в качестве геосинклиналей, а другими отвергаются). В отдельных региональных складчатых поясах обычно наблюдаются отклонения от обобщенной принципиальной схемы, возможность появления которых отмечал еще Ю. А. Билибин [26].

В конкретных случаях выделенный обобщенный ряд I интрузивных формаций может превращаться в типовой конкретный ряд. Это может происходить за счет выпадения отдельных членов (но при сохранении общей последовательности) и за счет вариаций состава отдельных формаций, т. е. своего рода *изоморфизма*. *Изоморфные формации*, объединяемые в одном формационном типе, тесно связаны постепенными переходами и взаимозаменяют друг друга в разных структурно-фациальных зонах; примеры их частично приводились выше, а в полном виде отражены в табл. 14.

Выделение девяти главных формационных типов в последовательности, указанной в табл. 14, основано на обобщении многих материалов последних лет, включая и наши исследования (см. часть первую, а также [22, 177]). Ниже попытаемся подойти к выясне-

\* Протекающий сейчас цикл представляется не достигшим II периода.

**Принципиальная обобщенная схема последовательности образования интрузивных формаций в течение тектоно-магматического цикла**

	Ряд I („геосинклинальный“, в том числе и платформенная активизация обычного типа)	Ряд II (платформенный, активизация „рифтового“ типа)
I серия	<ol style="list-style-type: none"> <li>1. <i>Гипербазитовая</i> (дунит-гарцбургитовая, пироксенит-дунит-габбровая и др.)</li> <li>2. <i>Габбро-диоритовая</i> (габбро-сиенитовая, габбро-монцонит-сиенитовая и др.)</li> <li>3. <i>Диорит-плагиогранитовая</i> (плагиогранитовая, диорит-плагиосиенитовая, диорит-граносиенитовая, граносиенит-щелочно-гранитовая*, сиенит-нефелинсиенитовая (?) * и др.)</li> </ol>	<p>Гипербазитовая (и базитовая)</p> <p>Щелочно-ультраосновная с карбонатами (в том числе кимберлитовая)</p>
II серия	<ol style="list-style-type: none"> <li>4. <i>Гранодиоритовая</i> (диорит-кварцеводиоритовая, тоналит-гранодиоритовая, сиенит-граносиенитовая** и др.)</li> <li>5. <i>Гранитовая</i> (адамеллит-гранитовая и др.)</li> <li>6. <i>Аляскитовая</i> (лейкогранит-аляскитовая)</li> <li>7. <i>Субщелочнолейкогранитовая</i> (фтор-литиевых гранитов, литиевогранитовая, альбитовогранитовая)</li> <li>8. <i>Щелочногранитовая</i> (граносиенит-щелочногранитовая)</li> <li>9. <i>Нефелинсиенитовая миаскитового типа</i></li> </ol>	<p>Нефелинсиенитовая (в том числе агпантового типа)</p>

\* Вероятно, являются самостоятельными формациями и возникают в некоторых районах после плагиогранитовой формации, замыкая интрузивный магматизм I периода.

\*\* В некоторых районах установлена самостоятельность этой формации и размещение в эволюционном ряду между гранодиоритовой и гранитовой формациями.

нию возможностей появления гранитоидных интрузий в формациях, не рассмотренных нами в части первой.

Положение в структуре тектоно-магматического цикла *гипербазитовой* (возможно двух — дунит-гарцбургитовой и пироксенит-дунит-габбровой) формации и необходимость ее выделения общепризнанны. Никогда, насколько нам известно, не ставилось вопроса о возникновении гранитоидных интрузивов в составе гипербазитовых формаций. *Габбро-диоритовая* формация также выделяется большинством исследователей. Здесь возможны в небольшом объеме тоналит-кварцеводиоритовые или даже плагиогранитовые поздние «дифференциаты» (прорываются последующими диоритами и плагиогранитами). *Диорит-плагиогранитовая* формация, завершающая интрузивный магматизм I периода, ранее включалась

в предыдущую. Теперь выяснилось, что на самом деле существуют устойчивые, закономерно связанные общностью геолого-структурной обстановки, но все же двучленные габбро-плагиогранитовые формационные *серии*. Таким образом, диорит-плагиогранитовая формация — первая настоящая гранитоидная формация в цикле. Примерами этой формации служат поздние члены бокалинской серии в Западном Узбекистане ( $C_1$ ), мартайгинского и таннуольского «комплексов» Алтае-Саянской области ( $E_3-O$ ), степнякского «комплекса» Северного Казахстана ( $E_3-O$ ), пластовский комплекс Урала ( $C_{1-2}$ ), средние члены басугунынского «комплекса» Северо-Востока СССР ( $K_1$ ) и нижеамурской серии Приамурья ( $K_2$ ) и др. Все они — потенциально золотоносные [307].

Вариантами габбро-диоритовой формации являются габбро-сиенитовая или габбро-монзонит-сиенитовая, а вариантом диорит-плагиогранитовой формации — сиенодиорит-граносиенитовая с переходом в сиенограниты или даже в щелочные граниты. Иногда в начальные стадии образуются и нефелиновые сиениты с теми же последующими переходами. В результате реализации таких, щелочных вариантов в некоторых регионах возникают *сиенитоидные серии* с сиеногранитовым или щелочногранитовым завершением. Примерами подобных серий являются (без нефелиновых сиенитов) «магнитогорский комплекс» Урала ( $C_1$ ), «малокуналейский» Западного Забайкалья ( $J_{1-2}$ ), тлеумбетский Казахстана ( $C_1?$ ) и (с нефелиновыми сиенитами) северобаянаульский и кшиординский комплексы в Казахстане ( $C_1?$ ), кошрабатская серия в Западном Узбекистане ( $D_3-C_1$ ) и др.

Фактический материал по упомянутому и другим подобным сиенитоидным сериям I периода свидетельствует о том, что даже если в составе серий есть нефелинсиенитовые и щелочногранитовые интрузии, они не сопровождаются существенным редкометальным оруденением, хотя повышенный фон некоторых редких элементов и наблюдается.

Гранитоидный магматизм II периода (гранодиоритовая формация → гранитовая → лейкогранит-аляскитовая → субщелочногранитовая или щелочногранитовая) охарактеризован выше. Ввиду того, что по некоторым особенностям геохимической специализации представители субщелочногранитовой формации (Ta, Sn, W, Be) близки к аляскитам (W, Mo, Sn, Be, Nb — Ta), в табл. 14 субщелочногранитовая формация условно отделена от щелочных гранитов и поставлена по возрасту непосредственно после формации аляскитов. Также условно мы выделяем потенциально редкометальную формацию миаскитов, геохимическая специфика (Zr, Nb, TR) и геологические особенности (пояса малых интрузивов) которых близки к таковым щелочных гранитов; вслед за последними по возрасту мы и располагаем формацию миаскитов (из вышеизложенного, разумеется, ясно, что миаскитовая формация никоим образом не параллелизуется с ранними нефелиновыми сиенитами сиенитоидных серий I периода).

Охарактеризованный ряд I не вообрал в себя специфические интрузивы, которые принято считать чисто платформенными, возникающими в результате активизации «рифтового» типа. По-видимому, они образуют свой особый ряд II, который может развиваться во времени параллельно и синхронно с рядом I ([22]; см. табл. 14).

## Глава V

# ХАРАКТЕРИСТИКА РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ И СОПУТСТВУЮЩИХ ИМ ТИПОВ ГРАНИТОВ

## VI.1. НЕРЕДКОМЕТАЛЬНАЯ ФОРМАЦИЯ НОРМАЛЬНЫХ ГРАНИТОВ

Мезократовые, реже меланократовые или лейкократовые биотитовые, иногда роговообманково-биотитовые граниты (далее «граниты») чаще всего соответствуют таким понятиям, как «гранит всех периодов», «щелочноземельный гранит» и т. д.

В регионах линейного типа (Урал, Чингиз-Тарбагатай, Калба, Восточная Азия, Гиндукуш) массивы гранитов вытянуты в цепи и пояса, в «мозаичных» регионах (Казахстан, Нигерия, Карелия) размещение их пятнистое. Форма, залегание, размеры массивов на выходе разнообразны — от ничтожных куполов до огромных мегаплутонов. Чем ближе возраст гранитов к возрасту вмещающих пород, тем более вытянутая форма массивов, чем больше разница, тем более они изометричны, вплоть до появления элементов кольцевых структур (Боровое в Северном Казахстане). Вертикальная мощность, по данным геофизики, не превышает 2—5 км. В разрезе форма массивов чаще приближается к гарполиту, т. е. это пологие «языки» с боковыми подводящими каналами. Чаще они согласны со структурами вмещающих пород, но могут быть и дискордантными (при значительной разнице в возрасте с боковыми породами). Экзоконтактовые воздействия: ороговикование; иногда мигматизация — гранитизация — гранофиризация; скарнирование; характерно преобразование железистых минералов в магнетит — отсюда положительные магнитные аномалии в ореоле гранитных плутонов. Обычно в узле, где есть граниты, им предшествуют гранодиориты и (или) граносиениты, а после гранитов следуют аляскиты, но не исключены и автономные массивы.

Определенные физиографические разновидности гранитов наблюдаются на огромном количестве массивов разного возраста в разных регионах. Между разновидностями фиксируются резкие контакты, иногда с некоторым «охлаждением» эндоконтакта одной из разновидностей. Местами видны подводящие дайки у пологих залежей. Следовательно, тела каждой из выделяемых разновидностей являются *интрузивными фазами*. Нами различаются (в скобках первые цифры — размер зерен кварца, вторые — полевых шпатов, мм; без учета порфирированных выделений, которые могут достигать: полевые шпаты — 20 мм и более, кварц — 5 мм):

Количественно-минеральный состав пород гранитоидных формационных типов.  
По Ю. Б. Марину

Минералы	Формационный тип						
	Гранодиоритовый		Гранитовый		Аляски- товый	Субщелоч- ногранит- товый	Щелочно- гранитовый
	Главная фация	Гибридная фация	Главная фация	Гибри- дная фация			
Кварц	22,0	8,8	31,5	26,5	35,8	36,0	33,8
	15—26	2—19	25—36	20—30	30—44	30—43	28—40
Калиево-на- триевый поле- вой шпат	19,3	6,8	33,4	26,3	45,0	34,5	43,0
	7—30	0—20	25—48	20—37	31—60	25—45	25—65
Плаггиоклаз	44,3	59,5	27,3	34,5	15,5	23,0	16,0
	32—60	42—68	18—40	26—44	1—29	18—40	1—40
Биотит	7,0	6,7	6,0	6,8	2,5	1,0	1,1
	1—16	0—18	2—10	2—12	0,1—8	0—3	0—7
Мусковит, литиевые слю- ды	—	—	—	—	0,3	4—5	+
	—	—	—	—	0—3	0,5—10	—
Щелочные темноцветные минералы (ри- бекит, эгирин и др.)	—	—	—	—	—	—	4,6
	—	—	—	—	0—2	—	0,3—12
Роговая об- манка	5,5	15,0	0,4	4,0	—	—	—
	0—16	2—30	0—4	0,5—9	0—1	—	—
Пироксен	—	0,7	—	—	—	—	—
	0—2	0—10	—	0—0,8	—	—	—
Акцессорные минералы	1,9	2,5	1,4	1,9	0,9	1,0	1,5
	0,3—4,3	0,5—5,2	0,3—4	0,9—4	0,1—2,1	0,3—1,5	0,3—3,4

Примечания. 1. Средние составы выведены на базе обобщения данных Г. Д. Афанасьева, А. А. Беуса, В. А. Боброва, Н. С. Вартановой, Т. Н. Далимова, О. П. Елисеевой, В. С. Иванова, Э. П. Изоха, Ю. В. Казыцына, А. А. Калаченко, В. И. Коваленко, П. В. Ковалева, В. С. Коптева-Дворникова, М. В. Кузьменко, А. Н. Леонтьева, Б. К. Львова, Е. В. Негрей, И. Я. Некрасова, Е. Н. Панова, Н. Л. Пламеневской, А. В. Рабиновича, В. А. Серебрякова, В. И. Серых, К. М. Сиротина, И. Е. Сморчкова, С. П. Соловьева, Г. Тишendorfа, И. Х. Хамрабаева, М. Штемпрока, Г. Н. Шербы и наших подсчетов по гранитоидам Казахстана, Калбы, Урала, Якутии и Монголии. 2. В числителе — среднее значение, в знаменателе — пределы вариаций.

— крупнозернистые (0,5—3; 1—6) граниты главной фазы (А-1), слагающие глубокие горизонты массивов; обнажены только на весьма эродированных плутонах; характерна умеренная порфировидность (полевые шпаты); обычно породы мезократовые;

— среднезернистые (0,5—3; 0,5—4) граниты 1-й дополнительной фазы (А-2); большая часть площади обнажающихся крупных гранитных массивов сложена этими породами; чаще характерна ярко выраженная порфировидность (полевые шпаты); породы мезократовые;

Средние значения  $\bar{x}$  и дисперсии  $S^2$  содержаний петрогенных окислов в гранитоидных формационных типах, вес. %. По Ю. Б. Марину

Окислы		Формационный тип				
		Гранодиоритовый	Гранитовый	Аляскитовый (лейкогранитовый)	Субщелочно-гранитовый	Щелочно-гранитовый
SiO <sub>2</sub>	$\bar{x}$	63,26	71,71	75,24	75,03	74,67
	$S^2$	11,72	2,87	0,75	1,19	1,27
TiO <sub>2</sub>	$\bar{x}$	0,63	0,30	0,14	0,08	0,15
	$S^2$	0,04	0,01	0,002	0,001	0,006
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	$\bar{x}$	16,17	14,22	13,01	13,09	12,50
	$S^2$	0,79	0,50	0,31	0,88	0,97
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	$\bar{x}$	1,93	1,00	0,75	0,43	1,31
	$S^2$	0,70	0,25	0,12	0,10	0,36
FeO	$\bar{x}$	3,43	1,73	0,95	0,93	1,09
	$S^2$	1,34	0,40	0,18	0,16	0,21
MnO	$\bar{x}$	0,09	0,05	0,04	0,03	0,04
	$S^2$	0,001	0,0005	0,0003	0,0002	0,0003
MgO	$\bar{x}$	2,29	0,68	0,26	0,15	0,20
	$S^2$	0,67	0,09	0,02	0,01	0,02
CaO	$\bar{x}$	4,32	1,62	0,74	0,45	0,51
	$S^2$	1,68	0,36	0,08	0,06	0,08
Na <sub>2</sub> O	$\bar{x}$	3,48	3,59	3,68	4,30	4,50
	$S^2$	0,20	0,14	0,13	0,43	0,24
K <sub>2</sub> O	$\bar{x}$	2,67	4,20	4,63	4,71	4,57
	$S^2$	0,47	0,19	0,13	0,15	0,19
$n^*$	—	189	192	215	55	103

\* Количество объектов (петрохимических выборок).

— среднезернистые (0,3—1; 0,3—4) граниты 2-й дополнительной фазы (А-3); значительная часть площади обнажающихся крупных и подавляющая средних массивов сложена этими породами; характерна порфириовидность (полевые шпаты, менее кварц); породы мезо- и лейкократовые;

— мелко-среднезернистые (0,1—0,5; 0,1—5) весьма неравнозернистые граниты 3-й дополнительной фазы (А-4), занимающие не более 10% объема по периферии массивов; характерна резкая и обильная порфириовидность (полевые шпаты и кварц); породы мелано-, мезо- и лейкократовые;

— мелко-среднезернистые (0,1—0,5; 0,1—2) граниты 4-й дополнительной фазы (А-5), занимающие 0—10% объема; характерна слабая порфириовидность; породы лейкократовые, чаще двуслюдяные;

Средние содержания элементов-примесей в породах гранитоидных  
формационных типов, г/т. По Ю. Б. Марину

Элемент	Формационный тип							Средние содержания в гранитоидах (по А. П. Виноградову)
	Габбро-диоритовый	Диорит-плагиогранитовый	Гранодиоритовый	Гранитовый	Аляски-товый	Субщелочно-гранитовый	Щелочно-гранитовый	
Cr	210	50	30	15	6	4	2	25
V	200	90	70	22	10	5	2	40
Co	50	20	12	10	3	3	1	5
Ni	100	55	20	10	4	3	1	8
Cu	38	30	22	15	10	10	4	20
F	200	300	650	700	1400	3800	1600	800
Rb	45	70	100	180	300	550	300	200
Li	12	15	18	33	80	210	80	40
Cs	0,1	0,1	0,9	2,2	7	20	10	5
Tl	—	—	0,5	0,8	1,2	3	1,3	1,5
Be	0,9	1,9	2,2	3,3	7	9	6	5,5
Sr	450	650	400	350	120	20	40	300
Ba	400	600	850	840	300	50	100	830
Sn	1,8	2,1	2,8	4,5	10	20	5,6	3
W	—	0,1	0,3	1	2,5	4,5	0,8	1,5
Mo	0,3	0,3	0,8	1,5	1,5	1,5	0,6	1
Zn	80	70	70	50	36	35	60	60
Pb	8	10	20	28	32	40	20	20
Zr	70	80	180	210	260	230	850	200
Hf	0,2	0,7	1	1,6	5,6	8	26	1
Nb	3	3,6	6	20	25	80	50	20
Ta	0,3	0,6	0,8	1,5	3,6	10	3	3,5
ΣTR + Y	30	40	150	210	300	400	500	185
U	0,8	1,5	2	4,6	8	9	≤10	3,5
Th	4	5,3	7,5	25	38	40	42	18

Примечание. Средние содержания выведены на базе обобщения данных В. Л. Барсукова, А. А. Беуса, А. И. Гинзбурга, Т. Н. Далимова, Е. Б. Знаменского, Э. И. Иовчевой, Ю. В. Казыцына, В. И. Коваленко, П. В. Ковалева, В. Д. Козлова, М. И. Кузьмина, А. Н. Леонтьева, И. Я. Некрасова, А. С. Павленко, А. В. Рабиновича, В. И. Серых, А. А. Смыслова, Л. В. Таусона, Г. Тишендорфа, А. И. Тугаринова, Г. Б. Ферштатера, И. Х. Хамрабаева, М. Штемпрока, Г. Н. Щербы и аналитических материалов авторов по гранитоидам Казахстана, Калбы и Якутии.

— мелкозернистые (0,1—0,3; 0,1—1) жильные граниты, занимающие 0—5% объема; похожи на предыдущие;

— мелкозернистые (около 0,2; около 0,3) жильные граниты, лейкократовые; могут быть равнозернистые и порфиридные;

— тонкозернистые жильные граниты, лейкократовые, чаще порфиридные;

— аплиты, маломощные дайки.

Обобщенная вещественная характеристика пород гранитового формационного типа отражена в табл. 15—18 и на рис. 32 и 33, внешний облик ведущих разновидностей — на рис. 1.

Контакты гранитов с вмещающими породами резкие, с зонами закалывания. На контакте с песчано-сланцевыми породами иногда

## Средние содержания главнейших акцессорных минералов

Минералы	Докембрийские				Каледонские			
	I	II	III	V	I	II	III	V
Магнетит	9 000	4500	2200	1100	7 500	4000	1700	500
Гематит	25	100	10	5	50	100	80	100
Сфен	2 300	2000	80	60	1 300	900	60	10
Ильменит	110	160	360	500	250	180	300	400
Рутил	0,2	1	2	2	Ед. зн.	1	2	0,3
Анализ и брукит	—	0,8	3	Ед. зн.	—	1	2	2
Циркон	170	200	130	1000	120	120	80	1100
Циртолит	—	—	Ед. зн.	25	—	—	10	60
Ортит	6	60	5	10	10	80	4	2
Монацит	—	6	20	30	Ед. зн.	5	25	30
Ксенотим	—	Ед. зн.	0,1	0,1	—	Ед. зн.	0,4	0,5
Апатит	1 200	500	100	100	200	160	80	50
Флюорит	Ед. зн.	0,2	100	250	1	5	130	350
Турмалин	—	0,5	Ед. зн.	—	Ед. зн.	0,5	1	—
Топаз	—	—	4	—	—	—	5	—
Гранат	20	200	40	10	3	110	60	Ед. зн.
Эпидот	3 000	600	60	50	2 000	350	40	10
Торит	—	Ед. зн.	0,3	0,5	—	1	2,5	3
Тантало-ниобаты	—	—	2,3	5,5	—	Ед. зн.	2	25
Сподумен	—	—	Ед. зн.	—	—	—	Ед. зн.	—
Касситерит	—	—	Ед. зн.	—	—	—	0,2	—
Галенит	—	0,1	0,3	0,2	—	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.
Карбонаты редких земель	—	0,5	3	5	—	0,3	1	8
Общее содержание (округленные цифры)	16 000	8 400	3 150	3 150	11 500	6 100	2 600	2 650

Примечания. 1. Таблица составлена на основе материалов, опубликованных в работах С. М. Бескина, А. А. Беуса, А. А. Виславных, А. И. Гинзбурга, А. П. Гладких, Г. Н. Гогель, Ховича, Ю. Б. Марина, Г. Б. Мелентьева, Д. А. Минеева, В. С. Мищенко, В. И. Нонешниковой, новых данных, средние содержания акцессорных минералов будут уточнены; при расчете установленное работами Д. А. Родионова и других. 3. Формационные типы: I — гранодиорито-лечногранитовый.

## в разновозрастных гранитоидных формациях, г/т

Герциньские					Киммерийские				
I	II	III	IV	V	I	II	III	IV	V
6300	3000	1400	400	200	5800	1800	600	250	140
50	200	200	100	150	100	100	150	80	120
900	700	40	Ед. зн.	1	300	170	3	Ед. зн.	Ед. зн.
160	300	450	70	360	360	300	50	150	200
0,6	2,5	8	Ед. зн.	Ед. зн.	0,5	2	6	0,7	Ед. зн.
Ед. зн.	3	5	5	6	Ед. зн.	3	6	8	8,5
110	100	70	60	1500	180	140	60	50	1600
—	Ед. зн.	10	10	150	—	Ед. зн.	15	30	200
25	40	3	Ед. зн.	Ед. зн.	35	150	3	Ед. зн.	—
Ед. зн.	10	35	30	50	0,3	10	50	50	60
Ед. зн.	0,3	2,5	3	4	Ед. зн.	0,6	5	5	6
200	200	80	50	30	500	150	50	15	10
1,5	15	160	200	450	10	20	200	400	500
Ед. зн.	0,5	10	200	—	3	3	100	120	—
Ед. зн.	Ед. зн.	10	30	—	Ед. зн.	Ед. зн.	20	200	—
3	100	80	10	Ед. зн.	1	50	30	3	—
900	300	30	0,5	1	650	100	5	—	—
0,5	2,5	5	5	8	1	1,5	5	8	7
Ед. зн.	0,2	10	26	98	Ед. зн.	0,2	15	62	125
0,4	1	1,5	4	—	0,4	1	3	10	—
—	—	0,5	2	—	Ед. зн.	0,1	3	15	—
Ед. зн.	0,3	0,5	0,5	0,3	0,8	0,5	1	2	1
—	0,8	5	5	15	—	1	8	6	20
8700	5000	2650	1200	3000	7950	3000	1400	1450	3000

таж П. Т. Азимова, Е. Н. Алтухова, А. Д. Арсеньевой, И. Д. Батиевой, И. В. Белькова, А. М. Гребенникова, О. И. Египко, Д. Жалсабона, А. Р. Зилова, В. Н. Зырянова, В. В. Ля-К. И. Розанова, М. В. Фишмана, А. Д. Червинской и других. 2. Очевидно, по мере накопления следует учитывать логнормальное распределение содержаний акцессорных минералов, V — шельчочногранитовый, II — гранитовый, III — лейкогранит-алекситовый, IV — субщелочногранитовый, V — шельчочногранитовый.

Минералы	Обобщенно				
	I	II	III	IV	V
Магнетит	6 700	3300	1500	350	450
Гематит	50	110	100	90	90
Сфен	1 300	800	45	Ед. зн.	10
Ильменит	220	240	350	100	350
Рутил	0,4	1,5	4,5	0,4	0,8
Анатаз и брукит	Ед. зн.	2	4	5	5,5
Циркон	140	130	80	55	1300
Циртолит	—	Ед. зн.	10	15	90
Ортит	20	70	4	Ед. зн.	1,5
Монацит	Ед. зн.	7	30	30	40
Ксенотим	Ед. зн.	0,2	2	3	3
Апатит	450	250	80	40	40
Флюорит	1,5	10	150	200	400
Турмалин	0,4	0,8	10	100	—
Топаз	Ед. зн.	Ед. зн.	10	50	—
Гранат	5	110	60	8	1
Эцидот	1 600	350	40	0,3	10
Торит	0,4	1	3	5	5
Тангало-ниобаты	Ед. зн.	0,1	6,5	31	61
Сподумен	0,1	0,5	1	5	—
Касситерит	—	Ед. зн.	0,4	4	—
Галенит	0,2	0,3	0,5	0,8	0,4
Карбонаты редких земель	—	0,8	4,5	5	12
Общее содержание (округленные цифры)	10 500	5400	2500	1100	2900

возникают лейкократовые фации, а на контакте с основными гранитоидами, габброидами и основными эффузивами — фации гранодиоритового — меланогранитового состава. Мощность гибридных фаций не превышает 10—20 м. Из других фаций отметим непорфировидные разности на фоне более распространенных порфировидных.

По вертикали массивы напоминают «слоеный пирог», где перемежаясь, но все же имея тенденцию распределяться снизу вверх, располагаются залежи ведущих фаз А-1 — А-5, рассеченные многоэтажными пластовыми телами жильных гранитов, сопряженными с подводящими дайками.

В особенностях состава пород из массивов гранитовой формации намечаются следующие тенденции: а) чем более молодому циклу принадлежат граниты, тем они более лейкократовые (табл. 19); б) в линейных регионах граниты более меланократовые и более щелочноземельные по сравнению с близодновозрастными гранитами «мозаичных» (глыбовых) регионов. Вторая тенденция иногда превалирует над первой. Так, на консолидированной

платформе Африки докембрийские «главные граниты» Бушвелда имеют весьма кислый состав (75%  $\text{SiO}_2$ ), в то время как на геосинклинально-складчатом Кавказе кайнозойские граниты Эльджурты не отличаются высокой кремнекислотностью (72%  $\text{SiO}_2$ ).

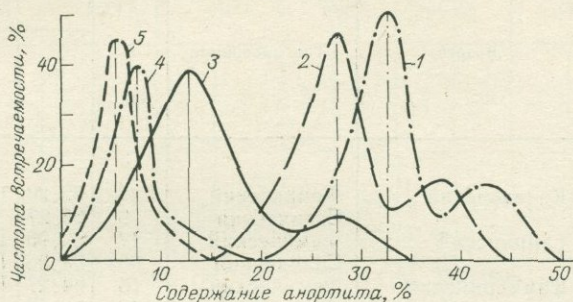


Рис. 32. Кривые распределения плагиоклазов разного состава в породах гранодиоритового (1), гранитового (2), лейкогранит-аляскитового (3), субщелочнолейкогранитового (4) и щелочногранитового (5) формационных типов.

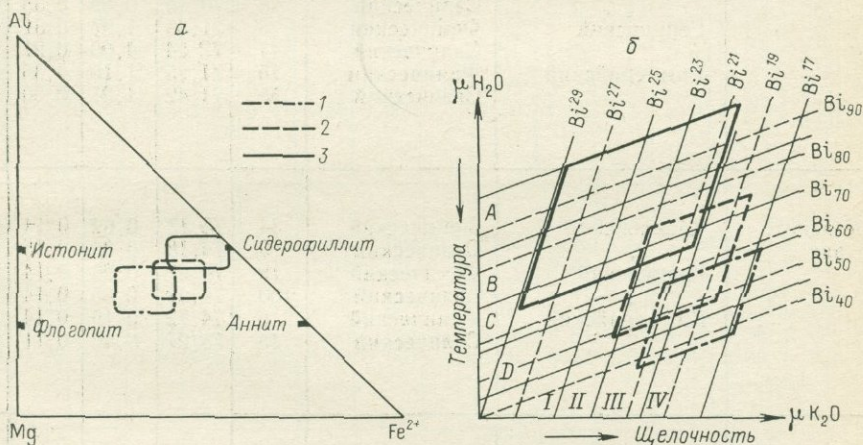


Рис. 33. Поля составов биотитов из пород разных формационных типов на диаграммах  $\text{Mg}-\text{Al}-\text{Fe}^{2+}$  (а) и изменения железистости и глиноземистости в зависимости от химических потенциалов калия и воды (б).

Формационные типы: 1 — гранодиоритовый, 2 — гранитовый, 3 — аляскитовый.

Минерализация, связанная непосредственно с нормальными гранитами, не изучалась. Некоторые исследователи отстаивают генетическую связь золото-полиметаллических месторождений с калдырминским комплексом в Центральном Казахстане [7, 301]; другие допускают возникновение части редкометаллоносных грейзенов также в связи с этим комплексом [50, 282]. Однако ни в од-

Средние значения  $\bar{x}$  и дисперсии  $S^2$  содержаний петрогенных элементов в породах -  
вес. %. По

Формация	Возраст	Тип провинции	n	SiO <sub>2</sub>		TiO <sub>2</sub>	
				$\bar{x}$	S <sup>2</sup>	$\bar{x}$	S <sup>2</sup>
Гранодиоритовая	Каледонский	Фемический	43	62,20	10,84	0,69	0,04
	"	Салический	9	66,27	1,26	0,55	0,01
	Герцинский	Фемический	17	62,96	11,95	0,63	0,02
	"	Салический	55	63,08	13,73	0,61	0,05
	Киммерийский	Фемический	16	64,27	12,30	0,63	0,02
"	"	Салический	49	63,62	9,71	0,60	0,03
Гранитовая	Каледонский	Фемический	29	71,32	0,90	0,36	0,004
	"	Салический	8	70,45	0,89	0,38	0,01
	Герцинский	Фемический	8	71,38	1,97	0,31	0,003
	"	Салический	77	72,54	4,00	0,27	0,01
	Киммерийский	Фемический	15	71,25	1,15	0,36	0,003
"	"	Салический	55	71,42	1,91	0,30	0,01
Аляскитовая	Каледонский	Фемический	34	75,13	0,62	0,14	0,003
	"	Салический	9	74,18	0,35	0,15	0,002
	Герцинский	Фемический	19	74,67	0,26	0,14	0,003
	"	Салический	103	75,49	0,85	0,14	0,003
	Киммерийский	Фемический	6	74,72	0,15	0,14	0,003
"	"	Салический	45	75,27	0,46	0,11	0,002
Субщелочногранитовая	Герцинский	"	21	74,70	0,73	0,08	0,002
	Киммерийский	"	34	75,22	1,40	0,08	0,002
Щелочногранитовая	Каледонский	Фемический	10	73,72	1,12	0,19	0,01
	"	Салический	6	74,75	1,66	0,18	0,004
	Герцинский	Фемический	7	74,17	0,26	0,12	0,01
	"	Салический	51	74,78	1,42	0,15	0,01
	Киммерийский	"	29	74,89	0,94	0,14	0,003

гранитоидных формаций разных возрастов и типов петрографических провинций,  
Ю. Б. Марину

Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		FeO		MnO		MgO		CaO		Na <sub>2</sub> O		K <sub>2</sub> O	
$\bar{x}$	S <sup>2</sup>	$\bar{x}$	S <sup>2</sup>	$\bar{x}$	S <sup>2</sup>	$\bar{x}$	S <sup>2</sup>	$\bar{x}$	S <sup>2</sup>	$\bar{x}$	S <sup>2</sup>	$\bar{x}$	S <sup>2</sup>	$\bar{x}$	S <sup>2</sup>
16,16	0,47	2,16	0,78	3,63	1,30	0,09	0,004	2,53	0,77	4,86	2,27	3,52	0,19	2,39	0,37
16,09	0,37	1,90	0,15	1,94	0,29	0,08	0,004	1,45	0,18	2,93	0,23	3,79	0,04	3,52	0,04
16,44	0,98	1,87	0,18	3,36	0,86	0,09	0,003	2,43	0,50	4,26	1,37	3,58	0,11	2,55	0,25
16,06	1,19	2,18	0,86	3,29	1,02	0,10	0,004	2,37	0,74	4,25	1,69	3,44	0,23	2,70	0,38
16,11	0,74	1,68	0,44	3,27	1,11	0,09	0,004	2,27	0,64	4,60	0,82	3,35	0,12	2,45	0,69
16,25	0,67	1,56	0,57	3,76	1,70	0,09	0,004	2,12	0,50	4,12	1,35	3,45	0,24	2,82	0,53
14,04	0,18	1,10	0,14	1,80	0,45	0,06	0,002	0,72	0,09	1,59	0,21	3,78	0,08	4,25	0,25
14,58	0,06	1,32	0,17	1,52	0,08	0,07	0,003	0,83	0,05	1,90	0,02	3,79	0,11	4,27	0,13
14,37	0,24	1,07	0,38	1,76	0,14	0,06	0,003	0,72	0,07	1,46	0,22	3,70	0,10	3,97	0,17
14,02	0,70	1,09	0,29	1,54	0,38	0,06	0,003	0,57	0,08	1,38	0,33	3,59	0,13	4,23	0,21
14,59	0,69	1,23	0,26	1,56	0,27	0,05	0,002	0,78	0,03	2,00	0,31	3,69	0,06	4,00	0,06
14,39	0,32	0,71	0,15	2,01	0,41	0,05	0,002	0,75	0,10	1,86	0,39	3,41	0,15	4,20	0,18
12,94	0,14	0,87	0,15	0,95	0,15	0,03	0,001	0,21	0,01	0,62	0,08	3,82	0,11	4,80	0,04
13,56	0,18	0,68	0,03	0,73	0,26	0,04	0,002	0,26	0,02	0,81	0,10	3,87	0,21	4,95	0,06
13,51	0,35	0,68	0,04	0,98	0,09	0,04	0,002	0,28	0,02	0,91	0,10	3,65	0,09	4,57	0,07
12,87	0,34	0,82	0,11	0,91	0,18	0,04	0,002	0,27	0,01	0,75	0,07	3,65	0,11	4,60	0,16
13,32	0,11	0,90	0,11	0,71	0,12	0,03	0,001	0,29	0,003	0,84	0,09	3,59	0,08	4,53	0,04
13,05	0,20	0,50	0,07	1,02	0,20	0,03	0,001	0,24	0,01	0,72	0,06	3,61	0,18	4,75	0,06
13,51	0,46	0,62	0,12	0,67	0,06	0,04	0,001	0,18	0,02	0,41	0,11	4,38	0,55	4,67	0,22
12,84	0,99	0,31	0,06	1,08	0,16	0,03	0,001	0,13	0,01	0,48	0,04	4,26	0,37	4,72	0,12
12,87	1,88	1,56	0,70	1,15	0,49	0,05	0,002	0,18	0,01	0,47	0,04	4,57	0,38	4,81	0,28
12,87	1,25	1,31	0,26	1,07	0,07	0,05	0,001	0,21	0,02	0,48	0,06	4,36	0,08	4,57	0,12
13,51	2,10	0,85	0,65	1,07	0,26	0,04	0,001	0,16	0,01	0,55	0,14	4,86	0,05	4,30	0,49
12,50	0,60	1,34	0,31	1,01	0,20	0,03	0,001	0,24	0,03	0,55	0,10	4,44	0,24	4,50	0,13
12,07	0,67	1,30	0,27	1,20	0,15	0,04	0,001	0,16	0,01	0,46	0,05	4,52	0,28	4,68	0,16

ном случае не получено данных той же степени убедительности, как это выявлено, например, для связи грейзеновых месторождений с аляскитовой формацией.

## **V.2. ПОТЕНЦИАЛЬНО РЕДКОМЕТАЛЛОНОСНАЯ ФОРМАЦИЯ АЛЯСКИТОВ—ЛЕЙКОГРАНИТОВ**

Биотитсодержащие (реже амфиболсодержащие) аляскиты и лейкограниты (далее «аляскиты») соответствуют в общем «аляскиту» Р. Дэли, но включают в себя также и иные, но неизменно высококремнекислотные типы.

Массивы аляскитов (в том числе и скрытые, фиксируемые овальными гравитационными минимумами) при анализе их группировки обнаруживают пассивную зависимость от геологической структуры региона. В регионах линейного типа (Урал, Бетпакдала, Чингиз-Тарбагатай, Восточно-Азиатский пояс), аляскитовые массивы можно вытянуть в цепочки. В «мозаичных» регионах (Северное Прибалхашье, Северная Нигерия, Карелия) характер размещения аляскитовых массивов равномерно-площадной. По-видимому, может быть и промежуточный случай. Намечается большая приуроченность аляскитовых массивов к срединным массивам, поднятым блокам, скоплениям гнейсовых куполов.

Аляскиты образуют в плане овальные, близкие к изометричным, кольцевые и дуговые массивы размерами в поперечнике: от многих десятков километров (протерозой) до 7—10 км (кайнозой). Их объемная морфология в первом приближении соответствует сильно уплощенному цилиндру, но при более детальном подходе можно различать: а) цилиндры («хоккейные шайбы»), б) лополиты, в) факолиты. Залегают чаще полого, вертикальная мощность по геофизическим данным и по наблюдениям «торцевых» поверхностей лополитов варьирует от 3 до 5—8—12 км. Аляскиты имеют меньший объемный вес по сравнению с вмещающими интрузивными, эффузивными и осадочными породами, поэтому, как правило, они отмечаются отчетливыми овальными отрицательными гравитационными аномалиями, нередко позволяющими фиксировать положение скрытых аляскитовых массивов. Выраженность кольцевых структур иногда замаскирована, но выявляется при составлении карт обобщенного рельефа и дешифрировании высотных аэрофотоснимков.

Массивы дискордантны к структурам вмещающих толщ. Возможно, они внедряются «с их разрешения», т. е. при вертикальных перемещениях блоков земной коры. Часто они используют древние магматические зоны, в том числе: эруптивные каналы вулканов «доаляскитового» возраста, купола и гребни предшествовавших гранодиоритов и гранитов, более древние дайковые зоны. Ореолы контактового метаморфизма и скарнирования возле аляскитов велики по сравнению с таковыми в ореоле нормальных гранитов и гранодиоритов.

В узле, где наблюдаются аляскиты, из более ранних формаций всегда присутствуют нормальные граниты, менее часто — гранодиориты или граносиениты. Парагенез аляскитов с нормальными биотитовыми гранитами настолько тесен, что многие исследователи не выделяют их в отдельные формации (комплексы). С более поздними гранитовыми формациями парагенез аляскитов необязателен, что, например, наблюдалось на плутонах Бектаута, Акчатау и др.

В отношении вулканических предшественников нет ясности. Даже в хорошо обнаженном и изученном регионе Северного Прибалхашья только часть исследователей считает, что липариты архарлинской свиты ( $C_3$  — Р) непосредственно предшествуют аляскитов акчатауского комплекса (Р), являясь более молодыми, чем нормальные граниты калдырминского комплекса ( $C_3$ ). Другие геологи отстаивают точку зрения о внедрении калдырминских и акчатауских интрузий друг за другом без «эффузивного перерыва». На ряде массивов установлено, что «закаленные» дайки гранит- и граносиенит-порфиров, рассекающие биотитовые граниты разной зернистости, срезаются крупно- и (или) среднезернистыми аляскитами: плутоны Акжайляу, а также Кент, Каркаралы, Майтас, Кандыгатай в Казахстане. Нередко пояса таких даек как бы закладывают «макросруктуру» (часто кольцевую) будущего аляскитового массива. Большинство даек по составу близко к аляскитам [268].

Хотя определенные физиографические разновидности аляскитов, стабильно наблюдающиеся на очень многих массивах, имеют друг с другом резкие контакты (но без закалки), установить их возрастную последовательность затруднительно, если не иметь в виду мелкозернистых жильных гранитов, которые рассекают средние и крупнозернистые аляскиты, причем удается видеть, что, чем более тонкозернист жильный гранит, тем он моложе. Все же есть наблюдения, например на Зерендинском плутоне, позволяющие в первом приближении считать, что, чем мельче размер зерен, тем с более молодой разновидностью аляскитов мы имеем дело. Выстраивается следующая последовательность пород, слагающих «интрузивные фазы» (в скобках первые цифры — размер зерен кварца, вторые — полевых шпатов, мм):

крупнозернистые (1—3; 5—15) лейкограниты — аляскиты главной фазы (Б-1), всегда слагающие глубокие горизонты массивов, занимая обычно не менее 50% их объема; обнажены только на эродированных или отпрепарированных массивах и поэтому наблюдаются редко (обычно в тех случаях, когда мощность перекрывающих их «залежей» аляскитов последующих фаз невелика);

— среднезернистые (1—2; 3—8) аляскиты 1-й дополнительной фазы (Б-2), образующие мощные, иногда до 500—700 м, пластовые залежи поверх предыдущих. Обычно именно эти породы слагают в основном обнажающиеся части аляскитовых интрузивов (сколь угодно крупных), хотя не исключено их полное отсутствие, как это наблюдалось на плутоне Бектаута;

— среднезернистые (0,5—1; 2—5) аляскиты 2-й дополнительной фазы (Б-3), образующие пластовые залежи мощностью до 50—200 м поверх предыдущих, изредка «вклиниваясь» в последние; граниты данной разновидности, как правило, присутствуют в любом аляскитовом массиве, хотя мощность их тел может быть минимальной;

— мелко-среднезернистые (0,5—1; 1—3) аляскиты 3-й дополнительной фазы (Б-4), образующие маломощные, не более 10—20 м залежи поверх предыдущих; иногда вклиниваются в аляскиты предыдущей генерации; обычно не отделяются при картировании от жильных гранитов;

— мелкозернистые (около 1; около 1), нередко миаролитовые, жильные аляскиты 1-й генерации — залежи мощностью по 3—50 м, иногда сопряженные с крутостоящими дайками;

— мелкозернистые (менее 1; менее 1), нередко порфировидные, жильные аляскиты 2-й генерации — залежи мощностью не более 10 м, чаще, чем в предыдущем случае, сопряженные с дайками;

— тонкозернистые жильные аляскиты 3-й генерации — пологие залежи и дайки мощностью не более 5 м;

— аплиты — чаще крутые дайки ничтожной мощности.

Жильные аляскиты в основном сконцентрированы в верхней трети интрузива. Из фациальных разновидностей отметим:

— мелкозернистые (равнозернистые) и иногда резкопорфировидные с округлыми кварцами аляскиты, развивающиеся в виде маломощных (менее 1—2 м!) зон на «торцах» аляскитовых массивов; мы их наблюдали в шахте на массиве Акчатау, а также на севере Майтаса;

— сениитоподобные, иногда обогащенные темноцветными минералами, нередко щелочными роговыми обманками, а также и ксенолитным материалом самые нижние, подошвенные горизонты аляскитовых залежей; к ним, например, относятся некоторые породы плутона Акжайляу;

— пегматоидные и (или) письменные оторочки верхних апикальных горизонтов аляскитовых залежей; их мы наблюдали на юге Зерендинского плутона, а также на массиве Қандыгатай.

Контакты аляскитов с вмещающими породами всегда резкие, отчетливо интрузивные. Гибридизм не характерен. Зон закала обычно нет, они появляются только в «торцевых» крутозалегающих поверхностях, а также у жильных мелкозернистых гранитов, «ушедших» от массива.

Обобщенная вещественная характеристика гранитов лейкогранит-аляскитового формационного типа отражена в таблицах 15—18 и на рис. 32 и 33, внешний облик ведущих разновидностей — на рис. 2.

Аляскитовые массивы при детальном рассмотрении, как правило, оказываются расслоенными, а зачастую и стратифицированными. *Расслоенность* проявляется в том, что нижние горизонты массивов сложены крупнозернистыми лейкогранитами — аляскитами

главной фазы, среднезернистые аляскиты 1-й дополнительной фазы налегают на них, а выше располагаются средне- и мелко-среднезернистые аляскиты 2-й и 3-й дополнительных фаз. Жильные мелкозернистые граниты, чаще пологие дайки, в подавляющей массе приурочены к верхним горизонтам аляскитовых массивов, но отдельные маломощные дайки могут встречаться в средних и глубоких горизонтах. *Стратифицированность* выражается в том, что пологие залежи аляскитов мощностью до нескольких сот метров перемежаются с «перемычками» мощностью также до нескольких сот метров более древних гранитоидов (или вмещающих осадочно-эффузивных пород). Иногда такие «перемычки» разделяют граниты разных фаз аляскитового комплекса. Часто наблюдается «уход» гранитов поздних дополнительных и особенно жильных фаз (и сопряженных с последними пегматитов) в верхние надынтризивные зоны аляскитовых массивов, так что образуется многоэтажная постройка из пологих «пластов» мелкозернистых аляскитов, сопряженных с крутыми подводящими дайками, в теле более древних гранитоидов, реже осадочно-эффузивных пород (см. рис. 9, 21 и др.).

Наблюдение глубоко эродированных аляскитовых массивов убеждает в однотипности их пород в разных регионах независимо от возраста, если не прибегать к тонкому исследованию вещества. В то же время верхние интрузивные и особенно над- или околоинтрузивные зоны аляскитовых массивов отличаются от узла к узлу, что позволило выделить следующие более или менее контрастные подтипы массивов.

«Редкометалльно пегматитоносные» массивы сопровождаются жильными полями из даек мелкозернистых и письменных гранитов, среди которых есть отдельные, обычно зональные, микроклиновые или альбито-микроклиновые пегматитовые тела с бериллом, часто с попутным колумбитом — танталитом, иногда с крупнолистоватым мусковитом. Некоторые такие пегматиты в промышленных количествах содержат касситерит, тортвейтит, монацит, но никогда не содержат промышленную литиевую или собственно танталовую минерализацию. Подобные узлы бедны кварцевожильно-грейзеновыми образованиями. Примеры: «калиевые» граниты и пегматиты Мадагаскара, «слюдяно-берилловые» пегматиты Индии (докембрий); некоторые массивы и их пегматиты в СССР (палеозой и мезозой). В данной работе подобные массивы не рассматривались.

«Хрустале пегматитоносные» массивы заключают в себе значительное количество внутригранитных пегматитов, в том числе перспективных на горный хрусталь, крупнокристаллический флюорит, местами ограночный топаз и др. Обычно бедны кварцевожильно-грейзеновыми образованиями. К массивам этого типа относятся некоторые интрузивы Мадагаскара, часть Коростеньского плутона на Украине (докембрий); рассмотренные в данной работе массивы Зерендинско-Балкашинский в Казахстане (каледонский);

Бектаута и Акжайлютас (герцинские), а также Кент-дуговой и Котур-Кызылтау в Казахстане (герцинские); Адун-Чолон-кольцо в Забайкалье, Горихо-кольцо в Монголии (мезозойские).

«Грейзеноносные» массивы сопровождаются кварцевожильно-грейзеновыми месторождениями и рудопроявлениями «обычного» типа — W, Mo, (Sn), Bi и др. Как правило, бедны пегматитами. Примеры: рассмотренные в данной работе интрузивы «бобьянкопского» и «лизского» типов в Бушвелде, а также Редскин-Шток в Колорадо (докембрий); рассмотренные Акчатауский и Сибинский, а также многие иные массивы (в основном скрытые) в Казахстане и на Алтае, Айбенштоковский и Кирхбергский-Внутренний в Рудных горах; Шток Санта-Комба в Испании (герцинские); рассмотренные выше слабо вскрытый массив Сибири, предполагаемый Хапчерангинский (глубинный) массив, а также Бом-Горхонский, массивы Великого Оловянного пояса Бирмы — Таиланда — Малайзии — Индонезии (мезозойские) и др.

«Альбитито-грейзеноносные» массивы сопровождаются альбитито-грейзеновыми месторождениями касситерита и колумбита, нередко и кварцевожильно-грейзеновыми месторождениями касситерита, вольфрамита и др. Бедны пегматитами. Примеры: несколько массивов в европейской части СССР, Сан-Лоренцо и другие в Рондонии в Бразилии (докембрий); частично рассмотренные каледонские массивы орлиногорского интрузивного комплекса и некоторые герцинские массивы в Казахстане (герцинские); лейкогранитовые части массивов Нигерии, частично рассмотренные в части первой (мезозойские).

Предложенная типизация не исключает существования аляскитовых массивов промежуточных типов, но их число невелико. С ними ассоциируют мелкие месторождения и рудопроявления редких металлов или горного хрусталя. Предварительная проверка типизации аляскитовых массивов по ряду геологических, петрохимических и геохимических признаков слагающих их пород показала удовлетворительную корреляцию. Так, первый подтип относится к формации умеренных и средних, а остальные — к формации малых глубин. Среди последних хрусталеpegматитоносный подтип относительно наиболее калиевощелочной, а грейзеноносный подтип — кислый. Альбитито-грейзеноносный подтип скорее натриевощелочной; он характерен для консолидированных областей докембрия, активизированных в молодые циклы.

В экзоконтактах разнотипных лейкогранит-аляскитовых массивов наблюдаются несколько различные по степени проявления той или иной минерализации метасоматиты. Возле редкометаллоpegматитоносных массивов иногда характерны мигматиты. Возле хрусталеpegматитоносных аляскитовых массивов обычны калишпатизация, в том числе порфиробластез древних гранитоидов и некоторое ослюденение песчано-сланцевых пород. Для альбитито-грейзеноносных массивов характерна мощная калишпатизация вмещаю-

щих древних гранитоидов наряду с локальными зонами интенсивной альбитизации.

Для обычных грейзеноносных массивов лейкогранит-аляскитовой формации удалось собрать наиболее обширный материал по зональности, в том числе и отдаленных от интрузива метасоматитов и месторождений. В связи с этим обратимся вновь к месторождению Акчатау-Центральное. Оно сходно с месторождениями Нура-Талды и Караоба. Но купола и гребни аляскитов, с которыми связано образование последних, воздымаются выше и более круто, чем на Акчатау, и в большей степени выходят на контакт с экранирующими песчано-сланцевыми и эффузивными породами, прорывая покровы калдырминских биотитовых гранитов. По-видимому, этими обстоятельствами обусловлено то, что на месторождениях Нура-Талды и Караоба приобретают больший вес *объемные* рудные (вольфрамовые и др.) зоны альбитизированных, грейзенизированных, пронизанных кварцевыми штокверками гранитов.

Месторождение Байназар в своих нижних горизонтах (достигнутых бурением) в общем соответствует верхним горизонтам Караобы: в апикали гранитного купола развиты аляскиты ведущих и особенно жильных фаз акчатауского комплекса, метасоматические изменения представлены объемной грейзенизацией, частично «подгрейзеновой» альбитизацией, вольфрамовое и другое оруденение приурочено к грейзенам и рассекающим их кварцевым жилам и штокверкам. В верхних горизонтах месторождение Байназар — это кварцево-рудные (вольфрамовые) штокверки, пронизывающие крутозалегающий грейзенизированный и серицитизированный шток мелкозернистых гранитов и более ранний шток гранит-порфиров, который рвет песчано-сланцевые породы силура и кислые эффузивы карбона. Верхние горизонты Байназара сходны с нижними горизонтами вольфрамо-молибденового месторождения Селтей, верхи которого в свою очередь напоминают подошвенные уровни молибденового месторождения Тологай, где появляются вторичные кварциты над калишпатизированными породами, замыкаются ритмично-полосчатые текстуры в гранит-порфирах. Верхние горизонты Тологая — это кварцево-рудный штокверк с молибденитом и разными сульфидами, в основном пиритом, во вторичных кварцитах, образованных по штоку субвулканических порфиров, прорвавших песчано-сланцевые породы силура и кислые эффузивы карбона. Таким образом, намечается [20] вертикальная зональность кварцевожильно-грейзеновых месторождений, приуроченных к «центральной штокам» (рис. 34). При этом вертикальная рудная зональность представляется более сложной, чем считается [335]. Сверху вниз (Тологай — Селтей — Байназар — Караоба) намечается следующая зональность: (Mo)→W, Mo→Mo→W, W→Mo (длинные стрелки обозначают возможные безрудные интервалы).

В виде тенденции близкая зональность выявляется на глубоко (около 1,5 км) разбуренном месторождении Юрэд-Гендерсон в Скалистых горах США [349]. В верхах сложного порфирового

штока там было известно существенно молибденовое месторождение Юрэд, ныне выработанное. Разбуривая шток, разведчики прошли более 1 км по безрудным, но метасоматически измененным порфировым породам, и затем обнаружили мощное промышленное молибденовое месторождение Гендерсон, имеющее черты известных руд Клаймакс, т. е., надо думать, обогащенное вольфрамом.

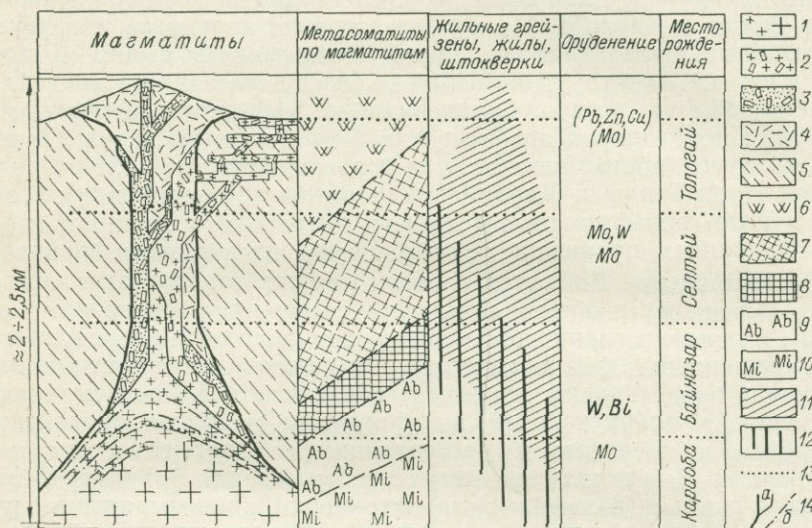


Рис. 34. Схема вертикального строения системы интрузивный купол — надинтрузивная зона грейзеновых месторождений с «центральным штоком» в Северном Прибалхашье. Составили С. М. Бескин и В. Н. Ларин.

1 — аляскиты рудоматеринского массива (мелко-, средне- и крупно-среднезернистые); 2 и 3 — поздние и ранние гранит-порфиры, часто с ритмично-зональными текстурами; 4 — субвулканические и вулканические кварцевые порфиры; 5 — алюмосиликатные вмещающие породы кислого и умеренно кислого состава; 6 — окварцевание и серицитизация; 7 — калишпатизация, альбитизация, серицитизация, хлоритизация; 8 — грейзенизация; 9 — альбитизация; 10 — микроклиннизация; 11 — штокверки, минерализованные зоны; 12 — кварцевые жилы; 13 — эрозийные уровни месторождений; 14 — контакты резкие интрузивные (а) и резкие между фазами аляскитового (акчатауского) комплекса (б).

Колонна метасоматитов представлена следующими зонами (сверху вниз): калишпатиты (над рудным телом Юрэд) — окварцованные породы с топазом — серицито-кварцево-пиритовые породы (несколько горизонтов, в том числе над рудным телом Гендерсон) — вновь кварцево-топазовые и кварцевые породы — калишпато-биотитовые породы — грейзены (подрудные, в гранитах, подстилающих порфировый шток).

О другом типе зональности, также «выводящейся» из месторождений Акчатауской группы, т. е. от типичных грейзенов с вольфрамитом в эндо-экзоконтакте материнских аляскитов к отдаленным «березитоподобным» грейzenам с молибденитом (типа Восточного Коунрада и Коктенколя) в проницаемых зонах, но без центральных порфировых штоков, говорилось в гл. III. Таким об-

разом, колонна метасоматитов в куполе материнских аляскитов и в алюмосиликатных породах над куполом в обобщенном виде представляется следующей: в материнских гранитах — альбитизация и грейзенизация в верхних горизонтах; в ближних экзоконтактах — от грейзенизации и альбитизации до мощной калишпатизации (и вторичной аляскитизации по древним гранитам); в дальних экзоконтактах — от калишпатизации и биотитизации к хлоритизации, серицитизации, турмалинизации и до окварцевания, вплоть до пород типа вторичных кварцитов в самых верхах (см. также [25, 148, 335]). В связи со сказанным молибденитовые с малым содержанием вольфрама месторождения\* во многих случаях должны рассматриваться как образования дальнего экзоконтакта над интрузивами формаций лейкогранитов — аляскитов в алюмосиликатных породах. Эти месторождения нередко расположены над типичными кварцевожильно-грейзеновыми. К аналогичному выводу пришел Г. И. Менакер [184], утверждающий, что на глубоких горизонтах Шахтаминского молибденового месторождения в Забайкалье может быть встречена грейзеновая вольфрамитовая минерализация.

То же самое наблюдается с «оловянными» аналогами. Анализ фактического материала по геологической позиции многих сульфидно-касситеритовых и силикатно-касситеритовых месторождений позволяет рассматривать их в качестве отдаленно-экзоконтактовых образований над кварцевожильно-грейзеновыми олово-вольфрамовыми проявлениями, о чем свидетельствуют «переходные» оловянные месторождения Северо-Востока СССР, например Пыркайского узла [158], Забайкалья, Хапчерангинского узла (см. раздел III.4.), Дальнего Востока СССР, Комсомольского узла [21, 112], Малого Хингана, Приморья [264], Бушвелда (см. раздел III.1.), Корнуолла и др. В тех месторождениях, где переход сульфидно-касситеритовых и силикатно-касситеритовых месторождений в грейзеновые не установлен (возможно, не добурено), все же у руд наблюдается тенденция с глубиной обогащаться вольфрамом и висмутом: таковы, например, оловянные месторождения Потоси, Оруро, Льяльягуа и другие в Боливии [138, 379 и др.]. В свете сказанного есть высокая вероятность того, что близкое к боливийским, приуроченное к субвулканической жерловине, оловянное месторождение Харатуй в Забайкалье с глубиной может перейти в олово-вольфрамовое.

Анализ имеющегося фактического материала заставляет также присоединиться к мнению Ф. И. Вольфсона [38], С. Ф. Лугова и Б. В. Макеева [158] и некоторых других геологов о том, что многие «скарновые» месторождения олова и вольфрама в действительности являются фацией — типом оруденения «кварцевых» месторождений. Например, на Майхуре касситерито-кварцевые жилы за-

\* Кварц-серицит-молибденитовая формация по Н. А. Хрущову [313], молибденовая по В. Т. Покалову [237], в том числе молибден-порфировая [349].

легают в грейзенах среди гранитоидов, а выше по рельефу, вблизи контакта с известняками, переходят в скарново-шеелитовые метасоматические залежи [38, с. 262]. Скарны, как это теперь установлено, формируются задолго до образования по ним шеелито-молибденитовых (например, Тырнауз) или шеелито-касситеритовых (например, Майхура) руд [99, 252, 339]. Примером молибденито-шеелитового, несомненно, расположенного в надинтрузивной зоне глубоко залегающего аляскитового массива и в то же время в какой-то мере близкого к «скарново-шеелитовому», может служить Верхнее Кайракты (см. [335], а также табл. 12). Рудные зоны редкометальных апоскарновых месторождений — это зачастую кварцевые штокверки, переходящие иногда в гранатовые с рудными минералами прожилки и рудную вкрапленность. Что касается частого сонахождения гранодиоритов, ранних гранитов, гнейсо-гранитов, генерирующих в экзоконтактах скарны (на которые потом накладывается редкометальное оруденение), с поздними, редкометальными комплексами, то, как это показано выше, в большинстве районов такое пространственное совмещение разновозрастных интрузивов разных формаций в пределах единого узла является правилом.

В последнее время обнаружены месторождения в трещиноватых карбонатных породах в связи с куполами грейзеноносных аляскиотов, представленные не только «скарнами», но и флюоритоносными метасоматическими телами. Различаются топазо-флюоритовые (в центре тел) и мусковито-флюоритовые (на флангах) фации метасоматитов, связанные переходами. В таких рудных телах встречены диаспор, пирит, галенит, сфалерит, хризоберилл и др. Сплошные метасоматиты рассечены топазовыми прожилками с вольфрамитом, кварцево-вольфрамитовыми, кварцево-молибденитовыми и кварцево-полевошпатовыми жилами [267].

В целом вертикальный диапазон рудной системы (минерализованный купол материнских гранитов → надинтрузивная зона жил, штокверков, метасоматитов) может составлять, по-видимому, от первых сотен метров до 3 км \* [48, 183, 335, 385].

Заканчивая характеристику минерализации, связанной с грейзеноносным подтипом массивов лейкогранит-аляскиотовых формаций, отметим, что наиболее типичные и значительные по масштабу кварцевожилно-грейзеновые месторождения чаще всего (каледонско)-герцинские и связаны с относительно глубинными интрузивами аляскиотов, тогда как редкометально-сульфидные, напротив, чаще мезозой-кайнозойские и связаны с относительно менее глубинными аляскиотовыми массивами [23, 264]. Иными словами, с течением времени и при соответствующем уменьшении глубинности формирования интрузивов одни типы связанных с ними месторождений вырождаются, а другие развиваются (или возникают) в

---

\* Собственно грейзеновые месторождения отстоят от контакта с рудоматеринскими гранитами не более чем на 1,5 км [264].

связи с перемещением оптимального для рудообразования интервала в более высокие горизонты с соответствующими  $p$ ,  $T$ -условиями и отвечающими им типами метасоматитов. В конечном счете, хотя описанная выше обобщенная вертикальная рудно-метасоматическая колонна возникает и в том, и в другом случае, оруденение *определенной метальности* обычно не разубоживается по всей вертикальной колонне, а концентрируется в каком-то одном интервале (вполне определенном для конкретных случаев) с оптимальными условиями для рудообразования. Поэтому вероятность встречи *промышленного* кварцевожильно-грейзенового месторождения под *промышленным* же «редкометалльно-сульфидным» месторождением *того же возраста* хотя и не нулевая, но все же достаточно мала.

### В.3а. ПОТЕНЦИАЛЬНО РЕДКОМЕТАЛЛОНОСНАЯ ФОРМАЦИЯ СУБЩЕЛОЧНЫХ, В ТОМ ЧИСЛЕ ЛИТИЕВЫХ, ГРАНИТОВ

Сюда относятся специфические плюмазитовые лейкократовые граниты, часто высокоглиноземистые, со значительным количеством альбита и светлых слюд, не имеющие аналогов среди традиционных петрохимических типов гранитов Р. Дэли. Мы предлагаем называть их субщелочными лейкогранитами (далее «субщелочные граниты»).

Массивы этих гранитов группируются в линейные зоны длиной от 3—30 до многих десятков километров, шириной от 0,5—5 до 10 км. Эти зоны обычно приурочены к поясам даек и малых интрузивов разного состава и возраста, вообще к региональным разломам. Взаимоотношение линейных зон распространения субщелочных гранитов с геологическими структурами чаще секущее, реже согласное. Внутри линейных зон закономерности размещения массивов изучены слабо. Можно ориентировочно наметить следующие условия, благоприятствующие их появлению: а) участки пересечения разломов; б) узлы, где происходит интенсивная виргация или изменение простираения прослеживаемых линейных зон; в) участки пересечения (или огибания) линейными зонами крупных разновозрастных плутонов, особенно гранитоидов. Субщелочные граниты образуют дайко- и штокообразные тела (крутого или наклонного залегания) и неправильно-изометричные в плане пологие залежи.

Длина дайко- и штокообразных массивов в плане от 10—100 м до нескольких сотен метров и первых километров; ширина от 5—50 м до нескольких сотен метров. На глубину дайки прослеживались от нескольких десятков до нескольких сотен метров. Пологие массивы имеют размеры в плане от 0,5×0,5 до 1×3 км при вертикальной мощности от 1—10 до 800 м.

Взаимоотношение массивов субщелочных гранитов со структурами вмещающих пород резко дискордантное в случае крутого залегания, но может быть и согласным при переходе в пологие формы. При этом интрузии нередко проникают по верхней контакто-

вой поверхности раздела между древними гранитоидами и вмещающими их породами (см. рис. 27).

Состав вмещающих пород примерно намечается следующий (по убывающей значимости): а) песчано-сланцевые толщи (резко преобладают, иногда метаморфизованные); б) гранитоиды более древних формаций; в) карбонатные, основные и ультраосновные породы. Характерны интенсивные контактово-метасоматические явления. Обычно постмагматические изменения вмещающих пород затушевывают следы первичного воздействия субщелочных гранитов, поэтому о характере последнего можно судить ориентировочно. Так, в более древних гранитоидах возникают зоны биотитизации, метакристаллов кварца, калишпатизации (участками — амазонитизации), альбитизации. В песчано-сланцевых породах обычны так называемые «топазовые роговики», в карбонатных — скаполитовые скарны с плагиоклазитовыми прожилками. Последние (прожилки), по-видимому, могут образоваться и в основных — ультраосновных породах на контакте с субщелочными гранитами. Мощность экзоконтактных образований не превышает нескольких десятков метров, однако в случае наложения постмагматических процессов она резко возрастает за счет проявления грейзенизации, флюоритизации, поздней фельдшпатизации и др.

Более ранние гранитоидные формации (гранодиоритовая, гранитовая и аляскитовая) обычно присутствуют в районе развития субщелочных гранитов. Аляскиты, как правило, представлены массивами одного из подтипов: обычными грейзеноносными (т. е. без существенных концентраций колумбита в рудных зонах) или редкометаллопегматитоносными.

Очень вероятно, что существуют вулканические предшественники субщелочных гранитов, например топазсодержащие риолиты и их туфы, обогащенные литием [221], но пространственно-генетические соотношения их и литиевых гранитов не изучены. Непосредственными предшественниками массивов субщелочных гранитов очень часто являются крутые дайки и штокообразные тела «закаленных» лейкократовых гранит-порфиров и микрогранитов нескольких генераций («плагногранит-порфиры», «циннвальдитовые микрограниты», «сферолит-гранофировые порфиры», «микрограносиениты — микрограниты», вероятно и «онгониты», «фельзит-порфиры» и др.; чаще специально не выделяются; терминология не разработана). Последовательность их формирования не изучена. Пучки даек подобных гранит-порфиров иногда вытягиваются в тех же линейных зонах, в которых позже формируются массивы субщелочных гранитов. Отдельные дайки мощностью от долей до 10 м прослеживались на несколько десятков — 500 м и более. Максимальное скопление их, а также штоков происходит там, где расположены рвущие их массивы собственно субщелочных гранитов. Дайковые предшественники зачастую интенсивно изменены под воздействием последних. Измененные (и оруденелые) ксенолиты микрогранитов и гранит-порфиров могут встречаться и внутри ин-

трузивов субщелочных гранитов. Текстура даек полосчатая; полосчатость параллельна контактам. Встречаются также дайки, в которых полевые шпаты и кварц образуют сферолиты (до 2—3 мм). Возле самого контакта всегда фиксируются зоны закала с весьма тонкозернистой структурой — до стекловатой [254, 338].

Физиографические типы субщелочных гранитов в наиболее развитых вариантах следующие (в скобках первые цифры — размер зерен кварца, вторые — калиевых полевых шпатов, мм; альбит обычно сахаровидный):

— средне-крупнозернистые (2—3; 4—5) биотитовые, мусковитовые, протолитионитовые граниты (В-1), слагающие глубокие горизонты массивов, занимая до 30% объема;

— мелко-среднезернистые (1—3; 2—3) протолитионитовые, мусковитовые, циннвальдитовые, иногда лепидолитовые граниты (В-2), образующие пластовые тела поверх предыдущих, — до 30% объема;

— средне-мелкозернистые (0,3—1,5; 0,5—2) мусковитовые, литиевослюдистые граниты (В-3), образующие пластовые тела, обычно в верхней части массивов, — до 30% объема последних;

— мелкозернистые (0,1—1; 0,1—1,5) мусковитовые, литиевослюдистые граниты (В-4), образующие пластовые, реже крутые жильные тела в верхней части массивов — до 10% объема последних;

— тонкозернистые (около 0,5) «сахаровидные» с малым количеством слюд аплитовидные породы нескольких генераций, образующие жилы, нередко уходящие из массивов.

Из фациальных разностей отметим резкопорфировидные граниты с выделениями округлых «гороховидных» зерен кварца (диаметром до 5 мм), характерные для крутых и лежащих эндоконтактов. Отмечались пегматоидные и пегматитовые обособления, вплоть до штокшейдеров висячем боку. Все разновидности могут содержать в том или ином количестве амазонит; в тонкозернистых ксенолитах и в жильных гранитах он наблюдается в пегматоидных участках или в виде порфировидных (порфиробластовых) выделений.

Обобщенная вещественная характеристика субщелочных, в том числе литиевых, гранитов отражена в табл. 15—18 и на рис. 32, внешний облик ведущих разновидностей — на рис. 3. Характерны неизменно светлые — белые, голубые, зеленые, розоватые — окраски этих гранитов. По большей или меньшей щелочности субщелочные граниты разделяются на три подтипа: 1) *наиболее щелочные*, чаще амазонитовые граниты; 2) *«нормальнощелочные»* (для этого типа!), альбитовые с амазонитом граниты; 3) *наиболее кислые*. Конкретные интрузивы могут быть сложными какой-то одной из этих разновидностей или двумя, но с решительным преобладанием одной из них. При этом граниты большей щелочности залегают на более глубоких горизонтах массивов. Внутринтрузивная минерализация, свойственная субщелочногранитовым массивам

выделенных групп, сходна, но по масштабности проявления тех или иных парагенезисов намечаются различия.

С первой группой массивов связаны небольшие количества касситерита и колумбита, а также циркона, флюорита. Ни один из этих минералов не дает промышленно интересных скоплений. Примерами массивов первого подтипа могут служить рассматривавшийся Западно-Майкульский в Казахстане, а также Биту-Джидинский в Прибайкалье [125], «ниобий-фтороносные» массивы в Забайкалье [68], возможно Зенковский массив на Урале.

Со второй группой массивов ассоциируют собственно танталовые (танталит, микролит), некоторые с касситеритом, месторождения, иногда с попутными редкими щелочами (лепидолит, циннвальдит). Примерами подобных массивов служат рассмотренные Западный массив мезозойского плутона Сибири и массив в Забайкалье (см. разделы II.4 и III.2), а также некоторые массивы, описанные Э. А. Северовым с сотрудниками [212].

С третьей группой массивов ассоциируют комплексные оловянные, некоторые и с вольфрамом, месторождения, иногда с попутными танталом и др. Примеры: рассматривавшиеся массивы Восточных Рудных гор, Сибири, а также некоторые интрузивы Западных Рудных гор («штоки» Губский и Шнеда в ЧССР), Корнуолла, Франции, Монголии.

Поздне- и постмагматические образования в эндоконтактовых зонах материнских массивов субщелочных, в том числе фтор-литиевых, гранитов, могут быть охарактеризованы обобщенно, так как у разных групп массивов они сходны, хотя в большей степени развиты в массивах третьей группы, а меньшей — второй, и слабо — первой. Обычно в самом верху куполов располагаются пегматитоподобные пластовые, согласные купольной скульптуре обособления из крупных кристаллов кварца («головками вниз») и полевого шпата («штокшайдер»), образующиеся на границе с вмещающими породами. Кристаллы часто тесно срastaются друг с другом. Они «цементируются» мелкокристаллическим кварцево-альбито-слюдистым агрегатом. Мощность до 2 м.

Ниже «штокшайдера» и «кварцевого колокола» часто залегает кварцево-топазо-слюдяной грейзен, в верхних частях которого особенно много слюд, часто литиевых, амблигонита, микролита, танталита, касситерита, вольфрамита, цирколита. Ниже следует слюдино-кварцевый грейзен примерно с теми же акцессориями, но представленными беднее. Еще ниже — грейзенизованный альбитовый гранит с колумбит-танталитом, касситеритом, редко с сульфидами, переходящий в обычный гранит одной из разновидностей В (В-2 или В-3). В связи с неоднородностью верхних горизонтов куполов — присутствию «прослоев» из предшествующих гранитпорфиров и микрогранитов (ксенолиты), превращенных в «альбититы», аплитов, пегматитоподобных пород — иногда образуются

толщи с текстурой «слоенного пирога», в которых каждый слой сложен либо «пегматитом», либо грейзенем, либо альбититом. В некоторых куполах отмечались линзы калишпато-амблигонитового состава (60% амблигонита) протяженностью до 20 м, мощностью до 6 м, залегавшие в почти мономинеральной кварцевой породе (с альбитом и слюдой), обогащенной касситеритом. В случае карбонатных пород в экзоконтакте в апикали куполов может образоваться диаспоро-топазо-флюоритовый грейзен, а далее вниз зональность будет обычная (т. е. кварцево-топазо-слюдяной грейзен и т. д.).

«Трещинные», т. е. жильные постмагматические тела, рассекающие материнские субщелочные, в том числе литиевые, граниты, и уходящие в экзоконтакт, представлены главным образом *жильными грейзенами — цвиттерами*, их мощность от долей до 10—15 м, протяженность от единиц до сотен метров, на глубину прослеживаются на много десятков метров. Внизу они расщепляются на ряд маломощных прожилков и выклиниваются. Нередка зональность (от центра к периферии): кварцевые жилы → топазо-кварцевый грейзен → топазовый слюдит → слюдит → кварцевый слюдит → микроклинизированный или грейзенизированный гранит. Слюды представлены литиевыми биотитом и мусковитом, лепидолитом. Во всех зонах присутствуют касситерит и вольфрамит (последний резко преобладает в центральной кварцевой зоне). Маломощные кварцевые \* и флюоритовые прожилки заканчивают серию постмагматических образований.

Внешние, экзоконтактовые метасоматические образования и жилы выполнения, концентрирующиеся над куполами интрузивов субщелочных, в том числе фтор-литиевых, гранитов, свойственны в наибольшей степени наиболее кислым, «грейзеноносным» их вариантам (третья группа), но в какой-то мере проявлены и возле массивов других групп. При вмещающих породах, представленных более древними *гранитами* или *алюскитами*, значительное место может принадлежать метасоматам в зонах тектонических нарушений, в том числе в древних, нарушенных интенсивной трещиноватостью купольных структурах — над куполами или гребнями рудоматеринских, «внутренних» фтор-литиевых гранитов. Образуются мощные толщи «внешних» грейзенов, залегающих выше «штокшайдеров» и (или) «кварцевых колоколов», окруженные ореолами грейзенизированных гранитов. В плане зоны «внешних» грейзенов достигают многих десятков метров, на глубину прослеживались до 300 м. Процессы грейзенизации во внешнем граните распространяются резко неравномерно, преимущественно в виде штокверков над верхушечной частью купола «внут-

---

\* Иногда это станино-кварцевые прожилки с амблигонитом, халькопиритом и другими сульфидами; отмечались и более ранние арсенипирито-турмалино-кварцевые прожилки с полевыми шпатами.

ренного» гранита. Иногда грейзенизация захватывает и вмещающие породы за пределами «внешнего» гранита.

Во «внешних» грейзенах развиты в общем те же минералы, что и во «внутренних», однако здесь отсутствуют тангало-ниобаты, но зато есть много сульфидов — арсениpirit, халькопирит, сфалерит, галенит, пирит, станнин. Повышается содержание флюорита. «Внешние» грейзеновые зоны являются месторождениями олова, иногда бериллия и олова, иногда меди и олова.

Метасоматические образования и жилы выполнения над, как мы предполагаем, скрытым гребнем субщелочных, вероятно, фторлитиевых, гранитов, в *гранитоидах повышенной основности* описаны Н. П. Заболотной и М. И. Новиковой [53]. Метасоматиты образовались путем замещения гранитоидов в зонах тектонических нарушений, проявленных, в частности, присутствием многочисленных разновозрастных даек. Мощная крутопадающая зона брекчированных и грейзенизированных пород протягивается на 1—2 км при ширине 50—300 м и видимой глубине более 250 м. Различно минерализованные породы (блоки, жилообразные полосы, линзы, гнезда) — это грейзенизированные гранодиориты, их брекчии и дайковые породы, насыщенные прожилками, линзами, гнездами (кварцево-слюдяными с полевыми шпатами, полевошпато-слюдяными, флюорито-полевошпато-слюдяными, слюдяными). Кроме берилла, флюорита, биотита, флогопита, циннвальдита, мусковита, альбита, микроклина в заметных количествах присутствуют селлаит, прозопит, топаз и титановые минералы. Подчиненное значение имеют сульфиды, карбонаты, хлорит, циркон, турмалин, касситерит и вторичные по бериллу — бертрандит и бавенит. Зональность отдельных грейзеновых тел замаскирована многостадийностью процесса метасоматоза. Подобные зоны могут являться месторождениями бериллия с попутным флюоритом.

Метасоматические образования и жилы выполнения в экзоконтактовых зонах, сложенных *песчано-сланцевыми породами*, описаны О. Д. Левицким и соавторами [338]. Сплошное ореольное воздействие амазонито-альбитовых гранитов привело к возникновению следующей зональности (от купола): топазо-циннвальдитовой экзогрейзен, первые метры → топазо-полевошпатовые «роговики», первые метры → кварцево-слюдистые сланцы с аксессуарными топазом, флюоритом, бериллом и турмалином, несколько метров → расплывчатая зона сланцев с редкими чешуйками слюд, спорадическими скоплениями топаза и турмалина, переходящая в неизменные породы (наиболее легко грейзенизируются песчаники, менее алевриты, труднее всего аргиллиты). Здесь же, а также и в отдалении до 0,5 км по горизонтали от интрузива наблюдаются грейзеновые жилы, каждая из которых чаще представляет собой серию вытянутых линз с раздувами, прожилками, располагающихся вдоль линии одного простиранья. Характерны многочисленные апофизы. По составу ранние жилы топазо-кварцевые, содержащие касситерит, стрюверит, циркон, сульфиды. Наблюдается зональность (от цент-

ра к периферии): крупнокристаллический серовато-белый кварц→молочно-белый крупнокристаллический непрозрачный топаз→буровато-серый мелкозернистый топазо-циннвальдитовый агрегат. Встречаются жилы с неполной зональностью. Наблюдалось пересечение топазовых жил кварцевыми апофизами из центральных зон топазо-кварцевых жил, а также флюоритовыми прожилками. Поздние жилы — кварцево-альбито-амазонитовые. Они также зональны (от центра к периферии): кварц и амазонит, образующие «псевдопегматоидные блоки», с небольшим количеством альбита (присутствует галенит), далее маломощная циннвальдитовая оторочка с кварцем, топазом и амазонитом (присутствует касситерит). Наблюдалось прорывание ранних топазо-кварцевых жил поздними, кварцево-амазонитовыми, так что кварц-циннвальдит вторых «растекался» по трещинам первых. Наиболее поздними являются кварцевые прожилки с сульфидами. Охарактеризованные жилы являются оловянными месторождениями.

Метасоматические образования и жилы выполнения в *основных и ультраосновных породах*, свойственные, как мы полагаем\*, экзоконтактным зонам субщелочных, возможно, фтор-литиевых, гранитов, достаточно часто описывались в литературе [см. 46]. Это олигоклазо-флогопитовые жилы — «слюдиты» (иначе, «десилицированные пегматиты»). Жилы, выклинивающиеся и соединяющиеся, образуют свиты, протянутые на сотни метров. Отдельные жилы имеют мощность от долей до 5—7 м, протяженность до нескольких десятков метров, падение от крутого до 40°. Жильные свиты прослежены на глубину до нескольких сотен метров. Жилы зональны (от оси к периферии): а) плагиоклазит, 0—20 см; на 75—95% состоит из плагиоклаза № 18—40; присутствуют апатит, флюорит, турмалин, корундофиллит, изумруд, берилл и др.; б) слюдитовая — флогопитовая или биотитовая зона, 0,3—3—6 м; присутствуют берилл, изумруд, апатит, флюорит, Ве-маргарит, турмалин, фуксит, циркон, рутил и др.; в) хлоритовая зона, 0—0,4 м; г) тальковая зона, 0,1—0,8 м.

В тех же свитах встречаются берилло-мусковито-флюоритовые жилы (залегают в диоритах) мощностью 1—2—5 м, длиной до 100—120 м. Их зональность (от центра к периферии): берилло-мусковитовый агрегат с линзами флюорита→слюдит. В незначительном количестве встречаются фторapatит, прохлорит, молибденит, самородный висмут, плагиоклаз. В диоритах же встречаются берилло-мусковито-кварцевые жилы мощностью до 1 м и более. Иногда они зональны (от центра к периферии): мощная кварцевая зона→мусковито-берилловая зона, 10—12 см→мусковитовая зона с бериллом, молибденитом, халькопиритом→альбитовая зона, 8—10 см. Описанные «слюдиты» и жилы являются месторождения-

---

\* В керне гранитов, поднятом из-под одного из описываемых проявлений, нами диагностирована разновидность В-2.

ми бериллия и изумрудов. В слюдитовых зонах зафиксированы средние содержания, %, около: Li 0,3, Rb 0,35, Cs 0,05 [126].

Метасоматические образования и жилы выполнения, собственные экзоконтактным зонам субщелочных, фтор-литиевых гранитов в карбонатных породах, описаны И. Н. Говоровым [70], Д. В. Рундквистом и соавторами [264], К. Л. Сэйнсбери [371 и др.]. Сплошное ореольное воздействие литиевых гранитов приводит местами к возникновению скаполитовых скарнов с бедным содержанием магнетита; иногда в них отмечаются ранние, плагиоклазовые прожилки. Главное место принадлежит метасоматитам, образованным путем замещения пород в зонах тектонических нарушений, проявленных, в частности, присутствием в надынтрузивной толще (над куполами и гребнями гранитов) многочисленных разновозрастных даек. От интрузивов намечается следующая зональность: топазо-флюоритовый «грейзен» (флюорит, топаз, мусковит, хризоберилл) → слюдисто-флюоритовый «грейзен» (флюорит, мусковит, натриево-литиевый эфесит, хризоберилл или фенакит, турмалин) → флюоритизированный известняк → известняк; сплошного концентрического ореола нет. В плане метасоматиты имеют резко выраженную линейную форму. Они следуют вытянутости трещинных материнских массивов, хотя в соответствии с изменением направления складок и тектонических нарушений меняют простирание. Размеры тел метасоматитов в плане от  $50 \times 50$  до  $350 \div 400 \times 200$  м. В разрезе это трубообразные (суживающиеся книзу), седловидные, пластообразные и неправильные залежи, реже — комбинированные жилы и жильные зоны, переходящие из одной системы трещин в другую. Если рассматривать отдельные тела метасоматитов, то можно наметить следующую зональность (от периферии к центру): известняк → флюоритизированный и альбитизированный известняк → альбит, флогопит, тремолит, флюорит, (сульфиды) → альбит, флюорит, мусковит → флюорит, эфесит, минералы бериллия. Вертикальная протяженность столбообразных тел метасоматитов до первых сотен метров; линзы и «жилы» — от долей до десятков метров.

Охарактеризованные метасоматиты являются комплексными флюорито-бериллиевыми месторождениями. Наиболее богатые рудные скопления приурочены к местам пересечения крутопадающими разрывами пологопадающих слоистых толщ в сводовых частях антиклиналей. Контакты рудных тел часто весьма крутые и нередко ограничены дорудными дайками или пострудными тектоническими нарушениями. В слюдистых концентратах из любого типа руд содержится, %, около: Li 0,4, Rb 0,4, Cs 0,02 [126]. Жильные метасоматические образования немногочисленны: это поздние маломощные прожилки — топазо-флюоритовые, мусковитовые, фенакитовые, сульфидные, кальцито-флюоритовые.

### У.36. ПОТЕНЦИАЛЬНО РЕДКОМЕТАЛЛОНОСНАЯ ФОРМАЦИЯ СУБЩЕЛОЧНЫХ, В ТОМ ЧИСЛЕ НАТРИЕВО-ЛИТИЕВЫХ, ГРАНИТ-ПЕГМАТИТОВ

Необходимость выделения натриевых и натриево-литиевых пегматитов (далее «пегматиты») в особое семейство гранитных пегматитов обосновано нами ранее [33, 177]. Отсутствие генетической связи этих пегматитов с какими бы то ни было крупными «стандартными» гранитоидными плутонами показано выше и подтверждается материалами А. Г. Теремецкой, Ю. А. Садовского, Н. И. Тихомировой, И. В. Давиденко, В. И. Коваленко и других исследователей.

Ввиду того что собственно пегматиты всегда ассоциируют с несравнимо более многочисленными «аплито-пегматитовыми», «гранито-пегматитовыми» и «пегматоидно-гранитовыми» дайками, сложенными субщелочными лейкогранитами, малоотличающимися по облику, составу и геологической позиции от гранитов, описанных в предыдущем разделе, вся формация, краткую характеристику которой мы сейчас приведем, является, по существу, разновидностью предыдущей. Все же целесообразно рассмотреть ее отдельно по следующим причинам: 1) поля типичных пегматитов и массивы типичных субщелочных гранитов в одних узлах не встречаются; 2) отдельные тела пегматитов и тем более суммарные объемы жил поля соизмеримы с массивами субщелочных гранитов, т. е. последние не могут рассматриваться в качестве «материнских». Геологический и теоретический анализ привели В. И. Коваленко и соавторов, Ж. Обера, А. И. Гинзбурга и сотрудников, С. М. Бескина и Ю. Б. Марина к выводу о том, что субщелочные, в том числе литиевые, граниты и пегматиты являются однотипными образованиями, формировавшимися на разных глубинах \* (1,5—2 и 3—3,5 км). Промежуточным звеном являются фтор-литиевые пегматиты, например лепидолито-альбитовые [182] или топазо-лепидолито-альбитовые [254]. Литература о пегматитах обширна (А. Е. Ферсман, Н. Варламов, Е. Камерон, Р. Джанс, К. А. Власов, А. И. Гинзбург, Н. А. Солодов, И. Б. Недумов, М. В. Кузьменко, Г. Б. Мелентьев, А. Ф. Соседко, В. Е. Рябенко, В. В. Гордиенко, А. Н. Россовский и многие другие). Примеры полей общеизвестны. Большая их часть принадлежит докембрию, но встречаются палеозойские, мезозойские и кайнозойские поля.

Поля пегматитов группируются в линейные зоны (пояса) длиной от десятков до многих сотен километров, шириной от 3—5 до 10—12 км. Эти зоны приурочены к стыкам горстов и грабенов (тяготеют к последним), краям платформ и жестких глыб, поясам ультрабазитов и базитов, зонам смятия, узким геосинклинальным поднятиям. Пояса согласны с геологическими структурами регионов. Внутри поясов можно наметить некоторые узлы, благоприят-

\* Точнее, по-видимому, при разных давлениях (см. раздел IX.2).

ствующие появлению пегматитовых полей: а) пересечение поясов с поперечными разломами; б) поперечные антиклинали, флексуры, жесткие блоки (в том числе скрытые, проявленные куполовидными морфоструктурами); в) огибание поясами крупных плутонов лейкогранитов, выступающих также в качестве жестких блоков. Размеры полей  $1 \div 10 \times 0,1 \div 3$  км.

Длина дайко- и штокообразных тел пегматитов от нескольких десятков метров до первых километров, ширина от долей до многих десятков и сотен метров. По падению прослеживались на десятки и сотни метров. Пологие тела имеют от 150 до 700—1000 м в поперечнике при вертикальной мощности 5—50—150 м (см. графические материалы в работе Н. А. Солодова [286]).

Состав вмещающих пород (по убывающей значимости): а) основные и ультраосновные; б) гнейсовые и песчано-сланцевые; в) гранитоиды; г) карбонатные. При залегании пегматитов в регионально-метаморфизованных толщах в последних образуются обширные зоны диафторитов. Передки интенсивные *контактово-метасоматические воздействия*, особенно характерные и мощные в породах повышенной основности (гольмквиститизация, ослюденение).

Субщелочные, в том числе натриевые и литиевые, пегматиты, подобно субщелочным и щелочным гранитам, завершают гранитоидные серии. Эффузивных и субвулканических предшественников нет. В каждом поле пегматитов обычно выделяются: а) безрудные пегматиты, составляющие до 90% объема жил, и б) потенциально рудоносные. Первые сложены гранитоподобными, очень часто приближающимися к стандартам В-1 — В-4, а также мелкоблоковыми, иногда псевдографическими, пегматитовыми породами, не образующими четко выраженной зональности в жилах. Содержат много слюд, турмалин, гранат, иногда берилл и рассеянную литиевую минерализацию. В составе вторых характерны разнообразные пегматитовые породы, иногда обособляющиеся в закономерно расположенные зоны. При этом полиминеральные гранитоподобные и псевдографические зоны, соответствующие породам безрудных пегматитов, группируются по периферии и в лежачих боках жил, а моно-, ди- и триминеральные зоны (слюды, полевые шпаты, кварц, сподумен, иногда поллуцит) — в центральных и ядерных частях. Внутренние зоны местами дают апофизы во внешние, поэтому последовательность «безрудный пегматит — рудный» или «внешние зоны — внутренние — ядерные» можно интерпретировать как возрастную. Обилие литературного материала избавляет от необходимости описывать породы и зоны пегматитов и зональность внутри полей и пучков (см., например, [58, 261, 286]). В зависимости от набора зон каждая жила потенциально рудоносного пегматита чаще всего может быть отнесена к одному из следующих типов, от чего зависит оценка на ту или иную промышленную минерализацию: 1) микроклино-альбитовые без сподумена, иногда с литиево-рубинидиевыми слюдами, чаще мусковитом (танталовые) — средне-

масштабные месторождения тантала, бериллия, рублидия, иногда олова; 2) лепидолито-альбитовые (фтор-тантал-литиевые) — мелкомасштабные (ныне непромышленные) источники тантала с попутными оловом, редкими щелочами, бериллием; 3) сподумено-лепидолито-микроклино-альбитовые (комплексные редкометалльные) — средне- и крупномасштабные месторождения тантала, цезия, рублидия, лития, бериллия, иногда олова; 4) сподуменовые пегматиты (альбито-сподуменовые, бериллий-тантал-литиевые, собственно литиевые) — крупномасштабные комплексные месторождения лития, бериллия, тантала с попутными ниобием, иногда оловом.

Все типы потенциально перспективны и в качестве источников цезия, накапливающегося в экзоконтактовых биотитовых слюдитах. В экзоконтактах некоторых тел, залегающих в гипербазитах, в слюдитах встречаются и изумрудные месторождения (Южная Африка).

#### **У.4. ПОТЕНЦИАЛЬНО РЕДКОМЕТАЛЛОНОСНАЯ ФОРМАЦИЯ ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОВ**

Как указывалось, щелочные граниты могут выступать завершающими комплексами двух серий (в цикле): а) ранней, сиенитоидной и б) поздней, гранитоидной. В одном узле не запрещено последовательное проявление обеих серий. В данном очерке рассматриваются щелочные граниты гранитоидных серий. Здесь необходимо еще оговорки, так как есть типы гранитов, которые мы, по совокупности геологических данных, рассматриваем в составе лейкогранит-аляскитов, а не щелочных гранитов: 1) лейкограниты нигерийского типа с колумбитовой ( $Nb/Ta = 10/1 \div 5/1$ ) и касситеритовой минерализацией; 2) рибекитсодержащие аляскиты кентского типа (массивы Кент, Биесимас, Кандыгатай, Майтас в Казахстане). В то же время лепидомелановые альбитовые граниты с акцессорными рибекитом и колумбитом ( $Nb/Ta = 10/1 \div 30/1$ ) лосевского типа мы включаем в формацию щелочных гранитов, так как по геологической специфике они идентичны последним. Кроме того, в последнее время выявились массивы «приразломных полевошпатовых метасоматитов», формирующихся на глубинах 4—5 км [59]. По составу и геохимической специфике они приближаются к щелочногранитовым. Прямой связи с конкретными активными интрузиями они не обнаруживают [102, 227], хотя трудно поручиться, что подобные образования не возникают на фронте внедрения щелочных гранитов, не обнаженных эрозией [60].

Для группировки массивов щелочных гранитов характерны линейные зоны длиной до многих десятков километров, шириной от 0,5—5 до 10 км. Эти зоны приурочены к поясам даек и малых интрузивов разного состава и возраста, зонам милонитизации, бортам линейных грабенов, стыкам разновозрастных глыб, т. е. к разломам достаточно глубокого заложения и длительного существования. Взаимоотношение линейных зон с геологическими структурами

чаще секущее, реже согласное; зоны «приразломных метасоматитов» — согласные. Внутри линейных зон закономерности размещения массивов изучены слабо. Можно ориентировочно наметить следующие условия, благоприятствующие их появлению: а) участки пересечения разломов; б) узлы, где происходит виргация или изменение простирания линейных зон; в) участки пересечения или огибания линейными зонами крупных разновозрастных плутонов, особенно гранитоидов.

Щелочные граниты большей частью образуют дайко- и штокообразные тела (крутого или наклонного залегания) и пологие залежи (см. рис. 10 и 30). Длина дайко- и штокообразных массивов в плане от 50—100 м до 5—7 км, ширина от 10—50 м до 1—3 км. На глубину дайки и штоки прослеживались до нескольких сотен метров. Пологие тела имеют размеры в плане от 1 до 4—5 км при вертикальной мощности многие десятки метров. Встречены и крупные массивы щелочных гранитов до 15—30 км в поперечнике (Монголия, Нигерия). Позднепротерозойские щелочные граниты Кольского полуострова образуют наиболее крупные плутоны размерами 140×30, 250×80, 100×20, 50×30 км (включая щелочные гранито-гнейсы).

Взаимоотношение массивов со структурами вмещающих пород резко дискордантное в случае крутого залегания, но может быть и согласным при переходе в пологие формы. При этом интрузии щелочных гранитов нередко проникают по верхней контактовой поверхности раздела между древними гранитоидами и вмещающими их породами. Состав вмещающих пород примерно следующий (по убывающей значимости): а) песчано-сланцевые, кристаллически-сланцевые и гнейсовые толщи; б) гранитоиды более древних формаций, часто гранито-гнейсы; в) карбонатные, основные и ультраосновные породы.

Интенсивное контактово-метасоматическое воздействие обычно затушевано постмагматическим изменением вмещающих пород. Сплошное ореольное воздействие на более древние гранитоиды и песчано-сланцевые породы выражается иногда в возникновении зон щелочной гранитизации («фенитизации»), биотитизации, амзонитизации, альбитизации. В карбонатных породах обычны фельдшпатизация (вплоть до появления «сиенитов»), флюоритизация, местами окварцевание и ослюденение. Мощность экзоконтактовых образований не превышает первых десятков метров, но в случае наложения постмагматических процессов она возрастает за счет развития поздней фельдшпатизации, флюоритизации, эгиринизации.

Более ранние гранитоиды — гранодиориты, граносиениты, нормальные граниты и аляскиты — обычно присутствуют в районе развития щелочных гранитов. Аляскиты, как правило, представлены массивами одного из подтипов — хрусталеpegматитоносными или альбитито-грейзеноносными, т. е. и предшествующим аляскитам характерна повышенная щелочность.

Широко известны вулканические аналоги щелочных гранитов: пантеллериты, комендиты, натриевые риолиты и др. (см. обзоры [205, 300]). В некоторых узлах подобные, содержащие щелочные амфиболы и пироксены, кислые вулканы являются предшественниками фанеритовых щелочных гранитов. Но, как было показано на примере плутона Акжайляу (см. также [218]), непосредственно предваряют внедрение последних крутые дайки и штокообразные тела закаленных арфведсонитовых, рибекитовых, гастингситовых, эгириновых, фаялитовых (Нигерия) гранит-порфиров и микрогранитов нескольких генераций, внедряющихся в порядке появления пород все более и более раскристаллизованных. Пучки даек щелочных гранит-порфиров вытягиваются в тех же линейных и (или) кольцевых зонах, в которых позже формируются массивы щелочных гранитов. Отдельные дайки мощностью от долей до 10 м, дайки и штоки микрогранитов до десятков метров прослеживались на несколько десятков километров. Максимальное скопление даек, а также штоков, происходит там, где расположены массивы собственно щелочных гранитов. Дайковые предшественники зачастую изменены под воздействием последних. Измененные (и оруденелые) ксенолиты фельзитов, микрогранитов и гранит-порфиров обычно встречаются и внутри интрузивов щелочных гранитов. Текстура даек часто полосчатая (флюидальная). Встречаются дайки, где полевые шпаты, кварц и эгирин образуют сферолиты (до 3—8 мм). Возле самого контакта всегда фиксируется зона закала, вплоть до фельзитовых и стекловатых участков.

Предполагаемая последовательность зернистых щелочных гранитов в наиболее развитых вариантах следующая (в скобках первые цифры — размер зерен кварца, вторые — калиевых полевых шпатов, мм; альбит обычно сахаровидный):

— крупно- (2—3; 3—5) и среднезернистые (1—2; 1—3) амфиболовые, биотитовые щелочные граниты (В-1 и В-2), слагающие чаще крупные массивы;

— мелко-среднезернистые (0,5—1,5; 1—1,5) амфиболовые, биотитовые, пироксеновые щелочные граниты (В-3 и В-4), образующие чаще мелкие массивы;

— мелкозернистые (0,1—1; 0,1—1,5) амфиболовые, пироксеновые, биотитовые щелочные граниты, образующие жильные тела;

— тонкозернистые (менее 0,5), иногда «сахаровидные» аплитовидные амфиболовые, пироксеновые, биотитовые граниты нескольких генераций, образующие жилы, нередко уходящие из массивов.

От ранних пород к поздним амфиболы могут меняться от арфведсонита до рибекита, появляется астрофиллит, пироксены — от эгирин-авгита до эгирина, биотиты — от лепидомелана до литионита, реже циннвальдита. Может возрастать роль альбита, вплоть до появления жильных и шпировидных альбититов.

Из фациальных разностей отметим резкопорфировидные граниты с выделениями округлых «гороховидных» зерен кварца (2—5 мм), характерные для эндоконтактов. Здесь же нередко возра-

стает содержание темноцветных минералов. Висячих контактах характерны пегматоидные кварцево-полевошпатовые, нередко с крупными кристаллами эгирина и рибекита, обособления. Иногда они содержат флюорит, криолит, гагаринит. На контакте с карбонатными породами в массивах щелочных гранитов образуются кварцевосиенитовые и сиенитовые фации мощностью 5—30 м.

Обобщенная вещественная характеристика описанных щелочных гранитов отражена в табл. 15—18 и на рис. 32, внешний облик ведущих разновидностей — на рис. 3.

Постгранитовые дайки щелочногранитовых комплексов зафиксированы на некоторых массивах. Это рибекитовые гранит-порфиры, грорудиты, сельвсбергиты, бостониты, экериты, изредка гранит-порфиры и кварцевые порфиры без щелочных темноцветных.

Во внутреннем строении некоторых массивов щелочных гранитов характерен вертикальный мотив, преобладающий над горизонтальным (часты крутостоящие поверхности контактов фаз). Жильные граниты и пегматиты тяготеют к эндоконтактам интрузивов и образуют сателлитные тела. В целом интрузивам свойственна выдержанность облика пород, если «снять» их разнообразие в некоторых участках эндоконтакта.

Щелочногранитовые образования, как говорилось, представлены или приразломными гранитоподобными полевошпатовыми метасоматитами, вероятно, относящимися к фациям глубин 4—5 км, или собственно щелочными гранитами, средне- и малоглубинными (1—4 км), которые можно подразделить на «пегматитоносные» (средние глубины) и «альбититоносные» (малые глубины), наиболее нас интересующие. Щелочные граниты делятся на группы по щелочности (могут встречаться в единых поясах и иметь взаимопереходы): 1) *агпаитовые* — рибекито (арфведсонито)-эгириновые граниты с пирохлором; 2) *промежуточные* — лепидомелановые, литиевослюдистые рибекитосодержащие граниты с высокониобиевым колумбитом; 3) *плюмазитовые* — слюдяные щелочные граниты (иногда с аксессуарным рибекитом) с ниобиевым колумбитом. Последняя разновидность, по существу, является наиболее щелочным вариантом субщелочногранитовой формации. Иными словами, «изоморфный» переход, как мы говорили в гл. V, весьма вероятен.

Поздне- и постмагматические образования в эндоконтактных зонах куполов материнских щелочных гранитов (см. разделы II.1, III.2 и III.4) приурочены нередко к тем участкам, которым свойственна изначальная неоднородность из-за присутствия ксенолитов предшествующих гранитов, гранит-порфиров и микрогранитов и вмещающих пород. Обломки цементируются аплитовидными, мелко- и среднезернистыми щелочными гранитами нескольких фазовых и их эндофациальных разновидностей. Все это обогащено позднемагматическим и постмагматическим (автометасоматическим) альбитом, вплоть до появления существенно альбитовых пород. На таком фоне, особен-

но среди тонкозернистой массы альбитизированных ксенолитов, выделяются скопления крупных идиоморфных кристаллов и метакристаллов рибекита, эгирина, калиевого полевого шпата, кварца, вплоть до появления пегматоидных обособлений. Расшифровка первичной геологической природы подобных участков может быть выполнена только в процессе скрупулезного картирования [155]. Именно к таким участкам приурочиваются концентрации минералов ниобия, тантала, циркония, редких земель — пироклора, колумбита, малакона, циртолита, гагаринита и др. [191].

Экзоконтактовые метасоматические образования и жилы выполнения, концентрирующиеся над апофизами и куполами интрузивов щелочных гранитов во вмещающих породах, представленных *гранитами* или *аляскитами*, как мы это видели на примерах ряда массивов Казахстана (см. разделы II.1 и III.2), незначительны. Это зоны альбитизации, калишпатизации, амазонитизации, кварцевые и кварцево-флюоритовые жилы. В случае значительной тектонической нарушенности вмещающего экрана и при больших масштабах щелочногранитового магматизма картина, возможно, иная. В этой связи мы высказываем предположение, что пояса кварцево-сидерофиллито-полевошпатовых, биотито-полевошпатовых, мономинерально-полевошпатовых пород и сидерофиллитовых грейзенов, обнаруженных в европейской части СССР [41, 42, 187], принадлежат метасоматитам, образовавшимся в сильно нарушенных породах гранитного состава над скрытыми гребнями интрузивов, относящихся к формации щелочных гранитов. В подобных метасоматитах концентрируются руды бериллия — гентгельвиновые, фенакитовые — с попутными касситеритом, галенитом, тантало-ниобатами и др. Судя по характеру минерализации, здесь мы имеем дело с наиболее «кислым» вариантом щелочногранитовой формации.

Метасоматические образования возле интрузивов щелочных гранитов в *гранитоидах повышенной основности* наблюдались к югу от Большого Эспе и между Эспе и Ийсором на плутоне Акжайляу (см. раздел II.1). Гранодиориты в непосредственном экзоконтакте там превращены в существенно альбитовую породу с крупными кристаллами щелочного амфибола, псевдоморфно заместившего первичные роговые обманки и биотиты. И. А. Нечаева [205] также описала фенитизацию (щелочную полевошпатизацию и подщелочение амфиболов) вмещающих гранодиоритов в связи с интрузивами щелочных гранитов Горного Алтая. Известны и более мощные проявления метасоматитов в трещинных зонах древних граносиенитов в связи с молодыми щелочными гранитами. Это флюорит-содержащие микроклиниты и альбититы с аксессуарными бертрандитом, фенакитом, колумбитом, цирконом, редкоземельными минералами [115].

Экзоконтактовые метасоматиты, свойственные интрузивам щелочных гранитов, залегающим в *песчано-сланцевых породах*, описаны В. А. Беловым, Л. М. Семивраговой, Д. А. Минеевым [191].

В основном это трещинные зоны до  $500 \times 10 \div 20$  м, крутопадающие или наклонные. Характерна полосчатость, наследующая слоистость песчано-сланцевых пород, обусловленная чередованием разнотерристых лейкократовых микроклино-рибекитовых и тонкозернистых меланократовых альбито-рибекитовых зон. В последних повышены количества биотита, флюорита, астрофиллита, литиевых слюд. Характерны «оспенные» текстуры (особенно для лейкократовых зон): спорадические скопления довольно крупных кристаллов рибекита, эгирина, иногда слюд и редкометаллических минералов на фоне мелкозернистой существенно полевошпатовой массы. Метасоматическим трещинным зонам присущи гагаринит, циркон, пирохлор, торит, фторсиликаты и фторкарбонаты редких земель, гадолинит и др. Обогащение гадолинитом и другими минералами бериллия наблюдается в апсланцевых метасоматитах, наиболее удаленных от интрузивов щелочных гранитов.

Метасоматические образования в *основных породах*, свойственные, как мы полагаем, экзоконтактовым зонам щелочных гранитов, описаны А. Б. Черняховским и соавторами [211] и Л. В. Ганзеевой [44]. Метасоматической проработке подвержены наиболее трещиноватые участки крупной диабазовой дайки. Осевые части зон сложены альбито-биотитовыми и эпидото-кварцево-рихтеритовыми и рибекитовыми альбитовыми, иногда с эгирином, породами, в которых установлены лейкофан, бертрандит, гельвин, гадолинит, фенакит, а также бастнезит, ортит, бритолит, чевкинит, пирохлор, циркон. По периферии метасоматических зон в диабазах фиксируются деанортитизация, тремолитизация, актинолитизация, хлоритизация, карбонатизация, окварцевание. И. И. Куприяновой [55] описан линейный штокверк бериллиеносных метасоматических прожилков в амфиболовых сланцах в экзоконтактовом ореоле малых интрузивов щелочных гранитов и гранофигов, вытянутых в тектонически ослабленной зоне, что фиксируется, в частности, присутствием многочисленных и разных по составу предрудных порфириновых и порфириновых даек. Возле прожилков амфиболовые сланцы превращены в плотную черную биотито-флюорито-альбитовую породу с вкрапленностью фенакита, касситерита, турмалина. В штокверке преобладают ортоклазо-альбитовые прожилки с фенакитом, галенитом, арсенопиритом. Кроме того, присутствуют послонные гнезда и линзы альбита с флюоритом, фенакитом, бавенитом и эпидота с кальцитом и бавенитом. Встречаются и жильные тела альбитов с вкрапленностью флюорита и фенакита.

Метасоматические образования и жилы выполнения, свойственные экзоконтактовым зонам щелочных гранитов в *существенно карбонатных породах*, в наиболее интенсивном проявлении описаны В. И. Гальченко, А. С. Назаровой, И. И. Куприяновой, А. И. Гинзбургом, Н. П. Заболотной, М. И. Новиковой [43, 55 и др.]. Участки развития апокарбонатных и апоскарновых экзоконтактовых метасоматитов приурочены к зонам тектонической активности, подчеркнутых, в частности, присутствием многочисленных

разновозрастных порфировых и порфириновых даек. Метасоматические залежи представляют собой неправильно-линзовидные тела, конформные слоистости вмещающих пород. Особенно благоприятными для замещения явились контакты карбонатных и алюмосиликатных, в том числе дайковых, пород, а также зоны дробления в известняках. Массивные и полосчатые тела метасоматитов сложены мелко- и среднезернистыми фиолетовыми берtrandито-флюоритовыми, фенакито-флюоритовыми, ферроторито-фенакито-флюоритовыми и берtrandито-фенакито-флюоритовыми породами. Из нерудных минералов присутствуют кварц, полевые шпаты (микроклин, реже альбит), сидерит и кальцит. Из рудных спорадически встречаются галенит, сфалерит, халькопирит, молибденит, пирит (два последних иногда в значительных количествах). Второстепенные минералы следующие: везувиан, актинолит, диопсид, тремолит, волластонит, апатит, слюды (в том числе циннвальдит), щелочная роговая обманка, пирротин, арсенопирит, циркон, ильменорутил, монацит, бастнезит, касситерит, шеелит, бариево-бериллиевый фосфат.

Наблюдается вертикальная зональность — берtrandит присутствует преимущественно в более высоких участках рудных тел и приурочен к их висячим контактам, с глубиной он сменяется фенакитом, основная масса которого концентрируется в лежащем боку рудных тел. Вниз по падению по мере приближения к интрузиву щелочных гранитов количество сульфидов и нерудных минералов увеличивается, а содержание бериллия падает. Зональность низшего порядка выражена ритмичной полосчатостью массивных руд (флюорит — полевые шпаты — кварц — Ве-минералы), симметричным строением прожилков штокверковых руд (полосчатые с полевыми шпатами и минералами бериллия зальбанды — альбит — берtrandит — микроклиновая ось) и концентрическим строением гнездовых руд (кварцево-берtrandитовые друзы в центре — полевые шпаты — флюоритовая периферия).

Приводя в данной главе характеристику редкометаллорудных образований, непосредственно связанных (или с высокой степенью вероятности связанных) с гранитными интрузивами редкометаллоносных формационных типов — лейкогранит-аляскитового, субщелочногранитового и щелочногранитового, укажем, что при таком подходе находят свое место в простой и естественной системе многочисленные и на первый взгляд весьма разнообразные ныне известные минеральные (парагенетические) типы редкометалльных месторождений в связи с кислыми породами [217], а также остаются «пустые» клетки, предсказывающие новые минеральные типы (табл. 20). Из сказанного ясно, что на современном уровне знаний следует выделять три формационных типа гранито-эндогенных редкометалльных месторождений в соответствии с формационными типами гранитов. При этом корреляции настолько устойчивы, что минералого-геохимические особенности месторождений сами по себе, даже без данных о гранитах, во многих случаях точно обозна-

Типы и группы некоторых характерных гранито-эндогенных ред

Пегматитовые	Формационный тип гранитов	Плутоногенные, малых	
		Совмещенные собственно магматические,	
Фации пегматитовых тел, в том числе внутрипегматитовые метасоматиты		Фации материнских интрузивных тел, в том числе внутриинтрузивные метасоматиты и жилы	Метасоматиты и сопряженные с ними жилы во вмещающих породах различного состава *
Гранитные пегматиты 4. Хрусталеносные 3. Берилловые — Ве, (Nb — Та, Sn) 2.2. Берилло-мусковитовые — Ве 2.1. Мусковитовые 1. Урано-редкоземельные — U, TR	Лейкогранит-аляскитовый	Жильные грейзены — W, (Ве, Мо)  Редкометалльные грейзенизированные граниты  Колумбитоносные — Sn, Nb, (Та, W, Ве) Вольфрамито-берилловые — W, (Ве) Берtrandитовые — Ве, (W)	Кварцевые, слюдяно-кварцевые, сульфидные или Sn, W,  Грейзены — жильные и «сплошные»  Вольфрамитовые — W, Мо, Вi, Ве Касситеритовые — W, Sn, As, Ве
Редкометалльные гранитные пегматиты 4.2. Топазо-лепидолито-альбитовые — (Та, Rb) 4.1. Лепидолито-альбитовые — Та, Cs, (Rb, Sn, Ве) 3.3. Альбитовые — Та, (Ве, Sn) 3.2. Микроклино-альбитовые — Та, Cs, Rb, (Sn, Ве, Li) 3.1. Сподуменовые — Li, Ве, (Та — Nb, Sn)	Субщелочногранитный (в том числе литиево-гранитный)	Редкометалльные альбитовые граниты  Микроклино-мусковитовые — Та, Sn Амазонито-литнионитовые — Та, (Sn, Li, W, Rb) Микроклино-циннвальдитовые и лепидолитовые — Sn, (Та, Li, Rb, Cs, W)	Кварцевые и полевошпато-кварцевые жилы  Sn, (W, Li, Rb, Cs, Pb)  Грейзены, циннвальдитовые диттеры — Sn, (Li, Rb, Cs, W)
Щелочногранитные пегматиты 3. Альбито-микроклино-амазонитовые — Y, Nb, Th, (Ве, TR, U)	Щелочногранитный	Редкометалльные альбитовые граниты (в том числе так называемые «гранитоподобные полевошпатовые метасоматиты») Рибекито-пироксоловые — Nb, (Та, Zr, TR, Th) Лепидомелано-протолитнионито-колумбитовые — Nb, (Zr, Hf) Рибекито-протолитнионито-колумбитовые — Nb, (Та, Zr, Hf)	Кварцево-полевошпатовые метасоматиты  Микроклиновые с гентгельвином — Ве, (Nb, Zr, Th, TR) Микроклиновые с иттротсинхизитом — TR, Zr, (Ве) Альбитовые с пироксолом — Nb, (Zr, Th)

\* Снизу вверх — ориентировочно удаление от материнского интрузива (но Sn и Мо — \*\* Не исключается, что часть этих образований являются отдаленными от интрузивов

кометальных и сопутствующих месторождений и рудопроявлений

Плутоногенные, малых давлений (глубин)	Совмещенные собственно магматические, поздние и постмагматические или только постмагматические			Вулканогенные (?), весьма малых давлений (глубин)
	В основных и ультраосновных породах	В карбонатных породах (и переслаивающихся силикатно-карбонатных)	В скарнах	
Фации пегматитовых тел, в том числе внутрипегматитовые метасоматиты	Фации материнских интрузивных тел, в том числе внутриинтрузивные метасоматиты и жилы	Метасоматиты и сопряженные с ними жилы во вмещающих породах различного состава *	Фации эффузивов и субвулканитов, в том числе их метасоматиты **	
Гранитные пегматиты 4. Хрусталеносные 3. Берилловые — Ве, (Nb — Та, Sn) 2.2. Берилло-мусковитовые — Ве 2.1. Мусковитовые 1. Урано-редкоземельные — U, TR	Лейкогранит-аляскитовый	Кварцевые, слюдяно-кварцевые, сульфидные или Sn, W,  Грейзены — жильные и «сплошные»  Вольфрамитовые — W, Мо, Вi, Ве Касситеритовые — W, Sn, As, Ве	«Скарны» Халькопирито-шеелитовые — Cu, W Золото-шеелитовые — Au, Cu, W Гельвино-магнетито-шеелитовые — W, Ве Касситерито-шеелитовые — Sn, Молибденито-шеелитовые — W, Мо	Минерализованные жерловины U, Мо . . . . . Sn, Ag, Au . . . . . и др.  Минерализованные покровы Sn («деревянистое») и др.
Редкометалльные гранитные пегматиты 4.2. Топазо-лепидолито-альбитовые — (Та, Rb) 4.1. Лепидолито-альбитовые — Та, Cs, (Rb, Sn, Ве) 3.3. Альбитовые — Та, (Ве, Sn) 3.2. Микроклино-альбитовые — Та, Cs, Rb, (Sn, Ве, Li) 3.1. Сподуменовые — Li, Ве, (Та — Nb, Sn)	Субщелочногранитный (в том числе литиево-гранитный)	Кварцевые и полевошпато-кварцевые жилы  Sn, (W, Li, Rb, Cs, Pb)  Грейзены, циннвальдитовые диттеры — Sn, (Li, Rb, Cs, W)	«Скарны» Циннвальдито-шпинелевые с хризобериллом — Ве Магнетито-флюоритовые с хризобериллом — Ве	Минерализованные жерловины, покровы, силлы, дайки Берtrandитовые туфы — Ве, F, (U, Li?) Цезиевые стекла — Cs
Щелочногранитные пегматиты 3. Альбито-микроклино-амазонитовые — Y, Nb, Th, (Ве, TR, U)	Щелочногранитный	Кварцево-полевошпатовые метасоматиты  Микроклиновые с гентгельвином — Ве, (Nb, Zr, Th, TR) Микроклиновые с иттротсинхизитом — TR, Zr, (Ве) Альбитовые с пироксолом — Nb, (Zr, Th)	«Скарны» Циннвальдито-шпинелевые с хризобериллом — Ве Магнетито-флюоритовые с хризобериллом — Ве	Минерализованные покровы, лакколиты и др. U (Nb, Zr, TR) . . . . . и др.
Щелочногранитные пегматиты 3. Альбито-микроклино-амазонитовые — Y, Nb, Th, (Ве, TR, U)	Щелочногранитный	Кварцево-полевошпатовые метасоматиты  Микроклиновые с гентгельвином — Ве, (Nb, Zr, Th, TR) Микроклиновые с иттротсинхизитом — TR, Zr, (Ве) Альбитовые с пироксолом — Nb, (Zr, Th)	«Скарны» Циннвальдито-шпинелевые с хризобериллом — Ве Магнетито-флюоритовые с хризобериллом — Ве	Минерализованные покровы, лакколиты и др. U (Nb, Zr, TR) . . . . . и др.

одноуровневые аналоги). плутоногенными метасоматитами и тогда их место в четвертой от левого края графе.

чают формационный тип. Каждый тип может быть подразделен на не очень четкие отделенные друг от друга подтипы в зависимости, с одной стороны, от щелочности (что «управляется» петрогеохимическими особенностями региональных геолого-структурных зон) и, с другой — от глубинности, точнее, условий давления, формирования интрузивов и месторождений. Дальнейшее минеральное разнообразие зависит от химизма вмещающих пород и от близости — удаленности частей метасоматических колонн от апикали рудоматеринских массивов. В табл. 20 сделана попытка увязать все эти факторы.

## Глава VI

### ВАРИАНТЫ ГРАНИТОИДНЫХ СЕРИЙ И ОСОБЕННОСТИ ИХ МЕТАЛЛОГЕНИИ

Изложенный выше фактический материал свидетельствует о том, что разные плутоны и узлы характеризуются либо завершенностью гранитоидных серий II периода цикла, когда проявлены потенциально редкометаллоносные интрузивы субщелочногранитового или щелочногранитового формационных типов (граниты В), либо незавершенностью, когда эти формационные типы не проявлены и серии заканчиваются тоже потенциально редкометаллоносными интрузивами лейкогранит-аляскитового формационного типа (граниты Б). Таким образом, понятие «завершенность — незавершенность» приобретает в первую очередь геологическое, а не петрохимическое (см. [307] и др.) звучание.

С другой стороны, материалы данной работы убеждают в разнообразии подтипов внутри однотипных потенциально редкометаллоносных гранитовых формаций. Среди лейкогранит-аляскитовых формаций выделены грейзеноносный, альбитито-грейзеноносный и хрусталеpegматитоносный подтипы, а также редкометаллоpegматитоносный подтип, являющийся, очевидно [61], среднеглубинным вариантом второго подтипа. Среди субщелочногранитовых формаций выделены наиболее кислый грейзеноносный («рудногорский»), грейзено-альбититовый («танталоносный») и наиболее щелочной («ниобий-фтороносный», по А. М. Гребенникову) подтипы, а также pegматитовый подтип, являющийся, очевидно, глубинным вариантом, в основном второго подтипа. Наконец, среди щелочногранитовых формаций выделен наименее щелочной, плюмазитовый подтип, переходящий в «ниобий-фтороносный» подтип субщелочногранитовых комплексов, плюмазитово-агпайтовый («лосевский») и агпайтовый подтипы, а также, возможно, pegматитоносный подтип, являющийся глубинным вариантом последнего. С каждым из подтипов может ассоциировать определенная редкометалловая минерализация (см. табл. 20, см. гл. V).

Возникает вопрос, можно ли, рассматривая особенности проявления и состава ранних, догранитоидных или гранитоидных, но не-

редкометаллоносных интрузивных формаций определенных территорий, предсказать возможный подтип редкометального завершения. С целью ответа на данный вопрос в табл. 21 приведены результаты рассмотрения территорий, куда входят описанные в данной работе и некоторые другие рудно-интрузивные узлы. Из анализа этой таблицы следует, что завершенным гранитоидным сериям, оканчивающимся внедрением интрузий повышенной щелочности (щелочные граниты, наиболее щелочные разновидности субщелочных, в том числе литий-фтористых, гранитов), присущи во II периоде цикла гранодиориты с высоким содержанием калиевого полевого шпата (граносиенодиориты), нередко есть самостоятельные граносиенитовые комплексы, нормальные граниты могут также доходить до высококалиевых сиеногранитовых вариантов, а аляскиты — лейкограниты принадлежат к альбитито-грейзеноносному или хрусталеносному подтипам, т. е. тоже к интрузивам относительно повышенной щелочности. Обращаясь ко всему интрузивному ряду подобных территорий, видим, что среди интрузивов I периода нередко в заметном количестве основные породы и, главное, проявлены *сиенитоидные* серии.

Завершенным гранитоидным сериям, оканчивающимся внедрением интрузий повышенной кислотности (субщелочные граниты грейзеноносного и альбитито-грейзеноносного подтипов, а также пегматиты), присущи во II периоде цикла стандартные по химизму и слабо проявленные гранодиоритовые интрузивы, для гранитов нередко характерны повышенные кремнекислотность и, главное, глиноземистость, а аляскиты — лейкограниты принадлежат к грейзеноносному, т. е. также кислому подтипу. На таких территориях в интрузивных сериях I периода слабо проявлены основные породы, почти нет сиенитоидов, зато здесь весьма характерны высоконатриевые тоналит-трондьемит-плагиогранитовые (золотоносные) серии.

Незавершенным гранитоидным сериям, оканчивающимся грейзеноносными лейкогранитами или хрусталеносными аляскитами, предшествуют наиболее нормальные, стандартные разновидности гранодиоритов и гранитов (II период) и, как правило, умеренно проявленные габброиды и диориты (I период).

Потенциальная редкометаллоносность гранитовых комплексов, относящихся к формациям лейкогранитов — аляскитов, субщелочных и щелочных гранитов, может стать реальной только при соблюдении еще ряда условий. Одним из них является геохимическая специализация региона или крупного блока. Так, известны примеры тантало-оловянных провинций (Забайкалье, пояс Восточной Азии). В них уже в связи с лейкогранитовыми комплексами мы наблюдаем кварцевожильно-грейзеновые месторождения вольфрама и олова (с минимальным содержанием молибдена), при этом отмечаются повышенные количества тантала в касситеритах и вольфрамитовых. Следующие затем интрузивы формации субщелочных гранитов являются в основном именно танталоносными, в

Варианты гранитоидных серий с различным потенциально редкометалло

Типы рядов и серий	Типы и подтипы завершающих потенциально редкометаллоносных гранитовых формаций	Интрузивные формации I серии		Интрузивные				
		v	δ-pgγ		γδ	γε	γA	
			1	2				
Ряды с завершёнными гранитоидными сериями	Субщелочногранитовые и щелочно-гранитовые	«Грейзеноносные»	-	(+) ?	-	(+) C	-	+ HГC
		1. «Грейзено-альбититоносные» или 2. «Пегматитовые»	(+)	(+)	-	+	-	+ Г
		«Грейзено-альбититоносные повышенной щелочности»	+	+	-	+	(+)	+ K
		«Альбититоносные повышенной щелочности» (агпаитовые)	(+)	-	⊕	+ K	+	+ HK
То же, с незавершёнными	Лейкогранит-аляскитовые	«Грейзеноносные»	(+)	+	-	+	-	+ HC
		«Хрусталеpegматитоносные»	(+)	(+)	(+)	+	-	+

Примечания. 1. Формационные типы: v — габброидные и габбро-диоритовые, δ-pgγ — диоритовые, γε — граносиенитовые, γA — нормальногранитовые, γB — аляскит-лейкогранитовые тоносные», 3 — «грейзеноносные», γB — субщелочно- и щелочногранитовые (1—3 — плюмази 3 — «грейзено-альбититоносные повышенной щелочности»; 4 — агпаитово-плюмазитовые подтипы — мнаскитовые). 2. H — нормальный петрохимический тип, Г — высокоглиноземистый, типа), + — частое присутствие, (+) — необязательное присутствие, ⊕ — ярко выраженное магии, слева направо от древних к молодым, штриховыми — изоморфные, одновозрастные

носным завершением (имеются в виду серии наиболее молодого цикла)

формации II серии								Примеры территорий
γB			γB					
1	2	3	1	2	3	4	5	
-	-	+	⊕	(+)	-	-	-	Рудные горы, Корнуолл, Центральная Франция, Аляска, Якутия, Приморье, Памир
-	+	+	(+)	⊕	-	-	-	1. Мезозойский плутон Сибири, Борун-Цогто, Урал 2. Гиндукуш, Западный Узбекистан
+	⊕	(+)	-	+	⊕	⊕	-	Майкуль, Питкяранта, Полярный Урал, Украина, Северный Казахстан, Турга, Раумид
+	⊕	-	-	-	-	+	⊕	Чингиз-Тарбагатай, пояс Сибири, Северная Нигерия, Белоруссия, Урал (миаскиты)
(+)	-	⊕	-	-	-	-	-	Некоторые блоки Казахстана и Забайкалья, Комсомольский район на Дальнем Востоке, Бушвелд (?)
⊕	(+)	(+)	-	-	-	-	-	Некоторые блоки Казахстана

кварцеводиорит-плагногранитовые (1 — стандартные подтипы, 2 — сиенитоидные), γδ — грано- (1 — «хрусталоносные» подтипы, 2 — «альбитито-грейзеноносные» или «редкометаллопегматитовые подтипы: 1 — «грейзеноносные», 2 — «грейзено-альбититоносные» или «пегматитовые», 3 — «грейзено-альбититоносные повышенной щелочности»; 4 — агпаитово-плюмазитовые подтипы — мнаскитовые). 2. H — нормальный петрохимический тип, Г — высокоглиноземистый, типа), + — частое присутствие, (+) — необязательное присутствие, ⊕ — ярко выраженное проявление; сплошными вертикальными линиями отделены разновозрастные интрузивные формации.

меньшей степени они интересны в отношении олова. Есть регионы, где потенциально редкометаллоносные пегматиты натриево-литиевого типа обогащены танталом и содержат специфические танталовые минералы (при этом повышены содержания тантала в мусковитах и турмалинах), а в других встречается только колумбит с небольшим содержанием тантала. Существуют районы широкого развития грейзеновых месторождений берилла, в то время как во многих сходных месторождениях берилл практически не присутствует [54, с. 9—11].

Вероятно, разделение на геохимически разные регионы и блоки может идти по нескольким независимым направлениям, с тем чтобы потом составлять матричные прогнозные схемы, например: I — регионы и блоки с большим (а) и малым (б) промежутками тектоно-магматического покоя между временем консолидации субстрата и проявлением интрузивного ряда, завершающегося гранитоидной серией; II — «оловянные» (а) и «молибденовые» (б) регионы и блоки [23]. Сочетание Ia и IIa характерно для регионов нигерийского типа: щелочной уклон интрузивных серий, щелочно-гранитовое агпаитовое завершение, месторождения, во-первых, касситерита и колумбита и, во-вторых, пирохлора. Сочетание Ib и IIa характерно для Западной Европы: кислый уклон гранитоидных серий, грейзеновое субщелочногранитовое завершение, месторождения, во-первых, вольфрама и, во-вторых, олова, вольфрама, лития. И так далее. В свете сказанного приобретает большое значение выявление геохимических особенностей регионов и блоков. Сейчас можно указать только на единичные подобные исследования [108, 118 и др.].

## ПЕТРОЛОГИЯ ГРАНИТОИДНЫХ ФОРМАЦИЙ, НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ОБРАЗОВАНИЯ ГРАНИТНОГО СЛОЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

### Глава VII

#### ОСОБЕННОСТИ СТАНОВЛЕНИЯ ГРАНИТОИДНЫХ МАССИВОВ РАЗНЫХ ФОРМАЦИЙ

В последнее время опубликовано значительное количество работ по теории сложного и многогранного процесса формирования интрузивов, в том числе обсуждены и некоторые вопросы становления массивов в пределах верхнего структурного этажа (см., например, [56, 113, 114, 135, 223, 224, 293, 298, 321]). И все же проблема становления остается в ряде своих аспектов освещенной недостаточно либо в слишком общем виде. Авторами в разное время уже делались попытки восполнить этот пробел [19, 150, 172, 177]. В настоящей главе, не останавливаясь на ранее полученных результатах о химических и физических взаимодействиях интрузивов и вмещающих пород и особенностях контактовых изменений последних [177], основное внимание уделим обсуждению причин многофазности интрузивов, режима и последовательности кристаллизации расплавов в камерах, закономерностей размещения пород разных фаз в объеме интрузивов и т. д., причем анализ этот проведем дифференцированно для массивов разных формаций.

Почти обязательное *многофазное* строение, являющееся характерной особенностью массивов всех рассматриваемых формаций, свидетельствует о том, что становление их представляло собой развивающийся в пространстве и времени пульсирующий процесс. В ходе его последовательно возникали породы главной, дополнительных и жильной фаз, достаточно близкие по своим минеральным и петрогеохимическим особенностям (хотя и с признаками гомогенного изменения состава пород, существенными для гранодиоритовых, заметными для гранитовых и незначительными для аляскитовых и более поздних формаций), но сравнительно резко различающиеся по зернистости, закономерно уменьшающейся от главной к жильной фазе. Целесообразно еще раз подчеркнуть и некоторые другие, необходимые для дальнейшего анализа, особенности массивов:

1) достаточно закономерную, выдерживающуюся в массивах различных размеров, тенденцию резкого уменьшения *объема* тел каждой последующей фазы: породы дополнительных фаз составляют от 3 до 16% (иногда до 35%), жильных — не более 2—3% объема массивов [37, 57, 90, 93, 128, 144, 223 и др.]; наиболее четко проявляется эта тенденция в массивах трех поздних гранитовых формаций, в массивах гранодиоритовой формации возможны отклонения в соотношении объемов при сохранении общей тенденции;

2) закономерную приуроченность гранитоидов дополнительных и жильных фаз, образующих чаще всего пологие залежи (пластовые тела), только к апикальным, преимущественно купольным, частям массивов с редким внедрением в породы кровли, обычно в гетерогенных массивах представленные гранитоидами более ранних формаций; реже встречаются гарполитообразные и кольцевые тела, связанные с боковыми эндоконтактовыми зонами, штоки и крутые дайки (лишь для определенной части последних устанавливается отчетливая связь с тектоническими нарушениями) [37, 179, 200, 233]; основной закономерностью строения многих интрузивов аляскитовой и более поздних формаций является последовательная смена от подошвы к кровле пород главной фазы породами дополнительных фаз и, наконец, жильными гранитами, обычно венчающими эти своеобразные «расслоенные» постройки [19, 176, 219, 373, 382, 389 и др.];

3) закономерное увеличение пористости от пород главной фазы к жильным гранитоидам [90, 173, 177, 223, 304];

4) резкий интрузивный, но без зон закалки, характер контактов между производными разных фаз, реже контакты нечеткие, вплоть до расплывчатых (особенно в породах двух поздних формаций) [22, 135, 172, 177, 200, 223, 247]; следует заметить, что степень «интрузивности» контактов между последовательно возникающими фазовыми разновидностями заметно уменьшается от гранодиоритовых к поздним гранитовым формациям; контакты разновидностей, выделяемых в массивах субщелочной лейкогранитовой и щелочногранитовой формаций, скорее напоминают взаимоотношения пород разных зон, последовательно возникающих в условиях различного режима кристаллизации (типа зон пегматитов).

При наличии этих общих закономерностей между массивами разных формаций существует и ряд заметных различий. Так, от гранодиоритовых к аляскитовым — щелочногранитовым массивам наблюдается осязаемое возрастание роли дополнительных и жильных фаз; все более закономерное размещение их в апикальных частях массивов; уменьшение количества крутопадающих даек по сравнению с пологими, что соответствует наибольшему развитию в гранодиоритовых массивах крутых систем трещин, а в массивах поздних формаций — пологих; незначительное развитие площадных метасоматических (автометаморфических) изменений в массивах ранних формаций, интенсивное их проявление в апикальных частях большинства аляскитовых интрузивов и практически пол-

ная «проработанность» ими массивов двух поздних формаций. Отметим, кроме того, что массивы гранитов (особенно трех поздних формаций) обычно приурочены к антиклинальным структурам, имеют сводовый купольный характер апикальной поверхности, изометричны в плане и формируются в спокойной тектонической обстановке, а массивы гранодиоритов — к синклинальным структурам при отсутствии купольности, имеют удлинённые формы, отличаются сложными конфигурациями и возникают в обстановке интенсивной динамики вмещающих пород.

Различия тектонического режима в момент становления массивов синскладчато-позднеорогенных гранодиоритовой и гранитовой формаций и посторогенных аляскитовой — щелочногранитовой принципиальны и определяют разный характер их формирования. Массивы аляскитовых и более поздних формаций, возникающие в спокойной тектонической обстановке в условиях отсутствия стрессовых напряжений, при слабых вертикальных движениях крупных блоков земной коры, формируются путем «пассивного» течения магмы, ее внедрения с «разрешения» вмещающих пород. Процесс этот может быть сопоставлен с изостаическим опусканием крупных блоков коры и одновременным заполнением магмой образующегося пространства. Массивы гранодиоритовой и гранитовой формаций, возникающие в обстановке значительных горизонтальных движений и стрессовых напряжений («режим бетономешалки»), формируются путем «активного» вторжения расплава, что и находит отражение в форме образующихся массивов, характере их контактов с вмещающими породами, обилии ксенолитов и т. д.

Обсуждая причины многофазности массивов, большинство исследователей видят их как в периодичности тектонических подвижек, так и в самом механизме образования интрузий, обладавших дополнительными магматическими бассейнами на промежуточных глубинах [113, 224, 233, 253 и др.]. Так, А. А. Полканов [238] считал, что каждое интрузивное тело выражает собой состояние равновесия между внутренними (эндогенными) силами активной магмы и тектоникой рамы, а его внутреннее строение контролируется отношением периода процесса кристаллизации магмы к периоду ее эндогенной кинематики и к синхронной кинематике рамы.

Как нам представляется, многие из отмеченных выше особенностей массивов дают возможность предположить, что развитие магматического процесса в них управляется в значительной степени не столько внешними, сколько внутренними причинами, кроющимися в особенностях кристаллизации и охлаждения массивов. На это уже обращали внимание многие исследователи [94, 100, 128, 172, 223, 335]. Поэтому целесообразно провести подобное рассмотрение с учетом различия геологической ситуации, морфологических и других особенностей массивов разных формаций. И здесь, в первую очередь отметив, что при образовании массивов гранодиоритовой формации воздействие экзокинетических сил может за-

метно превалировать над эндокинетическими и способно существенно видоизменить или даже практически полностью затушевать результаты проявления внутренних автономных процессов, сконцентрируем внимание на формировании массивов различных гранитовых формаций, собственно и являющихся объектом нашего детального рассмотрения.

При анализе последовательности и режима кристаллизации расплавов в интрузивных камерах обыкновенно выделяют два крайних типа магматических систем [113]: *нисходящий* с затвердеванием гомогенной нерасслоенной магмы сверху вниз и с боков к центру камеры и *восходящий* с затвердеванием расслоенной (верхние части колонны обогащены легкими и летучими компонентами, нижние — относительно тяжелыми и тугоплавкими) магмы снизу вверх с фронтальным расположением остаточного расплава. По второму типу, видимо, происходит кристаллизация некоторых глубинных гранитоидных массивов, фронтальные части которых несут признаки гранитизации и метасоматоза вмещающих пород [113].

Для гранитоидных массивов малых и умеренных глубин доминирующим, скорее всего, является нисходящий тип кристаллизации [113, 172, 223], хотя в последнее время для массивов поздних формаций, наиболее обогащенных летучими компонентами, обсуждалась возможность их образования по восходящему или комбинированному пути [12, 19, 28, 62, 293]. Так, Л. В. Таусоном [293] предполагается, что в интрузивах, формирующихся из обогащенных фтором (до 0,5—1%) расплавов, после образования зоны закалки в апикальной части возникает область низкотемпературных расплавов, в силу чего дальнейшая кристаллизация происходит на некоторой глубине (зона «начальной кристаллизации»). Возникший и нарастающий кристаллический «барьер» способствует отжиганию оставшихся ниже него летучих в глубинные части камеры и созданию там по крайней мере еще одной зоны обогащенных летучими низкотемпературных расплавов. При меньших уровнях содержания фтора (0,15—0,2%) в исходных расплавах ход кристаллизации иной: вслед за образованием зоны закалки кристаллизуется приконтактная зона, благодаря чему часть летучих отжимается в более глубокие горизонты апикальной части камеры, создавая здесь верхний очаг низкотемпературных расплавов. Дальнейшая кристаллизация интрузии на некоторой глубине под очагом приводит к возникновению кристаллического барьера, способствующего отжиганию летучих в глубинные части интрузии и образованию нижнего низкотемпературного очага. В пределе, имея в виду ограниченные мощности массивов подобного рода (обычно не более 3—5 км), рассмотренные случаи могут быть трансформированы: первый при еще большем содержании летучих в систему с восходящим, второй при еще меньшем содержании летучих в систему с нисходящим типом кристаллизации.

Для того, чтобы провести более детальный анализ и объективнее оценить приложимость того или иного типа кристаллизации к

интрузивам разных формаций, определим (конечно, весьма приблизительно) некоторые основные параметры их становления.

1. Большинство исследователей считает, что становление массивов анализируемых формаций происходит на глубинах от 1,5—2 до 4—6 км. В соответствии со средним геобарическим градиентом, равным 300—350 бар/км [147], это отвечает следующим интервалам литостатических давлений: 450—600 и 1300—1900 бар. Заметим, что в ряде районов меньшие значения в приведенных интервалах характеризуют глубины становления (и соответствующие литостатические давления) массивов поздних, а большие — массивов ранних формаций.

2. Геотермический градиент в земной коре изменяется в широких пределах от 10 до 150° С/км. Наиболее вероятным значением геотермического градиента для областей магматической активности можно считать 40—60° С/км.

3. Данные о содержании летучих компонентов в гранитоидных расплавах базируются на сведениях о составе вулканических газов, исследовании газово-жидких и расплавленных включений, результатах экспериментальных исследований по растворимости летучих в силикатных расплавах и оценке содержаний этих компонентов в гранитоидах и некоторых минералах (биотит, апатит и др.) этих пород [33, 69, 114, 124, 135, 243, 266, 294, 297, 321]. Наиболее обычными летучими компонентами гранитоидных расплавов являются вода (первые проценты), фтор (0,1—2%), хлор (0,1—0,3%), углекислота (0,1—0,3%); бор, сера, азот и другие летучие присутствуют в сотых и тысячных долях процента.

4. В соответствии с современными представлениями о структуре силикатных расплавов в них различают стеклообразующие сетки и модификаторы, связывающие элементы каркаса и заполняющие его пустоты, в которых материал имеет менее регулярный, малоупорядоченный характер [14, 135, 245]. Модификаторы в свою очередь разделяются на две группы: активно взаимодействующие со структурными элементами силикатных расплавов ( $H_2O$  и F) и инертные (Cl,  $CO_2$ , N и др.). Активные и инертные летучие компоненты практически не входят в кристаллические фазы, оставаясь в расплаве вплоть до его полной раскristаллизации, следствием чего является постоянное увеличение содержания летучих в жидкой фазе кристаллизующихся расплавов и их отделение в виде газовой фазы при достижении в расплаве состояния насыщения. Выделение газовой фазы является следствием превышения интрузивным давлением того предела, который обеспечивается прочностью окружающей среды. Именно наличие этого предела прочности ограничивает возможность подъема пересыщенных водой магм определенными уровнями земной коры, выше которых возникает избыточное интрузивное давление, превосходящее этот предел (рис. 35).

5. Растворимость летучих в гранитоидных расплавах ограничена, но может заметно возрастать с увеличением давления (рис. 36) и щелочности расплава [33, 98, 114, 321]. Приближенный

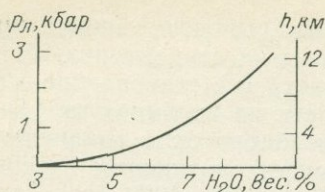


Рис. 35. Минимальная глубина  $h$  подъема магматических масс с различным содержанием воды. По В. С. Попову и Н. Н. Перцеву [244].

$P_{л}$  — литостатическое давление.

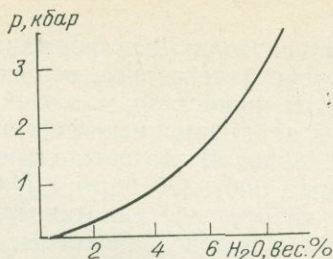


Рис. 36. Зависимость концентрации насыщения гранитного расплава водой от давления  $p$  насыщенного пара. По данным работы [244].

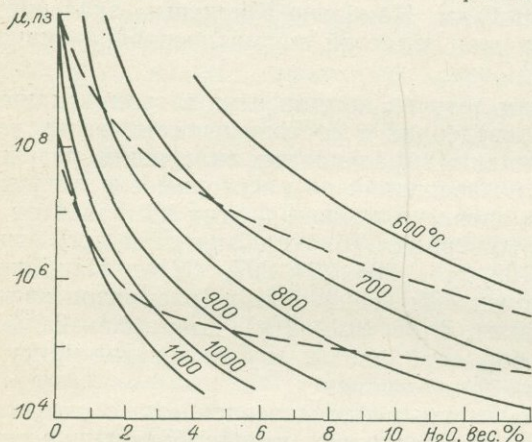


Рис. 37. Влияние растворенной воды на вязкость  $\mu$  гранитных расплавов [33].

Верхняя штриховая кривая отвечает вязкости первичных выплавов гранитного состава, нижняя — гранодиоритового состава при температуре ликвидуса.

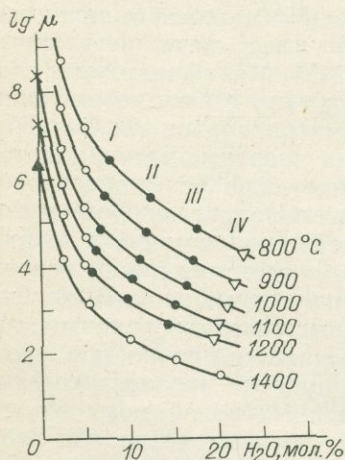


Рис. 38. Изменение вязкости гранитного расплава в зависимости от давления ( $p_{H_2O} = p_{обм}$ ) и температуры. По Э. С. Персикову [321].

Давление, атм: I — 500, II — 1000, III — 1500, IV — 2000.

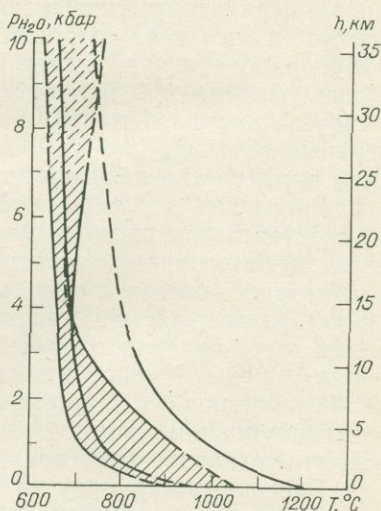


Рис. 39. Области плавления гранита (заштриховано) и гранодиорита в координатах  $p, T$  [33].

ряд возрастания растворимости летучих компонентов в гранитоидных расплавах таков:  $\text{NH}_3 < \text{CO}_2 < \text{HCl} < \text{H}_2\text{S} < \text{SO}_3 < \text{P}_2\text{O}_5 < \text{HF} < \text{H}_2\text{O}$ .

6. Вода — основной деполимеризатор силикатных расплавов — присутствует в них в двух структурных формах ( $\text{OH}^-$  и молекулярной воды) при примерно равном соотношении между ними в гранитоидных магмах [114]. Растворение воды приводит к разрушению мостиковых кислородных связей, что вызывает резкое понижение вязкости водосодержащих расплавов (рис. 37 и 38). Дополнительный эффект того же рода обеспечивает и молекулярная вода, видимо, играющая роль смазки при перемещении структурных блоков расплава. Из всех прочих летучих компонентов более или менее близкое по значению и силе влияние на структуру и свойства расплавов оказывает лишь присутствующий в заметных количествах в некоторых гранитоидных магмах фтор. Редкие элементы (особенно Li, Be, Cs, Ta и др.), находящиеся в расплавах в виде подвижных ацидокомплексных соединений (особенно фторкомплексов), также способствуют понижению вязкости, деполимеризации и возрастанию подвижности силикатного расплава.

7. Деполимеризующее действие активных летучих компонентов, растворенных в гранитоидных расплавах, существенно понижает температуру их кристаллизации (рис. 39—43), тогда как возрастание давления инертных летучих приводит к повышению температуры кристаллизации (см. рис. 43).

8. Из всего сказанного выше вытекает совершенно очевидное следствие о достаточно отчетливом различии структуры и свойств гранитоидных расплавов, являющихся материнскими для массивов разных формаций. Смена состава каждой последующей формации в сторону повышения концентрации щелочей и редких элементов, сопровождаемое увеличением активности фтора и давления водной фазы (рис. 44), понижает температуру солидуса, уменьшает температурный интервал кристаллизации соответствующих гранитоидных расплавов (рис. 45) и сдвигает его в область более низких значений. Анализ данных по экспериментальным исследованиям [89, 124, 144, 266, 340, 344, 345, 387 и др.] и косвенным методам (двуполюсоватый термометр Барга — Рябчикова, геотермометры Л. Л. Перчука, методы А. Баддингтона, Б. Г. Лутца, Л. Н. Овчинникова и Н. Ф. Челищева, И. Офтедаля, метод гомогенизации и др.) определения температур кристаллизации (плавления) гранитоидов [16, 17, 79, 86, 111, 156, 172, 173, 177, 234, 235, 240, 303, 352 и др.] позволил наметить следующие температуры солидуса (и интервалы кристаллизации) гранитоидов разных формаций для условий давления около 1000 бар (соответствующей глубина 2,5—3 км), °С: гранодиоритовая — 900 (1200—900), гранитовая — 800 (1000—800), аляскитовая — 700 (800—700), субщелочная лейкогранитовая и щелочногранитовая — 600 (700—600).

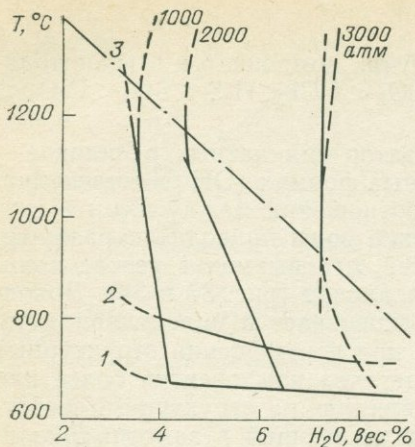


Рис. 40. Зависимость содержания воды в продуктах закалки расплава эльдзуртинского гранита от температуры [114].

1 — положение солидуса; 2 — положение ликвидуса; 3 — предполагаемое понижение минимума на изобарах растворимости воды.

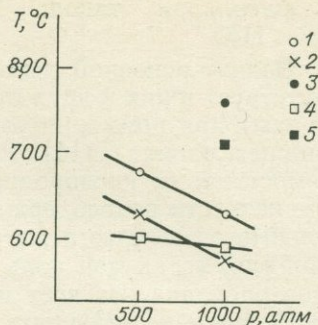


Рис. 41. Зависимость температуры начала плавления онгонита от давления флюида [124].

1 — онгонит (0,72 вес. % F); 2 — онгонит (3,25 вес. % F); 3 — точка плавления гранита; 4 — точки плавления литий-фтористых пегматитов (по Р. Х. Джансу и К. В. Бэрнему); 5 — точка минимума в системе альбит — ортоклаз — кварц —  $H_2O$  (по О. Ф. Таттлю и Н. Л. Боуэну).

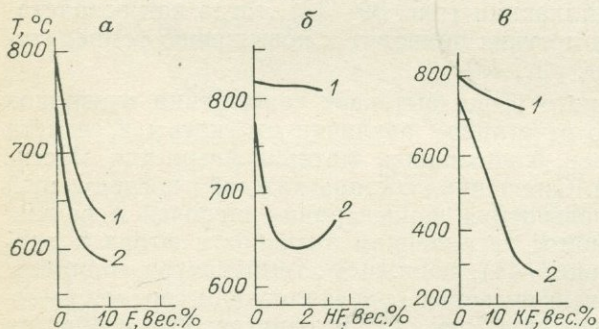


Рис. 42. Положение ликвидуса (1) и солидуса (2) в разных системах (по Д. С. Глюку) при давлении 1000 атм.

а — гранит +  $H_2O$  + F; б — гранит +  $H_2O$  + HF; в — гранит +  $H_2O$  + KF.

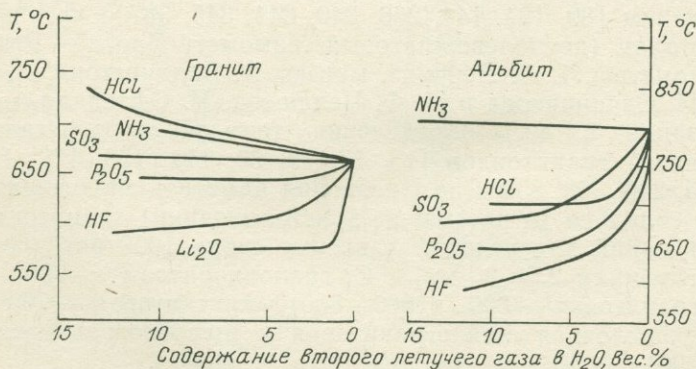


Рис. 43. Влияние компонентного состава флюидов на температуру плавления гранита и альбита при давлении 2,75 кбар. По П. Дж. Вилли и О. Ф. Таттлю [236].

Подводя некоторые итоги, обратим внимание на довольно резкое различие магм, с одной стороны, умеренно водных, относительно высокотемпературных и вязких, являющихся материнскими для массивов гранодиоритовой и гранитовой формаций, с другой — обогащенных летучими, низкотемпературных, с малой вязкостью и

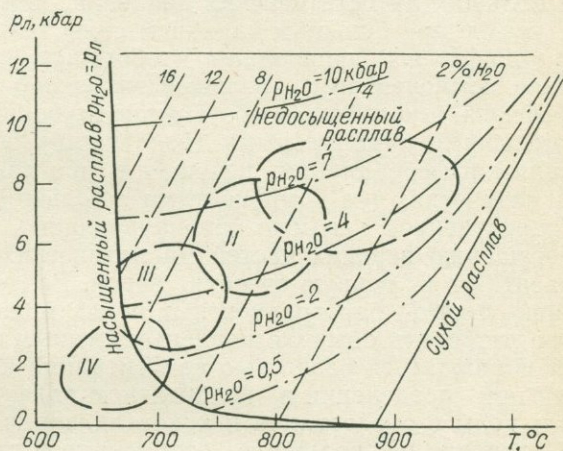


Рис. 44.  $p, T$ -диаграмма плавления гранитов. По Г. Брауну [344]. Поле гранитоидов формационного типа: I — гранодиоритового, II — гранитового, III — аляскитового, IV — субщелочно- и щелочногранитового.

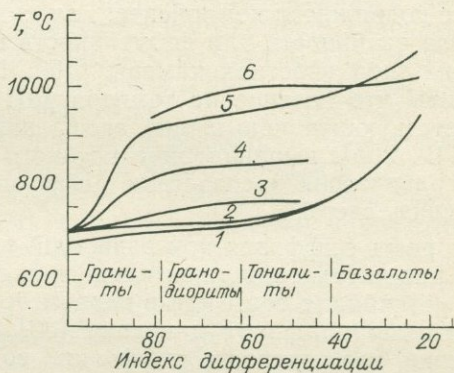


Рис. 45. Кривые плавления пород разного состава при давлении воды 2 кбар по экспериментальным данным [303].  
1 — солидус; 2—6 — ликвидусы калишпата (2), кварца (3), биотита (4), плагиоклаза (5) и роговой обманки (6).

значительной подвижностью — для массивов субщелочной лейкогранитовой и щелочногранитовой формаций. Расплавы, материнские для аляскитовой формации, вероятно, занимают во всех отношениях промежуточное положение, в ряде случаев более приближаясь к первой, а в других — ко второй группе.

Это различие определяет в свою очередь различие в характере и соотношении форм переноса вещества в разных магмах, разный характер распределения летучих (а соответственно и температур кристаллизации) по вертикали магматических камер и, наконец, как следствие из всего сказанного, различную направленность кристаллизации — восходящую или нисходящую.

Магматические массы существуют и кристаллизуются в поле градиентов температуры, давления и силы тяжести, вызывающих разделение компонентов и фаз расплава в соответствии с их термодинамическими и физическими свойствами. Совершенно естественно, что нижние части магматических камер находятся в условиях больших литостатических давлений, при более высоких температурах и под большим влиянием силы тяжести. Вследствие этого термодиффузия, приводящая к обогащению нагретых частей расплава компонентами с большей энтропией или энтальпией, бародиффузия, вызывающая обогащение глубоких частей компонентами с меньшими парциальными (удельными) объемами, и гравитационная дифференциация, ведущая к обогащению глубоких частей магматических тел компонентами с большей плотностью, действуя в определенном смысле однонаправленно, будут способствовать обогащению верхних частей магматических камер летучими компонентами, в первую очередь водой. Разделению компонентов в грави-, термо-, бароградиентных полях может в известной степени препятствовать обычная концентрационная диффузия, которая будет порождаться разностью концентраций компонентов, возникающей при разделении в градиентном поле. Однако существенная роль воды в образовании и кристаллизации магматических систем обусловлена не только ее особыми свойствами как химического соединения, но и особенностями ее поведения в этих системах как вполне подвижного компонента, для которого определяющим является его активность или фугитивность в системе, а не содержание в каких-либо участках камеры [169, 170]. В этой связи следует заметить, что повышение температуры к низам камеры вызывает соответствующее повышение здесь парциального давления воды [33, 119, 207], выравнивание которого для достижения осмотического равновесия посредством диффузии должно вызвать перенос воды снизу вверх.

Скорость диффузии при известной вязкости магмы может быть легко рассчитана приблизительно как функция градиента химического потенциала воды или в первом приближении пропорционального ему парциального давления [33]. Проведенные расчеты, показавшие, что скорость диффузии воды в расплаве составляет  $10^{-10}$ — $10^{-11}$  см/год, приводят к выводу о том, что она на несколько порядков меньше геологически эффективных скоростей. Следует предполагать более высокую подвижность воды в расплавах при условии ее диссоциированного состояния, осуществляющуюся путем трансляции протона ионами кислорода. И все же диффузионный перенос в магме, несмотря на достаточно высокое значение коэффициента диффузии протона ( $10^{-5}$  см<sup>2</sup>/сек), не может служить эффективным способом массопереноса в относительно крупных магматических камерах [33, 244, 321], обеспечивая переток летучих в их верхние части. Существенно не изменяет положение и учет термо-, бародиффузионного и гравитационного разделения компонентов, так как эти процессы протекают очень медленно (коэффициен-

ты термо-, бародиффузии и гравитационного распределения воды даже в самых маловязких гранитоидных расплавах на 1—2 порядка ниже [33, 114, 169, 170, 243, 245, 321], чем коэффициенты концентрационной диффузии), и для их реализации необходимы большие магматические массы, сохраняющиеся в жидком состоянии десятки миллионов лет. Расчеты же (проведенные различными способами [172, 321]) времени полного затвердевания интрузий (плитообразной формы) мощностью 5 км, примерно отвечающих форме и размерам рассматриваемых нами массивов, дают лишь сотни тысяч — первые миллионы лет.

Итак, приходится признать, что для анализируемых условий различные виды диффузии не могут привести к заметным изменениям состава расплава по вертикали магматических камер, в том числе и обеспечить предложенную Дж. Кеннеди [119] широкую восходящую миграцию воды, приводящую к заметному накоплению летучих ( $H_2O$ , F и др.) в апикальных частях камер. Ориентировочные подсчеты с использованием данных из работ [33, 80, 144, 152, 207, 244, 321] показывают, что различия концентраций воды между верхними и нижними горизонтами камер в этих случаях не должны превышать 0,3—0,8% даже в наиболее благоприятных для диффузионного переноса массивах поздних гранитоидных формаций. Тем не менее накопление летучих в апикали, заметно превышающее приведенные выше цифры и происходящее именно в магматический период, нередко устанавливается в массивах аляскитовых и особенно более поздних формаций (см. раздел П.4 и [9, 254, 294, 297]). Следовательно, для объяснения этого необходимо привлечь еще какой-то фактор массообмена.

Известно, что перенос вещества в расплавах может происходить не только диффузионным, но и конвективным путем. Соотношение между двумя этими формами переноса вещества характеризуется числом Прандтля  $P_r$ , равным отношению кинематической вязкости к коэффициенту диффузии для данного расплава [321 и др.]. Исходя из значений вязкости для кислых расплавов и соответствующих им небольших коэффициентов диффузии,  $P_r \gg 1$ , что свидетельствует о ничтожном значении диффузионного и о явном преобладании конвективного переноса. Естественная и вынужденная конвекция, возникающие вследствие существования в поле градиентов температуры, давления, силы тяжести, а также под воздействием дополнительных наложенных сил, могут весьма существенно способствовать разделению компонентов в магматических системах.

Как показали расчеты А. А. Кадика и Н. И. Хитарова [114], естественная конвекция должна быть неизбежным явлением в магмах, когда диаметр и мощность интрузивного тела превышают 1 км. Необходимо, однако, иметь в виду, что интрузирующие в верхние горизонты земной коры гранитоидные расплавы могут содержать довольно значительное (5—55%) количество мелких кристаллов твердой фазы, в силу чего по реологическим свойствам такие рас-

плавы приближаются к неньютоновским жидкостям [223], что заметно ограничивает возможности конвекции и радиальный перенос в них летучих компонентов (особенно в расплавах, материнских для массивов ранних формаций). Несмотря на сделанные ограничения, вполне естественные для гранитоидных магм в условиях малых и умеренных глубин, теоретические расчеты и специальное изучение гранитоидных массивов убеждают в реальности и существенном значении этой формы массопереноса при их становлении [33, 114, 321, 326, 341, 347, 375].

Различают несколько типов естественной конвекции: 1) образование и перемещение в магме газовых пузырей; 2) ликвацию и перемещение «ликватов» в массе расплава; 3) осаждение и всплытие образующихся при охлаждении расплава твердых фаз; 4) свободное конвектирование жидкости в отсутствие гетерофазности в системе [321]. Для рассматриваемых условий наиболее реальным и эффективным типом конвективного переноса является флотация газовых пузырей. Скорость всплытия пузырьков водной фазы в магме (0,1—10 м/год) представляется достаточной, чтобы обеспечить перенос заметных количеств воды в верхние части магматической камеры в геологически короткие промежутки времени, особенно если этому переносу будет способствовать установление в магматическом теле конвекционных токов. По оценкам С. Мацуо, эффективная для массообмена продолжительность «пузырения» составляет примерно  $10^3$  лет, т. е. хорошо укладывается в приведенные ранее интервалы существования гранитоидных расплавов в камерах.

Большинство гранитоидных расплавов недосыщено водой относительно давления нагрузки в области их заложения; степень недосыщенности уменьшается от гранодиоритовых к субщелочно- и щелочногранитовым расплавам. В камеры верхнего структурного этажа расплавы в силу относительной кратковременности перемещения поступают практически с тем же количеством летучих, которые они содержали при выходе из магматического очага [73, 244]. Следовательно, при заполнении камер расплавы применительно к новым условиям меньшего литостатического давления могут оказаться насыщенными или даже пересыщенными. Насыщенность или пересыщенность летучими (в первую очередь водой), относительно малая вязкость расплавов являются необходимым условием [33, 73, 321, 357] для выделения в них воды в виде субмикроскопических пузырьков по всему объему. Быстрое укрупнение пузырьков в расплаве при пересыщении, способствующее их подъему и достигаемое при коэффициентах диффузии летучих более  $10^{-9}$  мм<sup>2</sup>/сек, вязкости расплавов порядка  $10^{-5}$ — $10^{-6}$  пз, при которых скорости перемещения пузырей и затвердевания магмы соизмеримы, обеспечивает эффективный восходящий массоперенос летучих (и связанных с ними компонентов) и возможно лишь для щелочных богатых летучими низкотемпературных гранитоидных магм поздних формаций. Для недосыщенных расплавов ранних форма-

ций роль воды в перераспределении компонентов по вертикали камер очевидно незначительна.

Высокие содержания летучих, накапливаемые подобным образом в апикальных частях массивов субщелочно- и щелочногранитовой формаций, доказываются увеличением температуры кристаллизации с глубиной [17], своеобразным характером их эндоконтактовых зон (присутствие «штокшайдеров», «кварцевых колоколов» и т. д., отсутствие ясно выраженных зон закалки), незначительным контактовым роговиковым ореолом, проявлением процессов своеобразной приконтактовой «гранитизации» и фенитизации (см. гл. V).

Миграция газовых и газОВО-водных пузырьков, на стенках и в объеме которых накапливаются редкие и рудные элементы [156, 216], в апикальные части камер не только служит важным механизмом переноса летучих, но и, флотируя редкие элементы, обуславливает широкое развитие здесь богатого вкрапленного редкометального оруденения, связанного с автотематоморфическими процессами. В то же время «пузырение» существенно не влияет на перенос петрогенных элементов, что и демонстрируется незначительными градиентами их изменения, полученными при исследовании вертикали ряда массивов [62, 81, 201].

Итак, подводя некоторые итоги, можно прийти к выводу о необходимости выделения двух принципиальных типов магматических систем с резко различным характером распределения летучих по вертикали камеры в магматический период:

1) массивы умеренно водных ранних формаций с незначительным обогащением летучими апикальных частей;

2) массивы водонасыщенных поздних гранитоидных формаций, апикальные части которых заметно обогащены летучими.

Анализ диаграмм плавления (см. рис. 39—42) показывает, что возрастание литостатического давления при приблизительно постоянном флюидном (газовом) существенно повышает температуру кристаллизации (плавления) гранитоидов. В то же время значительные содержания летучих в апикали массивов второго типа заметно понижают здесь температуру кристаллизации расплава. В результате повышение температуры солидуса (кристаллизации) с глубиной\* происходит заметно быстрее увеличения в этом же направлении (в связи с уменьшением теплоотдачи на нижних горизонтах камеры) температуры магматического расплава, следствием чего должно быть установление в массивах этого типа восходящего режима кристаллизации.

Совсем иной характер кристаллизации в массивах первого типа. Здесь достаточно высокая температура кристаллизации умеренно насыщенных летучими расплавов апикальных частей камеры и не-

---

\* Именно это обстоятельство не учитывал в своих построениях М. А. Осипов [223], в силу чего они могут быть приложимы лишь к «сухим» расплавам, а материнские магмы анализируемых массивов таковыми не являются.

значительное повышение температуры солидуса с глубиной обуславливают более обычный для гранитоидных массивов нисходящий режим кристаллизации. Аляскитовые массивы, образующиеся в разных регионах из магм сравнительно различной водонасыщенности, видимо, чаще всего кристаллизуются по нисходящему или комбинированному [294] пути, и лишь наиболее водонасыщенные магмы в особо благоприятных условиях концентрации летучих в апикальных частях камеры могут развиваться в режиме восходящей кристаллизации.

Интересно отметить, что, начав формироваться при столь различных режимах, в последующей своей истории массивы обоих ти-

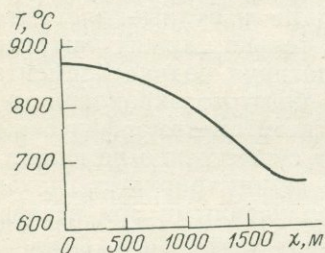


Рис. 46. Изменение температуры солидуса при равновесной кристаллизации гранитного интрузива с начальным содержанием воды 1,5 вес. % и давлением 5 кбар. По Р. Г. Джансу и К. В. Бэрнему [357].

пов будут иметь как общие генеральные тенденции развития, так и все более углубляющиеся различия. Кристаллизация расплава в условиях и того, и другого режима будет сопровождаться все большим накоплением летучих перед фронтом затвердевания. Это в свою очередь заметно сузит интервал кристаллизации и приведет к смещению его в сторону все более низких температур за счет уменьшения температуры солидуса (рис. 46) все более кристаллизующихся и все более удаленных от начального фронта кристаллизации горизонтов расплава.

Соответствующее накоплению летучих увеличение флюидного давления в условиях нисходящей кристаллизации происходит на фоне возрастающего на больших глубинах камеры литостатического давления и может длительное время способствовать дальнейшему росту концентрации летучих в расплавах, не вызывая процессов осмотической дистилляции. В этом случае при наиболее низких (до 1—1,5%) содержаниях воды свободная флюидная фаза может появиться лишь в самых поздних остаточных расплавах (да и то в незначительном количестве [357]), в соответствии с чем процессами автотематоморфизма массив затронут практически не будет (отсюда обычная «сухость» и отсутствие пегматитов в массивах гранодиоритовой и гранитовой формаций). При большем исходном содержании летучих, свойственном аляскитовым расплавам, возможности появления свободной флюидной фазы могут реализоваться значительно раньше, и она, проникая по межкластерным зонам магмы, находящейся в предкристаллизационном состоянии, и межзерновым «пленкам» остаточных расплавов в практически

уже раскристаллизованных \* гранитоидах, может существенно изменять апикальные части аляскитовых интрузивов. Возникновение максимальных градиентов концентрации летучих и здесь приходится на самые поздние порции кристаллизующегося расплава, материнского для жильных пород, доказательством чего служат наиболее низкие температуры кристаллизации жильных гранитов [17], связь с ними многочисленных пегматитов и пегматоидов, нередкая миаролитовость, интенсивная степень автотаморфизма как жильных гранитов, так и вмещающих их тела пород, наиболее высокие содержания в жильных гранитах редких элементов и т. д.

Совершенно очевидны различные возможности накопления и миграции водно-флюидной фазы в массивах с различной морфологией апикальной поверхности (обуславливающей различный характер и темп охлаждения апикали), разным режимом проявления трещиноватости и степенью пластичности — хрупкости вмещающих пород, определяющими открытость или закрытость системы. Массивы (или их части) с пологокупольной апикальной поверхностью, ненарушенным залеганием вмещающих пород, развивающиеся в режиме относительно закрытой системы, будут характеризоваться локально проявленным автотаморфизмом и широким развитием камерных пегматитов. Массивы, апикальные поверхности которых осложнены крутыми апофизами, гребнями, испытывающими резкие охлаждения с возникновением систем трещиноватости, дренирующих купола, с нарушенным залеганием вмещающих пород развиваются в условиях относительно открытой системы. Для их апикальных частей будет типичным широкое развитие процессов автотаморфизма с появлением метасоматитов ранней щелочной стадии и более локально проявленных зон кислотного выщелачивания. В ряде массивов, в которых «пропаривание» гранитоидов прошло наиболее интенсивно и привело к значительному увеличению концентрации редких и рудных элементов в постмагматических растворах, могут появляться благоприятные условия для сброса и локализации рудных компонентов и образования редкометальных месторождений альбитито-грейзеновой и грейзеновой формаций. Известным подтверждением тезиса о существенном различии режима кристаллизации и охлаждения рассмотренных массивов является антагонизм «пегматитоносных» и «грейзеноносных» массивов, неоднократно отмечавшийся в литературе (см. гл. V, а также [22, 23, 90] и др.).

Совершенно иначе происходит образование свободной флюидной фазы и ее миграция в массивах с восходящим типом кристаллизации.

---

\* Данные металлургической практики [314] показывают, что затвердевание отливок, кристаллизующихся в интервале температур и могущих выступать в качестве модели рассматриваемых интрузивов, происходит с одновременным существованием трех зон: полностью жидкой, полностью затвердевшей и расположенной между ними частично затвердевшей, представляющей собой кристаллический каркас с субсолидным расплавом в промежутках между твердой фазой.

Здесь она в силу высокой водонасыщенности (и фторонасыщенности) исходных расплавов появляется фактически сразу, и перемещение фронта кристаллизации в направлении меньших литостатических давлений (в связи с чем увеличиваются возможности для пересыщения и осмотической дистилляции) лишь способствует этому. Отсюда понятны сохранение ранее намеченных тенденций увеличения в более поздних образованиях содержания летучих и редких элементов и понижения температуры солидуса, высокая степень автометаморфизма массивов практически во всем объеме, их (нередко) богатая аксессуарно-редкометалльная минерализация, метасоматическая проработка вмещающих пород и наибольшие метасоматические изменения апикальных частей массивов с появлением наряду с площадными метасоматитами жильных метасоматических зон и довольно убогих пегматитов (а чаще зон «пегматитов»).

Однако вернемся к обсуждению вопроса о появлении, размещении и взаимоотношениях фазовых разновидностей гранитоидов в массивах обоих типов. С рассмотренных выше позиций образование фазовых разновидностей в массивах с восходящим режимом кристаллизации можно связывать с его динамикой и интерпретировать как своеобразные задержки кристаллизации в верхних, обогащающихся летучими и испытывающих концентрационное переохладение\*, горизонтах расплава. Весь ход процесса, видимо, имеет прерывно-непрерывный характер\*. По мере накопления сверхстехиометрических примесей (в том числе и летучих) перед фронтом кристаллизации может наступить такой момент, когда температура кристаллизации расплава станет ниже температуры его переохладения, и продвижение фронта кристаллизации прекратится. Последующая, после этой задержки, кристаллизация, будет идти при несколько других  $p$ ,  $T$ -условиях с образованием породы иной, обычно более мелкозернистой, структуры, практически тождественного с предыдущей разновидностью состава, но обычно с большим содержанием летучих и редких элементов (а иногда и щелочей, также попадающих в разряд сверхстехиометрических компонентов). Это вполне объясняет чаще резкие, но не секуще-интрузивные, контакты таких разновидностей, обычную расслоенность и стратифицированность слагаемых ими массивов с закономерным смещением все позже кристаллизующихся разновидностей к их апикали. Объемные соотношения между фазовыми разновидностями и их количество, видимо, определяются уровнями концентрации летучих исходных магм и в разных массивах могут несколько варьировать. Однако вариации эти совсем не безграничны, что следует из самого механизма образования и демонстрируется изложенным в первой части опытом изучения таких массивов.

---

\* Эти вопросы с использованием теоретических представлений У. Вайнгарда были рассмотрены Ф. А. Летниковым [156].

При нисходящем режиме кристаллизации массивов возникает необходимость объяснения нередкого появления в них закономерного, подобного только что рассмотренному, размещения по вертикали фазовых разновидностей, т. е. обсуждения механизма последовательного перемещения низкотемпературных расплавов нижних горизонтов в верхние, уже закристаллизовавшиеся, части камеры. В качестве механизма, объясняющего эту своеобразную инверсию, предлагается механизм усадки при кристаллизации и охлаждении расплавов.

Известно, что кристаллизация расплавов сопровождается уменьшением объема, получившим в металлургии название «усадка при кристаллизации». Усадка реализуется как путем уменьшения размеров остывающих тел, так и появлением различных пустот внутри них (усадочные полости, трещины, пористость). Соотношение этих объемных изменений определяется многими причинами [223]. При объемном характере затвердевания (это отчасти реально в наиболее глубоких абиссальных массивах) в идеале может происходить лишь уменьшение внешних размеров тел. В гипабиссальных условиях охлаждение тел всегда неравномерное обычно начинается с поверхности наибольшего тепловода и, постепенно распространяясь внутрь, определяет последовательный, выше уже отмечавшийся, режим охлаждения и кристаллизации. Высвобождение объема здесь происходит за счет как уменьшения внешних размеров тел, так и появления разного рода полостей, трещин, пористости внутри них.

Исходя из размеров усадки породообразующих минералов и типичных минеральных составов пород разных формаций, были вычислены коэффициенты усадки этих пород [172], %, около: гранодиориты 8,6, нормальные биотитовые граниты 10,1, аляскиты 11,5\*. Эти значения свидетельствуют о возможности получения в процессе усадки значительных объемов, вполне соизмеримых с общими объемами тел дополнительных интрузий. Но реализация получаемых свободных объемов может происходить по-разному и возможна не всегда. Оценка соотношений гидростатического давления магмы, вертикальной и горизонтальных составляющих давления во вмещающих породах [94, 244] и экспериментальное исследование процессов усадки на моделях разной формы [222, 223] позволяют предполагать следующие два пути появления и реализации свободных объемов в рассматриваемых массивах.

1. В камерах со сводовым характером апикальных поверхностей, способных выдержать механическую нагрузку толщи вышележащих пород, объем камеры в процессе кристаллизации будет оставаться примерно постоянным. Уменьшение объема кристаллизующегося расплава при значительном продвижении фронта кристаллизации в глубь камеры будет приводить к прогрессивному росту газового давления в магме, обусловленному ранней кристал-

---

\* Это же значение примерно отвечает субщелочным и щелочным гранитам.

лизацией практически безводных породообразующих минералов и непрерывным обогащением расплава летучими компонентами. Все это вызовет резкое увеличение градиента давления, существовавшего между верхними и нижними частями камеры \*, и, наконец, когда упругость пара летучих превысит внешнее сопротивление, разрыв внешней закристаллизовавшейся или даже неполностью затвердевшей \*\* оболочки магматического тела и внедрение дополнительных более низкотемпературных порций расплава в образующиеся полости из более глубоких частей массивов. Естественно, что наиболее благоприятны для образования полостей и локализации в них дополнительных порций эндоконтактные области, особенно сводовые апикальные части, а в них — купольные области второго порядка, например довольно крупные валообразные вздутия, возникающие в результате проявления определенной механической активности магмы над подводящими каналами. Очевидно, что в крупных массивах мощностью 6—5 км возможны 2—3 импульса таких внедрений, приводящих к появлению тел мощностью до 100—300 м, располагающихся в пределах определенных горизонтов, практически только апикальных частей.

Анализируя размещение тел разновременных фаз, П. В. Иншин [113] отмечает зависимость его от формы и механической прочности наружной кристаллической оболочки массивов и выделяет два основных варианта размещения — центростремительный и центробежный. Для подавляющего большинства рассматриваемых в работе массивов наиболее обычен центробежный вариант, когда породы каждой последующей фазы занимают все более высокое гипсометрическое положение, как бы смещаясь от центра вверх к апикали в последовательности: породы главной фазы, дополнительная фаза первой генерации и т. д. Такое размещение последовательно образующихся производных кажется достаточно естественным, если учесть, что зона контакта массива с перекрывающими породами является генеральной — структурной, вещественной и термодинамической — неоднородностью и что она не утрачивает этого значения после раскристаллизации каждой последующей порции расплава. Появление в процессе оседания магматических тел разломов и расколов в породах кровли может вызвать проникновение и туда, в возникающие своеобразные полости, части дополнительных порций, при малой вероятности в силу значительных вертикальных и боковых давлений внедрения в боковые породы. Объем образовавшихся тел в общем будет соответствовать размерам усадки или, скорее, несколько превышать их за счет некоторого оседания арочного кристаллического «моста» [223] в условиях увеличения нагрузки на него и уменьшения объема внутреннего

\* Этот градиент может существенно возрастать от гранодиоритовых к аляскитовым массивам.

\*\* Принципиальная возможность появления разрывов (так называемых «горячих» трещин) в не полностью затвердевшем веществе определяется приобретением им свойств неньютоновской жидкости [223].

расплава. В случае проявления тектонических подвижек вертикального характера и небольшой амплитуды (а это вполне вероятно в силу нарушения равновесия, устанавливающегося после внедрения между массивом, промежуточным бассейном и вмещающими породами [94, 128, 238, 335]), возможно, видимо, увеличение числа и объема тел дополнительных интрузий и изменение характера их локализации.

2. По-иному происходят процессы усадки в телах, не имеющих сводовых апикальных поверхностей (сюда относится основная масса гранодиоритовых массивов, локализованных преимущественно в синклинальных структурах). В этих случаях компенсация уменьшающегося в процессе усадки объема будет происходить в основном путем прогибания кровли при отсутствии или внедрении незначительных по объему дополнительных порций магмы. В результате прогибания характерно появление чаше- и воронкообразных апикальных поверхностей интрузивов, что и наблюдается на многих гранодиоритовых массивах. Показателен в этом отношении [194], например, известный в Казахстане Крыккудукский массив.

«Тепловые запасы» расплавов дополнительных фаз ощутимо меньше, чем главной, в силу уменьшения как интервалов кристаллизации и смещения их в сторону меньших значений за счет понижения температуры солидуса, так и их объемов. Кроме того, необходимо иметь в виду возможность переохлаждения расплавов дополнительных фаз, вызванного газовым прорывом и адиабатическим расширением системы после внедрения ретроградно вскипающих расплавов в зоны пониженного давления. Следствием этого, несмотря на, казалось бы, более благоприятные условия кристаллизации (обогащение расплавов поздних фаз летучими компонентами, более нагретая среда), является некоторое увеличение скорости раскристаллизации тел дополнительных интрузий по сравнению с главной, а отсюда и закономерное уменьшение зернистости, обычное появление порфиридности, заметное увеличение пористости и интенсивности автometасоматических изменений пород. С другой стороны, отсутствие резкой разницы между температурами расплава и вмещающей среды (начавшими остывать гранитоидами главной фазы) обуславливает появление между ними, хотя чаще и отчетливых контактов, но без зон закалки. Иногда возможно и локальное переплавление. Так, проведенные расчеты [172] позволяют предположить для аляскитов возможность локального приконтактового переплавления с появлением расплывчатых контактов между гранитами главной и дополнительной фаз, если первые остыли не более чем до  $650^{\circ}\text{C}$ .

Принимая во внимание мощность тел дополнительных интрузивов в крупных массивах (мощностью 4—5 км), отмеченный характер контактов и т. д., можно приблизительно подсчитать, что образование дополнительных интрузий происходит примерно через 0,2—0,4 млн. лет после внедрения массива (в меньших по размеру массивах соответственно меньше). В интрузивах разного состава этот

интервал различен в соответствии с различием длительности их кристаллизации и остывания [172, 177], причем сокращается он от гранодиоритовых к аляскитовым массивам. Последнее косвенно подтверждается различием в степени дифференцированности производных главных и дополнительных фаз в массивах этих формаций, минимальной в аляскитах ([177]). Незначительные гомодромные изменения состава последовательных дифференциатов поздних гранитовых (особенно аляскитовых) формаций неслучайны, так

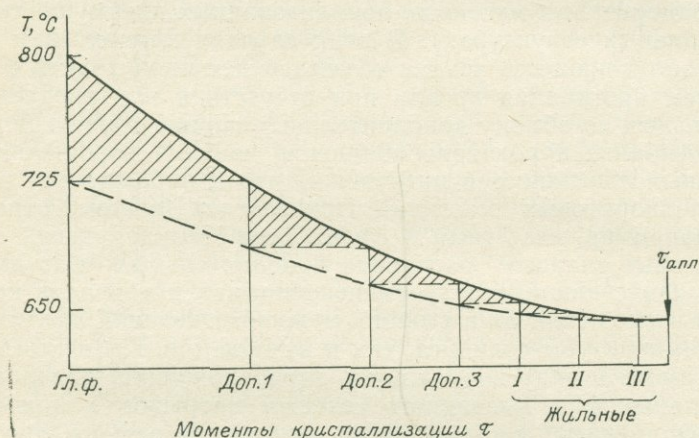


Рис. 47. Принципиальная схема, иллюстрирующая зависимость зернистости пород разных фаз от длительности их кристаллизации и температуры.

как в процессе направленной (последовательной) нисходящей кристаллизации гранитовой магмы происходит в основном фракционирование легколетучих компонентов. Гравитационного фракционирования твердой фазы, обычного для основных магм, здесь практически не наблюдается из-за малой разницы в плотностях расплава и твердой фазы и узости температурных интервалов кристаллизации магмы.

Остановимся более подробно на причинах закономерного последовательного уменьшения зернистости в возрастных рядах формаций — от главной к жильным фазам. В первом приближении можно принять (особенно для аляскитовых массивов), что в условиях направленной нисходящей\* кристаллизации температура ликвидуса каждой последующей фазы будет отвечать температуре солидуса предыдущей. Это соотношение условно отражено на рис. 47. Очевидная зависимость зернистости пород от длительности их кристаллизации и температурных интервалов, в которых она протекает, позволяет считать зернистость пропорциональной за-

\* В еще большей мере весь последующий анализ справедлив для массивов субщелочной и щелочногранитовой формаций.

штрихованным площадям на рис. 47, т. е., например, для главной фазы, интегралу

$$\int_{\tau_{\text{гл.ф}}}^{\tau_{\text{доп.1}}} f(\tau) d\tau = \lim_{\Delta\tau_n \rightarrow 0} \sum_1^n f(T_n) \Delta\tau_n.$$

Поскольку диффузия, обеспечивающая доставку компонентов к центрам кристаллизации, имеет нелинейную зависимость от температуры и резко (по экспоненте) возрастает в области высоких температур, согласно формуле  $D = D_0 e^{-\epsilon/(kT)}$  (где  $D$  — диффузия,

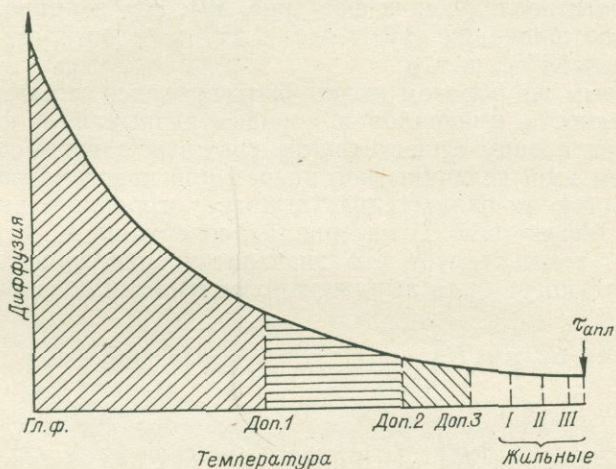


Рис. 48. Принципиальная схема, иллюстрирующая зависимость зернистости пород разных фаз от диффузии и температурных интервалов кристаллизации.

$D_0$  — коэффициент диффузии,  $\epsilon$  — энергия активации диффузии,  $k$  — постоянная Больцмана,  $T$  — абсолютная температура) необходимо учесть и эту зависимость. Исходя из рис. 48 она может быть представлена интегралом

$$\int_{T_{\text{гл.ф}}}^{T_{\text{доп.1}}} f(T) dT = \lim_{\Delta T_m \rightarrow 0} \sum_1^m f(D_m) \Delta T_m.$$

В общем виде зернистость пород  $x$  определяется следующими соотношениями:

$$x_{\text{гл.ф}} = K \left( \int_{\tau_{\text{гл.ф}}}^{\tau_{\text{доп.1}}} f(\tau) d\tau \int_{T_{\text{гл.ф}}}^{T_{\text{доп.1}}} f(T) dT \right);$$

$$x_{\text{доп.1}} = K \left( \int_{\tau_{\text{доп.1}}}^{\tau_{\text{доп.2}}} f(\tau) d\tau \int_{T_{\text{доп.1}}}^{T_{\text{доп.2}}} f(T) dT \right);$$

. . . . .

где  $K$  — коэффициент, зависящий от содержания летучих в исходном расплаве ( $K_{\text{гл.ф}} < K_{\text{доп.1}} < K_{\text{доп.2}} \dots$ ).

С этих позиций становится понятным существование заметной разницы в размере зерен пород главной фазы однотипных, но разновозрастных формаций (чем древнее, тем грубее), и практическое отсутствие ее в породах соответствующих дополнительных фаз. Большие глубины формирования более древних формаций, обеспечивающие в условиях меньшей теплоотдачи и, вероятно, больших парциальных давлений воды более медленную кристаллизацию массивов, сказываются в основном на увеличении длительности кристаллизации пород главной фазы и незначительно на изменении длительности последующих фаз (рис. 49). Это и приводит к появлению соотношений:  $\Delta\tau'_1 > \Delta\tau''_1 < \Delta\tau'''_1 \dots$ ;  $\Delta\tau'_2 > \Delta\tau''_2 > \Delta\tau'''_2 \dots$ ;  $\Delta\tau'_3 \approx \Delta\tau''_3 \approx \Delta\tau'''_3 \dots$  и т. д.

Подобным же образом может быть проведен анализ изменения упорядоченности минералов в породах разных фаз, формаций и серий, имея в виду существование сложных зависимостей между изменением этой величины и температурой кристаллизации пород, длительностью их охлаждения (отжига), особенно в высокотемпературных (свыше  $600^\circ\text{C}$ ) интервалах, содержанием летучих и т. д. Из рис. 47 и 48 следует, что значения упорядоченности  $\Delta$  пород разных фаз могут быть выражены следующими соотношениями:

$$\Delta_{\text{гл. ф}} = K \left( \int_{\tau_{\text{гл. ф}}}^{\tau_{\text{апл}}} f(\tau) d\tau \int_{T_{\text{гл. ф}}}^{T_{\text{апл}}} f(T) dT + C \right)$$

$$\Delta_{\text{доп. 1}} = K \left( \int_{\tau_{\text{доп. 1}}}^{\tau_{\text{апл}}} f(\tau) d\tau \int_{T_{\text{доп. 1}}}^{T_{\text{апл}}} f(T) dT + C \right)$$

. . . . .

где  $K$  — коэффициент, зависящий от содержания в твердой фазе летучих во время отжига;  $C$  — постоянная величина, отражающая увеличение упорядоченности (видимо, примерно одинаковое для пород всех фаз) после полной раскристаллизации интрузива.

Поскольку содержание летучих очень существенно влияет на внутризерновую диффузию, градиент увеличения коэффициента  $K$  от главной к жильным фазам может существенно корректировать направленность изменения упорядоченности в минералах этих пород (несмотря на закономерное уменьшение соответствующих площадей на рис. 47). При небольших содержаниях летучих и незначительных градиентах  $K$  (например, в гранодиоритовых и гранитовых формациях) можно ожидать закономерное уменьшение упорядоченности в возрастном ряду формации. Высокие содержания летучих и значительный коэффициент  $K$  (поздние формации) могут приводить к возникновению близких (и при этом высоких) значений упорядоченности в минералах главных и жильных фаз (и таких же или меньших в дополнительных). Имеющийся фактический материал [177] достаточно хорошо подтверждает высказанные положения.

Связь основной массы тел (особенно пластовых) жильных гранитов с контракционными явлениями признается большинством исследователей. Многие из них считают, что полости, необходимые

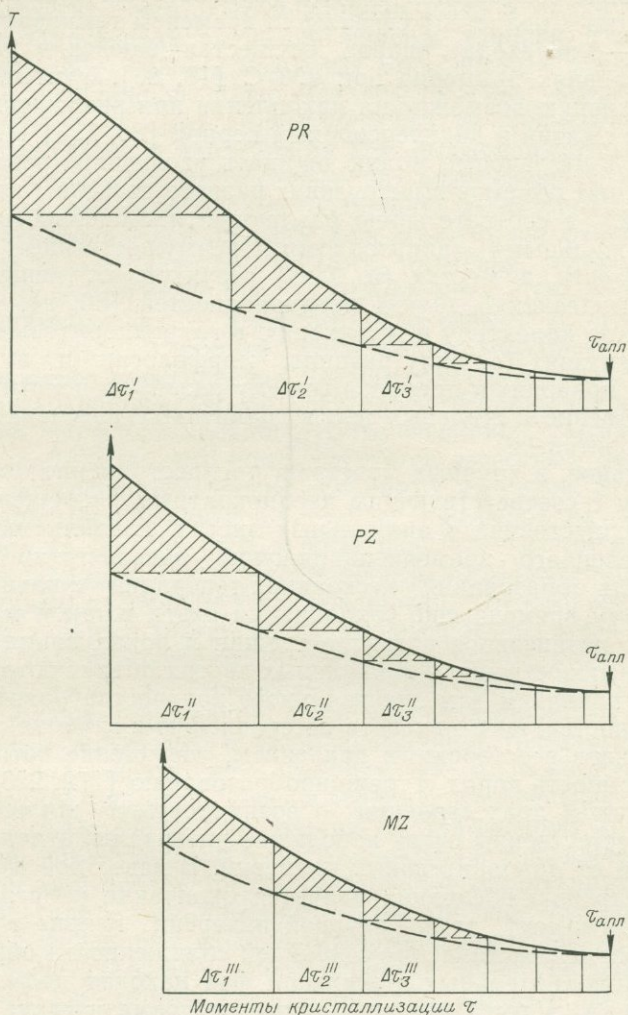


Рис. 49. Принципиальная схема, иллюстрирующая возможность уменьшения зернистости пород гомологичных главных фаз к более молодым циклам.

для образования таких тел, возникают в связи с усадкой при охлаждении закристаллизовавшихся гранитоидов [100, 128, 172, 223, 335]. Поэтому очень кратко остановимся лишь на оценке возможностей появления и реализации свободных объемов в массивах

разных комплексов\*. Проведенные подсчеты [172, 173] демонстрируют отчетливую разницу значений объемного термического сжатия пород, особенно в высокотемпературных интервалах. Максимально резкие сокращения объема (при которых возможно появление трещин и полостей) связаны со временем температурной инверсии ( $\alpha$ — $\beta$ -перехода) кварца, осуществляющейся в рассматриваемых условиях примерно при 600°С [18, 86]. Учитывая это, а также различную возможность накопления или разрешения напряжений при сжатии в доинверсионный период [86, 223] в зависимости от его длительности, можно ожидать увеличение различий высвобождаемых объемов в интрузивах разного состава (в интервале 600—500°С), а соответственно различную насыщенность этих интрузивов жильными гранитоидами. Преимущественное развитие трещиноватости в местах (и близ) структурных, вещественных, термодинамических и других неоднородностей [86, 94, 172, 223], различных по характеру и положению в гранодиоритовых и гранитовых интрузивах (в силу разницы морфологии и внутреннего строения), приводит к преобладающему развитию пологих трещин, а соответственно и жильных тел, в гранитовых массивах и крутых в гранодиоритовых.

Длительное, в крупных массивах, распространение охлаждения на глубину с соответствующим неоднократным разрешением, причем преимущественно в апикальных частях, накапливаемых в течение определенного времени напряжений позволяет предполагать возможность образования нескольких генераций жильных пород, если к этому времени еще сохраняются очаги жидкой магмы. Отметим, что интенсивное развитие трещин и локализация жильных пород преимущественно в апикальных частях объясняются, видимо, не только наличием там значительного количества разнообразных неоднородностей, но и меньшим по сравнению с глубинными частями интрузивов всесторонним давлением, увеличение которого снижает способность пород к трещинообразованию [172, 223].

При таком представлении о возникновении жильных пород «I этапа» естественны очень небольшие интервалы, отделяющие их по времени от дополнительных интрузий. В известной мере сигналом к внедрению последних является окончание кристаллизации, а первых — момент температурной инверсии кварца в породах главных фаз. Представления о крайней сближенности образования главной, дополнительных и жильной фаз находят косвенное подтверждение и в том, что площадные метасоматические процессы (во всяком случае, начиная с альбитизации), протекающие в известной степени синхронно с охлаждением интрузивов [264], обычно практически одновременно охватывают породы всех фаз.

---

\* Естественно, что дополнительные возможности для внедрения жильных гранитоидов появляются при тектонических подвижках, но роль их здесь, видимо, подчиненная.

Таким образом, формирование фаз в рассматриваемых массивах происходит на уровне становления, т. е. это внутрикамерный процесс, развивающийся направленно в связи с теми физико-химическими и физическими превращениями в магматическом расплаве, которые связаны с его охлаждением (а затем и охлаждением возникших из него пород) и особенно кристаллизацией. Поэтому главная причина образования подобных многофазных массивов — сам процесс пульсационной кристаллизации магмы, вызывающий периодические усадку при кристаллизации (и охлаждении) и рост внутреннего газового давления за счет перманентного накопления летучих компонентов, что и определяет возникновение и пространственное перемещение порций расплавов, из которых образуются тела дополнительных и жильной фаз. Количество фаз (пульсов) в значительной мере зависит от формы, размеров, условий охлаждения тела, проницаемости среды, состава магмы (на что уже обращалось внимание выше), а при всех этих равных условиях в основном определяется глубиной образования массивов [113]. Чем больше внешнее давление, тем меньше пульсов и энергетически активнее сила прорыва. Порог предельной глубины прорывов, происходящих по рассмотренному пути, очевидно, располагается на глубинах до 6—8 км, что подтверждается известным фактом более простого внутреннего строения глубинных массивов. В этих массивах при объемном характере затвердевания разрядка давления летучих, видимо, реализуется в иных формах — путем дистилляции или консервации в межзерновом пространстве материнских пород с постепенным переходом в конденсированное состояние [113, 292].

Подводя общие итоги, можно резюмировать, что есть принципиальная разница в природе сил, вызывающих пространственное перемещение и размещение магматических масс в многофазных интрузивах разных формаций. Для массивов ранних гранитоидных формаций, возникающих в особо неспокойной тектонической обстановке, это в основном силы внешнего тектонического происхождения (экзокинетические), обеспечивающие поступление расплава в камеру из промежуточных очагов, а для поздних гранитоидных формаций, образующихся в более спокойной тектонической обстановке субплатформенного режима, это в основном внутренние (эндокинетические) силы, связанные с ростом давления летучих компонентов в расплаве в ходе его прерывно-непрерывной кристаллизации. Прерывно-непрерывный характер кристаллизации в «чистом виде» реализуется в массивах с восходящим режимом (в основном субщелочно- и щелочногранитовые, возможно, некоторые аляскистовые интрузивы) и осложняется (сопровождается) процессами усадки и перемещением расплава в верхние раскристаллизованные части в камерах с нисходящим режимом кристаллизации (массивы аляскистовой формации). Тем не менее в итоге могут возникать иногда почти подобные расслоенные и стратифицированные интрузивы, без нарушений расслоенности и стратификации в первом случае и с возможными нарушениями во втором. Дополни-

тельные осложнения иногда возникают в связи с проявлением внешних, экзокинетических, сил.

Важно подчеркнуть, что, вероятно, по рассмотренным причинам при соблюдении общей гомодромности изменения состава пород последовательно возникающих фаз различия между ними максимальны в ранних и минимальны в поздних формациях. Этим же, видимо, объясняется и более закономерное и однообразное распределение в пространстве пород разных фаз в массивах поздних формаций, а также различный характер и полнота проявления связанных с ними поздне-постмагматических образований.

## Глава VIII

### НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ТЕНДЕНЦИИ ЭВОЛЮЦИИ ГРАНИТОИДНЫХ ФОРМАЦИЙ

Анализируя материал, изложенный в предыдущих главах, и привлекая дополнительный, как собственный, так и многочисленный литературный, особенно по петрогеохимическим особенностям интрузивных формаций и связанных с ними типам месторождений [3, 9, 56, 57, 135, 178, 229, 254, 287, 293, 294, 300, 307 и др.], целесообразно более детально остановиться на обсуждении основных, самых общих закономерностей структурно-вещественной эволюции в ряду последовательно возникающих интрузивных формаций. При этом анализ будет последовательнее и полнее, если его провести на разных уровнях организации вещества: элементном (геохимическом), минеральном (породообразующие, акцессорные и вторичные минералы), породном (парагенезисы минералов) и, наконец, собственно формационном (парагенезисы пород). В зависимости от уровня организации эволюция может быть прослежена в нескольких (от двух до четырех масштабах времени: от ранних генераций минералов к поздним при образовании породы (IV), от пород ранних фаз к поздним при образовании комплексов или формаций (III), от ранних членов формаций к поздним внутри серий (II) и от более древних серий к молодым (I). Ранее для минералов и пород уже была показана идентичная направленность изменения их состава, структуры и свойств в различные масштабы времени, т. е. приложимость для них геогенетического закона [249, 262], поэтому в данном случае ограничимся рассмотрением основных закономерностей лишь по II и отчасти I масштабам времени.

**Элементный (геохимический) уровень.** Общей закономерностью для всех гранитоидных серий (и вообще для большинства рядов интрузивных формаций разных циклов) является гомодромное изменение состава, выражающееся в отчетливом уменьшении содержания Са, Mg, Fe, Ti, Mn с увеличением содержания кремнезема и щелочей (см. табл. 16), причем начиная с аляскитовых формаций дальнейшая эволюция происходит как бы с

расщеплением на две ветви: щелочную — с образованием щелочно-гранитовых формаций (более натриевых) и ультракислую — с образованием фтор-литиевых формаций (более калиевых). Отмеченное изменение состава определяет увеличение степени полимеризации (структурирования) магматических расплавов, из которых возникают интрузивные формации, с достижением почти предельного значения [13, 98] в субщелочно- и щелочногранитовых формациях.

Намечается ряд тенденций и в распределении элементов-примесей. В ранних членах серий (габбро-диоритовые и диорит-плагиогранитовые формации) в кларковых и превышающих кларковые содержаниях обычно присутствуют Cr, Ti, Mn, V, Co, Ni, Cu; в промежуточных членах (гранодиоритовые и гранитовые формации) некоторые из этих элементов (Cr, Mn) уступают Pb, Ba, Zr, Mo и др.; в аляскитовых формациях обычны Be, Sn, Pb, Mo, Nb, W, Bi, Zr, U; в наиболее поздних субщелочно- и щелочногранитовых формациях — Li, Rb, Cs, Tl, Be, Sn, W, Mo, Pb, Zr, Hf, Nb, Ta, TR+Y, U, Th, F (см. табл. 17). От ранних к поздним формациям не только заметно увеличивается разнообразие элементов-примесей, но и намечается четкое повышение содержания редких и редкоземельных элементов и уменьшение роли сидеро-халькофильных элементов. Так, например, используя введенный Г. Н. Щербой [57] коэффициент сравнительной металлоносности, можно показать резкое повышение ее уже начиная с аляскитовых формаций: гранитовые — 0,5—0,7, аляскитовые — 3—5, субщелочно- и щелочногранитовые — 5—10.

В целом в эволюции магматизма во времени последовательно уменьшается роль элементов с отрицательным градиентом и увеличивается значение элементов с положительным градиентом миграции (по Н. Н. Амшинскому [10]) или, что еще более выразительно, возрастает роль низкокларковых элементов и снижается высококларковых. Обращает внимание увеличение неоднородности — дисперсии — распределения петрогенных и малых элементов в направлении к поздним (максимальные дисперсии установлены в субщелочно- и щелочногранитовых) формациям [178].

Выяснение структуры корреляционных отношений между петрогенными элементами формаций свидетельствует, что они достаточно достоверны и хорошо выражены в ранних формациях; к самым поздним они ослабевают и часто становятся незначимыми (исключая обычно сильно выраженную отрицательную связь Al и Si). Аналогичной направленностью чаще всего характеризуются и взаимоотношения между петрогенными и малыми элементами. Существование наиболее прочных связей между ними в ранних формациях обусловлено изоморфным распределением большей части элементов-примесей, тогда как уменьшение количества и ослабление значимых связей в поздних формациях определяется, очевидно, резким изменением формы нахождения — преимущественным вхождением микроэлементов в самостоятельные акцессорные ми-

нералы. Изменение характера связей между К и Na и этими элементами и Si при переходе от гранодиоритового к щелочногранитовому формационному типу свидетельствует о том, что при образовании пород гранодиоритового и гранитового типов геохимическая история Si, K и Na одинакова, при возникновении пород поздних формационных типов резко различна. Учитывая установленные В. В. Грузой [3] закономерности изменения коэффициентов корреляции между петрогенными элементами в магматических породах, можно предположить, что только для первых двух (трех) гранитоидных формационных типов особенности распределения петрогенных элементов согласуются с представлением о возникновении гранитоидов в процессе кислотно-основной дифференциации расплавов. Более того, изменения внутренней структуры связей элементов в породах разных формационных типов и результаты факторного анализа, демонстрирующие уменьшение I фактора (фактора кремнекислотности) и изотропизацию «эллипсоида изменчивости» факторов к поздним формационным типам [178], позволяют говорить о том, что гранитоидные серии не возникают в ходе единого процесса магматической дифференциации (в своем роде гетерогенны) \* и что к поздним формациям закономерно возрастает степень их потенциальной рудоносности. Последнее приводит к формированию устойчивых «рудных ассоциаций», нарушает связи между элементами главной петрогенной ассоциации и уменьшает вес I фактора (кремнекислотности).

**Минеральный уровень.** Анализ удобнее провести дифференцированно для породообразующих, аксессуарных и вторичных минералов.

*Породообразующие минералы.* При переходе от ранних членов серий к поздним закономерно возрастают содержания кварца и щелочных полевых шпатов и уменьшаются плагиоклаза и темноцветных минералов (см. табл. 15), т. е. увеличивается роль каркасных силикатов и ослабляется цепочечных, ленточных и слоистых. При рассмотрении тенденций изменения минерального состава пород формационного ряда, образующегося в течение всего тектоно-магматического цикла, эта смена предстает еще более четко, как последовательный переход (или усиление роли): изолированные тетраэдры  $[\text{SiO}_4]$  — оливин → непрерывные одинарные цепочки тетраэдров  $[\text{SiO}_3]$  — пироксены → непрерывные sdвоенные цепочки тетраэдров, ленты  $[\text{Si}_4\text{O}_{11}]$  — роговая обманка → непрерывные слои тетраэдров  $[\text{Si}_2\text{O}_5]$  — биотит, мусковит → непрерывные трехмерные каркасы тетраэдров  $[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ ,  $[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$  — плагиоклазы, калиево-натриевый полевой шпат → непрерывные трехмерные каркасы тетраэдров  $[\text{SiO}_2]$  — кварц. Усложнение характера сочетаний кремнекислородных тетраэдров сопровождается закономерными измене-

\* Подробнее это рассмотрено в разделе IX.3, а также в работе Г. Т. Скублова, Ю. Б. Марина и Б. Г. Ванштейна «Петрохимическая эволюция интрузивных формаций» (Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1977, вып. 5).

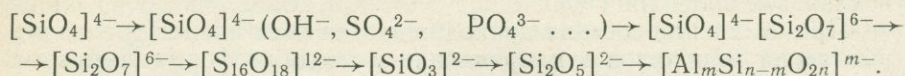
ниями элементного состава в катионной части — сменой Mg, Fe, Ca на более низкокарковые Na и K, а также изменением изотопного состава, например увеличением  $^{18}\text{O}$  [87], при этом возрастает и диапазон колебаний  $^{18}\text{O}$ .

При сравнении состава проходящих для всех членов гранитоидных серий минералов в направлении к поздним формациям отмечается отчетливое уменьшение основности плагиоклазов — смена натриево-кальциевых плагиоклазов типа лабрадора — андезина альбитом (см. рис. 32), увеличение ортоклазового компонента в ортоклазовой и альбитового в плагиоклазовой фазе пертитовых калиево-натриевых полевых шпатов, заметное повышение в полевых шпатах содержания редких щелочей, понижение в слюдах содержания Fe, Mg и Ti за счет увеличения K, Li, Rb, Cs, Tl, возрастание во всех перечисленных минералах разнообразия элементов-примесей с явным увеличением содержаний низкокарковых элементов [12, 125, 161, 174, 177].

Оценивая структурное состояние калиево-натриевых полевых шпатов и плагиоклазов, видим отчетливое увеличение степени упорядоченности этих минералов от ранних к поздним членам серий (например, в гранодиоритовых формациях распространены высокие или промежуточные ортоклазы с  $\Delta\rho=0\div 0,3$ , тогда как в щелочно-гранитовых — промежуточные, чаще максимальные микроклины с  $\Delta\rho=0,8\div 1,0$ ).

*Акцессорные минералы.* От ранних к поздним субщелочно- и щелочногранитовым членам гранитоидных серий происходит: увеличение количества акцессорных минеральных видов (особенно четко это прослеживается для киммерийского цикла); рост многообразия классов минералов с повышением роли окислов, фторидов, карбонатов, фосфатов и снижением роли силикатов (хотя количество силикатов редких и редкоземельных элементов возрастает); уменьшение роли минералов кубической и средней сингоний и увеличение роли низших, т. е. закономерное понижение симметрии [176]. В этом же направлении наблюдается усложнение состава наиболее распространенных акцессорных минералов — окислов и силикатов — и постепенное смещение «центра тяжести» в акцессорных ассоциациях от окислов координационного строения к слоистым и каркасным, а у силикатов от силикатов с изолированными тетраэдрами  $[\text{SiO}_4]$  к каркасным. Отчетливая эволюция в сторону усложнения структуры силикатных акцессориев устанавливается и при сравнении минералов из гранитоидов разного возраста — от докембрийских к киммерийским. В целом общая направленность ее — от островных силикатов к каркасным — та же, что и отмеченная ранее для породообразующих силикатов [156]. Но в случае акцессорных минералов происходит не смена островных силикатов цепочечными и т. д., а только уменьшение доли ортосиликатов за счет появления и увеличения количества все более сложных силикатов. Кроме того, в связи с незначительным распространением среди акцессорных минералов цепочечных, листовых и каркасных

силикатов, чтобы уловить общую направленность эволюции в разных масштабах времени, анализ пришлось вести на более дробном классификационном уровне:



Рассмотрение особенностей распределения силикатных аксессуаров по однотипным формациям разных циклов позволяет сделать некоторые дополнительные замечания. В целом намеченная основная тенденция свойственна для всех формаций, но наиболее отчетливо прослеживается для аксессуарных минералов двух поздних формаций — литиевогранитовой и щелочногранитовой в направлении от докембрийских к их киммерийским гомологам. Кроме того, «размах» или диапазон эволюции невелик в ранних формациях, тогда как в поздних он значителен — от простых островных силикатов до каркасных.

Анализируя соотношение магматических, поздне- и постмагматических минералов в породах разных формаций, можно видеть, что от ранних членов гранитоидных серий к позднему количеству поздне- и постмагматических минералов резко возрастает. Если учесть аксессуарные ассоциации догранитоидных — ультраосновных и основных — формаций, легко заметить, что там распространены практически лишь магматические аксессуары, им резко уступают позднемагматические, а постмагматические практически отсутствуют. Отмеченная тенденция становится еще более отчетливой и выразительной при анализе различий в формациях разновозрастных серий, наиболее проявлена она в молодых тектоно-магматических циклах, т. е. усиление тенденции происходит от докембрийских к киммерийским гранитоидным сериям. Интересна и такая особенность: если в ранних негранитоидных формациях породы могут быть месторождениями вкрапленных руд в силу накопления в них магматических аксессуарных минералов высококларковых элементов (Fe, Ti, Cr и др.), то в самых поздних гранитоидных формациях это происходит за счет накопления (поздне)-постмагматических минералов низкокларковых элементов (Nb, Ta, Sn и др.).

Рассматривая состав минералов аксессуарных ассоциаций разных формационных типов, можно отметить, что к поздним субщелочно- и щелочногранитовым формациям происходит: прогрессирующая смена минералов, образованных только петрогенными или петрогенными и аксессуарным (относительно высококларковым) элементами, минералами, образованными одним петрогенным и несколькими аксессуарными или только аксессуарными элементами, причем все более и более низкокларковыми; изменение характера нахождения ряда аксессуарных элементов — от изоморфного вхождения через аксессуарные силикаты к окислам и т. д., вплоть до самородного состояния. К поздним формациям (особенно в молодых сериях) увеличиваются частоты встречаемости и весовые содержа-

ния: редкометалльных, редкоземельных и минералов с летучими компонентами (см. табл. 18). Особенно существенно это увеличение в субщелочно-щелочногранитовых формациях, в связи с чем следует признать их особую специализированность в отношении редких земель и редких элементов.

Если рассмотреть намеченные закономерности в более широком плане для формационных рядов, а не только гранитоидных серий, то их отчетливость и справедливость станут еще более очевидными.

*Вторичные (постмагматические) минералы.* Для получения более отчетливого представления о закономерностях смены вторичных минералов еще целесообразнее не ограничиваться рассмотрением только гранитоидных серий. В таком случае можно будет отметить, что наиболее обычными вторичными минералами гипербазитовых и базитовых формаций являются серпентин, тальк, хлорит, актинолит, эпидот, реже биотит и серицит; гранитоидных — серицит, альбит, каолинит, хлорит, эпидот; щелочных — альбит, канкринит, цеолиты, содалит, анальцит. Анализ состава и структурных особенностей вторичных минералов выявляет последовательное возрастание сложности этих минералов от ранних формаций, где они представлены практически только ленточными и слоистыми силикатами, через промежуточные формации, где примерно равным распространением пользуются слоистые и каркасные, до самых поздних — нефелинсиенитовых, где присутствуют только каркасные вторичные силикаты, и закономерное изменение катионного состава — от магнезиально-железисто-кальциевых к натриево-калиевым минералам.

**Породный уровень.** Оценивая с рассмотренных выше позиций породы, слагающие рассматриваемые формации, можно отметить:

1) усложнение парагенезисов минералов от ранних к поздним формациям — от практически моно- или биминеральных пород гипербазитовых формаций, где минералы к тому же представлены островными либо цепочечными железо-магнезиальными силикатами, к 4—5-минеральным парагенезисам поздних формаций, где минералы представлены в основном калиево-натриевыми каркасными силикатами (учет в парагенезисах аксессуарных минералов лишь усиливает эту тенденцию);

2) последовательное изменение от ультраосновных и основных к ультракислым и щелочным поздним формациям степени идиоморфизма минералов — от бесспорно идиоморфных фемических и ксеноморфных салических к обратному соотношению (идиоморфными становятся крайние члены реакционного ряда Боуэна — кварц и нефелин), что определяет преимущественное распространение гомодромных структур в ранних и промежуточных формациях и антидромных в поздних [175, 177];

3) увеличение разнообразия структур и их усложнение с переходом от структур практически «пространственного типа» в ранних формациях к «пространственно-временным» в поздних, заметное

возрастание роли пегматитовых и резкое усиление значения вторичных структур. Вероятно, имеет смысл обратить внимание на то, что более сложные структуры возникают в породах, образовавшихся из наиболее высоко полимеризованных расплавов.

Трансформируя закон Федорова — Грота применительно к интрузивным породам, можно предположить, что, чем более сложными по структуре и составу минералами образована горная порода, тем сложнее ее структура, ниже симметрия или, иначе говоря, тем сложнее (выше) она организована.

**Формационный уровень.** Сравнительная оценка формаций, составляющих эволюционный ряд, позволяет отметить, что от ранних к поздним формациям происходит:

1) увеличение структурно-вещественной сложности пород, входящих в состав формаций — ранние формации обычно образованы сравнительно разнообразным набором пород с заметным диапазоном дифференциации и эволюции, поздние — набором пород близкого состава, являющихся практически предельными дифференциатами;

2) возрастание упорядоченности внутри набора пород, составляющих формацию, в том числе и с точки зрения их пространственного размещения, что особенно наглядно в собственно гранитоидных сериях;

3) закономерное изменение формы и степени конформности интрузивов структурам вмещающих пород с преимущественным развитием в поздних формациях трещинных, отчетливо секущих тел;

4) появление все более поздних формаций во все более сложных, завершенных, тектонических структурах, хотя жесткой зависимости между типами формаций и типами структур в общем не устанавливается [140, 141].

Используя представления В. А. Жарикова, Б. И. Омеляненко и соавторов [248] о гидротермальном цикле, с известной долей условности можно предположить, что законченный период постмагматической деятельности в связи с образованием каждой формации отвечает одному такому циклу. Присущий каждой формации гидротермальный цикл (табл. 22), обнаруживая общую особенность — закономерную эволюцию кислотности растворов с выделением стадий ранней щелочной, кислотного выщелачивания, поздней щелочной и заключительной, — вместе с тем характеризуется различной полнотой проявления стадий, различным составом образующихся в одни и те же стадии метасоматитов и сопряженной с ними рудной минерализации. Это обусловлено, с одной стороны, составом родоначальных интрузий, генерирующих постмагматические растворы с разной концентрацией в них кислотных компонентов, с другой — более полным и интенсивным проявлением ранних щелочных стадий (соответственно более высокотемпературных) в более ранних формациях по сравнению с поздними из-за различия в широте интервалов высокотемпературных стадий и резко неодинаковой длительности их протекания (сохранения), что связано с

Схема классификации метасоматических формаций  
по связи с интрузивными формациями разного состава  
малых и умеренных глубин

Материнская интрузивная формация	Стадии изменяющейся кислотности (по Д. С. Коржинскому)			
	Ранняя щелочная	Кислотная (выщелачивания)	Поздняя щелочная	Заключительная
Гипербазитовая	<i>Метасоматические оливиниты и пироксениты, (магнезиальные скарны)</i>	<i>Метасоматические амфиболиты (уралиты), известковые скарны</i>	<i>Серпентиниты</i>	Не изучена
Габбро-диоритовая	<i>Скарны</i>	Метасоматические амфиболиты	Пропилиты (?)	Не изучена
Диорит-плагiogранитовая	<i>Скарны</i>	?	Пропилиты (?)	Не изучена
Гранодиоритовая	<i>Скарны</i>	Скарны (?)	Пропилиты	Аргиллизиты (?)
Гранитовая	<i>Скарны</i>	(Грейзены)	Гумбеиты, пропилиты	Аргиллизиты, вторичные кварциты
Аляскитовая	Фельдшпатолиты	<i>Грейзены</i>	<i>Турмалинохлоритовые метасоматиты, гумбеиты</i>	<i>Березиты, аргиллизиты, вторичные кварциты</i>
Субщелочно-гранитовая	(Фельдшпатолиты)	Цвиттеры, грейзены	Альбититы, (турмалинохлоритовые метасоматиты?)	Не изучена
Щелочно-гранитовая	<i>Фельдшпатолиты</i>	(Грейзены, окварцеванные)	Альбититы, карбонатизированные породы	Не изучена
Нефелин-сиенитовая	<i>Фениты</i>	Скарны, альбититы	Эгирииниты, карбонатизированные породы	Не изучена

Примечание. Выделены курсивом метасоматиты, пользующиеся наибольшей пространственностью, в скобках — малохарактерные для данной интрузивной формации.

различием температур и, главное, температурных интервалов кристаллизации, больших у ранних формаций [172]. Наконец, уменьшение глубинности однотипных формаций способствует более широкому проявлению в них более низкотемпературных поздних стадий и редуцированному ранним.

Интересна и более частная закономерность — отчетливое различие характера и интенсивности проявления метасоматитов разных стадий в связи с различными массивами конкретной формации. Так, в первой и второй частях уже отмечалось, что среди массивов лейкогранит-алаякитовых формаций возможно выделение своего рода фаций (подтипов) — условно щелочной, субщелочной и ультракислой. В соответствии с различием их первичного уровня щелочности, намечается и определенное различие в проявлении и интенсивности ранней щелочной и кислотной стадий в этих массивах. В частности, с интрузивами, образованными гранитами щелочной фации, более обычны фельдшпатолиты и пегматиты (пегматитоносные интрузивы), субщелочной — фельдшпатолиты и грейзены (альбитито-грейзеноносные интрузивы), ультракислой фации — грейзены (грейзеноносные интрузивы).

С рассмотренных позиций цикличность развития метасоматизма в течение тектоно-магматического цикла, намеченная в работе [248], представляется как бы результирующим гидротермальным «мегациклом», прослеживаемым по наиболее мощно и интенсивно проявленным метасоматитам определенной стадии, получающей максимальное развитие в каждой из интрузивных формаций эволюционного ряда. Таким образом, ряды метасоматических формаций, сопровождающие конкретные ряды интрузивных формаций, могут быть достаточно разнообразны: 1) метасоматические оливиниты и пироксениты → уралиты → серпентиниты → скарны → пропициты → березиты; 2) уралиты → скарны → грейзены → фельдшпатолиты → фениты → альбититы → карбонатизированные породы; 3) скарны → фельдшпатолиты → грейзены → березиты → аргиллизиты и т. д.

Оценивая выделенные интрузивные формации (и сопряженные с ними метасоматиты) с позиций характерных для них типов месторождений, можно наметить такую общую тенденцию: для самых ранних формаций (1—3 в табл. 14) наиболее обычны собственно магматические месторождения простых малокомпонентных руд достаточно высококларковых элементов; для более поздних (4—5) — скарновые месторождения этих же элементов, еще более поздних (6—9) — пегматитовые, альбититовые, грейзеновые и другие месторождения сложных многокомпонентных руд низкокларковых (редких) элементов, в том числе для самых поздних формаций (9) — редкометалльные и редкоземельные альбититовые месторождения и зоны карбонатизации. Таким образом, в пределах ряда наблюдается эволюция ведущего генетического типа для каждой формации — от собственно магматических наиболее высокотемпературных и наиболее тесно связанных с материнскими породами до низкотемпературных наиболее сложных, связь которых с мате-

ринскими породами не всегда выглядит достаточно очевидной. Конкретизирующие и детализирующие это основное положение закономерности изменения типов месторождений гранитовых формаций и компонентного состава их руд отчетливо иллюстрирует табл. 20.

Итак, подводя итоги, можно сделать общий вывод об усложнении структурно-вещественной организации в эволюционном ряду интрузивных формаций и рассматривать установленные тенденции как результат структурно-организационных процессов «восходящей эволюции», происходящих в неживой природе и уже обсуждавшихся в какой-то степени ранее [174, 176, 249, 262].

В заключение коротко остановимся на некоторых закономерных тенденциях развития гомологичных формаций. Наиболее полное освещение эти вопросы получили в работах Ю. А. Билибина, Ю. А. Кузнецова, В. И. Смирнова, Е. Т. Шаталова, Д. В. Рундквиста, Д. С. Харкевича, И. Х. Хамрабаева, Э. П. Изоха, Д. И. Горжевского, В. Н. Москалевой, В. А. Рудника, Н. Ф. Шинкарева и других. Материалы этих исследователей и наши данные позволяют отметить следующие наиболее общие закономерности развития гомологичных формаций (от древних к молодым циклам):

1) уменьшение глубинности становления массивов, проникновение их на все более высокие горизонты, в породы все более низких ступеней метаморфизма;

2) сокращение длительности образования формаций (и в целом эволюционных рядов молодых циклов);

3) увеличение количества изоморфных формаций, особенно ранних членов эволюционного ряда, что, видимо, связано с существованием довольно отчетливой зависимости между их составом и характером структурно-тектонической обстановки [178], более разнообразной в областях молодых тектоно-магматических циклов;

4) увеличение «удельного веса» и полноты проявления поздних формаций и некоторое сокращение ранних; для каждого тектоно-магматического цикла как будто бы намечается свой формационный лидер, представленный все более поздним членом эволюционного ряда во все более молодых циклах;

5) уменьшение основности и увеличение кремнекислотности и щелочности (особенно калиевой);

6) переход от гранитоидных формаций, возникающих путем гранитизации *in situ*, к типичным интрузивным аллохтонным;

7) переход от простых, нередко однофазных, массивов, к более сложным, многофазным;

8) усложнение морфологии массивов, особенно характера апикальной поверхности, и уменьшение их размеров, увеличение роли интрузий трещинного типа (наиболее четко это прослеживается для гранитоидных формаций);

9) уменьшение замкнутости интрузивных массивов, определяющее закономерный переход от преимущественно межгранулярного рассеивания остаточных растворов к процессам ретроградного вскипания;

10) ослабление, вплоть до затухания, собственно магматических рудообразующих процессов и возрастание роли постмагматических процессов;

11) более редуцированное развитие процессов высокотемпературного метасоматизма и усиление роли низкотемпературного; анализ конкретных рядов метасоматических формаций различных геологических эпох фанерозоя [248, 188] позволяет наметить следующий эволюционный ряд, отражающий предпочтительное и наиболее полное проявление этих формаций в последовательности от нижнего палеозоя к кайнозю и вместе с тем являющийся рядом уменьшающейся глубинности и обычно температуры образования формаций: магнезиальные скарны→метасоматические амфиболиты→серпентиниты→известковые скарны→грейзены→фельдшпатолиты→турмалино-хлоритовые метасоматиты→вторичные кварциты→пропилиты→аргиллизиты;

12) последовательную смену «главных» типов месторождений во всех формациях на менее глубинные, более низкотемпературные, образованные все более сложными рудами более низкокларковых элементов и все более удаленные от материнских массивов (см. табл. 20).

## Глава IX

### **МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНИТОИДНЫХ СЕРИЙ И ПРИЧИНЫ ЭВОЛЮЦИИ СОСТАВОВ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ**

Формирование гранитоидных серий и эволюция составов магматических формаций находятся в тесной связи с общим и необратимым развитием нашей планеты, и решение этих проблем следует увязывать с характером эволюции коры и верхней мантии, понимание которой во многом зависит от выбора геохимической модели мантии Земли.

Поиски непротиворечивой модели привели к необходимости обсуждения ряда «больших» вопросов современной геохимии с космохимических позиций, что позволило построить новую петролого-геохимическую модель верхней мантии, рассмотреть динамику формирования коры континентов во времени и на этой основе приблизиться к решению задач, объявленных в названии данной главы.

#### **IX.1. ПРОБЛЕМА ИСТОЧНИКА КАЛИЯ В ОБРАЗОВАНИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ**

В последние годы в геологической литературе много внимания уделяется так называемой «проблеме калия» (или проблеме источника калия), которая вытекает из несоответствия широкой рас-

пространности калия в земной коре и низких исходных концентраций этого элемента в мантии Земли (согласно хондритовой или пиролитовой моделям).

Идея использования метеоритов для оценки среднего состава Земли возникла еще в XIX в. В дальнейшем она значительно укрепилась работами В. М. Гольдшмидта, Ж. И. Макдональда, А. П. Виноградова и многих других исследователей, которыми было установлено приблизительное сходство распространенности нелетучих химических элементов в хондритах и на Солнце. При этом предполагалось (и предполагается), что метеориты являются осколками планеты, аналогичной Земле. В сравнении с внешними геосферами Земли хондриты дифференцированы в гораздо меньшей степени, и поэтому принято считать, что их кларки близки к исходному составу нашей планеты и других планет земного типа. На этих положениях и основана хондритовая модель Земли (или мантии Земли).

Пиролитовая модель мантии Земли А. Рингвуда и Д. Грина базируется на петрологических данных и прежде всего учитывает способность внешних геосфер продуцировать громадные объемы базальтовой магмы, а в качестве рестита (тугоплавкого мантийного остатка) рассматривает альпинотипные ультрабазиты, которые в складчатых поясах в виде протрузий выдавлены на поверхность планеты и достаточно полно исследованы. Отсюда делается вывод о том, что первичный состав мантии должен быть представлен смесью составов гипербазитов и базальтов в пропорции 3:1, так как именно этот состав по шести главным элементам обнаруживает хорошую сходимость с хондритами [255]. Данное совпадение рассматривается основоположниками пиролитовой модели как доказательство ее истинности, и, более того, пиролиту приписываются хондритовые распространенности второстепенных и малых (следовых) элементов (А. Рингвуд, 1974 г.\*). Таким образом, пиролитовая модель мантии близка (по главным элементам) или тождественна (по второстепенным и малым элементам) хондритовой модели.

Однако хондритовая модель мантии Земли входит в противоречия с накопленными к настоящему времени геохимическими данными по распространенности элементов в породах земной коры и верхней мантии. Одно из этих противоречий приводит к проблеме источника калия для корообразующих процессов и глубинных мантийных магм. Если хондритовые распространенности элементов приписывать первичной (еще не дифференцированной) мантии, а дунитовые концентрации принимать в качестве реститовых, то для создания коровых запасов калия его необходимо под континентами извлечь из всей толщи мантии вплоть до границы с ядром. Но как в таком случае объяснить появление на платформах (уже

---

\* Доклад, прочитанный на XVII чтении памяти В. И. Вернадского. Москва, ГЕОХИ, 1974.

после формирования коры) огромных объемов трапшов, проявления калиевых базальтов, кимберлитов и других мантийных дифференциатов с концентрациями  $K_2O$  от 1% и выше. При этом в большинстве случаев допущение широкой ассимиляции корового материала не представляется обоснованным, так как повышенные содержания калия, как правило, не сопровождаются соответствующими изменениями концентраций других главных элементов, например повышением содержания кремния, что непременно бы имело место при усвоении сиалического материала.

Еще более резкие противоречия хондритовой модели выявляются при попытке сведения баланса рубидия, цезия, урана и некоторых других представителей периодической системы, так как хондритовые распространенности этих элементов (взяты в качестве исходных концентраций в мантии) не обеспечивают их коровых запасов. Например, хондритовые содержания урана в изначальной Земле могут обеспечить лишь 1/4 его содержания в коре даже при условии полной (без остатка) экстракции из всей толщи мантии\*.

Сторонники пиролитовой модели уходят от решения проблемы распространенности элементов в полном объеме коры и пытаются объяснить лишь некоторые особенности их распределения в базальтоидных магмах. По второстепенным и малым элементам пиролитовая мантия (согласно авторам этой гипотезы) тождественна хондритам, поэтому правомерно ожидать баланса элементов, с одной стороны, в хондритах, а с другой — в смеси базальтов и дунитов (в пропорции 1:3). Однако баланс в этом ряду образований сходится лишь у весьма ограниченного круга элементов, тогда как для большего их числа хондритовые распространенности (в сравнении с кларками в базальтах и дуните) оказываются либо резко недостаточными, либо избыточными, что отражено в табл. 23, которая

Таблица 23

Классы в балансе второстепенных и малых элементов при хондритовой модели мантии Земли

Дефицитные (некогерентные)	Сбалансированные (когерентные)	Избыточные	Сверхизбыточные
K, Rb, Cs, U, Th, Ba, Sr, TR Zr, P, Ti	Ni, Co, Cr, Mn, V, Sc	Au, Pt Pd, Os, Ir	S, C, Hg

составлена А. Рингвудом и демонстрировалась им в докладе на XVII чтении памяти В. И. Вернадского.

\* При расчетах концентрации элементов в коре, хондритах и дунитах взяты по А. П. Виноградову, мощность коры принималась равной 37,5 км. При определении глубины экстракции элемента учитывалась конусность блоков.

Судя по тематике публикаций, исследователей мало волнует проблема избыточных и сверхизбыточных элементов, а преимущественно занимает вопрос, каким образом объяснить наблюдаемые в базальтах высокие концентрации калия, рубидия, цезия, урана, тория и других представителей класса «дефицитных», распространенность которых в хондритах в десятки раз ниже. А. Рингвуд назвал эти элементы «некогерентными» в отличие от «когерентных» (сбалансированных), содержания которых в базальтах и дунитах согласуются с их распространенностью в хондритах и коррелируются с изменениями главных петрогенных элементов.

Для объяснения обогащенности базальтовых магм дефицитными элементами привлекается целый ряд процессов: во-первых, селективное плавление мантии, при котором в выплавку уходит большая часть дефицитных элементов субстрата; во-вторых, кристаллизационная отсадка, приводящая к накоплению дефицитных элементов в расплаве относительно выпадающих кристаллов; в-третьих, взаимодействие с вмещающими породами вышележащих горизонтов мантии, из которых якобы может происходить дополнительная экстракция дефицитных элементов; наконец, допускается возможность контаминации пород коры, обогащенных дефицитными элементами. В адрес каждого из перечисленных явлений можно было бы высказать решительные возражения, существенно ограничивающие возможные масштабы их проявления или сводящие их на нет. Однако следует ли обсуждать детали, если проблема в целом (в том, как она поставлена) представляется неразрешимой потому, что коровые содержания дефицитных элементов (которые в конечном счете ювенильны) невозможно обеспечить за счет хондритовых концентраций в исходной мантии.

Теперь обратимся к классам избыточных и сверхизбыточных элементов. Возникает вопрос, куда деваются в процессе развития нашей планеты платиноиды, золото, сера, углерод, ртуть, содержания которых в хондритах в десятки и сотни раз превышают концентрации этих элементов во всех широко распространенных коровых и мантийных образованиях. Кимберлиты и глубинные включения в них (пироповые перидотиты и пироксениты) также обнаруживают обычные фоновые содержания золота [159] и ртути [269], не отличающиеся от кларков этих элементов в земной коре. Однако избыток это не дефицит, и при помощи магического слова «дифференциация» сторонники хондритовой модели без особого труда производят погребение этих представителей периодической системы в глубокие недра планеты, недоступность которых охраняет данный акт от вещественно обоснованных возражений и создает ему иллюзию правомерности.

Таким образом, проблема источника калия в образовании коры, вытекающая из хондритовой модели мантии Земли, является лишь частью проблемы большого числа дефицитных элементов и должна решаться в совокупности с проблемой избыточных элементов. Единого решения этих проблем в настоящее время нет, и мы пред-

лагаем его искать с позиций сравнительной космохимии солнечной системы. Сравнение составов внешних геосфер Земли \* с составами Солнца и метеоритов позволило выявить определенную закономерность в распространенности элементов в различных частях солнечной системы, которая оказалась функционально связанной с потенциалами ионизации элементов. На Земле в сравнении с Солнцем выявлен дефицит элементов, значение которого находится в зависимости от потенциала ионизации элемента: дефицит резко возрастает с увеличением потенциала ионизации элемента, т. е. концентрация элемента на Земле (относительно солнечной) резко уменьшается с ростом потенциала ионизации. Метеориты относительно Земли обогащены элементами, у которых потенциалы ионизации высокие и, напротив, обеднены элементами, имеющими низкие потенциалы ионизации (рис. 50, табл. 24).

Для объяснения выявленных космохимических закономерностей (см. рис. 50) мы привлекаем гипотезу Ф. Хойла о перераспределении момента количества движения в солнечной системе в начальные этапы ее развития на стадии ротационной неустойчивости сгустившейся туманности (Протосолнца) и формирования протопланетного диска [311]. Согласно этой гипотезе Протосолнце обладало дипольным магнитным полем, магнитные силовые линии которого (будучи «вмороженными» в центральное сгущение и в частично ионизированное вещество протопланетного диска) выполняли роль сцепки и поддерживали постоянно угловой скорости в системе (у Протосолнца и внутреннего края диска). В силу этого вещество диска, приобретая момент количества движения, распространялось в плоскости эклиптики, тогда как Протосолнце тормозило свое вращение, выходило из режима ротационной неустойчивости и получало возможность к дальнейшему сжатию.

Именно этот аспект гипотезы Ф. Хойла, по нашему мнению, можно привлечь для объяснения генетической природы выявленных космохимических закономерностей. При формировании протопланетного диска протовещество, стекавшее с Протосолнца и распространявшееся в плоскости его экватора, двигалось поперек магнитных силовых линий. Заряженные частицы (с тепловыми энергиями) не могут двигаться пересекая магнитные силовые линии, поэтому они должны были выталкиваться (фракционироваться) и уходить во внешние зоны диска на его периферию. Эту ситуацию иллюстрирует схема на рис. 51.

Заряженное (ионизированное) или нейтральное состояние частиц определяется потенциалом ионизации: чем ниже потенциал ионизации, тем больше вероятность ионизированного состояния частицы и соответственно возрастает возможность захвата ее магнитным полем. Таким образом, должна была происходить магнит-

\* За состав внешних геосфер мы принимаем ту же пиролитовую смесь, но в отличие от А. Рингвуда и Д. Грина [255] этот пиролит несет не хондритовые, а земные распространенности элементов, вычисленные из кларков основных пород и дунитов (взятых в пропорции 1:3).

Содержания элементов в метеоритах  
и базит-ультрабазитовой пиролитовой смеси (в г/т, если не показан %)

Элемент	Метеориты	Пиролит	Элемент	Метеориты	Пиролит
Li	2,3	4,6	Rb	2	7,7
Be	3,6	0,6	Sr	11	117
B	4,5	3,5	Y	1,4	5,6
C	1%	0,01%	Zr	21	46
Na	0,55%	0,77%	Nb	0,3	16,7
Mg	13,5%	16,5%	Mo	1,1	0,75
Al	1,25%	3,45%	Pd	1,2	0,095
Si	16%	21,1%	Ag	0,18	0,073
P	850	440	Cd	1	0,4
S	2,75%	0,03%	In	0,026	0,063
Cl	200	79	Sn	1	0,75
K	0,06	0,41%	Sb	0,12	0,1
Ca	1,37%	3,8%	Te	0,8	0,01
Sc	6,7	19	I	0,2	0,5
Ti	0,055%	0,37%	Cs	0,073	0,4
V	67	93	Ba	4,3	83
Cr	0,28%	0,12%	Ce	0,67	12,4
Mn	0,18%	0,16%	Hf	0,38	0,95
Fe	23%	9,2%	Ta	0,019	1
Co	700	125	W	0,23	0,47
Ni	1,27%	0,153%	Re	0,055	0,007
Cu	110	29	Os	0,6	0,024
Zn	130	44	Ir	0,62	0,046
Ga	6	54	Pt	1,75	0,175
Ge	17	1,45	Au	0,17	0,0055
As	7	1,25	Hg	10	0,04
Se	11	0,13	Tl	0,04	0,1
Br	1,8	1,64	Pb	1,5	2,3
			Bi	0,04	0,65
			Th	0,042	1
			U	0,014	0,25

Примечание. Состав метеоритов принят средним из обыкновенных хондритов и углистых хондритов. Кларки обыкновенных хондритов по А. П. Виноградову. Концентрации в углистых хондритах по Б. Мейсону [354]. Кларки ультрабазитов и базальтов в пиролитовой смеси по К. Турекьяну и К. Ведеполу [139]. Концентрация Ir и Os — личное сообщение О. Юшко-Захаровой. Курсивом выделены значения в случаях, когда новые данные [355] позволили уточнить прежние значения (особенно это коснулось Bi, Re, Te и Se, концентрации которых в пиролитовой смеси увеличены на порядок, согласно уточнению их распространенности в базитах и ультрабазитах).

ная сепарация заряженных частиц по их потенциалам ионизации, которой мы объясняем обнаруженные космохимические закономерности (см. рис. 50).

Идея о возможности дифференциации ионизированного протопланетного вещества под воздействием магнитного поля уже высказывалась раньше. Астрофизик В. И. Мороз сделал предположение, что именно этим процессом обусловлено различие в составе внешних и внутренних планет: внутренние планеты земного типа обогащены металлами, которые легко ионизируются и поэтому

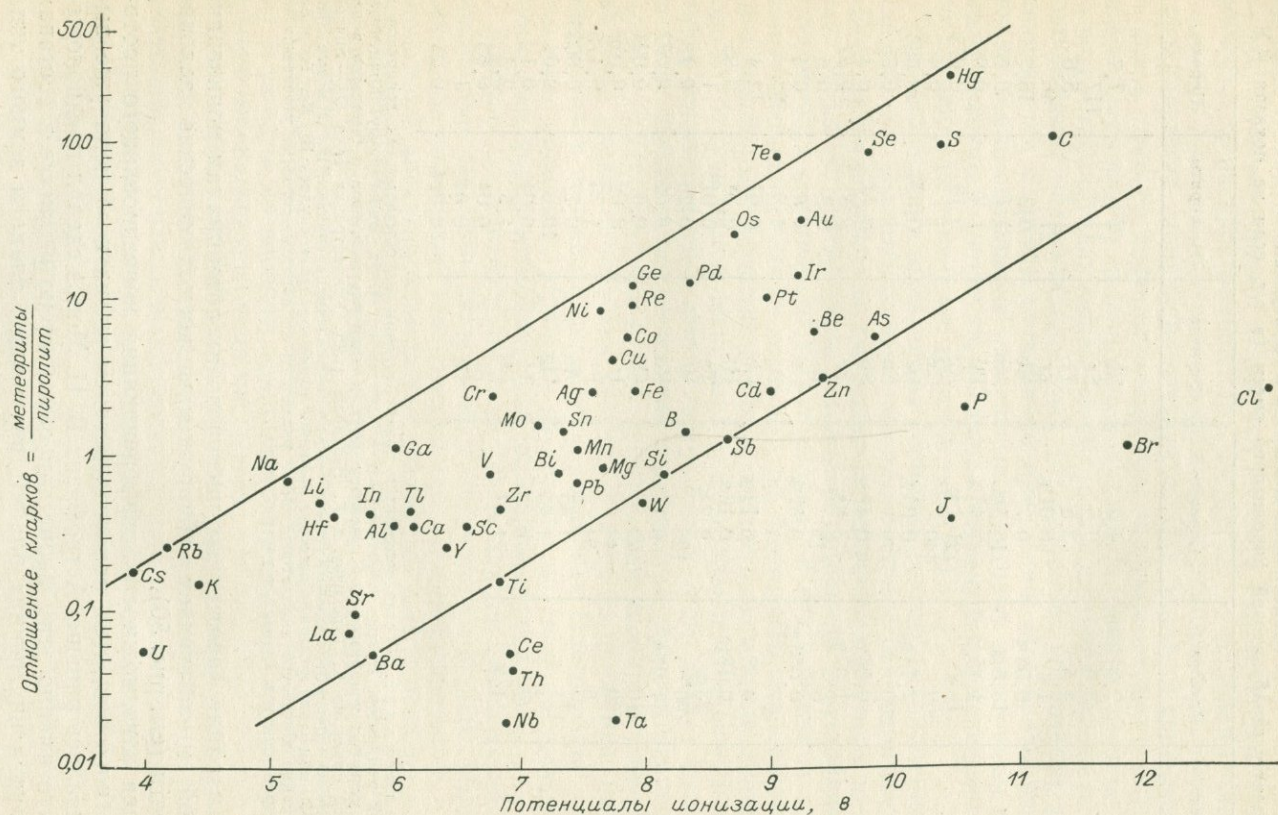


Рис. 50. Зависимость состава метеоритов от потенциалов ионизации элементов.

Концентрации элементов в метеоритах нормированы по их содержаниям в базальт-ультрабазитовой смеси земных пород, взятых в пропорции 1 : 3. Исходные данные приведены в табл. 24.

«вычерпываются» магнитным полем Протосолнца; внешние планеты — гиганты состоят в основном из газов, имеющих высокие потенциалы ионизации [196]. Было также показано, что фракционированием трудноионизируемых элементов из внутренних частей протопланетного диска можно объяснить дефицит инертных газов на Земле [356]. В свете наших данных (см. рис. 50) предположение В. И. Мороза, а также гипотеза Ф. Хойла (в части перераспределения момента количества движения магнитным полем протозвезды) получают существенное подтверждение\* и оказываются исключительно перспективными, так как на основе механизма се-

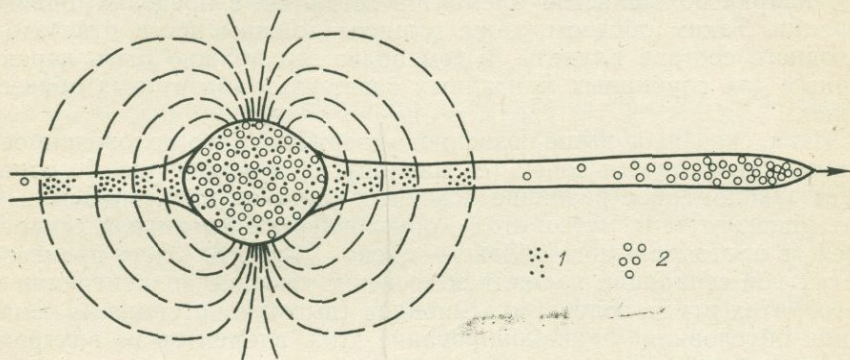


Рис. 51. Дифференциация вещества в протопланетном диске под воздействием магнитного поля Протосолнца (магнитная сепарация заряженных частиц). Частицы: 1 — ионизированные, 2 — нейтральные.

парации появляется принципиальная возможность оценить в первом приближении исходный (средний) состав Земли и предсказать некоторые специфические особенности в химизме других внутренних планет.

\* Следует перечислить основные положения, лежащие в основе данных построений. Прежде всего мы полагаем, что по составу современного Солнца можно судить о составе протозвезды, так как все изменения его химизма были ограничены «выгоранием» водорода (отчасти лития и бериллия) и не затрагивали баланса более тяжелых элементов. Делается также допущение, что состав фотосферы Солнца характеризует его химизм в целом. Метеориты полагаются «пришельцами» из пояса астероидов, что согласуется с определениями их траекторий в земной атмосфере. Мы считаем, что метеориты характеризуют состав планетарного вещества из зоны, удаленной примерно на три астрономических единицы от Солнца, т. е. в 3 раза дальше области формирования Земли. В земных коллекциях углистые хондриты представлены сравнительно малым числом. Этот класс космических образований отличается весьма слабой связанностью образцов, которые легко разрушаются при механическом воздействии, и при «столкновении» с атмосферой должны претерпевать полную эрозию в значительно большем числе случаев, нежели остальные классы метеоритов. Отсюда следует, что действительная распространенность углистых хондритов во много раз выше той, которая зафиксирована в падениях, и поэтому при оценке среднего состава метеоритного вещества наряду с обычными хондритами в равной мере мы учитывали концентрации элементов в углистых хондритах.

Выявленные космохимические закономерности и их объяснение в свете гипотезы Ф. Хойла влекут за собой утверждение о том, что внешние геосферы Земли несут отчетливый отпечаток исходного состава планеты. На первый взгляд это противоречит привычным представлениям о мощной дифференциации, прошедшей в недрах нашей планеты и приведшей к образованию гранитной коры на ее поверхности. Однако если сравнивать концентрации всех элементов в таких контрастных дифференциатах, как ультрабазиты — базиты — граниты\*, то в этом ряду лишь у малой части элементов наблюдаются вариации в содержаниях, превышающие порядок, тогда как кларки большинства элементов остаются в пределах одного порядка. Таким образом, даже граниты должны нести отпечаток исходного состава планеты, и тем более это должно быть характерным для глубинных мантийных базит-ультрабазитовых образований.

Итак, сказанное выше позволяет утверждать, что положение основной совокупности точек (ее наклон) на графике рис. 50 отражает закономерное различие исходных составов планет (Земли и материнского тела метеоритов), обусловленное магнитной сепарацией в протопланетном облаке — диске [151]. В свете процесса магнитной сепарации находят объяснение высокие концентрации в метеоритах ртути, золота, платиноидов (высокие потенциалы ионизации обусловили фракционирование этих элементов из внутренних частей протопланетного диска) и резко пониженные содержания урана, цезия, калия (у которых потенциалы ионизации низкие, в связи с чем последние были отсепарированы из протовещества магнитным полем и скопились преимущественно во внутренних частях протопланетного диска в зоне формирования планет земного типа). Вернемся к табл. 23 и сравним ее с графиком на рис. 50. С нашей точки зрения выделенные А. Рингвудом элементы (дефицитные, сбалансированные, избыточные и сверхизбыточные) получают естественное объяснение, так как перечисленные классы прежде всего отличаются один от другого по значениям потенциалов ионизации входящих в них элементов, что обусловило различную степень сепарации этих классов магнитным полем и соответственно различную распространенность элементов по мере удаления от Солнца к периферии планетной системы.

Таким образом, становится достаточно очевидным, что «проблема калия», а также проблемы дефицитных, сбалансированных, избыточных и сверхизбыточных элементов возникли в связи с отожествлением состава метеоритов со средним составом Земли (или мантии Земли) без учета магнитной сепарации протопланетного вещества, в свете которой хондритовая модель представляется совершенно неприемлемой и должна быть оставлена.

Однако накопленный к настоящему времени громадный фактический материал по метеоритам не теряет своего значения, а на-

---

\* Кларки по К. Турекьяну и К. Ведеполу.

против, приобретает особую актуальность, так как его в полной мере можно использовать для оценки исходного состава нашей планеты, но на основе выявленного нами процесса магнитной сепарации. Если метеориты действительно отражают состав планетарного вещества из зоны пояса астероидов, а наклон основной совокупности точек на графике (рис. 50) обусловлен магнитной сепарацией и фиксирует закономерные различия распространенностей элементов в разноудаленных от Солнца зонах, то правомерно утверждать, что исходное на Земле (т. е. среднее для планеты) содержание калия должно превышать его концентрацию в метеоритах примерно на порядок. Данная оценка основана на зависимости

$$C_3 = C_M/F,$$

где  $C_3$  — искомая концентрация элемента на Земле;  $C_M$  — известная концентрация элемента в метеоритном веществе;  $F$  — коэффициент фракционирования.

Коэффициент  $F$  определяется следующим способом: осевая часть основной совокупности точек на рис. 50 маркируется линией, элемент сносится на эту линию по вертикали (согласно значению своего потенциала ионизации) и в новом положении для него по оси ординат определяется значение коэффициента фракционирования, который представляет собой отношение исходных концентраций элементов в веществе метеоритов к их средним содержаниям на Земле.

Таким образом, приходим к выводу, что среднее содержание калия на Земле в виде металла должно быть около 0,6 вес. % (при 0,6% в метеоритах) или 0,7—0,75% в виде окисла. При данной исходной концентрации калия на Земле совершенно иначе представляется решение вопроса об источнике этого элемента в процессах формирования коры, и разумеется исчезает драматизм этой проблемы. Одновременно появляется возможность обсуждения некоторых петролого-геохимических явлений под новым нетрадиционным углом зрения.

При нашей оценке исходной распространенности калия на Земле для образования 37,5 км коры (составленной из 1 части гранита и 1,5 частей базальта, что дает среднее содержание  $K_2O$  в коре 2,3 вес. %) достаточно его извлечь из мантии до глубины 120 км от поверхности планеты (при остаточных концентрациях 0,05 вес. %  $K_2O$ ).

Следовательно, согласно нашим построениям, в верхней мантии под зоной обедненной калием рестита должна залегать еще не дифференцированная (по калию) мантия, в которой его содержание близко к исходному на Земле, т. е. около 0,7—0,75 вес. % (рис. 52).

Сделанный вывод можно подвергнуть проверке на материале глубинных включений из кимберлитовых трубок взрыва, среди которых наиболее глубинными исследователи считают гроспидиты и

алмазонасные эклогиты. Экспериментальные данные по синтезу grosсуляр-пиропового граната [360] и алмаза [346] позволяют считать, что эти минералы сформировались при давлениях не менее 35—40 кбар, т. е. на глубинах, превышающих 100—120 км. Весьма показательно, что гросспидиты и алмазонасные эклогиты несут сравнительно высокие концентрации калия (около 0,75—0,85 вес. %), и этим резко отличаются от мантийных включений меньшей глубинности (пироповых перидотитов и пироксенитов, шпинелевых лерцолитов и альпинотипных гипербазитов), в которых содержание калия не превышает

0,10—0,15%. Следует отметить, что сами кимберлиты также несут повышенные концентрации калия (например, среднее по 623 анализам Якутии составляет 0,79 вес. %  $K_2O$  [110]\*), которые трудно объяснить ассимиляцией корового материала в силу практически полного отсутствия признаков какого-либо растворения и усвоения ксеногенных обломков [159]. Боль-

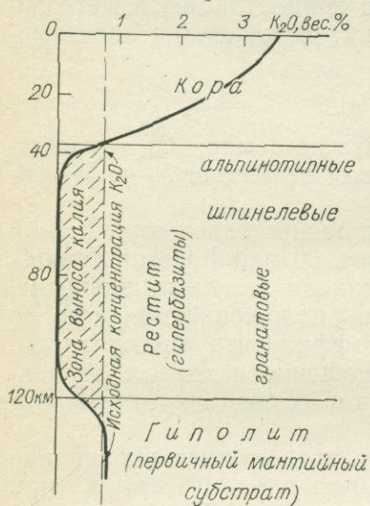


Рис. 52. Характер распределения калия в коре и мантии Земли, основанный на оценке исходного содержания этого элемента в свете механизма магнитной сепарации.

шинство исследователей связывает образование кимберлитов с плавлением мантии на глубинах 150—200 км, т. е. в зоне, где, согласно нашим построениям, залегает первичный еще не дифференцированный субстрат, и, таким образом, данные по кимберлитам и глубинным включениям свидетельствуют о правомерности сделанного нами вывода.

Характер включений в базальтах [66, 146] позволяет достаточно уверенно базальтоидные формации по глубине их формирования распределить в ряд толеитовые, высокоглиноземистые, щелочно-оливиновые и калиевые, который отражает возрастающую роль калия в базальтоидных выплавках по мере увеличения их глубинности. Это явление обычно связывают с ассимиляцией материала коры, однако в таком случае остается неуточненной связь глубинности выплавки базальтоидов с их калиевостью.

В плане наших построений увеличение калиевости базальтоидных магм с глубиной объясняется перемещением очагов питания из зоны рестита (продуцирующего лишь примитивные толенты) в

\* Значение относится к чистому кимберлитовому материалу, лишенному инородных включений.

первичный мантийный субстрат, где содержание окиси калия достигает 0,70—0,75 вес. % и соответственно возрастает калиевость продуктов магмаобразования.

На основе построенного нами разреза внешних геосфер (см. рис. 52) открывается возможность реставрировать состав первичного, еще не дифференцированного субстрата. Исследования глубинных включений из кимберлитовых трубок позволяют предполагать, что разрез мантии от границы Мохо до глубины 120 км представлен прежде всего перидотитами (альпинотипными, шпинелевыми или гранатовыми в зависимости от глубины залегания), в которых встречаются линзы (или блоки) эклогитов и клинопироксенитов, составляющих примерно 8—10% всего числа образцов в наиболее полных коллекциях [66]. Следовательно, мантию от границы Мохо до глубины 120 км можно представить смесью основных и ультраосновных пород в пропорции 1 : 10 (или 0,5 : 5). Если мощность коры принять равной 37,5 км и составить ее из одной части гранита и 1,5 частей базальта, то приходим к выводу, что первичный субстрат (некогда слагавший внешние 120 км планеты и претерпевший впоследствии дифференциацию с образованием коры) в самом обобщенном виде можно представить смесью из 1 части гранита, 2 частей базальта и 5 частей ультрабазита. Для данной смеси мы предлагаем использовать термин гиполит (в переводе с греч. «глубинный камень»), который отражает глубинное положение этого недифференцированного субстрата под континентами в настоящее время и, кроме того, имеет отчетливую импликацию\* с привычным понятием «гипотеза», что придает ему гипотетический смысловой оттенок, соответствующий характеру наших построений.

При расчете состава гиполита предпочтение было отдано кларкам К. Турекьяна и К. Ведеполя, у которых ультрабазиты по главным компонентам близки шпинелевым и пироповым перидотитам из кимберлитов, а также выделены обогащенные кальцием граниты, весьма сходные по петрохимическим особенностям со средним составом комплекса кристаллических пород «сиаля» (по Р. Дели). Результаты расчета обнаруживают большое сходство гиполита с верлитами (среднему по Р. Дели), и, таким образом, его состав не является экзотическим:

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Сумма
Гиполит	48,3	0,7	8,0	10,3	0,2	24,8	5,4	1,5	0,7	0,1	100%
Верлит	46,5	0,7	5,9	13,3	0,3	23,6	7,7	1,2	0,6	0,2	100%

Результаты пересчета гипотетического мантийного субстрата (гиполита) на нормативный минеральный состав (по методу П. Ниггли), приведенные в табл. 25, показывают, что в условиях малых давлений он может быть представлен плагиоклазсодержащим лерцолитом, тогда как его глубинная фация будет близка гранат-оливиновым пироксенитам.

\* От англ. *implicate* — впутывать, вовлекать.

## Нормативный минеральный состав гиполита, % (пересчет по П. Ниггли)

Фашия малых глубин	Фашия больших глубин
Оливин 41,1 (форстерит—74) Плагноклаз 25,2 (лабрадор—51) Энстатит 20,0 Диопсид 9,6  Лейцит (или ортоклаз в виде антипертита) 2,8 Ильменит 1,0 Апатит 0,3	Оливин 27,4 (форстерит—72) Клинопироксен * 23 Энстатит 28,8 Гранат (гроссуляр-альмандин-пироповый в пропорции 1 : 1 : 1) 20,7

\* Диопсид+жадеит (1 : 1), жадеит калиево-натриевый (1 : 3,5).

## IX.2. ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ЛИТОФИЛЬНО-РЕДКОМЕТАЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В СВЯЗИ С ВОПРОСАМИ ЭВОЛЮЦИИ КОРЫ И МАНТИИ КОНТИНЕНТОВ

Синтез петрохимических данных по всему доступному диапазону времени и по всем континентам [351] показал резкое возрастание концентрации калия в метаморфических, осадочных и в изверженных породах на рубеже архея и протерозоя (рис. 53). Собранные А. Энгелем и его соавторами данные свидетельствуют о том, что процесс обогащения коры калием был повсеместным, достаточно внезапным, и, следовательно, это глобальное геохимическое явление в какой-то степени правомерно называть «калиевым взрывом».

Петрологически калиевый взрыв овеществился в виде исключительно широкого гранитообразования, которое явилось знаменательным этапом в развитии Земли, так как обусловило формирование собственно гранитного слоя коры на архейском базито-андезитоидном субстрате [67, 180, 230]. Проявления первых гранитоидов имеют возраст около 3,5 млрд. лет, однако это преимущественно малокалиевые, плагноклазовые граниты (первично эндербитовые), объем которых «не идет ни в какое сравнение» [142] с масштабами последующего раннепротерозойского гранитообразования. Именно в это время (в течение раннего протерозоя) на обширных площадях появляется зрелый гранито-метаморфический слой, становление которого было обусловлено «фундаментальными вещественными преобразованиями ...калиевой (микроклиновой) гранитизацией ранее образованных слоев»\*. Всю дальнейшую историю

\* См. работу А. В. Пейве и соавторов в «Геотектонике», 1976, № 5.

Земли можно рассматривать в плане постепенного нарастания континентальной коры (т. е. прежде всего гранито-метаморфического слоя) за счет меланократового фундамента. В этом длительном и многостадийном процессе разрастания континентов наряду с явлениями латерального перемещения сиалического материала, обусловленного сносом терригенных масс и тектоническим «скупиванием», значительная роль отводится калиевому метасоматозу. Таким образом, начиная с раннего протерозоя включился некий

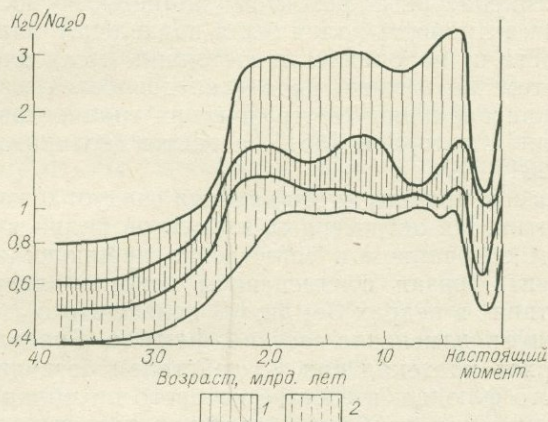


Рис. 53. Эволюция отношения  $K_2O/Na_2O$  в земной коре во времени [351].

1 — метаморфические и осадочные породы; 2 — изверженные породы.

источник калия, который продолжает функционировать и в настоящее время.

Природа этого источника дискуссионна. Одни исследователи полагают, что гранитизация обусловлена процессами «дегранитизации» более глубоких горизонтов коры, из которых в связи с ультраметаморфизмом высвобождаются щелочи и вода [186, 367 и др.]. Однако в ряде случаев гранитизация захватывает самые глубинные и уже обезвоженные зоны земной коры, в том числе обедненные калием пироксеновые основные кристаллические сланцы (гранулитовой фации метаморфизма), что позволяет предполагать для гранитизирующих растворов только подкоровое, ювенильное происхождение (см. работы Б. Г. Лутца, а также [134, 142 и др.]). Поэтому многие исследователи в настоящее время поддерживают концепцию Д. С. Коржинского о ювенильных потоках трансмагматических щелочных флюидов, вызывающих гранитизацию (как магматическое замещение) [131]. Вопрос же о «зоне питания» глубинного флюида щелочными элементами, а также причина достаточно внезапного появления его гранитизирующих свойств только с конца архея — начала протерозоя остаются открытыми.

По нашему мнению, эти проблемы находят объяснение в свете гипотезы изначально гидридной Земли.

Итак, фактический материал показывает (см. рис. 53), что в течение всего архея экстракция литофильных элементов из мантии в силу каких-то причин была сильно редуцирована, и лишь на рубеже архея — протерозоя что-то изменилось в режиме развития Земли и обусловило калиевый взрыв в связи с выносом огромных количеств этого элемента из мантии в кору. Что же изменилось в режиме развития Земли? По всей вероятности, калиевый взрыв не связан с температурным режимом планеты, поскольку именно в архее (когда активность калия была подавлена) мантия была наиболее прогрета и находилась в состоянии мелкочастистой конвекции\*. Об этом, по мнению ряда исследователей, свидетельствуют крайне резкие вариации геотермических градиентов того времени по вертикали и латерали [351], а также геодинамическая обстановка [68, 231].

Скорее всего, причину этого явления следует искать в эволюции состава мантии. Из петрогенных элементов калий является наиболее сильным основанием и естественно предположить, что вынос этого элемента связан с изменением режима кислотно-основного взаимодействия в недрах Земли. В пользу этого предположения свидетельствует изменение состава флюида. Гранулитовый метаморфизм архея протекал под воздействием безводного, резковостановленного флюида, в составе которого преобладали  $H_2$  и  $CH_4$ . Для протерозойских формаций более характерен метаморфизм амфиболитовой фации, минеральные равновесия которого требуют высоких давлений воды и углекислоты, т. е. полностью окисленного флюида. Эти выводы, ранее основанные на термодинамических и экспериментальных данных, в последнее время были подтверждены прямыми анализами флюидной фазы метаморфических пород [157]. Таким образом, появление воды в составе глубинного флюида (окисление его) и калиевый взрыв синхронизированы в истории развития планеты и, по всей вероятности, взаимообусловлены.

Окисление водорода до воды свидетельствует об увеличении активности кислорода (его концентрации в конечном счете) и именно эту величину Д. С. Коржинский предложил использовать в каче-

---

\* Данное положение согласуется с нашей оценкой исходных концентраций радиоактивных элементов на Земле, проведенной на основе механизма магнитного сепаратора [151]. По этой оценке генерация радиогенного тепла в начальные этапы развития планеты была исключительно высока и могла вызвать разогрев ее недр на  $3000^\circ C$  за первые  $(0,5 \div 0,9) \cdot 10^9$  лет. Такие масштабы теплогенерации непременно должны были вызвать тепловую конвекцию в силикатно-окисной оболочке планеты, и поскольку ее мощность не превышала 300—400 км, то конвекция могла быть только мелкочастистой. Конвективные явления «обрезаются» во времени расширением Земли, так как это самый энергоемкий процесс и его начало можно фиксировать по появлению первого трогового комплекса (прообраза будущих геосинклиналей) типа борозд Тимискаминг-Канадского щита [180].

стве меры основности (щелочности) расплава. В безводном расплаве основные окислы испытывают частичную ионизацию с высвобождением кислород-аниона ( $K_2O = 2K^+ + O^{2-}$ ); кислотные окислы, наоборот, ионизируются с поглощением кислород-аниона ( $SiO_2 + 2O^{2-} = SiO_4^{4-}$ ). Согласно закону действия масс можно видеть, что повышение активности кислород-аниона должно вызывать увеличение активности (концентрации в расплаве) основных окислов, и, напротив, уменьшение активности кремнезема [132].

Гипотеза изначально гидридной Земли предполагает формирование силикатно-окисной геосферы в результате выноса кислорода из тела планеты в процессе «водородной продувки» ее недр [151]. Поэтому концентрация кислорода (а следовательно, и его активность) во внешней кремний-кислородной оболочке со временем должна была увеличиваться. Это положение нашей концепции позволяет наметить (в свете идеи Д. С. Коржинского) причину длительного отсутствия гранитного слоя коры в истории развития планеты.

Для понимания динамики и самого механизма высвобождения щелочей необходимо рассмотреть некоторые структурные особенности расплавов в зависимости от соотношения в них кремния и кислорода. В. А. Жариков для оценки этой характеристики предложил использовать «индекс основности  $bs = O/Z$  (где  $O$  — кислород;  $Z$  — кремний и другие кислотные элементы, взятые в мольных единицах). В зависимости от этого отношения квазикристаллический остов структуры расплава, составленный прочными кремнекислородными тетраэдрами, будет полимеризован в различной степени. Щелочные металлы при наличии в силикатном расплаве алюминия участвуют в построении достаточно устойчивых алюмокислородных тетраэдров, компенсируя нехватку заряда иона алюминия, и образуют комплексы типа  $(AlO_4)R$  [337]. Естественно считать, что при малом индексе основности ( $bs = 2$  и менее), когда расплав полимеризован в трехмерную сетку, в которую прочно «вшиты» алюмокислородные тетраэдры  $(AlO_4)R$ , высвобождение щелочей будет весьма затруднено. В расплавах с большим индексом основности (и меньшей степенью полимеризации) высвобождение щелочных металлов, напротив, должно быть в значительной мере облегчено. Легко представить, что при  $3 < bs < 4$  полимерные цепи в расплаве будут рваться преимущественно по алюмокислородным членам, так как эти структурные единицы менее прочны по сравнению с кремнекислородными [337]. По этой же причине в расплавах (при  $bs = 4$ ), в которых полимеризация отсутствует, преимущественный распад (диссоциацию) будут испытывать комплексы  $(AlO_4)R$ , вызывая тем самым повышение активности щелочей (и глинозема) в расплаве.

Таким образом, тесная связь активности кислорода и основности (щелочности) подтверждается при рассмотрении структурных особенностей силикатных расплавов, показывающих возможность

высвобождения щелочей лишь при достижении определенного уровня концентрации кислорода, когда начинает нарушаться трехмерная квазикристаллическая сеть кремнекислородного каркаса расплавов, генерируемых в пределах силикатно-окисной оболочки планеты. Этот аспект, по нашему мнению, согласуется с «фактором внезапности» калиевого взрыва и, возможно, является причиной его.

Водород, потоки которого осуществляют вынос кислорода из недр планеты, этим не исчерпывает свою роль в проблеме калиевого взрыва. Расчеты В. А. Жарикова показали, что энергия связи  $H-O$  существенно выше связей  $K-O$  и  $Na-O$ , одного порядка со связью  $Ca-O$ ,  $Mg-O$  и существенно ниже, чем энергия связи  $Al-O$  и  $Si-O$ . Поэтому наиболее благоприятными для замещения протоном оказываются связи щелочной металл — кислород [98], и, следовательно, присутствие водорода в мантии (что непосредственно вытекает из нашей концепции) должно прежде всего способствовать высвобождению щелочей. Кроме того, при достаточно высокой активности кислорода в мантийных расплавах, водородный флюид будет насыщаться гидроксильными группами (в силу взаимодействия протона с кислород-анионом), а наличие электростатической связи этих групп с катионами может обусловить сопряженное перемещение последних (особенно катионов щелочных металлов) в виде свободных групп  $R-OH$  [98]. Ступенчатый характер диссоциации окислов щелочных металлов —  $R_2O \rightarrow RO^- + R^+$  (I) и  $RO^- \rightarrow R^+ + O^{2-}$  (II) — может обусловить сопряженное перемещение с потоками протонированного водорода групп  $RO^-$  (в силу того же электростатического взаимодействия), что равносильно перемещению щелочных металлов в виде  $R-OH$ .

Идея В. А. Жарикова о сопряженном перемещении щелочей потоками водорода (в виде  $R-OH$ ) нам представляется исключительно перспективной, так как она позволяет объяснить синхронность калиевого взрыва с появлением воды в составе глубинного флюида (согласно схеме  $ROH \rightarrow 1/2 R_2O + 1/2 H_2O$ ), т. е. объяснить связь гранитообразования с водной амфиболитовой фацией метаморфизма. Процесс образования воды, в нашем понимании, является следствием генерации магмы под воздействием водородного флюида, и в этой связи хотелось бы напомнить точку зрения В. И. Вернадского, который считал, что именно «магма есть место рождения воды» [35].

Легко заметить, что с традиционных позиций силикатно-окисного сложения всей мантии и постоянного для нее во все времена индекса основности ( $O/Si$ ) трудно объяснить задержку калиевого взрыва на 2—2,5 млрд. лет от момента рождения Земли, тем более что верхняя мантия в течение всего архея была интенсивно прогрета и, по всей вероятности, находилась в состоянии конвективного перемешивания. Гипотеза изначально гидридной Земли предполагает постепенное (во времени) увеличение индекса основности внешней силикатной оболочки планеты, соответственное уменьше-

ние степени ее полимеризации и увеличение активности кислорода по мере повышения его концентрации. В свете исследований Д. С. Коржинского и В. А. Жарикова, а также при наличии водородного флюида, это могло обусловить вынос щелочей из мантии (в виде групп R—OH), что и явилось причиной калиевого взрыва и широкого развития амфиболитовой (водной) фации метаморфизма, сменившей во времени гранулитовую фацию.

По данным коллектива авторов, возглавляемого А. В. Пейве, геологические данные свидетельствуют о весьма неравномерном разрастании континентов во времени. В протерозое сформировалось более половины современной площади континентальной коры, и этот этап отличался самыми мощными процессами гранитообразования в истории Земли. В последующие эпохи объемы этих процессов резко сократились, однако от древних складчатых поясов к молодым прослеживается тенденция к увеличению мощности формирующейся коры в целом (в пределах пояса) и ее гранитного слоя в частности. Рассмотрим причины, регулирующие динамику образования гранитного слоя во времени с позиций гипотезы изначально гидридной Земли.

Процесс океанообразования связывается нами [151] с общим расширением планеты, и поэтому по площади распространения океанической коры (в самом первом приближении) можно судить о вероятных масштабах расширения планеты, а с другой стороны, о динамике этого процесса во времени. Относительное распространение площадей континентальной коры и океанической показывает, что за счет океанообразования можно предполагать увеличение поверхности Земли примерно в 2,5 раза. Океанообразование сравнительно молодое явление и его начало достаточно уверенно фиксируется с конца палеозоя, а особенно бурное проявление — в мезозое. Исключение составляет, по-видимому, Тихий океан, поскольку его структуры обрамления не исключают возможности заложения этой впадины в верхнем докембрии [250, 199]. Одновременно с развитием океанических впадин и в более ранние эпохи на континентах закладывались геосинклинальные трог, осадконакопление в которых происходило на коре океанического типа. Появление этих трогов мы также склонны связывать с расширением планеты. Структуры аналогичного или близкого типов прослеживаются вплоть до раннепротерозойского времени, например борозды Тимискаминг на Канадском щите [180]. Однако количественная оценка возможных масштабов расширения планеты по таким структурам весьма затруднена в силу тектонических процессов «скупивания» на завершающих этапах их развития. Совершенно условно мы допускаем, что расширение планеты, следствием которого явилось заложение геосинклинальных трогов, привело к увеличению ее первичной поверхности примерно на 20% (т. е. в 1,2 раза). Таким образом, общее увеличение поверхности мы оцениваем примерно в 3 раза (2,5·1,2), что соответствует увеличению

первичного радиуса Земли в 1,73 раза, а ее объема примерно в 5 раз\*.

Расширение Земли (если судить по динамике роста океанов) испытывает явную акселерацию во времени. Общая площадь молодых океанов (Атлантического, Индийского и Ледовитого) соответствует площади Тихого океана. Однако в пределах последнего определить соотношение древней и молодой (мезозойской) его частей не представляется тривиальным по причине исключительно активного вулканизма, который мог обусловить захоронение палеозойских (а возможно и более древних) образований. Под подозре-

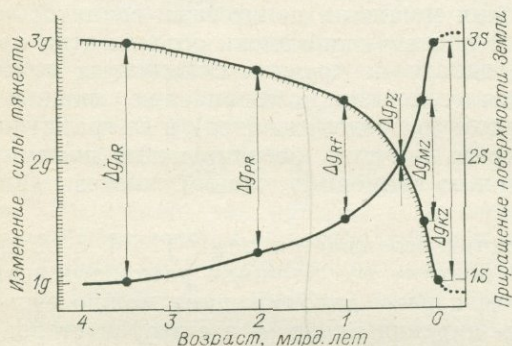


Рис. 54. Темпы расширения Земли и характер изменения силы тяжести во времени.

ние о таком захоронении попадает вся западная половина Тихого океана, где отсутствуют полосовые аномалии, а вулканическая деятельность отличается наибольшей интенсивностью. Если для западной части Тихого океана принять древний (домезозойский) возраст и считать, что расширение Земли при заложении геосинклинальных трогов реализовалось преимущественно также в домезозойское время\*\*, то можно допустить, что с конца палеозоя поверхность Земли увеличилась примерно на такую же площадь, как и за весь предыдущий период. На графике такое ускоренное во времени расширение будет выражаться кривой экспоненциального типа (рис. 54).

Расширение сопровождается падением силы тяжести, которая обратно пропорциональна квадрату радиуса планеты и поэтому ее изменение будет выражаться кривой, зеркально отображающей кривую увеличения поверхности Земли. Построенный график позволяет определить (при заданных масштабе расширения планеты и динамике этого процесса во времени) ускорение силы тяжести для различных моментов геологической истории Земли и соответ-

\* Металлы в гидридной форме могут претерпевать восьмикратное уплотнение в условиях сверхвысоких давлений [151], и соответственно возможно многократное расширение изначально гидридной Земли в процессе ее геологического развития.

\*\* По мнению В. Е. Хаина, от древних складчатых поясов к молодым происходит замещение эвгеосинклиналей миогеосинклиналями [309].

ственно оценить градиент давления в мантии в прошлые геологические эпохи (табл. 26).

Таблица 26

Глубина залегания изобары 100 кбар в истории Земли

Эра	Момент времени, млрд. лет	Ускорение силы тяжести $g$	Глубина залегания изобары 100 кбар*, км
Архей	3,5	3,0	100
Протерозой	2,0	2,75	110
Рифей**	1,0	2,5	120
Палеозой	0,4	2,0	150
Мезозой	0,15	1,5	200
Кайнозой	Настоящее	1,0	300

\* При средней плотности коры и мантии 3,33 г/см<sup>3</sup>.

\*\* По современным представлениям рифей относится к позднему протерозою.

Выше был обоснован состав гиполита — первичной еще недифференцированной мантии — как смесь гранита, базальта и ультрабазита в пропорции 1 : 2 : 5, которая по химизму близка верлитам (среднему, по Р. Дели). Нормативный минеральный состав гиполита в условиях гроспидитовой и алмаз-пироповой фации глубинности (т. е. в условиях давления 35—40 кбар) представлен (см. табл. 25) примерно равными количествами оливина, ортопироксена, клинопироксена и граната (грессуляр-альмандин-пиропового). При этом калий мы «записали» в моноклинный пироксен, так как в самых глубоких включениях кимберлитовых тел (в алмазонных эклогитах) пироксены (особенно ассоциирующие с алмазами) постоянно обнаруживают повышенные содержания калия [85 и др.], примесь которого носит структурный характер [284]. Экспериментально обнаружено [378], что при давлениях до 30 кбар калий в синтетические пироксены не входит, тогда как в интервале давлений 40—100 кбар зафиксировано возрастание примеси K<sub>2</sub>O до 0,3 вес. %. Появление способности к изоморфизму у крупного иона калия, начинающего входить в решетку пироксена в области высоких давлений, очевидно обусловлено большей сжимаемостью этого элемента в сравнении с другими петрогенными, которая нивелирует различия в атомных радиусах при повышении давления и способствует изоморфизму. Теоретически можно ожидать [85] образование калиевого пироксена при еще более высоких давлениях.

Накопленные к настоящему времени данные по экспериментальным исследованиям позволяют рассмотреть эволюцию минерального состава гиполита за пределами гроспидитовой и алмаз-

пироповой фаций в области гораздо больших давлений (до 100 кбар и выше). Изучение фазовых переходов [256, 257, 369] выявило при давлениях около 100 кбар переход и ромбического и моноклинного пироксенов в новые фазы со структурой граната: компонент  $\text{CaSiO}_3$  образует твердый раствор в гроссуляре в виде  $\text{Ca}_3^{\text{VIII}}(\text{CaSi})^{\text{VI}}\text{Si}_3^{\text{IV}}\text{O}_{12}$ , точно так же компонент  $\text{MgSiO}_3$  можно рассматривать как раствор  $\text{Mg}_3(\text{MgSi})\text{Si}_3\text{O}_{12}$  в пиропе. Эти трансформации требуют увеличения координации с IV до VI у части атомов кремния.

Вхождение натрия (жадеитовой составляющей пироксена) в гранат осуществляется по схеме  $\text{CaAl} \rightleftharpoons \text{NaSi}$  или  $\text{CaAl} \rightleftharpoons \text{NaTi}$ . Это было доказано экспериментально [369], а также установлено на природном материале глубинных включений ассоциирующих с алмазами гранатов из кимберлитовых трубок [284]. Оливин, содержащий 15—20% фаялитовой молекулы, в области давлений 100 кбар переходит в шпинель [6]. Из этих данных вытекает представление о шпинелево-гранатитовом составе гиполита в мантии с того уровня, где давления достигают 100 кбар, тогда как выше, в области меньших давлений он должен иметь преимущественно пироксено-оливиновый состав.

На примере изучения содержаний урана в минералах глубинных пород установлено закономерное увеличение изоморфной емкости кристаллических решеток в ряду оливин — ортопироксен — клинопироксен — шпинель — гранат [5]. Наряду со сведениями о поведении калия, приведенными выше, эти данные позволяют утверждать, что с рубежа давлений 40—50 кбар и при дальнейшем их увеличении появляется и начинает возрастать способность кристаллических решеток породообразующих минералов к изоморфному удержанию (по крайней мере некоторых) литофильных элементов. Качественный скачок в увеличении изоморфной емкости решеток отмечается в области давлений около 100 кбар, когда происходит трансформация пироксенов в структуру граната и оливино-шпинелевый переход.

Теперь обсудим эти данные в свете концепции расширяющейся Земли, которая определяет падение силы тяжести на планете и соответствующее погружение изобары 100 кбар (в дальнейшем этот уровень давления мы будем называть «изобарой-100», так как, по нашему убеждению, это понятие заслуживает специального термина). Принятые нами масштабы расширения Земли (см. табл. 26) свидетельствуют о преимущественно гранатитовом сложении мантии в ранние этапы геологической истории (начиная с глубины 100 км). В процессе развития нашей планеты вслед за погружением «изобары-100» происходил распад шпинелевого граната и трансформация его в пироксено-оливиновую смесь, за которой мы предлагаем оставить термин «пиролит», введенный А. Рингвудом и Д. Грином для недифференцированной мантии, поскольку он широко проявился в геологической литературе. Эта гранатит-пиролитовая трансформация должна была сопровождаться «решеточным

сбросом» целого ряда элементов (в том числе калия, урана и других литофилов) в связи с резким уменьшением изоморфной емкости решеток оливина и пироксенов по сравнению с гранатом и шпинелью, а также из-за распада твердых растворов, весьма свойственных гранатиту и не характерных для пиrolита. Сброшенные решетками концентрации литофильных элементов должны находиться в геохимически неустойчивом состоянии (способствующем их мобилизации), и, по всей вероятности, служат источником коровых элементов для глубинного интертеллурического флюида, вызывающего гранитизацию и гранитообразование в верхних горизонтах земной коры.

Следы распада исходно гранатитовой мантии, естественно, искать прежде всего среди материала глубинных включений из кимберлитовых тел. Интерес могут представить закономерно ориентированные срastания различных минералов, которые можно интерпретировать как структуры распада твердых растворов. В этом отношении прежде всего следует напомнить о результатах исследований А. Рингвуда и Д. Лавринга [368], которые обнаружили трансформацию диопсидо-ильменитовых срastаний (из алмазонасных трубок) в гомогенный гранат в условиях высоких давлений. Ориентированные вросстки диопсида в гранате А. Рингвуд и А. Мейджор [257] склонны также рассматривать в качестве продуктов распада твердых растворов и по их мнению эти данные «возможно... свидетельствуют о существовании... гранатово-пироксеновых твердых растворов в природе в прошлом».

Если состав рестита определить как смесь базальта и ультрабазита (в пропорции 0,5 : 5), то можно оценить потенциально возможную мощность коры (составленной из 1 части гранита и 1,5 частей базальта) при различной глубине залегания «изобары-100» (рис. 55). Но реализация этой потенциальной возможности нарушается процессом растяжения коры в начальные этапы заложения геосинклинальных трогов (в так называемую рифтогенную стадию). Кроме того, большая мощность коры не может сохраняться длительно, так как в силу явления изостазии блоки с увеличенной мощностью коры будут «держаться» высокий рельеф, который достаточно быстро уничтожается эрозией, и в результате должно происходить латеральное перераспределение материала коры и усреднение ее мощности. Однако в пределах континентов определенно имеется тенденция к увеличению мощности коры от древних платформ к складчатым поясам, а в последних — от древних к молодым, и эта закономерность, в свете наших построений, находит объяснение с позиций расширяющейся Земли и постепенного распада гранатитовой мантии по мере погружения «изобары-100». По всей вероятности, процесс формирования коры за счет очищения мантии от литофильных элементов продолжается и в настоящее время в зонах альпийской складчатости. Об этом свидетельствуют незавершенность магматического ряда формаций и отсутствие батолитовых масс аляскистов (наиболее калиевых), внедряющихся в

постороженную стадию. Становление плутонов аляскитовой формации сопровождается, как правило, кислым ареальным вулканизмом в надынтрузивной зоне [149]. Вулканы данного типа в пределах зон кайнозойской складчатости проявляются на современном этапе, а геофизические исследования в ареалах их распространения устанавливают на небольшой глубине обширные объемы

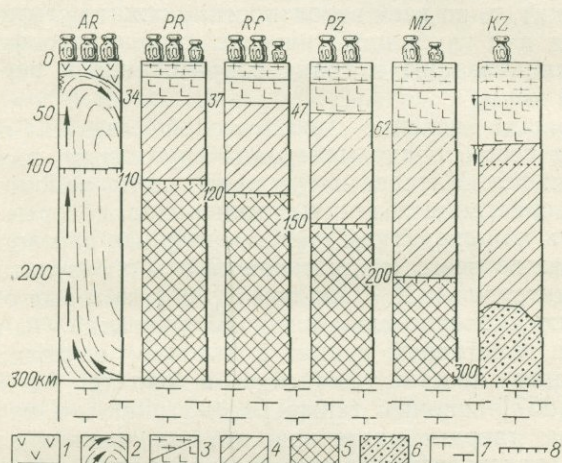


Рис. 55. Характер эволюции коры и мантии континентов во времени в зонах полициклического (сквозного) геосинклинального развития (принципиальная модель).

1 — примитивная базито-андезитоидная кора архея; 2 — верхняя мантия архея — силикатно-окисная оболочка планеты, находящаяся в процессе своего формирования вследствие выноса кислорода из глубоких недр планеты, см. [151] (стрелками условно показано состояние конвективного перемешивания); 3 — двухслойная протерозой-фанерозойская кора (примерное соотношение гранитовой и базальтовой частей принято 1:1,5); 4 — рестит — слой мантии, из которой извлечены литофильные элементы; 5 — шпинелево-гранатовый гиподит; 6 — пиролит-пироксено-оливиновый гиподит (наличие пиролита в кайнозойских геосинклиналих отражает незавершенность процесса образования коры в этих зонах); 7 — слой «С» мантии (интерметаллы); 8 — «изобара-100».

жидкой магмы, что позволяет считать эти зоны находящимися в процессе формирования гранитного слоя.

Таким образом, калиевый взрыв, ознаменовавший начало эпохи гранитообразования на рубеже архея и протерозоя находит объяснение в изменении режима кислотно-основного взаимодействия в верхней мантии в связи с повышением в ней концентрации (а следовательно, и активности) кислорода. Дальнейшее питание интертеллурического флюида литофильными элементами связывается нами с появлением зоны пиролита в верхней мантии по мере распада первичного гранатита, что обусловлено расширением планеты и соответствующим погружением «изобары-100».

Рассмотрим некоторые металлогенические аспекты, вытекающие из обоснованного выше характера эволюции коры и верхней мантии. Большая группа редких элементов — литий, рубидий, це-

зий, бериллий, стронций, редкие земли, цирконий, ниобий и тантал имеют ярко выраженную литофильную геохимическую специализацию [217]. Главная масса запасов большинства этих металлов связана с комплексами щелочных пород, остальные тяготеют к породам аляскитовых и субщелочно-щелочногранитовых формаций или метасоматитам, которые также отличаются повышенным содержанием щелочей [287]. Столь тесная геохимическая связь редких литофильных металлов и щелочей позволяет допустить для них единый глубинный источник. На этом основании мы предлагаем обсудить возможные причины, которыми обусловлены закономерности размещения руд перечисленных элементов во времени и в пространстве.

Во времени литофильно-редкометалльная минерализация обладает достаточно отчетливо выраженным бимодальным характером распределения. Судя по запасам, можно наметить два основных этапа оруденения: один в протерозое (синхронный с калиевым взрывом); второй — фанерозойский, начавшийся в верхнем палеозое и особенно интенсивно проявившийся в мезозое. Размещение в пространстве характеризуется тенденцией к локализации молодого оруденения (позднепалеозойского и мезозойского) в областях и блоках ранней консолидации, в пределах древних платформ и докембрийских срединных массивов [287].

Согласно нашим построениям, ювенильным источником редких литофильных металлов и щелочей следует считать пиrolитовый слой мантии, т. е. ту часть первичной, еще не дифференцированной мантии (гиполита), которая залегает над «изобарой-100». Экстракция металлов из пиrolита осуществляется глубинным интертеллурическим флюидом, характер которого на этом уровне и само появление определяются дегазацией водорода от ядра Земли. Здесь, по-видимому, можно применить термин «флотация», поскольку это понятие объединяет и процесс экстракции и явление подъема элементов к поверхности планеты, а, кроме того, образно отражает принципиальную сущность предполагаемого нами феномена. В свете сказанного масштабы проявления литофильно-редкометалльного оруденения определенного этапа обусловлены мощностью слоя пиrolита, имеющегося к моменту заложения интертеллурического потока флюида, связанного с данным этапом тектоно-магматической активности. Флотация литофильных элементов (редких и петрогенных), осуществляемая флюидом из пиrolита, преобразует его в рстит, и новый этап рудообразования в том же блоке коры возможен лишь в связи с расширением Земли и появлением новых объемов пиrolита за счет распада гранатита.

В этой связи становится понятной вспышка оруденения в раннем протерозое, когда флотации подвергся исключительно большой объем мантии (до глубины 100—110 км при принятых масштабах расширения), сравнимый с объемом, вовлеченным в переработку впоследствии в течение гигантского интервала времени (по мезозой включительно). Этим объясняются уникальные масштабы гранито-

образования в протерозое и с этим, по нашему мнению, можно связать появление уникальных по запасам редкометальных пегматитов.

Как было отмечено выше (см. рис. 54), расширение Земли ускоряется во времени. В среднем протерозое, рифее и начале фанерозоя процесс расширения был редуцирован, соответственно был невелик прирост пиролита. Этим можно объяснить резкое сокращение объемов литофильно-редкометального оруденения в течение огромного интервала времени. С конца палеозоя расширение Земли начинает испытывать акселерацию, которая усугубляется в мезозой-кайнозое. Соответственно увеличиваются объемы пиролита за счет распада гранатита (см. рис. 55) и возрастает потенциальная рудоносность мантии. Реализация этой потенциальной рудоносности должна резко отличаться в сегментах, испытавших длительное полициклическое геосинклинальное развитие, и в блоках ранней консолидации, в которых тектоно-магматическая активность завершилась в протерозое или рифее, а минерализация проявилась после длительного «выстаивания» блока в состоянии тектонического покоя.

Наша концепция рассматривает тектоно-магматическую активность как результат дегазации водорода из внутренних геосфер. Следовательно, интертеллурический флюид непременно должен сопровождаться активизацией тектоники и магматизма, и наоборот, состояние тектонического покоя свидетельствует об отсутствии потока ювенильного флюида.

Полициклическая тектоно-магматическая активность того или иного сегмента коры предполагает периодическое промывание подстилающей мантии ювенильным флюидом, и, таким образом, пиролит по мере своего появления будет подвергаться флотации и превращаться в рестит. Такая ситуация, очевидно, не способствует появлению крупных скоплений литофильно-редкометальных руд\*. Совершенно иное положение наблюдается в древних блоках, длительное время находившихся в состоянии тектонического покоя. Поскольку в этих зонах отсутствовал ювенильный поток флюида, то со временем мощность пиролита под блоками ранней консолидации постепенно нарастала, и в мезозое под древними платформами она могла составить 90 км (рис. 56), а под молодыми с рифейским фундаментом — 80 км. Естественно считать, что наличие столь мощного слоя пиролита в мантии, содержащего литофильные редкие металлы в свободном виде (не связанном решетками оливина и пироксенов), определяет большую потенциальную рудо-

---

\* Расширение планеты за последние 150 млн. лет вызвало погружение «изобары-100» на 100 км (см. рис. 55). Появление такой мощности пиролита может обеспечить настоящий взрыв литофильно-редкометальной минерализации в кайнозое и в областях длительного (сквозного) геосинклинального развития. Однако взрыв этот, по-видимому, предстоит в будущем Земли, когда в кайнозойских складчатых поясах произойдет становление аляскитовых, субщелочных и щелочных редкометальных гранитовых и нефелинсyenитовых формаций.

ность блоков земной коры ранней консолидации по сравнению со структурами «сквозного» геосинклинального развития, в которых ювенильные мантийные концентрации распыляются по многим тектоно-магматическим циклам, создавая повышенный геохимический фон редких металлов в этих зонах. Отсюда следует, что регенерация тектоно-магматической активности в регионах, длительно находившихся в состоянии тектонического покоя, непременно должна сопровождаться аномально большими объемами литофильно-редкометального оруденения, поскольку глубинный флюидный поток обеспечивает флотацию редких металлов из слоя пиролита большой мощности. По всей вероятности, этим же обусловлен и резко выраженный щелочной характер магматизма в пределах платформ, в зонах активизации.

В свете наших построений, масштабы литофильно-редкометального оруденения опре-

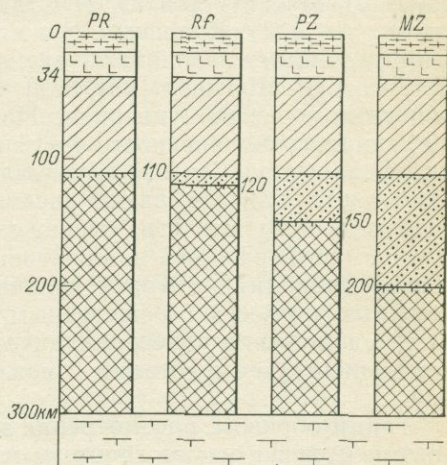


Рис. 56. Характер эволюции мантии древних платформ.

Условные обозначения те же, что и на рис. 55.

деляются мощностью зоны пиролита в мантии, накопленного ко времени регенерации тектоно-магматической активности в связи с заложением в этой зоне ювенильного потока флюида. Мощность пиролита обусловлена длительностью «выдержки» региона (блока, зоны, структуры и т. д.) в состоянии тектонического покоя. Отсюда вытекает зависимость масштабов оруденения от временного интервала, прошедшего с эпохи стабилизации блока и до момента рудообразования в нем. Другими словами, *чем древнее рудовмещающая структура и чем моложе руда, тем выше должна быть потенциальная рудоносность зоны тектоно-магматической активизации*. Этот вывод можно применять в качестве руководства при перспективной оценке структур на литофильно-редкометальное оруденение фанерозойского возраста\*.

Однако необходимо учитывать акселерацию расширения Земли во второй половине фанерозоя и соответствующую неравномерность прироста пиролита во времени (см. рис. 55 и 56). В этой связи потенциальная рудоносность будет в большей степени опре-

\* Сама возможность построений такого рода свидетельствует в пользу гипотезы, на которой они базируются, и это свидетельство тем более весомо, поскольку полученные металлогенические выводы согласуются с известными на данный момент эмпирическими сведениями [264, 287].

деляться временем тектоно-магматической активизации, т. е. аспект «чем моложе руда» оказывается существенной, нежели момент стабилизации рудовмещающего блока, с которого в его пределах установился режим тектонического покоя\*.

Исследователи неоднократно отмечали особую металлогеническую значимость зон, связанных с тектоно-магматической активизацией блоков, переживших более или менее длительный период тектонического покоя. Это зоны «регенерации» по В. И. Смирнову и В. Е. Хаину, «ревивации» по М. С. Нагибиной, «дива» по Чен Го-да, В. Л. Масайтису и Ю. Г. Старицкому, «телеорогенного магматизма» по Л. И. Красному. В последнее десятилетие их стали называть зонами «автономной активизации» и к этой проблеме работами А. Д. Щеглова [331, 332] было привлечено внимание широкой геологической аудитории. На базе наших представлений повышенная металлоносность этих зон (особенно в отношении редких литофильных элементов) обусловлена накоплением в верхней мантии слоя пиролита в связи с расширением Земли, соответствующим падением силы тяжести, уменьшением градиента давлений в мантии и трансформацией шпинелевого гранатита в оливиновый пироксенит (пиролит), которая сопровождается высвобождением изоморфных примесей («решеточным сбросом») элементов, в силу чего при заложении интертеллурического флюидного потока они могут подвергаться флотации и вовлекаться в процессы рудогенерации.

Таким образом, рассмотрение эволюции коры и верхней мантии континентов на основе гипотезы изначально гидридной Земли позволяет приблизиться к пониманию внутренних причин, определяющих закономерности распределения литофильно-редкометалльной минерализации в пространстве и во времени, и решительно поддержать точку зрения о необходимости проведения широких поисков редких металлов прежде всего в пределах древних платформ и докембрийских срединных массивов, основанную ранее на обобщении обширного эмпирического материала [287]. Поиски в пределах древних платформ предусматривают обнаружение, во-первых, раннепротерозойского оруденения, синхронного с калиевым взрывом и локализованного в кристаллическом фундаменте, а во-вторых, молодой минерализации (позднепалеозойского или мезозойского возраста), которая может располагаться как в фундаменте,

---

\* Эти построения следует дополнить еще одной возможной ситуацией, которая имеет малую вероятность осуществления, но не может быть исключена полностью. В последние годы появились сообщения о выявлении в пределах древних щитов участков коры, сформированной задолго до «калиевого взрыва» в самую раннюю («лунную») стадию развития Земли [67]. Если только эти участки не являются пластинами, сорванными со своего мантийного субстрата, то последний под ними должен быть представлен пиролитом непосредственно от подошвы коры, что может обеспечить исключительно богатую литофильно-редкометалльную минерализацию и в раннем палеозое и в рифее при наложении на данные участки тектоно-магматической активизации.

так и в чехле платформы в связи с зонами тектоно-магматической активизации. Срединные массивы наиболее перспективны в отношении молодой минерализации, и поскольку эти структуры обычно бывают перекрыты осадками, то при прогнозном металлогеническом районировании особую важность приобретают критерии (литологические, структурно-геологические и др.), позволяющие, по мнению М. В. Муратова \*, выделять «чехол основания срединных массивов» среди геосинклинальных и орогенных комплексов складчатых поясов.

В качестве примера наиболее перспективной структуры на редкие литофильные металлы можно привести Алданский щит, который местами сохранил реликты коры «лунной» стадии развития Земли [67], что свидетельствует о весьма раннем времени консолидации отдельных его частей, и претерпел крайне интенсивную активизацию тектоно-магматических процессов в мезозое, связанную с наложением Монголо-Охотского пояса.

### **IX.3. МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНИТОИДНЫХ СЕРИЙ И ПРИЧИНЫ ЭВОЛЮЦИИ СОСТАВОВ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ**

Одной из самых общих закономерностей магматизма является направленное, обычно гомодромное \*\*, изменение состава магматических продуктов, прослеживающееся как в ходе развития каждого из тектоно-магматических циклов фанерозы (а по некоторым данным [1, 3] и докембрия), так и при образовании серий и отдельных формаций. Интрузивные породы, возникающие в течение тектоно-магматического цикла, обычно образуют закономерно построенные латеральные ряды, обусловленные миграцией эпицентров разновозрастной магматической деятельности. Поскольку ареалы каждого последующего формационного типа расширяются, а максимумы магматической активности смещаются в сторону внешних зон и за пределы подвижных поясов, узкие эвгеосинклинальные зоны (в пределах которых устанавливается выход на поверхность тектонофера Шейнманна или зоны Заварицкого — Беньофа) оказываются окруженными широкими ареалами поздних орогенных магматитов. Латеральная магматическая или структурно-магматическая зональность в наиболее общем виде не зависит от состава и структуры подстилающего субстрата [107]. Вместе с тем для ранних габбро-плагиогранитовых серий, которые образуют обычно цепочки небольших интрузивов, вытянутые вдоль шовных и краевых зон эвгеосинклинальных трогов, можно отметить преиму-

---

\* См. книгу «Проблемы теоретической и региональной тектоники». М., Наука, 1971.

\*\* В заключительные этапы тектоно-магматических циклов возможна смена гомодромной последовательности на антидромную с появлением постгранитовых даек и малых интрузивов базитового состава.

цественное размещение существенно габбровых массивов в офиолитовых поясах с симатическим основанием, а существенно плагиигранитовых массивов — в зонах с сиалическим фундаментом.

Структурно-магматическая зональность определяется не только смещением ареалов распространения поздних формаций в сторону все более стабильных блоков, не только изменением в этом направлении степени прерывистости (уменьшение) и завершенности (увеличение) серий, но и вариациями составов однотипных пород. В сторону внешней зоны складчатых поясов при удалении от эвгеосинклинали (зоны Заварицкого — Беньофа) в аналогичных породах на всех уровнях кремнекислотности закономерно возрастает содержание калия и соответственно уменьшается отношение  $\text{Na}_2\text{O}/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ . Подобные латеральные изменения при анализе тренд-поверхностей составов интрузивных пород установлены для габбро-плагиигранитовых серий Алтае-Саянской области, Кордильер и др. [3], разновозрастных гранодиоритовых и гранитовых формаций Западного Саяна, Северо-Востока Азии, Шотландии, Европы и др. [3, 225, 353]. Т. Хазертон и У. Диккинсон (см. [107]), а также Х. Куно [145] в современных лавах островных дуг (современных геосинклиналей) обнаружили существование корреляционной зависимости между содержанием калия в равных по кремнекислотности породах и глубиной до зоны Заварицкого — Беньофа или расстоянием до ее выхода на поверхность — чем больше эти расстояния, тем выше содержания калия.

Все эти общие закономерности, устанавливаемые при анализе латеральных и возрастных рядов интрузивных серий определенных циклов, в целом справедливы и при сопоставлении гомологичных серий и формаций древних и молодых циклов; иначе говоря, каждый новый тектоно-магматический цикл не просто повторяет предыдущий, но и отличается от него в силу дальнейшего продвижения эволюции во всех оболочках Земли.

Прежде чем перейти к обсуждению возможных причин эволюции составов магматических формаций и механизма формирования гранитоидных серий, следует оговорить некоторые положения, принимаемые в качестве основы дальнейших построений и дополняющие петролого-геохимические аспекты, освещенные в предыдущих разделах этой главы.

1. Наиболее благоприятными для возникновения магматических расплавов являются три гипсометрических уровня магмагенерации [84, 140, 281, 325]: *верхний*, внутри земной коры, на глубинах 10—20 км, преимущественно гранитоидный состав субстрата, состав выплавок липарито-дацитовый; *средний* — 20—50 км, субстрат преимущественно базитовый, состав выплавок андезито-дацитовый, андезито-базальтовый; *нижний*, в пределах верхней мантии — не менее 50 км, преимущественно гипербазитовый состав субстрата, состав выплавок толеитовый, щелочнобазальтовый, пикритовый. На больших глубинах, в верхней мантии, температуры и давления близки к тем, при которых происходит частичное или полное плав-

ление вещества основного и даже ультраосновного состава, поэтому здесь *постоянно* существуют условия для магмообразования.

2. Интрузии (чаще протрузии) гипербазитов связаны с явлением глобального расширения Земли и, строго говоря, не относятся к собственно геосинклинальному магматизму; возникновение габбро-плагиогранитовых серий, формаций гранодиоритов и гранитов совпадает с прогрессивной стадией регионального метаморфизма складчатых зон, а аляскитовых и последующих формаций (позднеорогенных) — с регрессивной стадией регионального метаморфизма.

3. Экспериментальными работами по плавлению гранитоидных систем установлена зависимость состава расплава от внешнего давления и температуры [345] — уменьшение этих параметров в водосодержащих расплавах сдвигает состав в сторону увеличения содержания  $\text{SiO}_2$  и отношения  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ . Анализ сводной диаграммы фазовых состояний для гранитоидных систем [89, 345] позволяет отметить, что при одном и том же общем давлении расплавы, насыщенные водой или другими летучими, содержат больше  $\text{SiO}_2$ , а с увеличением общего давления содержание  $\text{SiO}_2$  в магмах должно уменьшаться независимо от их водонасыщенности. Таким образом, на меньших глубинах (или при меньших давлениях) должны быть устойчивыми гранитоидные расплавы с большими кремнекислотностью и отношением  $\text{K}/\text{Na}$ .

4. Причины и механизм геосинклинального процесса объясняются с позиции гипотезы изначально гидридной Земли [151], в основе которой лежит представление о циклическом разложении ядра нашей планеты с интенсивной дегазацией водорода, которая и является причиной тектогенеза. Благодаря исключительно высокой теплоемкости и феноменальным диффузионным свойствам водород выполняет роль теплоносителя и в конечном счете определяет возникновение экстремальных тепловых потоков в мантии Земли. При заложении теплого потока и насыщении протонным газом теплопроводящей зоны (тектонофера Шеймманна) слагающие ее металлы испытывают уплотнение. Следствием этого будет формирование «зоны заглатывания» в месте впадения теплового потока в силикатную оболочку верхней мантии, образование депрессионной воронки в астеносфере, а на поверхности — заложение геосинклинального прогиба и осадконакопление в нем. В дальнейшем способность астеносферы к пластическому течению вызовет постепенное заплывание депрессионной воронки, сужение структур и складчатость, а затем инверсию тектонических движений. Течение астеносферы, сопровождаемое пластическими деформациями, обуславливает выделение большого количества тепла, диссипирующего в кору. Резкий нагрев силикатного материала в «зоне заглатывания», сопровождаемый насыщением его водородом, образованием воды и появлением других летучих, может привести к образованию астенолитов, всплывающих в конце инверсионного периода и на стадии орогенеза и дрейфующих по поверхности астеносферы под литосферными плитами. Отмирание теплового потока из тектонофера

вызывает его разуплотнение, поверхностным следствием которого является воздымание горных систем.

Поскольку причины цикличности геологического развития связываются с цикличным разложением ядра Земли, то тектоно-магматические циклы должны быть повсеместными, синхронными, а продолжительность их должна резко сокращаться от древних геологических эпох к молодым. Следствием того же процесса — разложения ядра и увеличения мощности мантии — является переход от «пермобильного» (по Л. И. Салопу) режима архея, обусловленного мелкочаеистой конвекцией в силикатно-окисной оболочке мантии, к появлению многочисленных геосинклинальных трогов в раннем протерозое и к последовательному в дальнейшем сокращению площадей и количества геосинклинальных зон при одновременном возрастании их размеров. При этом прогрессирующее во времени насыщение тектоноферов протонным газом обеспечивает все большую контрастность тектонических движений и соответственное усложнение структурно-тектонического плана складчатых поясов от древних к молодым.

5. Наконец, следует еще раз напомнить о важном факторе расширения планеты (являющемся неперменным следствием гипотезы изначально гидридной Земли), который мы привлекали в предыдущем разделе при обсуждении характера эволюции коры и мантии и который, по нашему мнению, определяет многие петролого-геохимические закономерности развития гомологических формаций от древних тектоно-магматических циклов к молодым.

Итак, имея в виду положения пунктов 1—5, а также некоторые идеи, высказанные в предыдущих разделах этой главы и в работах [84, 140, 281], рассмотрим последовательность, механизм развития магматической деятельности и причины закономерной эволюции составов магматических пород, возникающих в разных зонах в течение тектоно-магматического цикла.

В пределах геосинклинальных зон развитие магматической деятельности начинается с появления первичных базальтовых выплавок на нижнем уровне после заложения теплового потока в тектонофере. Выплавление первичных магм дополнительно стимулируется выделением теплоты трения в результате пластических деформаций в астеносфере [376] — вязкого течения ее вещества при образовании депрессионной воронки. Этот механизм возникновения расплавов вполне однозначно определяет и форму первичных магматических очагов — в виде крутопадающих линз, согласных с падением тектонофера.

Подъем магматических масс при достижении некоторого критического размера может происходить двумя способами [84]:

1) за счет внутренних энергетических ресурсов вследствие постоянного конвективного подтока тепла из нижних частей очагов к верхним и связанного с этим расплавления и поглощения (магморазмыва) вмещающих пород на фронте «всплывающего» очага; однако, как показывают теплофизические расчеты, подъем магмы

в верхней мантии происходит очень медленно и, кроме того, должен приводить к постепенному уменьшению поднимающегося очага, вплоть до его исчерпания; как отмечают Н. Л. и Г. Л. Добрецовы [84], путь, пройденный магмой таким способом, скорее всего, соизмерим с размером «первичного очага»;

2) под действием избыточного давления, возникающего вследствие объемного эффекта плавления и разницы удельных весов расплава и твердых пород.

Второй способ наиболее вероятен при образовании начальных членов гомодромных серий. Под действием избыточного давления первичная магма быстро мигрирует в верхние горизонты, причем при достаточно высокой производительности первичного очага подъем сводится главным образом к магморазрыву [243, 251].

Поднимающиеся магмы, по всей вероятности, скапливаются в промежуточных камерах, соединенных подводными каналами и играющими роль своеобразных регуляторов, определяющих периодичность последующих внедрений расплава в соответствии с релаксационным механизмом П. И. Токарева [296]. В ходе магматической деятельности происходит закономерное продвижение промежуточных камер на все меньшие глубины.

Начальные члены анализируемых гомодромных серий в меньшей степени образованы затвердевшими первичными расплавами, чаще продуктами их кристаллизационной дифференциации в промежуточных камерах. Таким путем, видимо, реально образование габбро-диоритовых, габбро-сиенитовых формаций. В то же время необходимо иметь в виду возможность появления вторичных контакто-анатектических выплавов над промежуточными камерами первичных магм, располагающимися в верхних горизонтах литосферы, особенно при рассмотрении варианта «влажного» [84] анатексиса. Эти выплавки имеют кислый состав и могут либо смешиваться с первичными магмами, раскисляя их, либо внедряться вместе с остаточными дифференциатами примерно того же состава. Объемы кислых расплавов — остаточных дифференциатов и контакто-анатектических выплавов — примерно соизмеримы и суммарно составляют не более 7—10% объема базитовых масс. Типичным примером таких образований, видимо, являются контрастные гомодромные габбро-гранофировые серии.

Примерно одновременно с перемещением промежуточных очагов в основном в зону перехода между астеносферой и литосферой начинаются процессы магмогенерации и на среднем уровне (со скачкообразным переходом на верхний). Этому способствуют перемещение сюда максимума теплового потока, прогрев внедряющимися массами первичных базитовых магм и теплота трения, генерируемая за счет пластических деформаций вещества, эффективная вязкость которого существенно снизилась при прогреве не только в астеносфере, но и в нижних слоях литосферы.

Можно предположить, что появление первых локальных очагов расплавления на верхнем уровне над первичными магматическими

массами астеносферы определяется не только совместной «работой» трех рассмотренных выше механизмов, но и дополнительно стимулируется более интенсивной и менее энергоемкой миграцией глубинных трансмагматических растворов через зоны повышенной проницаемости (зоны разупорядочивания, по Ф. А. Летникову [156]) между жидкими полимерами расплавов базитовых магматических колонн среднего уровня.

С диссипацией большого количества тепла (разными путями) в литосферу связаны региональный метаморфизм накопленных в геосинклинальной зоне толщ, их гранитизация и широкое развитие магматизма. Естественно, что эти процессы должны быть оторваны от «осадочного цикла» на время, необходимое для накопления достаточного количества тепла и его вывода из астеносферы в верхние горизонты литосферы [151]. Это определяет более заметный разрыв во времени (по сравнению с интервалами между другими членами гомодромных серий) между габбро-плагиогранитовыми и последующими гранитоидными сериями.

Смена габбро-плагиогранитовых серий существенно гранитоидными — гранодиоритовыми и гранитовыми формациями — отражает снижение производительности магматических очагов нижнего уровня и максимум магмообразования на среднем и верхнем уровнях.

Самая благоприятная обстановка для формирования больших масс гранитоидного расплава, способного интродировать, возникает при достижении базитовыми расплавами (среднего уровня) верхних горизонтов литосферы, подвергшихся анатексису в ходе регионального метаморфизма [84]. «Первичные» анатектические расплавы обычно насыщены водой и не способны к существенному вертикальному перемещению [281]. Внедрение даже небольших масс базитовой магмы может подогреть и «осушить» эти расплавы. В то же время сама базитовая магма после взаимодействия с анатектическими расплавами могла прорываться вверх лишь на самых ранних стадиях внедрения, давая начало интрузивам габбро-диоритового и диоритового состава. «Возбужденные» анатектические расплавы, будучи перегреты по сравнению с эвтектикой и достаточно водонасыщены, имеют умеренно кислый тоналито-гранодиоритовый существенно натриевый состав. Основность его определяется интенсивностью и масштабами взаимодействия базитового и гранитоидного расплавов [83, 84]. Снижение производительности магмогенерации среднего уровня определяет возникновение на верхнем уровне все более кислых расплавов и смену гранодиоритовых формаций гранитовыми (калиево-натриевыми), степень гибридизации которых базитовыми расплавами или их флюидами весьма незначительна. Тем не менее определенное влияние базитовых магм или, скорее, отщепляющихся от них флюидов на состав гранитоидных расплавов подтверждается исследованием изотопных составов рубидия и стронция в породах последовательно образующихся существенно базитовых и гранитоидных формаций [306,

327], а также известной преемственностью их геохимических и металлогенических особенностей.

Важно подчеркнуть увеличение роли генерируемых в коре гранитоидных расплавов при переходе от эвгеосинклинальных трогов (с корой океанического или переходного типа) в области с континентальным типом земной коры, с большей мощностью гранитоидно-гнейсового слоя или, иначе говоря, с большей «зрелостью» коры, в пределах которых увеличивается количество участков, подготовленных к повторному плавлению. В эвгеосинклинальных зонах значительный расход на «первичный» метаморфизм, пониженная теплопроводность пород и более основной состав субстрата обычно препятствуют образованию гранитоидных очагов. С этих позиций, по существу, с позиций «правила экономии» [141, 229] и при учете представлений Ф. А. Летникова [156] о термостатировании магматических систем становится понятным частое образование гетерогенных (полиформационных) и полихронных гранодиорит-гранитовых массивов и широкое распространение их в антиклинариях с гранито-гнейсовыми ядрами.

Завершение образования гранитовых формаций совпадает по времени с фактическим прекращением магмогенерации на среднем уровне. Действительно, после раскристаллизации гранитных массивов, когда вновь открываются возможности для проникновения базитовых магм в верхние горизонты литосферы, сюда внедряется весьма ограниченный объем расплавов, формирующих постгранитовые основные дайки.

Последующее образование больших объемов позднеорогенных аляскитов, возникающих на регрессивной стадии метаморфизма складчатых зон, логичнее всего связать с всплывающими по тектоногенам астенолитами. К моменту завершения кристаллизации гранитных массивов они достигают границ астеносферы с литосферой и растаскиваются по ее поверхности (в том числе и за пределы собственно геосинклинальных зон) растекающимся астеносферным вздутием [151]. Астенолиты, следовательно, выступают в роли «транспортёров» тепла, воды, других летучих и прочих ювенильных компонентов (в том числе металлов) из «зоны заглывания» в литосферу. Диссипация этого тепла и вещества в верхние горизонты вызывает на верхнем уровне магмогенерации в участках, ранее подвергавшихся гранитизации и палингенезу, повторный разогрев и локальное плавление, приводящее в конечном счете к образованию значительных объемов анхизвтектических существенно калиевых расплавов, обогащенных летучими и ювенильными (наряду с коровыми) рудными низкокарбонными элементами.

Возникшие расплавы, перемещаясь вверх, чаще всего «подпирают» (подобно поршню) ранее образованные гранодиорит-гранитные и гранитные массивы\* или внедряются в них, усиливая гете-

---

\* Отсюда понятна их интенсивная площадная микроклинизация с образованием иногда вторичных аляскитов [22, 179, 219].

рогенность этих массивов. Подобное совмещение производных двух или трех формаций в едином плутоне вполне закономерно в силу значительной пространственной общности тех корневых зон, в которых происходило в разное время и по несколько различным причинам магмообразование, приводящее к возникновению гранодиоритовых и особенно гранитовых и аляскитовых формаций. Очевидно, во многих случаях поздние гранитоидные формации развивались в значительной степени за счет вещества ранних формаций путем их селективного плавления с уменьшением объема выплавки во времени [141, 229].

Смещение ареала распространения аляскитовой формации еще далее от тектоногена, видимо, определяется динамикой перемещения (и остановок) астенолитов — достаточно отчетливым уменьшением скорости их дрейфа по мере удаления от тектоногена в соответствии с изменением характера вязкого течения вещества при растекании астеносферного вздутия.

Массивы субщелочно-щелочногранитовых и нефелинсиенитовых (?) формаций, видимо, можно считать продуктами кристаллизации гибридных (ювенильно-коровых) магм. Они возникают за счет взаимодействия остаточных низкотемпературных расплавов аляскитовых магм с глубинными трансмагматическими растворами [63, 156, 254], продолжающими поступать сначала из астенолитов (образование фтор-литиевых гранитов), а затем из отмирающих очагов нижнего уровня (щелочные граниты и реже, в более специфических условиях, нефелиновые сиениты). О возможности такого механизма образования свидетельствуют следующие факты и соображения. Геологическим обоснованием является обычная приуроченность сравнительно небольших массивов субщелочно-щелочногранитовых и нефелинсиенитовых формаций к тектоническим нарушениям глубокого заложения (образуют пояса по периферии срединных массивов, окраинам платформ и т. д. [63, 123]) и в то же время отчетливая связь с ареалами аляскитовых формаций. При этом важно напомнить, что фтор-литиевые граниты в основном связаны с редкометаллопегматитоносными и грейзеноносными ультракислыми, а щелочные граниты (и нефелиновые сиениты) — с наиболее щелочными фациями аляскитов\* и что пространственно эти группы массивов обычно разобщены [22, 29, 254]. Щелочной уклон магматизма по границам древних платформ и срединных массивов находит естественное объяснение, поскольку эти структуры имеют специфический разрез мантии с резко увеличенной мощностью «пиrolита» (данный аспект обсуждался в предыдущем разделе), что может обеспечить повышенную щелочность генерируемых магм и повышенные концентрации в них редких элементов.

Поступление из остывающих астенолитов флюидов с последовательным обогащением их натрием, литием, фтором и другими

---

\* При продвижении в то же время массивов поздних формаций в крайние части аляскитовых ареалов, во все более консолидированные структуры.

все более кислотными компонентами представляется совершенно естественным этапом их эволюции. Поэтому образование в условиях значительного дебита и притока в литосферу таких флюидов (вероятность этого, как будет показано ниже, увеличивается к более молодым циклам) гранитов фтор-литиевой формации после ультракислых аляскитов вполне закономерно. Возникновение щелочногранитовых (а позднее в условиях еще большей щелочности и нефелинсиенитовых) магм определяется, очевидно, воздействием на остаточный аляскитовый расплав (или продукты его раскристаллизации) глубинных углеводородных щелочных флюидов нижнего уровня с развитием восстановительных реакций и появлением щелочных амфиболов и пироксенов вместо биотита [156]. Возможность образования таких флюидов в условиях нижнего уровня подтверждается отчетливым увеличением здесь к поздним этапам тектоно-магматического цикла щелочности и содержания летучих, находящим отражение в составе магматических выплавов. Действительно, завершающие цикл магматические образования представлены щелочными базальтами и лампрофирами, породами с отчетливо повышенным содержанием калия по сравнению с начальными продуктами (той же кремнекислотности) этого уровня магмогенерации. Рассмотренный механизм формирования поздних (особенно субщелочно-щелочногранитовых) магм достаточно убедительно объясняет и резко отличный от предыдущих гранитоидных формаций ювенильный характер их металлогении.

Итак, проделанный анализ позволяет резюмировать, что при принятии 1) гипотезы изначально гидридной Земли, 2) представления о трех уровнях магмогенерации и скачкообразно-эволюционном перемещении очагов плавления с нижнего на верхний уровень, а отмирания в последовательности средний, верхний и, наконец, нижний, 3) допущения о наиболее вероятных механизмах магмообразования — частичного или полного плавления верхней мантии под действием теплового (водородного) потока и тепла вязкого трения на нижнем уровне, контактово-анатектического на среднем, анатексиса и палингенеза в сочетании с синтексисом с заменой на поздних этапах многократным палингенезом и гибридизацией палингенных коровых магм ювенильными флюидами\* на верхнем уровне направленное изменение составов интрузивных формаций, возникающих в течение тектоно-магматического цикла, и их последовательное смещение от эвгеосинклинальных к все более внешним зонам складчатых областей с захватом окраинных частей платформ выглядит закономерно и получает достаточно строгое объяснение.

Если не учитывать формации нефелиновых сиенитов, формационный ряд цикла представляет собой последовательность пород со все более увеличивающейся кремнекислотностью. С ростом кремнекислотности расплавов увеличивается степень их полимери-

\* В соответствии с предложением Д. С. Коржинского [133] подобные процессы могут быть названы метамагматическими.

зации, в силу чего образуются все более кислотные «силикатные комплексы» и нарастает их химическое сродство к наиболее электроположительным и легко полимеризуемым — к щелочным металлам относительно щелочноземельных, к калию относительно натрия и др. [169, 170]. С этих позиций понятна и вторая петрохимическая особенность формационного ряда — закономерное увеличение щелочности, особенно калиевой\*. В качестве дополнительной причины, стимулирующей усиление и первой и второй тенденции, следует назвать возможность образования воды в процессе возрастания полимеризации расплавов\*\* (что уже отмечалось Ф. А. Летниковым [156]), а увеличение водонасыщенности магм приводит к образованию более кремнекислотных (и более калиевых) пород.

Латеральные изменения пород разных формаций — увеличение содержания калия в аналогичных породах с удалением от зоны Заварицкого — Беньофа — очевидно, определяются как закономерными изменениями состава астеносферы и литосферы в этом направлении (в сторону более «зрелых» структур), так и некоторыми особенностями развития магматических систем, начиная с нижнего уровня. Л. П. Зоненшайн и соавторы [107] предложили два варианта объяснения, в одном из которых учитывается возможность отделения с разных глубин от следующих вдоль тектонофера потоков тепла и вещества магматогенных флюидов разной щелочности, в другом — изменение их состава по мере продвижения по границе астеносферы и литосферы в глубь континента. Возможно и дополнительное объяснение, связанное с представлением о сплошном плавлении астеносферы лишь в пределах тектонофера и о симметричном расположении относительно него достаточно широких зон частичного плавления с уменьшением по мере удаления от тектонофера объемов селективных выплавов и все большим начальным содержанием в них калия. Такая модель хорошо объясняет, например, магматическую зональность рифтовых систем, в центральных зонах которых распространены толеитовые базальты с минимальным содержанием калия, а во внешних — щелочные оливиновые базальты, обогащенные калием [64, 364, 365]. Однако в свете наших построений, в мантии под слоем рестиита должен находиться первичный, еще не дифференцированный субстрат (см. рис. 52 и 55) с исходной концентрацией калия, равной примерно 0,75 вес. %  $K_2O$ . Погружение зон Заварицкого — Беньофа и перемещение зоны питания интертеллурического флюида или самих процессов магмогенерации в область гиполита может обусловить латеральную вариацию магматических формаций по калию вкрест

\* Нарушения монотонного увеличения кремнекислотности в формационных рядах, возникающие иногда за счет субщелочно- или щелочногранитовых формаций, приводят к нарушению и второй закономерности — среди щелочей в этих породах на первый план выступают натрий и литий или натрий.

\*\* Усиление степени полимеризации определяет возможность высвобождения кислорода ( $2[SiO_4]^{4-} \rightarrow [Si_2O_7]^{6-} + O^{2-}$ ;  $[SiO_4]^{4-} \rightarrow [SiO_3]^{2-} + O^{2-}$  и т. д.), что в условиях «продувки» расплавов водородом или протонированным газом может привести к образованию воды.

простираются современных островных дуг и складчатых поясов прошлого.

В конце гл. VIII в 12 пунктах перечислены основные тенденции и закономерности эволюции гомологичных формаций гранитоидов во времени от древних тектоно-магматических циклов к молодым. Большинство этих закономерностей, по нашему мнению, имеет одну и ту же причину — расширение Земли.

Расширение планеты сопровождается падением силы тяжести и соответствующим уменьшением давлений в зонах магмогенерации и на уровнях становления интрузивных тел. Понятие «глубинность» целиком определяется давлениями, при которых происходила кристаллизация магм или метаморфизм пород. Поэтому уменьшение градиента давлений во времени в связи с расширением Земли может создать иллюзию уменьшения «глубинности» магматических формаций и месторождений от древних тектономагматических циклов к молодым, несмотря на то, что эти образования в каждом цикле проявлялись в одних и тех же горизонтах земной коры.

Изменение градиента давлений и постепенное погружение изобар определяет переход на большие глубины зоны трансформации надкритического флюида в водный или зоны парообразования, где происходит вскипание гидротерм. Эти перемещения увеличивают вертикальный диапазон развития приповерхностных процессов низкотемпературного метасоматизма, и в данной связи становится понятным возрастание его роли от древних циклов к молодым.

Вертикальный размах гидротермальной деятельности и связанного с ней рудообразования в значительной мере определяется горным давлением, которое с некоторой глубины «захлопывает» системы взаимосвязанных пор и трещин и, таким образом, ограничивает распространение процессов рудоотложения в глубоких горизонтах коры. Изменение силы тяжести в связи с расширением планеты определяет постепенное во времени падение давления, и этим можно объяснить тенденцию к появлению месторождений, все более удаленных от материнских массивов. С уменьшением давления, по всей вероятности, можно также связать усиление роли трещинных интрузий и усложнение морфологии гранитоидных plutонов (особенно их апикальной поверхности), поскольку с уменьшением литостатической нагрузки увеличивается время релаксации напряжений и, таким образом, увеличивается «время жизни» тектонически ослабленных зон и соответственно возрастает вероятность их участия в процессах формирования интрузивных камер.

Падение горного давления и связанное с ним увеличение пористости и трещиноватости (т. е. проницаемости) в верхних горизонтах коры уменьшают замкнутость интрузивных камер, поскольку вмещающие породы рамы теряют способность поддерживать «автоклавный эффект», что может быть причиной закономерного перехода от преимущественно межгранулярного рассеивания остаточных растворов к процессам ретроградного вскипания, а также тенденции к ослаблению роли собственно магматического рудооб-

разования и возрастанию роли постмагматической рудогенерации. Постепенное увеличение проницаемости коры может обеспечить переход от гранитоидных формаций, образованных путем гранитизации *in situ*, к типичным интрузивным, аллохтонным, а также быть причиной замещения простых однофазных массивов более сложными, многофазными. Не исключено, что непосредственно и сам процесс расширения планеты играет в перечисленных закономерностях какую-то роль, поскольку он может способствовать магморазрыву. Наконец, нам представляется возможным связать уменьшение градиента давлений с уменьшением размеров интрузивов в плане (от древних к молодым), которое должно было бы сопровождаться увеличением их вертикальной мощности (последнее требует проверки), т. е. в поле большей силы тяжести и (больших давлений) форма интрузивов должна быть более уплощенная, тогда как с уменьшением силы тяжести (и давлений) она все более будет приближаться к цилиндрической и штокообразной.

Закономерное увеличение «удельного веса» поздних членов в формационном ряду интрузивных образований от древних циклов к молодым, в нашем понимании, является следствием прогрессирующего во времени процесса «континентализации» коры в пределах геосинклинальных зон, который заключается в увеличении мощности гранитного слоя и в закономерном обогащении его щелочами и литофильными низкокларковыми элементами. Данный процесс также обусловлен расширением планеты, и мы детально обсуждали его в предыдущем разделе этой главы. Дополнительно к сказанному отметим, что в свете экспериментальных данных (см. пункт 3 на с. 249) прогрессирующее во времени увеличение мощности гранитного слоя и одновременное падение давления в его пределах должно способствовать увеличению кремнекислотности и калиево-сти гранитоидных выплавов, чем можно объяснить тенденцию к появлению формационного «лидера», представленного все более поздним членом эволюционного ряда во все более молодых циклах.

Сокращение длительности образования формаций (и в целом эволюционных рядов) молодых циклов принятая нами концепция связывает, с одной стороны, с закономерным сокращением продолжительности тектоно-магматических циклов от древних к молодым (причина этого скрыта в самом характере эволюции изначально гидридной Земли [151]), а с другой — с большей контрастностью уплотнения и разуплотнения тектоноферов по мере развития планеты [151, с. 66], что вызывает более энергичные течения в астеносфере и соответственно более бурную диссипацию тепла в течение все меньшего интервала времени. По этой причине должны сокращаться во времени и процессы магмогенерации.

Таким образом, закономерности развития рядов магматических формаций, а также особенности эволюции их строения и состава во времени находят объяснение с позиций гипотезы изначально гидридной Земли и являются отражением процесса необратимого развития всех оболочек планеты, включая ядро.

1. Необходимо ввести в номенклатуру гранитов не употребляющуюся до сих пор характеристику — *физиографический тип породы, обусловливаемый особенностями визуально наблюдаемого взаиморасположения зерен кварца и полевого шпата в основной массе гранита*. В процессе изучения и рассмотрения десятков гранитоидных плутонов Европы, Азии, Африки (от верхнего протерозоя до мезозоя — кайнозоя), на площади которых присутствуют проявления вольфрама, олова, молибдена, редких металлов и хрусталеносные пегматиты, выявлено три ведущих физиографических типа гранитов. Краткие строгие названия подобрать им пока не удалось и они обозначены буквами А, Б и В. Их типизированные изображения приведены на рис. 1—3.

2. Модальные и химические составы, а также акцессорно-минеральные и геохимические характеристики для пород выявленных гранитовых типов могут в тех или иных случаях значительно перекрываться, однако в среднем их составы достаточно характерны, так что физиографические типы гранитов в известной степени коррелируются с петрографо-петрохимическими типами: тип А — нормальные биотитовые граниты; тип Б — аляскитовые и лейкократовые граниты; тип В — субщелочные и щелочные граниты. Вариации составов гранитов последнего типа наиболее широки: от плюмазитовых высокоглиноземистых, светлослюдистых гранитов до агпайтовых низкоглиноземистых, ультракислых рибекито-эгириновых гранитов, что нередко позволяет разделять этот тип на два самостоятельных природных типа.

3. В рассмотренных редкометальных узлах любые гранитоидные плутоны являются совокупностями отделенных друг от друга поверхностями раздела индивидуализированных геологических тел (залежей, штокообразных, дайкоподобных тел), каждое из которых сложено гранитами \* какого-то одного физиографического типа: или гранитами А, или Б, или В, точнее, если учесть и размер зерна главных породообразующих минералов, гранитами А-1, А-2 и т. д., Б-1, Б-2 и т. д., В-1, В-2 и т. д. (см. рис. 1—3), а также

---

\* А также, естественно, гранодиоритами, граносниенитами; выделение их в подавляющем большинстве случаев затруднений не вызывает.

мелкозернистыми и аплитовидными жильными гранитами, тяготеющими к гранитам А, Б или В.

4. В пределах каждого изученного плутона (и этому не противоречат материалы по всем рассмотренным по литературе плутонам) устанавливается возрастная сближенность геологических тел однотипных гранитов, в то время как каждая из выделенных ассоциаций гранитов А, Б, В отделена друг от друга существенным временным интервалом, нередко фиксируемым внедрением «закаленных» порфириновых и порфиритовых даек, иными словами ассоциации гранитов А→Б→В предстают в каждом из гранитоидных плутонов разновозрастными интрузивными комплексами.

5. В каждом из рассмотренных узлов и рудных районов граниты А (нормальные граниты) образуют разнообразные по форме и размерам массивы, плутоны, мегаплутоны; граниты Б (аляскиты и лейкограниты) встречаются как правило в виде изометричных в плане, часто кольцевых и дуговых массивов диаметром от первых сотен (протерозой) до десяти (мезозой — кайнозой) километров. В разрезе устанавливается лополитовая или факолитовая форма таких массивов, причем залежи гранитов Б мощностью до нескольких сотен метров перемежаются с пластинами более древних пород, представленных гранитами А, а также гранодиоритами, диоритами и вмещающими неинтрузивными породами. Мощность этих пластин может варьировать от десятков до тысяч метров. Граниты В образуют в подавляющем большинстве случаев малые интрузивы, штоки и дайки, вытягивающиеся в протяженных линейных поясах, пересекающих и огибающих плутоны гранитов А и Б.

6. Однотипные разновозрастные гранитовые комплексы, входящие в состав гетерогенных плутонов, на обширных территориях естественным образом группируются в элементарные гранитовые формации: нормальных биотитовых гранитов или гранитовую А, лейкогранит-аляскитовую Б и (учитывая существенную разницу составов пород крайних подтипов) лейкократовую субщелочногранитовую В' и щелочногранитовую В''. Однотипные, но разновозрастные гранитовые формации естественно группируются в гомологичные формационные типы гранитов тех же наименований: А, Б, В' и В''. В работе предпринята первая попытка дать по возможности полную геологическую и вещественную характеристику выделенных формационных типов гранитов (см. гл. V).

7. Нормальные биотитовые граниты А не продуцируют редкометальное оруденение, тогда как с массивами аляскитовых и лейкократовых гранитов Б, а также с массивами субщелочных гранитов В' (в том числе литиевых) и щелочных гранитов В'' ассоциируют весьма разнообразные типы месторождений широкого спектра редких металлов (см. табл. 20). В этой связи следует подвергать тщательной ревизии на глубину все (даже весьма малые) проявления редких металлов, локализованные пространственно среди нормальных биотитовых гранитов А, поскольку эта минерализация может указывать на наличие мощного оруденения, еще не вскры-

того эрозией и связанного с расположенными на глубине интрузивами рудоносных гранитов Б и В. Рудоносные граниты Б и В в своем становлении нередко «подпирают» снизу граниты А. Таким образом, граниты А, располагаясь в надинтрузивной зоне рудогенерирующих плутонов часто вмещают оруденение (но не продуцируют его). Четкое представление о том, что граниты А в данной ситуации играют роль только лишь рудовмещающей толщи, позволяет в ряде случаев совершенно иначе (с гораздо большими перспективами) интерпретировать структуры рудных полей.

8. Намечаются варианты интрузивных рядов и, в частности, гранитоидных серий в различных по геолого-тектонической обстановке структурно-формационных зонах и блоках. Предлагается различать по геологическим данным завершенные, когда присутствуют граниты А→Б→В, и незавершенные (А→Б) варианты гранитоидных серий. Можно наметить два крайних варианта завершенных серий, оканчивающихся либо щелочными гранитами В'', либо субщелочными В'. В случае щелочного окончания вся серия гранитоидов характеризуется повышенной щелочностью (граносиенодиориты→граносиениты→калиевые граниты А→повышенной щелочности аляскитовые граниты Б хрусталеносного или альбититогрейзеноносного подтипов→граниты В''), а предыдущие более основные серии нередко отличаются развитием контрастных пород и включают в себя разнообразные сиенитоиды (габбро→сиенодиориты→сиениты→граносиениты→сиенограниты→щелочные граниты, которые являются более ранними и не входят в формацию В). В случае субщелочногранитового окончания вся серия собственно гранитоидов несет несколько повышенную глиноземистость (плагιοгранодиориты→биотитовые и двуслюдяные граниты А→повышенной глиноземистости лейкограниты Б грейзеноносного подтипа→граниты В'), а предшествующая серия более основных пород зачастую редуцирована. В случае незавершенных вариантов наблюдается достаточно незакономерная перемежаемость гранитоидов разной щелочности — глиноземистости, но все же намечается тенденция к преобладанию наиболее типовых по петрохимии пород (см. табл. 21).

9. При обсуждении причин многофазности плутонов и закономерностей размещения разных фаз в объеме массивов отмечена принципиальная разница в природе сил, вызывающих пространственное перемещение и размещение магматических масс в интрузивах разных формаций. Для массивов гранитоидных формаций типа А и более ранних, возникающих в беспокойной тектонической обстановке, это в основном экзокинетические силы, обеспечивающие поступление расплава в камеру из промежуточных очагов, а для гранитовых формаций Б и В, образующихся в спокойной тектонической обстановке субплатформенного режима, это в основном эндокинетические силы, связанные с ростом давления летучих в расплаве в ходе его прерывно-непрерывной кристаллизации. Прерывно-непрерывный характер кристаллизации в «чистом виде» реали-

зуется в массивах с восходящим режимом (в основном интрузивы В, частично Б) и осложняется (сопровождается) процессами усадки и перемещением расплава в верхние раскристаллизованные части в камерах с нисходящим режимом кристаллизации (массивы формации Б, отчасти А). Тем не менее в итоге могут возникать иногда почти подобные расслоенные и стратифицированные интрузивы, без нарушений расслоенности и стратификации в первом случае и с возможными нарушениями во втором. Представляется, что по указанным причинам при соблюдении общей гомодромности изменения состава пород последовательно возникающих фаз, различия между ними максимальны в ранних и минимальны в поздних (Б и В) формациях. Этим же объясняется и более закономерное и однообразное распределение в пространстве пород разных фаз в массивах Б и В, а также различный характер и полнота проявления связанных с ними поздне-постмагматических образований.

10. Анализ эволюции на разных уровнях организации вещества (элементном, минеральном, породном и собственно формационном) и в различных масштабах времени позволил наметить основные тенденции эволюции (см. гл. VIII), сделать общий вывод об усложнении структурно-вещественной организации в эволюционном ряду интрузивных формаций и дал дополнительные возможности для суждения об увеличении потенциальной рудоносности к поздним формациям и увеличении ее во времени к более молодым циклам.

11. На основе космохимических данных построена петролого-геохимическая модель верхней мантии, предусматривающая наличие на глубине гиполита — первичного, еще не дифференцированного мантийного субстрата (см. рис. 52), обогащенного щелочами и другими литофильными элементами. Представляется, что погружение зоны Заварицкого — Беньофа (и связанных с ней процессов магмогенерации) из области рестита в область гиполита может обусловить латеральную вариацию состава магматических формаций в пределах геосинклинального пояса по щелочности и содержанию ряда других низкокарковых элементов. С этим, возможно, связано возникновение структурно-формационных зон, отличающихся повышенной щелочностью (и особенно калиевостью) проявленных в них магматических формаций.

12. На основании анализа собранного фактического материала и литературных данных авторы намечают резкую грань в трактовке генезиса, с одной стороны, гомодромной серии интрузий, включая формацию нормальных биотитовых гранитов А, а с другой — формаций аляскитовых и субщелочно-щелочных гранитов Б и В. Гранитоиды гомодромной серии интрузий образуются преимущественно за счет материала коры без привноса ювенильного материала под воздействием тепла вязкого трения, диссипирующего из астеносферы. Появление гранитов Б и В определяется поступлением в кору глубинного ювенильного флюида, обогащенного щелочами и другими элементами (в том числе редкими), первопричиной которого является дегазация водорода от ядра Земли [151].

13. Предложенная в работе петролого-геохимическая модель верхней мантии и ее применение при рассмотрении характера эволюции внешних геосфер в свете гипотезы изначально гидридной Земли, предусматривающей значительное расширение планеты, позволяют приблизиться к пониманию причин, определяющих закономерности размещения редких литофильных металлов в пространстве и во времени и решительно поддержать точку зрения о необходимости поисков этих элементов прежде всего в пределах древних платформ и докембрийских срединных массивов, которая раньше была высказана на основании обобщения обширного эмпирического материала [287].

14. Расширение планеты, являющееся неперенным следствием гипотезы изначально гидридной Земли, оказалось мощным петрологическим фактором, позволяющим объяснить направленность эволюции составов магматических формаций во времени, особенности их становления, а также характер проявления поздние- и постмагматических процессов.

15. В качестве задач на будущее целесообразно считать: а) разработку характеристики физиографических типов гранитов на количественной основе путем лабораторных исследований стереометрии горных пород — гранитов (см. [77] и др.); б) выявление физиографических типов гранитов (и вообще гранитоидов), например на плутонах, относящихся не к собственно гранитовым, а к габбро-гранодиорит-плагιοгранитовым и к габбро-сиенит-гранитовым сериям; в) уточнение средних составов всех выделенных формационных типов гранитов и составов изоморфных подтипов; г) составление атласа типовых гранитоидных плутонов и ассоциирующих рудных узлов в единой новой легенде с отображением в плане и объеме взаимоотношений гранитов всех типов, фаз, фаций и рудных тел; д) совершенствование классификации редкометалльных месторождений гранитовых формаций на предложенной основе (см. табл. 20, а также [23]) с тем, чтобы она могла стать одним из инструментов предсказания новых типов месторождений [322]; е) установление всех вариантов гранитоидных серий, в связи с возможностью изменения их в ходе геологической истории и от одной структурно-формационной зоны к другой; ж) доработку терминологии для всех употреблявшихся категорий и вариантов символики, на базе которой в будущем можно приступить к формализации.

1. *Абдрахманов К. А.* Возрастное расчленение гранитоидов и типы гранитоидных комплексов Казахстана, проблемы их формационного анализа, петрогенеза, рудоносности и взаимосвязи с другими магматическими образованиями. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1973, № 2, с. 32—52.
2. *Абдулкабирова М. А.* Сводово-глыбовые структуры и эндогенные месторождения Северного Казахстана. Алма-Ата, Наука, 1975.
3. *Абрамович И. И., Груза В. В.* Фациально-формационный анализ магматических комплексов. Л., Недра, 1972.
4. *Акелин Н. А., Лучицкая А. И., Идрисова Л. В.* Минералого-геохимические особенности редкометаллоносных гранитов на примере Базардаринского массива. — Сов. геология, 1971, № 8, с. 40—53.
5. *Акимов А. П., Берзина И. Г., Гурвич М. Ю.* Содержание урана в эфлютивных включениях из кимберлитовых трубок. — Докл. АН СССР, 1968, т. 181, № 5, с. 1245—1248.
6. *Акимото С.* Система  $MgO-FeO-SiO_2$  при высоких давлениях и температурах, фазовые равновесия и упругие свойства. — В кн.: Верхняя мантия. М., 1975, с. 60—80.
7. *Алексеева Л. К.* Этапы и стадии гидротермальных процессов в областях древнего орогенного вулканизма (на примере северного Прибалхашья). — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1974, № 4, с. 35—43.
8. *Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты)*/А. А. Бесус, Э. А. Северов, А. А. Ситнин, К. Д. Субботин. М., Изд-во АН СССР, 1962.
9. *Амшинский Н. Н.* Вертикальная петрогеохимическая зональность гранитных плутонов. Новосибирск, Зап.-Сиб. кн. изд-во, 1973.
10. *Амшинский Н. Н., Меленевский В. Н.* Проблемы калий-аргонового датирования гранитоидов. — Тр. Зап.-Сиб. отд-ния Всесоюз. минерал. об-ва, 1976, вып. 3, с. 3—9.
11. *Аникеева Н. Ф., Бескин С. М., Смертенко В. М.* К вопросу о возрасте Баянаульского, Жаманаульского и Каркаралинского гранитоидных массивов в Центральном Казахстане. — В кн.: Труды XV сессии комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., 1970, с. 303—308.
12. *Антипин Г. Г., Черная Л. И.* Эволюция полевых шпатов в различных геохимических типах мезозойских гранитоидов МНР. — В кн.: Ежегодник Института геохимии СО АН СССР, 1971 г. Новосибирск, 1972, с. 33—37.
13. *Анфилогов В. Н., Альмухамедов А. И.* Дифференциация силикатных расплавов с позиций химической радикальной полимеризации. — Геохимия, 1970, № 5, с. 552—561.
14. *Анфилогов В. Н., Глюк Д. С., Огородова В. Я.* Полимерные равновесия в силикатных системах с летучими. — В кн.: Гранитообразование и летучие. Свердловск, 1975, с. 3—14.
15. *Аристов В. В., Смутьский И. Я.* Структура и условия образования интрузива рудоносных мусковитовых гранитов. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1971, № 9, с. 25—41.
16. *Бакуменко И. Т.* Исследования стекловатых и раскристаллизованных включений в магматических минералах. — В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. Т. 2. М., 1970, с. 259—272.

17. Бакуменко И. Т. Условия формирования изверженных горных пород известково-щелочного состава. — В кн.: Магматизм и эндогенное рудообразование. М., 1976, с. 152—166.
18. Барсанов Г. П., Гурьева Э. Я. О значении и методах исследования  $\alpha$ - $\beta$ -превращения природного кварца. — Тр. Минерал. музея АН СССР, 1964, вып. 15, с. 3—38.
19. Бескин С. М., Ларин В. Н. О глубинном строении аляскитовых массивов Казахстана. — В кн.: Металлогенические и геологические исследования. Вып. 4. М., 1973, с. 17—27.
20. Бескин С. М., Ларин В. Н., Зейлик Б. С. Вертикальное строение системы купол — надкупольная зона некоторых молибдено-вольфрамовых месторождений Казахстана. — В кн.: Магматизм и рудообразование. М., 1974, с. 103—112.
21. Бескин С. М., Лишневский Э. Н. Связь касситерит-сульфидных рудных районов с гранитными криптобатолитами. — Докл. АН СССР, 1976, т. 226, № 4, с. 903—906.
22. Бескин С. М., Марин Ю. Б. Некоторые вопросы изучения гранитоидов формаций малых и средних глубин. — Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 1972, ч. 101, вып. 2, с. 203—222.
23. Бескин С. М., Марин Ю. Б. Типы редкометалльных месторождений гранитовых формаций. — Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 1973, ч. 102, вып. 3, с. 306—319.
24. Бескин С. М., Марин Ю. Б., Эфрос Б. Д. Типы пегматитовых полей Центрального Казахстана. — В кн.: Пегматиты. Л., 1972, с. 251—262.
25. Беус А. А., Залашкова Н. Е. О процессах высокотемпературного послемагматического метасоматоза в гранитоидах. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 4, с. 13—31.
26. Билибин Ю. А. Вопросы металлогенической эволюции геосинклинальных зон. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 4, с. 3—24.
27. Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Госгеолтехиздат, 1955.
28. Блюман Б. А. О внутреннем строении и механизме становления Белокурихинского гранитного массива (Горный Алтай). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 12, с. 119—123.
29. Борзаковский Ю. А., Хасин Р. А. Пространственная зональность магматизма Монголии. — Сов. геология, 1974, № 4, с. 83—95.
30. Бородин Л. С. О коровых и ювенильных ассоциациях элементов. — В кн.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. Иркутск, 1971, с. 251—262.
31. Бочаров В. Е. Новые данные по геологии месторождения Акчатау в Центральном Казахстане. — В кн.: Геология, геохимия и минералогия месторождений редких элементов Казахстана. Алма-Ата, 1966, с. 23—33.
32. Бочаров В. Е., Розенблат М. М., Толмаков В. Н. О морфологии и генезисе Акчатауского интрузивного массива. — В кн.: Геология, геохимия и минералогия м-ний редких элементов Казахстана, Алма-Ата, 1966, с. 34—45.
33. Бэрнем К. В. Гидротермальные флюиды магматической стадии. — В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., 1970, с. 40—74.
34. Василевский М. М. О некоторых геологических аспектах принципа относительности. — В кн.: Материалы к совещанию «Общие закономерности геологических явлений». Вып. 1. Л., 1965, с. 53—54.
35. Вернадский В. И. История минералов земной коры. Т. 2 (1933—1936). — Избр. соч. Т. 4, кн. 2. М., 1960.
36. Внутренняя зональность гипабиссальных интрузий (Горихинский гранитный массив, МНР)/В. С. Антипин, И. Б. Филиппова, О. Гэрэл, А. В. Лызин. — Геология и геофизика, 1976, № 3, с. 45—56.
37. Волков В. Н., Негрей Е. В. Строение плутона Раумид и проблема становления гранитных интрузивов. — Сов. геология, 1974, № 3, с. 47—59.
38. Вольфсон Ф. И. Проблемы изучения гидротермальных месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1962.

39. *Гаврилин Р. Д.* Геологическое положение щелочных пород в жильной серии щелочноземельных гранитоидов. — Докл. АН СССР, 1957, т. 113, № 5, с. 1111—1114.
40. *Гаврилова С. П., Хрюкин В. Г., Алексеева Е. А.* Интрузивные редкометалльные граниты (на примере одного из районов Сибири). — В кн.: Редкометалльные граниты и проблемы магматической дифференциации». М., 1972, с. 28—67.
41. *Галецкий Л. С.* Новая бериллиеносная формация. — Разведка и охрана недр, 1968, № 5, с. 3—5.
42. *Галецкий Л. С.* Гентгельвиновое оруденение — новый высококачественный тип бериллиевого сырья. — Геология руд. м-ний, 1971, № 3, с. 21—30.
43. *Гальченко В. И., Булнаев К. Б.* Условия локализации и особенности генезиса одного из редкометалльно-флюоритовых месторождений Забайкалья. — В кн.: Минералого-петрографические очерки Забайкалья. Улан-Удэ, 1968, с. 112—123.
44. *Ганзеева Л. В.* О минеральном составе редкоземельно-бериллиевых щелочных метасоматитов. — Редкие элементы, сырье и экономика, 1972, вып. 7, с. 112—124.
45. *Гендлер В. Е., Северова Э. А., Чуйкова В. Г.* Щелочные граниты северного склона хребта Тарбагатай. — В кн.: Вопросы магматизма, метаморфизма и рудообразования. М., 1963, с. 56—60.
46. *Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Т. 3. Генетические типы месторождений редких элементов.* М., Наука, 1966.
47. *Геологическое строение Бектауатинского гранитного массива (Центральный Казахстан)*/Г. Д. Аэров, Ю. К. Кудрявцев, Р. Н. Мараева, В. С. Попов. — Сов. геология, 1966, № 11, с. 92—103.
48. *Геология и генезис оловорудных месторождений Якутии*/Б. Л. Флеров, Л. Н. Индолев, Я. В. Яковлев, Б. Я. Бичус. М., Недра, 1971.
49. *Геология и металлогения Северного Прибалхашья.* Алма-Ата, Наука, 1972.
50. *Геология и металлогения Успенской тектонической зоны, т. 1—2.* Алма-Ата, Наука, 1967.
51. *Геология и редкометалльное оруденение Южного Казахстана*/Г. Н. Щерба, Н. П. Сенчило, А. В. Кудряшов, Б. В. Ершов. Алма-Ата, Наука, 1968.
52. *Геология месторождений редких элементов. Вып. 2.* М., Госгеолтехиздат, 1958.
53. *Геология месторождений редких элементов. Вып. 4.* М., Госгеолтехиздат, 1959.
54. *Геология месторождений редких элементов. Вып. 14.* М., Госгеолтехиздат, 1961.
55. *Геология месторождений редких элементов. Вып. 27.* М., Недра, 1965.
56. *Геотектоногены Казахстана и редкометалльное оруденение. Т. 1*/Г. Н. Щерба, В. В. Степанов, А. В. Кудряшов и др. Алма-Ата, Наука, 1972.
57. *Геотектоногены Казахстана и редкометалльное оруденение. Т. 2*/Г. Н. Щерба, Л. К. Алексеева, С. Н. Митрофанская и др. Алма-Ата, Наука, 1973.
58. *Геохимическая специализация и вопросы классификация редкометалльных гранитных пегматитов*/М. В. Кузьменко, А. П. Калита, Г. Б. Мелентьев, И. Б. Недумов. — В кн.: Пегматитовые редкометалльные месторождения. Вып. 1. М., 1971, с. 20—47.
59. *Гинзбург А. И., Апельцин Ф. Р.* Редкометалльные месторождения, их связь с магматизмом и тектоническими структурами земной коры. — Геология руд. м-ний, 1970, № 2, с. 25—37.
60. *Гинзбург А. И., Караева З. Г.* Критерии связи месторождений редких элементов с магматизмом. — В кн.: Магматизм и рудообразование. М., 1974, с. 25—42.
61. *Гинзбург А. И., Родионов Г. Г.* О глубинах формирования пегматитов. — Геология руд. м-ний, 1960, № 1, с. 3—23.

62. Гинзбург А. И., Фельдман Л. Г. Геохимическая направленность процессов формирования редкометаллических гранитов и пегматитов. — В кн.: Доклады I Международного геохимического конгресса. Т. 3, кн. 2. М., 1972, с. 261—274.
63. Главнейшие провинции и формации щелочных пород/Л. С. Бородин, Ю. Л. Капустин, Г. Н. Мухитдинов и др. М., Наука, 1974.
64. Гладких В. С., Пятенко И. К. Толентовые и щелочные оливиновые базальты рифтовых зон континентов. — В кн.: Актуальные вопросы современной петрографии. М., 1974, с. 206—220.
65. Гладков В. Г., Калинин А. С. Дренирующие структуры редкометаллического рудного узла. — В кн.: Проблемы метасоматизма (материалы к симпозиуму). Л., 1969, с. 419—427.
66. Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Под ред. В. С. Соболева. Новосибирск, Наука, 1975.
67. Глуховский М. З., Павловский Е. В. К проблеме ранних стадий развития Земли. — Геотектоника, 1973, № 2, с. 3—7.
68. Глуховский М. З., Моралев В. М., Кузьмин М. И. Тектоника и петрогенезис катарейского комплекса Алданского щита в связи с проблемой протоофиолитов. — Геотектоника, 1977, № 5, с. 13—25.
69. Глюк Д. С., Анфилагов В. Н. Особенности фазовых отношений в кислых силикатных системах с фтором и водой. — В кн.: Гранитообразование и летучие. — Свердловск, 1975, с. 38—46.
70. Говоров И. Н. Особенности минералогии и генезиса оловянно-бериллиево-флюоритовых месторождений Дальнего Востока. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, № 1, с. 62—73.
71. Гогель Г. Н. Акцессорные минералы гранитоидов Центрального Казахстана. Алма-Ата, Наука, 1966.
72. Голованов А. С., Полуаршинов Г. П., Хорошилов Л. В. Основные черты строения и истории формирования зоны Аккан-Бурлукского глубинного разлома (Северный Казахстан). — Геотектоника, 1969, № 5, с. 95—103.
73. Голубев В. С., Шаранов В. Н. Динамика эндогенного рудообразования. М., Недра, 1974.
74. Готман Я. Д., Малахова В. М. Околожильные изменения гранитных пород вольфрамового месторождения в Казахстане. М., Недра, 1965.
75. Гребенников А. М. Вольфрамоносные, танталоносные и ниобийфтороносные типы гранитоидов и сопровождающие их продуктивные формации на примере Забайкалья. — В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Л., 1971, с. 51—59.
76. Грейзены, жильный кварц и калишпаты/Г. Н. Щерба, В. Д. Гукова, А. В. Кудряшов, Н. П. Сенчило. Алма-Ата, Наука, 1964.
77. Григорьев Д. П., Жабин А. Г. Онтогенез минералов. М., Наука, 1975.
78. Давиденко И. В. Особенности формирования и размещения хрусталеносных пегматитов. — Тр. ВНИИСИМС, 1964, т. 8, с. 51—66.
79. Далимов Т. Н., Айенштадт В. И. Фациальность гранитоидных формаций Узбекистана. Ташкент, Фан, 1972.
80. Данилова С. Г., Эпельбаум М. Б. Диффузия воды и щелочей в водно-альбитовом расплаве. — В кн.: Очерки физико-химической петрологии. Вып. 4. М., 1977, с. 61—66.
81. Дмитренко С. М. О вертикальной петрогеохимической зональности субщелочных гранитов Заильского Алатау. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1971, № 6, с. 59—66.
82. Дмитриевский В. С., Летников С. И. Амазонитовые граниты юго-западного Прибалхашья. — Вестн. Каз. филиала АН СССР, 1946, № 1 (10), с. 22—25.
83. Добрецов Г. Л. К вопросу о происхождении габбро-гранитных серий. — Геология и геофизика, 1971, № 5, с. 38—44.
84. Добрецов Г. Л., Добрецов Н. Л. Возможная геологическая модель магматического процесса. — Геология и геофизика, 1974, № 5, с. 130—138.
85. Добрецов Н. Л., Кочкин Ю. Н., Кривенко А. П. Породообразующие пироксены. М., Наука, 1971.

86. Долгов Ю. А. Вопросы генезиса пегматитов по материалам изучения флюидов в минералах. — В кн.: Доклады советских геологов к XXII сессии МГК 1964 г. Проблема 6. М., 1965, с. 207—215.

87. Донцова Е. И. О некоторых закономерностях распределения изотопов кислорода в изверженных горных породах. — Геохимия, 1966, № 4, с. 430—432.

88. Дорохов И. Л. Варисийские интрузии Северо-Восточной части Токрауского синклиория (Центральный Казахстан). — Вести. Моск. ун-та. Сер. геол., 1968, № 4, с. 36—48.

89. Дубровский М. И. Диаграмма фазового состояния гранитной системы  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ — $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ — $\text{SiO}_2$ — $\text{H}_2\text{O}$  и ее петрологическое значение. — Докл. АН СССР, 1972, т. 203, № 2, с. 446—449.

90. Духовский А. А., Илаев М. Г., Кронидов П. И. Методические указания по геологической съемке масштаба 1 : 50 000. Вып. 7. Геофизические исследования. Л., Недра, 1970.

91. Духовский А. А., Никольская Ж. Д., Рождественский Ю. П. О расчленении гранитных интрузивов акчатауского комплекса Казахстана в связи с их рудоносностью. — Докл. АН СССР, 1968, т. 180, № 6, с. 1435—1438.

92. Дьячков Б. А. Интрузивный магматизм и металлогения Восточной Калбы. М. Недра, 1972.

93. Ежов А. И., Павлов В. А., Юнаковская Ю. В. О форме гранитных массивов Шалгинского района Казахстана. — В кн.: Геология и геохимия гранитных пород. М., 1965, с. 33—47.

94. Елисеев Н. А. Структурная петрология. Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1953.

95. Елисеева О. П. Геолого-петрографическая характеристика интрузивных пород Северного Казахстана. — В кн.: Вопросы петрографии Казахстана. М., 1966, с. 5—16.

96. Ерджанов К. Н. Гранитные интрузии и пегматиты Тарбагатай. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1963.

97. Ефремова С. В. Об интрузивных щелочных (рибекитовых) гранитах Бетпакалды (Центральный Казахстан). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 10, с. 33—45.

98. Жариков В. А. Режим компонентов в расплавах и магматическое замещение. — В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. М., 1963, с. 62—79.

99. Жариков В. А., Власова Д. К. Околорудные изменения и оруденение в скарнах Майхуры. — В кн.: Минеральные месторождения. М., 1972, с. 105—123.

100. Заварицкий А. Н. Граниты и аплиты. — Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 1950, ч. 79, вып. 2, с. 81—85.

101. Залашкова Н. Е. Зональность метасоматически измененных танталосных гранитов (апогранитов). — В кн.: Минералого-геохимические и генетические особенности редкометалльных апогранитов. М., 1969, с. 5—29.

102. Залашкова Н. Е., Минеев Д. А., Юсупов Н. Б. Сравнительная характеристика редкометалльных рибекит-полевошпатовых метасоматитов Забайкалья и Казахстана. — В кн.: Особенности распределения редких элементов в изверженных горных породах. М., 1970, с. 16—32.

103. Зарянов К. Б. К вопросу о химизме щелочных гранитов и значении повышенной щелочности в гранитоидах для хрусталеобразования. — Тр. ВНИИП, 1960, т. 4, вып. 1, с. 17—48.

104. Захарченко А. И. Особенности формирования и локализации месторождений редких металлов и камерных пегматитов, связанных с гранитами. — В кн.: Условия образования и закономерности размещения полезных ископаемых. Л., 1971, с. 95—104.

105. Захарченко А. И., Труфанов В. Н. Хрусталеносные полости пегматитов Акжайлау (Казахстан), их минералогия и особенности образования. — Тр. ВСЕГЕИ, 1964, т. 108, с. 86—112.

106. Зейлик Б. С. Зональность в пределах рудного поля Акчатау (Центральный Казахстан) и прогнозирование скрытого оруденения. — В кн.: Прогнозирование скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений. М., 1976, с. 160—167.

107. *Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М.* Латеральная магматическая и металлогеническая зональность на основе палеотектонических реконструкций. — Геология рудн. м-ний, 1974, № 4, с. 3—17.
108. *Иванов В. В., Мейтув Г. М.* Геолого-геохимические исследования рудных провинций. М., Недра, 1972.
109. *Изох Э. П., Налетов Б. Ф.* Принципы классификации и применения номенклатуры гранитоидов. — Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 1974, ч. 103, вып. 2, с. 205—218.
110. *Илупин И. П., Лутц Б. Г.* Химический состав кимберлитов и вопросы происхождения кимберлитовой магмы. — Сов. геология, 1971, № 6, с. 61—73.
111. *Ингерсон Э.* Методы и проблемы геологической термометрии. — В кн.: Проблемы рудных месторождений. М., 1959, с. 319—387.
112. *Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение/Э. П. Изох, В. В. Русс, И. В. Кунаев, Г. И. Наговская.* М., Наука, 1967.
113. *Иншин П. В.* О механизмах дифференциации магмы. Алма-Ата, Наука, 1972.
114. *Кадик А. А., Лебедев Е. Б., Хитаров Н. И.* Вода в магматических расплавах. М., Наука, 1971.
115. *Казарин В. И., Серегин В. И.* О связи бериллиевой минерализации со щелочными гранитами. — Тр. ЦКГУ, 1969, вып. 3, с. 88—95.
116. *Калаченко А. А.* Геология, петрохимия и генезис щелочных гранитоидов Верхне-Эспинского и Ийсорского массивов (хр. Тарбагатай). — Автореф. канд. дис. Алма-Ата, 1972.
117. *Калужный В. А.* Граниты и оловорудные месторождения центральной части Калбинского хребта. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1936.
118. *Канищев А. Д., Менакер Г. И.* Количественная оценка информативности схем металлогенического районирования Центрального и Восточного Забайкалья. — Геология рудн. м-ний, 1973, № 6, с. 95—99.
119. *Кеннеди Дж.* О роли воды в магме. — В кн.: Земная кора. М., 1957, с. 505—519.
120. *Классификация и номенклатура плутонических (интрузивных) горных пород.* М., Недра, 1975.
121. *Климовицкая Е. Ф., Черниченко А. И.* Геолого-структурный метод поисков скрытых пегматитовых тел (на примере одного из гранитных массивов Казахстана). — Тр. ВНИИСИМС, 1970, т. 13, с. 102—105.
122. *К методике поисков скрытых рудных тел на редкометальном месторождении Акчатау (Центральный Казахстан)/В. Г. Боголепов, Н. Я. Гуляева, Д. А. Сафин и др.* — В кн.: Тезисы докладов 3-го совещания по минералогии, геохимии, генезису и комплексному использованию вольфрамовых месторождений СССР. Л., 1971, с. 41—42.
123. *Коваленко В. И.* Петрология и геохимия редкометальных гранитоидов. — Автореф. докт. дис. М., 1975.
124. *Коваленко В. И., Коваленко Н. И.* Онгониты. М., Наука, 1976.
125. *Коваль П. В.* Петрология и геохимия альбитизированных гранитов. Новосибирск, Наука, 1975.
126. *Коган Б. И., Названова В. А., Солодов Н. А.* Рубидий и цезий. М., Наука, 1971.
127. *Кононов А. Н.* Щелочные граниты Центрального Алтая. — В кн.: Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири и Красноярского края. Томск, 1967, с. 44—59.
128. *Коптев-Дворников В. С.* К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов гранитоидов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1952, № 4, с. 70—89.
129. *Коптев-Дворников В. С., Емельяненко П. Ф., Петрова М. А.* Эффузивные и интрузивные комплексы западной части Сарысу-Тенизского водораздела. — Сов. геология, 1963, № 7, с. 24—51.
130. *Коржинский Д. С.* Аягуз-Иртышский водораздел к востоку от хребта Чингиз. — Тр. Всесоюз. геол. развед. объединения, 1932, вып. 108, с. 3—130.

131. *Коржинский Д. С.* Трансмагматические потоки растворов подкорового происхождения и их роль в магматизме и метаморфизме. — В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. М., 1968, с. 69—74.
132. *Коржинский Д. С.* Соотношение между активностью кислорода, кислотностью и восстановительным потенциалом при эндогенном минералообразовании. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 3, с. 54—62.
133. *Коржинский Д. С.* Проблема различия метасоматических образований от магматических и осадочных. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М., 1974, с. 5—12.
134. *Кориковский С. П.* Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокан-Становой зоны. М., Наука, 1967.
135. *Косалс Я. А.* Основные черты геохимии редких элементов. Новосибирск, Наука, 1976.
136. *Косалс Я. А., Дмитриева А. Н.* Температурные условия формирования лейкофан-флюоритовых метасоматитов. — Докл. АН СССР, 1973, т. 211, № 6, с. 1433—1435.
137. *К петрохимии* Кентского гранитного массива (Центральный Казахстан)/Г. Т. Скублов, М. Д. Белонин, А. И. Захарченко и др. — Тр. ЦКГУ, 1969, вып. 3, с. 127—131.
138. *Красный Л. И.* Очерк геологии Боливии. — Сов. геология, 1973, № 7, с. 38—55.
139. *Краткий справочник по геологии*/Г. В. Войткевич, А. К. Мирошников, А. С. Поваренных, В. Г. Прохоров. М., Недра, 1970.
140. *Кузнецов А. А., Шинкарев Н. Ф.* К проблеме общей динамики магматического процесса. — Вестн. Ленингр. ун-та, 1973, № 6, с. 14—25.
141. *Кузнецов Ю. А.* Главные типы магматических формаций. М., Недра, 1964.
142. *Кузнецов Ю. А., Изох Э. П.* Геологические свидетельства интрателлурических потоков тепла и вещества как агентов метаморфизма и магнообразования. — В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. Т. 1. М., 1969, с. 7—20.
143. *Кузьменко М. В., Еськова Е. М.* Тантал и ниобий. М., Наука, 1968.
144. *Куликов П. А., Соколов В. А.* Соотношение порфировых даек с редкометальной минерализацией в гранитных интрузивах Балхаш-Иртыш-Нуринского водораздела. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1977, № 3, с. 39—48.
145. *Куно Х.* Латеральная вариация базальтовой магмы вкост окраин континентов и островных дуг. — В кн.: Окраины континентов и островные дуги. М., 1970, с. 219—242.
146. *Куно Х.* Основные и ультраосновные включения в базальтах. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., 1972, с. 448—454.
147. *Лазаренков В. Г., Марин Ю. Б.* Петрофизика. Л., 1974.
148. *Ларин В. Н.* Вертикальная метасоматическая зональность в позднегерцинских вулканоплутонических образованиях Северного Прибалхашья. — Докл. АН СССР, 1966, т. 171, № 6, с. 1409—1412.
149. *Ларин В. Н.* О возможности прогнозирования слепых редкометальных месторождений в Северном Прибалхашье. — Геология рудн. м-ний, 1967, № 4, с. 18—34.
150. *Ларин В. Н.* К вопросу о механизме отделения рудоносных растворов от гранитных интрузий малых глубин. — Геология рудн. м-ний, 1969, № 6, с. 44—51.
151. *Ларин В. Н.* Гипотеза изначально гидридной Земли. М., Недра, 1975.
152. *Лебедев Е. Б.* Физические свойства магматических расплавов. — В кн.: Физико-химические проблемы гидротермальных и магматических процессов. М., 1975, с. 33—47.
153. *Левковский Р. З.* Рапакиви. Л., Недра, 1975.
154. *Леонтьев А. Н.* Формация позднегерцинских редкометаллоносных гранитов и редкометальные пояса Прииртышья. М., Недра, 1969.
155. *Леонтьев А. Н.* Пространственные отношения редкометальных гранитов, пегматитов и гидротермалитов. М., Недра, 1972.
156. *Летников Ф. А.* Гранитоиды глыбовых областей. М., Наука, 1975.

157. *Летников Ф. А., Шкандрий Б. О.* Флюидный режим метаморфизма. — В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л., 1976, с. 79—86.
158. *Лугов С. Ф., Макеев Б. В.* Генетическая и промышленная классификация оловорудных месторождений. — Сов. геология, 1972, № 5, с. 18—29.
159. *Лутц Б. Г.* Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М., Наука, 1975.
160. *Луцицкая А. И.* О новой провинции литий-фтористых гранитов на Южном Памире. — Докл. АН СССР, 1973, т. 211, № 2, с. 448—451.
161. *Ляхович В. В.* Акцессорные минералы в гранитоидах Советского Союза. М., Наука, 1967.
162. *Ляхович В. В.* Акцессорные минералы. Их генезис, состав, классификация и индикаторные признаки. М., Наука, 1968.
163. *Ляхович В. В.* Редкие элементы в породообразующих минералах гранитоидов. М., Недра, 1972.
164. *Ляхович В. В.* Редкие элементы в акцессорных минералах гранитоидов. М., Недра, 1973.
165. *Магматизм и связь с ним полезных ископаемых.* М., Госгеолтехиздат, 1960.
166. *Магматические рудные месторождения.* М., Недра, 1973.
167. *Малиновский Е. П.* Структурные условия формирования жильных вольфрамитовых месторождений. М., Наука, 1965.
168. *Малышев А. Г.* Особенности строения и формирования Тарбагатайского гранитного плутона и его хрусталоносных пегматитов. — Автореф. канд. дис., М., 1967.
169. *Маракушев А. А.* Факторы магматической эволюции. — В кн.: Петрографические доклады. М., 1971, с. 3—12.
170. *Маракушев А. А.* Магматическая эволюция и связи оруденения с интрузиями. — В кн.: Эксперимент в минералогии и петрографии. М., 1975, с. 5—16.
171. *Марин Ю. Б.* К вопросу об особенностях распределения урана и тория и их отношения в каледонских гранитоидах Северного Казахстана. — Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 1966, ч. 95, вып. 4, с. 462—466.
172. *Марин Ю. Б.* Особенности становления гранитоидных интрузий малых глубин. — Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 1967, ч. 96, вып. 3, с. 237—255.
173. *Марин Ю. Б.* Каледонские гранитоиды Северо-Западного Казахстана. — Автореф. канд. дис. Л., 1968.
174. *Марин Ю. Б.* Использование минералогических критериев для расчленения, корреляции и установления генетических и эволюционных связей гранитоидных образований. — Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 1970, ч. 99, вып. 1, с. 381—398.
175. *Марин Ю. Б.* Об эволюции структурных особенностей пород гранитоидных формаций. — Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 1972, ч. 101, вып. 5, с. 227—235.
176. *Марин Ю. Б.* Ассоциации акцессорных минералов и особенности их эволюции на разных уровнях образования гранитоидных серий. — Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 1973, ч. 102, вып. 5, с. 572—590.
177. *Марин Ю. Б.* Гранитоидные формации малых и умеренных глубин. Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1976.
178. *Марин Ю. Б.* Эволюция и становление гранитоидных формаций малых и умеренных глубин. — Автореф. докт. дис. Л., 1976.
179. *Марин Ю. Б., Эфрос Б. Д.* Геологическое строение и типы пегматитовых полей Зерендинского плутона (Сев. Казахстан). — Зап. Ленингр. горн. ин-та, 1968, т. 55, вып. 2, с. 49—73.
180. *Марков М. С.* Об особенностях развития земной коры в раннем докембри (на примере Канадского щита). — Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та. Сер. геол., 1962, вып. 5, с. 70—76.
181. *Масгутов Р. В.* К вопросу об альбитизации гранитов. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1960, вып. 1, с. 48—54.
182. *Мелентьев Г. Б.* Альбит-лепидолитовый тип гранитных пегматитов — перспективный источник редкометалльного сырья. — В кн.: Новые данные по геологии, геохимии и генезису пегматитов. М., 1965, с. 194—241.

183. Мельников Г. А. О зональности оловорудных месторождений. — В кн.: Конференция. Проблемы постмагматического рудообразования. Т. 2. Прага, 1965, с. 219—221.
184. Менакер Г. И. Вертикальная рудная зональность в связи с зональным строением юрских интрузивов в Удинско-Борзинском районе (Восточное Забайкалье). — В кн.: Геохимия и условия образования руд золота и редких металлов. Новосибирск, 1972, с. 84—87.
185. Менакер Г. И. Строение земной коры и закономерности пространственного размещения рудных месторождений в Центральном и Восточном Забайкалье. — «Геология руд. м-ний», 1972, № 6, с. 3—16.
186. Менерт К. Мигматиты и происхождение гранитов. М., Мир, 1971.
187. Металиди С. В. Критерии прогноза редкометального оруднения в Северо-Западной части Украинского щита. — В кн.: Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Л., 1971, с. 318—320.
188. Метасоматизм и рудообразование. М., Наука, 1974.
189. Методическое руководство по геологической съемке масштаба 1 : 50 000. Т. 1. Л., Недра, 1974.
190. Миловский А. В., Донцова Е. И. Изотопные критерии генезиса природных образований  $\text{SiO}_2$ . — Геохимия, 1968, № 8, с. 16—28.
191. Минеев Д. А. Геохимия апогранитов и редкометальных метасоматитов Северо-Западного Тарбагатай. М., Наука, 1968.
192. Минеральный и химический состав ультрабазических гранитоидов Центрального Казахстана/В. И. Серых, Ю. А. Габов, А. П. Новичкова и др. Алма-Ата, Наука, 1976.
193. Митрофанская С. Н. Петрохимические и геохимические особенности редкометаллоносных гранитов массива Акчатау. — Автореф. канд. дис. Алма-Ата, 1970.
194. Мищенко В. С. Форма Крыккудукского плутона и проблема пространства. — Сов. геология, 1965, № 7, с. 93—102.
195. Моисеенко Ф. С. О значении малых гравитационных аномалий для поисков редкометальных месторождений в Центральном Казахстане. — Докл. АН СССР, 1959, т. 128, № 1, с. 144—147.
196. Мороз В. И. Физика планет. М., Наука, 1967.
197. Морфология и строение Калбо-Нарымского плутона/Г. Н. Шерба, В. В. Лопатников, Б. А. Дьячков, Г. М. Шук. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 3, с. 57—64.
198. Москалева В. Н. Эволюция главных типов магматических формаций в истории развития земной коры. — Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, 1973, вып. 213, с. 48—60.
199. Муратов М. В. Проблема происхождения первичных и вторичных океанических впадин. — В кн.: История Мирового океана. М., 1971, с. 11—30.
200. Негрей Е. В. О дифференциации при становлении гранитных интрузий на примере формирования дополнительных интрузивов. — В кн.: Редкометальные граниты и проблемы магматической дифференциации. М., 1972, с. 83—113.
201. Негрей Е. В., Волков В. Н. Вертикальная зональность Раумидского гранитного интрузива, вскрытого по вертикали на два километра. — В кн.: Актуальные вопросы современной петрографии. М., 1974, с. 303—313.
202. Недумов И. Б. Магматизм и пегматитообразование. М., Наука, 1975.
203. Некоторые особенности выделения хрусталоносных гранитных интрузивов/Ю. Б. Марин, Б. Д. Эфрос, С. М. Бескин, Е. П. Афанасьева. — Зап. Ленингр. горн. ин-та, 1967, т. 52, вып. 2, с. 20—30.
204. Некоторые проблемы изучения надинтрузивных зон гранитоидных массивов (на примере Центрального Казахстана)/В. С. Коптев-Дворников, В. А. Павлов, Н. Л. Пламеневская, Г. М. Царева, О. И. Яшухин. — Сов. геология, 1971, № 8, с. 28—39.
205. Нечаева И. А. Щелочно-гранитный магматизм и его формации. М., Наука, 1976.
206. Никитин В. Д., Рундквист Д. В. Влияние динамики тектонических движений на процессы гидротермального минералообразования. — Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 1967, ч. 96, вып. 5, с. 597—607.

207. *Николаев В. А.* О применении термодинамики к некоторым петрологическим процессам. — Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 1957, ч. 86, вып. 2, с. 225—239.
208. *Никольская Ж. Д.* Новые данные по геологии и металлогении Салминского массива рапакиви (Карелия). — Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1975, т. 230, с. 52—57.
209. *Никольская Ж. Д., Ларин А. М.* Типы и закономерности размещения редкометалльного оруденения Северного Приладожья. — Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1975, т. 230, с. 22—33.
210. *Никольский А. П.* Гранитоиды Алтая и Калбы. — Сов. геология, 1948, сб. 31, с. 36—48.
211. *Новые данные о бериллиенности диабазов кристаллического фундамента Русской платформы/А. Б. Черняховский, В. И. Пасюкевич, Г. И. Илькевич и др.* — Докл. АН СССР, 1971, № 7, с. 625—628.
212. *Новый тип редкометалльных апогранитов/Э. А. Северов, Н. Е. Залашкова, Л. П. Сарин, И. А. Смирнов.* — Геология рудн. м-ний, 1975, № 4, с. 98—102.
213. *Нонешникова В. И., Касаева Т. А.* Цирконы из позднергерцинских гранитов Северного Прибалхашья. — Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 1974, ч. 103, вып. 2, с. 167—178.
214. *Обзор геологических понятий и терминов в применении к металлогении.* М., Изд-во АН СССР, 1963.
215. *О возрасте интрузивных пород южной части Токрауского синклиория/М. К. Бахтеев, И. Ф. Лифшиц, В. С. Попов, Н. А. Строганов.* — Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол., 1965, № 4, с. 34—46.
216. *Овчинников Л. Н.* Экспериментальные исследования процессов эндогенного рудообразования. — В кн.: Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования. Л., 1967, с. 153—162.
217. *Овчинников Л. Н., Солодов Н. А.* Формационно-парагенетическая классификация месторождений литофильных редких элементов. — В кн.: Проблемы минерального сырья. М., 1975, с. 71—109.
218. *О выделении самостоятельного керегетас-эспинского интрузивного комплекса щелочных гранитов в Чингизе — Тарбагатае/С. М. Бескин, В. И. Казарин, В. Н. Ларин, А. Н. Леонтьев.* — Докл. АН СССР, 1971, т. 198, № 4, с. 901—904.
219. *О геологической позиции и вертикальной зональности грейзенов Акчатау и Восточного Коунрада (Центральный Казахстан)/С. М. Бескин, В. Н. Ларин, Ю. Б. Марин, Г. Л. Рубо.* — Геология рудн. м-ний, 1973, № 5, с. 46—53.
220. *О геологической позиции редкометалльных щелочных гранитов Чингиза — Тарбагатая в связи с обоснованием их магматического генезиса/А. Н. Леонтьев, С. М. Бескин, В. И. Казарин, В. Н. Ларин.* — В кн.: Редкометалльные граниты и проблема магматической дифференциации. М., 1972, с. 68—82.
221. *О некоторых эффузивных и субвулканических породах с повышенными концентрациями редких элементов/В. И. Коваленко, В. И. Финько, Ф. А. Летников, М. И. Кузьмин.* — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 8, с. 95—106.
222. *Орлов Д. М.* О механизме формирования посторогенных интрузий в связи с явлением усадки при кристаллизации. — Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1963, т. 98, с. 65—73.
223. *Осипов М. А.* Контракция гранитоидов и эндогенное минералообразование. М., Наука, 1974.
224. *Осипов М. А.* Особенности формирования интрузивов в различной тектонической обстановке. — Сов. геология, 1976, № 8, с. 57—63.
225. *Основные закономерности распределения калия в послеоюрских гранитоидах Азии и примыкающей части Тихого океана/А. Б. Вистелиус, А. И. Аралина, И. З. Бурьянова и др.* — Докл. АН СССР, 1969, т. 184, № 2, с. 441—444.
226. *Основные требования к производству детальныих геолого-съёмочных работ (масштабы 1:10 000 и 1:50 000).* М., Недра, 1973.
227. *Особенности методики детального картирования и геологической оценки редкометалльных месторождений, связанных с щелочным метасоматозом в среде метаморфических толщ.* М., 1972.

228. *О соотношении* данных по абсолютному возрасту пород докембрия и прорывающих их каледонских гранитоидов на примере Кочкетавского массива / О. М. Розен, В. И. Серых, Ю. А. Боршевский и др. — В кн.: Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения. М., 1966, с. 93—102.
229. *Павленко А. С., Филиппов Л. В., Орлова Л. П.* Гранитоидные формации Центрального Азиатского складчатого пояса. М., Наука, 1974.
230. *Павловский Е. В.* О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии. — Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та. Сер. геол. 1962, вып. 5, с. 77—108.
231. *Павловский Е. В.* Происхождение и развитие земной коры материков. — Геотектоника, 1975, № 6, с. 3—14.
232. *Палеозойские интрузивные комплексы Бетпақдала*, Т. 1. / В. С. Коптев-Дворников, О. С. Полквой, Н. Г. Маркова и др. М., Изд-во АН СССР, 1961.
233. *Палеозойские интрузивные комплексы гранитоидов Бетпақдала*. Т. 2 / В. С. Коптев-Дворников, О. С. Полквой, А. Н. Дистанова и др. М., Изд-во АН СССР, 1962.
234. *Паталаха Е. И., Қолмоғоров Ю. А.* К проблеме морфогенеза гранитоидных плутонов Казахстана. — Докл. АН СССР, 1975, т. 223, № 2, с. 442—445.
235. *Перчук Л. Л.* Термодинамический режим метаморфизма. М., Наука, 1973.
236. *Петрография*. Ч. 1/А. А. Маракушев, В. А. Жариков, Д. С. Коржинский и др. М., Изд-во Моск. ун-та, 1976.
237. *Покалов В. Т.* Генетические типы и поисковые критерии эндогенных месторождений молибдена. М., Недра, 1972.
238. *Полканов А. А.* Основные положения генетической систематики интрузивных тел. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1945, № 5, с. 65—72.
239. *Полквой О. С.* Образование жильных пород кислых интрузий. — Тр. ИГН АН СССР. Сер. петрогр., 1950, вып. 107, с. 17—32.
240. *Полянский Е. В.* История формирования Бом-Горхонского гранитного интрузива. — Геология рудн. м-ний, 1973, № 3, с. 29—37.
241. *Попов В. С.* К механике внедрения маломощных даек и силлов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 10, с. 48—57.
242. *Попов В. С.* Сложные симметричные дайки — механизм формирования и петрологические следствия. — Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 1975, ч. 104, вып. 5, с. 162—174.
243. *Попов В. С.* Растворение воды в магме и выделение ее из расплавов. — В кн.: Гранитообразование и летучие. — Свердловск, 1975, с. 55—64.
244. *Попов В. С., Перцев Н. Н.* Об оценках интрузивного давления. — В кн.: Актуальные вопросы современной петрографии. М., 1974, с. 67—78.
245. *Поспелов Г. Л.* Некоторые вопросы флюидогенного структурирования горной массы на молекулярном и субмолекулярном уровнях. — В кн.: Физическое и физико-химическое развитие магматогенных и рудных систем. М., 1972, с. 7—72.
246. *Потальев В. В.* Внутреннее строение и рудоносность мезозойского гранитного массива. — В кн.: Гранитоидные массивы Сибири и оруденение. Новосибирск, 1971, с. 5—88.
247. *Принципы геологического картирования интрузивных и эффузивных формаций*. М., Госгеолтехиздат, 1960.
248. *Проблемы метасоматизма*. Л., Недра, 1970.
249. *Проблемы развития советской геологии*. — Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1971, т. 177, с. 3—334.
250. *Пуцаровский Ю. М.* Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М., Наука, 1972.
251. *Пэк А. А.* Об интрузивной способности магматических расплавов при дайкообразовании. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 7, с. 38—53.
252. *Пэк А. В., Снежко Е. А., Курдюков А. А.* Некоторые вопросы геологического строения Тырныаузского рудного поля. — В кн.: Очерки по геологии и геохимии рудных месторождений. М., 1970, с. 242—257.

253. *Раст Н.* Зарождение, подъем и становление магм. — В кн.: Механизм интрузий магмы. М., 1972, с. 284—310.
254. *Редкометалльные граниты Монголии*/В. И. Коваленко, М. И. Кузьмин, Л. П. Зоненштейн и др. М., Наука, 1971.
255. *Рингвуд А. Е.* Состав и эволюция верхней мантии. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., 1972, с. 7—26.
256. *Рингвуд А. Е., Грин Д. Х.* Изучение фазовых переходов. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., 1972, с. 574—589.
257. *Рингвуд А. Е., Мейджор А.* Превращение в пироксенах при высоком давлении. — В кн.: Петрология верхней мантии. М., 1968, с. 263—271.
258. *Розанов К. И., Смирнова Н. В., Вороновский С. Н.* Радиологический возраст докембрийских гранитоидных формаций и оловянно-полиметаллического оруденения в Северном Приладожье. — В кн.: Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы. М., 1975, с. 23—24.
259. *Розен О. М.* Пример определения относительного возраста интрузий. — Сов. геология, 1963, № 1, с. 135—139.
260. *Розен О. М., Серых В. И.* Основные черты истории геологического развития древнего ядра Кокчетавского массива и некоторые вопросы металлогении. — В кн.: Геология Центрального Казахстана. — Тр. ЦКГУ 1969, № 3, с. 30—44.
261. *Россовский Л. Н., Чмырев В. М.* Закономерности размещения редкометалльных магматитов Гиндукуша (Афганистан). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 5, с. 79—89.
262. *Рундквист Д. В.* Эволюция рудообразования в истории геологического развития и вопросы изучения филогенеза генетических типов месторождений. — Тр. ВСЕГЕИ, 1971, т. 158, с. 312—332.
263. *Рундквист Д. В.* Формирование планетарной металлогенической зональности в ходе эволюции земной коры. — В кн.: Металлогения и новая глобальная тектоника. Л., 1973, с. 52—60.
264. *Рундквист Д. В., Денисенко В. К., Павлова И. Г.* Грейзеновые месторождения. М., Недра, 1971.
265. *Рундквист Д. В., Павлова И. Г.* Опыт выделения формаций гидротермально-метасоматических пород. — Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 1974, ч. 103, вып. 3, с. 289—304.
266. *Рябчиков И. Д.* Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М., Наука, 1975.
267. *Самсонов Я. П., Коломенский Г. Ю.* Структурно-геологические особенности и флюоритовое оруденение месторождения Солнечное. — В кн.: Геология и оценка флюоритовых месторождений Казахстана. Алма-Ата, 1970, с. 148—156.
268. *Сапожников В. Г.* Геохимические особенности даек гранит-порфиров кольцевых структур южной части Токрауского синклиория (Центральный Казахстан). — Изв. АН СССР. Серия геол., 1972, № 10, с. 40—49.
269. *Сауков А. А., Айдиньян Н. Х., Озерова Н. А.* Очерки геохимии ртути. М., Наука, 1972.
270. *Свириденко Л. П.* Петрология Салминского массива гранитов рапакиви (Карелия). Петрозаводск, Карельск. кн. изд-во, 1968.
271. *Северов Э. А.* Ниобийсодержащие граниты комплекса молодых интрузий Северной Нигерии. М., 1960.
272. *Севрюгин Н. А.* Геологическое строение Присемипалатинского района. — Сов. геология, 1959, № 8, с. 15—32.
273. *Семенова Т. П.* Возраст горных пород некоторых районов Казахстана. Алма-Ата, Наука, 1969.
274. *Семенова Т. П., Гендлер В. Е., Степанов А. В.* Новые данные об абсолютном возрасте массива Акжайляу. — В кн.: Абсолютное датирование тектономагматических циклов и этапов оруденения. М., 1966, с. 268—278.
275. *Семенова Т. П., Степанов А. В.* К вопросу об абсолютном возрасте Акжайляутасского района по данным аргонового метода. — Тр. КАЗИМС, 1961, вып. 5, с. 95—102.

276. *Серии гранитоидов поздних стадий развития геотектоногенов Казахстана и их металлогенические особенности*/Г. Н. Шерба, А. В. Кудряшов, Т. М. Лаумулин и др. — В кн.: Магматические и метаморфические комплексы Казахстана. Алма-Ата, 1976, с. 146—153.

277. *Серых В. И., Габов Ю. А.* Дайки второго этапа Зерендинского массива (Северный Казахстан). — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1971, № 2, с. 28—38.

278. *Серых В. И., Яценко Н. Я.* О порфиробластовых гранитах Зерендинского массива. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 9, с. 27—41.

279. *Смирнов А. М.* Некоторые особенности процесса альбитизации гранитоидов района Верхне-Эспинского редкометалльного месторождения в Восточном Казахстане. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана. Вып. 3 (28). Алма-Ата, 1965, с. 141—148.

280. *Смирнов В. И.* Зоны Беньюфа и магматогенное рудообразование. — Геология рудн. м-ний, 1974, № 1, с. 3—17.

281. *Соболев В. С.* Строение верхней мантии и способы образования магмы. М., Наука, 1973.

282. *Соболев Р. Н., Борщевский Ю. А.* Абсолютный возраст гранитной интрузии Восточный Коунрад (Центральный Казахстан). — В кн.: Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения. М., 1966, с. 240—244.

283. *Соболев Р. Н., Борщевский Ю. А., Шульга В. М.* О влиянии гибридизма на значения калий-аргонового возраста на примере гранитоидов Казахстана. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 10, с. 30—34.

284. *Соболев Н. В., Лаврентьев Ю. Г., Поспелова Л. Н.* Особенности содержания элементов-примесей в минералах ксенолитов из кимберлитовых трубок как критерий их глубинности. — Тезисы докладов I международного геохимического конгресса. Т. 1. М., 1971, с. 70—71.

285. *Соколов Я. Н., Захарченко А. И.* Внутригранитные полостные пегматиты Северо-Западного Тарбагатая. — Тр. ВСЕГЕИ, 1961, вып. 57, с. 45—63.

286. *Солодов Н. А.* Внутреннее строение и геохимия редкометалльных гранитных пегматитов. М., Изд-во АН СССР, 1962.

287. *Солодов Н. А.* Использование минерагении литофильных редких металлов при прогнозировании, поисках и перспективной оценке месторождений. — Экспресс-информация ВИЭМС. Геология, методы поисков и разведки м-ний метал. полезн. ископ., 1975, вып. 2.

288. *Сравнительная характеристика гранитов главных фаз некоторых массивов Северного Прибалхашья*/В. В. Ляхович, С. М. Бескин, В. Н. Ларин и др. — Редкие элементы. Сырье и экономика, 1973, № 9, с. 101—114.

289. *Стрелкин М. Д.* К вопросу о грейзенизации гранитов. — В кн.: Вопросы петрографии и минералогии. Т. 1. М., 1953, с. 84—102.

290. *Строение массивов редкометалльных гранитов и особенности их генезиса*/Г. П. Луговской, В. В. Матиас, И. Н. Тимофеев, Л. Г. Фельдман. — В кн.: Редкометалльные граниты и проблема магматической дифференциации. М., 1972, с. 131—161.

291. *Структурно-магматическая зональность и металлогения западной части Тихоокеанского пояса*/Л. П. Зоненштейн, М. И. Кузьмин, В. И. Коваленко и др. — Геотектоника, 1973, № 5, с. 3—21.

292. *Таттл О. Ф.* Остаточные растворы, образуемые кристаллизующейся водной гранитной жидкостью. — В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. Т. 1. М., 1961, с. 647—653.

293. *Таусон Л. В.* Потенциальная рудоносность и рудная продуктивность гранитоидных интрузий. — Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, 1973, вып. 213, с. 330—341.

294. *Таусон Л. В.* Гранитоидные магмы как источники рудного вещества эндогенных месторождений. — В кн.: Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М., 1976, с. 43—57.

295. *Темников Ю. И.* Структурные особенности редкометалльных гранитных массивов Восточной Сибири. М., Недра, 1972.

296. *Токарев П. И.* О некоторых закономерностях вулканического процесса. — Докл. АН СССР, 1971, т. 199, № 2, с. 422—425.

297. Трошин Ю. П. Зональное распределение летучих компонентов в апикальных частях гранитоидных интрузивов и зональность оруденения. — Геология рудн. м-ний, 1976, № 4, с. 11—21.
298. Трошин Ю. П., Гребенщикова В. И. Кристаллизация и дифференциация внутренних зон габбиссальных гранитных интрузий. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 4, с. 23—35.
299. Труфанов В. Н. Минералогия и термодинамика хрустальных полостей гранитных пегматитов. Ростов н/Д., Изд-во Ростов. ун-та, 1969.
300. Тугаринов А. И., Коваленко В. И. Геохимия гранитоидов Нигерии. М., Наука, 1974.
301. Уколов М. М. Особенности формирования Кызылрайских кольцевых тектоно-магматических структур и связанного с ним оруденения (Центральный Казахстан). — Автореф. канд. дис. Алма-Ата, 1968.
302. Усов М. А. Основные типы структур земной коры и формы проявления вулканизма. — В кн.: Основные идеи Усова в геологии. Алма-Ата, 1960, с. 140—172.
303. Ферштатер Г. Б., Бородина Н. С. Петрология магматических гранитоидов. М., Наука, 1975.
304. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых. Под ред. Н. Б. Дортман. М., Недра, 1976.
305. Филипов В. А. О возрасте редкометалльного оруденения Калбы. — Сов. геология, 1965, № 11, с. 28—33.
306. Фор Г., Пауэлл Дж. Изотопы стронция в геологии. — М., Мир, 1974.
307. Формационный анализ гранитоидов Западного Узбекистана/Э. П. Изох, З. А. Юдалевич, А. П. Пономарев и др. Новосибирск, Наука, 1975.
308. Хазов Р. А. Геологические особенности оловянного оруденения Северного Приладожья. Л., Наука, 1973.
309. Хаин В. Е. Геосинклинальный процесс и эволюция тектоносферы. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 12, с. 3—17.
310. Харкевич Д. С., Москалева Д. Н. Серии магматических формаций как основа классификации складчатых областей и платформ. — В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. Л., 1969, с. 29—47.
311. Хойл Ф. О происхождении солнечной туманности. — Вопр. космогонии, 1960, вып. 7, с. 15—49.
312. Хомичев В. А. Новый вариант классификации гранитоидов. — Тр. Зап.-Сиб. отд-ния Всесоюз. минерал. об-ва, 1976, вып. 3, с. 38—46.
313. Хрущов Н. А. Классификация месторождений молибдена. — Геология рудн. м-ний, 1959, № 6, с. 52—67.
314. Чалмерс Б. Теория затвердевания. М., Металлургия, 1968.
315. Червинская А. Д. Особенности акцессорной минерализации гранитоидов Калбы. — В кн.: Методика типизации региональных структур и магматических формаций, разработанная применительно к металлогенетическому анализу и прогнозированию. М., 1975, с. 71—78.
316. Чуриков В. С. К вопросу о происхождении жильного пространства на примере Северо-Коунрадского вольфраморудного месторождения. — Сов. геология, 1959, № 12, с. 119—123.
317. Чуриков В. С. О возрастных соотношениях двух типов редкометалльного оруденения и происхождении молибденовых тел в вольфраморудных жилах месторождения Северный Коунрад. — Тезисы докладов 3-го Совещания по минералогии, геохимии, генезису и комплексному использованию вольфрамовых месторождений СССР. Л., 1971, с. 127—129.
318. Чухров Ф. В. Восточно-Коунрадское месторождение как представитель кварцево-молибденовой формации Центрального Казахстана. — Сов. геология, 1948, вып. 31, с. 68—75.
319. Шабинин Л. И. Рудные месторождения в формации магнезиальных скарнов. М., Недра, 1974.
320. Шавло С. Г. Пегматиты и гидротермалиты Калбинского хребта. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1958.
321. Шаратов В. Н., Голубев В. С. Динамика взаимодействия магмы с породами. Новосибирск, Наука, 1976.

322. *Шарапов И. П.* Логический анализ некоторых проблем геологии. М., Недра, 1977.
323. *Шафрановский И. И.* Очерки по минералогической кристаллографии. Л., Наука, 1974.
324. *Шевченко Е. В.* Структурные и петрографические особенности некоторых пермских плутонов Центрального Казахстана. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1951.
325. *Шейнман Ю. М.* Очерки глубинной геологии. М., Наука, 1968.
326. *Шинкарев Н. Ф.* Физико-химическая петрология изверженных пород. Л., Недра, 1970.
327. *Шинкарев Н. Ф.* О проблеме происхождения гранитов. — Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 1974, ч. 103, вып. 4, с. 401—411.
328. *Шипулин Ф. К.* Отщепленные и самостоятельные малые интрузии и их металлогенетическое значение. — В кн.: Критерии связи оруденения с магматизмом. М., 1965, с. 152—262.
329. *Штемпрок М.* Генетические проблемы оловянно-вольфрамово-молибденовых месторождений Восточных Рудных гор. — В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Л., 1967, с. 191—204.
330. *Штокверковые* месторождения и рациональная методика их предварительной разведки/М. Н. Денисов, С. Н. Куличихин, В. К. Павлов, Г. Б. Роговер. М., 1970.
331. *Щеглов А. Д.* Металлогения областей автономной активизации. Л., Недра, 1968.
332. *Щеглов А. Д.* Металлогения срединных массивов. Л., Недра, 1971.
333. *Щерба Г. Н.* Структурно-морфологические особенности некоторых месторождений редких металлов в Центральном Казахстане. — Изв. Каз. филиала АН СССР. Сер. геол., 1946, № 8 (26), с. 116—121.
334. *Щерба Г. Н., Иванов А. И.* О возрасте некоторых герцинских интрузивных комплексов Центрального Казахстана. — Вестн. АН КазССР, 1959, № 12, с. 66—71.
335. *Щерба Г. Н.* Формирование редкометальных месторождений Центрального Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960.
336. *Щерба Г. Н., Лаумулин Т. М., Сенчило Н. П.* Рудоносный блок и локализация в нем редкометального оруденения. — В кн.: Минеральные месторождения. М., 1972, с. 88—102.
337. *Эпельбаум М. Б.* Изменение основности и некоторые структурные особенности кислых водосодержащих расплавов. — В кн.: Очерки физико-химической петрологии. Вып. 4. М., 1974, с. 233—256.
338. *Этыкинское* оловорудное месторождение Восточного Забайкалья/О. Д. Левицкий, В. В. Аристов, Р. М. Константинов, Е. А. Станкеев. М., Изд-во АН СССР, 1963.
339. *Юдалевич З. А., Аполлонов В. Н., Мушкин И. В.* К вопросу о соотношении редкометального и скарново-полиметаллического оруденения центральной части Чаткальского хребта (Западный Тянь-Шань). — Докл. АН СССР, 1966, т. 169, № 3, с. 652—655.
340. *Barth T. F. W.* Aspects of the crystallization of quartzo-feldspathic plutonic rocks. — *Tschermaks Mineral. Petrogr. Mitt.*, 1966, vol. 11, № 3—4, p. 209—222.
341. *Bartlett R. W.* Magma convection, temperature distribution and differentiation. — *Amer. J. Sci.*, 1969, vol. 267, № 9, p. 1067—1082.
342. *Baumann L., Schlegel G.* Zur Geologie und Mineralisation der Zinnlagerstätte Altenberg. — *Freiberger Forsch.*, 1967, № C-218, S. 9—34.
343. *Bowden P.* Origin of the younger granites of Northern Nigeria. — *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1970, vol. 25, № 2, p. 153—162.
344. *Brown C. C.* A comment on the role of water in the partial fusion of crystal rocks. — *Earth Planet. Sci. Let.*, 1970, vol. 9, № 4, p. 355—368.
345. *Brown C. C., Fyfe W. S.* Production of granitic melts during ultrametamorphism. — *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1970, vol. 28, № 4, p. 52—78.

346. *Bundy F. P., Bovenkerk H. P., Strong H. M., Wentorf R. H. Jr.* Diamond grafit equilibrium line from growth and grafitization of diamond. — *J. Chem. Phys.*, 1961, vol. 145, p. 383—391.
347. *Chapman C. A.* Oriented inclusions in granite—further evidence for floored magma chambers. — *Amer. J. Sci.*, 1969, vol. 267, № 8, p. 988—998.
348. *Chrt J., Malasek F., Tichy K.* Metallogenetic importance and dependence of the late variscan platform multiphase granitic intrusion on tectonic directions in the Krusne Hory Mts. — *MAWAM, Praha*, 1974, vol. 1, p. 86—94.
349. *Clark K. F.* Stockwork Molybdenum deposits in the Western Cordillera of North America. — *Econ. Geol.*, 1972, vol. 67, № 7, p. 731—758.
350. *Cousins C. A.* The structure of the mafic portion of the Bushveld igneous complex. — *Trans. Geol. Soc. S. Afr.*, 1959, vol. 62, p. 179—202.
351. *Engel A. E. J., Itson S. P., Engel C. G.* Crustal evolution and global tectonics: a petrogenic view. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1974, vol. 85, № 6, p. 843—858.
352. *Friedrischen H.* Oxygen isotope fractionation between coexisting minerals of the Grimstadgranite. — *Neues Jahrb. Miner. Monatsh.*, 1971, № 1, p. 26—33.
353. *Hall A.* Regional variation in the composition of British caledonian granites. — *J. Geol.*, 1969, vol. 77, № 4, p. 466—481.
354. *Handbook of elemental abundances in meteorites.* Ed. Brian Mason. V. I, London, 1971.
355. *Handbook of geochemistry.* Ed. K. H. Wedepohl e. a., New-York e. a. 1973.
356. *Iokipii J. R.* The distribution of gases in the protoplanetary Nebula. — *Icaris*, 1964, vol. 3, p. 248—252.
357. *Jahns R. X., Burnham C. W.* Experimental studies of pegmatite genesis. — *Econ. Geol.*, 1969, vol. 64, № 8, p. 843—864.
358. *Janecka J., Stemprok M.* Nove Lozis Kove a petrograficke poznatky zezapadni casti Krupskeho reviru. — *Vestn. Ustred. Ustavu Geol.*, 1962, t. 42, № 2, l. 133—136.
359. *Jannello P.* The Bushveld granites around Rooiberg, Transvaal, South Africa. — *Geol. Rundsch.*, 1971, Bd 60, № 2, p. 630—654.
360. *Mac Gregor I. D.* Stability fields of spinel and garnet periodotites in the syntetic system MgO—CaO—Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—SiO<sub>2</sub>. — *Year Book Carnegie Inst.*, 1964—1965, vol. 64, p. 115—128.
361. *Mac Leod W. N., Turner D. C., Wright E. P.* The geology of the Jos Plateau. — *Bull. Geol. Surv. Nigeria*, 1971, № 32, vol. 1, 107 p.; vol. 2, 157 p.
362. *Maitre Le R. W.* Kaersutite—bearing plutonic xenolits. Tristan da Cunha, South Atlantic. — *Miner. Mag.*, 1969, vol. 37, № 286, p. 185—197.
363. *Metallogenetic Map of the Krusne Hory/Erzgebirge*, 1:200 000. — *MAWAM, Praha*, 1974, 1 p. Comp. J. Wasternack, G. Tischendorf, K. Pošmourny, M. Stemprok.
364. *Mohr P. A.* Ethiopian rift and plateaus some volcanic petrochemical differences. — *J. Geophys. Res.*, 1971, vol. 76, № 8, p. 1967—1984.
365. *Mohr P. A.* Regional significance of volcanic geochemistry in the Afar Triple Junction, Ethiopia. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1972, vol. 83, № 1, p. 213—221.
366. *Ossenkopf P., Helbig C.* Zum geologischen Aufbau der Zinnlagerstätte Altenberg und speziell zum Pyknitgestein. — *Z. Angew. Geol.*, 1975, Bd 21, № 2, S. 57—67.
367. *Ramberg H.* The origin of metamorphic and metasomatic rocks. Chicago, Univ. Chicago Press., 1952.
368. *Ringwood A. E., Lovering J. F.* Significance of pyroxene-ilmenite intergrowths among kimberlite xenoliths. — *Earth Planet. Sci. Let.*, 1970, vol. 7, № 4, p. 371—378.
369. *Ringwood A. E., Major A.* Synthesis of majorite and other high pressure garnet and perovskites. — *Earth Planet. Sci. Let.*, 1971, vol. 12, № 5, p. 411—418.
370. *Rhodes R. C.* Buchveld Granophyre in the Stavoren tin District, Transvaal. — *Trans. Geol. Soc. S. Afr.*, 1975, vol. 78, № 1, p. 71—74.
371. *Sainsbury C. L.* Association of beryllium with tin deposits rich in fluoride. — *Econ. Geol.*, 1964, vol. 59, № 5, p. 920—926.

372. *Schlegel G.* Beziehungen zwischen Tektonik und Vererzung in der Zinnlagerstätte Altenberg. — *Z. Angew. Geol.*, 1967, Bd 13, H. 6, S. 294—304.

373. *Schneiderhöhn H.* Mineralische Bodenschätze im Südlichen Afrika. Berlin, Nem-Verlag, 1931.

374. *Schust F.* Strukturelle Probleme der regionalen Metallogenie des Erzgebirges und Vogtlandes. — *Z. Angew. Geol.*, 1968, Bd 14, H. 2, S. 2—10.

375. *Shaw H. R.* Comments on viscosity crystal settling and convection in granitic magmas. — *Amer. J. Sci.*, 1965, vol. 263, № 2, p. 215—227.

376. *Shaw H. R., Kistler R. W., Evernden J. F.* Sierra Nevada plutonic cycle. Part 2. Tidal energy and a hypothesis for orogenic-epirogenic periodicities. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1971, vol. 82, № 4, p. 869—895.

377. *Shimazu Yasuo.* Physical and physicochemical theory of generation, upward transfer, differentiation, and explosion of magmas. — *Bull. Volcan.*, 1963, vol. 26, p. 237—246.

378. *Shimizu N.* Potassium content of synthetic clinopyroxenes at high pressure and temperatures. — *Earth Planet. Sci. Let.*, 1971, vol. 11, № 5, p. 374—380.

379. *Sillitoe R. H., Halls C., Grant J. N.* Porphyry tin deposits in Bolivia. — *Econ. Geol.*, 1975, vol. 70, № 5, p. 913—927.

380. *Stemprok M.* Genetische Probleme der Zinn-Wolfram-Vererzung im Erzgebirge. — *Miner. Deposita*, 1967, Bd 2, № 2, S. 102—118.

381. *Stemprok M., Sulsek Z.* Geochemical profile through an ore-bearing lithium granite. — *Econ. Geol.*, 1969, vol. 64, № 4, p. 392—404.

382. *Stone Maurice.* Nature and origin of banding in the granitic sheets Tremearne, Porthleven, Cornwall. — *Geol. Mag.*, 1969, vol. 106, № 2, p. 142—158.

383. *Strauss C. A.* The geology and mineral deposits of the Potgietersrus tin fields. — *Mem. Geol. Surv. S. Afr.*, 1954, vol. 46, p. 3—204.

384. *Tischendorf G.* Über die kausalen Beziehungen zwischen Granitoiden und endogenen Zinnlagerstätten. Fakten und Modellvorstellung. — *Z. Angew. Geol.*, 1969, Bd 15, H. 7, S. 333—342.

385. *Tischendorf G., Lächelt S., Haake R.* Zur Problematik der Verteilung von Zinnmineralisationen in Raum und Zeit. — *Ber. Deutsch. Ges. Geol. Wiss. A. Geol. Paläont.*, 1971, Bd 16, № 3—5, S. 379—394.

386. *Tolbot G. C., Hobbs B. E., Wilshire H. G.* Xenoliths and xenocrysts from lavas of the Kerquelen Archipelags. — *Amer. Miner.*, 1963, vol. 48, p. 159—179.

387. *Tuttle O. F., Bowen N. L.* Origin of granite in the light of experimental studies in the system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ — $\text{SiO}_2$ — $\text{H}_2\text{O}$ . — *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 1958, vol. 74, p. 3—153.

388. *Waal S. A. de.* The Bushveld Granites in the Zaaipplaats Area. — *Trans. Geol. Soc. S. Afr.*, 1972, vol. 75, № 2, p. 135—148.

389. *Webb P. K.* Roof modification of a high level granite, Jos-Bukuru Younger Granite Ring complex, Nigeria. — *Geol. Mag.*, 1974, vol. 111, № 1, p. 43—47.

390. *Zak L.* Zur Genese der Lagerstätte Krupka. — *Freiberger Forsch.*, 1967, № C—218, S. 53—61.

391. *Zur Petrographie und Geochemie der Granite des Erzgebirges/ H. Lange, G. Tischendorf, W. Pälchen e. a.* — *Geologie*, 1972, H. 4/5, S. 457—493.

1930

2935