

А. Н. ЛЕОНТЬЕВ

**ПРОСТРАНСТВЕННЫЕ**

---

**ОТНОШЕНИЯ**

---

**РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ**

---

**ГРАНИТОВ,**

---

**ПЕГМАТИТОВ,**

---

**И ГИДРОТЕРМАЛИТОВ**

А. Н. ЛЕОНТЬЕВ

ПРОСТРАНСТВЕННЫЕ  
ОТНОШЕНИЯ  
РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ  
ГРАНИТОВ,  
ПЕГМАТИТОВ  
И ГИДРОТЕРМАЛИТОВ

344



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»

Москва 1972

А. Н. Леонтьев. **Пространственные отношения редкометалльных гранитов, пегматитов и гидротермалитов** М., «Недра», 1972. 104 с.

Пространственная разобщенность редкометалльных гранитов, пегматитов и гидротермалитов обусловлена их ассоциацией с небольшими рудоносными интрузивами, петрохимически сходными между собой, но дифференцированными в различной степени. Элементарные интрузивы рудоносных лейкократовых гранитов, аляскитов и щелочных гранитов характеризуются зональным строением, причем в них с большей или меньшей четкостью выделяются одни и те же типовые зоны (грейзеновые, ритмично зональные, пегматитовые, кварцевые, мелкозернистые гранитовые и др.), расположенные в одном порядке, но представленные с различной полнотой. Пегматитоносными являются наиболее простые, грейзеноносными — отчетливо зональные, собственно редкометалльными — наиболее сложно дифференцированные интрузивы. Сочетание различных форм редкометалльного оруденения в одном интрузивном узле возникает либо вследствие смены фаций одновозрастных рудоносных гранитов с удалением от материнского массива, либо при наличии нескольких генераций рудоносных гранитов с различной специализацией, либо в результате наложения разновозрастных комплексов пород.

Формации редкометаллоносных гранитов, как и интрузивные узлы, могут быть и полноразвитыми, и узкоспециализированными в отношении оруденения. Полноразвитые формации обладают относительно упорядоченной формой и симметрично-зональным строением: редкометалльные пегматиты приурочены к осевым, гидротермалиты к периферическим частям интрузивных цепей и ареала в целом, редкометалльные граниты той же формации занимают промежуточное между ними или равное положение. Полноразвитые формации гранитов и в еще большей мере узкоспециализированные формации редкометалльных щелочных гранитов или аляскитов с молибден-олово-вольфрам-редкометалльными гидротермалитами тесно связаны с блоковой тектоникой активизированных областей. Выявление общей пространственной фигуры и анализ зонального строения трех главных подразделений рудно-магматических систем — элементарных систем, интрузивных (рудных) узлов и конкретных интрузивных формаций — являются важнейшим средством изучения условий рудообразования и прогнозирования новых месторождений. Таблиц — 7, иллюстраций — 20, список литературы — 59 названий.

## ВВЕДЕНИЕ

Тема книги имеет несколько аспектов. Главнейшие из них следующие: пространственные соотношения редкометального оруденения и отдельного интрузива, интрузивного узла и взятой в целом интрузивной формации; соподчинение разноразмерных металлогенических и рудных зон; соотношение рудных зон жильного поля и петрографических зон рудоносного интрузива; варианты пространственных связей и фигур, образуемых рудным полем в сочетании с рудоносными гранитами; влияние особенностей среды на тип оруденения. Тема ограничена рассмотрением главным образом разновозрастных гранитов, пегматитов и гидротермалитов и только тех примеров, с которыми автор детально знаком.

Особенность предлагаемого подхода в том, чтобы, опираясь на результаты конкретного изучения геологического строения того или иного района, выделить в нем целостные, морфологически единые группы интрузивных и рудных тел, т. е. относительно неделимые рудно-магматические системы, в рамках которых сравнение пространственного положения пегматитов и гидротермалитов является методически более оправданным и приобретает генетический смысл.

Возможно, что выделение геологических систем в принципе не может быть абсолютно строгим, так как это всегда большие («плохо организованные», «диффузные», по В. В. Налимову, 1971) системы, процесс их исследования крайне несовершенен и в большой степени зависит от профессиональной интуиции исследователя. Тем не менее, выделение и изучение разнообразных систем (не обязательно конкретных рудно-магматических) в области геологии является заманчивым и, вероятно, неизбежным, особенно учитывая существующую тягу геологов к усвоению общенаучной методологии и к более четкой постановке своих задач.

К наиболее ранним опытам характеристики конкретных рудно-магматических систем относятся работы В. Эммонса (1933), который представлял пространственные отношения гранитов и рудных жил как однолинейные и непрерывные и искал объяснение различия в составе оруденения в неодинаковом положении рудоносных очагов и самих рудных жил по отношению к апикальным выступам батолита.

В последующие годы интенсивная разработка многочисленных вопросов структурной геологии и магматизма, экспериментальной петрологии, геохимии, теории метасоматических процессов позволила установить: полигенный и отнюдь не бездонный характер «батолитов»; неодинаковую рудную специализацию интрузивных фаз и, в частности, повышенную металлогеническую активность малых, в том числе так называемых дополнительных интрузий; стадийность оруденения и нередко полиасцендентный характер рудной зональности; большую роль послемагматического выщелачивания, переотложения рудного вещества и других эпигенетических процессов при формировании месторождений.

Тем не менее, перечисленные факторы и закономерности сами по себе еще не достаточны для решения практических задач. Необходимо то, к чему их можно приложить, — образы пространственных фигур месторождений, конкретные и обобщенные модели строения рудно-магматических систем. Можно думать, что одна из основных задач геологии как науки как раз и состоит в создании подобных моделей, с помощью которых, казалось бы, только и можно было бы испытывать или совершенствовать разнообразные динамические, или генетические, модели, воспроизводить вероятный ход физико-химических процессов рудообразования.

Среди немногочисленных современных работ, в которых так или иначе рассматриваются рудно-магматические системы, прежде всего следует назвать крупные работы Г. Н. Щербы (1960), П. Ф. Иванкина (1961—1970 гг.), Д. В. Рундквиста и др. (1964—1971 гг.). Результаты этих исследований указывают на их перспективность. Переход от рассмотрения индивидуальных свойств отдельных рудных тел и месторождений к рассмотрению пространственных фигур рудных полей и узлов приводит к выявлению новых закономерностей. Достаточно сказать, что убедительно аргументированный П. Ф. Иванкиным (1970) корневой (с корнями в рудоносном интрузиве), расширяющийся кверху конический характер ряда золоторудных, железорудных и колчеданно-полиметаллических полей и более детальная их морфологическая классификация логически привели его к обсуждению таких общетеоретических вопросов, как физико-химические свойства флюидно-магматических восходящих потоков (колони) и морфогенез интрузий. Другие работы этого плана (например, В. Е. Бочаров, 1968; В. Г. Корель, 1966 г.; А. И. Кулагашев, 1963 г.; К. Р. Рабинович, 1969 г.; Ю. П. Темников, 1969; П. Д. Яковлев, 1967 г., и др.) выгодно отличаются наглядным синтезом разнообразных элементов рудно-магматической системы в их взаимодействии.

Задача настоящей книги — продолжить описание рудно-магматических систем и попытаться, хотя бы частично, упорядочить доступные нам геологические материалы по редкометальным месторождениям для более удобного использования их при решении металлогенических задач и при прогнозировании.

Геологическое тело — «связная область внутри геологического пространства, ограниченная со всех сторон геологической границей» (Воронин, 1968). Тела бывают «элементарные, сложные, сугубо сложные, простые по форме, сложные по форме, монолитные, нарушенные» (там же). Разновидности геологических тел: рудные, жильные, интрузивные и пр.

Рудное тело — частный случай геологического тела, отдельная пегматитовая или кварцевая жила, залежь, купол, обособленный участок штокверковой или грейзеновой зоны, участок гранитного интрузива с промышленными содержаниями рудных компонентов.

Рудное поле — «сравнительно небольшая рудоносная площадь с одновременными или близкими по возрасту генетически связанными между собой сближенными рудными месторождениями и рудными телами»... (Обзор геологических понятий..., 1963, стр. 15). Рудное поле обычно представляет собой наименьшую для данного района форму аномальных сгущений рудных тел.

При большом диапазоне различий рудных тел одного рудного поля по их промышленной ценности и величине выделяют еще одну, более мелкую таксономическую единицу — рудное месторождение, которое может быть эквивалентно участку рудного поля или единичному рудному телу. В рудном поле представлено то или иное сочетание разнохарактерных рудных тел и рудоносных интрузивов; тип рудного поля определяется почти всегда условно — по количественному преобладанию или промышленной значимости одной из разновидностей рудных тел. Рудное поле это не площадь, а трехмерное пространство, занятое рудными телами.

Рудный узел — «рудоносная площадь относительно изометричных или неправильных очертаний с наличием генетически связанных между собой рудных полей или отдельных месторождений, как правило, определенных рудных формаций и типов. Проявления оруденения обычно группируются около единого металлоносного центра — интрузива или ряда сателлитов интрузивного тела — или приурочены к четко проявленным особенностям тектонического строения»... (Обзор геологических понятий..., 1963, стр. 15). В контексте этой книги рудный узел приравнивается к интрузивному узлу — одному или нескольким интрузивам с их жильными полями и месторождениями, характеризующимися кустовой или венцовой группировкой. При таком понимании рудный узел не площадь, а пространство, занятое системой геологических тел, обычно различающихся по величине, составу и приписываемому им значению. С другой стороны, рудный узел есть наименьшее для данного района аномальное сгущение рудных полей или месторождений.

Рудный пояс (металлогеническая зона) — «региональная, отчетливо линейная рудоносная геологическая структура с преоб-

ладающим развитием характерных рудных формаций и типов минеральных месторождений» (Обзор геологических понятий..., 1963, стр. 12). В книге подчеркнута масштабное соответствие рудного пояса конкретной интрузивной формации в полном ее объеме или в значительной ее части. Рудный пояс равнозначен группе рудных узлов и отдельных месторождений, объединение которых обычно производится на основании их пространственной сближенности или на основании какой-либо привнесенной идеи (например, идеи о том, что их расположение в пределах одной тектонической структуры является следствием их родства). Рудный пояс в общем случае представляет собой аномальное сгущение различных по генетическому типу рудных полей и узлов.

**Ф о р м а ц и я.** Первичное определение формации исходит из парагенезиса пород — из факта их систематической пространственной совмещенности в возрастном (вертикальном) и фациальном (латеральном) рядах (по Н. П. Хераскову, 1967). В ходе исследований конкретная интрузивная формация может быть определена как генетическая ассоциация пород. К обычным доводам в пользу формационного (генетического) единства удаленных друг от друга плутонов — единому петрохимическому типу, подобию возрастных и фациальных рядов, близости гомологических членов этих рядов, одному и тому же элементному составу и преобладающему типу оруденения — прибавляются следующие: а) достаточно резко обособленный характер данной ассоциации интрузивных пород среди всех других ассоциаций того же района; б) конечные размеры, замкнутый характер и особое структурное положение ареала распространения сходных плутонов; в) целостность всей совокупности плутонов, выражающаяся в закономерном изменении их свойств от центра ареала к периферии.

По Ю. А. Кузнецову (1960), состав формации определяется в основном исходным веществом, а состав ее крупных частей — фаций (см. ниже) — условиями образования геологических тел. Примерно равнозначное понятие «интрузивный комплекс» употребляется в тех случаях, когда речь идет о завершеном ряде интрузивных фаз одного или нескольких плутонов, либо территориально или структурно обособленных частях формации.

Металлоносная интрузивная формация — частный случай формации, содержащей рудоносные интрузивы, рудоносные фации интрузивов, рудные месторождения и рудопроявления, например, описанные в литературе оловоносные, молибденоносные и редкометаллоносные гранитовые формации. С металлоносной интрузивной формацией сопоставим по масштабу рудный пояс или система рудных поясов.

Рудный комплекс (интрузивной) формации — набор (полный перечень) всех типов оруденения, встречающихся в связи с данной формацией. Может быть представлен как ряд зон идеального рудного поля.

Ф о р м а ц и о н н ы й к о м п л е к с — «совокупность конкретных

формаций, смежных по возрасту и области распространения и объединенных по каким-либо признакам» (Херасков, 1967).

Пегматиты (редкометалльные гранитные пегматиты) — полевшпат-кварцевые преимущественно жильные породы, ассоциирующие с гранитами вплоть до постепенных взаимных переходов в границах одного тела. В целом близки к гранитам по минеральному и валовому химическому составу; отличаются от них: структурой (обычно более крупнокристаллической), текстурой (участковой, симметрично зональной, ритмично полосчатой и др.); контрастными сочетаниями, например, гиганто- и мелкокристаллических, моно- и полиминеральных пород в одном теле; более высоким валовым содержанием редких элементов, летучих соединений и особенно разнообразием минералов-примесей. Пегматиты в генетическом смысле определяются противоречиво — как продукты кристаллизации расплава-раствора, как продукты собирательной перекристаллизации гранитов и аплитов или как результат метасоматического преобразования гранитоидов.

Гидротермалиты (редкометалльные гранитные гидротермалиты) — собирательное название существенно кварцевых (слюдяно-кварцевых, топаз-кварцевых, полевшпат-кварцевых, обычно с примесью рудных минералов) преимущественно жильных пород, ассоциирующих с гранитами вплоть до постепенных переходов в границах одного тела. Разные по составу, структуре и другим свойствам и находящиеся в изменчивых сочетаниях гидротермалиты входят в состав рудных кварцевых жил, штокверков, зон окварцевания и грейзенизации. В генетическом смысле гидротермалиты определяются как продукты деятельности гидротерм и подразделяются в зависимости от температур, при которых происходило выпадение минералов, или от исходного состава растворов, или от суммы условий отложения минералов при стандартном составе растворов, или от механизма отложения.

Редкометалльные граниты — фазово обособленные интрузивные тела полностью или частично оруденелые, несущие редкометалльную минерализацию. Для них характерен микроклин-альбитовый (мусковит-биотитовый, литиево-слюдяной, эгирин-рибекитовый, эгирин-арфведсонитовый и др.) состав. В целом они близки безрудным лейкократовым гранитам и аляскитам по валовому химическому составу, но в частности, отличаются от них: структурой (часто с более мелкокристаллическим лейстовым базисом); неоднородным и нередко зональным строением, осложненным ритмично зональными участками и мономинеральными сегрегациями кварца, альбита и других минералов; более высокими валовыми содержаниями редких элементов, летучих соединений и видовым составом минералов-примесей. В отношении генезиса редкометалльные граниты оцениваются противоречиво — или как «апограниты», или как нормальные граниты, подвергшиеся автосоматозу, или как аналоги пегматитов, образованные из расплавов-растворов.

**Зональность** — общее свойство геологических тел и геологических систем, выражающееся в постепенном увеличении содержания одних компонентов (а также любых комплексных характеристик) и убывании других в каком-либо определенном направлении.

Зональность может быть непрерывной (в границах одного тела) и прерывистой (при наличии нескольких тел, при резкой смене или выпадении компонентов на границе зон одного тела); крупно- и мелкомасштабной; первичной (фациальной) и вторичной (в результате изменения пород); полной и неполной (относительно какой-либо теоретической или реальной эталонной модели); комплексной или выраженной в частном признаке. Зональность геологического тела может быть установлена по изменению в пространстве его разных частных признаков. В зависимости от выбранных признаков зональность можно квалифицировать как рудную, геохимическую, петрографическую и др. Границы зон, установленных разными способами в одном и том же теле, могут занимать несколько различное положение, так как они условны и зависят от сформулированных заранее принципов выделения и разграничения зон. Выделение зон и рассмотрение зональности как таковой всегда условно, так как связано с абстрагированием от более конкретного понятия «зональное тело» (зональная система).

**Фации гранитов** — гранитные тела, совокупности тел или элементы тел, представляющие собой часть геологической системы, отличающиеся по ряду геолого-петрографических признаков от других ее частей и связанные с последними посредством постепенных переходов. Н. П. Херасков (1967) под фациями понимает видоизменения состава и строения минеральных образований. Большинство других исследователей выражают этим словом (как правило, в неявной форме) представление о зависимости комплекса признаков пород от условий их образования. С этой точки зрения фациальную зональность можно определить как частный случай зональности вообще, но зональности интерпретированной, с приписываемым ей тем или иным генетическим смыслом. Не исключается также употребление термина и в более узких частных значениях, например: фации щелочности, метасоматические, пегматитоносные, грейзеноносные, бериллиеносные и др.

Фации могут быть разномасштабны и соответствовать части формации, плутона или элементарной рудонесущей системы. Понятие «фация» связано с представлением об объемных телах; понятие «фациальная зона» служит его плоскостным эквивалентом. Понятия «фациальные условия» и «фациальные особенности» не могут заменить понятие «фация», так как являются атрибутами последнего и лишь помогают определить и выделить фацию как тело или систему тел.

**Рудно-магматическая система** — система взаимосвязанных интрузивных и рудных тел разных рангов. Может соответствовать рудному полю или его участку, рудному узлу, конкретной

металлоносной формации. В контексте данной работы имеются в виду закономерные пространственные связи с рудоносным интрузивом или группой интрузивов. Практическое значение термина заключается в известном сходстве и взаимосвязанности задач по расшифровке отношений рудных тел и рудоносных интрузивов внутри рудного поля, внутри рудного узла и внутри металлоносной формации. Необходимым компонентом рудно-магматической системы является геологическая структура, т. е. система геологических тел, складчатых дислокаций разных порядков, разрывов и межформационных разделов, вмещающих рудные тела.

Элементарная рудно-магматическая система — максимально простой вариант рудно-магматической системы, в котором рудные тела фациально (т. е. через постепенные прямые переходы) связаны с рудоносным интрузивом, а видимые резкие границы между породами (если они имеются) не могут быть объяснены повторными глубинными магматическими инъекциями.

# РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ С РЕДКОМЕТАЛЬНЫМИ ГРАНИТАМИ, ПЕГМАТИТАМИ И ГИДРОТЕРМАЛИТАМИ

## ЭЛЕМЕНТАРНЫЕ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ

В качестве примеров таких систем рассматриваются редкометальные месторождения (рудные поля, участки рудных полей), в которых установлен достаточно полный набор элементов, вообще присущих многим эндогенным месторождениям: рудоносный интрузив, группа жильных тел, частично являющихся рудными, признаки связи между интрузивом и жильными телами, в том числе пространственное тяготение вторых к первым, непосредственные переходы между ними, объединяющая их петрографическая и рудная зональность.

Примеры описаны в следующем порядке: 1) пегматитоносные граниты и редкометальные пегматиты, находящиеся в разных позициях относительно этих гранитов; 2) грейзеноносные граниты, рудные кварцевые жилы и грейзены; 3) редкометальные граниты нескольких разновидностей.

### Пегматитоносные граниты и редкометальные пегматиты

**Таратинский шток позднепалеозойских мусковит-биотитовых лейкократовых гранитов** (Талицко-Монголо-Алтайское каледонское геоантиклинальное поднятие, испытавшее тектоно-магматическую активизацию в девоне и позднем палеозое). Гранитный шток размером  $5 \times 1,75$  км обнажен полностью. Сводообразная его часть выступает в рельефе на 200—300 м и находится частично среди более древних (каменноугольного возраста) гнейсовидных гранитоидов, частично в останце кристаллических сланцев, прорванных и сложно инъецированных гнейсовидными гранитоидами (рис. 1).

Граниты, слагающие шток, среднезернистые альбит-олигоклаз-микроклиновые с примерно равным соотношением биотита и мусковита и с чрезвычайно редкими одиночными крупными кристаллами микроклина. Они резко контактируют с вмещающими их кристаллическими сланцами и практически не содержат ксенолитов. В зоне эндоконтактов граниты постепенно переходят в более крупнозернистую неясно пегматоидную разновидность, чередующуюся параллельно контакту с полосами более мелкозернистого аплитовидного гранита. Десятиметровая зона, в которой развиты эти разновидности гранитов, обнаружена только на участке юго-

восточного замыкания свода и прослежена на 1 км по горизонтали и на 100 м по вертикали. Поверхность контакта гранитов залегает согласно со сланцеватостью вмещающих пород, местами косо срезает ее.

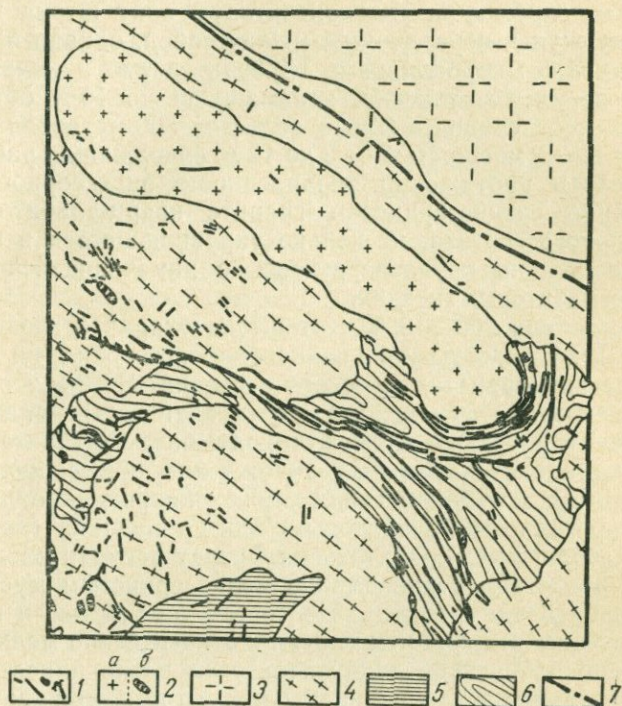


Рис. 1. Таратинский шток и примыкающий к нему участок пегматитового поля

1 — пегматитовые жилы; 2 — биотит-мусковитовые граниты (а) и их жильные аналоги (б); 3 — биотитовые граниты материнского массива; 4 — огнейсованные гранитоиды; 5 — габбро; 6 — кристаллические сланцы и гнейсы; 7 — зоны рассланцевания

В зоне экзоконтактов сосредоточено несколько десятков параллельных между собой плитообразных жил гранитов и пегматитов, согласно огибающих юго-восточную оконечность штока и протягивающихся на расстояние до 3 км по дуге с разворотом на 90—100°. Протяженность отдельных жил от 50 до 800 м, мощность от 1 до 15 м, падение от штока под углом 45—60° нередко с изгибанием по падению и с резким склонением преимущественно к западу. Наибольшая сближенность жил (до 10 м) — около штока, наибольшая их мощность и длина — в некотором (от 50 до 800 м) удалении от него.

В поперечном разрезе штока расположение пегматитов напоминает расположение луковичных чешуй. Непосредственные пере-

ходы от гранитов штока к жильным гранитам и пегматитам отмечены дважды — одна из жил является апофизой штока и отходит от него на участке ступенчатого (2—3 м) изгиба интрузивного контакта; другая, пологопадающая жила углубляется на 2 м в граниты без уменьшения мощности и далее не прослеживается.

Граниты, слагающие эндоконтактовую зону штока и ближайшие к нему жилы, неразличимы между собой, однако в жилах содержатся кварц-микроклиновые грубозернистые и кварц-альбитовые мелкозернистые участки, занимающие до 10% объема жил. В 50—100 м от границы штока залегает 800-метровая (по простиранию) жила мощностью от 3 до 12 м, содержащая равномерную на всем своем протяжении вкрапленность аксессуарного берилла в равномерно среднезернистом граните кварц-альбит-олитоклаз-микроклинового состава, несколько укрупняющегося в пегматоидных (относительно крупнозернистых, с намечающейся зональностью) и пегматитовых гнездах.

На расстоянии 200—1000 м от штока охарактеризованные гранит-пегматитовые жилы постепенно сменяются жилами зональных пегматитов грубокристаллического строения. В 200 м от границы штока в пегматите (в контакте его со сланцами) найден одиночный трехсантиметровый кристалл колумбита-танталита. Еще далее к югу становится обычным нахождение аксессуарного берилла в центральных (грубокристаллических кварц-микроклиновых и мелкозернистых кварц-альбитовых) или во внешних (кварц-мусковитовых) зонах жил. Гранитовый субстрат пегматитов в удалении от штока представлен равномерно мелкозернистым мусковит-микроклин-альбитовым гранитом. По составу полностью и по внешнему виду отчасти эти граниты близки к относительно мелкозернистой существенно альбитовой эндоконтактовой разновидности гранитов штока. Отдельные жилы целиком сложены ими, причем не найдено ни одного их пересечения с пегматитами.

Суммирующие характеристики, позволяющие судить об описанных гранитах и пегматитах как об элементарной рудно-магматической системе, таковы:

а) шток имеет простое строение и является, очевидно, моногенным. Гранит неоднороден только в узкой эндоконтактовой зоне и в определенной геологической позиции (участок крутого замыкания свода), что позволяет рассматривать эту зону как фациальную;

б) недифференцированные гранитные, слабодифференцированные гранит-пегматитовые и дифференцированные пегматитовые жилы, огибающие шток в области замыкания свода, связаны между собой постепенными переходами, причем степень их дифференцированности нарастает в направлении от штока; они расположены компактно, с постепенным сгущением к штоку; пересечения между ними не наблюдались;

в) ближайшие к штоку жилы являются его апофизами и конформны ему.

**Кужиртинский шток биотит-мусковитовых лейкократовых гра-**

**нитов\***. В долине р. Хусты эрозией вскрыта северная часть штока, его центральная и южная части погружаются под водораздельную скальную гряду (древние огнейсованные гранитоиды, микроклинизированные и мусковитизированные в надинтрузивной зоне) и оконтурены на схеме (рис. 2) на основании анализа структуры жильного поля. Шток приурочен к ослабленной тектонической зоне меридионального направления, отмеченной валообразным выступом огнейсованных гранитоидов в породах кровли, цепочками останцов габбро среди них, полосой гнейсов и мигматитов среди кристаллических сланцев кровли и наложенной на перечисленные породы зоной трещиноватости.

Апикальная поверхность штока имеет сложную форму, отдельные ее выступы следуют границам блоков кровли прямоугольных очертаний и выше переходят в серию дайкообразных апофиз длиной до 0,5 км или в мелкие межформационные залежи. Главная масса пегматитовых жил расположена несколько выше и в стороне от самых высоких выступов штока. Как и на рассмотренном Таратинском участке, пегматиты концентрируются южнее и юго-восточнее пегматитоносных гранитов, но не конформно к границе штока, а преимущественно радиально, протягиваясь вдоль зоны трещиноватости. Конформные концентрические направления прослеживаются также вполне отчетливо в залегании апофиз штока (мелкозернистые граниты) и частично редкометалльных пегматитов, но главным образом все же в расположении одинаковых по составу интервалов пегматитовых жил радиальных направлений, иными словами, в рудной зональности поля. Соотношение концентрических и радиальных элементов структуры пегматитового поля выражается здесь двояко — в пересечении жильных апофиз пегматитоносных гранитов редкометалльными пегматитами и в прямых переходах от одного типа ориентировки к другому в сложных разветвленных телах редкометалльных пегматитов.

Показанная на схеме рис. 2 интерпретация зональности участка пегматитового поля дана на основании сравнительной оценки нескольких десятков тел пегматитов, отработанных в середине 50-х годов (табл. 1). Выделено три зоны, окружающие шток.

Состав и строение некоторых радиальных жил (например 13-ой) изменяются на их протяжении. Вследствие этого они могут принадлежать одновременно двум смежным зонам. Во внутренней зоне участка пегматитового поля расположены пегматиты микроклиновые, с характерным для них четким разделением минеральных ассоциаций по зонам, с наиболее мощной блоковой микроклин-кварцевой зоной и обычно с кварцевым ядром. Промежуточная зона участка сложена микролин-альбитовыми пегматитами. Для них характерна более сложная внутренняя зональность при слабом развитии блоковой зоны, и ведущая роль альбитовой, клевеланди-

\* Шток находится в 5 км юго-западнее Таратинского штока, идентичен ему по составу гранитов, принадлежит к одному с ним пегматитовому полю, одновозрастен с ним.

Изменение свойств пегматитов по концентрическим зонам пегматитового участка, примыкающего к Кужиртинскому гранитовому штоку

Зоны	Радиальные срединия	Номера жил (см. рис. 2)	Пегматит	Минеральные обособления аномального состава в пегматите	Типоморфные акцессорные минералы	Особенности формы и залегания пегматитовых жил
Внутренняя	I	24	Гранитовидный, крупнозернистый, блоковый, с кварцевым ядром и кварц-альбитовой оторочкой	Мусковит-кварц - альбитовая зона в лежащем боку жилы	Берилл	Крутопадающая, с апофизами; около 200 м; в гранитоидах
		28	Гранитовидный, крупнозернистый, блоковый, с кварцевым ядром, с зоной и гнездами существенно альбитового пегматита	Кварц - мусковитовая оторочка	Берилл	Крутопадающая пластинообразная 200×(6—12) м; в гранитоидах
	II	38	Блоковый микроклиновидный	—	Берилл	Группа жил крутопадающих, с раздувами и пережимами, ориентированных радиально к штоку гранитов; протяженность около 500 м; в гранитоидах
		40	Средне- и крупнозернистый, блоковый, с кварцевым ядром	Микроклиновидная зона; обособления кварца, кварц - мусковитовая оторочка	Берилл	Крутопадающая, пластинообразная, свыше 500×11 м, с раздувами и апофизами; в гранитоидах

Внутренняя	III	12	Среднезернистый, крупнозернистый «апографический» и блоковый, с кварцевым ядром	Обособления кварца, кварц-мусковитовая оторочка	Берилл, шерл	Крутопадающая, пластинчатая, 200 м, в серии сближенных кулисообразно расположенных жил; в габбро
	Промежуточная	I	27	Графический, мелкозернистый, крупнозернистый в краевых зонах; мелкозернистый мусковит-альбитовый в основном объеме	Кварц - мусковитовая оторочка	Берилл «фаршированный»
16			Гранитовидный и графический, с альбитовыми зонами	Резко выделяются гнезда сахаровидного альбита в главной жиле и кварц - клевеландитовая апофиза	Берилл «фаршированный», колумбит-танталит главным образом в апофизах	Крутопадающая, свыше 400×(5—50) м; с крупной (160 м) пологой апофизой; в гнейсах
II		20	Графический, гранитовидный, крупнозернистый, с блоковыми участками и альбитовой зоной	Микроклин - кварцевые гнезда в центре жилы; клевеландит - сподуменовая зона	Берилл, танталит, сподумен, поллуцит, полихромный турмалин	Резко изогнутая, около 700 м, с раздувами (до 35 м) и пережимами; в гранитоидах
		14	Гранитовидный, графический, крупнозернистый и блоковый с альбитовыми зонами	Гнезда сахаровидного альбитита во внешних и кварц - клевеландитовой породы во внутренних частях жилы; кварц-мусковитовая оторочка	Берилл, сподумен, амблигонит, лепидолит, полихромный турмалин, трифилин, апатит, корунд	Крутопадающая, свыше 800×2—40 м; резкие раздувы с протяженной перемычкой; резко изогнута и разветвлена; в сланцах и в габбро
III		13	Графический, мелкозернистый, крупнозернистый с альбитовой зоной, с кварцевым ядром	Зона гнезд сахаровидного альбита и клевеландита; кварц-мусковитовая оторочка и обособления кварца в раздувах	Берилл, колумбит-танталит	Северо-западная часть крутопадающая, простого строения; северо-восточная — с изменчивым залеганием, с раздувами (10—25 м) и пережимами (1—4 м); около 1000 м; в габбро

Зоны	Радиальные сечения	Номера жил (см. рис. 2)	Пегматит	Минеральные обособления аномального состава в пегматите	Типоморфные акцессорные минералы	Особенности формы и залегания пегматитовых жил
Промежуточная	III	29	Средне- и мелкозернистый альбитовый	Зоны сахаровидного альбита и клевеландита; обособления кварца	Берилл, колумбит-танталит	Крутопадающая изогнутая; около 1000 м; в габбро
	I	109	Мелкозернистый клевеландит-альбитовый	Весь объем жилы занят либо альбитом сахаровидным или мелкопластинчатым, либо клевеландитом; кварц-мусковитовая оторочка	Берилл, апатит, гранат	Крутопадающая (60°); плитообразная, свыше 35×3 м; в гнейсах
		II	4	Гранитовидный, графический, крупнозернистый и блоковый с аплитовой оторочкой	Кварц - мусковитовая зона; клевеландит-кварцевые гнезда в блоковой зоне	Берилл, бертрандит, амблигонит, лепидолит, литиофиллит, апатит, гапит
Внешняя	III	23	Мелкозернистый микроклиновидный в краевых зонах; альбит-клевеландитовый в основном объеме	В центре — обособления кварца; раздувы альбитовые	Берилл, лепидолит, вердерит и полихромный турмалин	Чрезвычайно сложной формы, около 700 м, с апофизами и раздувами до 50 м; в габбро

3444

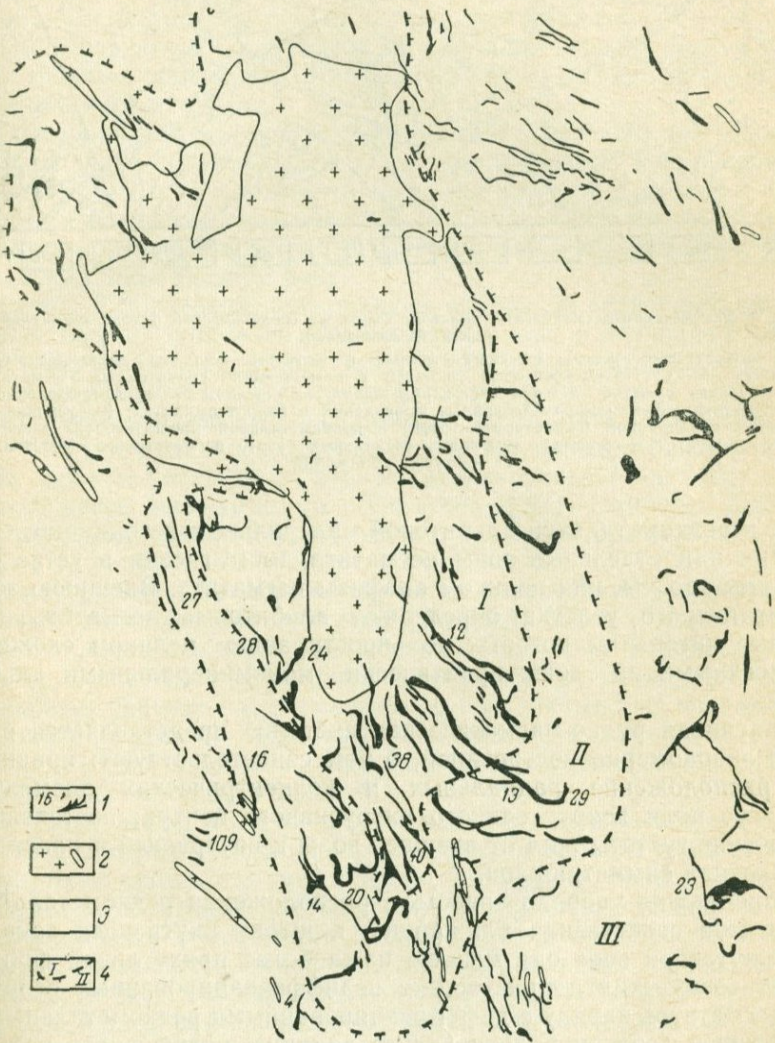
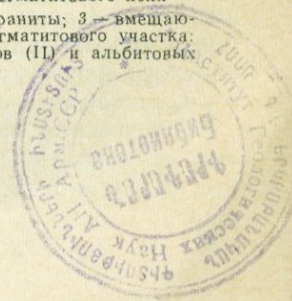


Рис. 2. Кужиртинский шток и примыкающий к нему участок пегматитового поля

1 — пегматитовые жилы и их номера; 2 — биотит-мусковитовые граниты; 3 — вмещающие гранитоиды и кристаллические сланцы; 4 — границы зон пегматитового участка: микроклиновых пегматитов (I); микроклин-альбитовых пегматитов (II) и альбитовых и других пегматитов (III)



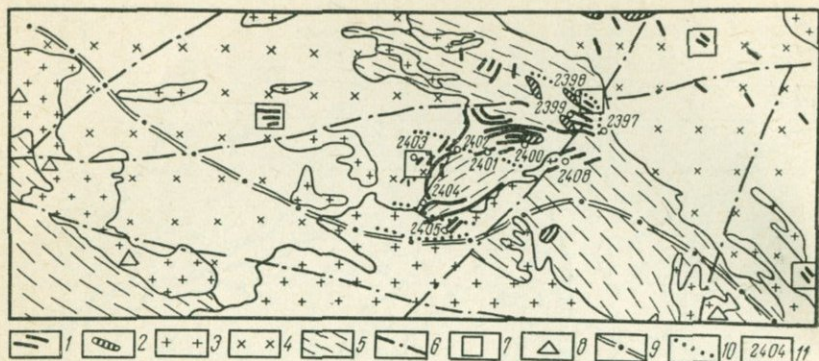


Рис. 3. Ускупевский пегматитовый участок. Схема на геологической основе, составленной Б. А. Дьячковым

1 — пегматитовые жилы; 2 — сингенетичные пегматитам жильные лейкократовые граниты; 3 — биотит-мусковитовые граниты; 4 — вмещающие гранитоиды; 5 — метаморфические сланцы; 6 — разрывные нарушения; 7 — редкометалльные проявления в пегматитах; 8 — вольфрам-оловянные проявления в гидротермалитах; 9 — условная граница оловяродной (гидротермалитовой) и редкометалльной (пегматитовой) региональных зон; 10 — границы «ритмов» (локальных зон) пегматитового участка; 11 — номера обнажений

товой и редкометалльной альбитовой минеральных ассоциаций, слагающих или отдельные зоны пегматита, или гнезда в устье его жильных апофиз, или целиком апофизы пегматита. Внешнюю зону Кужиртинского участка определяют альбитовые пегматиты, отдельные интервалы которых по простиранию целиком сложены расслоенными на зоны практически мономинеральными альбититами.

Описанная рудно-магматическая система представляется единой и закономерной построенной, о чем свидетельствуют: правильное расположение радиальных и концентрических элементов жильного поля вокруг единого интрузивного центра; постепенное увеличение густоты жил от внешней зоны к внутренней и наглядно выраженная симметрия зон.

Наибольшая упорядоченность в расположении редкометалльных пегматитов свойственна ближайшей к штоку внутренней зоне, в промежуточной зоне она меньше из-за более прихотливой формы пегматитовых жил и присутствия недифференцированных безрудных пегматитов наряду с дифференцированными редкометалльными. Во внешней зоне упорядочивающее влияние интрузивного центра сходит на нет — наиболее дифференцированные пегматиты встречаются эпизодически среди простых и их ориентировка в целом более произвольна. Радиус локальной системы зон вокруг Кужиртинского пегматитового штока, таким образом, не превышает 2 км, считая от его контакта.

**Ускупевский интрузив позднепалеозойских мусковит-биотитовых лейкократовых гранитов** (Калба, внутреннее геоантиклинальное поднятие в герцинской геосинклинальной складчатой системе).

Интрузив плитообразной формы, 5—7 км в поперечнике сложен мелко- и среднезернистыми неясно порфиroidными гранитами с примерно равным соотношением альбит-олигоклаза и микроклина (рис. 3). Он залегает в кровле материнских гранитов Миролюбивского массива почти горизонтально, выходя в кровлю вмещающих более древних (средне-верхнекаменноугольных) гранитоидов Калба-Нарымского плутона.

С севера и северо-востока к интрузиву примыкает поле жильных пегматитов, преимущественно крутопадающих, ориентированных параллельно контакту интрузива или под углом к нему.

Внутри интрузива пегматиты существенно иного строения. Они образуют ярусную систему субгоризонтальных маломощных пластовых жил в его висячем боку.

В табл. 2 приведена качественная оценка не отдельных пегматитовых тел, а групп жил. Особенностью поля в изученном четырехкилометровом поперечном сечении является наличие зон, или ритмов, выраженных в сгущениях и разрежениях жил и в изменении их свойств. Намечено два полных ритма (обн. 2402—2404 и 2398—2401) и два неполных или проблематичных, приходящихся на внутреннюю часть пегматитоносного интрузива (обн. 2405) и на краевую часть пегматитового поля (обн. 2397). Наиболее дифференцированные пегматиты находятся в конце ритмов, наиболее мощные и протяженные — в краевой части поля.

**Намангутский (Придорожный) шток мезозойских дифференцированных пегматоидных гранитов (Памир).** Шток\* представляет собой сплошное скальное обнажение около 150 м в поперечнике (рис. 4). Он сложен крупнокристаллическим пегматоидным микроклиновым гранитом и пегматитом с постоянным, но низким содержанием биотита; дискордантно залегает в кристаллических сланцах, смятых в сложные складки, но некоторые его апофизы согласно повторяют изгибы сланцев.

По своей форме шток — крутопадающее полукольцевое, в плане, тело с апофизами, отходящими от него в стороны и одинаково повернутыми против часовой стрелки (см. рис. 4). Мелкозернистая существенно альбитовая порода образует в штоке эндоконтактные фациальные обособления около ступенчатых перегибов контактовой поверхности, жилovidные фациальные обособления, связанные с системой структурных поверхностей полусферической формы, и жилы, резко контактирующие с крупнозернистыми пегматитами и с ксенолитами метаморфических сланцев в гранитах.

Жилovidные фациальные обособления сосредоточены в эндоконтактной зоне штока. Жилы располагаются и в гранитах и в сланцах. Они связаны как с пологими, так и с вертикальными трещинами и выходят в боковые породы в виде жил, близких по своему характеру к пегматитам сподумен-альбитового типа.

\* Шток изучали Л. Н. Россовский, а также И. Б. Недумов, совместно с которым в 1964 г. проводил свои наблюдения автор.

Изменение свойств пегматитов по зонам на участке пегматитового поля, примыкающего к пластообразному гранитному интрузиву

Зоны поля	Номера пунктов наблюдения	Преобладающий тип пегматитов	Текстурные особенности жил	Кварцевые обособления в жилах	Особенности формы и залегания жил	Частота встречаемости и размеры жил	Вмещающая порода
I	2405	Альбитовый аплитовидный гранит с участками микроклинового пегматита и с фенокристаллами микроклина	Четко обособлены зоны аплитовидного альбитового гранита	Нет	Пологие, выдержанные по мощности	Частые; $100 \times 1$ м	Пегматитоносный мелкозернистый биотитовый лейкократовый гранит
II	2404	Гранит-пегматит	Неясно зональные	»	Штокверк протяженностью до 100 м в висячем боку гранита — гранодиорита	Редкие и очень частые (в зоне штокверка); мелкие	Метаморфические сланцы, роговики
	2403	Микроклиновый пегматит с гранитовым и аплитовым субстратом	Зональные	»	Линзовидные и неправильные	Частые; $(2-10) \times (0,2-1)$ м	Среднезернистый биотитовый гранит — гранодиорит
	2402	Полнодифференцированный микроклин-альбитовый пегматит с акцессорным бериллом в граните; с бескварцевыми участками	Симметрично зональные	Линзы в роговиках по периферии жил	Линзовидные овальные с тупыми выклиниваниями	Очень частые, до $10 \times 2$ м; много мелких прожилков	Роговики

Зоны поля	Номера пунктов наблюдений	Преобладающий тип пегматитов	Текстурные особенности жил	Кварцевые обособления в жилах	Особенности формы и залегания жил	Частота встречаемости и размеры жил	Вмещающая порода
III	2401	Микроклиновый пегматит с гранитовым субстратом	Зональные	Обильные беспорядочные обособления в граните	Преимущественно крутые пластинообразные	Среднечастые; одна из жил $200 \times 2$ м	То же
	2400	Пегматит-аплит с крупными участками среднезернистого гранита	Участковые, с гранат-кварцевыми прожилками в аплите	Гнезда и прожилки, выходящие во вмещающие породы до 10 м	То же	Частые; одна из жил $300 \times 5$ м	Роговики, скарнированные роговики
	2398	Неравнозернистый (до мелкоблочкового и графического) микроклиновый пегматит с гранитовым субстратом; с аксессуарным бериллом	Ритмично зональные: среднезернистый гранит + микроаплит и пегматит + аплит и мелкозернистый гранит; турмалин в микроаплите	Обособления в грейзенизированных участках гранита	»	Очень частые: 6 жил имеют мощность до 10 м	Ороговикованные сланцы и песчаники
IV	2398	Неравнозернистый микроклиновый пегматит с грейзенизированным гранитовым субстратом	Ритмично зональные; мусковита больше в пегматоидном и меньше в равномерно зернистом граните	Обособления в пегматите до $3 \times 0,3$ м	Много мало-мощных ответвлений, пережимы; разлинзованные, тупые окончания	Частые; 4 жилы мощностью более 10 м	Роговики

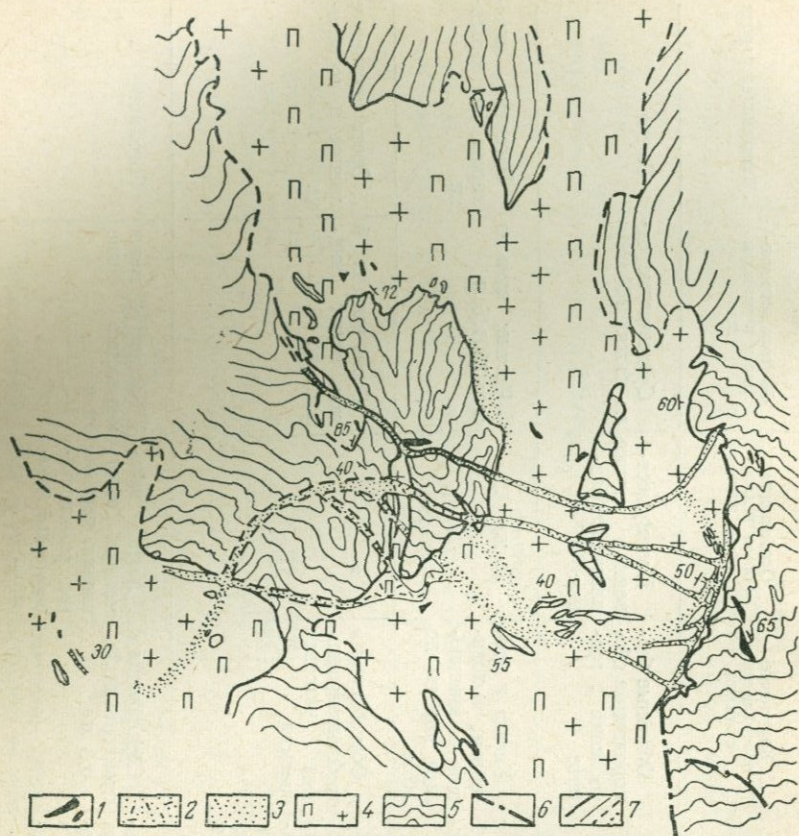


Рис. 4. Намаиугутский шток пегматоидных гранитов. Глазомерный план, составлен при участии И. Б. Недумова

1 — кварцевые линзы; 2 — мелкозернистая гранитовая существенно альбитовая порода с аксессуарным сподуменом; 3 — то же, без сподумена; 4 — микроклиновый пегматит и пегматоидный гранит; 5 — метаморфические сланцы; 6 — разрывы; 7 — геологические границы четкие (сплошные линии), нечеткие (пунктир) и предполагаемые (точки)

Местами они обладают собственной грубозернистой пегматитовой оторочкой существенно микроклинового состава с аксессуарным сподуменом. Вдоль границ штока, в особенности вблизи мелкозернистых альбитовых пород, наблюдаются кварцевые линзы в сланцах. Поскольку нет причин сомневаться в том, что линзы связаны с данным штоком, их можно рассматривать в составе единой зональной последовательности: пегматоидные граниты — фациальные микроклиновые пегматиты — фациальные альбититы — жильные альбититы с аксессуарным сподуменом — кварцевые линзы. Концентрация кварца во внешней зоне как бы компенсируется пониженными его содержаниями в альбититовых зонах.

Охарактеризованные соотношения пород в штоке могут свидетельствовать в пользу сингенетичного гранитам образования мелкозернистых альбитовых (с аксессуарным сподуменом) пород в дифференцированном интрузиве пегматоидных микроклиновых гранитов; в частности, здесь проявлен непрерывный переход от фациальных, или автохтонных, обособлений альбитовых пород в гранитах к секущим эти граниты жилам.

**Коктогайский участок пегматитового поля** (Талицко-Монголо-Алтайское геоантиклинальное поднятие, 5 км к югу от Кужиртинского участка). Участок площадью около 3 км<sup>2</sup> и с разностью превышений до 150 м весьма полно обнажен и в значительной степени разбурен до глубины 300 м (рис. 5). Участок находится внутри небольшого массива роговообманкового габбро, расположенного в кристаллических сланцах и прорванного во многих местах интрузией гнейсовидных гранитоидов.

Гранитовые и пегматитовые тела одинакового размера и обладают формой пластовых жил со штоковидными выступами и куполовидными раздувами 50—300 м в поперечнике. Граниты мелкозернистые, белые, микроклин-альбит-кварцевого состава, почти полностью лишены слюд и аксессуарных минералов. Непосредственно прилегающие к ним пегматитовые жилы (рис. 5,А) невелики по размерам, характеризуются гранитовидной или графической структурой, неясно зональны. Пегматиты, удаленные от гранитов на 200—300 м (в плане), обладают крупными размерами, сложным зональным строением и принадлежат типу полнодифференцированных микроклин-альбитовых пегматитов с аксессуарным сподуменом (рис. 5,Б), и типу альбитовых (рис. 5,В). Наиболее удалены от гранитов безрудные кварцевые жилы. Соотношения между гранитами и полнодифференцированными пегматитами не установлены. Последние по данным бурения пересекают круто залегающие жилы графического пегматита.

Выходы всех куполовидных и значительных по размерам гранитных и пегматитовых тел располагаются по периферии рассматриваемого участка, образуя кольцо. Наибольшее скопление пегматитов приурочено к середине участка и находится на продолжении меридионального разлома. Однообразное пологое падение большинства пегматитов к югу обуславливает ярусную структуру участка. От нижних ярусов к верхним происходит смена микроклин-альбитового состава альбитовым, графических оторочек апографическими, уменьшается роль кварц-микроклиновых зон блокового строения, отмечается выпадение сподуменосодержащих зон. Аналогичная смена наблюдается и от центральных частей жил к их флангам. По падению отдельных жил с глубиной в них выклиниваются центральные кварцевые зоны, возрастает роль мелкозернистого альбита, резко снижается содержание аксессуарного берилла.

Хотя наблюдения непосредственных переходов между гранитами и полнодифференцированными пегматитами на изученном

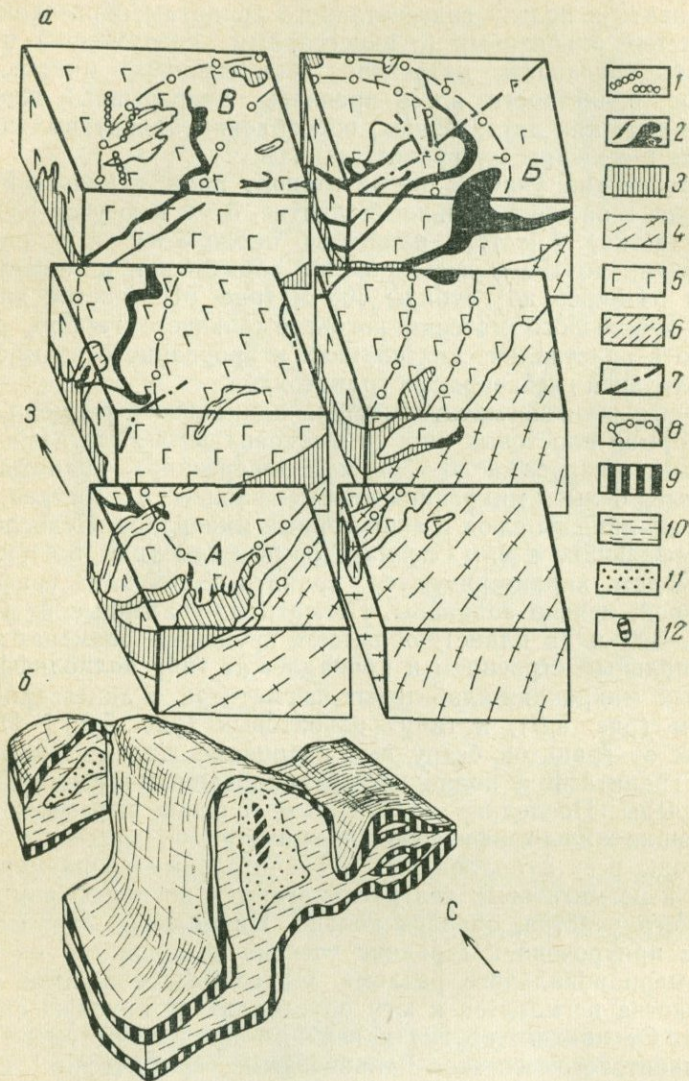


Рис. 5. Блок-диаграммы Коктогайского пегматитового участка (а) и куполовидного раздува жилы Б (б)

1 — кварцевые жилы; 2 — пегматитовые жилы и купола; 3 — сингенетичные пегматитам мусковит-альбитовые граниты; 4 — огнейсованные гранитоиды; 5 — габбро; 6 — кристаллические сланцы; 7 — разрывные нарушения; 8 — условный контур распространения куполовидных выступов гранитных и пегматитовых жил. Концентрические зоны пегматитового купола Б: 9 — аплитовидная, графическая и апографическая оторочки купола; 10 — альбитовая, блоковая микроклиновая и кварц-мусковитовая зоны; 11 — сподуменсодержащие зоны с аксессуарным сподуменом; 12 — кварцевое ядро

участке отсутствуют, взаимосвязь между ними на глубине представляется весьма вероятной. Подчеркивающее эту взаимосвязь построение (см. рис. 5) основано на учете морфологического сходства, одинакового залегания и равнозначности тех и других в составе одного кольца, но главным образом на факте поразительного сходства валового химического состава и состава главных породообразующих минералов, подсчитанных отдельно для лейкократовых гранитов и полнодифференцированного пегматита «Б» (Леонтьев, 1969). Наряду с замкнутым конфокальным характером внутренней зональности пегматитового купола (см. рис. 5) указанное тождество составов позволяет расценивать охарактеризованную группу тел как сингенетичную, относительно закрытую рудно-магматическую систему. Различное внутреннее строение тел, сходных по среднему содержанию породообразующих окислов естественно *объяснять* различно происходящей дифференциацией стандартного расплава, обусловленной неравномерным обогащением редкими элементами отдельных его порций.

### Грейзеноносные граниты с сопутствующими редкометалльными гидротермалитами

**Белорецкий интрузив позднепалеозойских биотит-мусковитовых лейкократовых гранитов** (Северо-Западный Алтай, ограничивающая геоантиклинальное поднятие шовная зона смятия). Протяженность гранитов и рудного поля около 0,5 км; два параллельных выхода лейкократовых гранитов, по видимым соотношениям, принадлежат одному полого залегающему пластообразному интрузиву мощностью не более 30 м, с весьма неровной топографией всячего бока (рис. 6). Интрузив залегает в гранитоидах и в скарнированных известняках. В юго-восточной выклинивающейся части интрузива (включая его всячий бок) расположен участок развития грубозернистых полевошпат-кварцевых пегматоидов в автогрейзенизированном лейкократовом граните; для северо-западного окончания характерна более интенсивная грейзенизация в локальной зоне.

Главная серия кварцевых и грейзено-кварцевых жил с редкометалльно-вольфрамовым оруденением расположена в надинтрузивной зоне и ориентирована продольно к интрузиву. Отдельные жилы этой серии начинаются в лейкократовых гранитах и прослеживаются за их пределами среди скарнов. Большинство из них затухает близ линии выклинивания интрузива в скарнах и во вмещающих гранитоидах. Кроме главной серии жил имеется еще одна, с выходами рудных жил в рельефе ниже интрузива. Она может быть связана только с более низко залегающими гранитами.

Редкометалльно-вольфрамовое оруденение содержится в рудном поле в составе скарнов, грейзенов, образованных по гранитам и по скарнам, и рудных кварцевых жил. Характерно большое число

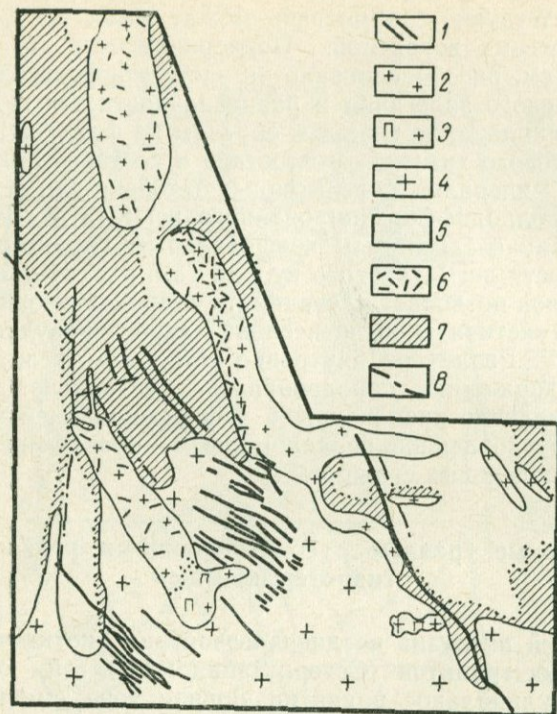


Рис. 6. Белорецкий интрузив и примыкающий к нему участок жильного поля

1 — рудные кварцевые жилы; 2 — лейкократовые граниты;  
 3 — пегматоидные участки в гранитах; 4 — вмещающие граниты; 5 — вмещающие карбонатные породы; 6 — грейзенизация пород;  
 7 — скарны и скарнированные породы;  
 8 — разрывные нарушения

минеральных видов, на которых так или иначе отразилось влияние карбонатной среды.

Описанная система жил и грейзеновых зон является элементарной ввиду наблюдаемой непрерывной связи редкометалльных гидротермалитов с конкретным небольшим (с неглубоко залегающей подошвой) автогрейзенизированным гранитным интрузивом. Однако в жильном поле наблюдаются рудные кварцевые жилы второй и, возможно, третьей генераций, которые в отличие от рудных жил первой генерации формировались позднее аплитовых жил. Возможно, здесь тот случай, когда уже необходимо выйти за рамки элементарной рудно-магматической системы и рассматривать совместно систему из нескольких интрузивов.

**Хапчерангинский интрузив позднеюрских мусковит-биотитовых лейкократовых гранитов** (складчатое обрамление Агинского срединного массива, охваченное в палеозое и мезозое процессами

тектоно-магматической активизации)\*. Размеры интрузива  $3 \times 1,5$  км, форма штоковидная, овальная в плане, падение контактов крутое в сторону вмещающих пород. Контакты штока с вмещающими рогами отчетливые, шовные, со слабоволнистой формой поверхности.

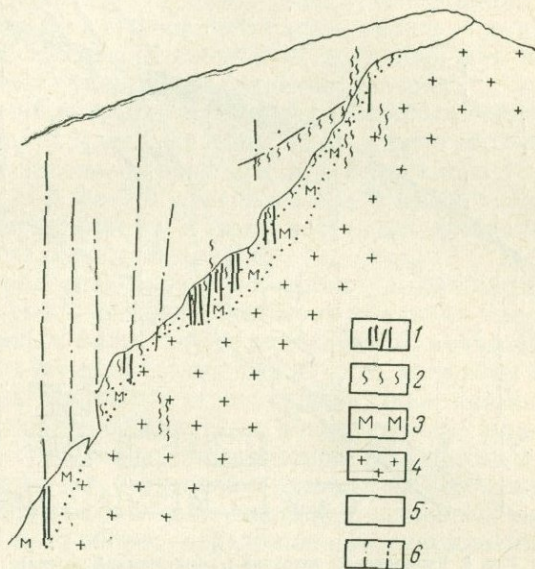


Рис. 7. Положение рудных кварцевых жил в Хапчерангинском штоке (по Онтоеву, 1966)

1 — рудные кварцевые жилы и прожилки; 2 — грейзенизированные порфиroidные микрограниты; 3 — лейкократовые микрограниты с неравномерными скоплениями фенокристов калиевого полевого шпата и кварца в существенно альбитовой основной массе; 4 — мелкозернистые порфиroidные лейкократовые граниты; 5 — рогики; 6 — разрывы и зоны трещиноватости

Шток сложен мелкозернистыми лейкократовыми гранитами, переходящими в зоне эндоконтактов в порфиroidные микрограниты (типичные гранит-порфиры отсутствуют, хотя издавна принято относить шток целиком к гранит-порфирам). Ширина зоны эндоконтактов несколько десятков (до сотни) метров; зона практически непрерывна. Оловорудное месторождение расположено в северо-западной части штока, где породы этой зоны подверглись грейзенизации, частично оно прослеживается также во вмещающих породах. Интерес представляют несколько необычный состав оруденения (касситерит, аксессуарный берилл, сульфиды) и явная его прямая связь со штоком.

На типичном разрезе через оруденелый висячий бок штока (рис. 7) виден фациальный характер рудной зоны — она строго

\* Связанное со штоком оруденение изучали А. Г. Теремецкая, Е. А. Радкевич, Д. О. Онтоев в 1963 г. и др.

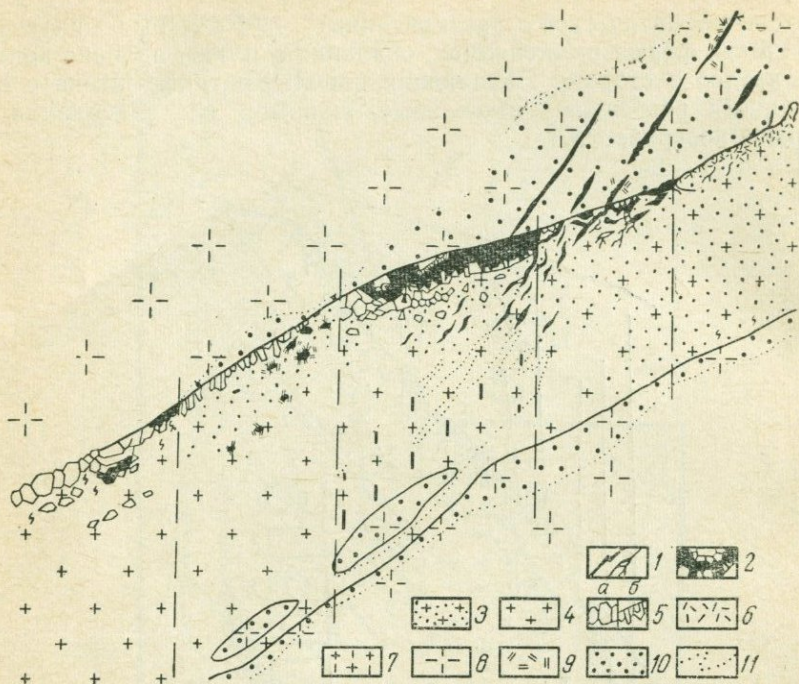


Рис. 8. Курановский интрузив (схематический разрез)

1 — кварцевые жилы и штокверки; 2 — полевошпат-кварцевые пегматоиды; 3 — мусковит-альбитовые аплитовидные граниты; 4 — биотит-мусковитовые альбит-микроклиновые граниты; 5 — пегматиты графические (а) и поперечно-столбчатого строения (б); 6 — мелкозернистые альбититы; 7 — среднезернистые микроклин-альбитовые бескварцевые породы; 8 — вмещающие биотитовые граниты; 9 — грейзены; 10 — экзоконтактные метасоматиты (вторичные аляскиты, грейзенизированные граниты); 11 — фациальные границы

следует вдоль контакта интрузива, граница ее тыловой части совпадает с границей зоны эндоконтакта. Эндоконтактовая зона имеет мощность 70—100 м. Она грейзенизирована на 10—50 м от контакта, а ниже зоны сплошной грейзенизации сложена порфировидным гранитом, отличающимся здесь неравномерными скоплениями фенокристов калиевого полевого шпата и кварца в мелкозернистой существенно альбитовой основной массе. В этой породе находятся корни вертикальных рудных грейзеновых прожилков, пересекающих рудную зону, но, как правило, не выходящих в роовики. Грейзены прожилков и зон, параллельных контакту интрузива, кварц-мусковитовые, местами с аксессуарными топазом, циннвальдитом, бериллом, с флюоритом и сульфидами.

В апикальной части штока развиты мелкие кварцевые и кварц-полевошпатовые жилы с вольфрамитом, топазом, флюоритом, сменяющиеся в его экзоконтакте касситерит-кварцевыми жилами (с арсенипитом). Дальше от штока (к югу) расположены кассите-

рит-сульфидно-хлоритовые и еще дальше галенитовые рудные жилы более поздних стадий образования. Таким образом, по данным Д. О. Онтоева (1966), горизонтальная зональность рудного поля представляет собой сочетание пульсационной, температурной зональности и зональности отложения. Элементарная рудно-магматическая система, в нашем понимании, оконтурена внешней границей развития касситерит-кварцевых жил, берущих начало в видимых горизонтах рудоносного гранитного штока.

**Курановский интрузив мусковит-альбитовых лейкократовых гранитов** (Северный Алтай, краевая часть Катунского антиклинория). Интрузивная залежь длиной 290 м и мощностью 18—27 м падает к югу под углом 20—45°, расположена в материнских биотитовых гранитах и разветвляется в своем восточном окончании на несколько жиловидных отростков (рис. 8).

Среди пород интрузива преобладают лейкократовые граниты — среднезернистые мусковит-биотитовые, альбит-микроклиновые в его центральных более глубоких частях и мелкозернистые существенно мусковит-альбитовые в жильных апофизах выположенной верхней части. Зональное строение интрузива, кроме того, выражается в наличии грубозернистых пегматитовых или полевошпат-кварцевых пегматоидных линз и оторочек в верхнем эндоконтакте, тонкозернистой альбититовой оторочки на отдельных участках всячего и лежачего боков, участков, лишенных породообразующего кварца и, наоборот, переполненных гнездовыми и штокверковыми его сегрегациями.

Кварцевые жилы, линзы и прожилки образуют несколько линейных жильных зон, вытянутых вдоль интрузива. Некоторые жилы пересекают не только вмещающие граниты, но и сам рудоносный интрузив и его контакты, уходя под уровень его лежачего бока. Принципиально важным, однако, представляется расположение корневой (по отношению к кварцевым жилам) штокверковой зоны непосредственно в эндоконтактной зоне интрузива.

По своему типу Курановский интрузив является промежуточным между интрузивами с сопутствующим гидротермальным оруденением и интрузивами редкометалльных гранитов. Этот пример интересен тем, что, с одной стороны, он иллюстрирует совмещение в одном интрузиве разнообразных форм минеральных обособлений (альбититов, грейзенов, кварцевых штокверков), а, с другой стороны, показывает положение корневой системы редкометалльных кварцевых жил в редкометалльных гранитах.

### Редкометалльные граниты

**Аскыртинский шток позднепалеозойских биотит-мусковитовых гранитов** (Монгольский Алтай, центральная часть геантиклинального поднятия). Размеры штока 5×1,5—1,75 км. Его осевая часть скрыта под наносами, краевые части обнажены в бортах и стенках ледниковых каров. Шток залегает среди обширного поля

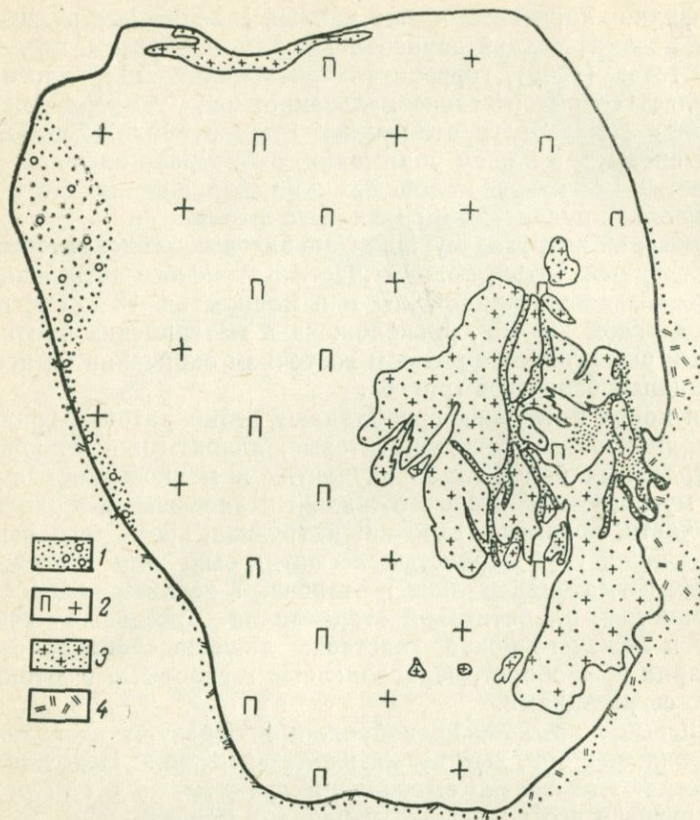


Рис. 9. Шток амазонит-альбитовых гранитов. Схема на геологической основе, составленной Матиясом и др. (1967)

1 — неравномерно мелкозернистые и порфировидные амазонит-альбитовые граниты; 2 — среднезернистые амазонит-альбитовые граниты и пегматоидные граниты и пегматиты; 3 — равномерно среднезернистые и аплитовидные амазонит-альбитовые граниты; 4 — грейзенизация вмещающих песчаников и алевролитов

плаггиогранитов предположительно девонского возраста; при этом линия контакта отчетливо пересекает гнейсовидную бластическую текстуру плаггиогранитов; экзоконтактовые изменения последних выражены в их повышенной трещиноватости и в наличии новообразованных альбита, топаза, кварца и мусковита на расстоянии 0,5—2 м от шовного контакта. Правильная в целом сводообразная форма штока осложнена пальцеобразными апофизами; в скальных отвесных обнажениях западной части штока можно видеть связь его апикальной части с зоной дробления вмещающих пород (ступенчатая система блоков и ксенолитов плаггиогранитов, цементированных гранитами).

Центральная зона штока сложена среднезернистыми биотит-мусковитовыми микроклин-альбитовыми гранитами с относительно

высоким содержанием мусковита. В зоне эндоконтактов штока шириной более 100 м развиты мусковит-альбитовые аплитовидные граниты с тонкочешуйчатой слюдкой и редкими вкрапленниками пирита. В окончаниях апофиз аплитовидный гранит переходит в тонкозернистую породу мусковит-альбит-кварцевого состава с повышенным содержанием мусковита и спорадическим присутствием топаза. В аплитовидных гранитах имеются участки с вкрапленностью аксессуарного берилла. Непосредственно у контакта с вмещающими плагиигранитами встречаются полого залегающие участки ритмично зональных полевошпат-грейзено-кварцевых пород, расположенных примерно на одном гипсометрическом уровне.

Висячем боку северо-восточной апофизы штока залегает грейзено-кварцевая линза 400-метровой длины, соприкасающаяся своим лежачим боком с грейзенизированными аплитовидными гранитами и переходящая по падению в жильный кварцевый шток-верк.

Приведенный пример иллюстрирует строение контактового слоя редкометальных гранитов и неразрывную, по существу фациальную, связь с ними альбититов, грейзенов и массивных кварцевых обособлений.

**Шток позднеюрских амазонит-альбитовых гранитов** (рифейское складчатое обрамление древнего срединного массива, испытывшее активизацию в мезозое). Шток\* размером около 0,5 км в поперечнике (рис. 9) вскрыт канавами с поверхности и разбурен до глубины более 500 м. Контакты с вмещающими метаморфическими сланцами наблюдаются непосредственно: они резкие, отчетливые, пересекающие под различными углами направления сланцеватости и дайки плагиигранит-порфиоров с сланцах, с эруптивной брекчией вмещающих пород и с быстро выклинивающимися апофизами. Эзоконтактовые изменения песчано-сланцевых пород выражены главным образом в их ороговиковании, грейзенизации, менее в альбитизации. Топаз-кварц-слюдяные грейзены распространяются на 10—15 м от контакта штока. Шток в апикальной части имеет правильную куполообразную форму, его границы круто погружаются на глубину.

На всю исследованную глубину шток сложен амазонит-альбитовыми гранитами с порфиroidными выделениями кварца, амазонита и слюд, отвечающих в верхней части штока протолитиониту, а в нижней — биотиту. Слагающие шток амазонит-альбитовые граниты содержат примесь аксессуарных пироклора-микролита, колумбита-танталита и касситерита. Минеральный и химический состав пород почти не меняется с глубиной\*, и только в своей апикальной части шток имеет резко выраженное зональное строение. Дифференцированность его апикальной части выражается, кроме того, в последовательном пересечении — не менее четырех

\* Шток изучали А. А. Беус и А. А. Ситнин (1962), В. В. Матиас и др. (1967), М. В. Кузьменко и др. (1968 г.), В. С. Колесниченко (1968), А. Н. Леонтьев (1969) и др.

генераций — пород близкого состава массивных и жильных амазонитовых гранитов.

По данным В. В. Матиаса и др. (1967) и нашим наблюдениям, наиболее ранние мелкозернистые граниты и микрограниты представляют собой первичную 100-метровую корку застывания интрузива, подвергшуюся взламыванию, жильным инъекциям и метасоматическим замещениям со стороны гранитов, образующих основной объем интрузива. Эти граниты, обозначенные как граниты центральной зоны, оторочены сверху и в меньшей степени сбоку (у контактов с роговиками) мощным контактовым слоем, включающим крупно- и среднезернистые амазонитовые аляскиты, местами обогащенные гороховидным кварцем, шлировые и жильовидные кварц-амазонитовые пегматиты, полосчатые граниты с контрастно меняющимся соотношением амазонита и альбита, тонкополосчатые пегматит-аплиты, ритмично зональные микроклинит-альбитит-кварцевые породы, тонкозернистые массивные альбититы, обогащенные слюдами, и окварцованные породы. По отношению к ранним микрогранитам перечисленные породы являются секущими, жильовидными, однако корни их находятся на небольшой глубине в гранитах центральной зоны. Апофизы интрузива во вмещающих роговиках имеют состав пегматитов или мелкозернистых альбититов с кварцевыми ответвлениями.

Характерно, что мощный и контрастно дифференцированный контактовый слой развит преимущественно под первичной коркой застывания и приурочен к участкам брекчирования ранних альбит-амазонитовых микрогранитов (последние альбитизированы и грейзенизированы в лежащем боку). В боковых участках штока, погружающихся под роговики, контактовый слой представлен маломощной (до 1 м) оторочкой амазонитового пегматита, ниже которой развиты так называемые порфиробластовые граниты.

**Интрузивы позднепалеозойских мусковит-альбитовых гранитов Вандуэкс, Монтбра и Рош** (Центрально-Французский срединный массив \*). Размеры интрузивов (рис. 10), соответственно,  $350 \times 100$  и  $350 \times 200$  м и несколько десятков метров в поперечнике. Из них первый и третий имеют форму куполовидных штоков, а второй — форму кольцевой дайки, залегающей в контакте купола микрогранитов с вмещающими мусковит-биотитовыми порфиroidными гранитами материнского массива.

Контакты мусковит-альбитовых гранитов с вмещающими гранитами (местами брекчированными) четкие, интрузивные. В эндоконтактных зонах интрузивов Вандуэкс и Монтбра прослеживается почти непрерывный контактовый слой (зона), в котором по простиранию сменяют друг друга ортоклазовые пегматиты (штокшейдер), массивный кварц (кварцглок) и слюдяной грейзен. Интрузивы сопровождаются жильными аплитами (по линии простирания штока Вандуэкс, в 500—800 м от него), кварц-грейзе-

\* По данным Ж. Обера (1971).

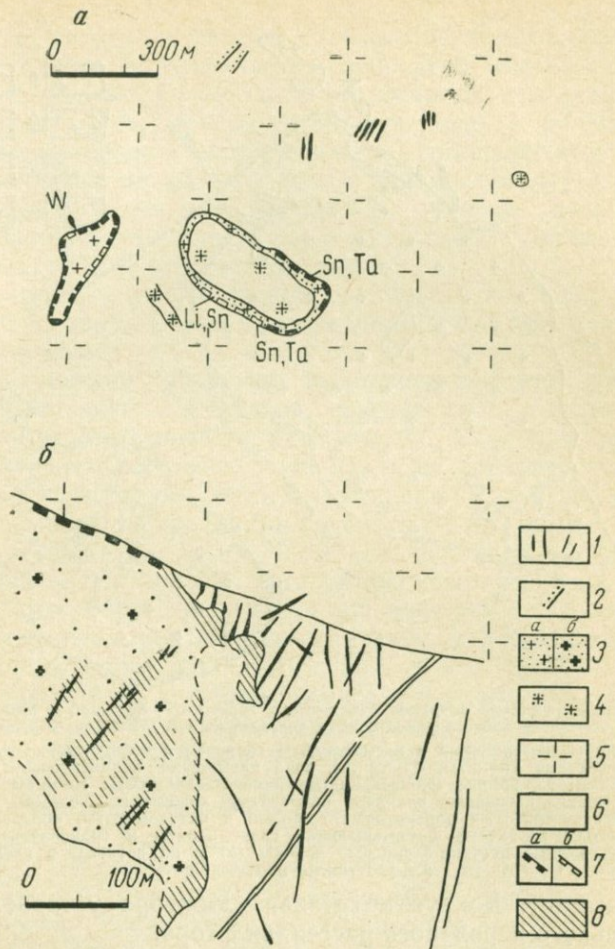


Рис. 10. Шток мусковит-альбитовых гранитов Монтебра (I) и лепидолит-альбитовых гранитов Бовуар (II). (По данным Ж. Обера, 1971).

1 — рудные кварцевые жилы; 2 — аплиты; 3 — редкометалльные граниты мусковит-альбитовые (а) и лепидолит-альбитовые (б); 4 — микрограниты; 5 — биотит-мусковитовые граниты материнских массивов; 6 — метаморфические сланцы; 7 — пегматитовые (а) и грейзеновые (б) оторочки редкометалльных гранитов; 8 — грейзенизация пород

новыми жилами (в 300—500 м от кольцевой дайки) и одиночной жилой аплиты и кварца с вольфрамитом (примыкает к штоку Вандуэкс). Жильные пегматиты не известны.

Оруденение приурочено к внешней части контактового слоя и представлено касситеритом, амблигонитом-монтебразитом и литиевыми слюдами; имеются следы вольфрамита. В мусковит-альбитовых гранитах присутствуют в небольших количествах касситерит

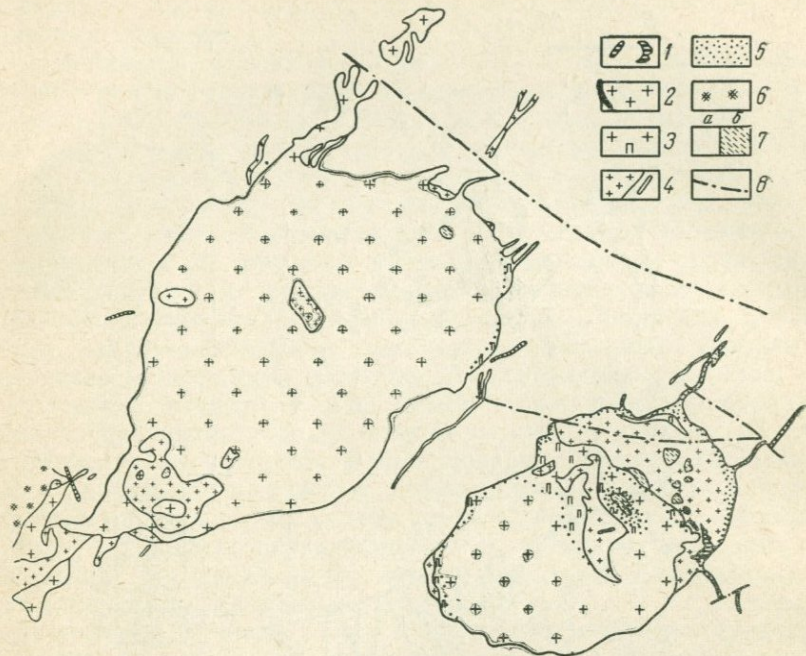


Рис. 11. Верхнеэвзойский интрузив рибекитовых гранитов — Большой и Малый купола. Схема, на геологической основе, составленной В. А. Беловым и др.

1 — жилые мелкозернистые и пегматоидные граниты; 2 — среднезернистые рибекитовые аляскитовые граниты; 3 — то же, зона насыщения пегматитовыми шширами и прожилками; 4 — ранние мелкозернистые рибекит-альбитовые граниты, микрограниты; 5 — минерализованные граниты, пегматиты, альбититы, кварцевые линзы — апофизы среднезернистых рибекитовых гранитов и метасоматиты, образованные по мелкозернистым гранитам; 6 — вмещающие гранодиориты и граносиенито-диориты; 7 — ороговикованные песчано-сланцевые породы (а) и их останцы в гранитах (б); 8 — разрывные нарушения

и ниоботанталит. Вокруг интрузива Монтбра установлен ореол незначительного первичного рассеяния фтора.

**Интрузив позднепалеозойских лепидолит-альбитовых гранитов Бовуар** (Центрально-Французский срединный массив\*). Размеры интрузива  $400 \times 300$  м; он прорывает слюдяные сланцы и примыкает к небольшому ( $3 \times 3$  км) массиву мусковит-биотитовых порфирированных гранитов Эшассьер (см. рис. 10). Форма интрузива куполовидная с крутым погружением контактов его с материнскими гранитами и с более пологим наклоном контакта со сланцами. Контактный слой прослеживается не повсеместно. К крутым участкам контакта приурочена полевошпатовая пегматоидная зона (штокшейдер), к пологим — кварц-слюдяной грейзен с касситеритом, лепидолитом, топазом, образующими локальные скопления. Однако основное орудование связано с гранитами центральной зоны, которые грейзенизированы и несут постоянную значительную примесь лепидолита, касситерита, гердерита, монтебразита, микролита, ниоботанталита и топаза.

\* По данным Ж. Обера (1971).

В районе интрузива Бовуар жильные пегматиты вообще не известны, а рудные гидротермалиты непосредственно не связаны с интрузивом, так как являются более ранними, чем лепидолит-альбитовые граниты. В субмеридиональную полосу развития гидротермалитов (с которой пространственно совмещен этот интрузив) входят скопления кварцевых, полевошпат-кварцевых и аплитовых жил с вольфрамитом, сформированные раньше порфириовидных гранитов материнского массива, и вольфрамит-кварцевые жилы, генетически связываемые с последними.

Вокруг лепидолит-альбитовых гранитов установлен ореол рассеяния олова, лития и фтора, протягивающийся более чем на 2 км к югу от интрузива.

**Верхнеэспинский интрузив позднепалеозойских рибекитовых гранитов** (Западный Тарбагатай, краевая часть каледонского мегантиклинория, испытавшего активизацию в силуре—среднем девоне и в позднем палеозое).\* Интрузив на поверхности представлен двумя куполами — Малым и Большим (рис. 11), соединяющимися, по данным бурения, на глубине 70—130 м от поверхности. Их размеры  $2,5 \times 1,2$  и  $1,2 \times 0,75$  км. Оба они залегают дискордантно по отношению к линейно рассланцованным песчаникам и сланцам раннекаменноугольного возраста, окружены экзоконтактовым метасоматическим ореолом (альбитизация и рибекитизация сланцев) и сопровождаются мощными, хотя и малочисленными, жильовидными апофизами, углубляющимися в боковые породы на 300—400 м главным образом вкрест простирания сланцеватости.

Контакт среднезернистых рибекитовых гранитов (преобладающая в интрузиве разновидность гранитов) с верхнепалеозойскими средне-крупнозернистыми биотитовыми гранодиоритами и граносиенит-диоритами Акжайляуского плутона (см. ниже) — четкий, отороченный пегматитами и сопровождающийся 5—10-метровым экзоконтактовым ореолом развития альбита, рибекита и эгирина в гранодиоритах. Рибекитизированные породы рассечены жильными аплитами Большого купола, обычно не содержащими рибекита.

Оба купола отчетливо зональны: Большой является более простым, а Малый сильно дифференцированным; по данным автора, в их строении участвуют граниты и гранит-порфиры нескольких генераций. Верхнеэспинский интрузив — одно из ряда подобных тел, известных в районе. Он иллюстрирует формы дифференцированности редкометальных щелочных гранитов и соотношение их внутренних петрографических зон.

По взаимным пересечениям в интрузиве установлен следующий возрастной ряд пород:

а) светлые фельзиты (дайки в алевролитах и ксенолиты в гранитах);

\* Верхнеэспинский и Ийсорский (см. ниже) интрузивы изучали: Д. С. Коржинский, А. В. Степанов, В. Е. Гендлер с сотрудниками, К. Н. Ерджанов, В. А. Белов, А. А. Калаченко, В. И. Наливаев, Л. М. Семиврагова, Д. А. Мишеев, а также автор совместно с С. М. Бескиным и В. Н. Лариным.

б) мелкозернистые порфировидные лейкократовые биотитовые граниты (крупные останцы среди щелочных гранитов);

в) равномернозернистые рибекит-альбитовые микрограниты и граниты серого и белого цвета (образуют «шапку» Малого купола и ряд крупных останцов в его кровле, участвуют в строении сложных апофиз);

г) среднезернистые рибекит-микроклиновые (аляскитовые) граниты, в основном слагающие интрузив, и их эндоконтактовые фациальные разновидности — существенно микроклиновые пегматоидные (насыщенные мелкими и крупными гнездами и прожилками пегматитов) и существенно альбитовые мелкозернистые, до аплитовидных;

д) мелкозернистые и местами пегматоидные (рибекитовые и не содержащие рибекита) лейкократовые граниты (жилы, недалеко выходящие за пределы интрузива и не наблюдавшиеся в керне скважин);

е) биотит-мусковитовые микрограниты, граниты (единичные жилы).

В северной части Малого купола резко преобладают рибекит-альбитовые микрограниты и граниты «в», непосредственно предшествовавшие главной разновидности щелочных гранитов «г». Они залегают в апикальной части купола и обладают небольшой мощностью. Щелочные граниты «г» и «д» контактируют с ними резко, содержат их ксенолиты и останцы, пересекают их в виде жил. Пегматиты рибекит-микроклинового состава и альбититы щелочных гранитов, концентрирующиеся вдоль нижней границы крупных останцов микрогранитов «в», проникают в них вдоль трещин и ослабленных зон. Вблизи от этих зон микрограниты в значительной своей части замещены альбитом, эгирином, рибекитом и криолитом, ксенолиты фельзитов в микрогранитах также замещены крупными идиобластами рибекита и эгирина. Фельзиты и мелкозернистые порфировидные граниты «а» и «б» наблюдаются вне куполов в виде даек и интрузивов с более глубокими корнями.

Строение Малого и Большого куполов характеризуется близким к конфокальному расположением пегматоидной и аплитовидной фациальных зон. Переход рибекит-микроклиновых гранитов «г» к выше расположенной или краевой по ее положению пегматоидной зоне совершается при общем увеличении размеров зерен породообразующих минералов и при массовом появлении ветвящихся прожилков и гнезд (от сантиметров до нескольких метров в поперечнике) рибекит-кварц-микроклинового пегматита, а также при увеличении общей неоднородности в распределении щелочных цветных и аксессуарных минералов.

Выше пегматоидной зоны (ее мощность от 2 до 20 м) или непосредственно выше среднезернистых гранитов Центральной зоны располагаются мелкозернистые рибекит-альбитовые граниты внешней эндоконтактовой зоны. Ее мощность измеряется в дециметрах—первых метрах, причем в Большом куполе она практически

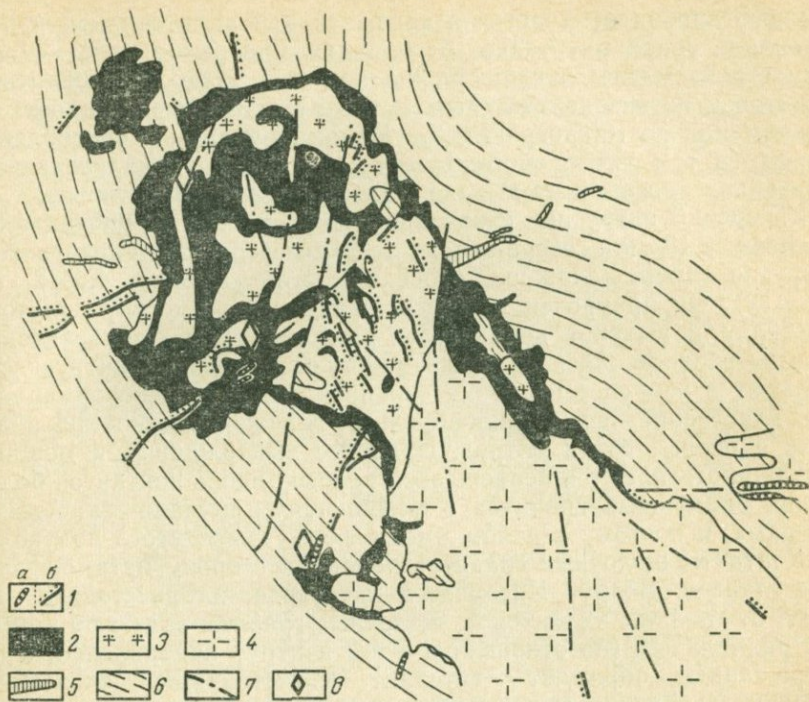


Рис. 12. Ийсорский интрузив рибекитовых гранитов. Схема, частично использованы данные В. А. Белова и др.

1 — жильные пегматиты (а) и рибекитовые граниты (б); 2 — среднезернистые биотит-рибекитовые аляскитовые граниты и рибекит-альбитовые граниты; 3 — мелкозернистые порфиroidные биотитовые граниты; 4 — среднезернистые порфиroidные биотитовые граниты и крупнозернистые биотитовые граниты; 5 — дайки догранитовые; 6 — ороговикованные песчано-сланцевые породы; 7 — разрывные нарушения; 8 — проявления хрусталенности в пегматитах

совсем не выражена. В Малом куполе резко уменьшается зернистость рибекитовых гранитов в контакте с ороговикованными сланцами. В северной его части эруптивная брекчия ороговикованных сланцев (в подошве плоских останцов кровли) сцементирована плотным аплитовидным гранитом, на коротком расстоянии переходящем в среднезернистый гранит. На участке же контакта интрузива, согласно со сланцеватостью вмещающих пород, удлиненные ксенолиты альбитизированных и рибекитизированных сланцев сцементированы альбититом и аплитовидным альбитовым гранитом, которые в 0,5 м от контакта переходят в пегматоидный гранит, насыщенный мелкими гнездовыми обособлениями пегматита, альбитита и кварца.

Щелочным гранитам «в», «г» и «д» свойственны повышенные содержания элементов-примесей: ниобия, тантала, циркония, редких земель, фтора и других. Наиболее высокое содержание рас-

сеянного ниобия отмечается в апофизах и в аплитовидной и пегматоидной зонах интрузива. Ассоциация минералов и элементов-примесей не меняется существенно при переходе от щелочных гранитов к их экзоконтактовым метасоматитам, образованным по сланцам или по микрогранитам. Мономинеральные обособления кварца (в том числе обогащенные апатитом) локализованы в окончаниях апофиз и на выходе жильных гранитов в сланцы.

**Ийсорский интрузив позднепалеозойских биотит-рибекитовых гранитов** (в 10 км к северо-западу от Верхнеэспинского интрузива). Интрузив имеет сложное строение; его размеры  $4,5 \times 2$  км (рис. 12). Он приурочен к северо-западному выступу плутона Акжайляу и вытянут вдоль зоны разломов. Биотит-рибекитовые граниты верхнеэспинского типа—наиболее молодые в интрузиве—образуют в нем систему узких сильно вытянутых межформационных, пластообразных и жилообразных залежей мощностью в десятки и первые сотни метров. Наиболее выдержанные и мощные их тела протягиваются непрерывной полосой вдоль контактов более ранних биотитовых гранитов с вмещающими песчано-сланцевыми породами, и поэтому в целом имеют форму вытянутого полукольца. Контакты щелочных гранитов падают в сторону метаморфических сланцев. Вокруг Ийсорского интрузива, на расстоянии до 1,5 км от главных их выходов, щелочные граниты залегают в виде жил радиальных (по отношению к его центру) направлений, а на северо-западе образуют сателлит изометричных очертаний. В центре интрузива многочисленные жилы щелочных гранитов, большей частью крутопадающие, мощностью от десятков сантиметров до десятков метров, пересекают биотитовые граниты в разнообразных направлениях.

В составе щелочных гранитов различаются:

а) ранние порфиroidные рибекитовые микрограниты (дайки, ксенолиты);

б) ранние равномерно мелкозернистые рибекитовые граниты, местами с директивной (по мелкоигольчатому рибекиту) текстурой (жилы и небольшие участки, прорванные среднезернистыми рибекитовыми гранитами);

в) главные по значению среднезернистые биотит-рибекитовые (аляскитовые) граниты верхнеэспинского типа и их аналог — неравномерно мелкозернистые, с полосчатыми обособлениями микроклиновых пегматитов, гнездовыми сегрегациями альбита и кварца и дендритовидными сростками рибекита, альбитовые граниты эндоконтактов;

г) жильные рибекитовые мелкозернистые граниты, пегматиты и аплиты.

В составе более ранних биотитовых гранитов устанавливаются три типа гранитов, разделенных интрузивными контактами (крупнозернистых, среднезернистых порфиroidных и мелкозернистых порфиroidных), и не менее двух генераций жильных пород. Контакты щелочных гранитов с биотитовыми гранитами всех выделен-

ных типов секущие, четкие, с пегматоидной или обогащенной тонкозернистым альбитом эндоконтактной зоной. В частности, неоднократно зафиксировано срезание щелочными гранитами поздних мелкозернистых порфировидных гранитов и жильных пегматоидных гранитов. Экзоконтактные изменения в биотитовых гранитах выражаются в образовании кучных сегрегаций переотложенного биотита, в альбитизации и рибекитизации, заметно ослабевающих на расстоянии 5—10 см от контакта.

Жильные пегматиты щелочных гранитов подразделяются на:

а) слюдяные микроклиновые, с мелкоблоковой центральной зоной и кварцевым ядром, с признаками хрусталеносности (расположены в границах интрузива, главным образом в останцах биотитовых гранитов между ярусами щелочных гранитов);

б) рибекит-эгирин-микроклин-альбитовые незональные, местами обогащенные цветными минералами, образующие сложные жилы совместно с более ранними щелочными микрогранитами и гранитами (расположены на периферии интрузива в поясах даек радиальных направлений).

Проявления грейзенизации и гидротермальной деятельности не наблюдались. Кварцевые жилы и прожилки связаны с линейными зонами кливажирования и обеления пород (позднейшая наложенная блоковая тектоника) преимущественно в останцах мелкозернистых порфировидных биотитовых гранитов.

#### **Некоторые дополнительные примеры элементарных систем.**

Приведенными выше описаниями далеко не исчерпывается разнообразие элементарных систем. Целесообразно дополнить их ссылками на другие характерные примеры, взятые из литературы и в некоторых случаях дополненные собственными наблюдениями.

Тарынский (Мельчикитский) интрузив эгирин-гастингитовых гранитов находится в Кодаро-Удоканской зоне протерозойского складчатого обрамления Чарской глыбы. Он был изучен в 1966 г. Л. Б. Белоножкой — его первооткрывателем, В. В. Архангельской (1969), Г. Н. Баженовой и автором. Интрузив интересен как пример редкометаллических гранитов докембрийского (PR<sub>1</sub>) возраста, залегающих дискордантно в кристаллических сланцах и гнейсах. Размеры его 3×1 км, форма плитообразная с куполовидными выступами и жилевидными апофизами. Граниты широкой эндоконтактной зоны и апофиз более мелкозернистые, чем граниты центральной зоны, но нередко оторочены микроклиновыми (в некоторых жилах амазонитовыми) пегматитами. Содержащиеся в центре интрузива блоки мраморовидной кальцитовой породы окружены со всех сторон зоной альбитита и далее в сторону гранитов зоной крупнозернистого аляскитового гранита с гороховидным кварцем. Эти зоны не имеют корней; от зоны альбитита на расстояние в несколько метров протягиваются прожилки альбитита и кварца. Граниты содержат аксессуарную вкрапленность минералов тантала, циркон и ортит.

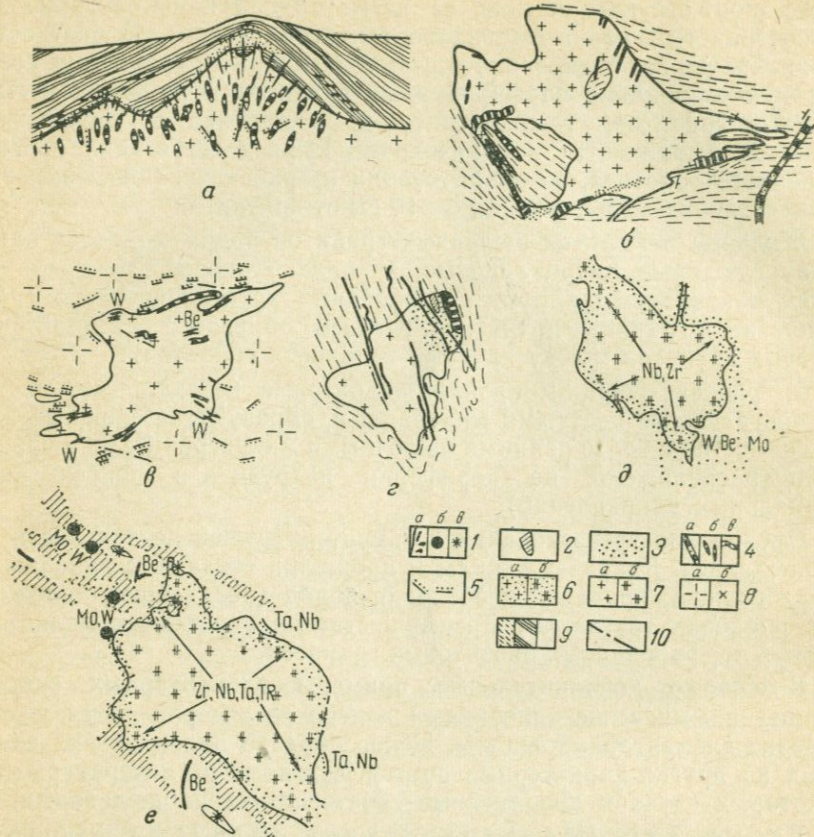


Рис. 13. Совмещение пегматитов, альбититов и гидротермалитов в элементарном интрузиве

1 — гидротермалиты: кварцевые жилы и линзы (а), молибден-вольфрамовое (б) и сульфидное (в) оруденения; 2 — грейзен; 3 — альбитит; 4 — пегматиты: редкометалльные (а), оловоносные и безрудные (б), «штокшейдер» с признаками редкометалльного оруденения (в); граниты: 5 — аплитовидные, 6 — редкометалльные биотит-мусковитовые (а) и рибекитовые (б), 7 — биотит-мусковитовые (а) и рибекитовые (б); 8 — вмещающие граниты (а) и гранодиориты (б); 9 — вмещающие метаморфические сланцы; 10 — разрывные нарушения

Изученные С. П. Гавриловой и В. Г. Хрюкиным (устное сообщение, 1969 г.) небольшие интрузивы редкометалльных рибекитовых гранитов с эгирином, биотитом и литиевыми слюдами (залегают в складчатой толще докембрийских — нижнепалеозойских карбонатных пород) отличаются развитием в их эндоконтакте фельзитов и гранит-порфиров линзовидно-полосчатой текстуры. В других участках эндоконтактной зоны место фельзитов занимают пегматиты, микроклиниты, альбититы или силекситы. Граниты связаны переходами с существенно микроклиновыми гранитами и граносени-тами, содержат акцессорную вкрапленность минералов тантала.

Сходное явление резкой закалки эндоконтактных зон гранитов

с редкометальной минерализацией отмечали Р. В. Масгутов (1960) на участках крутых контактов биотит-альбитовых танталосодержащих гранитов, В. И. Коваленко и М. И. Кузьмин в 1970 г. в дайке литиевослюдяных альбитовых гранитов, И. Г. Волкодав и В. Е. Скрипников (1969 г.) в апикальной части массива фаялитсодержащих гранитов с сопутствующими касситерит- и молибдениткварцевыми жилами.

Чрезвычайно интересны данные М. М. Повилайтис (1966) о штоках и дайках гранит-порфиоров и гранитов ритмично зонального строения, с которыми ассоциируют молибден-вольфрам-редкометальные кварцевые жилы. Ритмичная зональность, обусловленная тонким чередованием мелкозернистых гранитов с пегматитами, альбититом, слюдой, кварцем и рудными минералами, наблюдается только в апикальных участках тел и исчезает с глубиной. Формы этой зональности—концентрические замкнутые или параллельные контактам интрузива, по-видимому, безусловно автохтонные. Подобная разновидность простейших тел или систем, способных породить редкометальное оруденение, отмечена М. М. Повилайтис в 50 рудных полях Европы и Азии.

Изученная В. Е. Бочаровым (1968) система мелких интрузивов лейкократовых гранитов, рудных кварцевых жил и грейзенов с молибден-вольфрам-редкометальным оруденением иллюстрирует тесную связь пространственной фигуры системы и ее внутренней зональности. Наблюдаемая на дневной поверхности зональность рудного участка обусловлена характерной формой расширяющегося и выположивающегося кверху пучка жил. Продуктивная зона расположена между безрудными корневой и фронтальной зонами.

Примеры элементарных рудоносных интрузивов с совмещенными в них редкометальными гранитами, пегматитами и гидротермалитами (не обязательно редкометальными) показаны на рис. 13.

По данным Н. Н. Варламова (1957), граница зон распространения пегматитов и касситерит-кварцевых жил параллельна контактам интрузива и повторяет очертания куполовидных выступов гранитов (рис. 13, а). Небольшой интрузив пегматитоносных гранитов (рис. 13, б) в наблюдаемом срезе пересечен редкометальным пегматитом; в граните содержатся «местные», т. е. фациальные обособления пегматита, альбитита и короткие прожилки кварца (наши данные). Вытянутый на 7 км пластообразный интрузив гранитов (рис. 13, в) контролирует серию рудопроявлений вольфрамит-кварцевого типа; в пегматите его эндоконтактовой зоны содержится вкрапленность берилла (наши данные). Интрузив, с которым связано месторождение касситерит-кварцевого типа, обладает зональностью, присущей редкометальным гранитам: грейзенизированные граниты с мелкими берилл-кварцевыми сегрегациями — мусковит-альбитовый гранит — альбитит — пегматит (рис. 13, г, данные А. В. Гладкова и др., 1969). По данным Е. Л. Данилина (1966) со щелочными гранитами (рис. 13, д, е) связана тантал-ниобий-циркониевая, флюорит-бериллий-редкоземельная, воль-

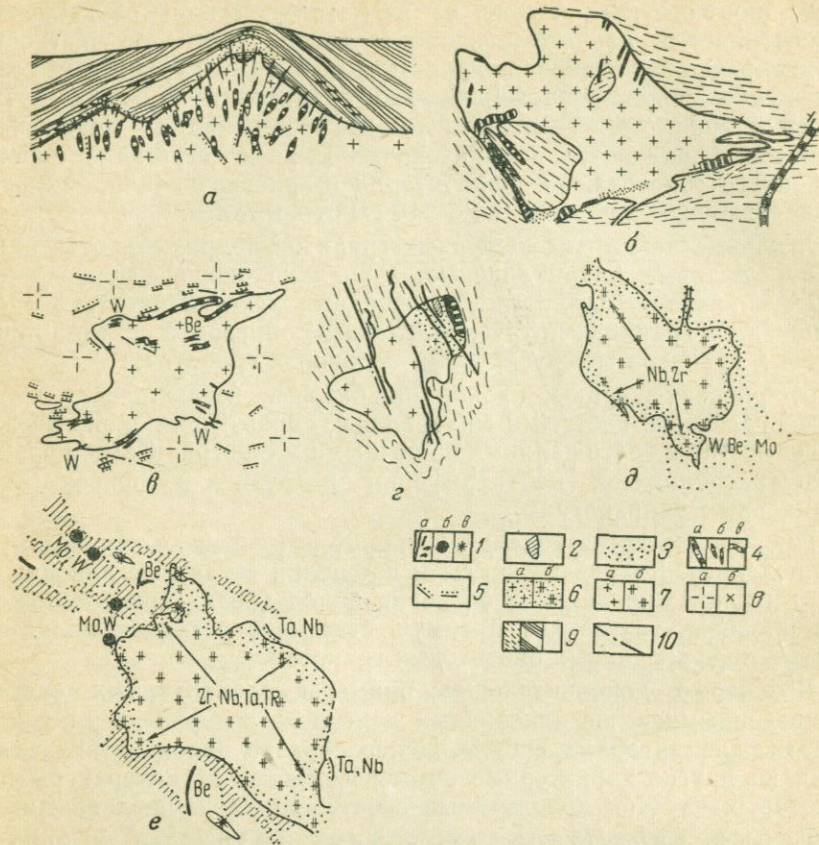


Рис. 13. Совмещение пегматитов, альбититов и гидротермалитов в элементарном интрузиве

1 — гидротермалиты: кварцевые жилы и линзы (а), молибден-вольфрамовое (б) и сульфидное (в) оруденения; 2 — грейзен; 3 — альбитит; 4 — пегматиты: редкометалльные (а), оловоносные и безрудные (б), «штокшейдер» с признаками редкометалльного оруденения (в); граниты: 5 — аплитовидные, 6 — редкометалльные биотит-мусковитовые (а) и рибекитовые (б), 7 — биотит-мусковитовые (а) и рибекитовые (б); 8 — вмещающие граниты (а) и гранодиориты (б); 9 — вмещающие метаморфические сланцы; 10 — разрывные нарушения

Изученные С. П. Гавриловой и В. Г. Хрюкиным (устное сообщение, 1969 г.) небольшие интрузивы редкометалльных рибекитовых гранитов с эгирином, биотитом и литиевыми слюдами (залегают в складчатой толще докембрийских — нижнепалеозойских карбонатных пород) отличаются развитием в их эндоконтакте фельзитов и гранит-порфиров линзовидно-полосчатой текстуры. В других участках эндоконтактной зоны место фельзитов занимают пегматиты, микроклиниты, альбититы или силекситы. Граниты связаны переходами с существенно микроклиновыми гранитами и граносиенитами, содержат акцессорную вкрапленность минералов тантала.

Сходное явление резкой закалки эндоконтактных зон гранитов

с редкометальной минерализацией отмечали Р. В. Масгутов (1960) на участках крутых контактов биотит-альбитовых танталосодержащих гранитов, В. И. Коваленко и М. И. Кузьмин в 1970 г. в дайке литиевослюдяных альбитовых гранитов, И. Г. Волкодав и В. Е. Скрипников (1969 г.) в апикальной части массива фаялитсодержащих гранитов с сопутствующими касситерит- и молибденит-кварцевыми жилами.

Чрезвычайно интересны данные М. М. Повилайтис (1966) о штоках и дайках гранит-порфиров и гранитов ритмично зонального строения, с которыми ассоциируют молибден-вольфрам-редкометальные кварцевые жилы. Ритмичная зональность, обусловленная тонким чередованием мелкозернистых гранитов с пегматитами, альбититом, слюдой, кварцем и рудными минералами, наблюдается только в апикальных участках тел и исчезает с глубиной. Формы этой зональности—концентрические замкнутые или параллельные контактам интрузива, по-видимому, безусловно автохтонные. Подобная разновидность простейших тел или систем, способных порождать редкометальное оруденение, отмечена М. М. Повилайтис в 50 рудных полях Европы и Азии.

Изученная В. Е. Бочаровым (1968) система мелких интрузивов лейкократовых гранитов, рудных кварцевых жил и грейзенов с молибден-вольфрам-редкометальным оруденением иллюстрирует тесную связь пространственной фигуры системы и ее внутренней зональности. Наблюдаемая на дневной поверхности зональность рудного участка обусловлена характерной формой расширяющегося и выполаживающегося кверху пучка жил. Продуктивная зона расположена между безрудными корневой и фронтальной зонами.

Примеры элементарных рудоносных интрузивов с совмещенными в них редкометальными гранитами, пегматитами и гидротермалитами (не обязательно редкометальными) показаны на рис. 13.

По данным Н. Н. Варламова (1957), граница зон распространения пегматитов и касситерит-кварцевых жил параллельна контактам интрузива и повторяет очертания куполовидных выступов гранитов (рис. 13, а). Небольшой интрузив пегматитоносных гранитов (рис. 13, б) в наблюдаемом срезе пересечен редкометальным пегматитом; в граните содержатся «местные», т. е. фациальные обособления пегматита, альбитита и короткне прожилки кварца (*наши данные*). Вытянутый на 7 км пластообразный интрузив гранитов (рис. 13, в) контролирует серию рудопоявлений вольфрамит-кварцевого типа; в пегматите его эндоконтактной зоны содержится вкрапленность берилла (*наши данные*). Интрузив, с которым связано месторождение касситерит-кварцевого типа, обладает зональностью, присущей редкометальным гранитам: грейзенизированные граниты с мелкими берилл-кварцевыми сегрегациями — мусковит-альбитовый гранит — альбитит — пегматит (рис. 13, г, данные А. В. Гладкова и др., 1969). По данным Е. Л. Данилина (1966) со щелочными гранитами (рис. 13, д, е) связана тантал-ниобий-циркониевая, флюорит-бериллий-редкоземельная, воль-

фрам-молибденовая и полиметаллическая минеральные ассоциации, притом представленные разными формами — скарновой, редкометалльно-гранитовой и гидротермально-метасоматической. Все рудные зоны конформны интрузивам.

Кроме упомянутых, примеры совмещения пегматитов, альбититов, грейзенов и кварцевых жил в одном рудоносном интрузиве приведены А. М. Быбочкиным (1965), И. Н. Говоровым (1966), В. И. Гальченко и др. (1968), Ю. П. Гусевым и др. (1968) и др.; вертикальная петрогеохимическая зональность отдельных рудоносных интрузивов рассмотрена Н. Н. Амшинским и др. (1970). В этих примерах обращает на себя внимание тот факт, что в одних интрузивах пегматиты и гидротермалиты занимают определенное положение в эндоконтактовом слое, а в других выходят во вмещающие породы в виде жил. Несмотря на различную обособленности («сепарированности») пегматиты и гидротермалиты в целом сохраняют постоянный порядок, определяемый относительно более внешним положением кварцевых сегрегаций и жил.

### ИНТРУЗИВНЫЕ (РУДНЫЕ) УЗЛЫ

Аральский интрузивный узел (Талицко-Монголо-Алтайское геоантиклинальное поднятие) занимает территорию примерно 10 000 км<sup>2</sup> (рис. 14, а), по размерам и значению соответствующую рудному району (Шаталов, 1965). В состав района входят Аральский (в юго-восточной части района) и другие массивы позднепалеозойских калиевых биотитовых гранитов вместе с их сателлитами, жильными полями и редкометалльными проявлениями. Они имеют форму крупных штоков и гарполитов, прорывают отложения от кембрия до нижнего карбона и гранитоиды позднепалеозойского возраста, контролируются приразломной блоковой структурой, в основном девонского возраста.

Для района характерно наличие обширных полей жильных редкометалльных пегматитов в сочетании с редкими единичными интрузивами редкометалльных гранитов, при весьма малом распространении гидротермалитов. Их распределение в общем плане подчинено зоне разломов, контролирующей и распределение материнских гранитов, однако оно является более локальным, смещенным к югу от зоны разломов и более гибко следующим разнообразным структурным направлениям. При более детальном рассмотрении устанавливается, что рудоконтролирующими являются также и сами материнские массивы и частные интрузивные узлы.

С Аральским массивом (30—40 км в поперечнике) связан особенно крупный интрузивный узел. Этот массив содержит небольшие (дополнительные) интрузивы лейкократовых гранитов. Подобные им интрузивы пегматитоносных лейкократовых гранитов и пегматитовые поля окружают массив кольцом общей шириной 12—20 км. Концентрическая зональность внешнего кольца пегматитовых полей достаточно полно выражена в его наиболее насыщенном и узком участке к югу и юго-востоку от массива, где выделены сле-

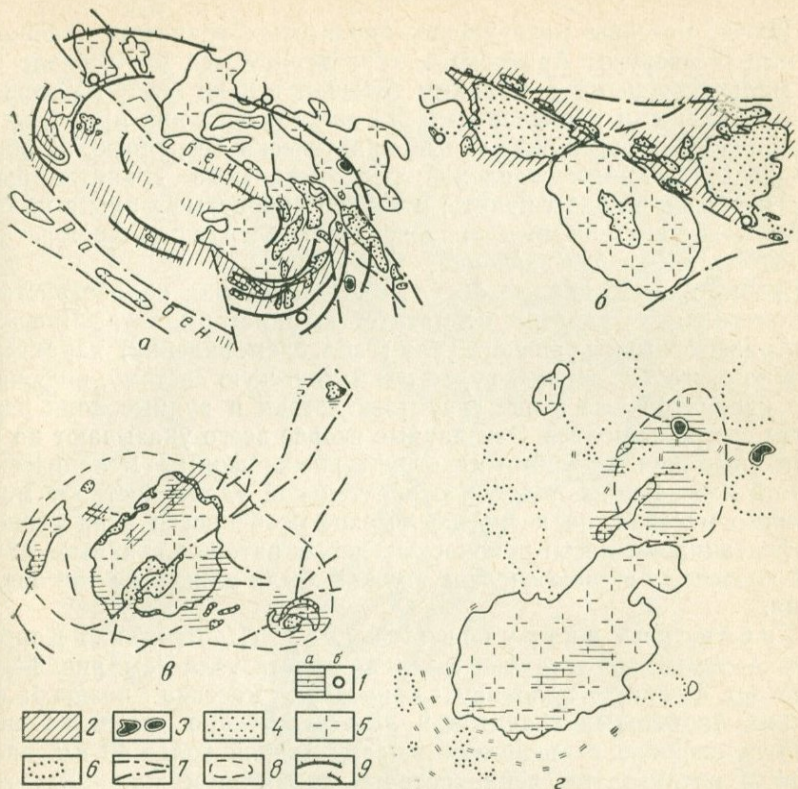


Рис. 14. Интрузивные (рудные) узлы с признаками концентрически-радиального строения

А — Аральский (пегматиты и редкометалльные граниты); Б — Сибирский (пегматиты и гидротермалиты); В — Саханайский (гидротермалиты и безрудные пегматиты, по С. Х. Чабан); Г — Кукульбейский (редкометалльные граниты и гидротермалиты; по А. И. Кулагашеву и др.). 1 — гидротермалиты: жильные поля (а) и отдельные рудопровяления (б); 2 — пегматитовые поля; 3 — редкометалльные граниты; 4 — поздние лейкократовые граниты, контролирующие размещение рудных жильных полей; 5 — родоначальные биотитовые граниты редкометаллоносных формаций; 6 — древние гранитоиды; 7 — разрывные нарушения; 8 — контуры редкометаллоносных гранитов на глубине, по геофизическим данным; 9 — условные границы рудных зон интрузивного узла

дующие зоны: а) гранитовидных пегматитов; б) графических и блоковых микроклиновых пегматитов; в) дифференцированных микроклин-альбитовых пегматитов; г) дифференцированных альбитовых пегматитов; а также смещенные дальше к периферии узла менее ясно выраженные зоны; д) редкометалльных гранитов и е) кварцевых жил со свинцово-цинковой минерализацией.

Наконец, еще более детальное рассмотрение позволяет связать редкометалльное оруденение с упоминавшимися мелкими штоками пегматитоносных лейкократовых гранитов, входящих в состав пегматитовых полей (Таратинский и Кужиртинский штоки, см. стр. 11) и со штоками мусковит-альбитовых редкометалльных гранитов периферической части рудного узла (Аскыртинский шток, см. стр. 32).

Другие массивы материнских биотитовых гранитов, расположенные к северу от Аральского, характеризуются значительно более малочисленными и мелкими (обычно только внутри массива) редкометалльными проявлениями, — пегматиты в них преимущественно слабодифференцированные, практически безрудные, не образующие интенсивных скоплений; редкометалльные граниты были найдены лишь в одном пункте; и только кварцевые жилы с молибденовым и вольфрамовым оруденением и безрудные приобретают относительно большее значение.

Сравнительные данные об условиях залегания разновозрастных редкометалльных гранитов, пегматитов и гидротермалитов Чингильско-Аральского интрузивного узла (табл. 3; см. вклейку) характеризуют по существу единую рудно-магматическую систему, включающую рассмотренные выше гранитные штоки и рудные поля в качестве своих элементов. Эти данные скорее всего указывают на заметное влияние конкретных структурных форм, механических свойств вмещающих пород и относительной удаленности от материнского массива, на петрографические особенности и на уровень дифференцированности рудоносных лейкократовых гранитов; свойства последних в свою очередь должны были влиять на тип оруденения.

Сибирский интрузивный узел (Центральная Калба). Показанная более детально северная часть узла (см. рис. 14, б) включает северную половину Сибирского массива позднепалеозойских биотитовых гранитов и непосредственно примыкающую к нему линейную дизъюнктивную зону длиной более 40 км, насыщенную интрузивами лейкократовых гранитов и жильными гранит-пегматитами и пегматитами (рис. 15).

Биотитовые граниты являются родоначальными в данном интрузивном комплексе (Леонтьев, 1969<sub>1</sub>). Они образуют круто погружающийся (до 8 км, по геофизическим данным) штоко- или шайбообразный массив около 15 км в поперечнике с петрографическими фаціальными зонами концентрических в плане очертаний. Производные лейкократовые граниты залегают внутри массива и вблизи от него в виде пластообразных интрузивов и крупных жил; гранит-пегматиты в одних случаях являются их апофизами, в других отчетливо пересекают их. Все эти породы прорывают линейно рассланцованные в северо-западном направлении песчаники и сланцы верхнего девона — нижнего карбона и залегающие в них дайки плагиигранитов.

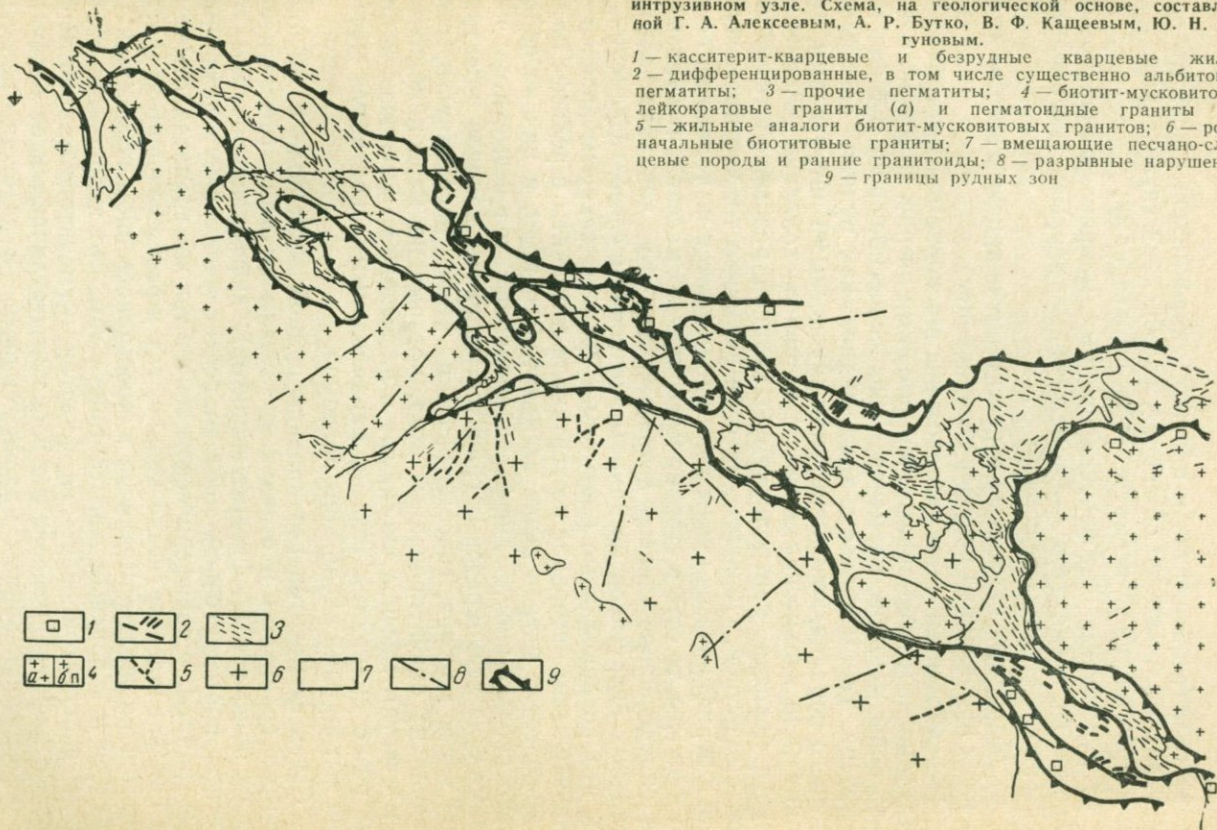
Особенность узла составляют редкометалльные пегматиты, протягивающиеся почти без перерыва на десятки километров; менее развиты касситерит-кварцевые жилы. Линейная конфигурация жильного поля\* подчеркивается согласным со структурой удлине-

---

\* В данном случае размеры поля превышают обычные; можно было бы говорить о системе рудных полей, если под полем понимать скопление пегматитов около одиночного интрузива.

Рис. 15. Соотношения пегматитов и гидротермалитов в Сибирском интрузивном узле. Схема, на геологической основе, составленной Г. А. Алексеевым, А. Р. Бутко, В. Ф. Кашеевым, Ю. Н. Логуновым.

1 — касситерит-кварцевые и безрудные кварцевые жилы;  
 2 — дифференцированные, в том числе существенно альбитовые пегматиты;  
 3 — прочие пегматиты;  
 4 — биотит-мусковитовые лейкократовые граниты (а) и пегматоидные граниты (б);  
 5 — жилные аналоги биотит-мусковитовых гранитов;  
 6 — ролл-начальные биотитовые граниты;  
 7 — вмещающие песчано-сланцевые породы и ранние гранитоиды;  
 8 — разрывные нарушения;  
 9 — границы рудных зон



нием лейкократовых гранитов и рудных зон поля. Выделяются зоны:

а) гранит-пегматитов и простых микроклиновых пегматитов — центральная, наиболее обширная, насыщенная гигантскими, в сотни метров шириной, пегматитовыми штокверками;

б) рудоносных дифференцированных микроклин-альбитовых и альбитовых пегматитов — промежуточные прерывистые окраинные зоны по обе стороны от первой;

в) безрудных кварцевых и касситерит-кварцевых жил — спорадически проявленная периферическая зона.

Перечисленные зоны расположены в основном симметрично пегматитоносным интрузивам; наряду с ними на рис. 15 можно наблюдать зоны меньших размеров, согласно огибающие тот или иной интрузив. Таким образом, здесь видно, как рудная зональность низшего порядка, контролируемая рудоносными интрузивами, переходит (или входит как элемент) в рудную зональность более высокого порядка, контролируемую крупной разрывной тектонической структурой. Обращает на себя внимание то, что промежуточная и периферическая зоны поля наблюдаются не только на севере, но и на юге, то есть в стороне материнского массива, что указывает на определенную степень автономности его дополнительных и жильных интрузивов на данном эрозионном срезе. Несмотря на то, что родоначальные биотитовые граниты вскрыты эрозией на значительном интервале по вертикали и подняты в рельефе на несколько сотен метров выше пегматитового поля, в них не обнаружено сколько-нибудь дифференцированных тел пегматитов; пластовые тела лейкократовых гранитов, вскрытые долиной в центральной части массива, гипсометрически выше переходят в серию радиально ориентированных жил, которые по мере приближения к контактам массива виргируют и на выходе во вмещающие породы резко сменяются телами, параллельными контакту массива или вытянутыми вдоль зоны разломов.

Связь пегматитов центральной рудной зоны поля с лейкократовыми гранитами в отдельных случаях прямая (пегматитовые жилы являются апофизами гранитов), дифференцированные пегматиты промежуточной зоны во всех случаях секут лейкократовые граниты, в периферической зоне в тех же гранитах отмечаются как фациальные гнезда кварца, так и резко секущие кварцевые жилы и прожилки. Различие в пространственном положении пегматитов и кварцевых жил состоит в том, что кварцевые рудные жилы сконцентрированы во флангах пегматитового поля. Рудоносные дифференцированные пегматиты отличаются от безрудных недифференцированных малочисленностью и даже в известном смысле уникальностью — они локализованы в удалении от массовых пегматитовых скоплений и подчинены структурным элементам, ориентированным косо или перпендикулярно к генеральному простираанию поля, иногда образуют лестничные жилы в дайках.

древних плагиогранитов или оперение безрудных недифференцированных пегматитов.

Саханайский интрузивный узел (Восточное Забайкалье; см. рис. 14, в). Размеры узла около 20 км в поперечнике, площадь выхода Саханайского массива, занимающего центральное положение, 130 км<sup>2</sup>. Родоначальные порфириновые биотитовые граниты массива и его сателлитов — Дульдургинского, Зун-Ундурского и Таптанайского массивов — прорывают песчаники и кислые эффузивы юры, а сами прорваны лейкократовыми гранитами нескольких разновидностей (дополнительные интрузивы) и жильными породами. Особенностью узла является гидротермальное олово-вольфрамовое оруденение, связанное с дополнительными и жильными лейкократовыми гранитами; меньшее значение принадлежит редкометальной акцессорной минерализации в родоначальных и дополнительных гранитах; кроме того, имеются безрудные пегматиты. Все эти образования в пределах узла со-вмещены друг с другом, зональность их слабо выражена.

Общая конфигурация узла симметрична относительно осевого разлома северо-восточного направления. Массив и его сателлиты (за исключением Таптанайского) объединены общим контуром на глубине. Донная часть массива находится, по геофизическим данным Г. И. Менакера, на глубине 5 км. Мелкие разломы над-интрузивной зоны сгущаются по этому контуру, для них характерны ветвление от центра к краям массива и завороты вдоль его границ.

Рудоносные лейкократовые граниты образуют лентовидные в плане тела, вытянутые в виде прерывистого кольца, на границе биотитовых гранитов с вмещающими породами, и пластообразные тела. Кварцевые рудные жилы рассредоточены на большой площади преимущественно вдоль границ массива и сателлитов. Пегматиты и поздние флюоритовые проявления отмечаются только в самом массиве, к северу от осевого разлома; к югу от него и непосредственно на его продолжении находятся граниты с редкометальной акцессорной минерализацией. Интенсивность гидротермального оруденения увеличивается в сателлитах, где отмечаются сразу две генерации лейкократовых гранитов — ранние мелкозернистые порфириновые безрудные и поздние среднезернистые рудоносные — и где особенно обильны жильные пегматоидные граниты и микрограниты.

Соктуйский интрузивный узел (Восточное Забайкалье). Размеры узла в плане до 70 км в поперечнике (см рис. 14, г). Расположен он в стыке Агинского стабильного массива (срединный массив в рифее) с наложенным на него герцинским прогибом и юрским морским молассовым прогибом (по Е. Н. Алтухову, А. Д. Смирнову, 1970 г.). Контролирующая интрузивный узел разрывно-блоковая структура северо-западного простирания является поперечной к генеральному простиранию Монголо-Охотского

подвижного пояса и обозначается как Агинский структурный порог.

В строении узла участвуют массивы раннемезозойских диоритов, гранодиоритов и средне-позднеюрских гранитов и аляскитовых гранитов. Наиболее крупный массив — Соктуйский, с которым связаны только гидротермалиты, сложен преимущественно аляскиотовыми гранитами и в меньшей степени более ранними гранодиоритами и гранит-порфирами. Расположенные севернее Тургинский и Алдакачанский массивы, с которыми связаны как гидротермалиты, так и редкометалльные граниты, тоже являются сложными, полихронными.

Особенность узла составляют оловянно-вольфрамовые месторождения в гидротермалитах и пространственно ассоциирующие с ними редкометалльные амазонитовые граниты; очень незначительно развиты пегматиты (безрудные). При этом известны пересечения гидротермалитов редкометалльными гранитами, ввиду чего генетическая связь первых со вторыми является проблематичной.

Гидротермалиты с оловянно-вольфрамовым оруденением тяготеют к массивам аляскиотовых гранитов (вольфрамовые в эндоконтакте, оловянные в эндо- и экзоконтакте), а вне этих гранитов контролируются в основном сетью разломов и апикальными выступами древних гранитоидов. Редкометалльные граниты представлены пластообразными интрузивами внутри Тургинского массива и единичными штоками к северу от него. Небольшие пластообразные интрузивы амазонитовых гранитов близки к типу дополнительных или жильных интрузивов гранит-аляскиотового комплекса. По аналогии с ними несамостоятельными могли бы считаться также и штоки, однако малочисленность штоков, их локализация в зоне разлома, пересекающего предполагаемый на глубине контур массива гранитов и аляскиотов, и пересечение ими топаз-кварцевых оловорудных жил гранит-аляскиотового комплекса, как будто могли бы служить указанием на их возможную самостоятельность.

Акжайляуский интрузивный узел (Западный Тарбагатай). Размеры узла примерно  $40 \times 40$  км. Находится он в краевой части вытянутой к северо-западу мегантиклинорной зоны Чингиза-Тарбагатай. В его состав входят: сложный полихронный гранодиорит-гранит-аляскиотовый конически-кольцевой плутон Акжайляу (рис. 16), массив граносиенитов и аляскиотов Биесимас; Ийсорский массив гранитов и щелочных гранитов и Верхнеэспинский интрузивный дайковый пояс щелочных гранитов (см. их описание выше). Все перечисленные породы сформировались в верхнем палеозое, они прорывают вулканогенно-терригенные отложения силура и верхнего девона — нижнего карбона.

Особенность узла составляют хрусталеносные пегматиты и редкометалльные щелочные граниты. Первые принадлежат комплексу позднепалеозойских аляскиотов (аналоги акчатауского комплекса; Щерба, 1960), вторые — выделенному автором, С. М. Бес-

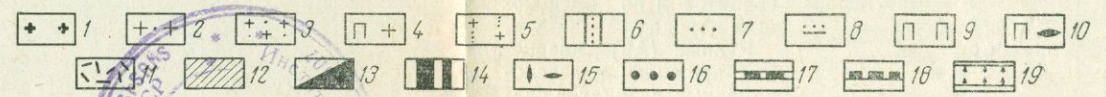
Особенности условий залегания разновозрастных редкометалльных гранитов, пегматитов и гидротермалитов Чингильско-Аральского рудного района

Тип оруденения	Типы рудоносных интрузивов	Оруденение и характер его связи с рудоносным интрузивом	Характерные акцессорные минералы рудоносных гранитов, пегматитов и гидротермалитов	До- и послерудные жилы и дайки	Фактическое распространение минерализации на глубину	Предполагаемая глубина очага рудообразования	Положение оруденения относительно материнского плутона	Положение оруденения в тектонической структуре	Вмещающие породы	Учтенные объекты
Редкометалльные граниты	Куполовидные штоки биотит - мусковитовых лейкократовых гранитов с массивной кварцевой, мелкозернистой мусковит - альбит - кварцевой или пегматоидной (с кварцевым штокверком) внешней зоной; 0,5—1,75 км	Крупные грейзенокварцевые линзы в эндоконтакте апикальных выступов интрузива (R, Mo) Рассеянное прожилково-вкрапленное оруденение в апикальной части интрузива (R)	В гранитах: апатит, гранат, берилл мелко-вкрапленный, пирит равномерно и мелко-вкрапленный, гематит Во внешней эндоконтактной зоне интрузива: берилл, молибденит, висмутин, апатит	Единичные жилы (апофизы) аплитовидного лейкократового гранита, жилы, серицитолита и кварца в экзоконтакте рудных тел	До 100 м ниже контакта интрузива	Малая. На видимом уровне	Во внешней зоне периферического кольца пегматитовых полей вокруг материнского плутона Внутри материнского плутона	В зоне брахискладок с пологими крыльями (средний, среднепалеозойский структурный ярус) и под останцами кровли древнего плутона краевой приразломной части антиклинория	Эффузивы кислые Древние гранитоиды Материнские граниты Метаморфизм умеренный (фашия зеленых сланцев; динамометаморфизм)	Интрузивы: Аскырты, Ушкуль, Карджат, Эргыс-басы
Пегматиты	Куполовидные штоки мусковит - биотитовых лейкократовых гранитов неясно зонального строения с жилевидными апофизами; 0,5—5 км Крупные пластообразные залежи мусковит-биотитовых гранитов не зональных; до 15 км в плане, сотни метров мощностью	Пегматиты слагают эндоконтактную зону и апофизы интрузива (R) Пегматиты образуют систему радиальных и концентрических жил вокруг и редко внутри интрузива (R, Ta, Nb) Пегматиты и граниты образуют равновеликие жилы и купола в удалении от более крупных интрузивов (R, Ta, Cs)	В гранитах: апатит, гранат, циркон В пегматитах: берилл, танталит-колумбит, сподумен, амблигонит, петалит, лепидолит, поллуцит, полихромный турмалин, гранат, апатит	«Дорудные» пегматиты и лейкократовые граниты, послерудные аплиты в зоне распространения наиболее дифференцированных, удаленных от интрузива жил	Разница гипсометрических отметок до 800 м в одном поле и до 1500 м в группе смежных полей	Несколько сотен метров ниже уровня эрозийного среза На видимом уровне	Внутри материнского плутона Вокруг материнского плутона Вдоль линейных зон разломов в удалении от плутонов	В ядрах антиклинальных складок, в древних гранитоидах, в интрузивах и останцах пород основного состава срединных частей антиклинория На пересечении зон мигматизации более молодыми разломами, разграничивающими крупные блоки нижнепалеозойского фундамента срединных частей антиклинория	Кристаллические сланцы, гнейсы, мигматиты Габбро, гранитоиды Материнские граниты Метаморфизм высокотемпературный (амфиболитовая фашия)	Пегматитовые поля: Коктогайское, Кууй, Чонху, Мерткен, Комусты, Булукты, Алатаке, Нарысала, Амунагонь
Гидротермалиты	Обособленные полого залегающие жилы и мелкие штоки аплитовидных лейкократовых гранитов Куполовидный интрузив биотит-мусковитовых лейкократовых гранитов	Молибденит - кварцевый грейзен в эндоконтакте и рудные (Mo, W) кварцевые жилы в экзоконтакте Наложённая на пегматит сульфидная (Cu, Zn, Pb) с апатитом минерализация Рудные (Pb, Zn) кварцевые прожилки в жиле гранитов и во вмещающих породах Рудные (Au) кварцевые прожилки в зеленокаменных сланцах в удалении от гранитов	В гранитах: нет данных В рудных кварцевых жилах: а) молибденит, вольфрамит; б) сфалерит, галенит, халькопирит, апатит; в) галенит, сфалерит	Не отмечены	Нет данных	На видимом уровне	Во внешней зоне периферического кольца пегматитовых полей В перемычке метаморфических пород между гребневидными выступами двух материнских плутонов Внутри куполовидного раздува пегматита	В нижнепалеозойских метаморфических породах срединных частей антиклинория В вулканогенных наложенных впадинах и грабен-синклиналях (среднепалеозойский ярус) краевой приразломной части антиклинория В синклинальной зоне (среднепалеозойский ярус) за пределами антиклинория	Эффузивы кислые и средние Зеленые песчаники и сланцы Метаморфизм различный, в том числе низкотемпературный (главным образом динамометаморфизм)	Участки: Саксай, Доржу, Коктогай

Ряды зон рудоносных гранитов интрузивов и их жильных полей

	Группы зон	Типовые зоны	Приписываемое зонам значение	Обозначение зон	Пегматитоносные граниты и редкометалльные пегматиты				Грейзеноносные граниты с сопутствующими редкометалльными гидротермалитами				Редкометалльные граниты					
					I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	XIII	XIV
Жильное поле	Зоны жильного гидротермального поля (нерасчлененные)	—	Высокоспециализированные перемещенные дифференциаты и гидротермально-метасоматические продукты интрузии	з	—	Sn	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Жильного пегматитового поля	Альбитовых пегматитов (в том числе с акцессорным сподуменом)	—	е, ж, з, и	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Жилородные апофизы внешних эндоконтактовых зон интрузива	Полнодифференцированных микроклин-альбитовых пегматитов Дифференцированных микроклиновых и альбит-микроклиновых пегматитов	Низкоспециализированные относительно далеко перемещенные дифференциаты интрузии	е, ж, з, и ж, з, и	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
		Слабодифференцированных пегматитов и гранитов со спорадическими пегматитовыми альбитовыми, кварцевыми и другими обособлениями	Относительно мало перемещенные дифференциаты интрузии (передовой фронт инъекции)	е д в а, б	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Гранитовый интрузив	Экзоконтактовые метасоматиты																	
	Останцы ранних относительно однородных гранитов в апикальной части интрузива	Мелкозернистая гранитовая, микрогранитовая	Первичная корка застывания интрузива	К	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Оторочка, относительно однородная	Мелкозернистая гранитовая; фельзитовая; альбитовая (аплитовидная)	Зона закалки, местами альбитизированная	И	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Эндоконтактовые зоны с совершенным обособлением минералов	Массивная кварцевая	Контактный слой, объединяющий зоны первичной магматической и послемагматической дифференциации	З	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
		Грубокристаллическая полевошпат-кварцевая («пегматитовая»)		Ж	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
		Ритмичнозональная или участковая (микроклинит-альбитит-кварцевая)		Е	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Промежуточные по дифференцированности эндоконтактовые (апикальные) зоны	Грейзеновая	Реакционные зоны, промежуточные по положению между гранитом и его контактовым слоем	Д	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
		Грейзенизированная гранитовая		Г	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Эндоконтактовые (апикальные) зоны с несовершенным обособлением минералов	Мелкозернистая гранитовая	Тыловые зоны вертикальной колонки дифференциатов интрузива	В	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	Пегматоидная гранитовая		Б	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Центральная зона, относительно однородная	Гранитовая	Субстрат, практически не дифференцированный	А	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	

Условные обозначения. Граниты: 1 — существенно микроклиновые; 2 и 3 — существенно альбитовые; 4 — неоднородные, микроклиновые, пегматоидные; 5 и 6 — альбитовые; микроклинит-альбитит-кварцевые породы; 7 — участкового строения; 8 — ритмично-зонального строения; 9 — пегматиты; 10 — полевошпато-кварцевые пегматоиды; 11 — грейзенизированные породы; 12 — грейзены; 13 — массивный кварц; 14 — кварцевые жилы; 15 — кварцевые линзы; 16 — экзоконтактовые метасоматиты кварц-микроклинового состава; 17 — контакт интрузива с вмещающими породами; 18 — интрузивный контакт между жилами разных генераций; 19 — верхняя (а) и нижняя (б) границы рудоносного интервала



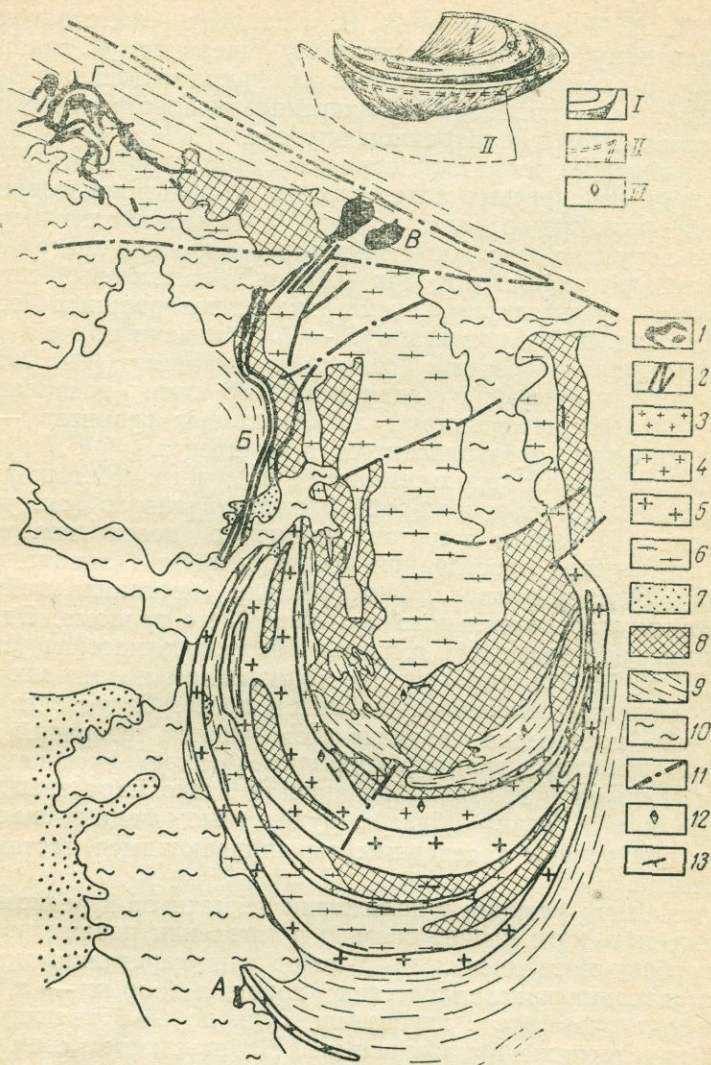


Рис. 16. Положение пегматитоносных аляскитов (I) и редкометалльных гранитов (II) в Акчайлыуском конически-кольцевом плутоне. Схема по данным автора (С. М. Бескина и В. Н. Ларина)

1 — редкометалльные щелочные граниты; 2 — дайковые пояса щелочных гранит-порфиров и микрогранитов; 3 — мелко- и 4 — среднезернистые аляскиты; 5 — крупнозернистые аляскитовые граниты; 6 — биотитовые граниты; 7 — граносиениты; 8 — гранодиориты, grano-сиенодиориты; 9 — песчаники, сланцы, эффузивы; 10 — рыхлые отложения; 11 — разрывные нарушения; 12 — керамические и хрусталеносные пегматиты аляскитового комплекса; 13 — элементы залегания. На врезке: I — конически-кольцевое тело аляскитов; II — дайково-интрузивный пояс редкометалльных гранит-порфиров и гранитов; III — положение хрусталеносных пегматитов

киным, В. И. Казариным и В. Н. Лариным самостоятельному более позднему керегетас-эспинскому щелочному гранитному комплексу, в связи с чем проблема их пространственных отношений тождественна проблеме соотношений разновозрастных интрузивных комплексов в полихронном плутоне.

Хрусталеносные пегматиты образуют поле, одна часть которого находится в материнских аляскитах (в ранних крупнозернистых или в более поздних среднезернистых), а другая входит в надинтрузивную зону, где пегматиты находятся в гранодиоритах и осадочно-метаморфических породах кровли. Аляскитовый интрузив имеет форму трех-четырёх асимметричных разорванных воронок или чаш, с падением контактов  $25-60^\circ$ , вложенных одна в другую и соединенных своими северными краями (см. рис. 16). Хрусталеносные камеры в надинтрузивной зоне располагаются внутри жильных пегматоидных лейкократовых гранитов — нормальных жильных пород аляскитового комплекса.

Малые интрузивы редкометалльных щелочных (биотит-рибекитовых, рибекитовых и эгириин-рибекитовых) гранитов (см. участок «В» на рис. 16) входят в состав дайкового пояса поперечного (северо-восточного) простираения, окаймляющего с запада плутон Акжайляу. Они локализованы на участке виргации дайкового пояса вблизи от регионального долгоживущего разлома. Однотипные с ними редкометалльные граниты Ийсорского массива (см. «Г» на рис. 16 и рис. 12) находятся в аналогичном положении в следующем к западу поперечном дайковом поясе. От участка «А» к участку «В» постепенно увеличивается число генераций даек, собственно щелочные граниты появляются между участками «Б» и «В», степень их дифференцированности резко нарастает в участках «В» и «Г». Таким образом рудоносные фации щелочных гранитов приурочены к северным выклинивающимся частям дайковых поясов.

Существенная разница в положении пегматитов и редкометалльных гранитов в этом случае состоит в тяготении первых из них к висячему боку материнских интрузивов и к переслаивающим их останцам древних кристаллических пород, а вторых — к вертикальной зоне разрывов с глубокими, судя по ее большому горизонтальному протяжению, корнями. Наблюдаемое совмещение разновозрастных аляскитов и редкометалльных щелочных гранитов в одном интрузивном узле характеризуется определенной степенью конформности (огибанием) вторых по отношению к первым. По-видимому, это можно объяснить наличием общего центра или фокальной зоны на глубине, длительным существованием первоначальной конически-кольцевой структуры и унаследованием новыми магматическими продуктами старых магматических каналов, что вообще характерно для интрузивов центрального типа.

**Некоторые дополнительные примеры рудных узлов.** В дополнение к рассмотренным примерам интрузивных узлов с концентрическим расположением рудоносных гранитов вокруг материнского

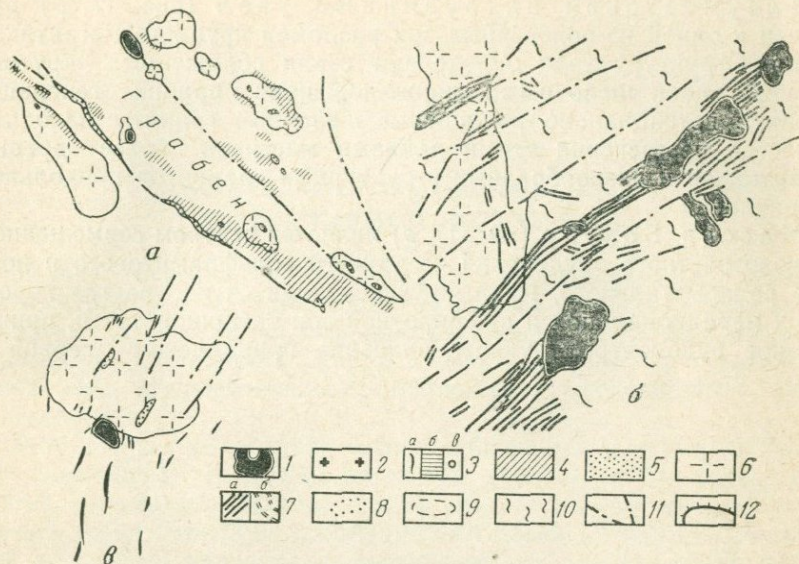


Рис. 17. Интрузивные (рудные) узлы с линейной ориентировкой

*а* — Шарасуминский (пегматиты и редкометалльные граниты); *б* — Тлеумбетский (редкометалльные щелочные граниты; по В. И. Казарину); *в* — Бовуар (редкометалльные граниты и гидротермалиты; по Ж. Оберу) 1 — редкометалльные граниты; 2 — граниты с повышенным содержанием редкометалльных акцессорных минералов; 3 — гидротермалиты; рудные кварцевые жилы (*а*), жильные поля (*б*), отдельные рудопоявления (*в*); 4 — пегматитовые поля; 5 — поздние лейкократовые граниты редкометаллоносных формаций, контролирующее размещение рудных жильных полей; 6 — родоначальные граниты редкометаллоносных формаций; 7 — догранитовые дайковые пояса; родственных гранитам щелочных гранит-порфиоров (*а*) и чуждых гранитам плагιοгранит-порфиоров (*б*); 8 — контуры более ранних гранитоидов; 9 — контуры редкометаллоносных гранитов на глубине, по геофизическим данным; 10 — господствующее простирание слоистых пород; 11 — разрывные нарушения; 12 — условные границы рудных зон интрузивного узла

плутона приведем примеры интрузивных узлов линейной конфигурации (рис. 17).

Шарасуминский интрузивный узел (рис. 17, *а*) соответствует по своим размерам рудному району. Группа гранитных массивов расположена вдоль системы грабен и горстов и разграничивающих их второстепенных разломов, оперяющих (в бортовой части крупного геосинклинального поднятия) зону шовного глубинного разлома. Общая конфигурация узла диагональная, расширяющаяся в виде пучка к северо-западу, с наиболее продуктивным (редкометалльные граниты и пегматиты) средним интервалом. Поля редкометалльных пегматитов вытянуты вдоль разломов в виде шлейфов, далеко выходящих за пределы материнских массивов. Редкометалльные граниты тяготеют к участкам расширения пучка разломов и выклинивания последних, стратиграфически и гипсометрически находятся выше пегматитов. Еще дальше к северо-западу смещены проявления олова и золота в гидротермалитах.

Тлеумбетский интрузивный узел (рис. 17, б) приурочен к одной из поперечных зон разломов крупного мегантиклинория. Структуру узла определяют серии сближенных крутопадающих даек щелочных гранит-порфиров ранних генераций. Поздние потенциально рудоносные щелочные граниты находятся в местах пересечения этими дайками массивов более древних гранитоидов и разнообразных структурных элементов продольного направления.

Массив Бовуар (рис. 17, в) является центром совмещенного разновозрастного оруденения — раннего вольфрамитового и позднего редкометального. Рудный узел находится на участке пересечения меридиональной и субширотной зон трещиноватости, причем главное рудоконтролирующее значение принадлежит первой из них.

## КОНКРЕТНЫЕ МЕТАЛЛОНОСНЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ФОРМАЦИИ

Задача настоящего раздела — охарактеризовать примеры редкометаллоносных гранитовых формаций, имеющих достаточно целостный характер, то есть компактное расположение массивов, однотипные комбинации пород в этих массивах и в некоторых отношениях упорядоченное (закономерное) распределение фаций и оруденения.

Результаты проведенной сводки доступных материалов по таким формациям показаны на схеме (рис. 18). Из схемы и из других имеющихся данных можно заключить, что на рассматриваемой территории Азиатского горного пояса существует по меньшей мере пять типов редкометаллоносных гранитоидных формаций. Каждый из этих типов представлен несколькими конкретными формациями, которым свойственны конечные размеры и та или иная форма ареала, в большинстве случаев согласующаяся со структурными формами — поднятиями, прогибами, элементами разрывно-блоковой структуры.

Большая часть рассмотренных выше примеров элементарных рудно-магматических систем и рудных узлов связана с родственными в петрохимическом отношении формациями калиевых биотитовых гранитов, лейкократовых, аляскитовых или щелочных гранитов. Целесообразно рассмотреть три родственных конкретных формации, одна из которых приурочена к Алтае-Зайсанскому линейному подвижному складчатому поясу, закончившему свое геосинклинальное развитие незадолго до внедрения данных гранитов, другая — к глыбово-складчатой структуре Казахской страны, отдельные части которой развивались в своеобразном парагеосинклинальном режиме, и третья — к линейному подвижному поясу Восточного Забайкалья, развивавшемуся с раннего палеозоя в парагеосинклинальном и орогенном режиме.

### ФОРМАЦИЯ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОВ АЛТАЯ И КАЛБЫ — НАРЫМА

Формация была рассмотрена нами ранее в целом (Леонтьев, 1969), причем было установлено наложение ее на ряд смежных структурно-формационных зон, аргументирована связь с ней Талицко-Монголо-Алтайской и Калба-Нарымской металлогенических зон (рудных поясов), а также показано симметричное рас-

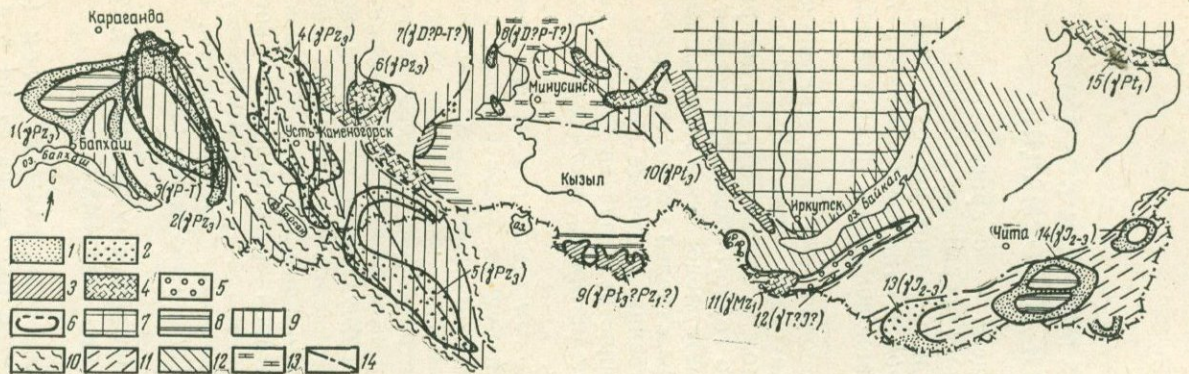


Рис. 18. Положение ареалов редкометаллоносных гранитовых формаций Казахстана и Сибири в геологической структуре Гранитовые формации: 1 — гранит-аляскитовые позднепалеозойского и позднеюрского возраста (редкометалльные гидротермалиты в сочетании с хрусталеносными пегматитами или с редкометалльными гранитами и пегматитами); 2 — гранит-лейкократово-гранитовые позднепалеозойского и позднеюрского возраста (редкометалльные пегматиты, граниты и гидротермалиты); 3 — гранодиорит-граносиенит-гранитовые поздиерифейско-раннепалеозойского возраста (редкометалльные пегматиты); 4 — щелочно-гранитовые раннепротерозойского, среднепалеозойского (?) и пермо-триасового возраста (редкометалльные граниты); 5 — лейкократово-гранитовая гранит-порфировая раннемезозойского возраста (гидротермалиты); 6 — границы ареалов формаций. Элементы тектонической структуры: 7 — Сибирская платформа; 8 — погруженные устойчивые консолидированные блоки фундамента, в том числе срединные массивы; 9 — раннепалеозойские геосинклинальные поднятия; 10 — геосинклинальные прогибы, предшествовавшего редкометаллоносным гранитам тектонического цикла; 11 — парагеосинклинали и автономные полициклические орогенные пояса на гетерогенном складчатом основании; 12 — Байкальский свод; 13 — наложенные впадины; 14 — разломы.

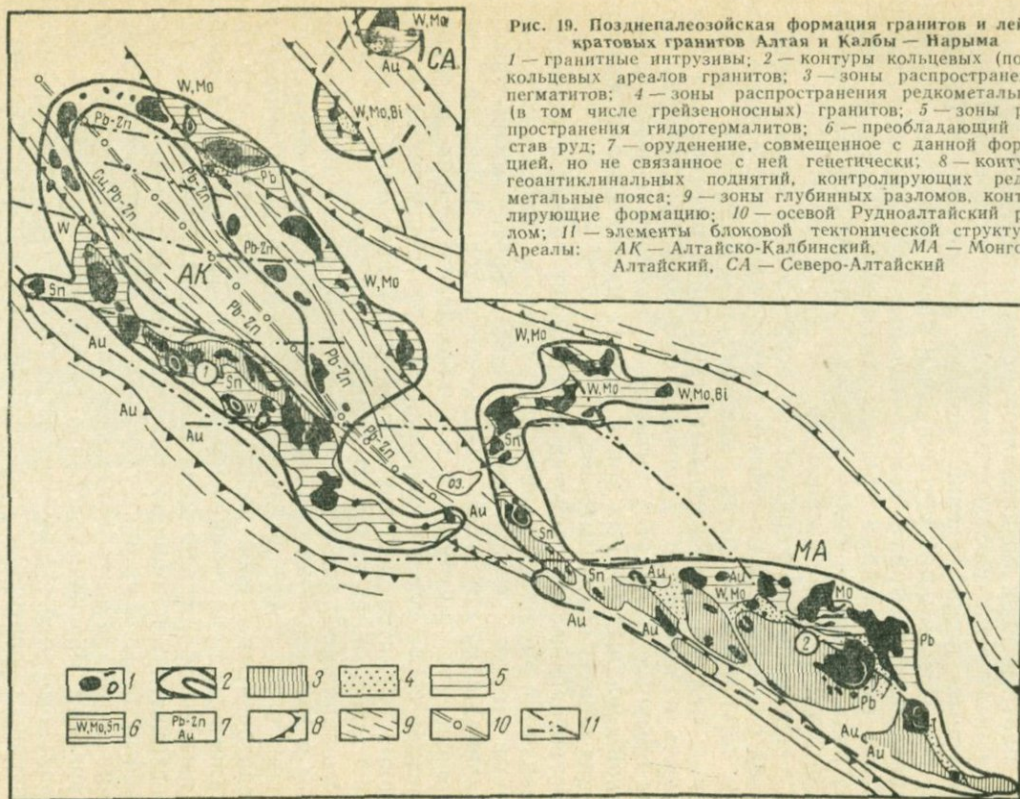
положение попарно гомологичных друг другу продольных металлогенических подзон (пегматитовых и гидротермалитовых) относительно Иртышской и Локтевско-Караиртышской зон смятия. Здесь будет изложен новый материал о кольцевых ареалах однотипных интрузивов, представляющих собой морфологически выделенные части единой формации.

Алтайско-Калбинский кольцевой ареал. Достаточно плотные цепи позднепалеозойских гранитных интрузивов и их жильных полей образуют замкнутое, вытянутое вдоль главных структурных подразделений кольцо размерами  $470 \times 180$  км (рис. 19). Чрезвычайно устойчивый и узкий парагенез пород (родоначальные биотитовые, дополнительные лейкократовые граниты, жильные лейкократовые граниты, пегматиты, аплиты) выделяет их из ряда других — более пестрых гранитоидных, габбро-плагиогранитовых и других ассоциаций.

К числу наиболее характерных особенностей описываемой гранитовой совокупности относятся: расположение интрузивов в виде цепей, вытянутых на сотни километров и изогнутых наподобие гирлянд; наличие относительных сгущений и ритмическая перемежаемость относительно крупных (до 50 км по длинной оси) и более обычных (5—20 км) интрузивов; наличие однотипных серий крупноплощадных рудных зон в разных частях ареала, подчеркивающих общую его симметрию.

Петрографические свойства материнских гранитов существенно не меняются по простиранию интрузивных цепей, но при этом длинные стороны кольца, совпадающие с бортовыми частями геосинклинальных поднятий, характеризуются наиболее густым расположением интрузивов и наибольшей рудонасыщенностью. Последнее согласуется с широким распространением здесь лейкократовых гранитов дополнительной фазы внедрения — частично пегматитовосных, частично грейзеноносных.

Юго-западная длинная цепь интрузивов приходится на районы Калбы и Нарыма. Она обладает своей собственной симметрией — большая часть дополнительных интрузивов и пегматитовые поля сосредоточены в осевой полосе этой цепи, в то время как гидротермалитовые поля смещены к ее краям. Из трех гирляндобразных изгибов гранитовой цепи Центральнокалбинская дуга (узел) превосходит другие обилием жильных рудных полей, сравнительно большими размерами продуктивных дополнительных интрузивов. Именно в этой дуге, обладающей радиусом изгиба 50—70 км, материнским массивам особенно свойственны признаки плутонов центрального типа. Нам представляется, что благоприятным структурным фактором, стимулировавшим дифференциацию гранитового расплава и усиленное жильное образование, явилось наличие здесь крупного плитообразного массива более ранних («собственно калбинских») гранитоидов, залегающего, по новым данным Г. Н. Щербы и др. (1971), горизонтально и имеющего мощность от 2 до 12 км.



Противостоящая Калбе северо-восточная длинная цепь интрузивов расположена вблизи границы между Горным и Рудным Алтаем. Она включает Лениногорско-Зырянскую и Белоубинско-Ивановскую линейные цепи интрузивов и полукольцевой Тигирекско-Кольванский интрузивный узел. Последний, аналогично Центральнокалбинскому узлу, обращен своей выпуклостью к центру ареала, имеет радиус 40—50 км при ширине дуги 15—20 км и отличается от соседних с ним интрузивных узлов развитием крупных дополнительных интрузивов и хорошо проявленной рудной зональностью — от пегматитовых полей в осевой части дуги к гидротермалитовым полям на периферии.

«Отростки» кольцевого ареала — Нарымский, Дельбегетейский и Ивановский — характеризуются оловянным и молибден-вольфрамовым орудением преимущественно гидротермального типа. Массивы, находящиеся на замыканиях кольца (Ново-Шульбинский, Саввушинский и другие на северо-западе, Черемшанский и Большенарымский на юго-востоке), безрудны и бедны поздними дифференциатами, как и массивы, окаймляющие внутренний периметр кольца. «Пустая» осевая зона кольца (лишенная интрузивов того же типа и редкометальных полей) имеет размеры 300×80 км.

Часть изученных гранитных массивов обладает признаками кольцевого строения. По данным геофизики, им присуща форма сплюснутых цилиндров с размерами по вертикали от 3 до 8 км, незначительно расширяющихся с глубиной, с расположенными по периметру направленными вверх гребневидными выступами (Центральная Калба). Имеются указания на относительное погружение дна массивов в их центральных частях, что может быть связано с наличием подводящего канала. На переходе из нижнепалеозойского структурного яруса в перекрывающие его среднепалеозойские отложения верхние части массивов нередко имеют характер гарполитов, погружающихся в сторону глубинного краевого разлома, или лакколитов (Горный Алтай).

Под кольцевым ареалом позднепалеозойских гранитов устанавливается ряд небольших по размерам изометричных или продольно вытянутых утолщений гранитного слоя земной коры (Моисеенко, 1967; Есиков и др., 1969) и соответствующих утонений диоритового. Гранитовым цепям соответствуют прогибы поверхности базальтового слоя, а «пустой» осевой зоне кольца — гребневидный выступ этого слоя (Любецкий, 1965).

Широкое и сложное по форме юго-восточное замыкание кольца находится на погружении поверхности Мохоровичича до глубины 47—48 км; напротив, более узкое овальное северо-западное замыкание — в области утонения земной коры (39—40 км). Характерные для рассматриваемого ареала северо-западные линейные структурные элементы четко выражены в рельефе диоритового слоя, менее четко в рельефе базальтового, но в рельефе подкорового слоя не прослеживаются (Моисеенко, 1967).

Приведенные данные указывают на сильно уплощенную пространственную фигуру кольцевого ареала, вертикальная мощность которого, вероятно, меньше, чем суммарная мощность надбазальтовых слоев земной коры (18—22 км) при общих горизонтальных размерах  $470 \times 180$  км и ширине гранитных цепей 15—65 км.

Главная особенность тектонического положения Алтайско-Калбинского ареала состоит в том, что он окаймляет с внешних сторон тектонический блок Юго-Западного Алтая, ограниченного двумя глубинными разломами — ветвями Прииртышской линейной зоны, находящейся на стыке поздних каледонид Алтае-Саянской области и герцинид Иртышско-Зайсанской и Южно-Монгольской областей. Названная стыковая зона имеет складчато-глыбовое строение, обусловленное переработкой каледонских складчатых структур герцинскими движениями и позднепалеозойской активизацией. Блок Юго-Западного Алтая отличается от соседних блоков Северо-Западного Алтая, Калбы и Нарыма тем, что в девоне был относительно глубоко (отдельными своими частями) погружен и превращен в прогиб эвгеосинклинального типа.

Отмеченный выше симметричный кольцу выступ базальтового слоя может быть интерпретирован двояко — как следствие неясных нам новейших процессов в верхней мантии, избирательно затронувших относительно погруженный блок в осевой зоне линеймента, или как реликт верхнепалеозойского свода.

В целом рассмотренная ассоциация интрузивов обладает несомненной целостностью и может расцениваться как единая рудномагматическая система. Преобладающая форма редкометального оруденения (пегматиты, гидротермалиты) находится в явной зависимости от того положения, которое занимает материнский массив в пространственной фигуре кольцевого ареала.

Монголо-Алтайский полукольцевой ареал. Позднепалеозойские граниты, аналогичные охарактеризованным выше, располагаются в ареале с общими размерами  $500 \times 200$  км, имеющем форму овала, разомкнутого на северо-востоке и примыкающего своей длинной и наиболее мощной ветвью к Караиртышской зоне смятия (см. рис. 18, 19). Другая ветвь отходит под углом от первой и с крутым изгибом выходит к Толбонурской зоне смятия. Таким образом, обе цепи интрузивов (число их около 30) как бы изнутри окаймляют мегантиклинорий Монгольского Алтая. «Пустая» (не содержащая интрузивов данного типа) срединная зона ареала ( $220 \times 120$  км) совпадает с Саксайской синклинальной зоной мегантиклинория. Наиболее насыщенные сгущения интрузивов приурочены к относительно поднятым антиклинальным блокам и к наложенным на них зонам глыбового дробления и грабенообразным вулканогенным впадинам девонского этапа активизации.

Благодаря высокогорному рельефу граниты и их жильные поля вскрыты на глубину суммарно до 2,5 км. При этом устанавливается смена штокообразных и трещинных тел кверху межформационными гарполито- и лакколитообразными телами значительно боль-

шего сечения с гребневидными выступами, расположенными преимущественно на границе структурных ярусов и в кровле древних гранитоидов.

Строение широкой юго-восточной ветви ареала обладает признаками внутренней симметрии. Аральский массив (см. стр. 46) вместе с десятком других массивов окружает в виде кольца кристаллическое (гранит-мигматитовое и гранитоидное) ядро антиклинального блока. В расположении интрузивов, жильных пегматитовых полей, составляющих особенность этого района, и рудных зон отмечаются дугообразные концентрические изгибы; сгущения пегматитов чередуются с пустыми интервалами; гидротермалитовые жильные поля и одиночные штоки редкометалльных гранитов смещены на периферию пегматитовых сгущений. Характерно, что контролирующая данный ареал краевая Караиртышская зона смятия следует как бы по касательной к названным дугообразным изгибам, в то время как менее значительная Корумты-Цагангольская зона разломов (продольная осевая по отношению к мегантиклинорию) является по отношению к ним осевой. Вдоль этой зоны разломов сконцентрированы многочисленные дополнительные интрузивы лейкократовых гранитов.

Круто изогнутая северо-западная ветвь ареала (Юго-Восточный Горный Алтай) зональна в продольном направлении: по мере удаления от Караиртышской зоны смятия пегматитовые редкометалльные проявления сменяются гидротермалитовыми.

\*            \*  
\*  
\*            \*

Резюмируя данные о двух смежных ареалах разновозрастных и однотипных интрузивов, подчеркнем то новое качество, которое можно усмотреть в описанных ранее примерах элементарных рудо-магматических систем. Таратинский, Кужиртинский, Коктогайский, Аскыртинский, Курановский, Белорецкий, Ускучевский рудоносные интрузивы — это аналогичные по составу, величине и значению элементы единой формации, продукты дополнительных инъекций, закономерно возникавших в процессе независимого становления разновозрастных плутонов. Поэтому, если считать достаточными аргументы в пользу возрастного и генетического единства гранитов охарактеризованных типов на Алтае, в Калбе и Нарыме, то и перечисленные рудоносные интрузивы допустимо рассматривать как некую индивидуальную переменную, представленную рядом значений. Подобный взгляд полезен для обычных в металлогении процедур сравнения. Он помогает правильно оценивать и определенные различия между рудоносными интрузивами.

В следующей главе будет сделана попытка систематизировать различные разновидности рудоносных интрузивов, исходя из их внутреннего строения. Здесь же отметим некоторые внешние условия, отделяющие в рамках единой формации одни рудоносные интрузивы от других.

Сгущения пегматитоносных интрузивов и пегматитовых полей находятся внутри двух-, трехъярусных, в некоторых случаях горизонтальных, плитообразных гранитоидных плутонов, сформировавшихся ранее в бортовых частях геосинклинальных поднятий, и в шовных краевых зонах, где широко развиты кристаллические сланцы, гнейсы и мигматиты. Большие скопления гидротермалитов приурочены к раздробленным краям тех же ранних батолитоподобных плутонов и вообще к внешним зонам интрузивных цепей, узлов и сложных рудных полей, преимущественно в значительном удалении от глубинных разломов осевой части ареала формации. Редкометалльные граниты, подобно гидротермалитам, смещены к периферии сложных рудных узлов, но гипсометрически занимают положение, промежуточное между пегматитовыми скоплениями (внизу) и гидротермалитами (вверху). Они локализируются в вулканогенно-осадочных породах орогенного чехла, выполняющих наложенные впадины, и тяготеют к зонам разломов и грабенам.

### ФОРМАЦИЯ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ АЛЯСКИТОВЫХ ГРАНИТОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

Представление о формации в целом и общие контуры ее распространения (см. рис. 18) получены из работ Г. Н. Щербы (1960) и многих других исследователей; ниже характеризуется лишь одна восточная, Чингиз-Тарбагатайская ветвь формации, изучение которой проводил и сам автор.

Чингиз-Тарбагатайский линейный ареал. Граниты этого ареала в настоящее время не могут быть безоговорочно связаны с гранитами Алтайско-Калбинского и Монголо-Алтайского ареалов. Они непосредственно связаны с системой глубинных подвижных зон, контролировавших размещение гранитов акчатауского типа в соседнем Северо-Прибалхашском ареале. Для описываемого ареала характерно пограничное положение по восточному краю каледонид Центрального Казахстана, на их границе с линейно вытянутыми складчатыми зонами герцинид Иртышско-Зайсанской области.

Рассматриваемая Чингиз-Тарбагатайская ветвь акчатауских гранитов резко удлинена (до 450 км), ее линейная форма осложнена на юго-востоке овальным изгибом и на северо-западе пересечением (смыканием под прямым углом) с Успенской ветвью тех же гранитов. Массивы Окпекты, Жельдыкара, Акжайляу, Каракольтас, Аркат, Доголан, Дегелен, Баянаул расположены практически по одной линии. Все они изометричны, центрального типа, 15—20 км в поперечнике, сложены аляскитовыми гранитами, обычно биотитовыми, редко биотит-рибекитовыми или гастингситовыми. Состав пород изменяется в очень узких пределах — от крупнозернистых аляскитовых гранитов (материнские) через среднезернистые аляскиты (дополнительные) к лейкократовым гранитам,

гранит-пегматитам и аплитам (жильные). В некоторых массивах этот возрастной ряд сокращен и сколько-нибудь значительные дополнительные интрузивы отсутствуют. В целом, сложность возрастного ряда формации увеличивается от срединных частей мегантиклинория к краевому Калба-Чингизскому разлому.

Строение изученных эталонных массивов — конически-кольцевое в видимом срезе (см. Акжайляуский интрузивный узел). По геофизическим данным, массивы обладают плоскими днищами и вертикальной мощностью от 4 до 9 км (А. А. Пучков, 1969 г.; В. С. Бороздин, 1969 г.). Аляскитовые граниты ассоциируются с более древними верхнепалеозойскими гранодиоритами, граносиенитами, биотитовыми гранитами; кроме того, к некоторым массивам приурочены интрузивные дайковые пояса щелочных (в том числе редкометалльных) гранитов и гранит-порфиров пермо-триасового возраста, распространенные примерно в том же ареале, что и сами аляскиты (см. рис. 18).

Таким образом, в Чингизе — Тарбагатае пространственно совместились две самостоятельные редкометаллоносные гранитовые формации. Для более поздней из них — керегетас-эспинской щелочногранитовой — характерно отсутствие крупных родоначальных гранитных интрузивов: возрастной ряд начинается с нескольких последовательных генераций даек фельзитов, рибекитовых гранит-порфиров и микрогранитов и заканчивается небольшими интрузиями щелочных (рибекитовых, с биотитом или эгирином) гранитов с их жильными производными. Формация представляет собой систему редких дайковых поясов, большей частью поперечных к генеральному северо-западному простиранию складок и разрывных нарушений. Показателен Тлеумбетский интрузивный узел (см. рис. 17, з), в котором сосредоточено несколько параллельных друг другу дайковых поясов, пересекающих разновозрастные гранитоиды; дайки сближены между собой и обладают большим суммарным объемом; щелочные граниты завершающих фаз внедрения срезают дайки и как бы накладываются на дайковые пояса.

Рудные проявления щелочногранитовой формации связаны с дифференцированными купольными окончаниями одиночных интрузивов рибекитовых гранитов, оказавшихся в благоприятной структурной обстановке (участки брекчирования ранних щелочных микрогранитов и экранирования со стороны вмещающих осадочных пород в местах пересечения или виргации разломов), и выражаются в высоких содержаниях аксессуарных минералов тантала, ниобия, редких земель и циркония в определенных зонах интрузива и в экзоконтактовых метасоматитах. Жильные эгирин-рибекитовые пегматиты с теми же минералами, по-видимому, не имеют самостоятельного значения.

Связанные с гранит-алаяскитовой формацией рудные проявления более многообразны. С юго-восточного окончания ареала к северо-западному состав редкометалльных проявлений массивов меняется следующим образом: пегматиты с аксессуарной редкозе-

мельной минерализацией — хрусталеносные и керамические пегматиты — аксессуарная ниобий-цирконий-редкоземельная минерализация в рибекитсодержащих разновидностях аляскитов — молибденит-вольфрамовые кварцевые жилы и грейзены. Практическое значение имеют только хрусталеносные пегматиты и редкометалльные гидротермалиты. Геологическая обусловленность их наблюдаемой локализации не вполне ясна.

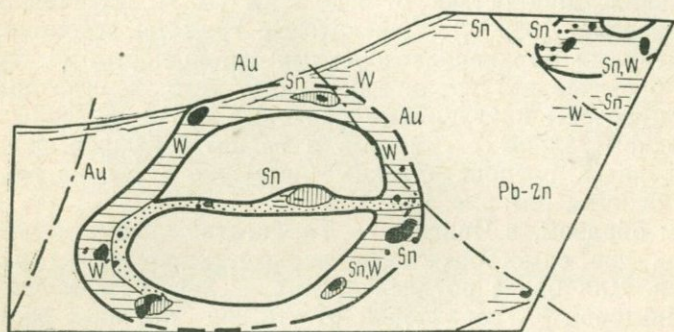


Рис. 20. Позднеюрская гранит-аляскитовая формация Восточного Забайкалья

Усл. знаки см. на рис. 19

На основании изложенного пространственную фигуру ассоциации гранит-аляскитовых интрузивов сближает с ранее рассмотренными примерами ее малая вертикальная мощность, меньшая или в крайнем случае соизмеримая с горизонтальными размерами отдельных массивов, но отличают линейная, или лентовидная, конфигурация и увеличенные (до 60—80 км) интервалы между массивами. В соответствии с формой ареала ведущее значение приобретает продольная рудная зональность первого порядка, выражающаяся в смене пегматитов редкометалльными гранитами и далее гидротермалитами по длине единой интрузивной цепи в зависимости от ряда факторов, таких, как строение земной коры, степень эродированности гранитов в данном интервале и др.

#### ФОРМАЦИЯ ПОЗДНЕЮРСКИХ АЛЯСКИТОВЫХ ГРАНИТОВ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Наиболее продуктивным в отношении редких металлов в Восточном Забайкалье общепризнанно является позднеюрский кукульбейский интрузивный комплекс и его вероятные возрастные аналоги — ботовский, харалгинский и асакан-шумиловский комплексы (Н. И. Тихомиров и др., 1964 г.; Лесняк, 1965). Единство этих интрузивных комплексов как одной конкретной формации в настоящее время можно признать лишь условно, основываясь на

неразличимости их возрастных характеристик, в общих чертах сходном петрографическом составе и сближающей их редкометалльной металлогенической специализации. Тем не менее изменения петрографического состава, возрастного и фациальных рядов при переходе от одной группы массивов к другой довольно значительны в этом случае. Поэтому понятию «рудно-магматическая система» будет соответствовать не вся совокупность комплексов, а отдельные комплексы, тем более, что они морфологически обособлены друг от друга и представляют собой овалоподобные и кольцевые образования (см. рис. 18). Кратко охарактеризуем строение одного из этих комплексов, кукульбейского, обычно рассматриваемого как генотип позднеюрских редкометаллоносных гранитов Забайкалья.

Кукульбейский кольцевой ареал. Редкая цепь интрузивов, группирующаяся вокруг Агинского срединного массива, образует замкнутое кольцо размерами  $250 \times 180$  км и с условной шириной цепи 15—50 км (рис. 20). Кроме того, несколько незначительных по величине интрузивов находится внутри кольца, причем они тяготеют к узкой приразломной Оловянинской зоне широтного простиранья. Устойчивый парагенез пород (родоначальные биотитовые аляскитовые граниты, дополнительные лейкократовые и аляскитовые граниты, жильные лейкократовые граниты, пегматиты, аплиты, а также условно включаемые в этот ряд амазонит-альбитовые и другие редкометалльные граниты) и текущие отношения между породами позволяют их отделить от более ранних гранитоидов.

Фациальная изменчивость родоначальных гранитов выражается в смене массивов нормальных калиевых биотитовых гранитов (в том числе крупнозернистых порфиroidных) юго-западной части кольца (Дурулгуевский, Саханайский массивы) массивами более светлых аляскитовых гранитов восточной его части (Кукульбейский интрузивный узел, Белухинский массив), с промежуточной между ними разновидностью (Адун-Челонский массив). В том же направлении уменьшается относительное значение лейкократовых гранитов дополнительной фазы внедрения. Сложные зональные редкометалльные поля и узлы, включающие пегматиты и гидротермалиты, уступают место более простым оловянно-вольфрамовым гидротермалитовым.

Охарактеризованный переход в строении интрузивных узлов и форме оруденения может быть сопоставлен с данными разных авторов (Моисеенко, 1967; А. Д. Канищев, Г. И. Менакер, 1971 г.) о снижении мощности земной коры с 45 до 42 км в указанном направлении, при относительном увеличении размеров и мощности утолщений гранитного слоя под конкретными интрузивными узлами. Как и на Алтае, в Восточном Казахстане, эти утолщения имеют островной характер и не распространяются на «пустую» (лишенную сколько-нибудь значительных массивов того же типа) срединную зону кольцевого ареала.

Наряду с отмеченной закономерностью, по-видимому, можно говорить и о приуроченности пегматитовых полей к осевым или внутренним частям интрузивных цепей и о тяготении их к шовным краевым разломам, ограничивающим мезозойский подвижный пояс, в противоположность гидротермалитовым полям, которые занимают внешнее, по отношению к пегматитам, положение и концентрируются на большем удалении от шовных зон. Одно из пегматитовых полей находится в широтной перемычке кольцевого ареала. К последней избирательно приурочены редкометальные граниты, обнаруживающие этим определенную степень автономности по отношению к массивам родоначальных гранитов. Их автономность подчеркивается также и тем, что известны случаи срезания ими касситерит-топаз-кварцевых жил, типичных представителей редкометальных гидротермалитов кукульбейского комплекса (Левицкий и др., 1963).

## НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ПОСТРОЕНИЯ ТИПОВЫХ МОДЕЛЕЙ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ

### ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ СВЯЗИ ОРУДЕНЕНИЯ С ИНТРУЗИЯМИ

Связи между оруденением и интрузивом обычно подразделяются на явные и предполагаемые, генетические и парагенетические, более сильные и менее сильные. В настоящей главе важно рассмотреть геологические критерии предельно сильной связи.

Наиболее широко известны различные формы удаленных, или опосредствованных, связей между оруденением и интрузиями. Особенно подробно они были охарактеризованы Ф. Альфельдом, М. Б. Бородаевской, Г. В. Ициксон, Ф. К. Шипулиным, М. А. Фаворской, В. П. Федорчуком и другими при описании так называемых телетермальных месторождений свинца, цинка, мышьяка, ртути и золота, при рассмотрении самостоятельных малых интрузий и разнообразных оловянных месторождений приповерхностного генезиса. Названные авторы в своих работах отмечают факты, мешающие в известных случаях принять гипотезу прямой генетической связи оруденения с конкретными дайками, некками, штоками и другими телами. Это внежерловый характер рудоконтролирующих разломных структур, огромные запасы руд, не соответствующие малым размерам конкретных интрузивных тел, несистематическая связь оруденения с однотипными интрузивами одной и той же серии, оторванность малых интрузий во времени от рудоотложения и т. п.

Термин «структурно-геологическая связь», предложенный Ф. К. Шипулиным в качестве замены термина «генетическая связь», выражает неизбежную дозу неопределенности при оценке генетического родства между подобными объектами. Примеры наглядной тесной пространственной совмещенности, например, оловянных грейзенов с куполами гранитов или рассеянной редкометальной минерализации со штоками и дайками гранитов также не являются убедительными иллюстрациями первичной обогащенности интрузий редкими элементами; первичность или образование *in situ* этого оруденения постоянно и активно оспаривается (Беус и др., 1962; Stemprok, 1963 и др.).

Таким образом, в обоих крайних случаях (удаленной связи и совмещенности) сохраняется примерно равная степень неопределенности в вопросе о генезисе оруденения. Возможно, что такая неопределенность является результатом вообще слабо детерминиро-

Примеры месторождений с различными вариантами отношений редкометалльного оруденения к рудоносному интрузиву

Пространственное положение оруденения относительно интрузива	«Возрастное» положение оруденения (относительно этапов формирования интрузива и жильного поля)						
	В рудных полях с моноасцендентной зональностью				В рудных полях с полиасцендентной зональностью		
	В связи с интрузивом (без участия жил промежуточного возраста), с сингенетическими формами проявления	В связи с интрузивом (без участия жил промежуточного возраста), только с секущими формами	После формирования жил гранитов, пегматитов — производных интрузива	После формирования даек иного, чем интрузив, состава	В связи с интрузивом; ранняя генерация оруденения — с сингенетическими формами проявления	В чередовании или после жил гранитов, пегматитов, гранит-порфиров, производных интрузива	В чередовании или после даек иного, чем интрузив, состава
Внутри рудоносных гранитов	Гленс Пик — Ве (ал) Забайкалье — Та, Nb (а) Верхнее Эспе — Nb, Zr, TR (ал, а, метас.) Куранов — R (а, э) Аскырты — Mo, R (а, эр, э) Лосевка — R (а, n) Хардинг — Be, Та, Sn (n) Намангут — R (n) Аксан — Mo, W, Sn (эр) Монтбра — Та, Li, Sn (эр, n)	Чиндагатуй — Mo, W (э)	Безмянное — R, Sn (эр)	—	Коккуль — W, Mo (э) Елагуан, Матур-Хатын, Экмырчан — Sn, Mo, W, R (э)	—	—

Пространственное положение оруденения относительно интрузива	«Возрастное» положение оруденения (относительно этапов формирования интрузива и жильного поля)						
	В рудных полях с моноасцендентной зональностью				В рудных полях с полиасцендентной зональностью		
	В связи с интрузивом (без участия жил промежуточного возраста), с сингенетическими формами проявления	В связи с интрузивом (без участия жил промежуточного возраста), только с секущими формами	После формирования жил гранитов, аплитов, пегматитов — производных интрузива	После формирования даек иного, чем интрузив, состава	В связи с интрузивом; ранняя генерация оруденения — с сингенетическими формами проявления	В чередовании или после жил гранитов, аплитов, пегматитов, гранит-порфиоров, производных интрузива	В чередовании или после даек иного, чем интрузив, состава
В краевой части и вблизи от рудоносных гранитов	Блэк Хилз — Li, Sn, W (n) Квебек — Be, Ta, Nb, Li, Mo (n) Тараты — R (n) Вюнцпах — TR, Фл (gr, n)	Кужирты — R (n) Колывань — W, Mo (z) Осиновка — W, Mo (z) Корольке — Sn, W, Bi, Ag (риол. r) Кировское — Sn (фелъз.) (z)	Казанда — W, Mo, Bi, R (z, a) Каракол — W, Mo, Bi, R (z, a)	Светлое — Sn, W (z)	Белорецкое — W, Mo, R (a, z) Халчеранга — Sn, W, R сульфиды (gr, z) Шерловая гора — W, Sn (gr, z)	Караоба — W, Mo, Sn, Bi (z) Нура-Талды — Mo, W, Bi, R (z, gr, a) Байназар — Mo, W (z) Коктенколь — Mo, W (z)	Аквачиль — Be, Фл (риол.; метас.)
На удалении от рудоносных гранитов	—	—	Коктогай — R (n) Чальче — R, Sn (n, z)	—	—	Адуй — R (n, z) Калгуты — W, R (z)	Инкурское — W, Mo (z) Сорское — Mo (z)

Условные обозначения. Оруденение: *al* — в аляскитах; редкометаллическая аксессуарная минерализация (R): *a* — в альбититах, альбитовых гранитах; *n* — в пегматитах; *gr* — в грейзенах; *z* — в гидротермалитах; *метас.* — в аллометасоматитах по любым породам; *риол.* — в риолитах; *фелъз.* — в фелъзитах.

Примечания. 1. Месторождения расположены в порядке уменьшения силы связи оруденения с интрузивом слева направо и сверху вниз.

2. Прочерк означает невозможность данного варианта или отсутствие примеров.

3. В рамку взяты варианты отношений, позволяющие относить интрузив и все оруденение к одной элементарной рудно-магматической системе.

ванной причинной обусловленности оруденения, т. е. его связей с типом гранитов, тектонической структурой, деятельностью глубинного магматического очага. Однако в ощутимой мере здесь сказывается и недостаточно разработанный анализ пространственных отношений между геологическими объектами, в частности, между рудоносными площадями и рудной зональностью разных масштабов.

Пространственные соотношения редкометальных гранитов, пегматитов и рудных кварцевых жил с рудоносным гранитным интрузивом различны, тем не менее их можно сравнивать между собой. Ввиду того, что понятия «генезис», «генетическая связь» не могут быть выражены в результатах прямых измерений, необходимо попытаться связать их с подающимися конкретизации категориями пространственной и временной связи. В табл. 4 с этой целью перечислено около сорока специально отобранных примеров редкометальных и близких к ним оловорудных и молибден-вольфрамовых месторождений. Они расположены в зависимости от близости их в пространстве и во времени к конкретному рудоносному гранитному интрузиву. Преобладают примеры, иллюстрирующие варианты наиболее тесных (или наиболее четко проявленных) связей, так как им приписывается наибольшее значение для последующих выводов; месторождения с менее очевидными и более опосредствованными связями представлены единичными характерными примерами.

Далее нужно отметить, что градации пространственной связи близки тем, которые выделены и описаны Г. Н. Щербой, Е. А. Радкевич, Д. В. Рундквистом и др., разница лишь в том, что здесь рассматриваются не купола батолитов, как у Е. А. Радкевич, и не купола материнских сложных массивов, как у Г. Н. Щербы, а только небольшие, преимущественно простые, морфологически определенные тела поздних лейкократовых гранитов. Градации временной связи основаны на учете реальных пересечений редкометальных руд с жильными (дайковыми) породами.

Одна из возможных причин появления дорудных жил и даек — одновременное с рудообразованием функционирование более глубокого и независимого магматического очага, в таком случае косвенным указанием на значительный временной отрыв и эпигенетический характер оруденения может служить, например, наличие зон охлаждения в дайках, пересекающих данный интрузив. Разумеется, во всех случаях критерии оценки отношений рудных тел, жил и даек с интрузивом («свои» — «не свои») должны быть одними и теми же.

В рассматриваемую таблицу оказалось необходимым ввести широко практикуемое геологами разделение зональных рудных месторождений на моноасцендентные и полиасцендентные. К обеим группам месторождений применимы одни и те же градации пространственной и временной связи, но моноасцендентность является необходимым признаком прямой связи. На месторождениях с по-

лиасцендентной рудной зональностью интересующие нас прямые связи оруденения с конкретным интрузивом можно изучить, только подразделив рудно-магматическую систему на ряд подсистем и отнеся к каждой из них только синхронно формировавшиеся тела или выделив внутренние, ближайшие к интрузиву, участки с простой температурной зональностью или зональностью отложения (например Хапчеранга).

При совмещении рудных тел с интрузивом, наличии сингенетических форм их проявления, при отсутствии жил промежуточного возраста и соблюдении некоторых других не рассматриваемых здесь условий мера неопределенности в некоторых случаях может быть сведена до минимума. Такие случаи мы берем за основу, объединяя их под общим названием «элементарные рудно-магматические системы». Выделение таких элементарных парных ячеек (интрузив — рудное поле) необходимо потому, что все другие системы (полиасцендентные, представленные только секущими эпигенетическими формами рудные поля, поля с невыявленными рудоносными интрузивами, а также сложные рудные узлы и пояса) характеризуются менее очевидными или более опосредствованными связями оруденения с магматическим источником и представляют собой большие или меньшие по величине объединения элементарных систем.

В группу элементарных рудно-магматических систем попадают редкометальные месторождения, которые принято относить к разным генетическим типам, — пегматиты, альбититы, грейзены, кварцевые жилы. Все они могут быть связаны с рудоносными гранитами не только через опосредующие звенья зонального или возрастного ряда, но и непосредственно, располагаясь в их пределах. Эта чрезвычайно важная способность морфологически сходных и малоразличающихся по величине интрузий лейкократовых гранитов порождать редкометальное (скажем, бериллиевое) оруденение разных типов заставляет обратить внимание и на другие их свойства или особенности их положения, которые могут быть связаны с тем или иным ходом рудообразования. Коротко рассмотрим геологические факторы, на которые принято ссылаться при попытках объяснить образование в одних случаях пегматитов, в других кварцевых жил, грейзенов, альбититов в связи с гранитами. Такими факторами, по всеобщему мнению, являются относительная глубинность застывания потенциально рудоносных гранитов, их возрастное положение, минеральный и химический состав, состав элементов-примесей.

Различия в глубине формирования гранитов, пегматитов и гидротермалитов особенно часто использовались для построения классификаций магматических пород и месторождений (М. А. Усов, Д. С. Коржинский, А. Е. Ферсман, Ю. А. Кузнецов, 1960; А. И. Гинзбург, Д. И. Горжевский, 1957; А. И. Гинзбург, Г. Г. Родионов, 1960; В. Н. Далимов и др., 1968 г., и др.). Недостаток этого различительного признака в том, что непосредственно он наблю-

даться не может. Глубины формирования редкометалльных пегматитов и рудных кварцевых жил (соответственно, 4—7 и 2,5—4,5 км, по А. И. Гинзбургу и Д. И. Горжевскому, 1957) в большинстве случаев не могут быть проградуированы более дробно и сколь угодно надежно. Условность этих цифр связана с незнанием, к чему они в действительности относятся — к истинной ли глубине от дневной поверхности или к некоей условной величине, отражающей локальные динамические сжатия или дренирование магматического очага на разных этапах трещинообразования в надинтрузивной зоне.

Различия в возрасте и составе гранитов, с которыми соответственно связываются пегматиты и гидротермалиты, по мнению А. И. Гинзбурга и Д. И. Горжевского (1957), достаточно велики, однако новые факты заставляют признать некоторые из этих различий несуществующими. Так, тезис о преимущественной связи редкометалльных пегматитов с банатитами, адамеллитами, кварцевыми монцонитами, а молибден-вольфрам-редкометалльных кварцевых жил с мусковитовыми лейкократовыми и аляскитовыми гранитами не подтверждается на материале Алтая, Казахстана, Забайкалья, Средней Азии, где и пегматиты, и гидротермальные жилы имеют своим источником одновозрастные лейкократовые граниты. Наряду с наблюдаемыми иногда случаями связи пегматитов и гидротермалитов с разными интрузивными фазами известны многочисленные случаи, в которых эти образования связаны с одной и той же фазой магматического внедрения.

Утверждение о том, что пегматиты представлены эпигенетическими и сингенетическими формами, а гидротермалиты только эпигенетическими, также представляется неточным.

К затронутым выше аспектам сравнительной характеристики редкометалльных образований можно еще прибавить структурно-текстурный или текстурно-парагенетический, подробно разработанный для отдельных пегматитовых тел К. А. Власовым и Н. А. Солодовым, физико-химический и др. Однако очевиден их частный, вспомогательный характер по отношению к задаче о причинах раздельной локализации редкометалльных гранитов, пегматитов и гидротермалитов в рудных полях и провинциях. При каждом из перечисленных специальных подходов ускользает сам целостный объект исследования — система геологических тел магматических и гидротермалитовых, крупных и мелких, однородных и дифференцированных, связанных между собой отношениями не всегда очевидного родства и более очевидными отношениями пространственного тяготения, соподчиненности и симметрии, а также направленным изменением разнообразных петрографических, геохимических и прочих свойств. В совокупности эти отношения определяют собой макроструктуру элементарной рудно-магматической системы («рудного пучка», по Л. Грейтону, А. Локку, П. Биллингслею, П. Ф. Иванкину и др.), рудного узла или конкретной формации.

Рассматривая рудно-магматические системы, необходимо оце-

нивать их с точки зрения их единства и большей или меньшей упорядоченности, выражающейся в стандартных рядах зон, в конформности и соподчиненности рудных и интрузивных тел и в элементах симметрии. Такая оценка существенно конкретизирует приведенные выше признаки пространственной связи оруденения с интрузиями и позволяет надежнее выделить наиболее сильные из возможных видов связей и аргументировать их генетический характер (Amstutz, 1963; Драгунов, 1966). По своему свойству названные признаки систем интегративные. Применительно к интрузиву, они складываются из учета всех наблюдаемых форм зональности, сегрегаций, шпир, пустот, оторочек, кристаллических корок, брекчий, жил и из сравнения их пространственного положения в интрузиве.

При оценке тех же признаков упорядоченного строения формации требуется учет совсем других геологических образований — интрузивов, рудных узлов, фаз и фаций — и их положения в ареале формации. Соответственно и пространственные отношения пегматитов и гидротермалитов в обоих случаях характеризуются разными закономерностями, и связать их между собой можно единственно, анализируя их положение в системах зон разных порядков. Рассмотрим зональное строение элементарных систем и положение в них пегматитов, гидротермалитов и редкометальных гранитов.

### МОДЕЛЬ ЗОНАЛЬНОГО СТРОЕНИЯ ЭЛЕМЕНТАРНОЙ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ (лейкократовые граниты и их производные)

Сравнение пегматитоносных или сопровождаемых полями кварцевых жил гранитных интрузивов с интрузивами редкометальных гранитов показывает, что они и сходны, и различны. Наиболее очевидны различия в минералого-петрографическом составе рудоносных гранитов (амазонит-альбитовые и микроклиновые, слюдяные и рибекитовые) и в составе и форме оруденения (колумбитоносные и бериллоносные граниты, разнообразное жильное оруденение). В широких пределах меняется характер и общее число зон рудного поля, форма и относительное значение каждой из них.

Сближающими свойствами рассматриваемых простых интрузивов являются: а) их рудоносность, повышенное содержание редких и летучих элементов, б) лейкократовый состав, высокое содержание кремнезема, плагиоклаза низких номеров (№ 0—12) и наличие слюд, обогащенных литием, или щелочных цветных минералов; в) малые размеры — обычно не более 5 км по наибольшему измерению; г) большое непостоянство состава (главным образом в апикальных и краевых частях) и зональное строение.

Последнее свойство может быть использовано не только как отборочный (показывающий однородность произведенной выборки примеров), но и как системообразующий (позволяющий расположить примеры в определенном порядке) признак.

Рудоносные интрузивы и связанные с ними рудные поля сходного зонального строения могли бы быть описаны с помощью идеальной модели, характеризующейся одновременным присутствием «полного» (реально наблюдавшегося по частям) ряда типовых зон. Различные визуальные формы неоднородности интрузивов — текстура пород и макротекстура, или тип зональности, — являются, в сущности, наиболее общими переменными характеристиками, на которых мало отражаются априорные генетические представления исследователей и местные легко изменчивые особенности петрографического состава пород в том или ином типе зон. Эти характеристики, вероятно, достаточно содержательны, т. е. в них отражаются условия становления интрузива и его частей.

В качестве аналогии сошлемся на М. М. Повилайтис (1966), Л. Уэйджера и Г. Брауна (1970), О. К. Вольнца (1970 г.), С. К. Оникиенко (1970 г.), которые различную степень раскristализации экструзивных тел липаритов, дацитов и андезитов, крупных тел и даек гранитов обоснованно использовали как источник генетической информации. Неравномерная раскristализация гранитов, по данным М. М. Повилайтис, А. А. Ярошевского и другим, может быть связана с неустойчивостью физико-химических факторов в гипабиссальных условиях обусловленной переохлаждением расплава вблизи контакта интрузии с породами кровли. Первичная зональность, расслоенность, наличие миаролитовых текстур и, вообще, неоднородность строения гранита — должны, на наш взгляд, в большинстве случаев подчеркиваться, а не нивелироваться в результате послемагматической рекристализации, собирательной перекристализации, распада твердых растворов и аутометасоматоза.

Названные процессы зависят от положения контактовой поверхности интрузива и приводят в основном к перераспределению внутренних ресурсов зон.

Различная интенсивность их протекания по зонам может объясняться в ряде случаев докristализационным (ликвационным и пр.) магматическим расслаиванием при передвижении фронта интрузии.

Во-первых, будем исходить из того, что для всех известных нам рудоносных гранитных интрузивов характерны, хотя и в разных пропорциях, одни и те же элементы строения — грубозернистые, мелкозернистые, гнездовые, ритмично зональные и другие обособления, придающие (с учетом их вещественного состава) характерный и легко распознаваемый облик зонам, в которых они отдельно присутствуют.

Во-вторых, в соответствии с определением, данным элементарной рудно-магматической системе (см. «Основные понятия и термины»), зональность сопутствующих интрузивам рудных жильных полей может рассматриваться как продолжение внутренней зональности интрузивов. За счет этого объем конкретных геологических парагенезисов (комбинаций зон) можно значительно расширить, сравнение геологического положения редкометальных гранитов,

пегматитов и гидротермалитов можно провести в одной и той же системе «рудоносный интрузив — жильное поле», сведя характеристику различных вариантов этой системы к схематизированному описанию и графическому изображению типовых зон.

В табл. 5 сопоставлены между собой 17 взятых из литературы или описанных в настоящей работе вариантов элементарных рудно-магматических систем (I—XVII). Варианты расположены в порядке возрастания сложности внутреннего зонального строения интрузивов; в спорных случаях дополнительно оценивалась степень общей дифференцированности интрузива. Расположение типовых зон интрузивов в нижней части таблицы соответствует вертикальной зональности интрузива или группы интрузивов без учета мощности и относительного значения зон. В верхней части таблицы показано относительное расположение типовых зон пегматитовых полей и не расчлененных на зоны кварцевожильных полей. Между крайними характерными стереотипными и обычно наиболее простыми формами редкометального оруденения (в пегматитах, в грейзенах и рудных кварцевых жилах, и в так называемых «апогранитах») расположены переходные формы, обладающие признаками тех и других вместе (см. вклейку).

В предлагаемом варианте систематики\* выделено 10 типовых петрографических зон рудоносного интрузива в составе шести подразделений, определяемых прежде всего по морфоструктурным признакам и, при желании, по генетическим или функциональным.

В качестве центральной, или гранитовой, зоны выделяется зона наиболее однородных и удаленных от контакта пород, более всех других отвечающих понятию «гранит главной фации интрузива». Петрографический состав гранитов центральной зоны местами не отличается от состава безрудных лейкократовых гранитов, но местами характеризуется высоким содержанием альбита, присутствием амазонита, литиевых слюд, топаза, колумбита и других минералов, обладающих признаками метасоматического генезиса, структура близка гранобластовой, порфиробластовой. Причины необычного петрографического состава гранитов могут, в принципе, корениться в аномальном валовом химическом составе исходного расплава, ввиду чего следует воздерживаться от заведомого отнесения таких гранитов к продуктам аллометасоматического наложения.

Эндоконтактовые зоны с несовершенным обособлением минералов наблюдаются в куполах, в участках выклинивания (по восстанию и на флангах) пластообразных залежей или непосредственно под пологим внешним контактовым слоем интрузивов. Они представлены гранитами — или пегматоидными существенно микролиновыми, или мелкозернистыми существенно альбитовыми, реже присутствующими совместно в виде самостоятельных зон или тонкого ритмичного переслаивания.

\* Первоначальный вариант систематики см. в работе А. Н. Леонтьева, 1969г.

Пегматоидным гранитам свойственны графическая, гранофировая или гранитовая структуры, прихотливое чередование крупнозернистых и более мелкозернистых участков, наличие зародышевых миарол и нечетко обособленных коротких прожилок пегматита с относительно увеличенными выделениями слюд, рибекита или другого цветного минерала, типичного для гранитов центральной зоны. Мощность пегматоидных гранитов может достигать десятков и в более редких случаях сотен метров.

Мелкозернистые существенно альбитовые граниты призматическизернистой или гипидиоморфнозернистой структуры, часто содержат мелкочешуйчатый мусковит и биотит, реже тонкоигльчатый рибекит и эгирин, саблевидный биотит, литиевые слюды — также в зависимости от состава гранитов центральной зоны. Характерно присутствие мелких линз зонального строения (микроклинит — альбитит — кварц — центральная пустотка, иногда с бериллом) или изометричных обособлений чисто кварцевых или чисто альбититовых. Мощность зоны достигает десятков метров.

Грейзенизированная гранитовая и грейзеновая зоны отнесены нами к разряду промежуточных эндоконтактных зон по той причине, что они часто подстилают внешний контактовый слой интрузива, а в нижней части постепенно переходят в зону мелкозернистых альбитовых гранитов. Весьма полная характеристика грейзеновых зон рассматриваемого типа содержится в работе Д. В. Рундквиста, В. К. Денисенко, И. Г. Павловой (1971), в разделе «Грейзеновые месторождения типа минерализованных куполов», поэтому мы на них не останавливаемся.

Группа эндоконтактных зон с совершенным обособлением минералов включает ритмично зональную микроклинит-альбитит-кварцевую, пегматитовую (наиболее из них распространённую) и массивную кварцевую зоны.

Ритмично зональная, или участковая (микроклинит-альбитит-кварцевая), зона тесно связана с пегматитовой и не всегда может быть от нее отделена. Для нее характерны участки полосчатого (параллельно контакту) строения размером в несколько десятков кубических метров с десятками ритмов, состоящих из чередования крупнозернистых микроклинитов (пегматитов), мелкозернистого альбитита, кварц-мусковитового или берилл-мусковитового грейзена и кварца. Те же минеральные комплексы могут чередоваться хаотически или группироваться около кварцевых (с бериллом) штокверков. Характерной деталью зоны являются берилл-альбитовые шлиры равномерно мелкозернистой структуры среди структурно сходных с ними мусковит-альбитовых гранитов.

К пегматитовой зоне относятся кварц-микрклиновые пегматитовые оторочки всякого бока интрузивов и жил, штокшейдеры в понимании западноевропейских геологов, пегматитовые «шляпы» грейзеновых месторождений, системы кварц-амазонитовых пегматоидных участков и жил, быстро выклинивающихся на глубине, и полевошпат-кварцевые, в том числе гигантокристаллические пегма-

тоиды, ассоциирующие с альбититами и альбитовыми, в том числе грейзенизированными гранитами. Для пегматитовой зоны характерны микроклиновый структурный каркас, поперечная к контактовой поверхности ориентировка удлиненных кристаллов полевых шпатов, росших в направлении к центральной зоне, обособления кварца и в некоторых случаях многослойные кристаллические корки альбита и мусковита на границе гнезд кварца с блоками микроклина. В пегматитовой зоне интрузивов амазонит-альбитовых гранитов наблюдаются разрозненные крупные (десятки сантиметров) призматические кристаллы амазонита или многослойные микроклиновые участки с поперечно-столбчатой текстурой в мелкозернистом граните, пегматитовые шпирь и жилы с четкими контактами, впрочем не прослеживающиеся за пределами зоны. Мощность зоны может достигать десятков метров.

Массивная кварцевая зона наблюдается выше грейзеновой, в верхней части гранитовых куполов, или сменяет по простиранию пегматитовую зону. В редких случаях в нижней части зона переходит в ритмично зональную альбитит-грейзен-кварцевую породу или непосредственно в мелкозернистый альбитовый гранит; местами в массивном кварце содержится брекчия этих пород. Мощность зоны метры — десятки метров.

Мелкозернистая гранитовая оторочка типична для гипабиссальных гранитов; ее эквивалентом в субвулканических гранит-порфирах служит фельзитовидная или стекловатая зона закалки. В рассматриваемых рудоносных интрузивах она представлена обычно существенно альбитовым гранитом или альбититом (альбит поздней генерации, накапливающийся в микронеоне 3—10 см мощностью, повторяющей изгибы контакта с вмещающими породами). Более редки случаи фельзитовидной флюидальной породы в эндоконтакте литиевослюдяных альбитовых гранитов (по устному сообщению С. П. Гавриловой и В. Г. Хрюкина) и стекловатой оторочки кварцевых кератофилов с высоким содержанием лития (по данным В. И. Коваленко и М. И. Кузьмина).

Останцы ранних относительно однородных гранитов в апикальной части интрузива в двух описанных выше примерах (см. стр. 34, 38) рассматриваются нами как первичная корка застывания редкометальных гранитов. Для них характерны относительно однородный состав и структура мелкозернистых гранитов, в одном случае рибекит-альбитовых, а в другом — амазонит-альбитовых, и сходное их залегание в разных по петрографическому составу интрузивах, что может служить основанием для выделения их в качестве самостоятельной зоны.

Возвращаясь к табл. 5 в целом, подчеркнем, что перечисленные зоны рудоносных гранитных интрузивов выделены независимо от генетических воззрений, на основе простых и наглядных различительных признаков пород — места их в интрузиве, относительной крупности зерен и наличия или отсутствия в породе заметных минеральных обособлений. Для того чтобы однотипно оценить

строение интрузивов, и простых, и более сложных, необходимо применить критерий полноты и неполноты рядов зон того или иного интрузива. Нормативный полный ряд зон (см. боковик, в левой части таблицы) составлен по образцу дифференцированных редкометальных гранитов, обладающих наиболее сложным строением. Отсутствие какой-либо типовой зоны в интрузиве обозначается в таблице прочерком, что указывает на относительную неполноту ряда.

Учитывая наличие жильных апофиз и ответвлений интрузивов, необходимо и на жильные породы распространить те же критерии оценки, что и на породы самих интрузивов. Так, в пегматитовых жильных полях, опуская некоторые детали, можно выделить зоны гранитовидных, грубокристаллических (блоковых, существенно микроклиновых или альбит-микроклиновых) и относительно более мелкозернистых (дифференцированных альбитовых, сподумен-альбитовых) пегматитов, соответствующих типам пегматитов в классификациях К. А. Власова, Н. А. Солодова и М. В. Кузьменко.

Таким образом, к любому, и даже к предельно простому, интрузиву мы подходим с эталоном принципиально достижимой полноты зонального ряда и регистрируем не только наличие, но и отсутствие тех или иных типовых зон. Предполагается, что полученные таким образом комбинации зон отражают или результируют разнообразные процессы дифференциации и послемагматических изменений при становлении интрузивов.

Проведенное сопоставление подтверждает существование эмпирически выделенных типов рудоносных гранитов пегматитоносных, грейзеноносных и редкометальных в непрерывном переходном ряду зональных интрузивов, различающихся по степени дифференцированности их апикальных частей.

Тип пегматитоносных интрузивов (I—IV). Интрузивы этого типа имеют простое строение. Наиболее представительны пегматитоносные интрузивы Монгольского Алтая и Калбы. Небольшие, отчетливо обособленные как интрузивная фаза, интрузивы образуют ряд с переходными свойствами, тесно окружены пегматитами, нередко залегают в центре системы концентрических зон пегматитового поля. Их размеры хотя и невелики, но все же, как правило, превышают размеры грейзеноносных интрузивов того же возраста и того же района. Площадь их выходов может достигать 150 км<sup>2</sup> при обычной пластообразной (мощностью в сотни метров), реже штоковой, форме залегания.

Минеральная ассоциация гранитов центральной зоны — микроклин, альбит-олигоклаз, биотит и др. — сближает их с гранитами материнских плутонов и является более высокотемпературной, чем у грейзеноносных интрузивов в сравнимых условиях. В эндоконтакте интрузивов содержатся участки гранитов пегматоидной структуры, полосчато чередующихся с мелкозернистыми; но в наиболее продуктивных интрузивах не выделены ни пегматоидная, ни мелкозер-

листая гранитовая зоны; отсутствуют также экзоконтактовые ореолы измененных пород.

Корневую систему пегматитового жильного поля образуют или штокверковые сгущения пересекающихся пегматитовых прожилков, или трубообразные пегматиты в пологом всياчем боку интрузива, или, наконец, система апофиз, отходящая от крутых контактов штока, преимущественно у одного из торцовых замыканий свода.

Жильные редкометалльные пегматиты связаны с пегматитоносными гранитами либо непосредственно, либо через жильные продукты предшествовавших генераций. Прямая, или сильная, связь выражена, с одной стороны, непосредственными переходами жильных апофиз гранитового состава в пегматиты, с другой, совместным нахождением в одних и тех же жилах гранитов и пегматитов любого состава, включая альбитовые и сподумен-альбитовые. Описанный выше гигантский концентрически зональный пегматитовый купол жилы 3 Коктогайского участка идентичен по валовому химическому составу пегматитоносным лейкократовым гранитам того же пегматитового поля, за исключением среднего содержания редких элементов, увеличенного в куполе до 30 раз (аналогичные случаи см. Herrera, 1968).

Пересечение ранних микроклиновых пегматитов поздними альбитовыми и сподумен-альбитовыми того же пегматитового поля — распространенный и общеизвестный факт (он отражен в классификации Г. Г. Родионова и А. И. Гинзбурга, 1960 г.). На первый взгляд этому факту нет места при рассмотрении конкретного фациального (моноасцендентного) ряда зон пегматитового поля. Правильно его можно оценить лишь учитывая, с одной стороны, наблюдающееся в одном рудном узле или рудном поле соподчинение рудных зон первого и второго порядков и, с другой, комплексный характер рудно-петрографической зональности.

Характерно, что локальные (то есть низшего порядка) зоны пегматитового поля по их составу и общей последовательности весьма близки концентрическим зонам дифференцированных гранитных интрузивов. Так, внутренний концентр Кужиртинского участка (см. рис. 2) представлен блоковыми микроклиновыми пегматитами, а внешний — относительно менее крупнокристаллическими, до мелкозернистых — микроклин-альбитовыми. К внешнему концентру также приурочены пегматиты с наиболее частыми и контрастными переходами в составе и структуре пород и с наибольшей рудонасыщенностью, что в совокупности свойственно и эндоконтактовым зонам редкометалльных гранитов.

В итоге можно заключить, что зональность пегматитоносных гранитов и рудная зональность в пределах единого пегматитового поля взаимосвязаны, дополняют друг друга и могут быть представлены как разные стороны или аспекты одного явления — зональности рудно-магматической системы. Доступные наблюдению частные скопления пегматитов при детальном анализе оказываются сопоставимыми с линейными, концентрическими или радиальными

фрагментами трехмерной структуры элементарных рудно-магматических систем (пучков, участков поля). Между интрузивным центром элементарной системы и пегматитами возможны непрерывные переходы, однако с удалением от центра простые отношения жильных тел становятся более сложными. В особо оговоренных случаях в единый фациальный (зональный) ряд, характеризующий элементарную систему, должны быть, по-видимому, включены и пересекающие друг друга генерации жильных гранитов и пегматитов. Объяснение намечающихся переходов от фациальных отношений пород к интрузивным может быть дано только в рамках динамической модели системы, описывающей механизмы перемещения и дифференциации магмы, ее прерывистой кристаллизации, контракционной усадки и трещинообразования.

Тип грейзеноносных интрузивов (V—IX, см. табл. 5) представлен интрузивами умеренно сложными и простыми. Наиболее характерны из них грейзеноносные купола Рудных гор, корневые и ореольные системы гранитных жил, мелких пластообразных залежей, грейзеновых и кварцевожильных зон Центрального Казахстана и Восточной Сибири.

Центральная зона относительно изолированных интрузивов, с которыми непосредственно связаны кварцевые жилы с редкометальным и молибден-вольфрам-оловянным оруденением, обычно сложена мелкозернистыми, нередко порфиридовидными двуслюдяными микроклин-альбитовыми до мусковит-альбитовых, гранитами, а также гранит-порфирами. Эти интрузивы имеют форму небольших штоков, пластообразных залежей, крупных жил, их собственные жильные продукты сравнительно малочисленны. Для эндоконтактных зон характерно преимущественное развитие грейзенов и грейзенизированных пород с гнездовыми и штокверковыми обособлениями кварца, нередко дополняемое развитием пегматитовой зоны или ритмично зональных участков своеобразного типа (примеры см. в работе Повилайтис, 1966).

Корневая система рудных кварцевых жил чаще всего совпадает с грейзеновой зоной, но может находиться и ниже нее, и выше, в пределах ритмично зональной и пегматитовой зон. Редкометальные (с вольфрамом, оловом и др.) гидротермалиты надинтрузивной зоны нередко сочетаются с той или иной формой оруденения в эндоконтактных зонах интрузива. Грейзены могут смыкаться с экзогрейзенами, но в целом тесно связаны с элементами внутреннего строения гранитов. Участки грейзенов параллельны пегматоидным и кварцевым обособлениям, положим контактам интрузива и контактам его жильных апофиз — другими словами, конформны любым плоскопараллельным или участковым текстурам на участках от нескольких сантиметров до многих десятков метров.

Основываясь на сравнительном анализе нескольких сотен месторождений, Д. В. Рундквист, В. К. Денисенко и И. Г. Павлова (1971) устанавливают следующий переходный ряд из шести структурно-морфологических типов гидротермально-грейзеновых место-

рождений: жильный + купольный, штокверковый + купольный; жильный; жильно-штокверковый; купольный; минерализованных зон экзоконтакта. По данным указанных авторов грейзены располагаются в апикальных выступах гранитов, параллельно их кровле, ограничены снизу грейзенизированными и еще ниже неизменными гранитами.

В ряде конкретных грейзеноносных куполов грейзены образуют протяженные конформные апикальным выступам слоевидные тела, в одних случаях тесно связанные с зонами полевошпат-кварцевых пегматитов, альбититов и альбитовых гранитов того же купола, а в других приуроченные к пластообразным интрузивным залежам поздних лейкократовых гранитов в куполе. Нижняя граница грейзенов обычно постепенная, а верхняя более резкая, чаще всего совпадающая с контактовой поверхностью гранитов; связь их с трещинами проявляется лишь в самой общей форме.

Экранирование грейзенов редко бывает полным; в надинтрузивной зоне наблюдаются ореолы грейзенизации вмещающих пород, жильные штокверки, серии линейно вытянутых рудных кварцевых жил, вытянутые до 500 м и более по вертикали. Согласно систематике П. Ф. Иванкина (1970) большинство грейзено-кварцевых жильных систем, располагающихся в надинтрузивных зонах, должно быть отнесено к типу ореольных, значительно меньшая часть — к типу корневых (пример корневой системы см. в работе В. Е. Бочарова, 1968). В том и другом случае очевидным источником гидротерм являлся слабо конкретный интрузив, либо отдельный его купол или гребень.

Описанная ситуация осложняется при многоимпульсном формировании гранитных (гранит-порфировых) и рудных кварцевых жил одного и того же поля. Остается неизвестным, что представлял собой рудоносный очаг и совпадал ли он с зоной образования магматических жильных пород. Не всегда возможно принять определенное решение и в тех случаях, когда рудоносные граниты обладают крутопадающими границами и когда по обе стороны от контакта устанавливаются симметрично расположенные зоны грейзенизированных и окварцованных пород. Здесь контактовые поверхности интрузива могли играть пассивную роль, проводников глубинных растворов, а растворы могли быть связаны с чужеродным источником.

Тип редкометальных гранитов (X—XVII, см. табл. 5) представлен интрузивами с наиболее сложным зональным строением. Они принадлежат различным редкометаллоносным гранитовым формациям, в некоторых случаях тем, которым принадлежат и пегматитоносные, и грейзеноносные граниты. В других случаях это самостоятельные дайково-интрузивные формации. Характерными представителями первых являются штоки мусковит-альбитовых (иногда с амазонитом) редкометальных гранитов Монгольского Алтая (Леонтьев, Бойко, 1959; Леонтьев, 1969<sub>1</sub>) и вторых — штоки

и дайки рибекитовых гранитов Чингиза — Тарбагатай (см. примеры на стр. 38—40).

Редкометалльные граниты, как правило, слагают относительно поздние интрузивные тела, отчетливо прорывающие свой, предполагаемый многими геологами, «субстрат» — биотитовые граниты, а иногда еще и дайки промежуточного возраста. Состав центральной зоны может меняться в широких пределах, но в отдельно взятом интрузиве относительно устойчив.

В эндоконтактных зонах редкометалльных эгирин-рибекитовых и литиевослюдяных гранитов наиболее развитой является пегматитовая зона. Мощность ее от первых метров до нескольких десятков метров. Представлена эта зона разрозненными участками или сплошным контактовым слоем рудоносного крупнокристаллического пегматита, иногда переходящего по простиранию в массивный кварц. Обычны контрастные переходы от гнездовых обособлений грубозернистой кварц-микроклиновой породы к мелкозернистому, обедненному кварцем существенно альбитовому мезостазису. Последний иногда проявляет тенденцию накапливаться и образовывать наиболее крупные участки ближе к приконтактной и апикальной частям интрузивов, но обособление самостоятельной мелкозернистой (аплитовидной) оторочки происходит локально.

Контактный слой мусковит-альбитовых редкометалльных гранитов характеризуется в известных нам примерах крупными линзовидными и жилевидными обособлениями кварца, альбита, грейзенизированного гранита, наиболее контрастными изменениями текстуры и структуры пород и разнообразными их сочетаниями в составе полосчатых, зональных и ритмично зональных участков. В этом слое сосредоточена значительная и иногда подавляющая часть «полезной» редкометалльной «нагрузки» интрузива.

Непостоянство петрографического состава пород, их характерные минеральные ассоциации, реакционные или коррозионные отношения между минералами максимально сближают эти породы с метасоматитами. Однако они обычно не имеют корней и подводящих каналов, образуют как бы кору купола, с глубиной выклинивающуюся у боковых контактов с вмещающими породами. Пегматитам, альбититам, грейзенам, как и нормальным гранитам центральной зоны интрузива, свойственно конформное по отношению к интрузивным контактам залегание элементов текстуры и обычно шовный раздел их с метасоматически измененными (или ороговишкованными) боковыми породами. Последние в отличие от грубокристаллических, ритмично зональных или участков пород контактового слоя интрузива сохраняют теневые структуры и несут следы чаще всего селективного, химически специализированного привноса из пограничных участков интрузива, что приводит либо к альбитизации (иногда с образованием щелочных амфиболов, эгирина и минералов тантала, ниобия, циркония, редких земель), либо к образованию аляскитов и грейзенизации.

Можно сделать вывод, что наиболее яркая особенность редко-

металльных гранитов — относительно высокая их дифференцированность, выражающаяся в совмещении внутри индивидуального интрузива тех грубокристаллических и тонкозернистых, пегматоидных, полосчатых и ритмично зональных минеральных комплексов, которые в пегматитовых полях сосредоточены в жильных полях пегматитов, и тех гнездово-штокерковых сегрегаций кварца, альбита или грейзена, которые в интрузивах с гидротермальным рудообразованием образуют корневую систему рудных жил.

Жильные системы пегматитоносных гранитов соответственно развиты сильнее, а редкометалльных гранитов слабее. Только редкометалльным гранитам свойственны первичные корки застывания и следы неоднократных взламываний и метасоматических замещений ранее закристаллизовавшихся пород на границе их с другими, близкими им по составу породами.

Сравнение зональных рядов рудоносных интрузивов вскрывает обратную зависимость между уровнем дифференцированности самого интрузива и его жильных производных. Наиболее простой зональности пегматитоносных интрузивов, в которых лишь едва намечена пегматоидная зона и отсутствует оруденение, противостоят весьма сложная зональная структура и богатое оруденение связанных с ними пегматитовых жильных полей. В редкометалльных гранитах обычно представлена вся серия зон, но их жилы во вмещающих породах, как правило, малочисленны и несут в себе относительно небольшую долю рудного вещества.

Редкометалльное оруденение может занимать три взаимоисключающих позиции в типовом зональном ряду системы интрузив — жильное поле: в эндоконтактной зоне рудоносного интрузива или в определенном участке пегматитового поля, или в кварцевожильном поле; как исключение, можно рассматривать сопровождение редкометалльных гранитов сравнительно часто, а редкометалльных пегматитовых полей редко оловоносными кварцевыми жилами.

Редкометалльные концентрации связаны с пегматитами, когда пегматиты (в том числе безрудные) преобладают в жильном поле и общий объем жильных производных интрузива наиболее велик, с кварцевыми жилами, когда в жильном поле доминируют гидротермалиты при умеренном общем количестве жильных пород, и с самым гранитным интрузивом, когда жильных пород мало. Вероятно, это означает, в частности, что позднее минералообразование в редкометалльных гранитах зависит от характера интрузивного внедрения.

Можно также заметить, что меняющееся положение в рудно-магматической системе интервала с максимальным оруденением (двух максимумов, как правило, не бывает), вероятно, указывает на варьирующую под влиянием внешних условий и внутреннего состояния интрузии степень отторжения от нее содержащихся в ней редких металлов или их соединений.

Допустимо рассматривать в табл. 5 17 комбинаций зон как геологические парагенезисы или парагенетические серии зон, ввиду

того, что, как правило, они отмечаются неоднократно (критерий воспроизводимости), характеризуются принципиально сходным взаимным расположением типовых зон (критерий геологической изоструктурности) и представлены сходными формами: в интрузиве конфокальными бескорневыми фациальными зонами, а в жильном поле концентрическими рудными зонами с уходящей в интрузив корневой системой (критерий сингенетичности).

Парагенетические серии зон различаются между собой тем, насколько полно представлен ряд типовых зон, калиевым или натриевым составом пород всей серии, величиной градиента изменения состава пород в ряду зон, степенью обособления минералов и пород разного состава и структуры, уровнем геохимического фона редких элементов и их концентрации, большим или меньшим развитием жильных производных, положением (в интрузиве или в его жильных ответвлениях) участков или зон наиболее дифференцированных и обогащенных редкими элементами пород и т. д. Из относительно хорошо изученных примеров (Этыка, Эспе, Коктогай, Куранов) видно, что с морфолого-текстурными различиями выделенных зон согласуются различия их валового состава и минеральных парагенезисов.

На основании проведенного обзора можно заключить, что 1) редкометальные граниты есть непосредственный очаг рудообразования в гранитах, изначально обогащенных рудными компонентами; 2) к ним близки грейзеноносные купола гранитов с образованными на месте мощными зонами грейзенов; 3) связь редкометальных пегматитов с пегматитоносными гранитами можно наблюдать непосредственно (прямая, сильная, связь в рамках конкретных элементарных систем); 4) редкометальные кварцевые жилы в общем случае более удалены от места своего зарождения — они обнаруживают связь с грейзеноносными гранитами как в рамках конкретно наблюдаемой элементарной системы, так и в масштабе рудного узла (опосредствованная связь). Таким образом, по преобладающему числу примеров оруденение рассматриваемых трех типов различается не только по составу обособившегося от гранитов вещества и по форме обособления, но и по степени отторжения от рудоносного очага.

# ОТНОШЕНИЕ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ГРАНИТОВ, ПЕГМАТИТОВ И ГИДРОТЕРМАЛИТОВ К ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЕ

## ВЛИЯНИЕ ЛОКАЛЬНОЙ СТРУКТУРЫ НА СОСТАВ ОРУДЕНЕНИЯ

Из изложенного материала видно, что ситуация, определяющая размещение гранитных плутонов, рудоносных интрузивов, жильных полей и рудных тел, многофакторная. Геологические факторы разномасштабны. Наиболее общие из них (например, тип рудоконтролирующей региональной структуры) и другие являются, в сущности, обобщением, статистическим результатом одновременного воздействия факторов конкретных, таких, как залегание и характер интрузивных масс, соотношение поднятых и опущенных блоков, положение межформационных разделов, пликативные и разрывные дислокации и т. п.

Связь преобладающего типа оруденения с внутренними свойствами рудонесущей системы возможно установить прежде всего в рамках элементарной рудонесущей системы. Перейти к рассмотрению влияния внешней среды на эти внутренние свойства можно, очевидно, лишь учтя основные варианты элементарных систем в ареале конкретной металлоносной формации и сравнив их положение в тектонической структуре, стремясь также установить, насколько сильно могут влиять на выводы различные случайные обстоятельства и в первую очередь эрозионный срез в сочетании с послерудной блоковой тектоникой.

Состав вмещающих пород очень слабо влияет на состав рудных компонентов редкометальных месторождений, но сказывается на минеральном составе и на характере рудной зональности. Наиболее ярко эта зависимость проявилась на редкометальных месторождениях, залегающих среди карбонатных пород или вблизи них. Рассмотренное выше Белорецкое месторождение, заключенное в известняках и скарнах, отличается от однотипных ему грейзенокварцевых жильных месторождений того же района, залегающих среди терригенных пород, относительно более далеким «выходом» грейзенов из рудоносного интрузива во вмещающие породы и их локальной приуроченностью к скарнам; преобладанием шеелита над вольфрамитом и появлением аксессуарных: фенакита и геливина наряду с бериллом. В петрографическом составе рудоносных гранитов и составе рудных компонентов не отмечается никаких отклонений от нормы.

Некоторые различия в составе редкометального оруденения обнаруживаются при сравнении месторождений Алтая, залегающих в терригенных и вулканогенных отложениях. С кварцевыми порфирами девона ассоциируют преимущественно редкометальные граниты, а с песчано-сланцевыми отложениями кембро-ордовика — главным образом редкометальные пегматитовые поля. Однако это «нечистый опыт», так как в данном случае нельзя исключить влияние другого фактора. Литологически различные породы занимают неодинаковое положение в стратиграфическом разрезе и метаморфизованы с различной интенсивностью. Кроме того, купола редкометальных гранитов скорее тяготеют к межформационному структурному разделу (между нижне- и среднепалеозойским структурными ярусами), чем к собственно эффузивам.

Весьма серьезно влияют на размещение месторождений массивы кристаллических пород, гранитоидные плутоны и зоны кристаллических сланцев и гнейсов. Ореольные, или «венцовые», концентрации (термин Е. А. Радкевич) месторождений устанавливаются не только вокруг рудоносных гранитов, но и вокруг более древних гранитоидов и габброидов. Примером служит «оловянный пояс» Калбы, совпадающий с раздробленным юго-западным краем Калба-Нарымского плутона. Характерно, что здесь поля редкометальных пегматитов вместе с пегматитоносными гранитами занимают центральное или осевое (в плане) положение в том же плутоне, будучи приурочены к куполам и коленчато изогнутым валобразным выступам его пологопадающей кровли, на пересечении их разломами.

Сходная картина наблюдается в Монгольском Алтае. Крупные гранитоидные плутоны — Верхнеиртышский, Кранский, Бурчумский — вместе с окружающим их мигматит-гнейсовым метаморфическим ореолом служат средоточием пегматитовых полей более молодого возраста. Для периферических частей кристаллических ядер, образованных гнейсовидными гранитами, мигматитами, гнейсами и кристаллическими сланцами, более характерны разновозрастные пегматитам редкометальные граниты с прошедшим в них мощным кислотным выщелачиванием и рудные кварцевые жилы.

Во всех упомянутых примерах нелегко или даже невозможно отделить роль литологического состава вмещающих пород в распределении оруденения от роли приобретенных ими складок, трещин или сланцеватости, т. е. от геологической структуры.

При рассмотрении мелкомасштабных геологических карт более явно выделяется элемент тектонического контроля оруденения — влияние на распределение месторождений складчатой и блоковой структуры, межформационных границ, относительной стабильности тектонических блоков, степени вулканогенности стратиграфического разреза, положения гравитационных ступеней и др. Как правило, перечисленные факторы влияли на тип оруденения непосредственно, а через ряд опосредующих факторов. Прежде

всего они влияли на размещение и становление материнских гранитов и лишь во вторую очередь на ход поздние и послемагматических процессов в поздних гранитных дифференциатах. Для активизированных складчатых областей, срединных массивов, платформ и щитов в некоторых случаях удается выявить, отдельно показать влияние унаследованной древней складчатой структуры и активизированной наложенной структуры, развивавшейся взаимосвязанно с магматизмом (Леонтьев, 1969<sub>1</sub>).

По В. И. Смирнову (1954), позднепалеозойские ( $C_3$ —P) лейкократовые граниты и обусловленное ими редкометальное оруденение разместились в областях центральных поднятий Зайсанской геосинклинали ( $D_2$ — $C_1$ ) и прилегающих платформенных бортов, в то время как полиметаллическое оруденение сформировалось в шельфовой части геосинклинали. Этот конечный результат имеет, как минимум, две причины: 1) сосредоточенность основных цепей металлоносных интрузивов в центральных геантиклинальных поднятиях — Прииртышском, Чингиз-Тарбагатайском и в условно «бортовом» Талицко-Монголо-Алтайском и 2) неодинаковые условия дифференциации магмы в осевой части активизированной линеamentной структуры (зона Рудного и Южного Алтая и ее юго-восточное продолжение в Монгольском Алтае) и в окончаниях оперяющих ее разрывов (Талицко-Монголо-Алтайский и Прииртышский геантиклинальные блоки), вследствие чего гранитовая формация приобрела отчетливо зональное строение со смещением ее продуктивных фаций в область тех же поднятий. Этот двойной эффект обусловил картину поясового размещения редкометальных месторождений в Прииртышье.

Такой же тип связи редкометального оруденения с крупными тектоническими формами и с относительно более древними гранитоидами можно увидеть на примере Западной Европы (Ф. Космат, Ж. Обуен, Сатран и Чадек, Chaugis, 1965; Щеглов, 1968).

Редкометальная провинция Наньлин (юго-восточный Китай) пространственно частично совмещена с Катазиатским эпипалеозойским платформенным массивом, испытавшим активизацию в эпоху формирования Восточно-Азиатского (Чукотско-Катазиатского) вулканического пояса. Металлоносные граниты яньшаньского комплекса образовали цепочки массивов и гигантские (до 30 тыс. км<sup>2</sup>) коленчато изогнутые в плане плутоны чрезвычайно сложной формы, приспособившиеся к мозаично-глыбовой структуре фундамента, но несогласные со структурой платформенного чехла (Казанский, 1961).

Наиболее высокотемпературные вольфрамовые (с примесью редких металлов) месторождения Южного Цзянси находятся в области максимального сосредоточения гранитов; к западу и к северу от этой области, дальше от Тихоокеанского побережья, в области платформенных синеклиз, начинают преобладать более низкотемпературные кварц-шеелитовые, оловянно-сульфидные и сурьмяные месторождения (там же).

Тектоно-структурное положение редкометалльных гранитов,

Породы	Ю. А. Билибин, 1955 г.	М. И. Ициксон, 1958 г.	В. И. Смирнов (1965)	Х. М. Абдуллаев (1964)
Редкометалльные граниты, пегматиты и гидротермалиты, без разделения	Складчатые пояса, разрывы (Sn, W, Mo)	Внутренние зоны интенсивного прогиба и интрагеосинклинали; зоны сочленения антиклинориев с синклинориями и прогибов с геоантиклинориями; геоантиклинали (R, Sn, TR, Vi)	Внутренние зоны геосинклиналей, срединные массивы в осевых частях геосинклиналей (W, Mo, Sn)	Районы, переходные от платформ к геосинклиналям; районы геоантиклинального и геосинклинального режима; центральные части геосинклиналей (R, TR)
Редкометалльные пегматиты	—	Активизированные участки щитов; краевые зоны щитов; тяготеющие к передовым прогибам смежных геосинклиналей наложенные активизированные поздние прогибы (Sn, R, TR)	—	—
Редкометалльные (с W, Mo, Sn) гидротермалиты	—	—	—	Районы геоантиклинального режима; поздние краевые и внутренние прогибы геосинклиналей (Sn, W, Mo, Au, Cu)

Следующая к западу от провинции Наньлин редкометалльная провинция Западного Юньнаня возникла в метаморфической зоне Меконга между меридионально вытянутыми Юньнань-Бирманским и Камь-Юньнаньским докембрийскими кристаллическими массивами. Она характеризуется особенно широким развитием оловоносных пегматитов, сопряженных с крупными интрузивными узлами.

пегматитов, гидротермалитов, по данным разных авторов

Д. И. Гор- жевский, В. Н. Козе- ренко, 1964 г.	Е. Т. Шаталов (1965)	Г. А. Твалчре- лидзе (1966)	А. Д. Шеглов (1968; 1971)	М. А. Фаворская, И. Н. Томсон и др. (1969)
—	—	Внутренние прогибы терригенных геосинклиналей в период их консолидации; геантиклиналы в период до консолидации геосинклиналей (R, Sn, W, Mo)	Области активизации (срединные массивы, щиты); геосинклинальные складчатые зоны (Sn, W, R)	—
Геосинклинальные зоны (Na, R)	Кристаллический фундамент платформ, зоны прогибания и складкообразования геосинклинального характера, антиклинории; интенсивные геосинклинальные прогибы в связи с глубинными разломами (R, TR, Sn, W)	—	—	—
Глыбовые зоны (Sn, W, Mo, Bi)	Интенсивные геосинклинальные прогибы в связи с глубинными разломами; секущие глубинные разломы; остаточные геосинклиналы; поздние краевые прогибы и наложенные впадины в активизированных зонах (Sn, W, Mo)	Геосинклинальные погружения, обращенные и необращенные, в терригенных геосинклиналях; наложенные субплатформенные впадины (Sn, W)	Активизированные области с преобладанием кислого состава; эффузивов; складчатые зоны (Sn, W, R). То же, с преобладанием эффузивов основного состава (W, Mo, сульфиды)	Наложённые впадины; вулканические пояса; сводовые поднятия на платформе (Sn)

### ВЛИЯНИЕ РЕГИОНАЛЬНОЙ СТРУКТУРЫ НА СОСТАВ И РАЗМЕЩЕНИЕ РУДНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Положение редкометалльных месторождений и рудных поясов в региональных структурах земной коры, судя по собранным материалам (табл. 6), освещено в литературе недостаточно детально, — из этих материалов, в частности, трудно уяснить, почему

оруденение того или иного типа формируется преимущественно либо в геосинклиналях в период их становления, либо в платформенных тектонических структурах, либо в поясах автономной активизации.

Прямо связать тип редкометального оруденения с характером региональной тектоники, действительно, очень трудно. Затруднения вытекают, во-первых, из отсутствия устоявшихся взглядов на соотношение геосинклинального, эпигеосинклинального орогенного или протоорогенного этапов и этапа автономной активизации (по А. Д. Щеглову) или дейтероорогенного этапа (по К. В. Боголепову); во-вторых, с одной и той же металлоносной формацией в некоторых случаях связано редкометальное оруденение разных типов (см. «Металлоносные формации»).

Реально наблюдаются следующие ситуации:

а) редкометальные пояса в совершенно разных тектонических структурах являются подобными по составу и строению (Алтай и Восточное Забайкалье);

б) в разновозрастных смежных структурах редкометальные пояса являются более различными (Алтай и Северное Прибалхашье), чем в разновозрастных и удаленных;

в) специализированными, например, по редкометальным пегматитам, оказываются в одних случаях целые провинции и рудные пояса, в других, отдельные рудные узлы или поля в сложных рудных поясах.

В истории развития отдельных геосинклинальных складчатых областей отмечается отчетливая специализация некоторых гранитоидных формаций в отношении пегматитообразования или рудной гидротермальной деятельности. Широко известна связь значительных скоплений редкометальных пегматитов с рифейской формацией Восточного Саяна, позднегерцинской формацией Прииртышья, с докембрийскими формациями всех древних платформ, при очень умеренном распространении пегматитов (и в особенности редкометальных пегматитов) в связи с другими гранитоидными формациями соответствующих областей.

С другой стороны, известны гранитовые комплексы, для которых характерны редкометальные месторождения гидротермально-грейзенового генезиса — герцинские интрузии Северного Прибалхашья, Корнуолла, киммерийские интрузии юго-востока Азии, ларамийские интрузии Северо-Востока СССР и др. Во многих случаях с одной и той же интрузивной формацией связана как та, так и другая форма редкометального оруденения, и речь может идти лишь о пегматитовых и гидротермалитовых полях или зонах в пределах единого ареала разновозрастного магматизма.

Помня об этих сложностях, далее мы будем исходить из того, что как в платформенных, так и в геосинклинальных областях металлогеническая поясовая зональность обусловлена двумя причинами: а) избирательным размещением металлоносных интрузивных формаций в определенных структурных зонах и б) нали-

чем крупноплощадной рудно-петрографической зональности в пределах одной металлоносной формации вследствие наложения формации на ряд смежных структурных зон.

Далее необходимо избрать правильную точку зрения на те общие черты развития, которые связывают между собой редкометальные рудные пояса в складчатых областях и на платформах. Проблемы редкометальной металлогении вряд ли могут быть сейчас удовлетворительно решены с помощью только традиционных представлений о различной роли этапов геосинклинального цикла.

Представляется более плодотворным исходить из того, что имеются а) собственно геосинклинальные складчатые области (системы, пояса), существенно не осложненные поздней активизацией, б) равномасштабные им области (пояса) автономной активизации и в) области, в которых складчатые геосинклинальные комплексы вулканогенных и осадочных формаций сменяются по латерали или в разрезе континентальными молассовыми комплексами и типичными для активизированных поясов структурными формами. Существенно то, что ранние и поздние орогенные комплексы формаций геосинклинальных складчатых областей и формационные комплексы областей автономной активизации (в том числе на платформах) принципиально сходны между собой; их различия выражаются главным образом в масштабе проявления активизации и в степени пространственного и временного отрыва от собственно геосинклинальных формационных комплексов, то есть затрагивают лишь количественную сторону и косвенные признаки.

Основываясь на сходстве конкретных геосинклинальных систем и орогенных поясов, логично их сопоставлять в одном переходном ряду и использовать этот ряд как основу для систематики редкометальных рудных поясов. Попытка сопоставления типов редкометального оруденения с подразделениями единого переходного ряда подвижных поясов от геосинклинальных до автономных орогенных дана в табл. 7.

Причиной появления формаций калиевых редкометаллоносных гранитов является в одних случаях активизация геоантиклинальных блоков внутри развивающихся геосинклинальных систем, в других случаях окологеосинклинальная или отраженная активизация древних складчатых областей и параплатформ и в третьих— автономная активизация платформенных структур, срединных массивов и древних складчатых областей, вступивших ранее на путь орогенного развития. Подавляющее большинство редкометаллоносных формаций непосредственно не связаны с геосинклинальными прогибами или относятся к ним как постумные, наложенные, образования.

Специфика редкометального оруденения, по-видимому, не столько зависит от тектонической предыстории, сколько от характера или типа современной оруденению активизации. Некоторые фациальные сдвиги в составе оруденения, порождаемого интру-

## Изменение типов редкометалльного оруденения в зависимости от тектонического положения редкометаллоносных гранитов

Подвижные зоны, контролирующие формацию	Стабильные блоки и другие элементы подвижных зон, контролирующие продуктивные фации формации	Главные типы оруденения (в порядке убывающего значения)	
Простые моноциклические (Восточно-Саянский линеймент; рифейский этап)	Активизированный (вовлеченный в геосинклинальное прогибание) край платформы, шовные разломы, система грабен-синклиналей	Редкометалльные пегматиты	
Геосинклинальные  Полициклические с проявлениями активизации в последнем цикле	С полноразвитыми геосинклинальной и орогенной стадиями (Уральский линеймент; верхнепалеозойский этап)	Остаточные геосинклинальные поднятия предшествовавшего геосинклинального цикла, шовные разломы	Редкометалльные пегматиты. Редкометалльные пегматиты и пневматолиты линии скрещивания. Грейзены, кварцевые жилы, зоны метасоматических изменений карбонатных пород (W, Mo, R)
	С сокращенной геосинклинальной и гипертрофированной орогенной стадиями (Алтае-Зайсанский линеймент, верхнепалеозойский этап)	Остаточные геосинклинальные поднятия предшествующих геосинклинальных циклов, выступы кристаллических пород, шовные и оперяющие разломы, система грабен-синклиналей, возможно, сводовые поднятия	Редкометалльные пегматиты. Редкометалльные слюдяные граниты (R, Mo). Грейзены и кварцевые жилы (W, Mo, R, Bi). Кварцевые жилы (Au, Bi, As, W)
	С сокращенной парагеосинклинальной (начальной) и гипертрофированной орогенной стадиями (Северо-Прибалхашская область мозаично-глубокого строения и Тарбагатай-Чингизский линеймент; верхнепалеозойский этап)	Срединные массивы и выступы докембрийского фундамента, остаточные геосинклинальные поднятия, наложенные вулканогенные прогибы, шовные, поперечные и кольцевые разломы	Грейзены и кварцевые жилы (W, Mo, R, Bi). Редкометалльные эгирин-рибекитовые граниты (Nb, Zr, TR) (R). Хрусталеносные пегматиты

Подвижные зоны, контролирующие формацию	Стабильные блоки и другие элементы под- вижных зон, контроли- рующие продуктивные фашии формации	Главные типы оруде- нения (в порядке убыва- ющего значения)
Полициклические, на плат- формах («параплатформах») и на гетерогенном складчатом ос- новании (Монголо-Охотский пояс; мезозойский этап)	Срединные массивы, выступы древних кри- сталлических пород, остаточные геоантик- линальные и молодые сводовые поднятия, на- ложенные молассовые прогибы	Редкометалльные ама- зонит-альбитовые гра- ниты (Ta, Nb). Грей- зены и кварцевые жи- лы (W, Sn). Редкоме- талльные пегматиты
Возобновляющиеся, на ста- бильных платформах и щитах (Нигерийско-Сахарский пояс, рифейско-вендский и мезозой- ский этапы)	Кристаллические щи- ты, сводовые поднятия, рифты, кольцевые раз- ломы	Редкометалльные сло- дяные граниты (Ta, Nb). Грейзены и кварцевые жилы (Sn, W)

Автономные орогенные

зиями калиевых гранитов и аляскитов, выражаются в возрастании роли гидротермалитов и редкометалльных гранитов малоглубинной и субвулканической фашии при переходе от линейных (линеаментных) геосинклинальных систем на эпигеосинклинальной орогенной стадии их развития к площадным или линейным полициклическим орогенным системам на стадии их повторной автономной активизации.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Из рассмотренных примеров прежде всего виден весьма сложный характер связей редкометального оруденения с рудоносным интрузивом, многофазным материнским плутоном, интрузивной формацией в целом. Преобладающая форма оруденения связана с его положением в пространственной фигуре рудно-магматической системы, а также с внешними факторами — особенностями тектонической структуры, литологией и метаморфизмом вмещающих пород.

1. Автор выделяет следующие разновидности рудно-магматических систем: элементарная система, интрузивный узел и конкретная металлоносная формация, причем элементарные системы и системы, соответствующие по своим размерам интрузивному или рудному узлу, входят в состав конкретной формации и определяют особенности формации в целом и ее фациальных или территориальных подразделений.

Рассматривать в качестве систем конкретные месторождения и рудные поля можно при наличии непосредственно наблюдаемых корней рудных тел в интрузиве, при ореольном характере рудного поля по отношению ко всему рудоносному интрузиву или к его центральной зоне («ядерной фации»), а рудные узлы и формации — при значительно большем количестве условий, в частности, при замкнутой симметричной фигуре узла, формации, и определенном порядке рудных зон.

2. Редкометальные граниты, пегматиты и гидротермалиты являются составными частями как разных в определенном смысле узкоспециализированных, так и одних и тех же (полноразвитых) рудно-магматических систем.

В отдельном рудном теле обычно представлен один ведущий тип оруденения; продукты позднего гидротермально-метасоматического преобразования, например, пегматита или редкометального гранита, в большинстве случаев могут рассматриваться как их принадлежность, т. е. как побочные продукты основного процесса; прямые переходы, например, пегматита или альбитита в кварцевую жилу встречаются довольно редко, причем редкометальное оруденение связано лишь с одной частью сложной жилы.

В элементарной рудно-магматической системе также преобладает тот или иной, но один ведущий тип редкометального оруденения, однако здесь чаще наблюдается совмещение редкометальных пегматитов с оловоносными кварцевыми жилами и редкометальных гранитов с вольфрамо- и оловоносными грейзенами и кварцевыми жилами в одном рудном поле. Кроме того, обычными компонентами редкометальных гранитов зонального строения являются фациальные пегматиты и грейзены.

В рудном узле может быть проявлена вся триада: редкометальные граниты — пегматиты — гидротермалиты, но все же подобные случаи скорее следует отнести к разряду исключений, так как преобладают рудные узлы с проявлением одного, максимум двух типов редкометального оруденения. При наличии нескольких интрузивных фаз в одном узле (и, следовательно, нескольких элементарных систем или рудно-магматических пучков, которые в отдельных случаях могут быть полностью совмещены в пространстве) наблюдается различная специализация этих фаз — с каждой из них связана либо высокотемпературные танталовая или бериллиевая минерализация, либо более низкотемпературные молибден-вольфрамовая или оловянно-вольфрамовая, с бериллием и висмутом.

Наконец, конкретная металлоносная интрузивная формация, как правило, совмещает в себе все три типа редкометального оруденения с большим или меньшим преобладанием одного из них над другими. К более узкоспециализированным формациям относятся аляскитовые (в них преобладают гидротермалиты) и щелочногранитовые (преимущественно с редкометальными гранитами); к разносторонне проявившим свою потенциальную рудоносность — формации биотитовых калиевых гранитов.

3. В качестве наименьшего относительно неделимого самостоятельного звена рудных полей, узлов и формаций элементарные рудно-магматические системы представляются узловым объектом при изучении геологических соотношений редкометальных гранитов, пегматитов и гидротермалитов.

Как было показано, описание и анализ элементарных систем следует проводить на основе структурно-парагенетической и морфологической их систематики. Для этого необходимо установление пространственной фигуры и изучение зонального строения интрузивов и жильных полей. Большое значение, которое придается форме и зональности рудоносных интрузивов, вытекает из представления о сопряженном и взаимозависимом формировании контактового слоя интрузива и его жильных апофиз, дифференциатов и поздних гидротермально-метасоматических продуктов.

Тонкозернистые гранитовые оторочки, фациальные пегматиты, грейзены, альбититы, рассматриваемые в качестве типовых зон интрузивов, образуют совместно с пегматитовыми и гидротермалитовыми зонами жильного поля закономерные парагенетические ряды. Проанализированные с этой точки зрения примеры позво-

ляют насчитать не менее 17 вариантов рядов (см. табл. 5), которые при упрощении могут быть сведены к следующим четырем типам элементарных систем с нарастающей от первого к четвертому типу сложностью зонального ряда:

1) простые интрузивы со сложнзональным пегматитовым жильным полем;

2) дифференцированные интрузивы (купола) с грейзеновой, ритмично зональной, пегматитовой зонами и с кварцевожильным полем;

3) дифференцированные интрузивы (купола) с грейзеновой, пегматитовой, массивной кварцевой зонами и с оруденением, сосредоточенным в зоне грейзенов;

4) сложно дифференцированные интрузивы с мелкозернистой гранит-альбититовой, ритмично зональной, пегматитовой, аплитовидной зонами, с коркой первичного застывания, с оруденением, сосредоточенным во всех перечисленных зонах и с незначительным проявлением жильных пород.

Наиболее развитая система жильных апофиз у пегматитоносных, намного меньше у редкометальных и грейзеноносных гранитов.

Показатели генетической связи оруденения с интрузивом в элементарных системах — наиболее очевидные из возможных (см. табл. 4). Для этих систем характерны переход жильных апофиз гранитов в редкометальные пегматиты, правильное расположение рудных зон, радиальных и концентрических элементов жильного поля вокруг интрузивного центра и постепенное увеличение густоты жил по направлению к гранитам, параллельное контактам интрузива расположение минерализованных зон и другие признаки. Предельно сильная связь может объединить рудоносные граниты равно как с редкометальными пегматитами, так и с альбититами, грейзенами и с кварцевыми жилами. Вероятно, это указывает на независимое возникновение трех главных форм редкометального оруденения в интрузивах примерно равного состава вследствие разных режимов становления.

Морфологически элементарные системы подразделяются на а) центральные, или центрированные, с одним интрузивом (обычно штоком) в центре и отчетливо подчиненными ему рудными телами; б) пучковые, или корневые, нередко с соизмеримыми размерами гранитовых и рудных тел, расширяющихся и выполаживающихся вверх от корневой к фронтальной зоне; в) пластовые, с очагами или корневыми зонами рудных тел и пучков в плоском верхнем эндоконтакте пластообразного интрузива; г) купольные, где рудоносные граниты слагают либо отдельные купола крупного интрузива, либо ярусную систему небольших поздних пластообразных интрузивов в куполе.

Пегматитоносными являются системы «а» и «в», грейзеноносными преимущественно «б» и «г», к редкометальным гранитам относятся системы «а», «в» и «г». Наиболее характерно ореольное

или венцовое расположение рудных тел в интрузиве и непосредственно над интрузивом. Как пегматиты, так и рудные кварцевые жилы приурочены к участкам резких перегибов верхней контактовой поверхности интрузива, но первые преимущественно к депрессиям, а вторые — к гребням и куполовидным выступам. Значение радиальных и концентрических элементов строения рудного поля, их общая симметрия снижаются от пегматитоносных к редкометалльным и грейзеноносным системам и от внутренних к внешним зонам системы. Наблюдаемые пучки рудных жил соответствуют отдельным фрагментам системы радиальных или секториальных (по Э. Уиссеру, 1964) нарушений, развивающихся в сводах куполовидных складок или в структурах конически-кольцевого типа.

4. Рудные узлы могут быть подразделены на полноразвитые (с оруденением всех трех главных типов) и специализированные (включающие элементарные рудонесущие системы одного только типа).

Рассмотренным полноразвитым узлам свойственны изометричная форма и очевидное превосходство по общему объему материнских гранитов над их дериватами, обилие сателлитных тел рудоносных гранитов во внешнем кольце, концентрическая форма, сложный состав и контрастные различия рудных зон, относительно большая роль редкометалльных пегматитов. Специализированным узлам свойственны как изометричная, так и кольцевая или вытянутая форма материнского массива, узколокальный пучковый, корневой (внутри массива), широкий ореольный (внутри и вне массива) или линейный (вне массива) характер рудных полей, сглаженная зональность, преобладающая роль или пегматитов, или гидротермалитов.

Специфические рудоносные кольцевые вулканоплутоны и экструзии нами не рассматривались. Строгое разграничение специализированных и полноразвитых рудных узлов затруднительно, так как почти все они совмещают в себе оруденение нескольких типов. Между концентрическими (вокруг массива) и линейными (далеко отходящими от массива или пересекающими его) рудными полями в ряде случаев наблюдаются переходы, однако преимущественное развитие тех или других не всегда объяснимо различными уровнями эрозионного вскрытия однотипных массивов — необходима гипотеза о существовании различных по типу внедрения материнских гранитов. Эта гипотеза подтверждается при анализе строения конкретных формаций металлоносных гранитов.

5. Конкретная металлоносная формация является наиболее самостоятельным и крупным подразделением рудномагматических систем. Входящие в нее рудные узлы с преимущественным развитием редкометалльных пегматитов или гидротермалитов группируются в разных частях вмещающей тектонической структуры и образуют вытянутые на сотни километров интрузив-

ные цепи линейной (продольной и поперечной), овальной или кольцевой формы.

В ареале формации выделяются продольные крупноплощадные рудно-петрографические зоны. Пегматитовые зоны занимают внутреннее положение в системе зон и примыкают к линейным шовным структурам глубокого и древнего заложения; гидротермалитовые зоны смещены к периферии ареала формации или конкретных интрузивных цепей и контролируются ранее возникшими блоковыми структурами орогенного этапа. Редкометалльные граниты принадлежат внутренней подзоне гидротермалитовой зоны или локализованы вдоль поперечных и оперяющих разломов, рассекающих стабильные блоки. Перечисленные зоны расположены симметрично или асимметрично; ось их симметрии (асимметрии) совпадает с осевой линией ареала формации и с контролирующей последнюю линейной структурой. Осевая зона формации может быть пустой (безрудной).

6. Рассмотренные примеры рядов рудных зон иллюстрируют комплексную, многостороннюю природу зональности, — как правило, мы регистрируем лишь ее частные проявления, представляя в виде схематизированного прерывистого ряда зон весьма сложную многофакторную систему, практически неисчерпаемую в описании. Разграничение зон рудного поля, узла и формации сопряжено со статистической или интуитивной (качественной) статистической оценкой разнородных и нередко противоречивых данных. Более или менее обширные ассоциации рудных тел или элементарных рудно-магматических систем составляют рудные поля, а те в свою очередь рудные узлы и т. д. Каждое из звеньев в этой иерархической системе может быть представлено как комбинация элементарных систем, но представляет собой нечто большее, чем их механическая сумма.

Зональность элементарного жильного поля бывает примитивной и сложной; зональность рудного узла и формации значительно чаще сложной, осложненной полиасцендентностью, внутрирудными и предрудными дайками, наличием не одной, а двух и более генераций рудоносных гранитов. Зональные рудные поля изобилуют всякого рода отклонениями, нарушающими однолинейное изменение какого-либо параметра в заданном направлении. Тем не менее, даже заведомо односторонняя картина зональности является необходимым и в некоторых случаях достаточным приближением к реальным свойствам объекта, — ее (с небольшими вариациями) можно независимо вывести, выбрав в качестве переменного или рудный минеральный парагенезис, или строение рудных тел, или петрографический состав рудоносных гранитов, или, наконец, соответствующие элементы вмещающей тектонической структуры.

Касаясь выбора средств, с помощью которых можно выявить, воссоздать или смоделировать картину рудной зональности, отметим три возможных аспекта изучения рудно-магматических

систем — морфологический, статистический и ситуационный. По-видимому, это изучение нельзя свести к решению какой-нибудь одной из задач. Их общей целью является установление структуры связей, характеризующих рудно-магматическую систему в целом. По этому поводу необходимо заметить, что названная цель является специфически геологической и может быть достигнута через построение и усовершенствование геологических структурных моделей.

7. Преобладание пегматитов или гидротермалитов в рудных узлах и поясах определяется специализацией металлоносной гранитовой, формации или ее конкретных фациальных подразделений. Принципиально сходные редкометаллоносные формации и их рудные комплексы обнаруживаются в совершенно разных тектонических структурах земной коры — в геосинклинальных складчатых областях, испытавших или не испытавших повторную тектоно-магматическую активизацию, в активизированных срединных массивах, платформах и платформенных щитах. В этом проявляется определенная автономность редкометаллоносных формаций, их независимость от изменяющихся внешних условий.

Различный металлогенический профиль редкометалльных провинций определяется тем, что формации, специализированные по пегматитам, связаны преимущественно с докембрийскими платформами раннего (до формирования платформенного чехла) этапа их развития, с рифейскими и герцинскими геосинклинальными системами в эпигеосинклинальном орогенном этапе их развития, в то время как формации, специализированные по гидротермалитам в сочетании с редкометалльными гранитами, приурочены в основном к поясам автономной активизации на гетерогенном складчатом или платформенном основании и к вторичным (возрожденным) геосинклинальным системам ареального типа. Самостоятельные формации редкометалльных гранитов развиты на активизированных платформах, срединных массивах и унаследованных геоантиклинальных поднятиях геосинклинальных систем.

В случаях наложения металлоносных формаций на разнообразные тектонические структуры предшествовавших этапов в их строении образуется крупноплощадная рудно-петрографическая зональность с обособлением пегматитов и гидротермалитов по зонам нередко очень большой протяженности.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абдуллаев Х. М. Генетическая связь оруденения с гранитоидными интрузиями. М., Госгеолтехиздат, 1954.
- Амшинский Н. Н. и др. Вертикальная петрогеохимическая зональность гранитоидных тел как критерий их рудоносности. В сб. «Металлогения Тянь-Шаня», Фрунзе, изд-во «Илим», 1968.
- Архангельская В. В. Первая находка редкометалльных альбитизированных гранитов в Олекмо-Витимской горной стране. Докл. АН СССР, 1968, № 183, № 5.
- Бабаев К. Л. Гранитные пегматиты Средней Азии, внутреннее строение и морфология. Ташкент, 1960.
- Беус А. А. и др. Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Бочаров В. Е. О рудной зональности одного из редкометалльных месторождений. В сб. «Геология и разведка месторождений полезных ископаемых Казахстана», Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1968.
- Бурмин Ю. А. и др. Новый генетический тип редкометалльных месторождений. «Геология рудных месторождений», 1965, № 1.
- Быбочкин А. М. Месторождения вольфрама и закономерности их размещения. М., изд-во «Недра», 1965.
- Варламов Н. Распределение пегматитов разных типов вокруг северо-восточной части крупного массива Ньянза. «Пегматиты Центральной Африки». М., Изд-во иностр. лит., 1968.
- Воронин Ю. А. Теоретические основы описания и классифицирования геологических тел. Автореф. докт. дисс., Новосибирск, 1968.
- Гальченко В. Н., Булнаев К. Б. Условия локализации и особенности генезиса одного из редкометалльно-флюоритовых месторождений Забайкалья. «Минералого-петрографические очерки Забайкалья». Улан-Удэ, 1968.
- Гинзбург А. И., Родионов Г. Г. О глубинах образования гранитных пегматитов. «Геология рудных месторождений», 1960, № 1.
- Гинзбург А. И., Горжевский Д. И. К вопросу о взаимосвязи редкометалльных пегматитов и некоторых типов рудных жил. Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 6.
- Гусев Ю. П. и др. Безьямянский массив альбитизированных гранитов среднего архея Восточного Прибайкалья. В сб. «Минералого-петрографические очерки Забайкалья». Улан-Удэ, 1968.
- Данилин Е. Л. Рудные формации интрузий щелочных гранитов. «Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока». М., изд-во «Наука», 1966.
- Драгунов В. И. Геология и изучение элементов структуры и уровней организации вещества. Материалы к совещанию «Общие закономерности геологических явлений». Тр. ВСЕГЕИ, Л., 1965.
- Есиков Н. П., и др. Строение земной коры Кузнецкой впадины, Кузнецкого Алатау, Горного Алтая и Горной Шории. В сб. «Земная кора складчатых областей Сибири». Новосибирск, изд-во «Наука», сиб. отделение, 1969.
- Заболотная Н. П. и др. Вольфрам-молибден-олово-бериллиевые мес-

торожения и условия их образования. «Геология месторождений редких элементов», вып. 18, М., изд-во «Недра», 1962.

Иванкин П. Ф. Морфология глубоко вскрытых магматогенных рудных полей. М., изд-во «Недра», 1970.

Казанский В. И. О размещении верхнемезозойских гранитоидных интрузивов и очертаниях рудоносных площадей в Тихоокеанском рудном поясе. «Геология рудных месторождений», 1961, № 4.

Коптев-Дворников В. С. О геологических условиях развития явлений дифференциации в гранитных интрузивах формаций малых глубин. «Советская геология», 1961, № 1.

Кудрин В. С. и др. Редкометалльные метасоматические образования, связанные с субщелочными гранитоидами. «Геология месторождений редкометалльных элементов», вып. 25, М., изд-во «Недра», 1965.

Кузнецов Ю. А. О принципах выделения и классификации фаций магматических пород. «Основные идеи М. А. Усова в геологии». Алма-Ата, изд-во АН КазССР, 1960.

Кузьменко М. В., Еськова Е. М. Тантал и ниобий. М., изд-во «Наука», 1968.

Левицкий О. Д. и др. Этыкинское оловорудное месторождение Восточного Забайкалья. Тр. ИГЕМ, вып. 100, М., Изд-во АН СССР, 1963.

Леонтьев А. Н. Формация позднегерцинских редкометаллоносных гранитов и редкометалльные пояса Прииртышья. М., изд-во «Недра», 1969.

Леонтьев А. Н. Сравнительная характеристика зонального строения рудоносных гранитных интрузивов и связанных с ними жильных полей редкометалльных пегматитов и гидротермалитов (к построению геологической модели рудоносного интрузива). «Научные собрания» ИМГРЭ, вып. 3, 1969.

Леонтьев А. Н., Леонтьев Л. Н. О положении редкометалльных рудных поясов в региональных структурах земной коры, «Геология рудных месторождений», 1969, № 11.

Лесняк Р. В. Структурное положение и возраст гранитных интрузий кукульбейского комплекса в Восточном Забайкалье. «Геология и геофизика», 1965, № 11.

Любецкий В. Н. Глубинное строение и районирование Иртыш-Зайсанской складчатой системы по геофизическим данным. Изв. вузов «Геология и разведка», 1965, № 12.

Матиас В. В. и др. Геологические особенности формирования танталоносных гранитных массивов и закономерности распределения в них редкометалльного оруденения. В кн. «Вопросы геологии, геохимии, методы поисков и оценки новых типов редкометалльного оруденения». Бюлл. НТИ, ВИЭМС, серия «Геология местор. полезн. ископ. регион. геол.», № 8, М., 1967.

Моисеенко Ф. С. Строение земной коры южного обрамления Сибири. В сб. «Региональные геофизические исследования в Сибири». Новосибирск, изд-во «Наука», 1967.

Налимов В. В. Теория эксперимента. М., изд-во «Наука», 1971.

Недашковский П. Г. и др. Зоны с фенакит-бертрандитовой минерализацией щелочных гранитов. «Геология и геофизика», 1966, № 7.

Недумов И. Б. Роль геологических факторов в формировании пегматитов и некоторых других эндогенных месторождений, связанных с гранитами. «Новые данные по геологии, геохимии и генезису пегматитов». М., изд-во «Наука», 1965.

Обер Ж. Изучение альбит-мусковитовых гранитов, содержащих минералы фтора, лития, олова, бериллия, ниобия, тантала и других редких элементов месторождения Монтра и Эшассьер, Франция). В кн. «Геология и геохимия рудных месторождений». М., изд-во «Мир», 1971.

Обзор геологических понятий и терминов в применении к металлогении. Под ред. Е. Т. Шаталова. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Овчинников Л. Н. Плутогенные гидротермальные месторождения. В кн. «Генезис эндогенных рудных месторождений». М., изд-во «Недра», 1968.

Онтоев Д. О. О закономерностях проявления гипогенной зональности

в некоторых редкометальных рудных формациях Забайкалья. «Эндегенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока». М., изд-во «Наука», 1966.

Повилайтис М. М. К проблеме генезиса ритмичнозональных гранитоидных тел и связи с ними молибденового и вольфрамового оруденения. «Геология рудных месторождений», 1966, т. 8, № 2.

Рундквист Д. В. и др. Грейзеновые месторождения. М., изд-во «Недра», 1971.

Смирнов В. И. Региональная и локальная рудная зональность. В сб. «Проблемы постмагматического рудообразования», т. II, Прага, Изд-во Чехословацкой АН, 1965.

Темников Ю. И., Гузова Л. Г. Морфология и зональность редкометальных гранитоидных интрузивов Восточного Забайкалья. Изв. вузов, «Геология и разведка», 1969, № 7.

Тихомиров Н. И. и др. Интрузивные комплексы Забайкалья. М., изд-во «Недра», 1964.

Уиссер Э. Связь оруденения с купольными структурами в Северо-Американских Кордильерах. «Проблемы эндогенных месторождений». М., изд-во «Мир», 1964.

Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М., изд-во «Мир», 1970.

Фаворская М. А. и др. Связь магматизма и эндогенной минерализации с блоковой тектоникой. М., изд-во «Недра», 1969.

Херасков Н. П. Тектоника и формации. М., изд-во «Наука», 1967.

Шаталов Е. Т. и др. Критерии связи оруденения с магматизмом применительно к изучению рудных районов. М., изд-во «Недра», 1965.

Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. Л., изд-во «Недра», 1968.

Щеглов А. Д. Металлогения срединных массивов. Л., изд-во «Недра», 1971.

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

Эммонс В. Отношение металлоносных жильных систем к массивам изверженных пород. М.—Л., ГОНТИ, 1933.

Amstutz G. C. Space, time and symmetry in Zoning. «Проблемы постмагматического рудообразования», т. 1, Прага, 1963.

Chauris L. Les mineralisation pneumatholitique du Massif Armoricaïn. Mem. Bureau rech. geol. et miniers. No. 31, 1965.

Herrera O. Geochemical evolution of zoned pegmatites. Econ. Geol., vol. 63, № 1, 1968.

Heinrich E. W., Zoning in pegmatite district. Amer. Mineralogist, 1953, vol. 38.

Kitina J. Problems of the origin of primary zoned in ore veins ore deposits and larger units. В кн.: «Проблемы постмагматического рудообразования», т. 2, Прага, Изд. Чехословацкой АН, 1965.

Stemprok M. On the transition of pegmatites into tin, tungsten and molybdenum bearing veins. Sbor. geol. ved., sv. 2. Praha, 1964, veins.

## СОДЕРЖАНИЕ

Введение . . . . .	3
Основные понятия и термины . . . . .	5
Рудно-магматические системы с редкометальными гранитами, пегматитами и гидротермалитами . . . . .	10
Элементарные рудно-магматические системы . . . . .	10
Интрузивные (рудные) узлы . . . . .	42
Конкретные металлоносные интрузивные формации . . . . .	53
Формация позднепалеозойских гранитов Алтая и Қалбы—Нарыма . . . . .	53
Формация позднепалеозойских аляскитовых гранитов Центрального Казахстана . . . . .	60
Формация позднеюрских аляскитовых гранитов Восточного Забайкалья . . . . .	62
Некоторые вопросы построения типовых моделей рудно-магматических систем . . . . .	65
Геологические критерии связи оруденения с интрузиями . . . . .	65
Модель зонального строения элементарной рудно-магматической системы (лейкократовые граниты и их производные) . . . . .	71
Отношение редкометальных гранитов, пегматитов и гидротермалитов к геологической структуре . . . . .	83
Влияние локальной структуры на состав оруденения . . . . .	83
Влияние региональной структуры на состав и размещение рудных комплексов . . . . .	87
Заключение . . . . .	92
Список литературы . . . . .	98

*Леонтьев Анатолий Николаевич*

**Пространственные отношения  
редкометалльных гранитов,  
пегматитов и гидротермалитов**

Редактор издательства *Смирнова З. А.*

Технический редактор *Сычёва Е. С.*

Корректор *Сивакова А. А.*

---

Слано в набор 28/XII 1971 г. Подписано в печать  
6/V 1972 г. Т-07649 Формат 60×90<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Печ. л. 7,0  
с вкл. Уч.-изд. л. 7,68. Бумага № 3 Индекс 1-4-1  
Заказ № 23/3894-1. Тираж 1300 экз. Цена 77 коп.

---

Издательство «Недра».

Москва, К-12, Третьяковский проезд, д. 1/19.

Типография № 32 Главполиграфпрома.

Москва, Цветной бульвар, 26.

**УВАЖАЕМЫЙ ТОВАРИЩ!**  
**В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НЕДРА»**  
**ГОТОВЯТСЯ К ПЕЧАТИ**  
**НОВЫЕ КНИГИ**

**Красный Л. И. ПРОБЛЕМЫ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СИСТЕМАТИКИ.** 12 л. 1 р. 40 к.

В работе критически рассмотрена теория геосинклиналей и показано, что современная геология и тектоника должны базироваться на новой систематике, построенной по геофизическим данным. В этом аспекте рассмотрена делимость земной коры на самостоятельные геоблоки с шовными структурами между ними. Описаны подвижные области различного типа, вулканические пояса, их звенья. Сделана попытка классификации структур подвижных областей и более общей геолого-тектонической систематизации структур Земли.

Книга представляет значительный интерес для геологов широкого профиля.

**Лебединский В. И. В УДИВИТЕЛЬНОМ МИРЕ КАМНЯ.** 10 л. 33 к.

Книга посвящена горным породам, слагающим нашу планету. В доступной, увлекательной и сжатой форме рассказано о сложной истории возникновения и изучения горных пород. Каждая порода описана в отдельном очерке, показаны ее свойства, особенности, использование в народном хозяйстве. Книга содержит занимательный материал о необычных диковинных камнях: гигантских монолитах, каменных ядрах, лабрадорите, искусственных камнях, метеоритах, луните. В заключительном очерке даны практические советы по сбору коллекций образцов горных пород.

Книга рассчитана на самые широкие круги читателей и может быть рекомендована для молодежи, мечтающей избрать профессию геолога или географа.

**Хаин В. Е. ОБЩАЯ ГЕОТЕКТОНИКА.** Изд. 2, перераб. и доп. 42 л. 4 р. 60 к.

Книга является вторым, переработанным и дополненным изданием монографии, посвященной характеристике основных структурных элементов земной коры: геосинклиналей, платформ, материков, океанов. Рассматриваются общие закономерности развития земной коры, причины тектогенеза, методы изучения тектонических движений. Во втором издании учтены новейшие геофизические данные, освещены результаты океанологических работ, а также отражены современные взгляды на причины и механизм тектонических движений. Автор особо рассматривает структуры дна океанов, эпиплатформенных орогенных поясов, излагает вопросы связи размещения полезных ископаемых с тектоническими структурами.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, она также может быть использована преподавателями и студентами геологических вузов и факультетов.

**Яворский В. И. ЗЕМЛЯ КУЗНЕЦКАЯ ОТ ДРЕВНИХ ЭПОХ ДО НАШИХ ДНЕЙ.** 4 л. 13 к.

В брошюре в популярной форме описан исторический процесс покорения суровой сибирской природы человеком. Показано возникновение определенных связей между человеком и природой, рассмотрены сдвиги, происшедшие в народном хозяйстве Западной Сибири в советское время. В работе использованы оригинальные материалы, приведены интереснейшие данные о заселении описываемого района древним человеком, о культуре первых племен, населявших эту землю. Значительная часть брошюры посвящена истории открытия, разведки и освоения Кузнецкого угленосного бассейна.

Рассчитана на самый широкий круг читателей.

*Интересующие Вас книги Вы можете приобрести в местных книжных магазинах, распространяющих научно-техническую литературу, или заказать через отдел «Книга—почтой» магазинов:*

№ 17—199178. Ленинград, В. О. Средний проспект, 61.

№ 59—127412. Москва, И-412, Коровинское шоссе, 20.

Издательство «Недра»

77 коп.

344

НЕДРА.1972