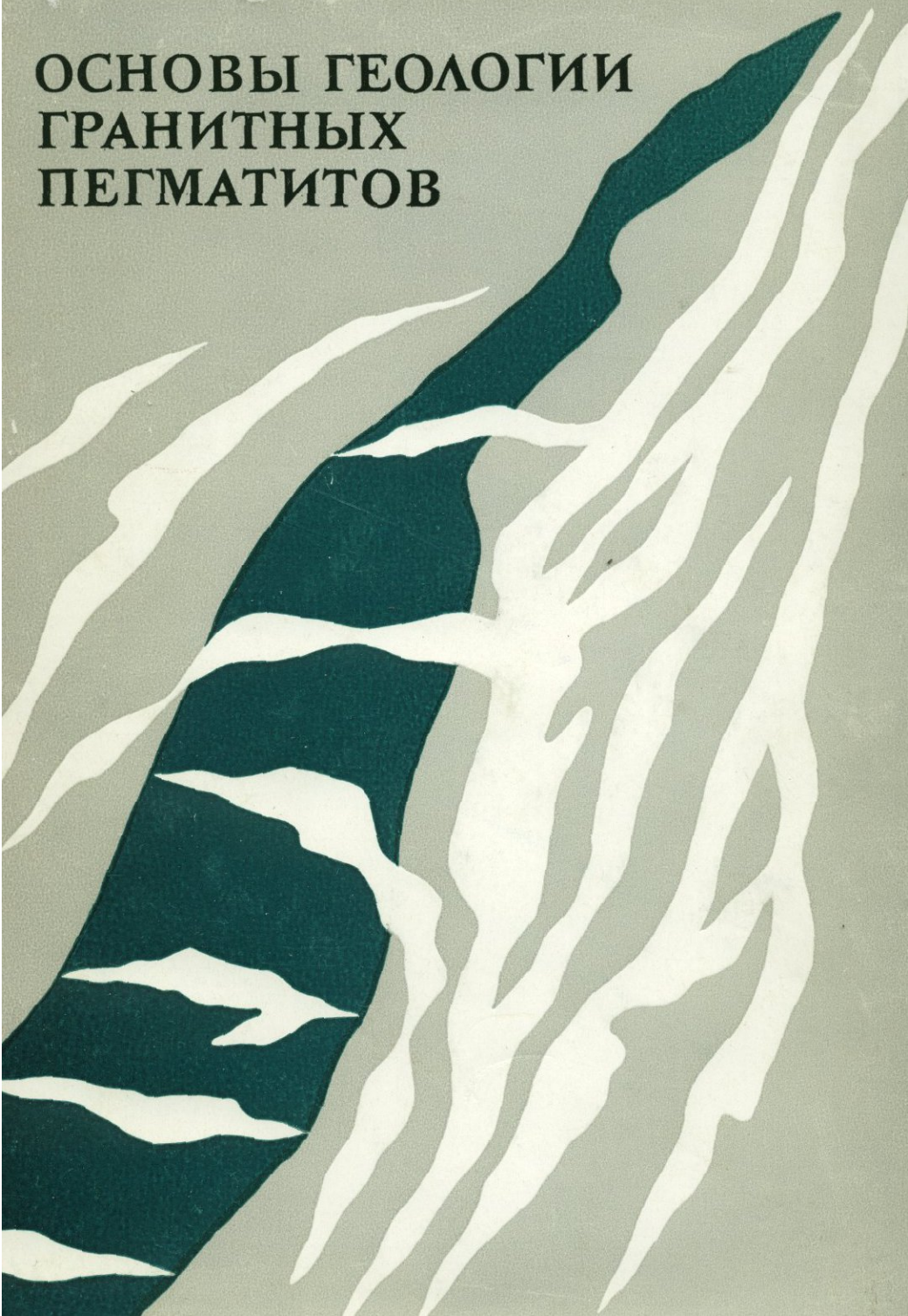


А.И.ГИНЗБУРГ, И.Н.ТИМОФЕЕВ, Л.Г.ФЕЛЬДМАН

ОСНОВЫ ГЕОЛОГИИ ГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТОВ



В книге рассмотрены основные аспекты геологии гранитных пегматитов — от глобальных закономерностей их размещения в пространстве и распределения во времени до геологического строения отдельных пегматитовых полей, условий локализации и происхождения форм индивидуальных пегматитовых тел. Основное внимание уделено выявлению и анализу факторов геологического контроля пегматитов — тектонического, магматического, метаморфического, литологического, геолого-структурного. Материал изложен применительно к особенностям важнейших пегматитовых формаций — слюдоносной, редкометальной и хрусталеносной.



А. И. ГИНЗБУРГ, И. Н. ТИМОФЕЕВ, Л. Г. ФЕЛЬДМАН

**ОСНОВЫ ГЕОЛОГИИ
ГРАНИТНЫХ
ПЕГМАТИТОВ**

А.И.ГИНЗБУРГ, И.Н.ТИМОФЕЕВ, Л.Г.ФЕЛЬДМАН

ОСНОВЫ ГЕОЛОГИИ ГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТОВ

2934



МОСКВА · «НЕДРА» · 1979



Гинзбург А. И., Тимофеев И. Н., Фельдман. Л. Г. Основы геологии гранитных пегматитов. М., «Недра», 1979. 296 с.

В книге обобщен, систематизирован и подвергнут критическому анализу большой фактический материал, накопленный за длительный период прогнозирования, поисков, разведки, оценки и эксплуатации пегматитовых месторождений во всем мире. Развита те темы, идеи и понятия, которыми оперирует геология пегматитов, и намечена основная проблематика последней на современном этапе. Оригинальность книги заключается в последовательном проведении формационного принципа в подходе к изучению гранитных пегматитов. Различные аспекты геологии пегматитов — от глобальных закономерностей их распределения в пространстве и во времени до условий локализации и происхождения форм индивидуальных пегматитовых тел — рассмотрены применительно к особенностям важнейших пегматитовых формаций (сланцеобразной, редкометальной и хрусталеносной), выделенных по признаку глубинности образования. Проведен анализ ведущих региональных и локальных факторов геологического контроля пегматитов разной формационной принадлежности — тектонических, магматических, метаморфических, литологических, геолого-структурных. Изучение этих факторов в качестве базы для разработки надежных поисково-оценочных критериев пегматитовых месторождений составляет основное содержание геологии пегматитов как самостоятельной научной дисциплины.

Для петрологов, специалистов в области металлогении и геологии месторождений полезных ископаемых, геологов-поисковиков и разведчиков, а также студентов старших курсов.

Табл. 8, ил. 50, список лит.— 311 назв.

© Издательство «Недра», 1979

Г 20803—153
043(01)—79 70—79. 1904050000

ПРЕДИСЛОВИЕ

Гранитные пегматиты — специфическая, во многих отношениях уникальная группа геологических образований, не имеющая в природе прямых аналогов. В пегматитах тесно сочетаются характерные черты горных пород и руд. Как горные породы они изучаются петрографией, как промышленные источники различных видов минерального сырья рассматриваются в учении о месторождениях полезных ископаемых. Но какая бы ветвь геологических наук не занималась пегматитами, в методическом плане подход к ним до недавнего времени оставался несколько односторонним — преимущественно минералого-геохимическим. Исследователей всегда интересовал в первую очередь минеральный состав пегматитов, что вполне естественно, поскольку именно особенности вещественного состава определяют практическую значимость пегматитов.

Действительно, благодаря присутствию в них крупных, красивых и, главное, легкоизвлекаемых кристаллов многих ценных минералов пегматиты уже на ранних этапах развития человечества привлекали к себе пристальное внимание как доступные для разработки месторождения прозрачной листовой слюды, оловянного камня, драгоценных камней, полевого шпата для изготовления фарфора и т. д. Изучение пегматитов началось много веков назад, однако подлинно научный характер оно приобрело лишь в XX столетии, когда выяснилось важное практическое значение пегматитов как основного, а в некоторых случаях и единственного источника сырья и материалов для ряда быстро развивающихся отраслей новой техники.

Учение о пегматитах как самостоятельное научное направление в системе геологических знаний сложилось в 30-е годы XX в., в большой степени благодаря трудам А. Е. Ферсмана. Классическая монография А. Е. Ферсмана «Пегматиты» и поныне является настольной книгой для всех специалистов, занимающихся ими. Однако, несмотря на длительное интенсивное изучение, пегматиты во многом остаются загадочными объектами; их происхождение составляет предмет одной из самых острых и широко известных дискуссий в истории петрологии и теории рудообразования.

Отмечаясь в послевоенный период во всем мире резкое расширение поисково-разведочных и эксплуатационных работ на пегматиты выдвинуло целый комплекс актуальных практических задач геологического характера, для эффективного решения которых традиционные методы изучения пегматитов оказались недостаточными. Возникли объективные предпосылки для создания по существу нового раздела учения о пегматитах — геологии пегматитов, охватывающего широкий круг вопросов от глобальных закономерностей распределения пегматитов в пространстве и во времени до геологических условий локализации индивидуальных пегматитовых тел и происхождения их форм. Центральное место в геологии пегматитов занимает изучение факторов контроля в размещении пегматитов и особенностей их проявления для разных пегматитовых формаций. Таким образом, изучение геологии пегматитов тесно связано с потребностями практики, точнее с необходимостью разработки эффективных поисково-оценочных критериев для прогнозирования, поисков, разведки и эксплуатации пегматитовых месторождений.

Изучение геологии пегматитов способствует дальнейшему развитию учения о пегматитах, проливая свет на происхождение и условия формирования пегматитовых поясов, полей и тел.

Огромный объем новой информации, получаемой в результате решения конкретных задач геологии пегматитов, к сожалению, в основном рассеян по многочисленным статьям и особенно производственным отчетам различных геологоразведочных организаций. Немногие более крупные работы последних

лет по геологии пегматитов, как правило, ограничены рамками какого-либо конкретного пегматитового поля, месторождения, отдельной провинции или, самое большее, одной из пегматитовых формаций. Монографические же работы, специально посвященные геологии гранитных пегматитов в целом, как в отечественной, так и в зарубежной геологической литературе отсутствуют.

Настоящая книга представляет собой первый опыт сравнительного рассмотрения главнейших аспектов геологии пегматитов применительно к ведущим пегматитовым формациям — слюдоносной, редкометалльной и хрустальной. Авторы попытались определить основное содержание и проблематику геологии гранитных пегматитов, а также изложить и проанализировать важнейшие полученные выводы. Книга носит в значительной мере постановочный характер.

В какой степени авторам удалось справиться со столь сложными задачами — судить читателям. Авторы будут признательны за любую конструктивную критику и пожелания, направленные на улучшение их труда.

Монография является коллективной; все ее положения отражают единую точку зрения авторов по вопросам геологии гранитных пегматитов. Разделы о связи пегматитов с гранитным магматизмом изложены в основном Л. Г. Фельдманом, касающийся соотношений пегматитов с процессами метаморфизма, влияния вмещающих пород на пегматитообразование, механизма образования пегматитов и структур пегматитовых полей — И. Н. Тимофеевым. Введение, а также разделы, в которых рассматриваются понятие о пегматитах и пегматитовом процессе, главнейшие формации пегматитов, пегматитовые поля, пояса и закономерности их размещения, написаны А. И. Гинзбургом, предисловие и заключение — А. И. Гинзбургом и Л. Г. Фельдманом. Общее руководство и научное редактирование книги осуществлялось А. И. Гинзбургом.

Авторы выражают свою искреннюю благодарность М. А. Плесковой за помощь в работе и подборе материалов.

ВВЕДЕНИЕ

Особое внимание к пегматитам в последние годы объясняется несколькими обстоятельствами.

1. Бурное развитие научно-технического прогресса связано со все увеличивающимся использованием редких элементов (в первую очередь, тантала, цезия, лития, бериллия), а также пьезокварца и турмалина, оптического флюорита, мусковита и микроклина (для электрокерамики), т. е. сырья, добываемого в основном из пегматитов. Оживление интереса к драгоценным камням вновь привлекло внимание геологов и минералогов к определенным типам пегматитов, с которыми только и связаны крупные ювелирные кристаллы целого ряда замечательных самоцветов. Хотя в последние годы и выявлены новые весьма перспективные генетические группы редкометальных месторождений, тем не менее пегматиты во многих отношениях остаются незаменимыми источниками ценнейших видов минерального сырья.

Громадные потребности в керамическом сырье, мелкочешучатой слюде, кварце и флюорите для плавки позволяют ставить вопрос о комплексном использовании практически почти всех минералов пегматитов и создании безотходной технологии переработки пегматитовых руд. К этому следует добавить, что пегматиты богаты поделочными камнями (графический пегматит, амазонит, иризирующие полевые шпаты) и содержат бесценный по красоте и редкости коллекционный материал, привлекающий внимание всех любителей камня. При комплексном подходе к пегматитам отработка их становится весьма рентабельной, даже при невысоком содержании в них редких металлов или ювелирных камней.

2. Пегматиты, по образному выражению А. Н. Заваричко, являются образованиями, промежуточными между изверженными горными породами и рудными жилами. Поэтому выяснение происхождения и процессов формирования пегматитов позволяет подойти к пониманию одного из наиболее важных вопросов учения о рудных месторождениях — связи рудообразования с магматическими породами и условий, необходимых для отделения рудных компонентов от магмы.

3. Наконец, пегматиты необычайно разнообразны по минеральному составу и отличаются крупными выделениями различных минералов, в том числе весьма редких. Поэтому они служат идеальным объектом для проведения разнообразных минералогических и геохимических исследований, включая и методические, что, естественно, привлекает к ним особое внимание

минералогов и геохимиков. Выяснение причин, обуславливающих появление в относительно небольших объемах пегматитовых тел такого изобилия редчайших минералов,— одна из интереснейших геохимических проблем.

Последние десятилетия были временем оживленных дискуссий по вопросу о генезисе гранитных пегматитов, при этом выявились разные подходы к пониманию истории их возникновения. Фактически в учении о пегматитах сложились три различные школы.

1. Сторонники одной из этих школ рассматривают пегматиты как продукты кристаллизации остаточных расплавов анхизтектического состава, возникающие на конечных этапах становления гранитных интрузивов и формирующиеся в относительно замкнутой системе без существенного привноса вещества в процессе их формирования, но при более или менее интенсивном тепло- и массообмене с вмещающими породами и развитии на конечных стадиях процессов аутометасоматоза.

Эти представления, зародившиеся еще в работах В. Брёгера, А. Лакруа, И. Фогта, П. Ниггли, были блестяще развиты А. Е. Ферсманом, разработавшим стройное эволюционное учение о пегматитовом процессе. Идеи А. Е. Ферсмана в дальнейшем творчески развивали в нашей стране его ученики и последователи — А. Н. Лабунцов, А. Ф. Соседко, М. Ф. Стрелкин, К. А. Власов, А. И. Гинзбург, А. А. Беус, К. Л. Бабаев, Н. П. Ермаков, Г. Г. Родионов, В. П. Петров, М. В. Кузьменко, Н. А. Солодов, И. Г. Бакуменко и многие другие, а за рубежом — И. И. Варламов, П. Квенсел, Е. Н. Камерон, Р. Г. Джанс, А. Г. Мак-Нейр, Л. Р. Пейдж, К. У. Бернэм, Д. Б. Стюарт, О. Бротцен и др.

В то же время некоторые исследователи стали интерпретировать пегматиты как чисто магматические образования, в формировании которых первостепенную роль играют процессы ликвации при ничтожной роли метасоматических явлений (Г. Б. Мелентьев и др.). Рассматривая пегматитовый процесс в целом как процесс, протекающий в замкнутой системе, ряд исследователей отводят большую роль тектоническому режиму формирования пегматитов, допуская возможность приоткрывания всей системы вследствие проявления интерминерализационных подвижек (М. Ф. Стрелкин, В. И. Кузнецов, А. И. Гинзбург, Г. Г. Родионов, Ю. Е. Рыцк, И. Б. Недумов, Л. Н. Россовский и др.) или придавая первостепенное значение явлениям контракции (Ю. А. Долгов, М. А. Осипов).

2. Другая школа рассматривает пегматиты как аплиты или жильные граниты, перекристаллизованные и замещенные под воздействием восходящего потока гидротермальных растворов глубинного происхождения, привносящих рудные компоненты. Эта точка зрения, получившая в литературе название «гипотезы гидротермального замещения», была впервые сформулирована

В. Шеллером, Ф. Хессом и К. Лендесом. У нас в стране наиболее ярко эти идеи развивались В. Д. Никитиным и его последователями (С. А. Руденко, П. П. Боровиков и др.). Весь процесс формирования пегматитов протекает, согласно В. Д. Никитину (1968), по принципу открытой системы, при этом все редкометальные минералы и промышленно ценные слюды возникают метасоматическим путем в пегматитах, образовавшихся в результате перекристаллизации аплитов или гранитов.

Теоретической основой этих представлений являются взгляды Д. С. Коржинского на процесс метасоматического рудообразования под воздействием сквозьмагматических растворов, а также физико-химические построения А. Н. Заварицкого (1944 г.), обосновавшего развитие в системе силикат — вода процессов перекристаллизации, происходящих в закрытой системе в результате ретроградного вскипания магматического расплава.

3. Наконец, третья школа рассматривает пегматиты как метаморфогенные образования, возникающие при процессах ультраметаморфизма и метаморфической дифференциации. Эта точка зрения развивается исследователями, изучающими в основном докембрийские пегматиты на древних щитах и платформах. После общеизвестных работ П. Эскола, у нас подобные представления высказывались Н. Г. Судовиковым, в какой-то степени Д. С. Коржинским, а в последние годы Ю. М. Соколовым, Д. А. Великославинским, М. М. Мануйловой, М. Е. Салье, В. А. Бабошиным и др.; за рубежом наиболее ярким представителем этого направления является Г. Рамберг.

Между сторонниками указанных трех основных научных школ и протекала весьма острая дискуссия (и сейчас еще не завершенная) по проблеме генезиса пегматитов. Эта дискуссия была весьма полезной, поскольку она привлекла внимание к целому ряду новых фактов и заставила исследователей искать объяснения многим явлениям, которым ранее не придавалось должного значения. В то же время в природе, по-видимому, широко развиты явления конвергенции, когда одни и те же, или вернее весьма близкие, минеральные образования могут возникнуть вследствие различных процессов, и пегматиты в этой связи представляют собой гетерогенные (полигенные) образования.

В 1960 г. А. И. Гинзбург и Г. Г. Родионов впервые показали, что пегматиты могут возникать в весьма широком диапазоне термодинамических условий, определяемых в первую очередь глубиной их образования. Исходя из этого принципа, были выделены четыре пегматитовые формации, каждая из которых появляется во вполне определенной геологической обстановке и характеризуется специфическими особенностями.

Исторически сложилось так, что эти пегматитовые формации, несущие различную полезную минерализацию, на протяжении многих лет и десятилетий вследствие специализации геологораз-

и применению различных современных методов геотермобарометрии.

13. Экспериментальное моделирование и физико-химическая интерпретация процесса пегматитообразования на основе изучения гранитных систем различной щелочности с летучими в широком диапазоне температур и давлений.

14. Сравнение пегматитов с их гранитными аналогами (редкометальными гранитами или — в случае слюдоносных пегматитов — с так называемыми гранит-пегматитами).

15. Анализ соотношения пегматитов с кварцево-жильными гидротермальными образованиями.

Естественно, изложить с необходимой детальностью в монографии ограниченного объема все перечисленные разделы учения о пегматитах практически невозможно. В данной книге рассматриваются только вопросы геологии пегматитов, менее всего освещенные в литературе.

ПОНЯТИЕ О ПЕГМАТИТАХ И ПЕГМАТИТОВОМ ПРОЦЕССЕ. ГЛАВНЕЙШИЕ ФОРМАЦИИ ГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТОВ

Термин «пегматит» ввел в литературу в начале XIX в. Р. Гаюи для обозначения письменного (графического) гранита. В дальнейшем этот термин был распространен на гранитные породы, содержащие в качестве основной составной части письменный (графический) пегматит и участки с крупнозернистым строением. Впоследствии исследователи стали понимать под пегматитами любые крупнозернистые и гигантозернистые преимущественно жильные тела, по минеральному составу близкие к нормальным интрузивным породам. Определения понятия «пегматит» приводили Е. Бастин (Bastin, 1911 г.), О. Андерсен (Andersen, 1931 г.), А. Е. Ферсман (1931 г.), К. Лендес (Landes, 1935 г.), А. Н. Заварицкий (1947 г.), Р. Джанс (Jahns, 1955 г.), Н. М. Успенский (1965 г.), В. Д. Никитин (1968), П. П. Боровиков (1973 г.), А. Н. Лукашев (1976) и многие другие, причем большинство исследователей вкладывали в этот термин и определенный генетический смысл.

Так, А. Е. Ферсман (1940, с. 31) приводит следующее определение: «Гранитным пегматитом мы называем жильное тело, в своей основе связанное с магматическим гранитным остатком, главная часть кристаллизаций которого лежит в пределах 700—350° и которое характеризуется сходством минеральных составных частей с материнской породой, значительной величиной кристаллических индивидуумов, большей или меньшей одновременностью кристаллизации, повышенным содержанием некоторых определенных летучих и подвижных компонентов, а также накоплением рассеянных элементов остаточного расплава».

Интересно отметить, что исследователи, придерживающиеся различных взглядов на генезис пегматитов, в то же время предлагают иногда близкие определения. Так, В. Д. Никитин в своей последней работе (1968, с. 85) определяет понятие «пегматит» следующим образом: «... под термином «пегматит» будут пониматься тела, сложенные в основном гигантокристаллическими горными породами, валовой минеральный состав которых близок (с теми или иными вариациями) к составу обычных магматических пород и формирование которых протекало в тесной связи с деятельностью магматических очагов, начиная

с инъекции исходной магмы, ее кристаллизации, а потом со всеми дальнейшими процессами перекристаллизации и метасоматического изменения этого материала в собственно пегматитовые образования».

Если проанализировать формулировки этого понятия, данные различными исследователями, то в большинстве из них вне зависимости от генетических представлений авторов подчеркиваются следующие особенности, присущие пегматитам:

— сходство валового минерального состава пегматитов и материнских магматических пород, с которыми они часто пространственно и генетически связаны;

— несколько более позднее образование пегматитов по сравнению с материнскими магматическими породами;

— крупнозернистое, часто гигантозернистое, а также разномозернистое строение;

— богатство минералами, содержащими летучие компоненты;

— обогаченность редкими элементами;

— анхизтектический состав;

— преимущественно жильная или жиллообразная форма залегания, что дало основание относить пегматиты к жильной серии пород.

Возникает, естественно, вопрос: насколько эти черты свойственны всем пегматитам и какие из них необходимо вводить в определение понятия «пегматит». Этот вопрос достаточно сложен. Так, пегматиты древних щитов обычно не обнаруживают четкой связи с магматическими породами и нередко появляются в участках развития явлений анатексиса и мигматизации, что дало основание некоторым исследователям связывать их с процессами метаморфической дифференциации и говорить о «пегматитизации» метаморфических толщ. Но даже в тех случаях, когда наблюдается явная связь пегматитов с магматическими породами, минеральный и химический состав их могут значительно отличаться от состава материнских интрузивов.

В частности, сподуменовые пегматиты, состоящие в основном из сподумена, микроклина, кварца и альбита, существенно отличаются от биотитовых и двуслюдяных гранитов, с которыми они генетически связываются. Нередко к пегматитам относят любые крупнозернистые и гигантозернистые образования, залегающие в виде жил, гнезд или шпиров, по минеральному составу близкие к различным типам интрузивных или метаморфических пород и возникающие вследствие явлений метаморфической дифференциации, перекристаллизации и метасоматоза.

Такое толкование термина «пегматиты» настолько расширяет это понятие (особенно по отношению к негранитным пегматитам, см. Н. М. Успенский, 1965), что фактически теряется его

смысл. В этом случае к пегматитам следует причислять и ряд контактово-метасоматических образований с гигантокристаллическими выделениями граната, пироксена, везувиана, эпидота и других подобных минералов, гидротермальные полевошпатовые жилы пегматоидной структуры с оловянно-вольфрамовой минерализацией, приразломные полевошпатовые метасоматиты и ряд других.

Многочисленные споры о генезисе пегматитов в известной степени связаны с тем, что под названием «пегматит» разные исследователи понимают несколько различные геологические и генетические образования. Так, А. Е. Ферсман вкладывал в это понятие очень широкий смысл и относил к пегматитам целый ряд минеральных образований, которые, с нашей точки зрения, пегматитами считать никак нельзя — например, изумрудноносные слюдиты или криолитовые тела с сидеритом и сульфидами типа известного месторождения Ивигтут в Гренландии, выделенные им в виде особого фторо-алюминиевого типа пегматитов (тип VII его классификации).

Одной из наиболее характерных черт пегматитов, как отмечают все исследователи, является обогащенность их редкими элементами. Вместе с тем некоторые пегматиты, в частности слюдоносные, отнюдь не обогащены редкими элементами. В. В. Ляхович (1963) приводит данные о содержании редких щелочей в слюдоносных пегматитах Тувы и Урала, показывающие, что они обеднены этими элементами по сравнению с гранитами, количество же редкометалльных минералов в слюдоносных пегматитах в целом понижено по сравнению с количеством тех же аксессуарных минералов в гранитах.

К аналогичным выводам пришли Д. А. Минеев и М. Е. Салье (1971) на примере изучения слюдоносных пегматитов Северной Карелии, которые они рассматривают как ультраметаморфогенные образования. По их данным, отличительной чертой этих пегматитов, а также вмещающих их толщ, является пониженное против кларка содержание редких и рассеянных элементов. Как указывают эти исследователи, и валовой состав исследованных пегматитов значительно отличается от эвтектических (котектических) составов «гаплогранитной» системы ортоклаз — альбит — кварц — вода, причем пегматиты обогащены калием.

Таким образом, далеко не для всех групп пегматитов приводимые обычно в определениях характерные для них черты выдерживаются. Следует также учитывать, что пегматиты могут быть производными различных магм, и наряду с широко распространенными гранитными пегматитами выделяются также щелочно-гранитные (пегматиты щелочных гранитов), сиенитовые и нефелин-сиенитовые (миаскитовые и агпайтовые). Как отмечает Н. М. Успенский (1965), обычно недостаточно учитываются негранитные пегматиты, в частности пегматиты основных и ультраосновных пород. Он считает необходимым

выделять габбро-пегматиты, горнблендит-пегматиты, пироксенит-пегматиты, дунит-пегматиты. Интересно, что в неизданных набросках ко II тому монографии «Пегматиты» А. Е. Ферсман рассматривал (не без основания) и карбонатиты как пегматиты ультраосновных-щелочных пород. Однако в природе наиболее широко развиты только пегматиты тех магм, которые особенно обогащены летучими компонентами — минерализаторами, т. е. пегматиты гранитных и щелочных магм, причем основное практическое значение имеют гранитные пегматиты.

Если в отношении пегматитов гранитных магм еще существуют некоторые критерии, позволяющие различать пегматиты от сходных с ними крупнокристаллических образований иного генетического типа (например, появление графических структур), то по отношению к негранитным пегматитам такие критерии не определены, и в литературе часто типичные щелочные метасоматиты описываются как пегматиты. Это относится и к пегматитам основных и ультраосновных магм. Как справедливо отмечает Н. Ф. Челищев (1965), разные исследователи под термином «пегматит» в массивах основных и ультраосновных пород понимают генетически различные образования. Ему удалось среди этих крупно- и гигантокристаллических пегматоидных тел выделить собственно пегматиты с присущими им особенностями (тенденция к зональному строению, развитие гранофировых структур, обогащение определенными акцессорными минералами и редкими элементами по сравнению с материнскими породами, появление в связи с дифференцированными и расслоенными интрузивами, длительный период формирования и др.) и гигантокристаллические метасоматиты, отличающиеся от пегматитов.

Для определения понятия «пегматиты» необходимо прежде всего установить наиболее характерные их особенности. На примере хрусталеносных, редкометальных и слюдоносных гранитных пегматитов (лучше всего изученных) отчетливо видно, что вне зависимости от того, на каких континентах и в каких регионах они встречаются, каков их возраст и среди каких пород они локализируются, пегматиты всегда отличаются от всех других минеральных образований специфическими чертами. Этим обусловлена необходимость выделения их в особую генетическую группу пегматитовых месторождений. Перечислим наиболее общие особенности пегматитов, отличающие их от других генетических групп.

1. Пегматиты формируются только в условиях умеренных и значительных глубин, они практически не бывают приповерхностными образованиями.

2. Пегматиты могут быть связаны с магматическими или метаморфическими породами постепенными переходами (сингенетические, фацциальные, шлировые пегматиты) или носить инъекционный характер и иметь с ними резкие, рвущие, интрузи-

живные контакты (эпигенетические, фазовые, инъекционные, выжатые пегматиты).

3. В тех случаях, когда наблюдается генетическая и пространственная связь пегматитов с магматическими комплексами, они в наибольшем количестве появляются в связи с последними их интрузивными фазами, т. е. являются конечными дифференциатами этих комплексов. В пегматитах концентрируются те элементы, которые закономерно накапливаются в последовательно образующихся интрузивных фазах дифференцированных магматических комплексов. Другими словами, в пегматитах находит свое завершение геохимическая эволюция магматического очага, прослеживаемая в серии последовательных интрузивных фаз единого комплекса.

4. Пегматиты, как правило, не встречаются в виде одиночных тел. Они чаще всего группируются в определенные поля, нередко простирающиеся на километры и даже десятки километров. Отдельные поля в свою очередь во многих провинциях вытягиваются в гигантские пояса, приуроченные к региональным геологическим структурам. Эти пояса нередко совмещаются с дайковыми поясами жильных гранитоидов. В строении пегматитовых полей обычно наблюдается специфическая горизонтальная и вертикальная зональность, проявляющаяся в том, что в определенных их участках (в наибольшем удалении от материнских интрузивов, в благоприятных структурах — перегибах по простирацию и падению и др.) закономерно меняется состав пегматитов, развиваются наиболее низкотемпературные минеральные парагенезисы.

5. Размеры пегматитовых тел широко варьируют: длина по простирацию изменяется от сантиметров до первых километров, а площади выходов иногда достигают десятков квадратных километров (например, гигантомигматитовые пегматиты Мамского района). Форма пегматитов бывает самой разнообразной, характерны округлые и овальные изометричные тела (шлировые, камерные пегматиты), жилы сложной морфологии, часто ветвящиеся, с пережимами и раздувами, плитообразные дайки, линзы, трубчатые и штокообразные тела, неправильные по форме инъекции. В то же время, как правило, не возникают штокверки, столь типичные для гидротермальных месторождений. В отличие от гидротермальных жил, мощность пегматитовых тел обычно значительна (нередко десятки метров).

6. Для пегматитовых тел характерна тенденция к проявлению зональности во внутреннем строении с обособлением в их центральных частях мономинеральных выделений («ядер») минералов, обычно последними кристаллизующихся в материнских интрузивных породах (в гранитных пегматитах это кварц, в миацитовых пегматитах — нефелин, во многих агпайтовых нефелин-сиенитовых пегматитах — натролит, в некоторых габбро-пегматитах — микроклин с микроростками кварца гранофировой

структуры и т. п.). Тенденция к развитию зональности выражена тем более явно, чем больше форма тел приближается к линзообразной или округлой (Власов, 1943, 1961). В пегматитах, приуроченных к четко выраженным тектоническим зонам, зональность обычно выражена неотчетливо или замаскирована (Гинзбург, 1952).

7. В пегматитах наблюдаются специфические структуры, совместно не встречаемые ни в каких других геологических образованиях — графические (письменные, или собственно «пегматитовые»), апографические, крупно- и гигантокристаллические — блоковые, а также различные структуры и текстуры замещения.

8. Пегматиты характеризуются четко проявленной последовательной сменой минеральных парагенезисов в ходе их формирования, которая является единой для однотипных месторождений, вне зависимости от их возраста и места расположения, что свидетельствует о существовании строго определенной эволюции в их развитии. Эта закономерная эволюция позволила в свое время А. Е. Ферсману расчленить пегматитовый процесс на отдельные стадии («геофазы») и установить, что формирование пегматитов происходит в широком интервале температур. Все современные независимые друг от друга термометрические методы подтверждают формирование гранитных пегматитов в температурном интервале 700—200°C, при этом первоначально минеральные ассоциации образуются путем кристаллизации из расплава (или частично при перекристаллизации), а поздние минеральные парагенезисы возникают преимущественно метасоматическим путем, в условиях, отвечающих гидротермальным.

9. В целом валовой состав пегматитов близок к составу поздних интрузивных фаз магматических комплексов, с которыми они связаны, или к составу тех метаморфических толщ, из которых они выплавляются при процессах ультраметаморфизма. В этих случаях пегматиты имеют анхизвтектический состав. Некоторое исключение составляют редкометальные пегматиты, резко обогащенные литием, известным аналогом которых являются литий-фтористые редкометальные граниты (появляющиеся в иных условиях глубинности).

10. Для пегматитов типично широкое развитие минералов, богатых летучими-минерализаторами (в первую очередь водой и фтором) и подвижными компонентами — щелочами, а также литофильными редкими элементами, набор которых меняется в зависимости от состава исходных материнских магм. Пегматиты, возникающие при ультраметаморфизме и анатексисе, обеднены редкими элементами (как и анатектические граниты).

11. В пегматитах появляются минеральные ассоциации и отдельные минералы, которые более ни в одной другой генетической группе месторождений до сих пор не обнаружены (на-

пример, в редкометальных гранитных пегматитах сподумен, пегматит, эвкрипит, поллуцит и др.). В то же время минералы, встречающиеся и в других группах месторождений, в пегматитах приобретают специфические типоморфные особенности (А. Е. Ферсман, 1931 г.; Родионов, Гинзбург, 1972; Б. М. Шакин, 1972).

12. Гранитные пегматиты никогда непосредственно не переходят в гидротермальные рудные кварцево-жильные образования с оловянно-вольфрамовой или сульфидной минерализацией.

Таким образом, пегматиты — это специфическая группа пород, образующих инъекционные жильные тела или шилеры, состав которых приближается к анхизвтектическому и обычно близок к составу поздних дифференциатов магматических комплексов или анатектических выплавов; им присуще неоднородное строение с тенденцией к проявлению зональности и развитию специфических структур минеральных агрегатов (графических, крупно- и гигантокристаллических и др.); они формируются в условиях умеренных и значительных глубин в широком температурном диапазоне, отвечающем концу магматического — началу гидротермального процесса, при высокой активности летучих и подвижных компонентов.

Процесс, приводящий к образованию пегматитов, получил название пегматитового. Необходимо подчеркнуть, что пегматитовый процесс нельзя ставить в один ряд и непосредственно сопоставлять с такими процессами, как магматический или гидротермальный, хотя именно подобное сопоставление и проводится во многих учебных пособиях; пегматитовый процесс занимает особое положение, поскольку в своем развитии он охватывает весь ряд явлений, от магматических до гидротермальных. Пегматитовый процесс:

— протекает в условиях существования определенного внешнего давления (задаваемого в значительной мере литостатической нагрузкой), которое препятствует удалению летучих и способствует автономному развитию пегматитовой системы;

— протекает в обстановке, способствующей возникновению водонасыщенного расплава, большей частью анхизвтектического состава, обогащенного подвижными компонентами. Подобный расплав может возникать различными путями — либо на конечных этапах дифференциации магматических комплексов, либо в обстановке локального обогащения расплава летучими (например, в апикальных частях и куполах массивов), либо вследствие анатектической мобилизации вещества метаморфических толщ при ультраметаморфизме;

— охватывает интервал температур от 700—650 до 250—200°C; начинается как магматический, а завершается как гидротермальный; соответственно и минеральные ассоциации пегматитов возникают первоначально путем кристаллизации из расплава, а затем метасоматически или в результате отложения из



гидротермальных растворов, при этом развитие метасоматоза предваряется и сопровождается явлениями перекристаллизации;

— может протекать в различных структурных этажах земной коры, соответственно приобретая некоторые характерные черты, обусловленные отличающимися термодинамическими условиями формирования пегматитов, разными путями возникновения исходных расплавов, обогащенных летучими, а также составом последних.

— развивается главным образом в зависимости от режима летучих, который в значительной степени задается внешним давлением; поэтому любое изменение последнего существенным образом сказывается на особенностях образования пегматитов. В частности, тектонические условия, господствующие в период формирования пегматитов и определяемые, в первую очередь, геолого-структурной обстановкой, заметно влияют на весь ход развития процесса.

Пегматитовый процесс может протекать только в условиях, препятствующих удалению летучих из магматического расплава и благоприятствующих сохранению в системе наряду с последним флюидной водной фазы, богатой различными минерализаторами. Естественно, возникает вопрос: как оценить минимальную глубину, на которой возможно образование пегматитов? Если считать условием их формирования сосуществование водонасыщенного силикатного расплава и водного флюида, находящегося в состоянии, близком к критическому или надкритическому, то минимальное давление, при котором это становится возможным, находится, как показывают результаты экспериментальных исследований (в зависимости от концентрации солей, растворенных в водной фазе), в интервале 350—500 бар, что соответствует глубинам порядка 1,5—2 км.

Эти данные приблизительны, поскольку пегматитовая система многокомпонентная, летучие в ней представлены не только водой, всегда присутствуют щелочи и фтор, оказывающие существенное влияние на растворимость воды в силикатном расплаве, а также на положение критической точки самой воды (точнее, водных растворов). Тем не менее, геологические данные, в частности расчеты мощностей полных реставрированных стратиграфических разрезов толщ, перекрывающих гранитные массивы, которые вмещают наименее глубинные хрусталеносные занорышевые пегматиты, показывают близкие данные и позволяют оценить эту величину для разных регионов в пределах от 1,5 до 3 км. К таким значениям глубин формирования пегматитов Центрального Казахстана пришел, например, В. С. Коптев-Дворников (1952). Известная вариация глубин формирования и обусловленный этим интервальный характер их оценки вполне понятны, поскольку вертикальный размах развития тех же хрусталеносных пегматитов достигает, судя по

данным структурных скважин на Волыни, более 600 м (Минералогия и генезис..., 1973).

Изучение первичных газовой-жидких включений в ранних минералах этих же пегматитов позволяет оценить давление минералообразующих растворов на начальных стадиях пегматитового процесса в 500—1100 бар (Калужный, 1965; Долгов, 1968; Минералогия и генезис..., 1973). Результаты этих измерений позволяют судить лишь о давлении летучих в пегматитовой камере, которое может существенно отличаться от внешнего (литостатического) давления и непосредственно с ним не связано. Тем не менее в предельном случае, при минимальных оценках величины давления по результатам изучения включений, получаемые данные в какой-то мере сопоставимы с оценками давления нагрузки другими методами. В частности, приведенные давления соответствуют литостатической нагрузке толщи пород мощностью в 2—4 км. Таким образом, различные данные показывают единый порядок цифр минимальной глубины формирования пегматитов, а именно 1,5—2 км.

А. Н. Лукашев (1976) указывает на возможность образования пегматитов и в типично приповерхностных условиях — в вулканических телах, там, где удаление летучих при кристаллизации лавовых потоков было затруднено вследствие образования корки, препятствующей их улетучиванию. В некоторых гипабиссальных дайках наблюдались небольшие шлировые пегматитоподобные тела с пустотами, флюоритом и бериллом, в периферической части которых наблюдалась маломощная зона гранофира (микропегматита). В отдельных случаях такие тела обрамлялись каймой биотита. Подобные образования представляют собой до некоторой степени переходы к миароловым пустотам в миндалекаменных эффузивах, их вряд ли следует относить к пегматитам, как и дайки, штоки и трубки гранофиров. Вообще же масштаб проявления таких приповерхностных пегматитов (по А. Н. Лукашеву) ничтожен, и никакого практического значения они не имеют, с чем соглашается и А. Н. Лукашев. Учитывая дискуссионность отнесения этих образований к пегматитам, мы не считаем возможным выделять особую группу «приповерхностных пегматитов».

Естественно, возникает вопрос: каков нижний предел глубины образования пегматитов? Судя по тому, что пегматитовые тела встречаются в древних и глубоко метаморфизованных толщах основания платформ и в днищах геосинклинальных трогов на щитах, мощность отложений в которых по геофизическим данным достигает 16 км, можно оценить нижний предел глубины образования пегматитов по крайней мере более 16—20 км. Таким образом, общий вертикальный диапазон появления пегматитов оказывается весьма значительным — не менее 14—16 км, в то время как все гидротермальные месторождения возникают

главным образом до глубины 4 км, а максимальное их развитие приходится на интервал 1—3 км (Кушнарев, 1969).

Поскольку пегматиты возникают в столь большом диапазоне глубин, они формируются в условиях, отвечающих разным структурным этажам земной коры; понятно, что в зависимости от глубин их нахождения они существенно различаются. В этой связи правомерна попытка некоторых исследователей (Гинзбург, Родионов, 1960) выделить различные формации пегматитов по глубинам их образования. Предложенная в 1960 г. группировка базировалась на совокупности ряда данных, из которых первостепенную роль играл анализ метаморфизма вмещающих пегматиты пород. Как установлено, различные формации пегматитов постоянно встречаются в породах только определенной фации метаморфизма, при этом каждая формация характеризуется специфическими особенностями и различной минерализацией. Таким образом, наметилось естественное деление пегматитов по геологическим условиям их нахождения и соответственно термодинамическим условиям образования на четыре группы, или формации. Последние условно названы по встречающейся в них минерализации редкоземельными, слюдоносными, редкометальными и хрусталеносными (Гинзбург, Родионов, 1960).

Следует отметить, что на связь слюдоносных пегматитов с определенной фацией метаморфизма вмещающих пород и на подчинение различных минеральных типов пегматитов в пределах слюдоносных пегматитовых полей региональной метаморфической зональности указывал еще Д. С. Коржинский (1933 г., 1937). В дальнейшем этот вопрос был детально разработан Ю. М. Соколовым (1959, 1970) и Д. А. Великославинским совместно с Ю. М. Соколовым (1960).

Предложенная в 1960 г. группировка пегматитов в целом выдержала испытание временем и была принята представителями различных генетических направлений в изучении пегматитов (Никитин, 1968), а данные тогда же названия формаций пегматитов стали общепринятыми. В то же время за эти годы во многом изменились наши представления о фациях метаморфизма, с которыми связаны различные пегматитовые формации, появился принципиально новый материал по геохимии редкоземельных и особенно слюдоносных пегматитов, а также по их связи с процессами метаморфизма (Шмакин, Макрыгина, 1969; Шмакин, 1976; Мусковитовые пегматиты СССР, 1975; Слюдяные пегматиты, 1974; и др.). Хотя название «редкоземельные пегматиты» и вошло в литературу, оно представляется не совсем удачным, поскольку далеко не со всеми пегматитами, формирующимися в условиях больших глубин, связаны концентрации редких земель. Более того, многие пегматиты этой формации характеризуются содержаниями редких земель ниже кларка.

Некоторые исследователи (Лунц, 1972; и др.) под редкземельными пегматитами понимают пегматиты щелочных гранитов, действительно, как правило, обогащенные редкими землями. Перечисленные обстоятельства заставляют нас отказаться от этого названия и различные формации пегматитов называть по их глубинам.

I формация. Пегматиты малых глубин (хрусталеносные) располагаются чаще всего среди материнских гранитов (внутригранитные фациальные пегматиты — занорышевые, миароловые, камерные), прорывающих наиболее слабо метаморфизованные породы. Формируются на глубинах порядка 1,5—3,5 км. С ними связаны во многих регионах месторождения пьезокварца, оптического флюорита, кварца и флюорита для плавки, а иногда ювелирных камней, в частности топаза и берилла.

II формация. Пегматиты умеренных (средних) глубин (редкометальные) залегают среди пород, относимых к кордиерит-амфиболитовой фации регионального или роговообманково-роговиковой фации контактового метаморфизма, по Г. Винклеру (1969). Верхний предел глубин развития редкометальных пегматитов определяется минимальной глубиной, на которой возможен метаморфизм кордиерит-амфиболитовой фации. Эта глубина, по мнению Г. Винклера (1969), близка к 3—4 км. Расчеты глубин формирования этих пегматитов, проведенные по геологическим данным для пегматитов Казахстана и Забайкалья, привели к цифрам порядка 4—5 км (Гинзбург, Родионов, 1960). К весьма близким данным приходит Л. Н. Россовский и С. Л. Шварков (1964) для редкометальных пегматитов Гиндукуша (Восточный Афганистан). Восстановление мощности разрезов толщ, перекрывающих поля редкометальных пегматитов в период их формирования, позволяет определить верхний уровень глубины образования этих пегматитов в 3,5—4 км. Поскольку в СССР редкометальные пегматиты были прослежены по падению по рельефу и данным буровых работ на 1,0—1,5 км, то общий диапазон глубин их образования нами ранее принимался в 3,5—6 км (Гинзбург, Родионов, 1960). Последние наблюдения Л. Н. Россовского с соавторами (Россовский, Чмырев, 1976; Россовский, Чмырев, Салах, 1976), которым удалось проследить уникальные поля Гиндукуша по естественным врезам по падению почти на 5 км, позволяют увеличить вертикальный размах развития редкометальных пегматитов и считать интервал глубин их образования в 3,5—7 км; на большей глубине (до ~8—8,5 км) редкометальное оруденение в них исчезает. С пегматитами этой формации связаны концентрации тантала, лития, цезия, рубидия, бериллия, отчасти олова, ниобия. Иногда в них появляются и ювелирные камни — кунцит, воровьевит и особенно полихромные и цветные турмалины.

III формация. Пегматиты больших глубин (слюдоносные) располагаются среди метаморфических толщ, относимых к алмадин-амфиболитовой фации метаморфизма, по Г. Винклеру (1969). Поскольку они возникают в более глубинных условиях, чем редкометальные пегматиты, а вертикальная амплитуда их распространения, по данным Л. Н. Россовского и др., в высокогорных районах Гиндукуша составляет 2,5 км, то интервал глубин их формирования может быть определен примерно от 7—8 до 10—11 км. Такие же данные (8—11 км) приводит для них и Г. Г. Родионов (1964). Все промышленные месторождения мусковита относятся к этой группе.

IV формация. Пегматиты весьма больших глубин характерны для глубокометаморфизованных толщ древних щитов, относимых чаще всего к гранулитовой фации метаморфизма. Они формируются на глубинах более 10—11 км, обычно не несут промышленного оруденения и часто почти нацело состоят из среднезернистого или графического пегматита (ортотектиты по А. Е. Ферсману). В отдельных случаях могут представлять интерес как керамическое сырье, иногда обогащенных ортитом или монацитом. При залегании в форстеритосодержащих магнетитовых мраморах возникают специфические плагиоклазовые пегматиты с корундом и дравитом. В контактовых зонах этих пегматитов встречаются драгоценные разновидности корунда — сапфир и рубин. Таковы глубинные пегматиты Афганистана (Россовский, Чмырев, Салах, 1976).

К приведенной группировке главнейших формаций пегматитов необходимо сделать ряд примечаний и добавлений.

1. Глубины формирования пегматитов намечены ориентировочно. Следует подчеркнуть, что глубинность формирования и глубина, измеряемая в километрах от ранее существовавшей земной поверхности, — понятия разные. Глубинность формирования пегматитов определяется прежде всего существовавшими в период их становления термодинамическими условиями, которые зависят от совокупности ряда факторов, включающих литостатическое давление вышележащих толщ (т. е. глубину залегания пегматитов), тектоническую обстановку, контактное воздействие интрузивных тел, давление водной фазы во вмещающих породах, обусловленное перечисленными факторами, и внутреннее давление, развиваемое самой пегматитовой системой и задаваемое содержанием в ней летучих компонентов. Поэтому в отдельных случаях (например, при приуроченности пегматитов к долгоживущим глубинным разломам) возможно появление пегматитов той или иной формации на глубинах, отличных от указанных выше. В этой же связи нельзя давление, при котором возникают определенные минералы метаморфических пород, сводить только к литостатическому и измерять его мощностью вышележащих толщ в километрах, как это делает А. Н. Лукашев (1976). Как правило, формирование пег-

матитов происходит при избыточном относительно литостатического внутреннем давлении.

2. Пегматиты, принадлежащие разным формациям, образуются в резко отличных геологических обстановках, в различных структурных этажах земной коры. Поэтому они пространственно разобщены и не переходят друг в друга по простирацию или падению. Это положение прекрасно иллюстрируется (Россовский, Чмырев, Салах, 1976) на примере уникальных пегматитовых полей Гиндукуша, которые вследствие хорошей обнаженности и расчлененности рельефа удалось проследить по вертикали на многие километры. Общая вертикальная амплитуда распространения всех пегматитов, по данным этих исследователей, составляет 10,5—11 км, причем пегматиты весьма больших глубин встречаются только в нижнем структурном этаже земной коры среди глубокометаморфизованных толщ архея и имеют, по-видимому, архейский или нижнепротерозойский возраст. Слюдоносные пегматиты связаны с глубинными инъекционными зонами среднепротерозойского структурного этажа, а редкометалльные распространены в пределах верхнего фанерозойского структурного этажа и имеют альпийский возраст (27 млн. лет).

Выделенные четыре формации гранитных пегматитов образуются в областях неодинакового термодинамического режима, характеризующихся различным геотермическим градиентом, где по-разному проявлены процессы метаморфизма. Так, хрусталеносные и частично редкометалльные пегматиты встречаются в складчатых поясах в условиях проявления низко- и среднетемпературных фаций контактового метаморфизма. Редкометалльные пегматиты весьма характерны для «шовных» прогибов древних платформ и щитов — геосинклинальных трогов, при этом они появляются в условиях развития средне-высокотемпературных фаций регионального метаморфизма низких давлений (кордиерит-амфиболитовой фации по Г. Винклеру). Слюдоносные пегматиты также приурочены к подобным структурам, но возникают в условиях проявления фации метаморфизма более высоких давлений (альмандин-амфиболитовой). Пегматиты же весьма больших глубин наиболее характерны для древних щитов и образуются в условиях ультраметаморфизма, поэтому распространены они чаще всего в областях развития пород гранулитовой фации. Указанные обстоятельства и определяют территориальную разобщенность пегматитовых формаций и отсутствие между ними переходов.

3. Несмотря на то что одна пегматитовая формация не переходит в другую, существуют и промежуточные по составу и условиям образования пегматиты, которые несут характерные черты, присущие двум смежным по глубинности формациям. Так, в хрусталеносных пегматитах малых глубин нередко встречаются минералы, типичные для редкометалльных пегматитов —

берилл, касситерит, лепидолит, тантало-ниобаты. Вместе с тем в некоторых типичных редкометальных пегматитах умеренных глубин, формирующихся в спокойной тектонической обстановке, иногда появляются занорыши с драгоценными камнями: ювелирным розовым сподуменом (кунцитом), воробьевитом, розовыми, зелеными и полихромными турмалинами, топазом. Таковы, например, знаменитые пегматиты Пала в Калифорнии, ряд месторождений на о-ве Мадагаскар, в Бразилии и Афганистане. Возможно, к подобного рода образованиям следует отнести и специфические топаз-лепидолит-альбитовые пегматиты, обнаруженные в последние годы в Восточном Гоби (МНР), которые Л. Н. Россовский и др. (1971), Н. В. Владыкин и др. (1974) предлагают выделять в особый тип; близкие к ним образования выявлены и в США (Rosenberg, 1972).

Как известно, в ряде слюдоносных пегматитов появляется редкометальное, в частности берилловое, оруденение, примером могут служить слюдоносные пегматитовые поля Индии (Раджпутанское, Бихарское, Неллурское). Подобные пегматиты, концентрирующие бериллий и выделенные ранее как мусковит-берилловые (Гинзбург, 1961, 1967), также могут рассматриваться как промежуточные, но уже между слюдоносными и редкометальными. Ю. М. Соколов, М. Е. Салье, К. О. Кратц и др. (Геология и генезис..., 1973; Мусковитовые пегматиты СССР, 1975) выделяют их в особую мусковит-редкометальную формацию, которая, по их мнению, возникает главным образом в зонах диафтореза, где метаморфизм кордиерит-амфиболитовой фации (менее глубинный) развивается по породам альмандин-амфиболитовой фации. Близкие по составу мусковит-берилловые пегматиты встречаются и в пределах поясов типичных редкометальных пегматитов. В этой связи следует рассмотреть более подробно соотношение формаций редкометальных и слюдоносных пегматитов.

Формация редкометальных пегматитов представлена пегматитовыми полями, в пределах которых наблюдается определенная зональность: практически безрудные пегматиты сменяются слабо замещенными образованиями, в которых проявлен процесс ослюденения и одновременно появляются берилл, а иногда и колумбит. Такие мусковит-берилловые пегматиты в отдельных случаях представляют интерес как бериллиевые месторождения, из которых эпизодически можно старательским способом извлекать берилл и высококачественный мусковит, но самостоятельного практического значения как слюдоносные они не имеют из-за незначительных масштабов. В пределах тех же полей эти пегматиты сменяются типичными редкометальными образованиями с литиевым, цезиевым и танталовым оруденением.

В свою очередь формация слюдоносных пегматитов представлена пегматитовыми полями, включающими неослюденелые ке-

рамические пегматиты, слабо ослюденелые, собственно слюдоносные и слабо альбитизированные бериллсодержащие пегматиты, из которых берилл иногда может быть извлечен попутно с мусковитом (пегматитовые поля Индии). Таким образом, близкие по составу (берилл-мусковитовые и мусковит-берилловые) пегматиты появляются в пределах полей, принадлежащих двум формациям — редкометальной и слюдоносной, приобретая в каждой из них характерные особенности.

4. В приведенной группировке формаций гранитных пегматитов не нашли отражения пегматиты, разрабатываемые на керамическое сырье, часто называемые керамическими. Накопленный опыт эксплуатации пегматитовых месторождений показывает, что полевошпатовый продукт, используемый в керамической промышленности, может быть получен как попутный компонент при комплексной обработке редкометальных и слюдоносных пегматитов, а также специально извлечен из отдельных слабо минерализованных тел в пределах полей этих же формаций. Однако наибольшие количества высококачественного полевошпатового сырья содержатся в пегматитах, как бы переходных от III к IV формации. Как отмечают Ю. М. Соколов и др. (1965), керамические пегматиты в Северо-Байкальском нагорье локализуются среди метаморфических пород более высокотемпературной субфации метаморфизма высоких давлений — силлиманит-альмандиновой, а слюдоносные пегматиты — среди пород кианит-альмандиновой субфации. В пределах редкометальных пегматитовых провинций безрудные керамические пегматиты также тяготеют к наиболее высокотемпературным субфациям метаморфизма (характеризующимся появлением силлиманита и калишпата).

Выделенные четыре основные формации гранитных пегматитов существенно отличаются друг от друга по геологическим условиям нахождения, механизму образования, особенностям внутреннего строения и минерального состава. Все эти вопросы более подробно рассматриваются в последующих главах, здесь же только весьма кратко указываются главнейшие их отличительные черты.

а. Пегматиты разных формаций приурочены к областям с различным режимом тектонического развития (фанерозойские складчатые области, протогеосинклинали, зоны протоактивизации, древние щиты).

б. Выделенные формации залегают среди пород различных фаций регионального термодинамометаморфизма или контактового метаморфизма. В этой связи ведущим поисковым признаком при прослеживании пегматитовых полей той или иной формации становится соответствующая фация метаморфизма вмещающих пород (Гинзбург, Родионов, 1960).

в. Формации гранитных пегматитов отличаются по характеру связи с интрузивными породами. Чем пегматиты менее

глубинные, тем эта связь более четко выражена. Так, пегматиты малых глубин постоянно располагаются в апикальных и эндо-контактных участках массивов материнских гранитов, с которыми они связаны нередко постепенными переходами, поэтому их часто называют внутригранитными. Редкометалльные пегматиты средних глубин чаще локализируются в зонах экзоконтакта гранитных интрузивов и обнаруживают с ними пространственную связь, при этом их размещение контролируется морфологией кровли интрузива. В случае приуроченности их к глубинным разломам пространственная связь с гранитными массивами часто вообще теряется.

Наиболее дискуссионным остается вопрос о связи слюдоносных пегматитов с интрузивами. В отдельных регионах такая связь намечается, в других ее обнаружить не удастся, и пегматиты появляются в участках развития процессов ультраметаморфизма и анатектического плавления пород. Наконец, пегматиты весьма больших глубин вообще не обнаруживают какой-либо зависимости от наличия интрузивов и располагаются среди полей развития мигматитов, с которыми они нередко связаны взаимными переходами.

г. Пегматиты различных структурных этажей земной коры отличаются особым характером взаимодействия с вмещающими породами. Чем пегматиты более глубинные, тем процессы взаимодействия проявлены более интенсивно, и состав пегматитовых тел в большей степени зависит от состава вмещающих пород.

д. Выделение формации отличаются по времени образования относительно складчатости, по механизму образования, морфологии тел, вертикальной протяженности пегматитовых полей.

Хрусталеносные пегматиты всегда связаны с постскладчатыми интрузивами. Они образуют в гранитах шпиль чаще всего изометричной, близкой к сферической или овальной формы, реже жильные и трубчатые тела, встречаются обычно группами — «роями». Вертикальный размах их развития определяется обычно десятками или первыми сотнями метров и в исключительных случаях доходит, вероятно, до 1 км.

Редкометалльные пегматиты в основном посторогенные, встречаются в форме жил (часто с отдельными раздувами и пережимами), линз, трубчатых и штокообразных тел, которые группируются в протяженные поля. Пегматиты образуются главным образом путем выполнения приоткрывающихся трещин. Вертикальная протяженность пегматитовых полей с редкометалльным оруденением достигает, по-видимому, 3—3,5 км.

Слюдоносные пегматиты преимущественно синорогенные, структуры их пегматитовых полей в значительной степени обусловлены складчатостью разных порядков и связаны с ней трещинообразованием. Весьма часто пегматиты выполняют полости отслаивания. В отдельных случаях пегма-

титовые тела возникают путем интенсивной переработки и замещения метаморфических толщ и представлены громадными массивами неправильной формы, среди которых в изобилии обнаруживаются «теневые» структуры ранее существовавших гнейсов. Вертикальный размах развития слюдоносных пегматитов достигает, по-видимому, нескольких километров.

Пегматиты весьма больших глубин большей частью не образуют вытянутых протяженных полей, а представлены сериями многочисленных прожилков, сливающихся в отдельные участки в крупные тела неправильной формы. Встречаются на весьма больших территориях среди древних интенсивно метаморфизованных толщ, и вертикальный диапазон их развития достигает, скорее всего, многих километров.

е. Пегматиты различных формаций отличаются специфическими минералого-геохимическими особенностями, интенсивностью проявления и характером развития метасоматических процессов, а также типоморфными чертами порообразующих и акцессорных минералов. Наиболее информативными их особенностями являются:

- появление в эндоконтактных зонах типичных «ксенолитных» минералов, указывающих на фацию метаморфизма вмещающих пород (силлиманит, кианит, ставролит, кордиерит, андалузит и др.);

- соотношение плагиоклаза и микроклина в первичном составе пегматитов;

- соотношение в графическом пегматите кварца и полевого шпата (Родионов и др., 1972);

- интенсивность развития метасоматических процессов, в частности, кварц-мусковитового комплекса, альбитизации, грейзенизации и лепидолитизации;

- отношения в плагиоклазе $Ba : Sr$, $Rb : Cs$, а также содержание в нем бериллия; отношения в микроклине $K : Rb$, $Rb : Cs$, $Ba : Rb$, содержание в нем рубидия и свинца (Шмакин, 1972);

- вариации структурного состояния (степени упорядоченности) калишпата и содержания в нем натрия (альбитового компонента), как отражение различий в термическом режиме формирования пегматитов (роста температурного градиента с уменьшением глубины);

- отношения в биотитах, турмалинах, гранатах и других железосодержащих минералах $Fe : Mg$ и $Fe : Mn$, а также содержание в них цинка, скандия и лития (Гинзбург, 1975);

- содержание в слюдах лития, натрия, рубидия, цезия, стронция, таллия, бериллия, олова, ниобия, титана, фтора;

- появление специфических акцессорных и рудных минералов — ортита, монацита, эвксенита, фергусонита, уранинита, сподумена, петалита, поллуцита, амблигонита, касситерита, колумбит-танталита, микролита, воджинита и многих других;

— общее содержание фтора и появление флюорита или топаза.

В целом для пегматитов весьма больших глубин характерны повышенные содержания кальция, железа, титана, магния, бария, стронция, для некоторых регионов редких земель, преимущественно цериевой группы. Содержание редких элементов в них, как и в анатектических (автохтонных) гранитах, часто ниже кларка. Слюдоносные пегматиты больших глубин отличаются повышенными содержаниями кальция, железа, марганца, титана, бора, фосфора, стронция, бария, появлением иногда редких земель (как цериевой, так и иттриевой группы) и бериллия. Для редкометальных пегматитов средних глубин типичны резко повышенные концентрации Mn, Na, Li, Rb, Cs, Tl, Nb, Ta, Sn, Be, В, Р, Ga, Ge. В то же время пегматиты малых глубин отличаются от других формаций наиболее высокой активностью фтора.

ж. Пегматиты верхнего структурного этажа характеризуются появлением миароловых пустот, в которых создаются условия для роста крупных хорошо образованных кристаллов кварца, топаза, берилла, флюорита и других минералов, что сближает процесс минералообразования в них с процессами, происходящими в автоклавах при искусственном росте кристаллов. Появление крупных миароловых пустот в шпировых интрузивных пегматитах дало основание Н. П. Ермакову (1955, 1965) выделить особый тип камерных пегматитов. Механизм образования этих пустот может быть разным. Наряду с пустотами, возникающими в результате термического сокращения объема интрузивов (Осипов, 1972, 1974), широко развиты и пустоты растворения.

з. Рассматриваемые формации пегматитов характеризуются различными соотношениями с гидротермальными рудными жилами, несущими оловянно-вольфрамовую, бериллиевую, молибденовую и иногда висмутовую минерализацию. Пегматиты весьма больших и больших глубин вообще с ними совместно никогда не встречаются. Пегматиты средних глубин и жилы кварц-вольфрамит-касситеритовой формации встречаются часто в пределах одних и тех же металлогенических провинций (особенно в складчатых областях), нередко те и другие связаны и с едиными гранитными интрузивными комплексами, но пространственно они чаще всего обособляются: кварцевые рудные жилы располагаются над куполами — апикальными участками интрузивов, редкометальные пегматитовые поля — в более глубоких участках прогибов кровли этих же интрузивов (Гинзбург, Горжевский, 1957). Только пегматиты малых глубин пространственно связываются с небольшими массивами — куполами гранитов, вблизи которых иногда появляются кварцево-жильные и грейзеновые образования, в весьма редких случаях накладываются на пегматиты (Чистякова, 1974). Однако, как

отмечают С. М. Бескин и др. (1972), и хрусталеносные пегматиты в целом разобщены с гидротермальными рудопроявлениями грейзеново-кварцево-жильного типа (т. е. массивы, сопровождаемые практически интересными кварцево-жильными и грейзеновыми концентрациями вольфрама, молибдена, бериллия, олова и флюорита, имеют низкую продуктивность в отношении хрусталеносных пегматитов и наоборот).

Таким образом, гранитные пегматиты по геологическим и термодинамическим условиям образования четко разделяются на четыре формации, отличающиеся по целому ряду геологических и минералого-геохимических признаков. Каждая формация характеризуется специфическими закономерностями размещения и строения, определенной полезной минерализацией и присущими только ей поисковыми и оценочными критериями. Дискуссии по поводу генезиса пегматитов в значительной степени обусловлены тем, что во многих случаях с позиций единой генетической концепции рассматриваются различные природные объекты, находящиеся в несопоставимых геологических условиях и характеризующиеся разным механизмом формирования; такого рода подход чреват всевозможными недоразумениями.

ПЕГМАТИТОВЫЕ ПОЛЯ, ПОЯСА И ПРОВИНЦИИ, ИХ ВОЗРАСТ И ГЛАВНЕЙШИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ

Одна из наиболее характерных особенностей пегматитов — размещение их не в виде беспорядочно расположенных разрозненных одиночных тел, а группами, образующими выдержанные поля. Такие поля приурочены к определенным структурам — тектоническим зонам, различным элементам морфологии кровли материнского интрузива, зонам одной и той же фации метаморфизма, а в отдельных случаях и к породам выдержанного состава. Определение понятия «пегматитовое поле» приводили многие исследователи (Ферсман, 1940; Ивенсен, 1957₂, 1960; Бабаев, 1960; Гинзбург, 1961, и др.). Авторам представляется наиболее целесообразным следующее определение.

Пегматитовое поле — это участок территории, включающий совокупность пегматитовых тел одного формационного типа, объединенных общностью геолого-структурной обстановки, возраста и магматического источника.

Термин «пегматитовая инъекция», введенный А. А. Беусом, фактически идентичен понятию «пегматитовое поле», но он предполагает инъекционное образование всех пегматитовых тел и неприменим к полям иного происхождения, например к полям камерных хрусталеносных пегматитов.

Пегматитовое поле в целом можно рассматривать как единую морфологическую единицу и говорить о его размерах, элементах залегания — простирации, склонении, а в тех, наиболее часто встречающихся случаях, когда поле слагается телами, выполняющими преимущественно одну систему трещин,— и о его падении, различая лежащий и висячий бока поля. Размеры отдельных пегматитовых полей обычно варьируют от 1—2 до 8—12 км, но известны и поля, протягивающиеся без существенных перерывов на 15—20 км, а поле сподуменовых пегматитов в штате Северная Каролина (США) прослежено почти на 40 км. По падению некоторые поля прослежены по естественным обнажениям в сильно расчлененных высокогорных районах (например, в хр. Гиндукуш) на глубину более 5 км.

Каждое поле включает десятки, сотни, тысячи и нередко десятки тысяч пегматитовых тел различной формы, которые большей частью сближены, располагаются взаимно параллельно или

кулисообразно, часто ветвятся, при выклинивании одного из них на его продолжении нередко появляется другое и т. д. Пегматиты могут выполнять одну или несколько систем трещин, носить характер шлиров, связанных постепенными переходами с вмещающими породами, а также образовывать инъекции и тела замещения неправильной формы.

Насыщенность полей пегматитовыми телами может быть равномерной, но чаще всего, особенно в линейно вытянутых полях, наблюдаются несколько сближенных параллельных групп пегматитов, которые в отдельных участках (обычно на глубине или в местах изгибов полей по простиранию) сливаются в единое тело, а в других (на флангах, в апикальных участках полей и др.) разветвляются на несколько ветвей. Такие группы сближенных параллельных тел, находящиеся часто на примерно равном расстоянии одна от другой (вкрест простирания поля), принято называть сериями пегматитовых тел (Садовский и др., 1970). Иногда их описывают как «жилые зоны», «свиты» жил или «ветви». Последний термин более правильно употреблять для отдельных разветвляющихся частей пегматитовых тел, соединяющихся вместе в отдельных участках.

По простиранию полей насыщенность их пегматитовыми телами также бывает неравномерной, часто выделяются разбросанные группы тел, между которыми располагаются участки, лишённые пегматитов. Эти группы пегматитовых тел, разбросанные по простиранию пегматитовых полей, принято называть «узлами» («кустами»).

Под пегматитовым узлом понимается территориально обособленная часть пегматитового поля, представленная локальной группой сближенных однотипных пегматитовых тел, характеризующихся общностью геолого-структурной обстановки их нахождения.

Поскольку во многих узлах пегматитовые тела имеют тенденцию на глубине соединяться, такие узлы в отдельных случаях можно рассматривать как своего рода пучки и говорить о пегматитовых пучках (Солодов, 1971). Однако все поле также может представлять собой пегматитовый пучок, поэтому последний термин нельзя считать синонимом термина «пегматитовый узел», он имеет определенный структурный смысл.

Пегматитовые поля имеют ряд специфических отличий от типичных гидротермальных рудных полей.

1. В пределах пегматитовых полей наряду с собственно пегматитами нередко появляются жилые породы гранитного ряда — дайки гранитов («ортотектитов» по А. Е. Ферсману) и аплитов, при этом между жилыми гранитами, пегматитами и аплитами иногда наблюдаются взаимные переходы (гранит-пегматиты, аплит-пегматиты).

2. Из всей массы пегматитовых тел, слагающих поле, обычно только весьма небольшая часть содержит полезную минерали-

зацию, причем наиболее минерализованные пегматитовые тела являются большей частью и самыми поздними образованиями. Хотя пегматитовые поля объединяют тела, в целом близкие по времени образования, и современными радиологическими методами для них устанавливаются одинаковые значения возраста, они все же не образуются строго одновременно. Как показывают геологические наблюдения, отдельные тела пересекают друг друга по простиранию, а иногда и по падению; это свидетельствует о формировании пегматитовых полей на протяжении длительного периода, в течение которого имело место интенсивное развитие трещинной тектоники. Для редкометальных пегматитов такое положение обосновано в работах В. И. Кузнецова (1955^{1, 2}, 1977).

3. В пределах пегматитовых полей наблюдается закономерная смена различных типов пегматитов, т. е. определенная горизонтальная и вертикальная зональность.

4. Поля различных формаций гранитных пегматитов отличаются по структурно-тектоническому положению и в соответствии с этим характеризуются специфическими морфологическими чертами.

Поля хрусталеносных пегматитов размещаются непосредственно в зонах эндоконтакта материнских гранитов, приурочены к пологим гранитным куполам и локализируются в их апикальных участках (казахстанский тип) или к волнистой, гребнеобразной поверхности пологих контактов интрузивов (вольтский тип). Они представлены разрозненными группами тел камерного типа, располагающимися под эродированными пологими куполами или в эндоконтактной зоне волнообразной полого погружающейся кровли. Площадь распространения таких сближенных тел, составляющих одну группу, измеряется десятками и сотнями тысяч квадратных метров. Среди этих пегматитов по размерам выделяются одно, реже два крупных тела, располагающиеся в центре группы и окруженные более мелкими, менее продуктивными пегматитами, которые составляют как бы внешний ореол такой группы или узла. Форма тел — изометричная, овальная, линзовидная, несколько вытянутая по простиранию или падению, реже встречаются трубчатые, цилиндрические тела. Размеры камерных пегматитов варьируют от нескольких квадратных метров в поперечнике до 30—50 м², а иногда и более. Наибольшее количество пегматитов встречается непосредственно в эндоконтактной зоне; на глубине 80—100 м от поверхности контакта количество их резко уменьшается, а затем на определенной глубине иногда вновь возрастает, т. е. в вертикальном разрезе они распределяются как бы «этажами».

Поля редкометальных пегматитов в молодых фанерозойских складчатых областях располагаются обычно в зонах пологого экзоконтакта гранитных интрузивов, иногда на

их продолжении в пределах ореола развития фации контактового метаморфизма, соответствующей роговообманковым и реже калишпат-кордиеритовым роговикам. Они отходят от материнского интрузива на 1—2 км и в отдельных случаях теряют с ним связь. Локализуются также в пределах крупных останцов вмещающих пород, располагающихся непосредственно в гранитных массивах, или в участках обрушения кровли, которые маркируются появлением контаминированных гранитов с теневыми структурами, представленными мелкими не полностью ассимилированными ксенолитами вмещающих пород. Пегматитовые поля чаще всего линейно вытянутые и протягиваются на 3—8 км, редко более, при этом отношение длины по простиранию к ширине поля обычно колеблется в пределах от 1:4 до 1:10. Пегматиты представлены телами выполнения трещин скалывания или разрыва, иногда они одновременно выполняют несколько систем трещин, что сильно усложняет их морфологию. Форма тел жильная, характерны раздувы, пережимы, разветвления, иногда появляются крупные линзовидные или трубчатые образования. Размеры отдельных тел по простиранию составляют многие десятки метров, иногда достигают нескольких сотен метров и более.

В докембрийских образованиях пегматитовые поля располагаются часто по периферии древних щитов и срединных массивов, в пределах узких линейно вытянутых прогибов (геосинклинальных трогов, грабен-синклиориев), контролируются в основном тектоническими зонами и областями развития пород кордиерит-амфиболовой фации метаморфизма по Г. Винклеру (1969).

Связь с материнскими интрузивами отстывает на второй план. Часто пегматитовые поля приурочены к массивам основных пород и пачкам амфиболовых сланцев или амфиболитов. Как правило, эти поля строго линейно вытянуты, протягиваются нередко на 5—15 км и более, отношение длины поля по простиранию к ширине обычно варьирует от 1:8 до 1:15 (и даже 1:20). Форма тел большей частью дайкообразная, поля представлены сериями параллельных плитообразных тел, часто разветвляющихся и вновь соединяющихся. Размеры отдельных тел по простиранию достигают нескольких километров.

Поля слюдоносных пегматитов контролируются зонами пород альмандин-амфиболовой фации регионального термодинамометаморфизма по Г. Винклеру (1969), а в их пределах — благоприятными структурно-литологическими факторами. В некоторых регионах поля приурочены к пачкам вмещающих пород определенного состава. Наиболее благоприятны для размещения полей слюдоносных пегматитов глиноземистые и высокоглиноземистые гнейсы, обычно содержащие кианит, силлиманит или гранат, обедненные калием (Завалишин, Львова, 1954; Никитин, 1955, 1959; Завалишин, Чесноков, 1960;

Смирнова, 1966; Вохминцев, 1971; и др.) Пегматиты образуются как путем заполнения открывающихся полостей, возникновение которых связано со складчатостью (Родионов, 1959, 1960; Ивенсен, 1957; Горлов, 1973; и др.), так и путем переработки вмещающих толщ определенного состава (массивы «гиганто-мигматитового типа»; Тимофеев, 1960).

Пегматиты выполняют преимущественно полости отслаивания, трещины разрыва в сводовых складчатых структурах, а также трещины разрыва в будинированных пластовых телах основных пород («межбудинные пегматиты»). Поля слюдоносных пегматитов в отдельных случаях достигают грандиозных размеров (например, пегматитовое поле Мамского района), слагающие их тела характеризуются разнообразной морфологией — встречаются линзы, четковидные жилы, сложно построенные пластообразные тела, штоки и даже специфические «пегматитовые массивы», среди которых прослеживаются реликты структуры ранее занимавшей их место метаморфической толщи.

Пегматитовые поля двух последних формаций чаще всего вытягиваются согласно с господствующим простираем геологических структур, при этом они нередко прослеживаются с перерывами на многие десятки и даже сотни километров вдоль крупных региональных структур (например, зон сочленения древних щитов и более молодой обрамляющей их складчатости, геосинклинальных трогов, осей крупных складок в геосинклинальных областях), образуя дискретные цепочки пегматитовых полей, называемые пегматитовыми поясами.

Под пегматитовым поясом понимается совокупность разобщенных пегматитовых полей, вытянутых в едином направлении вдоль крупной региональной структуры (линеament, глубинный разлом, стык древнего щита, платформы или срединного массива со складчатым обрамлением, геосинклинальный трог на древнем щите, контактная зона крупного гранитного плутона, ось антиклинория и т. п.) и связанных единством геолого-тектонической позиции и сходством геологической обстановки нахождения.

Пегматитовые пояса могут протягиваться уже на сотни и даже тысячи километров. В их пределах возможно появление пегматитов различных типов и разного возраста. Примерами крупнейших в мире поясов могут служить гигантский пояс, обрамляющий с юга Сибирскую платформу, пегматитовый пояс, протягивающийся вдоль западного, юго-западного и южного краев Канадского щита, Центрально-Африканский пегматитовый пояс, пегматитовый пояс Аппалачей в США и др. В отдельных районах пегматитовые пояса совмещаются с дайковыми поясами.

В тех случаях, когда различные пегматитовые поля или пояса располагаются в пределах единой крупной металлогени-

ческой провинции, говорят о пегматитовых провинциях. Под пегматитовой провинцией следует понимать совокупность пегматитовых полей (или поясов), располагающихся в пределах единой металлогенической провинции. Пегматитовые поля в пределах провинции могут формироваться в течение одного или нескольких тектоно-магматических циклов и принадлежать к различным формациям. В отдельных частных случаях пегматитовая провинция может быть представлена одним пегматитовым поясом, тогда оба эти понятия совпадают (например, Уральская пегматитовая провинция представлена одним пегматитовым поясом). Если на территории единой пегматитовой провинции пегматитовые поля группируются в контурах отдельных достаточно удаленных один от другого участков, говорят о пегматитовом или пегматиторудном (Бабаев, 1960) районе.

Под пегматитовым районом понимается часть пегматитовой провинции, включающая группу сближенных пегматитовых полей и территориально или в геолого-структурном отношении обособленная от остальных частей провинции.

Таким образом, в учении о пегматитах приняты следующие структурно-металлогенические категории (в скобках даны синонимы, встречающиеся в литературе): пегматитовая провинция; пегматитовый район (пегматиторудный район, пегматитовый округ); пегматитовый пояс; пегматитовое поле; пегматитовый узел (пегматитовый участок, куст, рой, группа пегматитовых тел, пегматитовый пучок по Н. А. Солодову); пегматитовая серия (пегматитовая свита); пегматитовое тело; пегматитовая ветвь.

Всего в мире известно порядка 60 крупных пегматитовых провинций, каждая из которых представлена либо одним крупным пегматитовым поясом, либо рядом сближенных пегматитовых полей.

Одна из главнейших особенностей гранитных пегматитов заключается в следующем: как и сами граниты, они возникают во все геологические эпохи развития земной коры, начиная от архея и кончая кайнозойем, при этом появление их связано главным образом с участками длительного прогибания земной коры, которые выполняются определенным комплексом терригенных и вулканогенных образований.

Как справедливо отмечают Л. Н. Овчинников, С. Н. Вороновский и др. (1975, 1976), этапы пегматитообразования, связанные с гранитным магматизмом, проявляются на протяжении всех тектоно-магматических циклов, причем продолжительность их формирования, судя по результатам определения абсолютного возраста, полученным разными методами, охватывает весьма значительный интервал времени.

К этому следует добавить, что разные пегматитовые формации образуются на различных этапах развития земной коры.

Наиболее древние пегматиты мира, относимые к саамскому тектоно-магматическому циклу (3300—3700 млн. лет), связаны с тем периодом (часто называемым нуклеарным этапом эволюции земной коры), когда имело место возникновение первых консолидированных участков земной коры — кратонов, или протоконтинентов по Е. В. Павловскому — вследствие гранитизации основных вулканических толщ, сопровождавшейся формированием гранитно-метаморфического фундамента древних протоконтинентов. В этот период возникают многочисленные безрудные пегматиты, связанные с полями мигматитов и представленные ортотектитовыми инъекциями неправильной формы, образованиями типа *lit-par-lit* и т. п. телами, связанными с процессами древнейшей гранитизации.

Имеющиеся в литературе сообщения об образовании в этот период полей редкометалльных пегматитов скорее всего ошибочны, поскольку они основываются на определениях возраста калий-аргоновым методом без учета того, что константа распада K^{40} может, по-видимому, меняться во времени (Герлинг, Овчинникова, 1973). Определения уран-свинцовым и рубидий-стронциевым методами показывают значительно меньшие цифры и заставляют считать, что возраст в 3500 млн. лет, полученный для тех же редкометалльных пегматитов калий-аргоновым методом, явно завышен.

Первые крупные пегматитовые пояса относятся к редкометальной формации и связаны с последующим периодом развития континентальной земной коры, когда начала происходить дифференциация отдельных ее консолидированных участков — протоконтинентов — с возникновением областей, испытывающих разнонаправленные движения, — поднятий и прогибов. Последние закладываются вдоль разломов, возникающих на еще весьма тонкой, легко разламывающейся, нестабильной сиалической коре. Если основания древнейших ядер протоконтинентов слагаются сильно метаморфизованными гранитизированными гнейсами, образовавшимися преимущественно по вулканическим породам основного состава, то в прогибах накапливаются продукты вулканической деятельности и терригенные образования, а также проникают по разломам пластовые тела основных пород, превращенные в дальнейшем в зеленокаменные пояса. В пределах этих же прогибов в их основаниях появляются гранито-гнейсовые купола, которые разрастаются вверх, давая начало палингенным аллохтонным гранитным массивам, с которыми и связываются большей частью пегматитовые поля.

Начало этого периода развития, как и ряда последующих, по-видимому, не является одновременным для всей Земли, на что обращал внимание еще Ю. М. Шейнманн (1959). Указанное обстоятельство объясняет весьма значительную продолжительность формирования пегматитов каждого цикла, выявляе-

мую при сведении всех имеющихся данных по разным континентам. Этот этап в основном отвечает границе архея и нижнего протерозоя и связан с впервые выделенным в Канаде кеноренским тектоно-магматическим циклом (2600—2800 млн. лет).

Т. В. Билибина с соавторами (1976) различают три типа рудоносных структур, с которыми связаны в докембрии поля редкометалльных пегматитов: собственно структуры кратонов, в пределах которых редкометалльные пегматиты приурочены к архейским зеленокаменным поясам; протогеосинклинальные зоны — протяженные линейные трюги, развившиеся на разломах, которые располагаются между блоками более ранней консолидации или их обрамляют; наконец, области протоактивизации — более поздние крупные разломы протерозойского времени и развивающиеся вдоль них прогибы, которые наследуют положение протогеосинклинальных зон и сопровождаются вулканизмом, осадконакоплением, дислокационным метаморфизмом и внедрением гранитов.

Представляется, что применительно к редкометалльным пегматитам разделение собственно кратонных и протогеосинклинальных структур невозможно, поскольку пегматитовые поля на территории протоконтинентов всегда локализируются в пределах линейных зон прогибов различной мощности, выполненных весьма близкими по составу вулканогенно-терригенными образованиями, в связи с чем целесообразно различать только протогеосинклинальные зоны и области протоактивизации.

Древнейшие поля пегматитов зафиксированы на большинстве протоконтинентов мира. Выделяются следующие крупные пояса или провинции.

Южно-Канадский пояс, протягивающийся более чем на тысячу километров вдоль южного и западного края Канадского щита. Возраст пегматитов этого пояса варьирует от 2800 до 2400 млн. лет (в среднем около 2500) и только для отдельных тел получены значения 2000 млн. лет.

Родезийско-Трансваальский пояс, приуроченный к Себаквийско-Булавайской протоплатформе в Южной Африке. Определения абсолютного возраста рубидий-стронциевым методом по лепидолиту приводят к цифре 2650 млн. лет. В пределах этого пояса располагаются одно из крупнейших в мире цезий-литий-танталовое месторождение Бикита и группа редкометалльных пегматитов района Солсбери.

Провинция Северной Танзании, где в древних породах Додома-Ннанзейского комплекса (возраст 2650 млн. лет) располагаются еще плохо изученные редкометалльные пегматиты.

Кольский пояс в восточной части Балтийского щита, возраст которого по данным калий-аргонового метода оказался 3500—4800 млн. лет, в то время как уран-свин-

цовым методом получены цифры 2700—2900 млн. лет, а рубидий-стронциевым — 2500—2700 млн. лет (Герлинг, Овчинникова, 1973). Согласно данным Н. И. Тихомировой (1975), этот пояс приурочен к узкому линейно вытянутому геосинклинальному трог, протягивающемуся несогласно со структурными элементами древнего кристаллического фундамента на расстояние более 150 км. Породы, выполняющие трог, представлены гнейсами, сланцами, амфиболовыми сланцами, амфиболитами. Они сжаты в линейные складки, и в целом мощность их не превышает 1 км.

Метаморфическая толща прорвана ультраосновными и основными породами, гранитами и пегматитами, при этом прямой связи между появлением пегматитов и определенных типов гранитов установить не удалось.

Западно-Австралийский пояс, располагающийся в пределах одноименного щита, который разделяется на два блока — Пилбара и Йилгарн. Пегматитовые поля Пилбара приурочены к узким извилистым трогам, выполненным вулканическими и осадочными породами, сжатым в линейные складки субмеридионального направления и превращенным в зеленокаменные образования. Эти породы, объединяемые в серию Уоррауна, представлены сланцеватыми амфиболитами, чередующимися с полосчатыми железистыми кварцитами и аспидными сланцами. Они интродированы многочисленными гранитными телами и пегматитами, возраст которых определен в 2700—3000 млн. лет. В блоке Пилбара среди пород серии Уоррауна располагаются литий-танталовые пегматитовые месторождения Воджина, Табба-Табба, Стрелли, Пилгангура, Мулиелла, Куглеонг и др.

В блоке Йилгарн пегматиты также локализируются в пределах геосинклинальных трогов, выполненных вулканогенно-осадочными зеленокаменными породами. Здесь располагаются редкометалльные пегматиты Пуна, Маунт-Мэррон, Лондондерри, Сперговиль, Кэтлин-Крик, Гринбушес, возраст которых определен в 2700 млн. лет (Ellis, 1944, 1953; Колотухина и др., 1974).

Пояс Кимберли-Дарвин в северной части Западно-Австралийского щита включает пегматитовые месторождения Маунт Докрелл, Энтерпрайз, Бамбу-Крик, Финнис Ривер, возраст которых определен в 2500—2700 млн. лет.

В качестве примера, для лучшего освещения древнейших структур, с которыми связаны пегматиты, приводится краткая характеристика одного из крупнейших поясов на Канадском щите, составленная по данным канадских геологов («Geology and Economic Minerals of Canada», 1970).

Пегматитовый пояс Канады. Пояс прослеживается вдоль южного края Канадского щита в пределах двух древнейших тектонических провинций — кратонов Сьюпернор и Слейв, сло-

женных в основном породами архея и нижнего протерозоя. Эти два кратона (протоконтинента) разделены областью Черчилль, затронутой более молодой гудсонской орогенцией (1700 млн. лет). Провинция Сьюперior в геологическом отношении представляет собой архейский фундамент, состоящий из древних гранито-гнейсов и гранитов, среди которых появляются многочисленные линейные параллельные друг другу и краю щита узкие субширотные зоны прогибов, выполненные вулканическими и обломочными породами эвгеосинклинального облика. Мощность эффузивно-осадочных пород в пределах зон прогибов по данным сейсмических исследований достигает 6—8 км и лишь в исключительных случаях до 13—16 км. Протягиваются эти узкие линейные зоны на десятки и сотни километров, чаще всего взаимно параллельно, иногда кулисообразно; в целом они группируются в шесть крупных поясов, разделенных полями гранито-гнейсов.

Наиболее крупный пояс прослеживается вдоль южного края щита в пределах провинций Квебек и Онтарио, он получил название Абитиб-Вава. Севернее, в провинции Онтарио, захватывая самую юго-восточную часть провинции Манитоба, проходит пояс Вабигун, а еще севернее, в этих же провинциях — пояс Ухи. Некоторые из указанных прогибов ограничены разломами и представляют собой своеобразные грабен-синклинории, например Тимискаминский синклинорий, рассматриваемый М. С. Марковым (1964) как геосинклинальный трог.

Эти прогибы выполнены вулканическими породами (базальтами, андезитами, дацитами, трахитами и риолитами), переслаивающимися с пирокластическими образованиями (андезитовыми агломератами, туфами) или с граувакками. Среди эффузивов широко развиты шаровые и вариолитовые лавы. В нижней части разреза преобладают основные лавы, в верхней — кислые. Осадочные породы преобладают в верхних частях разреза, где они тесно переслаиваются с кислыми эффузивами и представлены в основном терригенными образованиями — конгломератами, граувакками и сланцами. Вся эффузивно-осадочная толща интродуцирована силлами, дайками и телами неправильной формы основных пород. В отдельных прогибах среди обломочных пород выявляются прослой железистых кварцитов и черных сланцев, обогащенных сульфидами. Степень метаморфизма пород варьирует от амфиболитовой фации до зеленосланцевой, но всегда ниже степени метаморфизма окружающих гранито-гнейсов.

Осадочно-эффузивные толщи, слагающие эти прогибы, сильно изменены под воздействием кеноренской орогении, смяты в моноклинальные складки и прорваны телами гранитоидов (средний возраст из многих определений рубидий-стронциевым методом 2480 млн. лет), состав которых соответствует гранодиоритам, кварцевым диоритам, кварцевым монцонитам и гранитам. Среди этих пород наиболее поздними, завершающими формирование

всего магматического комплекса, являются богатые калием граниты, с которыми и связываются редкометалльные пегматиты, располагающиеся вокруг гранитных массивов или на некотором от них расстоянии. Граниты образуют как овальные в плане купола, так и трещинные тела удлиненной формы.

В юго-восточной части провинции Квебек, в районе Абитибиде, в пределах подобного прогиба располагается крупное поле сподуменовых пегматитов, локализующихся в зоне контакта гранитного массива Прейссак-Лакорн. Здесь находится крупнейшее литиевое месторождение Канады Квебек-Литиум. В распределении пегматитов вокруг массива мусковитовых гранитов наблюдается известная зональность, заключающаяся в том, что сподуменовые пегматиты размещаются в зоне экзоконтакта вокруг массива, тогда как пегматиты с бериллиевой минерализацией — в зоне эндоконтакта или внутри самого массива. Бериллоносные пегматиты широко распространены и во многих других прогибах пояса Абитибиде-Вава в пределах провинций Квебек и Онтарио.

В западной части протоконтинента Сьюпериор, в юго-восточной части провинции Манитоба, в бассейне р. Виннипег располагается самое богатое и крупное в мире литий-цезий-танталовое пегматитовое месторождение Берник-Лейк. Пегматитовое поле находится в самой западной части широтного пояса Вабигун и залегает среди метаморфических пород нижнего протерозоя, выделенных под названием группы Райс-Лейк. Абсолютный возраст пород группы 2600 млн. лет. По первичной природе они представляют собой те же базальты и андезиты с шаровыми текстурами, риолиты, туфы, агломераты и граувакки, что и в районе Абитибиде. Ныне значительная часть основных пород группы Райс-Лейк превращена в амфиболиты. Ширина этого пояса достигает 6 км. Породы четко стратифицированы и падают моноклиально на юг под углом 70—85°.

Пегматитовое поле располагается среди массивных плагиоамфиболитов (местами с линейной ориентировкой роговой обманки), в которых иногда различаются реликты структур эффузивных пород типа андезитов или диабазов. Небольшой выход гранитов, имеющий широтное простирание, прорывает плагиоамфиболиты. Граниты розовые, биотит-микроклиновые, по периферии окаймлены серыми альбитизированными разностями. Главное пегматитовое тело месторождения Берник-Лейк удалено на 900—1000 м от массива и располагается как бы над ним. Это пластовая субгоризонтальная залежь широтного простирания, эллипсоидальной (с пологим сводообразным изгибом кровли) формы, прослеженная с запада на восток более чем на 1100 м при ширине 460 м и максимальной мощности около 85 м. Возраст пегматитов, определенный по ураниниту из зон альбититов свинцовым методом, составляет 2000 млн. лет, т. е. они моложе, чем граниты района Абитибиде.

В провинции Слейв, располагающейся в пределах Северо-Западной территории, редкометалльные пегматиты распространены в районе Йеллоунайф к северу от озера Большое Невольничье. Развита они среди пород группы Йеллоунайф, которые образуют прогиб, сложенный лавами и пирокластическими образованиями переменного состава от базальтов до риолитов, а также конгломератами, граувакками, аркозами, кварцитами, глинистыми сланцами и аргиллитами. Мощность этих отложений варьирует от 300 до 13 000 м. Эти образования удивительно напоминают породы районов Абитиб и Райс-Лейк. Они смяты в крутые складки, метаморфизованы и прорваны гранитами кеноренского возраста (2470 млн. лет). В отличие от провинции СьюперIOR господствующее простираение структур здесь не широтное, а субмеридиональное, параллельное краю Канадского щита.

Полоса эффузивно-осадочных пород группы Йеллоунайф располагается среди высокометаморфизованных сильно мигматизированных гнейсов, гнейсо-гранитов и гранитов различного состава, в которых можно наблюдать теневые структуры и реликты осадочно-эффузивных пород. Сами породы группы Йеллоунайф прорваны гранитами двух типов. Более ранние биотит-амфиболовые гранодиориты и кварцевые диориты с гнейсовидной текстурой, особенно в периферической части прогибов, сопровождаются ореолом мигматитов. Они слагают днища прогибов и, по-видимому, являются синорогенными. Более молодые биотитовые микроклиновые граниты явно посторогенные. Они массивные, часто порфиоровидные и образуют овальные или округлые тела типа штоков, которые четко прорывают более ранние граниты. Как правило, они сопровождаются полями мигматитов и явно образовались уже после проявления регионального метаморфизма. Вокруг них наблюдаются многочисленные пегматиты, но тела с редкометалльным оруденением располагаются только вдали от гранитных интрузивов. В участках развития пегматитов осадочно-эффузивные породы метаморфизованы до амфиболитовой фации и постоянно содержат кордиерит и андалузит.

Следующая крупная эпоха пегматитообразования в геологической истории Земли связана с карельским тектоно-магматическим циклом, который датируется возрастным интервалом 2100—1900 млн. лет. В этот период происходит дальнейшая консолидация земной коры, утолщение гранитизированной оболочки протоконтинентов, возникновение новых стабильных участков — протоконтинентов (кратонов) и последующая их дифференциация с образованием дополнительных прогибов, закладывающихся вдоль разломов. Характерно, что мощности осадочно-вулканических пород, выполняющих эти прогибы, возрастают. После инверсии этих зон прогибов (протогеосинклиналей) в их пределах локализуются пегматитовые поля. Такова, например,

Майсурская пегматитовая провинция в Индии (возраст 2300—2100 млн. лет), провинция Гвианского щита в Южной Америке (2200—1900 млн. лет), провинция Берега Слоновой Кости в Африке (2000—1900 млн. лет).

В тот же период происходит частичная активизация кеноренских протогеосинклиналей, вернее наращивание их по простиранию, вследствие чего среди пегматитовых провинций кеноренского возраста появляются отдельные поля с возрастом порядка 2000 млн. лет (Берник-Лейк в пределах Южно-Канадского пояса, пегматиты р. Лимпопо в Родезийско-Трансваальской провинции).

Эти же тенденции еще более четко проявлены на протяжении выборгского тектоно-магматического цикла (гудсонская орогения), протекавшего в период 1800—1600 млн. лет, с которым связано образование значительных пегматитовых провинций и поясов мира. В это время возникают пегматиты провинции Блэк Хиллс, штат Южная Дакота (возраст — 1620 млн. лет), пегматиты штатов Колорадо и Нью-Мексико в США, Карело-Финской провинции (1860 млн. лет), Скандинавской провинции (Швеция, возраст 1700—1800 млн. лет), провинции Украинского кристаллического щита, охватывающей также фундамент Русской платформы (1750 млн. лет), Приазовской провинции (1600—1700 млн. лет), гигантского Южно-Сибирского пояса (1700—1750 млн. лет), провинции Внутренней Монголии в КНР и др.

Специфическими особенностями пегматитовых поясов и провинций карельской и выборгской орогенических эпох являются следующие.

а. Все пегматитовые поля приурочены к линейным геосинклинальным трогам, часто ограниченным с обеих сторон глубинными разломами и в связи с этим приобретающим характер грабенов или грабен-синклинориев.

б. Эти трогии или грабены чаще всего закладываются по периферии древних архейских или раннепротерозойских кратонов, иногда их обрамляют.

в. Во многих случаях они связаны с областями протоактивизации. Поскольку для ряда древних прогибов характерны отложения, предстательные железистыми кварцитами, а при активизации наследуются эти же структуры, то некоторые пояса пегматитов залегают среди железистых кварцитов.

г. Троговые комплексы отложений этого времени по сравнению с образованиями, выполняющими протогеосинклинали кеноренской орогении, отличаются большими мощностями, причем пегматиты появляются в различных структурных этажах троговых прогибов. В верхних этажах, где породы метаморфизованы до кордиерит-амфиболитовой фации, возникают редкометалльные пегматиты, в нижних этажах, вблизи днищ комплексов, где метаморфизм пород относится обычно к аль-

мандин-амфиболитовой фации, развиваются слюдоносные пегматиты. Важно отметить, что слюдоносные пегматиты исторически впервые появляются на один-два тектоно-магматических цикла позже, чем редкометалльные; это становится вполне понятным, если учесть, что в архее и нижнем протерозое земная кора еще была весьма тонкой, протогеосинклинали имели малую мощность, тепловые потоки были повышены и весьма интенсивно протекали процессы дегазации верхней мантии, т. е. господствовали условия, благоприятствующие образованию именно пегматитов редкометалльной формации.

В верхнем протерозое на протяжении возрастного интервала 1600—1100 млн. лет пегматиты формируются в небольшом количестве; только на Индостанском полуострове в это время интенсивно протекают процессы протоактивизации нижнепротерозойских геосинклинальных трогов, с которыми связано возникновение крупной Неллурской пегматитовой провинции.

В гренвилльское время (1100—800 млн. лет) вновь в значительном количестве появляются крупные поля редкометалльные и слюдоносных пегматитов. Именно в этот период образуется крупнейший Центрально-Африканский пояс пегматитов (возраст 1050—800 млн. лет), пегматиты грабена Осло в Норвегии (1190 млн. лет), Бихарской провинции в Индии (1000—860 млн. лет), Юго-Западной Австралии (1200—1000 млн. лет) и др.

К границе верхнего рифея и фанерозоя континентальная кора становится жесткой на значительной территории. Пегматитовые поля и пояса возникают в тесной связи с гранитным магматизмом, проявляющимся либо в типичных эвгеосинклинальных областях, либо в зонах резонансной активизации на платформах, щитах и срединных массивах. С байкальским тектоно-магматическим циклом связаны Восточно-Африканско-Мадагаскарская провинция (550—450 млн. лет), Центрально-Австралийская (700—400 млн. лет), Северо-Прибайкальская; с каледонским — Нигерийско-Сахарская, Марокканско-Малийская, Центрально-Азиатская, Бразильская. Обращает внимание, что к этому времени фактически завершается формирование слюдоносных пегматитов, в герцинское время появляются только слюдоносно-редкометалльные пегматиты. Вместе с тем, в этот период формируются пегматиты, в изобилии содержащие миароловые пустоты с драгоценными камнями и горным хрусталем.

Герцинские пегматитовые провинции особенно многочисленны в Европе и Средней Азии. К ним относятся (Schneiderhöhn, 1961): пегматиты Пиренейской провинции (Испании и Португалии), Центрального плато Франции, Центрально-Европейской провинции (Чешского массива и Баварского Леса), Урала, Центрального Казахстана, Средней Азии (Туркестано-Зеравшанский пояс), Восточного Казахстана (Калба-Нарымский пояс), Горного Алтая, Монгольского Алтая, а также

Яно-Колымской провинции. В США в это время возникает громадный пояс пегматитов, протягивающийся вдоль края Северо-Американской платформы на расстояние более 3000 км. Он охватывает пегматиты штатов Алабама, Джорджия, Северная Каролина, Виргиния, Коннектикут, Нью-Гэмпшир и Мэн и прослеживается далее на север в Канаду (Поля редкометалльных..., 1976). С киммерийским тектоно-магматическим циклом (190—110 млн. лет) связан пояс Кордильер (Анд), протягивающийся через Северную и Южную Америку, а также некоторые поля Монголо-Охотской металлогенической зоны, в частности, Восточного Забайкалья.

Самыми молодыми пегматитами мира, возникшими в период альпийского тектоно-магматического цикла (12—85 млн. лет), являются пегматиты Альп (Австрии, Италии, включая пегматиты о-ва Эльба), Балкан, Японии и крупнейший Памиро-Гиндукушский пояс.

Из приведенного краткого обзора истории возникновения главных пегматитовых полей и поясов мира вытекают следующие положения.

1. Пегматиты возникали на протяжении всей истории земной коры, однако первые крупные поля редкометалльных пегматитов образовались в период, когда на еще тонкой континентальной коре в пределах древнейших кратонов — протоплатформ заложилась самые ранние прогибы, т. е. примерно 3000—2600 млн. лет тому назад. Они продолжали формироваться вплоть до кайнозоя (20—15 млн. лет) и связаны со всеми тектоно-магматическими циклами. Слюдоносные пегматиты появились исторически позже, чем редкометалльные, когда земная кора стала значительно более жесткой, и на протоплатформах начали закладываться геосинклинальные трюги с более мощными отложениями, (т. е. начиная с 2200—2100 млн. лет), а завершили свое формирование в каледонский период. Хрусталеносные пегматиты, хотя и известны уже в протерозое (1700—1600 млн. лет, Вольнь), но большинство их относится к фанерозою (герцинскому и киммерийскому этапам тектогенеза), поскольку молодые гранитные массивы наименее эродированы, и в них создавались условия для сохранения от размыва пегматитов, формировавшихся на небольших глубинах.

2. Если построить диаграмму интенсивности пегматитообразования во времени, т. е. по оси абсцисс отложить время образования пегматитовых поясов или провинций, а по оси ординат — их количество, то на ней (рис. 1) выявляются три максимума пегматитообразования, приходящиеся на 1750—1600 млн. лет, 1100—1000 млн. лет и 300—200 млн. лет. Если же рассматривать только слюдоносные пегматиты, то максимальное количество их возникает на протяжении 1750—1600 млн. лет (пегматиты Северной Карелии, Восточного Саяна и Енисей-

ского края, частично Индии) и 700—400 млн. лет (Мамско-Чуйский пояс слюдоносных пегматитов).

3. Обращает на себя внимание то обстоятельство, что крупнейшие в мире месторождения редкометалльных пегматитов, в частности цезий-литий-танталовых, весьма древние (возраст самого богатого и уникального по масштабам месторождения Берник-Лейк 2000 млн. лет, месторождения Бикита

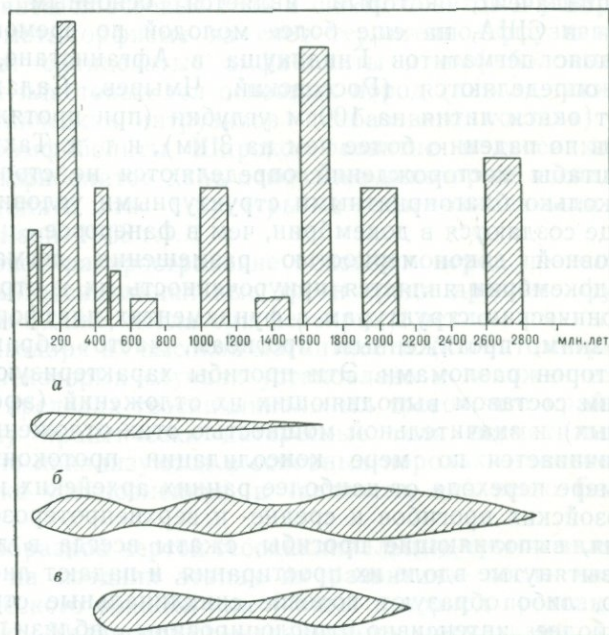


Рис. 1. Интенсивность пегматитообразования во времени (в абсолютном летоисчислении). Вертикальный масштаб диаграммы отражает число известных пегматитовых провинций данного возраста.

а — хрусталеносные пегматиты, *б* — редкометалльные пегматиты, *в* — слюдоносные пегматиты

2650 млн. лет, Воджина 2700 млн. лет и т. д.), как и примерно 60% всех редкометалльных пегматитовых поясов мира имеют докембрийский возраст (Гинзбург, 1961; Солодов, 1969, 1971). Исходя из этих данных и приблизительно оценивая суммарные запасы редких металлов в пегматитах докембрия, Н. А. Солодов (1971) приходит к выводу, что основной практический интерес представляют только древние пегматиты, в связи с чем во всех областях распространения фанерозойских пегматитов поисковые работы на редкие металлы необходимо прекращать, сосредоточив их в районах древних щитов и платформ. Отнюдь не принижая значения редкометалльных пегматитов докембрия (которые, как было показано выше, формировались по крайней

мере на протяжении 2300—2000 млн. лет, в то время как весь фанерозой длился всего 500 млн. лет), необходимо подчеркнуть, что редкометалльные (в частности, литиевые) пегматиты фанерозойского возраста также могут иметь весьма значительные масштабы. Достаточно сослаться на пегматитовый пояс Центральной Азии каледонского возраста, на знаменитый герцинский сподуменовый пояс Северной Каролины (часть пегматитового пояса Аппалачей), который является основным источником лития в США, на еще более молодой по времени образования пояс пегматитов Гиндукуша в Афганистане, запасы которого определяются (Россовский, Чмырев, Салах, 1976) в 1 млн. т окиси лития на 100 м углубки (при протяженности пегматитов по падению более чем на 3 км), и т. д. Таким образом, масштабы месторождений определяются не столько возрастом, сколько благоприятными структурными условиями, которые чаще создаются в докембрии, чем в фанерозое.

4. Основной закономерностью размещения пегматитовых поясов в докембрии является приуроченность их к отрицательным тектоническим структурам в фундаментах платформ и щитов — к узким, протяженным прогибам, часто обрамленным с обеих сторон разломами. Эти прогибы характеризуются специфическим составом выполняющих их отложений (эффузивно-терригенных) и значительной мощностью этих отложений, которая увеличивается по мере консолидации протоконтинентов (т. е. по мере перехода от наиболее ранних архейских или нижнепротерозойских прогибов к средне- и верхнепротерозойским). Отложения, выполняющие прогибы, сжаты всегда в линейные складки, вытянутые вдоль их простирания, и падают либо моноклинально, либо образуют пологие синклиналильные структуры, которые более интенсивно дислоцированы вблизи бортов. В строении прогибов иногда удается выделить два структурных этажа: а) нижний, вблизи их днища (сложенного более древним гранитизированным основанием), глубже метаморфизованный и представленный главным образом эффузивными образованиями, и б) верхний, сложенный преимущественно песчано-сланцевыми породами, метаморфизованными только до зелено-сланцевой, а у бортов до верхов амфиболитовой фаций. По геофизическим данным строение земной коры под этими прогибами аналогично строению ее под современными континентальными рифтами — характерна малая мощность гранитного слоя (по отношению к окружающим блокам), высокое положение верхней границы базальтового слоя и поверхности Моховичича.

Подобные структуры разными исследователями выделяются под различными названиями — внутрикратонные протогесинклинали (Хайн, 1971), палеоавлакогены (Лейтес и др., 1970), геосинклиналильные трогги (Марков, 1964), палеорифты (Архангельская, 1975). Несмотря на различные наименования, текто-

ническая природа всех структур весьма близка; вслед за М. С. Марковым (1964) в данной работе они называются геосинклинальными трогами.

5. Магматизм в пределах геосинклинальных трогов своеобразен. Наряду с основными и средними, в меньшей степени кислыми эффузивами, переслаивающимися с граувакками, туфами, туффитами, алевролитами, джеспилитами и пелитами, в них широко развиты пластовые тела и силлы базитов и ультрабазитов.

При метаморфизме за счет терригенно-эффузивных пород возникают сланцеватые амфиболиты и амфиболовые сланцы, а за счет пластовых тел основных пород (иногда также за счет субвулканических интрузивов диабазового состава) — массивные ортоамфиболиты. Широкое развитие в геосинклинальных трогах амфиболитов дало основание некоторым исследователям отождествлять эти структуры с зеленокаменными поясами (А. F. Wilson, 1968 г.).

Широкое распространение основных пород позволяет легко выделять геосинклинальные трогии среди древнего фундамента платформ (даже, когда они перекрыты чехлом рыхлых отложений) благодаря их высокой магнитности. Магнитометрией может быть в некоторых случаях установлено и положение основных пород в пределах геосинклинальных трогов, что крайне важно, поскольку практически интересные тела пегматитов преимущественно локализируются в основных породах — закономерность, давно уже установленная, в частности, для всего Балтийского щита.

Своеобразной чертой геосинклинальных трогов является проявление на поздних этапах их развития — после инверсии их тектонического режима или (чаще) в период протоактивизации (по В. И. Казанскому) — гранитного магматизма, который и сопровождается пегматитами. Гранитные массивы располагаются в днищах геосинклинальных трогов, где они возникают в форме крупных округлых или овальных в плане гранито-гнейсовых куполов, которые, разрастаясь, проникают в верхний структурный этаж, образуя, по данным Ф. А. Летникова (1975), типичные трещинные массивы аллохтонных гранитов, локализующиеся в основном вдоль прибортовых и сопряженных с ними поперечных разломов. Впрочем, согласно другим исследователям, эти трещинные, обычно дифференцированные массивы более молодые и секут гранито-гнейсовые купола. Пегматитовые поля пространственно и генетически связаны с гранитами, тяготеющими к разломам, которые ограничивают геосинклинальные трогии (грабены), при этом пегматиты располагаются на продолжении структур, контролирующей локализацию гранитных массивов, иногда вообще теряя видимую связь с последними. Чаще всего пегматитовые поля вытягиваются согласно простиранию трогов, нередко вдоль граничных разломов, и локализируются большей частью среди пород основного состава.

В этой связи масштаб пегматитовых полей и их продуктивность находятся в прямой зависимости от размеров вмещающих их геосинклинальных трогов (Архангельская, Гинзбург, 1976).

6. Геосинклинальные троговые часто закладываются на шовных разломах, ограничивающих древние протоконтиненты. Поэтому они обычно обрамляют последние. Детально картируя и расчленивая древние щиты, можно установить геолого-структурную позицию троговых прогибов. Они нередко располагаются, например, на стыках архейских или нижнепротерозойских блоков и средне- или верхнепротерозойских отложений, что было, например, установлено для Приазовья Р. М. Полуновским. Поскольку шовные разломы относятся к числу долгоживущих, то зоны протоактивизации, как указывают В. И. Смирнов и В. И. Казанский (1973 г.), часто наследуют положение этих древних разломов. Отмеченное обстоятельство особенно хорошо видно на примере пегматитовых поясов Индии, которые приурочены к зонам протоактивизации, заложившимся на нижнепротерозойских геосинклинальных трогах, в свою очередь связанных с планетарными линеamentами (например, линеamentом Норманд-Сон).

7. В размещении пегматитовых полей в пределах геосинклинальных трогов известную роль играют и поперечные разломы более высоких порядков, по которым отдельные блоки троговых структур оказываются в более позднее время приподнятыми или опущенными, благодаря чему сами троговые приобретают блочное, мозаичное строение (Недумов, 1975; Лавриненко, 1974). Последнее обстоятельство обуславливает высокую насыщенность пегматитами одних блоков и полное их отсутствие в других.

8. В срединных массивах («микроконтинентах»), сложенных докембрийскими породами и располагающихся в пределах областей фанерозойской складчатости, пояса пегматитов также приурочены к наложенным на эти массивы разломам или заложившимся на них прогибам — грабен-синклинориям, при этом время возникновения пегматитов соответствует возрасту завершающих этапов складчатости, т. е. пегматиты связаны с зонами «резонансной» («отраженной») тектоно-магматической активизации.

9. В типичных фанерозойских складчатых областях пегматитовые поля и пояса локализируются в зонах, испытавших длительное и интенсивное прогибание, вследствие чего они залегают среди мощных флишевых песчано-сланцевых толщ, прослоенных в отдельных случаях эффузивами, т. е. в эвгеосинклиналях, и тесно связаны с гранитными массивами батолитовой формации (по Ю. А. Кузнецову).

Закономерности размещения пегматитов определяются в значительной степени морфологическими особенностями кровли этих массивов. Хрусталеносные камерные пегматиты залегают в апикальных куполах гранитов последних фаз, редко-

металльные пегматиты — в прогибах кровли, в экзоконтактных зонах массивов со стороны их пологих контактов, на продолжении массивов и между отдельными выходами гранитов, а также иногда среди крупных останцов вмещающих пород в гранитах (Гинзбург, 1961).

10. Как в древних геосинклинальных трогах фундамента платформ, так и в грабен-синклинориях срединных массивов, и в фанерозойских эвгеосинклиналях пегматитовые пояса и поля располагаются в узких зонах прогибов, в которых накапливаются весьма сходные толщи флишевых и эффузивно-терригенных пород. В то же время древние геосинклинальные трогги отличаются от молодых фанерозойских эвгеосинклинальных областей большей ролью в составе этих отложений эффузивного материала, постоянным присутствием межпластовых тел основных пород, трассирующих эти трогги, а также несколько иной обстановкой развития гранитного магматизма, обусловленной существованием системы глубинных долгоживущих разломов, по которым возможен поток ювенильных растворов, благоприятствующих процессам анатексиса и гранитизации.

Формирование гранитных массивов в трогах в условиях напряженного тектонического режима сказывается на их дифференцированности, отрыве пегматитовых полей от гранитных массивов, тектоническом контроле размещения пегматитов и крайне беспокойной обстановке формирования последних.

11. Поскольку пегматитовые пояса образуются на всем протяжении эволюции земной коры и постоянно связаны с долгоживущими разломами, то на различных этапах этой эволюции они ассоциируют с различными другими генетическими группами рудных месторождений, что определяет специфические особенности различных металлогенических провинций. Так, редкометалльные пегматитовые поля нередко залегают в нижнепротерозойских прогибах, выполненных железистыми кварцитами; для таких провинций характерна ассоциация железорудных месторождений, представленных железистыми кварцитами, и редкометалльных пегматитов. Начиная с верхнего протерозоя, когда земная кора становится жесткой уже на значительную глубину, наблюдается локализация в пределах одних и тех же структур на платформах и щитах редкометалльных пегматитов и карбонатных метасоматитов, редкометалльных пегматитов и приразломных полевошпатовых метасоматитов, редкометалльных пегматитов и массивов щелочных пород. Ассоциация этих групп месторождений или пород настолько характерна, что ею можно воспользоваться как поисковым критерием.

Для фанерозойских эвгеосинклинальных областей характерна ассоциация в пределах единых провинций редкометалльных и иногда хрусталеносных пегматитов, с одной стороны, и грейзеновых, а также кварцево-жильных месторождений олова, вольфрама, иногда висмута, бериллия — с другой.

ПЕГМАТИТЫ И ГРАНИТЫ

К истории вопроса

Вопрос о взаимоотношениях пегматитов с гранитами, хотя и принадлежит к числу наиболее «традиционных» в учении о пегматитах, остается в центре дискуссий по проблеме генезиса гранитных пегматитов и в настоящее время представляет собой одну из самых сложных, наименее исследованных и особенно спорных сторон общей проблемы.

Как известно, пегматиты с самого начала были описаны как особая разновидность гранитов (преимущественно жильных) и затем в течение всего «классического» периода развития учения о пегматитах (20—40-е годы XX в.) относились большинством крупнейших исследователей, независимо от их генетических позиций, к числу жильных производных гранитной магмы. Тем самым, уже «по определению» принималось, как нечто само собой разумеющееся, положение о прямой генетической и пространственной связи пегматитов с материнскими гранитными интрузивами.

Однако на протяжении всего этого периода времени указанное положение по существу постулировалось, т. е. не было сколько-нибудь серьезно аргументировано. Объективные геолого-геохимические критерии генетической связи пегматитов с гранитами в достаточной мере не разработаны и вплоть до самого последнего времени в литературе четко не сформулированы. Фактически единственным используемым на практике критерием всегда служила пространственная ассоциация пегматитовых полей с гранитоидными плутонами, которая действительно имеет место во многих провинциях. В условиях отсутствия надежных критериев и исходя из аксиоматически воспринятого тезиса об обязательной связи пегматитов с гранитами, большинство геологов и ныне считают пегматитоносными гранитоиды, либо непосредственно вмещающие пегматитовое поле, либо слагающие наиболее близкий к нему интрузив.

Поскольку, однако, более пристальное рассмотрение геологических и возрастных взаимоотношений пегматитов с гранитами, с привлечением современных геохимических и радиологических методов обнаружило в ряде случаев недостаточную эффективность такого упрощенного подхода или даже принципиальную несостоятельность основанных на нем решений, — у многих геологов возникло чувство определенного разочарования в право-

мерности представления о пространственной и, тем более, генетической связи пегматитов с гранитами.

Этому во многом способствовало выявление многочисленных крупных пегматитовых провинций, где пегматиты залегают среди глубокометаморфизованных пород и полей мигматитов не только за пределами гранитных плутонов, но подчас и вне видимой связи с ними. В подобных провинциях гранитные плутоны, которые можно было бы считать материнскими для пегматитов (и вообще гранитные интрузивы более или менее значительных размеров), либо отсутствуют, либо весьма ограничено распространены; зато здесь устанавливается тесная связь пегматитов с лейкократовым материалом жильных мигматитов.

В свою очередь такого рода наблюдения стимулировали возникновение концепции метаморфогенного (ультраметаморфического) происхождения пегматитов. Вначале метаморфическая гипотеза, уже с 20-х годов существовавшая параллельно с магматической, играла по сравнению с ней несравненно более скромную роль в становлении учения о пегматитах. Но за последние 10—15 лет она получила новые важные импульсы для развития и в настоящее время разрабатывается весьма интенсивно. Большинство сторонников метаморфических идей начисто отрицают представление о генетической связи пегматитов с гранитными интрузивами.

Таким образом, возникла парадоксальная ситуация, весьма четко отраженная в современной (особенно отечественной) литературе по гранитным пегматитам, когда разными исследователями высказывается, притом с примерно одинаковой частотой, весь мыслимый спектр возможных решений вопроса о взаимоотношениях пегматитов с гранитами — от ортодоксально-магматической точки зрения, согласно которой обязательная генетическая связь пегматитов с гранитами принимается как аксиома, вплоть до различных вариантов и оттенков метаморфической концепции, столь же решительно и категорически отрицающих существование такой связи. Подобного положения история учения о пегматитах еще не знала. Его возникновение обусловлено сочетанием нескольких причин.

1. Современное состояние учения о пегматитах несомненно отражает те сдвиги в представлениях геологов о процессах метаморфизма и гранитообразования, которые произошли за последние 15—20 лет, в основном под влиянием фундаментальных исследований в области экспериментальной и физико-химической петрологии и геохимии. Среди этих достижений необходимо особенно отметить следующие:

— выявление гетерогенности гранитов, т. е. наличия нескольких групп, или формаций, гранитных пород, принципиально различающихся по источнику вещества, механизму возникновения, условиям формирования и потенциальной рудоносности;

— детальную разработку теории метаморфизма, в частности проблемы мигматитов, с установлением тесной связи между метаморфизмом и гранитообразованием (появлением ультраметаморфических, анатектических гранитоидов).

Указанные выводы в значительной мере определили главное направление современной борьбы идей в учении о гранитных пегматитах.

2. Как показал анализ большого фактического материала по пегматитам, накопленного в последние годы, обширная группа гранитных пегматитов не представляет собой в генетическом плане единого целого, а распадается на серию формаций. Последние существенно отличны прежде всего по глубинности образования, геологической обстановке нахождения, геохимическим особенностям и характеру рудоносности (Гинзбург, Родионов, 1960), но, очевидно, также и по вероятному механизму формирования, равно как и по происхождению, т. е. источнику материала. Установленный факт гетерогенности гранитных пегматитов и служит объективной основой длительности и остроты дискуссии об их происхождении. Несколько забегаая вперед, следует сказать, что намечаются глубокие соответствия между разными пегматитовыми формациями и ныне выделяемыми петрогенетическими формациями гранитоидов.

Во всяком случае, уже сейчас можно утверждать, что для пегматитовых формаций разной глубинности взаимоотношения пегматитов с гранитами принципиально различны. В этом и состоит объективная сложность рассматриваемого вопроса, независимо от неизбежных, при отсутствии четких критериев и подчас недостаточной геологической изученности отдельных пегматитовых провинций, элементов субъективизма частных решений. Главной причиной современного положения в учении о генезисе пегматитов является то обстоятельство, что часто различные исследователи, используя при изучении конкретных пегматитовых полей или поясов ту или иную из существующих петрологических концепций, наиболее согласующуюся с наблюдаемыми геологическими взаимоотношениями, экстраполируют затем полученные выводы на всю достаточно обширную группу гранитных пегматитов в целом. Тот факт, что в пределах каждого отдельного района развиты преимущественно пегматиты какой-либо одной формации, и выводы, справедливые по отношению к ней, могут оказаться неприменимыми к другим формациям пегматитов и к другим пегматитовым провинциям, при этом по существу игнорируется. За редкими исключениями пока не предпринималось необходимых попыток как-то очертить возможную сферу приложимости различных петрологических концепций к проблеме пегматитов и их связи с гранитами. Следствия, вытекающие из общепризнанного ныне подразделения гранитных пегматитов на ряд формаций по глубинности, в действительности

проанализированы еще отнюдь не до конца и потому должным образом не используются на практике.

Между тем, необходимость дифференцированного подхода к рассмотрению вопроса о взаимоотношениях пегматитов с гранитами для разных пегматитовых формаций очевидна. Так, применительно к формации хрусталеносных пегматитов (малой глубинности), включающей сингенетические (шпировые) пегматиты, в том числе пегматиты камерного (занорышевого) типа, этот вопрос фактически не возникает, поскольку подобные пегматиты связаны постепенными переходами с теми гранитами, в которых они непосредственно залегают, и их прямая генетическая связь с вмещающими гранитами не вызывает сомнения.

Не менее явную связь с гранитами обнаруживают миароловые пегматиты с кристаллами драгоценных камней, принадлежащие переходной редкометалльно-хрусталеносной субформации (Гинзбург, Родионов, 1960; Родионов, 1964). Хотя миароловые пегматиты нередко «выходят» за пределы материнских гранитных интрузивов (располагаясь среди вмещающих пород со стороны пологого контакта, наклоненного от массива), весьма четко выраженная строго закономерная зональность, которой всегда подчиняется пространственное распределение пегматитов в таких полях, не допускает иной интерпретации, кроме представления об их непосредственной генетической связи с гранитными плутонами, в эндо- и экзоконтактных зонах которых эти поля располагаются.

Наоборот, наиболее глубинные пегматиты, приуроченные к древним мигматитовым комплексам гранулитовой фации метаморфизма, встречаются вне всякой связи с гранитными интрузивами, которые в подобных мигматитовых полях часто отсутствуют; естественно, и в этом случае вопрос о взаимоотношениях пегматитов с гранитами фактически не возникает. Абиссальные пегматиты обнаруживают тесную связь (вплоть до постепенных взаимных переходов) с лейкократовым материалом жильных мигматитов, и им с полным основанием приписывается ультраметаморфическое происхождение. Открытым остается лишь вопрос о самом механизме возникновения таких пегматитов (анатектическая мобилизация или метаморфическая дифференциация вещества субстрата) — в настоящее время это основной спорный момент в проблеме метаморфогенных пегматитов.

Таким образом, дискуссия по вопросу о связи пегматитов с гранитами по существу затрагивает лишь две (правда, важнейшие в практическом отношении) пегматитовые формации: формацию редкометалльных пегматитов умеренных глубин и более глубинную формацию слюдоносных пегматитов. Характер связи этих пегматитов с гранитами обнаруживает явные различия, что нашло отражение и в существующих на сей счет концепциях. Взгляд на пегматиты как на жильные дериваты

гранитоидных интрузивов сложился в основном на базе изучения именно полей редкометальных пегматитов, особенно тех из них, которые располагаются в типичных складчатых областях фанерозойского возраста.

По мере изучения докембрийских пегматитовых поясов, в которых редкометальные пегматиты залегают, как правило, за пределами гранитных массивов и нередко на значительном от них удалении, это традиционное представление претерпело значительную эволюцию. В современной литературе можно одинаково часто встретить утверждения как о наличии генетической связи редкометальных пегматитов с территориально ближайшими гранитными плутонами, так и об отсутствии между ними видимой связи, — причем и те, и другие высказывания могут относиться к одному и тому же району.

Отчасти подобное расхождение мнений обусловлено просто недостаточной геологической изученностью отдельных пегматитовых провинций. Так, в литературе нередко указывается, что существуют целые пояса редкометальных пегматитов с очень слабым проявлением гранитного магматизма. В качестве типичного примера обычно приводится пояс пегматитов восточной части Балтийского щита. Между тем, в результате проведенных за последние годы детальных поисково-съёмочных работ выяснено, что в пределах, по крайней мере, некоторых из таких провинций гранитные интрузивные комплексы, которые правомерно считать материнскими по отношению к пегматитам, распространены достаточно широко, хотя крупные пегматитовые поля отнюдь не обязательно располагаются в непосредственной территориальной близости к ним. Но в основе разногласий все же несомненно лежит объективная сложность вопроса о связи редкометальных гранитов с гранитным магматизмом по существу.

Наоборот, многие поля слюдоносных пегматитов длительное время генетически связывались с крупными гнейсо-гранитными мигматит-плутонами (например, в Мамской провинции). Однако после того, как между этими древними плутонами и более молодыми пегматитами был установлен большой разрыв в абсолютном возрасте, возможность считать пегматиты производными указанных гранитов отпала. На протяжении ряда лет господствовало мнение о том, что слюдоносные пегматиты имеют ультраметаморфическое происхождение и с гранитами вообще не связаны. Это убеждение и ныне разделяется многими исследователями. Помимо геологических наблюдений оно базируется на установленном радиологическими методами факте синхронности пегматитов и регионального метаморфизма.

Вместе с тем, в дальнейшем некоторые геологи обратили внимание на то, что широко распространенные в некоторых слюдоносных пегматитовых провинциях так называемые «гранит-пегматиты» (термин П. Н. Сучкова), которые хотя и слагают подчас весьма крупные массивы, но обычно относятся к серии

пегматитовых пород (ввиду их тесной связи с пегматитами — вплоть до взаимных переходов — и близости состава), в действительности могут с определенным основанием рассматриваться как специфические пегматоидные граниты. Именно их, по мнению ряда исследователей (Шмакин, 1973; Бушев, 1974; Макагон, 1977; и др.), и следует считать пегматитоносными. Детальные исследования таких гранитов, выполненные в последние годы (прежде всего в Мамско-Чуйском районе), выявили довольно широкие и закономерные вариации в составе этих пород и позволили (Бушев, 1974) представить их в виде многофазного гранитоидного комплекса, по общей петрохимической направленности своего становления сближающегося с дифференцированными магматическими комплексами редкометалльных пегматитовых провинций.

В настоящее время некоторыми исследователями (Б. М. Шмакиным, Г. Г. Родионовым и др.) отстаивается тезис о гетерогенности мусковитовых пегматитов, т. е. о наличии среди них как магматогенных (магматических и постмагматических), так и метаморфогенных разностей.

Ниже приводится краткая характеристика гранитоидов, вмещающих шлировые пегматиты, а также тех гранитоидов, которые обнаруживают отчетливую возрастную корреляцию, пространственную ассоциацию и, возможно, генетическую связь с редкометалльными и слюдоносными пегматитами. При этом задача авторов во многом облегчается наличием детальной сводки В. В. Архангельской (1964), хотя после ее опубликования в прежние представления по рассматриваемому вопросу внесены определенные уточнения.

Далее будут намечены критерии связи пегматитов с гранитами и проанализированы особенности проявления этой связи (т. е. магматического контроля размещения пегматитов) для разных пегматитовых формаций.

Характеристика материнских гранитоидов пегматитов разных формаций

1. Материнские гранитоиды хрусталеносных пегматитов формации малых глубин

Число промышленных месторождений пьезокварца и оптического флюорита, связанных со шлировыми пегматитами камерного (занорышевого) и миаролового типов, в мире невелико. Наиболее детально они изучены в СССР (месторождения Украины, Казахстана, Средней Азии, Восточного Забайкалья, Урала и др.), США (округ Пала, Калифорния), МНР и др.

Шлировые пегматиты всегда залегают среди материнских гранитоидов, что определяет повышенный интерес к петрографическому и геохимическому изучению последних. Это изучение

в последние годы интенсивно проводилось с целью выявления критериев оценки перспективности интрузивов на месторождения пьезооптического сырья и для установления характерных особенностей собственно пегматитоносных гранитоидов, как основы для выделения и оконтуривания в пределах известных продуктивных плутонов локальных участков развития тех фаций гранитов, которые непосредственно контролируют размещение пегматитовых тел.

Если учесть, что для сингенетичных шпировых пегматитов тесная генетическая связь с вмещающими гранитами совершенно очевидна, легко понять, насколько важен этот материал для рассмотрения проблемы пегматитоносных гранитоидов в целом.

Гранитоиды рассматриваемой группы включают следующие петрографические типы.

Рапакиви и рапакививидные (мелкоовоидные) граниты (Коростенский плутон, Волянь; Выборгский и Питкярантский плутоны, Приладожье).

Субщелочные порфиroidные двухполевошпатовые биотитовые и лейкократовые, реже амфибол-биотитовые граниты (Каибский, Зерендинский, Бектауатинский, Дунгалинский и большинство других пегматитоносных массивов Центрального Казахстана, Калбы и других районов).

Щелочные (рибекит-, реже эгиринсодержащие) микроклиновые лейкократовые и аляскинские граниты (Кентский, отчасти Акжайляуский и другие массивы Казахстана; плутон Пайкс-Пик в Колорадо, США).

Порфиroidные биотитовые и двуслюдяные плагиоклаз-микроклиновые граниты нормальной или несколько повышенной щелочности. Типичны для субформации миароловых пегматитов с кристаллами драгоценных камней и горного хрусталя, близко примыкающей к формации собственно хрусталеносных пегматитов. Для них характерно залегание продуктивных пегматитовых тел как в эндо-, так и в экзоконтактных зонах материнских плутонов. Примерами пегматитовых полей этой субформации, занимающей как бы промежуточное положение между формациями, хрусталеносных и редкометалльных пегматитов, могут служить известные поля Борщовочного кряжа (Восточное Забайкалье) и Урала (западный контакт Мурзинско-Адуйского плутона, район Кочкарского плутона), а за рубежом — знаменитые пегматиты округа Пала (Калифорния, США), отчасти провинции Минас-Жерайс (Бразилия), некоторые поля Северной Монголии, Афганистана и др.

Ниже приводятся важнейшие геологические, петрографические и минералого-геохимические особенности гранитоидов перечисленных групп.

Геологические особенности интрузивов, сложенных гранитоидами первых трех типов, следующие.

а. Они располагаются в пределах типичных складчатых областей, преимущественно тяготея к участкам сочленения разновозрастных структурно-формационных зон или к обрамлению срединных массивов (либо останцов более древних складчатых структур).

б. Внедрение массивов обычно происходило на поздних этапах развития складчатых областей, как правило, на орогенной стадии, а иногда и в субплатформенных условиях (плутоны рапакиви). По отношению к складчатости интрузивы являются чаще посторогенными, в более редких случаях позднеорогенными; их внедрение, включая интрузию рапакивисодержащих плутонов (Судовиков, 1967), имело место после завершения главной фазы складчатости, но, как правило, на завершающих этапах того же тектоно-магматического цикла. Внедрение массивов щелочных гранитов (типа Кентского и некоторых других), возможно, связано уже с явлениями тектоно-магматической активизации.

в. Среди материнских гранитоидов хрусталеносных пегматитов известны верхнепротерозойские (рифейские), позднекаледонские (девонские), позднегерцинские (пермские), позднекimmerийские (верхнеюрские) и др., но большинство имеет фанерозойский возраст, причем они всегда возникают на поздних и заключительных этапах крупных тектоно-магматических циклов.

г. Массивы контролируются крупными и протяженными дизъюнктивными структурами типа региональных разломов глубинного заложения, а особенно узлами их сопряжения между собой и с более мелкими оперяющими нарушениями. Соответственно, отчетливо проявляется тенденция к цепочечно-узловому (а не поясовому) размещению массивов (например, в Казахстане). Многие массивы находятся как бы в «фокусе» двух или трех разломов (т. е. на участке их схождения или сопряжения).

д. Складчатые структуры в региональном плане не оказывают заметного влияния на пространственное распределение массивов. Однако локальная структурная позиция большинства массивов, особенно мелких, характеризуется приуроченностью их к брахиантиклинальным складкам, причем залегание пород в сводовых частях таких куполовидных структур обычно является конформным поверхности кровли массивов. В целом же последние занимают по отношению к складчатым структурам резко дискордантное, секущее положение.

Массивы щелочных и субщелочных гранитов часто тяготеют к крупным вулканическим центрам и, соответственно, могут размещаться в синклинальных структурах типа замкнутых мульд, выполненных осадочно-эффузивными образованиями и

по характеру близких вулканических кальдерам оседания (некоторые пермские массивы Казахстана).

е. Комплекс пород, вмещающих массивы, типичен для эвгеосинклинальных зон складчатых областей. Чаще всего эти породы представлены терригенными и вулканогенными образованиями, реже отмечаются карбонатные фации. В зависимости от их возраста породы либо метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации (протерозойские), либо практически почти не метаморфизованы. Некоторое исключение могут составлять плутоны рапакиви верхнепротерозойского возраста, которые, располагаясь в пределах древних кристаллических щитов, на значительном протяжении контактируют с глубокометаморфизованными гнейсами и мигматитами нижнего протерозоя. Например, Коростенский плутон с запада, юга и юго-востока окружен нижнепротерозойскими гнейсо-мигматитами, тогда как на севере он прорывает слабометаморфизованные эффузивно-осадочные образования верхнего протерозоя.

ж. Контактное воздействие гранитов на вмещающие породы проявлено в целом слабо. В экзоконтактах мелких массивов изменения часто практически не фиксируются (только иногда вокруг апикальных куполов наблюдается грейзенизация вмещающих пород); вблизи средних по размерам массивов формируются узкие зоны контактового метаморфизма фации альбит-эпидотовых роговиков, а с крупными плутонами связано образование более широких зон мелкозернистых биотитовых или андалузит-биотитовых роговиков, относящихся к более высокотемпературной части той же фации. Ширина зон ороговкования варьирует в зависимости от крутизны наклона контактовых поверхностей массивов.

3. Массивы по морфологии относятся к интрузивам трещинного или центрального типа. По форме они чаще всего приближаются к гарполитам или лакколитоподобным плутонам, иногда представляя собой сложные лакколиты, с более чем одним подводящим каналом. Большинство массивов имеют ограниченную вертикальную мощность (2—3 км, редко более), т. е. носят характер уплощенных пластообразных тел или межформационных залежей со сводообразной конфигурацией кровли, поверхность которой часто дополнительно осложнена локальными выступами типа крутых или пологих куполов с вертикальной протяженностью порядка первых сотен метров (для крутых куполов). У отпрепарированных денудацией массивов Казахстана такие купольные поднятия, подчеркнутые концентрическим расположением трещин контракционной отдельности в гранитах, отчетливо фиксируются на аэрофотоснимках. Менее характерны для массивов рассматриваемого типа формы, приближающиеся к изометричным: батолиты, штоки или хонолиты.

Массивы, как правило, резко асимметричны в вертикальном разрезе; их контактовые поверхности наклонены в сторону вме-

щающих пород под разными углами. Обычно какой-либо один из контактов полого погружается под породы кровли, тогда как другие падают круто. Нередко наклон одной и той же контактовой поверхности меняется как по простиранию, так и по падению. В целом эти изменения носят направленный характер: по мере удаления от той части интрузива, в которой (предположительно) расположен подводящий канал, крутые секущие контакты постепенно выполаживаются и могут становиться согласными. Вместе с тем во многих крупных массивах пологие контактовые поверхности осложнены наличием волнообразных изгибов и по простиранию, и особенно по падению.

и. Размеры выходов массивов на современном уровне эрозионного среза варьируют в широких пределах. Согласно сводке С. Ш. Юсупова и др. (Геологические и петрохимические..., 1970), их площади колеблются в диапазоне 1,5—18 000 км², обычно порядка 200—600 км². Наибольшей величиной характеризуются самые древние плутоны, сложенные рапакиви или рапакививидными гранитами (Выборгский 18 000 км², Коростенский — порядка 12 000 км²). Среди казахстанских массивов преобладают тела средних размеров (200—650 км²), но встречаются и более крупные (Каибский 2250 км², Жельтауский 1000 км²). Сколько-нибудь отчетливых соответствий между размерами, возрастной принадлежностью и продуктивностью массивов не отмечается. В то же время наблюдается четкая корреляция величины массивов со сложностью их внутреннего строения. Видимые размеры выходов массивов всецело определяются соотношениями между формой и величиной плутонов, с одной стороны, и глубиной их эрозионного среза — с другой.

к. Глубина формирования массивов, по оценкам разных исследователей, определяется интервалом от 1—2 до 4—6 км. Меньшие значения, по-видимому, более правдоподобны. Нередко геологи предлагают резко различные (в пределах указанного интервала) данные для одного и того же массива. Имеются основания рассматривать ряд массивов сложного строения, в частности многие пермские массивы Центрального Казахстана, как вулканоплутонические комплексы, поскольку устанавливается комагматичность гранитоидов ранних фаз внедрения и близких к ним по составу вмещающих эффузивов (типичный пример — Кентский массив).

л. Большинство массивов (в том числе все крупные) многофазны. Среди более мелких массивов известны и простые, однофазные; однако, судя по геофизическим данным, они представляют собой, как правило, апикальные купола погребенных более крупных и, по-видимому, многофазных плутонов. Чаще всего в строении массивов выделяются три разновременные группы пород, при этом процесс становления массивов характеризуется четкой направленностью, выражающейся в смене

ранних основных пород (в рапакивисодержащих плутонах) или гранитоидов повышенной основности, типа гранодиоритов (в прочих массивах), нормальными биотитовыми гранитами, а затем лейкократовыми и аляскитовыми гранитами повышенной щелочности (преимущественно калиевой ветви дифференциации).

м. Многофазные массивы часто имеют кольцевое или полукольцевое (близкое к концентрическому) строение, т. е. принадлежат к интрузивам центрального типа. Такое их строение обусловлено преимущественным внедрением гранитов последующих интрузивных фаз в периферические зоны (реже в центральные) массивов, с образованием серии «вложенных» одна в другую дуг, различающихся по составу слагающих пород.

н. Для рассматриваемых массивов характерно широкое развитие в них пластообразных, жилообразных (крутопадающих) и неправильной формы тел, сложенных мелко- и среднезернистыми гранитами дополнительных интрузий, а также жильными мелкозернистыми гранитами и аплитами. В сумме те и другие составляют обычно 5—15% объема пород материнских массивов; особенно обильны они в эндоконтактовых и апикальных частях массивов, тяготея преимущественно к участкам, сложенным гранитами поздних интрузивных фаз.

о. Для менее глубинных массивов (1—2 км) типичны три особенности:

— появление в эндоконтактовой зоне мелкозернистой коры закалки, сложенной аплитовидными гранитами и имеющей (в обратной зависимости от глубины формирования и величины массивов) мощность от первых сантиметров до первых метров (толщина закалочной коры зависит также от угла наклона контактовой поверхности массива);

— возникновение многочисленных даек, как аплитовых и гранитных, относимых к дайкам I этапа, так и особенно кислых (гранит-порфировых) и отчасти основных (лампрофировых, диорит-порфиритовых и др.) даек II этапа;

— интенсивное развитие усадочной трещиноватости, прежде всего в апикальных частях и в эндоконтактовых зонах; вышеупомянутые пластообразные и отчасти крутопадающие тела гранитов дополнительных интрузий, а также дайки жильных пород (особенно I этапа) контролируются этой контракционной трещиноватостью. В апикальных зонах более глубинных интрузивов последняя также значительно развита, но наиболее благоприятны для ее возникновения гипабиссальные условия застывания магматических расплавов, т. е. обстановка, характеризующаяся наличием высоких термических градиентов.

п. Материнские массивы хрусталеносных пегматитов могут сопровождаться гидротермальными кварцевыми жилами и зонами грейзенизации с флюоритовым, оловянно-вольфрамовым и вольфрам-молибденовым, отчасти редкометальным оруденением. Наиболее характерно это для массивов, сложенных

гранитоидами второго типа; значительно меньшего размаха гидротермальная деятельность достигает в массивах щелочных гранитов (третьего типа), причем здесь она выражена преимущественно в образовании кварц-флюоритовых жил, а также грейзенов, обогащенных флюоритом. В массивах рапакиви гидротермальное оруденение проявлено весьма неравномерно: некоторые из них, например Питкярантский, сопровождаются оловянно-редкометалльными месторождениями, в других гидротермальные проявления практически отсутствуют, хотя несколько повышенная оловоносность рапакиви подобных гранитов отмечается постоянно (в них всегда присутствует акцессорный касситерит). Флюоритсодержащие гидротермальные жилы, преимущественно кварц-флюоритовые, известны более чем в 40% казахстанских гранитных массивов с хрустале- и флюоритоносными пегматитами. Среди этих жил присутствуют и высокотемпературные — флюорит-кварцевые с касситеритом, вольфрамитом, молибденитом, топазом, и низкотемпературные — кварц-флюоритовые и кварц-барит-флюоритовые. Высокотемпературные жилы располагаются как внутри массивов, так и вблизи них, преимущественно в надынтрузивных зонах. Наиболее характерно появление пучков подобных жил над крутыми куполообразными выступами кровли массивов. Такие купола обычно сложены, по крайней мере в апикальных частях, альбитизированными и грейзенизированными разностями гранитов, часто флюоритизированными и несущими рудную минерализацию. Что касается низкотемпературных жил, то кварц-флюоритовые тела мощностью до 5 м и длиной от 5—10 до (редко) 700 м тяготеют главным образом к эндоконтактовым зонам массивов, а кварц-барит-флюоритовые жилы развиты в основном за пределами массивов, в их экзоконтактовых зонах и даже на значительном от них удалении.

Вместе с тем следует иметь в виду, что максимумы интенсивности развития гидротермального оруденения, с одной стороны, и хрустале- и флюоритоносных пегматитов, с другой, всегда пространственно разобщены. Как правило, массивы, сопровождаемые промышленным оловянно-вольфрамовым, молибденовым, редкометалльным оруденением, не содержат практически интересных шлировых пегматитов; наоборот, массивы с промышленно ценными пегматитами не несут значительных концентраций олова, вольфрама, молибдена или редких металлов. Многочисленные пермские интрузивы так называемого акчатауского комплекса (Центральный Казахстан), среди которых одни сопровождаются гидротермальными месторождениями при незначительном развитии шлировых пегматитов, а другие содержат скопления пьезооптических минералов в шлировых пегматитах лишь при спорадическом проявлении гидротермального оруденения, могут служить тому наглядной иллюстрацией.

Но если один и тот же массив содержит и хрустале-флюоритоносные пегматиты, и кварцевые жилы, и зоны грейзенизации с касситеритом, вольфрамитом, молибденитом и др., то, во-первых, обе эти группы образований разорваны во времени (пегматиты являются значительно более ранними), а во-вторых, они за редкими исключениями разобщены и территориально: вблизи пегматитов, как правило, развиты только низкотемпературные кварц-флюоритовые жилы, не несущие рудной минерализации. Мелкие кварц-флюоритовые жилки, иногда сопровождающие флюоритоносные пегматитовые тела и тесно связанные с ними генетически, всегда секутся этими поздними жилами.

Выше упоминалось, что размещение гидротермального оруденения контролируется крутыми купольными структурами кровли массивов; соответственно лишь те пегматитовые тела, которые располагаются вблизи кровли таких куполов, могут подвергаться наложению гидротермальных процессов и, в частности, грейзенизации. Но таких пегматитов немного; в большинстве случаев шлировые пегматиты тяготеют к пологим участкам контактовых поверхностей массивов и особенно к их «флексу-рообразным» перегибам, а также пологим куполам, т. е. как раз к тем участкам, в которых гидротермальные наложения отсутствуют либо проявлены с минимальной интенсивностью.

Все эти детали взаимоотношений гидротермального оруденения со шлировыми пегматитами особенно рельефно представлены и хорошо изучены на примере Кентского, Каибского и ряда других массивов Центрального Казахстана.

р. Для всех пегматитоносных массивов и особенно тех их участков, где непосредственно располагаются шлировые пегматиты, следует отметить малую глубину эрозионного среза и обилие ксенолитов пород кровли.

Гранитные плутоны, материнские для миароловых пегматитов с драгоценными камнями, в геологическом отношении имеют некоторые особенности. Это, как правило, крупные интрузивы батолитового типа или, вернее, уплощенные гарполитообразные тела (в современном денудационном срезе обычно распадающиеся на группы мелких массивов, разделенных «перемычками» пород кровли); общая площадь таких плутонов — порядка 1500—2000 км² (или более), тогда как размеры выходов составляющих массивов варьируют от нескольких десятков до первых сотен квадратных километров. Вертикальная мощность, например, для Борщовочного плутона указывается на основании геофизических данных в пределах 1—3 км.

Плутоны располагаются в осевых частях крупных геоантиклинальных поднятий, прорывая осадочно-вулканогенные и отчасти карбонатные породы, метаморфизованные в условиях зеленосланцевой фации (в частности, зеленокаменные породы восточного склона Уральского хребта). Контактный метамор-

физм в связи с рассматриваемыми плутонами проявлен достаточно интенсивно, в широких зонах, и относится к фации роговообманковых роговиков (обычно к ее началу); в экзоконтактных зонах более эродированных частей массивов, сложенных гранитами их глубинных зон, отмечается даже гранитизация вмещающих сланцев с превращением их в гнейсы.

По морфологическим особенностям интрузивы имеют характер уплощенных «бескорневых» плутонов, а их верхние части представляют собой крупные своды, оси которых полого погружаются от центра массива к периферии. Своды осложнены более мелкими куполо- и сводообразными выступами, разделенными депрессиями. Часто одна из контактовых поверхностей наклонена круто, другие полого погружаются под породы кровли (т. е. массивы имеют асимметричную форму). Приводимые в литературе оценки глубин формирования весьма противоречивы, варьируя для однотипных массивов от 1,8 до 6 км. Наиболее вероятным представляется интервал глубин порядка 2—4 км. Связь внедрения массивов с дизъюнктивными структурами выражена отчетливо, но, в частности, на примере уральских массивов ясно устанавливается, что как раз в районах развития пегматитов миаролового типа материнские плутоны имеют согласные или близкие к ним интрузивные контакты и не осложнены разрывной тектоникой (более или менее крупные разломы в таких участках обычно отсутствуют).

Граниты, с которыми непосредственно связаны миароловые пегматиты, принадлежат к заключительным интрузивным фазам магматических комплексов, дифференцированных как во времени, так и в пространстве: породы каждой последовательной интрузивной фазы чаще всего слагают самостоятельные тела, территориально разобщенные между собой, и лишь как исключение входят в состав комплексных многофазных массивов. В общем случае устанавливается трехфазное строение таких комплексов, причем к ранним фазам относятся гранитоиды повышенной основности (гранодиориты, плагиограниты и т. п.), к средним (главным) — нормальные биотитовые граниты и к поздним — лейкократовые и аляскитовые граниты.

Петрографические и минералого-геохимические особенности гранитов, материнских для хрусталеносных пегматитов, выражаются в следующем.

а. Независимо от вариаций состава гранитоидов, для них типичны порфиroidные структуры, причем вкрапленники, по величине резко превосходящие зерна минералов основной массы, представлены кварцем, плагиоклазом и прежде всего микроклин- или ортоклаз-пертитом. Количество и размеры вкрапленников широко варьируют. Форма вкрапленников обычно идиоморфная; овоиды в рапакиви и рапакивиподобных гранитах, как правило, окружены каемкой олигоклаза, хотя в пределах пегматитовых полей достаточно часто встречаются и разности

таких гранитов, в которых порфиновые выделения микроклипертита лишены плагноклазовых оторочек (так называемые птерлиты), либо наоборот, зерна плагноклаза (реликтовые) располагаются в центральных частях овоидов, будучи со всех сторон окружены микроклином.

Как известно, относительно происхождения структуры рапакиви существует большая литература (см. работу Н. Г. Судовикова, 1967). За последние годы интенсивно дискутировался и генезис вкрапленников калишпата в гранитах рассматриваемого типа (в частности, для Восточного Забайкалья, Урала, Казахстана). Многие исследователи приписывали таким вкрапленникам метасоматический или метаморфический способ образования, но к настоящему времени большинство исследователей (Палеозойские интрузивные..., 1962; Hibbard, 1965; Виноградов, 1968; О генезисе..., 1969; Вартанова и др., 1972, с. 59; и др.) склоняются к точке зрения Ф. Ю. Левинсона-Лессинга (1906 г.) и Б. М. Куплетского (1946), согласно которой порфировидная структура гранитов возникает в ходе их кристаллизации из анхиэвтектического магматического расплава, протекающей в спокойных тектонических условиях, в относительно замкнутой системе. Основанием для подобного заключения послужило (Hibbard, 1965; Виноградов, 1968; О генезисе..., 1969; и др.) сравнительное исследование калинатовых полевых шпатов вкрапленников и основной массы гранитов современными методами, а также анхикотектический состав порфировидных гранитов в целом, весьма равномерное распределение вкрапленников, их нередкая трахитоидная ориентировка, факты пересечения вкрапленников мелкозернистым материалом основной массы и аплитовыми прожилками и ряд других подобных наблюдений, свидетельствующих о более ранней кристаллизации вкрапленников.

Структура основной массы гранитов может быть различной, преобладает нормальная гранитовая (гипидиоморфнозернистая) структура, но достаточно часто встречаются разности с паналлотриоморфнозернистой, гранулитовой и особенно пойкилитовой структурой основной массы; отмечаются также (обычно в рапакививидных гранитах) пойкилопегматитовые и микропегматитовые (гранофировые) структуры.

б. Для рассматриваемых пород характерно широкое развитие миаролитовых текстур как в гранитах центральных фаций массивов, так и особенно в краевых фациях. Большое количество мелких (1—3 см) округлых миарол и пегматоидных шлиров зонального строения до 30—50 см в поперечнике с миароловыми пустотами наблюдается, в частности, в гранитах Кентского массива, в рапакививидных гранитах Коростенского плутона, в ряде гранитных массивов Казахстана типа Каибского и др. В этих образованиях, обычно окруженных микропегматитовой оторочкой, как правило, хорошо развита зона мономинерального калишпата, а во внутренних пустотах присутствуют

наросшие кристаллики кварца, флюорита, полевого шпата, иногда магнетита.

Миаролитовость гранитов закономерно возрастает от центра к периферии массивов. Параллельно уменьшаются размеры зерен минералов основной массы, усиливается порфирированность структуры, с появлением в эндоконтактных частях резкопорфирированных разностей. «Переходные» зоны характеризуются широким развитием гранофировых, пойкилитовых, пойкилопегматитовых структур гранитов, порфирированный облик которых часто маскируется «размазанностью» границ вкрапленников или оводов, окаймленных широкими микропегматитовыми оторочками или погруженными в агрегат пойкилитовой структуры. Нередко краевые фации гранитов отличаются цепочечным или струйчатым распределением идиоморфных зерен кварца, обычно прозрачного и имеющего дымчатую окраску.

Необходимо подчеркнуть, что хотя миаролитовый характер гранитов в той или иной мере присущ всем пегматитоносным массивам и служит в целом благоприятным критерием при оценке потенциальной продуктивности последних, вместе с тем появление многочисленных мелких миарол и пегматоидных шлиров является отрицательным признаком, поскольку непосредственно в таких участках массивов крупные промышленные тела хрусталеносных пегматитов, как правило, отсутствуют. Количество и размеры миарол находятся чаще всего в обратной зависимости, это связано с различными условиями формирования в гранитах равномерно распределенной пористости, с одной стороны, и концентрированных усадочных полостей, с другой (различный режим кристаллизации в зависимости от величины внешнего давления; Осипов, 1974). Поэтому обильные мелкие миаролы, рассеянные в объеме гранитов, и крупные тела шлировых пегматитов совместно практически не встречаются.

в. В гранитоидах всех трех петрографических типов от рапакиви до щелочных гранитов калишпат всегда преобладает над плагиоклазом. Содержание последнего колеблется от почти полного отсутствия (в щелочных существенно калиевых гранитах) до 15—20% (в гранитах Каибского и других аналогичных массивов Центрального Казахстана); в рапакивиподобных гранитах Коростенского плутона оно редко превышает 12—13% (никогда не достигая 15%), в то время как содержание микроклина всегда более 50%, а в гранитах центральных фаций интрузива повышается до 60% (при 9% плагиоклаза). В негбридизированных гранитах Каибского массива содержание калишпата составляет 40—45%, в щелочных гранитах Кентского массива 70—80%. В целом количественные соотношения полевых шпатов характеризуют все гранитоиды рассматриваемой группы как производные субщелочных магм калиевого ряда.

г. В большинстве случаев пегматитоносные гранитоиды представляют собой лейкократовые или даже аляскитовые граниты.

Суммарное содержание темноцветных минералов в них редко превышает по объему 5% (лишь в гибридизированных разностях гранитоидов двух первых типов оно возрастает до 6—7%). В щелочных гранитах Кентского массива содержание цветных компонентов лишь местами, в эндоконтактовых фациях, достигает 2—3%, в основном же в них присутствуют только единичные зерна биотита.

д. Главным цветным минералом гранитов всех типов является биотит, причем, как правило, биотит железистый, часто близкий к лепидомелану. Мусковит практически отсутствует. Роговая обманка не характерна, появляется лишь в гибридизированных фациях гранитоидов второго типа, а также в рапакививидных гранитах. В Коростенском массиве в гранитах центральных фаций среднее содержание роговой обманки равно 0,8% (по объему), но в гранитах краевых фаций повышается до 4—4,3%. Роговая обманка — железистая, бурая в шлифе; с периферии она часто (особенно в краевых фациях гранитов) замещается ошелоченной синевато-зеленой в шлифе роговой обманкой, приближающейся к феррогастингситу. Среди выделений бурой роговой обманки встречаются участки бесцветного железистого амфибола типа грюнерита. Кроме того, в составе гранитов краевых фаций присутствуют моноклинный пироксен авгит-диопсидового ряда, ромбический пироксен, близкий к гиперстену, и железистый оливин, содержащий 85—95% фаялитового компонента.

В щелочных гранитах Кентского массива, в эндоконтактовых фациях биотит часто уступает место рибекиту, но аляскитовый характер пород при этом сохраняется; это и отличает их от других типов щелочных (рибекитовых и эгирин-рибекитовых) гранитов, обычно более богатых темноцветными. В пегматитах Кента спорадически появляется эгирин. Таким образом, характер темноцветных минералов указывает на высокую относительную железистость и низкую магнезиальность гранитоидов рассматриваемой группы, что целиком соответствует их общим геохимическим особенностям (см. ниже пункт «и»).

е. Характерный парагенезис аксессуарных минералов этих гранитоидов позволяет определять их как граниты преимущественно ильменит (магнетит)-монацитового типа. В них обычно присутствуют в переменных соотношениях ильменит и магнетит, а также циркон (включая изотропизированные разности), флюорит, апатит (в небольших количествах и не повсеместно), касситерит, монацит, торит, иногда пирит, молибденит, гранат, турмалин. В гранитах второго типа (Каибский, Акжайляуский и аналогичные им по составу массивы), особенно в их гибридных фациях, вместо ильменита и монацита в небольших количествах появляются сфен и ортит. Единичные зерна ортита и сфена отмечаются также в пегматитоносных рапакививидных гранитах.

Особо следует отметить постоянное присутствие флюорита (порядка 20—40 г/т, в отдельных разностях рапакививидных гранитов — более 50 г/т), представленного как окрашенными, так и бесцветными разностями. Кроме того, характерно частое появление аксессуарного касситерита «пегматитового» габитуса (черные бипирамидальные кристаллы), а также пирита, молибденита и других сульфидов, равно как и группы минералов, содержащих редкие земли и торий. Для пегматитовмещающих краевых фаций Коростенского плутона типично повышенное содержание сидерита (до 500 г/т), ильменита (до 2000 г/т и более), магнетита (до 500 г/т), циркона (до 900 г/т), а также присутствие фторкарбонатов редких земель (бастнезита и паризита) и появление высокоглиноземистых минералов (шпинели, корунда, силлиманита, кианита), окислов титана, гематита и разнообразных сульфидов (пирротина, халькопирита, галенита, сфалерита). В гранитах центральных фаций набор аксессуаров значительно скуднее: помимо ильменита и магнетита, в них наблюдаются только циркон, флюорит и апатит.

ж. Для массивов гранитоидов двух первых групп отмечается значительное развитие явлений гибридности в пределах более или менее широких эндоконтактных зон. Например, в Каибском массиве гибридные разности гранитоидов, по данным Л. В. Дмитриева (Палеозойские интрузивные комплексы..., 1960; 1962), располагаются в зоне контакта с вмещающими эффузивами. Значительное развитие гибридные породы получили, по данным В. Е. Гендлера, и в массиве Акжайляу. В Коростенском плутоне процессы гибридности интенсивно проявлены в полосе контакта рапакививидных гранитов с основными породами (габбро-норитами, габбро-лабрадоритами и лабрадоритами). В большинстве же комплексов с участием гранитов второй и третьей групп явления гибридности отразились преимущественно на составе пород ранних фаз, тогда как поздние фазы ими практически не затронуты.

Контаминированные разности гранитоидов в рассматриваемых комплексах приобретают более меланократовый характер с параллельным понижением содержания кварца и отчасти калишпата и повышением содержания и основности плагиоклаза (который в таких породах обычно представлен зональным андезином № 30—40, в ядре иногда до № 50). Среди темноцветных отмечается роговая обманка, в рапакививидных гранитах увеличивается также содержание пироксенов и фаялита, возрастает количество ильменита, в меньшей мере магнетита. Появляются «ксенолитные» минералы типа силлиманита, дистена, граната и др. Собственно гибридные породы в Коростенском массиве представлены своеобразными породами, имеющими состав сиенитов—граносиенитов и располагающимися прерывистой полосой вдоль контакта гранитов с основными породами,

а также несколько отступая от контакта, в тесной пространственной связи с пегматитами.

з. Степень упорядоченности и состав калинатовых полевых шпатов в гранитоидах всех типов закономерно меняются в зависимости от положения в массиве. Решетчатые максимальные микроклины в большинстве массивов ограниченно распространены; более широко развиты нерешетчатые и крипторешетчатые разности с промежуточным структурным состоянием. Детальные исследования, выполненные в Каибском, Акжайляуском, Кентском, Бектауатинском, Коростенском и других массивах, показывают, что угол оптических осей, т. е. степень упорядоченности калишпатов, повышается, а содержание в них альбитовой составляющей уменьшается для гранитов центральных фаций по сравнению с краевыми фациями, а также для поздних генераций калишпата по сравнению с ранними. В Кентском массиве, например, калишпаты центральной фации пермских щелочных гранитов имеют степень триклинности 0,8—1,0 при $(-)\alpha_2 V > 80^\circ$, тогда как в фации эндоконтакта — соответственно 0,5—0,7 и $< 73^\circ$. Аналогичная тенденция проявлена и в других массивах.

Все калишпаты представлены пертитовыми или криптопертитовыми разностями, причем наряду с пертитами распада или сегрегационными широко развиты пертиты замещения, вплоть до перехода к шахматному альбиту. Пертитовые вроски подчас приобретают значение типоморфного признака; так, дактилоскопический рисунок пертитов характерен для калишпатов основных и гибридных пород Коростенского плутона, но наряду с этим и для ранней генерации калишпата гибридизированных гранитов (γ_1), которые принадлежат к числу пегматитовмещающих фаций гранитов плутона. Количественные соотношения калишпатовой и альбитовой фаз в пертитах широко варьируют (от 10—15 до 50—55% альбитовой фазы и более), причем эти вариации, поскольку они обусловлены явлениями распада, коррелируются со степенью упорядоченности; но в значительной мере высокое содержание альбита бывает связано с развитием пертитов замещения.

Плагноклаз в негибридизированных гранитах первого и второго типов представлен кислым олигоклазом (№ 20—25), а также поздним альбитом (в виде пертитов замещения и самостоятельных выделений); последний появляется и в щелочных гранитах третьего типа. Для гранитов Каибского и аналогичных по составу массивов характерно широкое развитие зональных плагноклазов; зональность прямая и представлена серией (5—6) зон от № 35—40 в ядре до № 8 на периферии. Мирмекитизация плагноклаза нетипична, но все же в плагноклазовых каемках оновидов рапакививидных гранитов спорадически появляются мирмекитовые вроски кварца.

Вышеописанные особенности полевых шпатов рассматриваемых гранитоидов характеризуют последние как образования небольшой глубинности, что хорошо согласуется с геологическими данными.

и. Все гранитоиды с хрусталеносными пегматитами отличаются прежде всего повышенной щелочностью. Суммарное содержание щелочей в них составляет в среднем 8,2—8,8%, при этом для щелочных гранитов, например Кентского массива, значение 8,5% следует считать минимальным, а для Каибского и др. значение 8,7—8,8% — близким к максимальному. В рибекитсодержащих разностях щелочных гранитов эта величина нередко достигает 9—9,5% и иногда даже более. У рапакививидных гранитов (γ_6) центральной фации Коростенского массива она составляет 8,5%, а у рапакиви (выборгитов) Выборгского плутона приближается к 9%. Пегматитовмещающие граниты Коростенского плутона (γ_1 и γ_2) характеризуются суммой щелочей порядка 8,4—9%, а максимальные значения (9,1—9,9%) установлены в крупноовоидных рапакиви краевой фации (γ_5) и в смежных с ними мелкоовоидных гранитах (γ_4). Следует отметить, что рапакиви и рапакививидные граниты плутонов, вмещающих хрусталеносные пегматиты, отличаются от среднего состава рапакиви Фенноскандии, по И. Седерхольму, повышенной щелочностью.

Коэффициент агпаитности у щелочных гранитов (тип третий) составляет обычно 0,95—0,98, редко достигая или даже превышая 1; у субщелочных гранитов (тип второй) 0,77—0,83 (реже до 0,85); у рапакиви и рапакививидных гранитов 0,8—0,85 (редко до 0,90). Содержание калия всегда выше, чем натрия. Рассматриваемые гранитоиды характеризуются низкой магнетизальностью (содержание MgO в них обычно не выше 0,3—0,4, редко 0,5—0,6%) и в 6—10 раз более высоким количеством окислов железа, что является специфической чертой гранитов поздних интрузивных фаз дифференцированных магматических комплексов малых глубин; содержание извести в щелочных гранитах всегда менее 1% (обычно ниже 0,5%), в других типах гранитоидов оно составляет: в рапакививидных гранитах 1,5% (1,1—1,7%), в гибридизированных разностях до 1,85%, в субщелочных гранитах типа каибских 0,9—1,1% (в гранитоидах фации эндоконтакта — до 2—3%).

Содержание кремнезема в гранитах второго типа обычно 71—74%, третьего типа — до 76—77%, в рапакививидных гранитах и рапакиви 70—73%, иногда (в гибридизированных гранитах) опускаясь до 68—69%. Как справедливо отмечает А. Н. Лукашев (1976), отношение в них Al:Si наименьшее по сравнению с гранитами больших глубин и в среднем близко к 0,20 (исключая контаминированные разности рапакививидных гранитоидов, содержащие высокоглиноземистые минералы). Постоянно присутствует заметное количество титана (порядка

0,2—0,5% TiO_2), но оно ниже, чем в более глубинных гранитах, и зависит также от степени контаминации гранитов основными породами.

При пересчете анализов гранитов на виртуальный состав их индекс дифференциации (сумма нормативного ортоклаза, альбита и кварца) всегда более 90%, обычно превышая 95% и нередко достигая 98%, что наглядно иллюстрирует лейкократовый характер пород.

Среди гранитов рассматриваемой группы встречаются как пересыщенные глиноземом (плюмазитовые), так и нормальные составы (у первых двух типов); среди гранитов третьего типа появляются и составы, слабо пересыщенные щелочами. Этот фактор, по-видимому, играет существенную роль в определении продуктивности шлировых пегматитов на оптический флюорит: последний предпочтительно появляется в пегматитах массивов, сложенных гранитами наиболее повышенной щелочности (с агпаитовыми фациями), тогда как нормальный и тем более плюмазитовый состав материнских гранитов более благоприятствует кристаллизации в пегматитах топаза.

к. Пегматитоносные граниты рассматриваемой группы, как правило, обнаруживают геохимическую специализацию на те элементы-примеси, которые концентрируются и в шлировых пегматитах соответствующих массивов. Наиболее типичны литий и олово. Кроме того, все эти гранитонды отличаются четко проявленной фторидной специализацией. Самые высокие концентрации фтора отмечаются в щелочных гранитах (третий тип), вмещающих наиболее крупные тела флюоритоносных пегматитов: так, среднее содержание фтора в биотитовых фациях гранитов Кентского массива составляет 0,21%, в рибекитовых 0,46%. Несколько ниже оно в рапакививидных гранитах центральных фаций Коростенского плутона (среднее 0,132%, нередко до 0,14—0,15%). Еще более понижено содержание фтора в субщелочных гранитах второй группы: в большинстве массивов 0,08—0,12% (в Бектауатинском 0,131%). При дальнейшем понижении и, наоборот, при значительном повышении концентрации фтора продуктивность (пегматитоносность) гранитов падает. Содержание лития в гранитах центральных фаций Коростенского плутона около 55 г/т, олова 8,2 г/т; в щелочных гранитах Кентского и ему подобных массивов содержание лития — от двух до четырех кларков для кислых изверженных пород, содержание олова (7,2 г/т) превышает кларк почти в 2,5 раза. А вот в гранитах Каибского массива, пегматиты которого бедны литием, отмечается низкое содержание последнего — 18 г/т; в то же время эти граниты весьма обогащены оловом (16 г/т). 10 г/т олова содержится в гранитах массива Акжайяу. Вообще повышенная оловоносность (порядка 2—5 кларков, редко более) является типичной особенностью гранитов с хрустале- и флюоритоносными пегматитами. Однако начиная от содержания олова

20 г/т и выше пегматитоносность гранитов снижается, при одновременном усилении их потенциальной рудоносности на месторождения пневматолито-гидротермального генезиса (Юсупов и др., 1970).

Для Каибского массива и его аналогов отмечается повышенное (5—7 кларков) содержание бериллия и свинца (Е. В. Негрей, Палеозойские интрузивные. . ., 1962). Наоборот, в гранитах центральных фаций Коростенского плутона содержание этих элементов понижено, соответственно 1,7 и 13,7 г/т, т. е. ниже кларкового.

Содержание цезия в большинстве массивов находится на уровне кларка или даже понижено (3—5 г/т), хрусталеносные и флюоритоносные пегматиты также всегда обеднены цезием. То же относится в большинстве случаев к бору, содержание которого, например, в коростенских гранитах составляет 1—1,5 г/т.

Весьма показательна картина распределения фтора и типоморфных элементов-примесей в пределах массивов. Если в Кентском массиве гранитоиды краевых фаций (рибекитсодержащие) обычно проявляют относительное обогащение этими элементами, то в массивах, испытавших воздействие процессов гибридизации с развитием более меланократовых эндоконтактовых фаций, имеет место обратное положение. Так, на примере Коростенского плутона установлено, что максимальными содержаниями фтора, олова, лития, бериллия, свинца характеризуются наиболее лейкократовые разности гранитов, в частности граниты центральных фаций (γ_6). Для гранитоидов же краевых фаций (γ_1 — γ_5) отмечается понижение содержаний перечисленных элементов. При этом минимальные значения присущи гранитам эндоконтактовых зон (γ_5 , γ_1), а в направлении к более лейкократовым разностям гранитов, слагающими осевую часть пегматитового поля (γ_4), т. е. в ряду γ_1 (γ_5) \rightarrow $\gamma_2 \rightarrow \gamma_3 \rightarrow \gamma_4$, содержания указанных элементов возрастают. Так, для гибридизированных гранитов γ_1 среднее содержание олова равно кларку (3 г/т), лития ниже кларка (34,6 г/т), бериллия — резко понижено (0,95 г/т), как и свинца (9,5 г/т); содержание фтора опускается до 0,048%. В гранитах γ_2 — главных пегматитовмещающих породах плутона — содержание этих элементов лишь немного повышается, а в гранитах γ_4 заметно возрастает (соответственно до 4,8 г/т олова, 49 г/т лития 1,2 г/т бериллия, 10,7 г/т свинца, 0,09% фтора), не достигая, однако, того уровня, который характеризует граниты центральных фаций (γ_6).

Вместе с тем, в ряду $\gamma_1 \rightarrow \gamma_4$ закономерно понижается содержание таких элементов, как барий (от 231 до 164 г/т), титан (от 665 до 562 г/т), цинк (от 67 до 47 г/т), серебро (от 1,2 до 0,4 г/т), церий (от 47 до 36 г/т), магний, кальций и др., обычно «отстающих» в процессе нормальной магматической дифференциации.

В том же ряду отмечается и последовательное уменьшение значений геохимических индикаторных отношений типа $K:Rb$, $Mg:Li$ или $(Mg+Fe):Li$, $Ti:Nb$ или $Ti:(Nb+Ta)$, $Ti:Sn$, $Nb:Ta$, $TR_{Ce}:TR_Y$, $Ca:(Y+TR)$, $Zr:Hf$, $Ba:Sr$ и др. Аналогичная картина наблюдается и в Каибском массиве с его широкими эндоконтактовыми зонами гибридных пород повышенной основности.

Следует отметить, что в гибридизированных гранитах эндоконтактовых зон повышены содержания никеля, хрома, ванадия, титана. Однако участки непосредственного развития пегматитовых тел (в частности, среди гранитов γ_2 и γ_1 Коростенского плутона) обычно обеднены этими элементами, как и другими тяжелыми металлами (медью, цинком, серебром и т. д.). Содержание бария во всех типах пегматитоносных гранитов резко понижено по сравнению с кларком.

Особо следует остановиться на содержании и распределении в гранитах рубидия. В большинстве массивов содержание рубидия в гранитах центральных фаций отвечает его содержанию в гранитах поздних интрузивных фаз дифференцированных магматических комплексов (Ставров, 1963, 1966). Так, для коростенских гранитов оно составляет 266 г/т, для кентских 242 г/т, для массива Бектаута 310 г/т, для массива Акжайляу 276 г/т и т. д.; несколько понижено содержание рубидия в гранитах Каибского массива — порядка 200—220 г/т.

Наблюдаемые для однотипных плутонов вариации, по-видимому, в значительной мере связаны с различиями в глубине их эрозионного среза: содержание рубидия в целом возрастает к апикальным частям интрузивов. В гибридизированных породах эндоконтактовых зон оно заметно понижается (например, для Коростенского плутона среднее содержание рубидия в гранитах пегматитового поля, оцениваемое примерно в 200 г/т, значительно ниже, чем в гранитах центральных частей массива). При переходе к шпировым пегматитам содержание рубидия вновь возрастает, достигая в гранитах промежуточной (переходной) зоны 280 г/т, а в блоковой зоне пегматитов скачкообразно возрастая до 650 г/т.

Величина отношения $K:Rb$ для большинства массивов находится в интервале 150—170, иногда понижаясь до 130—140 или повышаясь до 173—175; лишь в гибридизированных краевых фациях она возрастает до 230—250, вновь резко опускаясь (до 110—115) при переходе к пегматитам (и до <100 в самих пегматитах).

Поскольку содержание рубидия в этих гранитах резко повышено, а бария понижено, то величина $Rb:Ba$ для гранитов областей малых глубин наибольшая и может выступать как индикатор глубинности образования гранитов и связанных с ними пегматитов (Шмакин, 1976).

Какаясь индивидуальных особенностей гранитов трех выделенных типов, отметим следующее.

1. Если для массивов, сложенных гранитами второго и третьего типа, справедливо положение о преимущественной связи пегматитов с заключительными интрузивными фазами магматических комплексов, то для плутонов рапакиви и рапаквивидных гранитов картина менее ясна. В частности, для Коростенского плутона сейчас принимается следующий порядок внедрения пород:

а) основные породы — габбро-нориты, габбро-анортозиты, анортозиты (лабрадориты);

б) рапаквивидные (мелкоовоидные) граниты коростенского типа и рапакиви;

в) равномернoзернистые крупно- и среднeзернистые граниты лезниковского, топорищенского или рихтенского типа (слагающие преимущественно северную часть плутона).

Поскольку шлировые пегматиты приурочены исключительно к краевой зоне массива рапаквивидных гранитов, то при такой схеме формирования Коростенского плутона они оказываются связанными с его второй интрузивной фазой. Следует, однако, заметить, что приведенную схему трудно считать окончательно установленной. Еще недавно преобладало, например, мнение о более раннем времени внедрения лезниковских гранитов по отношению к коростенским, которые отвечают заключительным фазам дифференцированных комплексов и по геохимическим особенностям, в частности, по содержанию рубидия и величине калий-рубидиевого отношения.

Для остальных двух типов пегматитоносных гранитов их принадлежность к наиболее поздним интрузивным фазам не вызывает сомнения. В большинстве случаев в массивах сложного строения площади развития гранитов поздних фаз составляют лишь небольшую долю от общей площади выхода. Характерный пример — Кентский массив, в котором 75% суммарной площади (т. е. около 600 км²) занято лейкократовыми гранитами второй фазы, их гибридизированными эндоконтактовыми фациями и гранитами дополнительных интрузий, тогда как пегматитоносные щелочные граниты третьей фазы развиты лишь в юго-западной периферической части плутона, где образуют узкий серповидный выход площадью около 175 км². На этой площади сосредоточено примерно 400 пегматитовых тел, лишь очень небольшая и малопродуктивная часть которых (на севере пегматитового поля) выходит за пределы щелочных гранитов, располагаясь в эндоконтактовой зоне массива лейкократовых гранитов второй фазы; все промышленные флюоритоносные пегматитовые тела залегают, однако, лишь в пермских щелочных гранитах.

Более редко и только в массивах гранитов второго типа субщелочные пегматитоносные граниты поздних фаз преобладают.

В таких массивах количество отдельных пегматитовых тел может измеряться тысячами, но по размерам и практической значимости они сильно уступают предыдущему случаю. В качестве примера укажем, что Каибское пегматитовое поле насчитывает около 7000 пегматитовых тел, которые сосредоточены на площади 500 км² (при размерах выхода массива 2250 км²). Поле располагается в северо-восточной части массива и приурочено к его пологому (<10—15°) эндоконтакту, протягиваясь вдоль контакта широкой полосой северо-западного простирания. При этом непосредственно в эндоконтактной зоне, сложенной гибридизированными и контаминированными разновидностями гранитов, пегматиты отсутствуют. Они залегают несколько отступая от контакта, среди порфирированных гранитов краевой фации главной интрузивной фазы; в субщелочных гранитах внутренних частей массива пегматитов не встречено. В пределах поля пегматиты наиболее тесно ассоциируются с мелкозернистыми лейкократовыми пластово-жильными гранитами. Основываясь на этом, некоторые геологи выдвигают представление, согласно которому граниты «второй интрузивной фазы» (под этим условным названием исследователи Каибского массива объединяют субфазу дополнительных интрузий и субфазу пластово-жильных гранитов) непосредственно генерируют пегматиты, т. е. последние рассматриваются как отщепления пластово-жильных гранитов. Альтернативное и, по-видимому, более убедительное объяснение тех же геологических взаимоотношений предложил М. А. Осипов (1974), по мнению которого зоны контактов пластово-жильных гранитов с вмещающими гранитами особенно благоприятны для возникновения пегматитовмещающих усадочных полостей в процессе неравномерного сжатия граничащих сред при отывании всей системы.

2. Хотя развитие гранитного магматизма протекает принципиально в одном направлении — от более основных пород к более кислым и одновременно более щелочным, характер последовательных интрузивных фаз для разных типов гранитоидных комплексов существенно отличается. Плутоны рапакивидных гранитов и рапакиви, как известно, всегда тесно ассоциируют с массивами габбро-норитов, габбро-анортозитов, анортозитов (в Коростенском плутоне — габбро-лабрадоритов и лабрадоритов), представляющими наиболее ранние фазы таких комплексов. Что же касается гранитов второго и третьего типов, то они входят в состав комплексов, начальные фазы которых обычно представлены породами габбро-диоритовой серии. Как правило, габброиды присутствуют в массивах таких гранитов в виде более или менее крупных ксенолитов, чаще всего тяготеющих к периферическим зонам плутонов, сложенным контаминированными разновидностями гранитов более поздних фаз. Подобные ксенолиты встречаются, например, среди адамеллитов эндоконтактной фации лейкократовых гранитов второй фазы, равно как

и среди диоритов, гранодиоритов и монцонитов первой фазы в Кентском массиве. Поскольку габброидные породы не образуют самостоятельных интрузивов, будучи представлены лишь «бескорневыми» ксенолитами, их обычно не учитывают в последовательности интрузивных фаз дифференцированных гранитоидных комплексов.

Следующая за габброидами — фактически первая, имеющая гранитоидный состав — интрузивная фаза, как правило, представлена гранитоидами повышенной основности, образующими так называемую гранит-гранодиоритовую ассоциацию. В массивах, принадлежащих этой (обычно называемой первой) фазе, состав пород, связанных между собой постепенными переходами, варьирует от кварцевых диоритов (реже диоритов), тоналитов и банатитов до нормальных известково-щелочных биотитовых гранитов, в среднем отвечая гранодиоритам — адаметелитам. Породы обычно несут отчетливые черты глубинной контаминации. В магматических комплексах, включающих щелочные граниты, общая повышенная щелочность налагает свой отпечаток уже на состав гранитов I фазы, среди которых заметную роль начинают играть монцониты и близкие к ним породы.

Следующая (II) интрузивная фаза обычно представлена нормальными биотитовыми гранитами, а в комплексах повышенной щелочности — их лейкократовыми разновидностями, среди пород дополнительных интрузий которых появляются также аляскитовые и субщелочные фацции.

Наконец, заключительная (III) интрузивная фаза, которая собственно и является материнской для шлировых пегматитов, имеет состав лейкократовых и аляскитовых, нередко субщелочных гранитов (тип второй), а в комплексах повышенной щелочности — состав щелочных аляскитовых гранитов калиевого ряда (тип третий). Отметим, что граниты II фазы комплексов повышенной щелочности по составу часто сближаются с гранитами заключительной III фазы комплексов нормальной щелочности.

3. Следует подчеркнуть принципиальное отличие гранитов третьего типа от гранитов второго типа: последние являются трехполевошпатовыми, тогда как граниты третьего типа — однополевошпатовыми, или, по терминологии О. Ф. Таттла, соответственно субсольвусными и гиперсольвусными. Эти различия четко отражаются и в петрохимических особенностях гранитов, что наиболее рельефно выявляется при нанесении их виртуальных составов на диаграмму системы ортоклаз—альбит—кварц—вода. На указанной диаграмме проекции составов гранитов второго типа группируются вокруг точек котектических минимумов при низких давлениях водной фазы (рис. 2), тогда как проекции гранитов третьего типа обособляются в поле кварца, в удалении от котектических линий кристаллизации водонасыщенных гранитных расплавов. Это указывает на «сухой» характер магм, из которых кристаллизовались щелочные граниты; понижение

температур их кристаллизации обеспечивалось, очевидно, за счет высокого содержания щелочей и высокой активности фтора в системе.

Что же касается рапакививидных гранитов Коростенского плутона, то проекции их составов на упомянутой диаграмме располагаются в поле ортоклаза, правее температурного «трога» диаграммы и в значительном удалении от котектических мини-

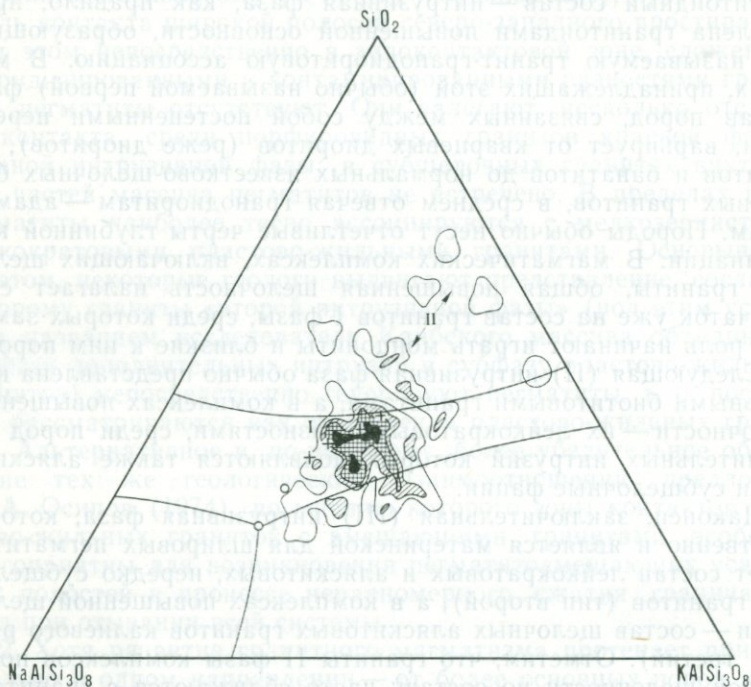


Рис. 2. Проекция виртуальных составов гранитов Центрального Казахстана, вмещающих шлировые хрустале- и флюоритовые пегматиты, на диаграмму системы альбит—ортоклаз—кварц—вода. 110 анализов.

I — пегматитовые граниты типа Каибского массива; II — пегматитовые граниты типа Кентского массива. Густота штриховки отражает возрастающую плотность расположения фигуративных точек на диаграмме. Внутренние контуры (клетка+заливка) охватывают >50% точек. Показаны котектические линии для давлений воды 0,5 кбар (верхняя) и 10 кбар (нижняя). Крестики соответствуют тройным котектическим минимумам при $p_{H_2O} = 0,5; 1; 2$ и 3 кбар, кружки — тройным эвтектикам при $p_{H_2O} = 5$ и 10 кбар; по Лусу и др. (Luth e. a., 1964)

мумов (рис. 3; см. также Аврашов, Цыганов, 1969). Это указывает на весьма высокотемпературный характер коростенских гранитов, которые кристаллизовались даже при более высоких температурах, чем типичные рапакиви Фенноскандии, и, следовательно, из более водонедосыщенных расплавов. В этой связи следует указать, что водонасыщенность гранитных магм, которая в значительной степени определяет их пегматитовость,

зависит не только от существования благоприятных структур для накопления летучих (пологие купола, волнистые перегибы пологих контактов), но, как показали экспериментальные исследования Ф. А. Летникова, и от их железистости.

Большинство гранитных магм, поднимающихся из нижних частей земной коры, «сухие» и содержат не воду, а водород, который активно взаимодействует с ксенолитными минералами,

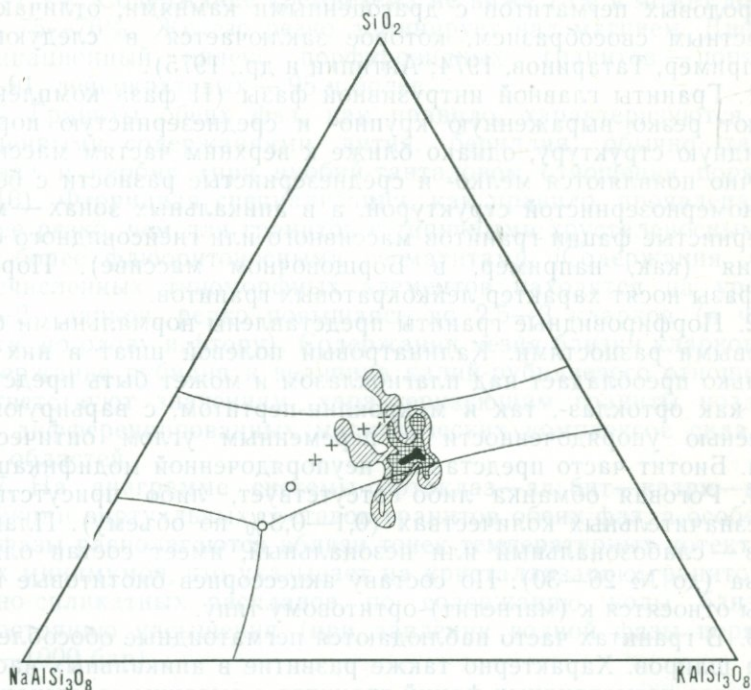


Рис. 3. Проекция виртуальных составов гранитов восточной части Коростенского плутона (Волинское пегматитовое поле) на диаграмму системы альбит—ортоклаз—кварц—вода. 30 анализов.

Внутренние контуры (клетка+заливка) охватывают примерно 60% точек. Остальные пояснения см. на рис. 2

заимствованными из вмещающих пород, в случае наличия в них Fe^{3+} восстанавливает его до Fe^{2+} с выделением свободной воды (например, $3Fe_2O_3 + H_2 \rightarrow 2Fe_3O_4 + H_2O$ или $Fe_3O_4 + H_2 \rightarrow 3FeO + H_2O$). В вязких кислых силикатных магмах, в условиях затрудненной миграции воды при этом возможно появление отдельных участков, обогащенных водой, что способствует образованию шлировых камерных пегматитов. Естественно поставить вопрос: не этим ли объясняется проявление уникальных по количеству камерных пегматитов непосредственно на контакте основных пород Коростенского массива и гранитов рапакиви среди своеобразных фаялитовых гибридных гранитов,

обогащенных FeO? Обращает внимание также наименьшая величина отношения Fe_2O_3/FeO , равная 0,1 для гранитов Коростенского массива, по сравнению со всеми другими пегматитоносными гранитами областей малых глубин, в которых это отношение, по данным А. Н. Лукашева (1976), варьирует от 0,6 до 1,4 (а в щелочных гранитах Кента — до 2,7).

Как указывалось, граниты четвертого типа, материнские для миароловых пегматитов с драгоценными камнями, отличаются известным своеобразием, которое заключается в следующем (например, Татаринов, 1974; Антипин и др., 1975).

1. Граниты главной интрузивной фазы (II фаза комплекса) имеют резко выраженную крупно- и среднезернистую порфировидную структуру, однако ближе к верхним частям массивов обычно появляются мелко- и среднезернистые разности с более равномернозернистой структурой, а в апикальных зонах — мелкозернистые фации гранитов массивного или гнейсовидного сложения (как, например, в Борщовочном массиве). Породы III фазы носят характер лейкократовых гранитов.

2. Порфировидные граниты представлены нормальными биотитовыми разностями. Калинатровый полевой шпат в них несколько преобладает над плагиоклазом и может быть представлен как ортоклаз-, так и микроклин-пертитом, с варьирующей степенью упорядоченности и переменным углом оптических осей. Биотит часто представлен неупорядоченной модификацией Imd . Роговая обманка либо отсутствует, либо присутствует в незначительных количествах (0,1—0,3% по объему). Плагиоклаз — слабозональный или незональный, имеет состав олигоклаза (до № 26—30). По составу аксессуариев биотитовые граниты относятся к (магнетит)-ортитовому типу.

3. В гранитах часто наблюдаются пегматоидные обособления типа шлиров. Характерно также развитие в апикальных частях массивов пегматоидных фаций гранитов с высоким содержанием темного (до черного, морионового) кварца, низким — биотита и существенно калиевым составом (содержание калишпата более чем вдвое выше содержания плагиоклаза). Среди аксессуарных минералов лейкократовых и пегматоидных разностей гранитов весьма характерны гранат и турмалин; ортит отсутствует.

4. Первая фаза комплексов обычно представлена гранитами повышенной основности, гранодиоритами, плагиогранитами. Породы I фазы в одних случаях образуют самостоятельные интрузивы, а в других присутствуют в виде ксенолитов среди порфировидных гранитов II фазы. Еще более ранние габбродиориты наблюдаются только как ксенолиты.

5. Главнейшие петрохимические особенности порфировидных биотитовых гранитов: сумма щелочей не выше 8,5% (обычно порядка 7,5—8%), калий в массовом выражении несколько преобладает над натрием. Содержание извести всегда выше 1% (часто до 1,5%), но редко достигает 2,0—2,2% (не более). Со-

держание кремнезема — порядка 70—72% (иногда до 73—74%), реже опускается до ~69%. Содержание магнезии обычно заметно ниже содержания железа, но иногда приближается к нему. В составе лейкократовых гранитов сумма щелочей порядка 8—8,5% (иногда до 8,7%); калий существенно преобладает над натрием. Содержание извести обычно ниже 1%, нередко опускается до 0,5—0,6%, но никогда не превосходит 1,1—1,3%. Содержание кремнезема не ниже 73% и может достигать 75—76%. Железо резко доминирует над магнием. Дифференциационный индекс порфириовидных гранитов — порядка 87—91, лейкократовых — 95 и более.

6. Граниты обеих фаз, как правило, характеризуются повышенными содержаниями лития, бериллия, обычно также олова¹ и ниобия (при ниобий-танталовом отношении порядка 8—10). Фторидная специализация, как правило, проявлена, но менее резко, чем для гранитов с типичными хрусталеносными и тем более флюоритоносными пегматитами. Содержания всех перечисленных типоморфных элементов находятся на уровне 1,5—2 кларков, редко повышаясь до 2,5—3 кларков (в частности, по олову и фтору). Содержания цезия близки кларковым. Содержание рубидия и величина калий-рубидиевого отношения соответствуют значениям, характеризующим граниты поздних фаз дифференцированных магматических комплексов складчатых областей.

7. На диаграмме системы ортоклаз—альбит—кварц—вода проекции виртуальных составов гранитов обеих фаз, а особенно III фазы располагаются вблизи точек температурных котектических минимумов, что указывает на кристаллизацию гранитов из водно-силикатных расплавов, по содержанию воды близких к состоянию насыщения (при давлении водной фазы порядка 500—1000 бар).

2. Материнские граниты редкометальных пегматитов формации умеренных глубин

Связь редкометальных пегматитов с гранитами далеко не столь очевидна, как в случае хрусталеносных пегматитов, поскольку первые часто залегают вне гранитных плутонов и на значительном от них расстоянии. В частности, все крупнейшие месторождения редкометальных пегматитов мира располагаются среди метаморфических пород за пределами гранитных массивов. Вопрос о взаимоотношениях редкометальных пегматитов с гранитами был специально проанализирован авторами (Гинзбург, Тимофеев и др., 1975; Гинзбург, Фельдман, 1976), которые пришли к выводу о том, что уверенно можно говорить лишь о принадлежности редкометальных пегматитов к дифференци-

¹ В зависимости от геохимических особенностей конкретных провинций.

рованным магматическим комплексам гранитов определенного типа, но не о генетической связи определенных пегматитовых полей с конкретными гранитными интрузивами. Такая связь устанавливается лишь в некоторых пегматитовых провинциях, преимущественно располагающихся в складчатых областях фанерозойского возраста.

Ниже приводится краткая характеристика гранитных интрузивных комплексов, с которыми связываются редкометальные пегматиты.

1. В редкометальных пегматитовых провинциях широко распространены гранитоиды только вполне определенного типа, принадлежащие дифференцированным магматическим комплексам складчатых областей (так называемые аллохтонные граниты, Read, 1955), в отличие от автохтонных гранитов анатектического типа, возникающих при процессах ультраметаморфизма. Условия зарождения гранитной магмы таких комплексов в настоящее время не вполне выяснены; большинство петрологов приписывают ей коровое, палингенное происхождение, что подтверждается также изучением соотношения изотопов $\text{Sr}^{87} : \text{Sr}^{86}$ в этих гранитах, которое, как правило, превышает величину 0,707 (верхний предел для базальтовых магм) и варьирует от 0,709 до 0,739 (Гинзбург, 1975). Наиболее вероятно, что процессы плавления, приводящие к появлению гранитной магмы, протекают в нижних частях континентальной коры, вблизи ее основания, а подъем магмы сопровождается ее дифференциацией с образованием в ряде случаев промежуточных («вторичных») магматических очагов. Исследования гранитоидных куполов в нижних структурных этажах геосинклинальных трогов (протогеосинклиналей) на древних щитах и соотношения с ними трещинных интрузий дифференцированных гранитных комплексов (Летников, 1975) подтверждают эту точку зрения.

2. Дифференцированные комплексы палингенных гранитоидов, распространенные в пределах редкометальных пегматитовых провинций, всегда относятся к нормальной известково-щелочной серии. Не считая самых ранних проявлений интрузивного магматизма, представленных в отдельных случаях породами габбро-диоритового состава и имеющих подчиненное развитие, в составе таких комплексов обычно устанавливаются следующие интрузивные фазы, слагающие самостоятельные, пространственно обособленные массивы:

I фаза — гранодиориты, адамеллиты, (меланократовые) биотитовые граниты, банатиты, кварцевые диориты (так называемая гранит-гранодиоритовая ассоциация, по Тернеру и Ферхугену, 1961).

II фаза — нормальные биотитовые и двуслюдяные граниты (более лейкократовые, чем граниты I фазы), иногда лейкократовые биотитовые граниты.

Гранитоиды I фазы обычно образуют громадные плутоны, приуроченные часто к ядрам крупных антиклинальных сооружений. Массивы гранитов II фазы также имеют значительную величину, хотя и уступают по размерам плутонам гранитоидов I фазы. В гранитоидных комплексах, формирующихся на несколько меньших глубинах, проявлена еще заключительная III фаза, представленная небольшими трещинными интрузивами лейкократовых и аляскитовых гранитов; как упоминалось выше, в них иногда заключены тела шлировых пегматитов. Гранитоидные массивы каждой из фаз могут сопровождаться дополнительными интрузиями и жильными производными (дайками I этапа, по О. С. Полквой, 1950).

В мезоабиссальных гранитоидных комплексах место куполов аляскитовых или редкометальных гранитов III фазы — конечных продуктов дифференциации магматического очага — занимают пегматитовые поля, в том числе и поля редкометальных пегматитов.

Таким образом, выясняется генетическая связь редкометальных пегматитов с дифференцированными магматическими комплексами гранитоидов складчатых областей (палингенных аллохтонных гранитоидов известково-щелочного ряда); в этих комплексах пегматиты появляются как заключительные члены дифференциационных серий.

Наиболее близкие, непосредственно предшествующие пегматитам по времени формирования граниты II фазы таких комплексов обычно и приводятся в литературе как материнские граниты редкометальных пегматитов, хотя связи между теми и другими во многих случаях следует относить, скорее, к разряду парагенетических.

3. Масштабы пегматитоносности (и вообще рудоносности) магматических комплексов непосредственно корреспондируются с интенсивностью развития процессов дифференциации: чем выше степень дифференцированности комплекса, т. е. чем более дробно фракционированы его поздние фазы (подразделяющиеся в таких комплексах на серию сближенных во времени субфаз), тем, как правило, крупнее связанные с ними редкометальные месторождения, в том числе и поля редкометальных пегматитов. В свою очередь степень дифференцированности комплексов отчетливо коррелируется с их тектонической позицией и активностью летучих в ходе их становления.

4. От I до II фазе комплекса и далее к пегматитам возрастает содержание в породах щелочей, кремнезема и ряда литофильных редких и рудных элементов, типоморфных для пегматитов, таких, как литий, рубидий, цезий, бериллий, тантал, ниобий, олово, бор; одновременно возрастает и активность минерализаторов, в первую очередь воды и фтора. Наряду с этим уменьшается содержание в породах извести, магнезии, железа,

титана и ряда других компонентов, отстающих в ходе нормальной магматической дифференциации (цинк, скандий и т. п.). В магматических комплексах с высокой степенью дифференцированности суммарный объем гранитов поздних фаз по отношению к гранитоидным плутонам ранних фаз уменьшается, а содержание и коэффициенты накопления литофильных редких элементов, равно как и активность летучих компонентов в них, возрастают, чем и определяется потенциальная рудоносность таких комплексов.

Интересно, что в гранитоидах I фазы рудоносных комплексов содержание ряда литофильных элементов-примесей, отличающихся высоким средством к летучим (в частности, ко фтору), часто оказывается заметно пониженным по сравнению со средним уровнем их содержания в однотипных гранитоидах безрудных комплексов, т. е. отмечается повышение степени экстракции редких элементов из магматического расплава в поздние продукты дифференциации за счет уменьшения их рассеяния на начальных стадиях последней. Это относится, например, к таким элементам, как литий, олово, тантал, ниобий, бериллий, рубидий, цезий и др. Найдено, в частности (Потенциальная рудоносность..., 1970; Ставров, 1971), что при совпадающем валовом содержании рубидия в рудоносных и безрудных комплексах коэффициент его накопления (т. е. отношение содержания в гранитах II фазы к его содержанию в I фазе) в пегматитоносных комплексах значительно увеличивается по сравнению с непегматитоносными комплексами (соответственно 1,7—2,0 против 1,2—1,4); иными словами, в пегматитоносных комплексах тенденция рубидия, как и других редких элементов, концентрироваться в поздних остаточных расплавах проявлена заметно сильнее, чем безрудных.

Следует учитывать, что важнейшим фактором разделения элементов в процессе кристаллизации магматического расплава является не пропорциональное их разделение между кристаллизующимися минералами и остающейся силикатной магмой. Количественной мерой накопления рудных элементов в остаточном расплаве, по данным И. Д. Рябчикова (1975, 1976), является коэффициент распределения, определяемый как отношение концентраций этого элемента в кристаллах и в жидкой фазе. Чем меньше средневзвешенный для различных минералов коэффициент распределения, называемый И. Д. Рябчиковым «комбинированным коэффициентом», тем больше накапливается элемент в остаточном расплаве.

Другими словами, комбинированный коэффициент распределения обратно пропорционален коэффициенту накопления. И. Д. Рябчиковым (1975) были рассчитаны комбинированные коэффициенты распределения для ряда элементов гранитов Юго-Западного Памира (Раумидский массив), которые приводятся ниже:

Коэффициенты распределения для модели фракционной кристаллизации

F	0,05 *	Be	0,05—0,3
W	0—0,2	Nb	0,15—0,4
Sn	0—0,2	Y	0,3—0,5
Li	0,05—0,3	Rb	0,3—0,5

* Для гранитов Тасмании.

Из этих данных следует, что при прочих равных условиях в гранитах II фазы должны накапливаться рудные элементы в следующем порядке: F, Sn, W, Li, Be, Nb, Rb, Y. В пегматитах по сравнению с гранитами II фазы происходит дальнейшее накопление этих же элементов. Исходя из этого, изучая коэффициенты накопления редких элементов в поздних фазах гранитного магматического комплекса по отношению к ранней, можно не только установить его потенциальную рудоносность, но и выяснить, какие конкретные элементы склонны к образованию концентраций в связи с конечной фазой дифференциации комплекса.

При этом необходимо учитывать, что рудные элементы могут как накапливаться в остаточном расплаве, так и выноситься в газовую фазу-флюид. Экстрагирующая же способность флюида, в первую очередь, зависит от активности в нем летучих компонентов, образующих с рудными элементами прочные комплексные соединения. Как известно, бериллий, олово, тантал, ниобий и другие редкие элементы являются типичными фторофильными, и при высокой концентрации фтора в газовой фазе они будут экстрагироваться в надкритический водный раствор, дающий начало гидротермальным месторождениям.

Таким образом, накопление редких элементов в пегматитах или в типичных гидротермальных образованиях зависит в первую очередь от количества присутствующего в системе фтора и существования условий, благоприятствующих отделению водного флюида. Но эти факторы находят конкретное суммарное выражение в числовых характеристиках распределения редких элементов и фтора по интрузивным фазам рудоносных комплексов. Соответственно, изучение коэффициента накопления фтора в таких комплексах позволяет определять вероятный генетический тип месторождений, связанных с ними (пегматиты или гидротермальные образования). Так, А. И. Гинзбургом и Э. И. Иовчевой (1975) было показано, что бериллиевые месторождения возникают только в случае, если коэффициент накопления бериллия более 1,5. Если при этом коэффициент накопления фтора менее 1,0—1,2, возникают только гранитные пегматиты, если же он равен 1,5 и более,— гидротермальные месторождения.

5. Пегматиты могут сопровождать каждую последовательную фазу магматического комплекса, включая и гранитоидные

плутоны ранних фаз, но размах их развития в связи с интрузивами различных фаз далеко не одинаков. В частности, основная масса редкометальных пегматитов, и в том числе все крупные промышленные их поля, появляются на заключительных этапах формирования магматических комплексов, в качестве их конечных дифференциатов.

При анализе связи редкометальных пегматитов с гранитами необходимо отдельно рассматривать пегматитовые поля типичных фанерозойских складчатых областей и древних стабильных структур земной коры — докембрийских платформ и щитов.

а. В молодых складчатых областях пегматиты обычно обнаруживают непосредственную связь с материнскими гранитами. Внедрение последних имеет место на поздне- или посторогенном этапе развития складчатых областей, при этом гранитные интрузивы контролируются крупными разрывными нарушениями типа глубинных разломов. Пегматитовые поля пространственно и генетически связаны с этими массивами; наиболее тесно они ассоциируют с дополнительными интрузивами трещинного типа и дайковыми сериями лейкократовых жильных гранитов, гранит-аплитов, гранит-пегматитов и т. п. Размещение этих дайковых поясов контролируется тектоническими нарушениями второго и третьего порядков, сопряженными с глубинными разломами. Распределение пегматитовых полей обнаруживает четкую зависимость от морфологии апикальных и контактовых поверхностей материнских плутонов. Традиционные представления о связи пегматитов и гранитов сформировались именно на основе детального изучения пегматитовых провинций этого типа и с большой полнотой изложены в работах А. Е. Ферсмана и его последователей.

б. На древних платформах редкометальные пегматиты часто не обнаруживают такой тесной пространственной связи с интрузивами; связь эта либо вообще отсутствует, либо весьма замаскирована. Редкометальные пегматитовые поля приурочены здесь к своеобразным «шовным» структурам — узким линейным прогибам в архейском кристаллическом фундаменте типа так называемых геосинклинальных трогов, грабен-синклинориев или протогеосинклиналей, которые отделяются от пород нижнего структурного яруса доколя платформы крупными продольными глубинными разломами (Архангельская, Гинзбург, 1976).

Гранитный магматизм в подобного рода узких грабенообразных структурах, выполненных породами протерозоя, в некоторых регионах проявлен слабо, в то время как редкометальные пегматиты, ассоциирующие с сериями близких по составу жильных пород (гранитов, аплитов, гранит-пегматитов), развиты достаточно широко; при этом масштаб их проявления не соответствует развитию гранитных интрузивов. В других регионах, к которым приурочены большинство пегматитовых провинций этого типа, гранитный магматизм в пределах таких структур

проявлен широко и в целом развивается аналогично магматизму складчатых областей. Радиологический возраст гранитного магматизма и пегматитов, как правило, близок возрасту вмещающих метаморфических толщ, что свидетельствует о формировании тех и других на протяжении единого тектоно-магматического цикла. Метаморфизм толщ, вмещающих пегматиты, тесно связан с гранитным магматизмом и относится к андалузит-силлиманитовому типу. Крупные плутоны I интрузивной фазы, сложенные породами гранит-гранодиоритовой ассоциации, как и заметно уступающие им по размерам гранитные массивы II фазы, внедрились после завершения основной складчатости, на этапе развития глыбовых движений, и контролируются преимущественно зонами разрывных нарушений.

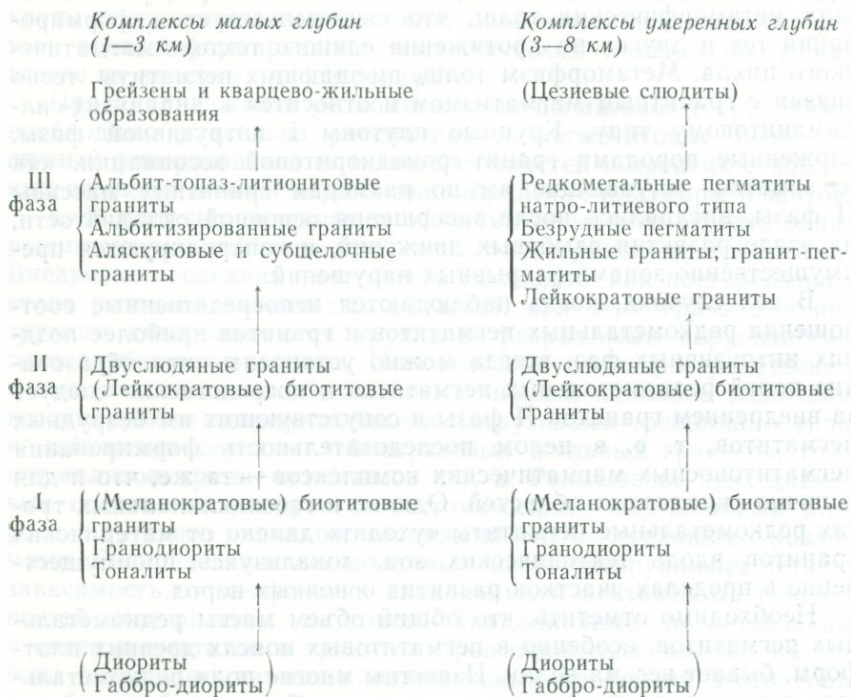
В тех случаях, когда наблюдаются непосредственные соотношения редкометальных пегматитов и гранитов наиболее поздних интрузивных фаз, всегда можно установить, что образование полей редкометальных пегматитов непосредственно следует за внедрением гранитов II фазы и сопутствующих им безрудных пегматитов, т. е. в целом последовательность формирования пегматитоносных магматических комплексов — та же, что и для типично складчатых областей. Однако в геосинклинальных трюгах редкометальные пегматиты «уходят» далеко от материнских гранитов вдоль тектонических зон, локализуясь преимущественно в пределах участков развития основных пород.

Необходимо отметить, что общий объем массы редкометальных пегматитов, особенно в пегматитовых поясах древних платформ, бывает весьма велик. Известны многие поля редкометальных пегматитов, протягивающиеся почти без перерыва на расстояние в 12—15 км при суммарной прессованной мощности до 100—150 м. Фактически по объему такая пегматитовая масса вполне сравнима с небольшим гранитным интрузивом.

Как показывает сопоставление обобщенных схем формирования дифференцированных комплексов малых и средних глубин (см. схему), конечным интрузивным фазам (III) комплексов малых глубин, представленным штоками и куполами альбитизированных и грейзенизированных редкометальных гранитов, соответствуют в комплексах средних глубин дайковые серии жильных гранитов, гранит-пегматитов и пегматитов. При этом редкометальные пегматиты непосредственно сопоставляются с апикальными участками этих штоков и куполов, а безрудные пегматиты — с их подкупольными, промежуточными зонами. Подобный подход к редкометальным пегматитам как к последним, заключительным интрузивным фазам дифференцированных гранитных комплексов согласуется и со взглядами А. Е. Ферсмана, рассматривавшего пегматиты как результат конечной, остаточной кристаллизации гранитной магмы.

В то же время трактовка пегматитов в качестве самостоятельной, самой поздней фазы дифференцированных комплексов

СХЕМА ФОРМИРОВАНИЯ ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ АЛЛОХТОННЫХ
ГРАНИТНЫХ КОМПЛЕКСОВ С РЕДКОМЕТАЛЬНЫМ ОРУДЕНЕНИЕМ



хорошо объясняет интрузивную их природу, позднемагматический характер начальных стадий развития пегматитового процесса, обогащенность пегматитов летучими и редкими элементами, единую специализацию пегматитов и гранитов, а также продолжение и завершение в пегматитах всех тех геохимических тенденций, которые четко характеризуют последовательный ряд интрузивных фаз единого развивающегося гранитного магматического комплекса, т. е. нормальную дифференциационную серию.

6. Граниты поздних фаз пегматитоносных комплексов характеризуются следующими особенностями.

а. Они относятся к группе мезоабиссальных, со всеми присущими им геологическими и петрографическими признаками образований средних глубин: равномерно-средне- или крупнозернистые, иногда слабопорфировидные (особенно в верхних частях плутонов) структуры, массивные текстуры, отсутствие или весьма малая мощность эндоконтактовой закалочной коры, высокая степень упорядоченности калиевого полевого шпата, широкое развитие мирмекитов в плагиоклазе на стыках с мик-

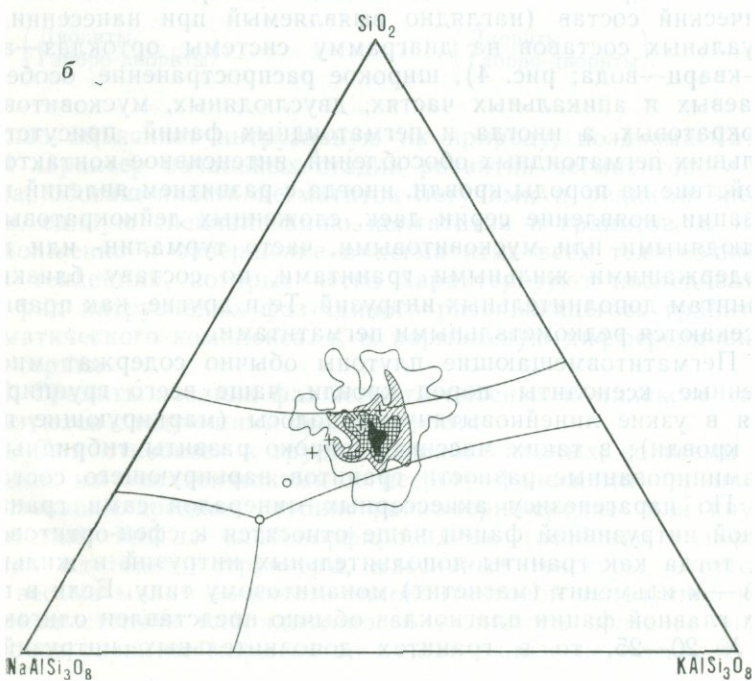
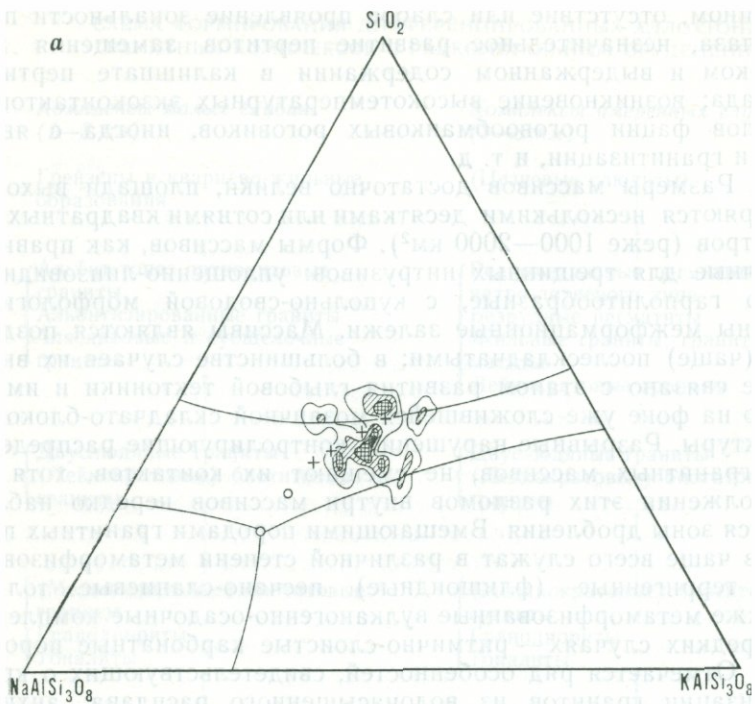
роклином, отсутствие или слабое проявление зональности плагиоклаза, незначительное развитие пертитов замещения при высоком и выдержанном содержании в калишпате пертитов распада; возникновение высокотемпературных экзоконтактовых ореолов фации роговообманковых роговиков, иногда с явлениями гранитизации, и т. д.

б. Размеры массивов достаточно велики, площади выходов измеряются несколькими десятками или сотнями квадратных километров (реже 1000—2000 км²). Формы массивов, как правило, типичные для трещинных интрузивов: уплощенно-линзовидные, часто гарполитообразные, с купольно-сводовой морфологией; обычны межформационные залежи. Массивы являются поздними (чаще) послескладчатыми; в большинстве случаев их внедрение связано с этапом развития глыбовой тектоники и имело место на фоне уже сложившейся мозаичной складчато-блоковой структуры. Разрывные нарушения, контролирующие распределение гранитных массивов, не смещают их контактов, хотя на продолжении этих разломов внутри массивов нередко наблюдаются зоны дробления. Вмещающими породами гранитных plutонов чаще всего служат в различной степени метаморфизованные терригенные (флишoidные) песчано-сланцевые толщи, а также метаморфизованные вулканогенно-осадочные комплексы и в редких случаях — ритмично-слоистые карбонатные породы.

в. Отмечается ряд особенностей, свидетельствующих о кристаллизации гранитов из водонасыщенного расплава: анхикотектический состав (наглядно выявляемый при нанесении их виртуальных составов на диаграмму системы ортоклаз—альбит—кварц—вода; рис. 4), широкое распространение, особенно в краевых и апикальных частях, двуслюдяных, мусковитовых, лейкократовых, а иногда и пегматоидных фаций, присутствие небольших пегматоидных обособлений, интенсивное контактное воздействие на породы кровли, иногда с развитием явлений гранитизации, появление серии даек, сложенных лейкократовыми, двуслюдяными или мусковитовыми, часто турмалин- или гранатсодержащими жильными гранитами, по составу близкими к гранитам дополнительных интрузий. Те и другие, как правило, пересекаются редкометалльными пегматитами.

г. Пегматитовмещающие plutоны обычно содержат многочисленные ксенолиты пород кровли, чаще всего группирующиеся в узкие линейновытянутые полосы (маркирующие процессы кровли); в таких массивах широко развиты гибридные и загрязненные разности гранитов варьирующего состава.

д. По парагенезису аксессуарных минералов сами граниты главной интрузивной фации чаще относятся к сфен-ортитовому типу, тогда как граниты дополнительных интрузий и жильных серий — к ильменит (магнетит)-монацитовому типу. Если в гранитах главной фации плагиоклаз обычно представлен олигоклазом № 20—25, то в гранитах дополнительных интрузий и



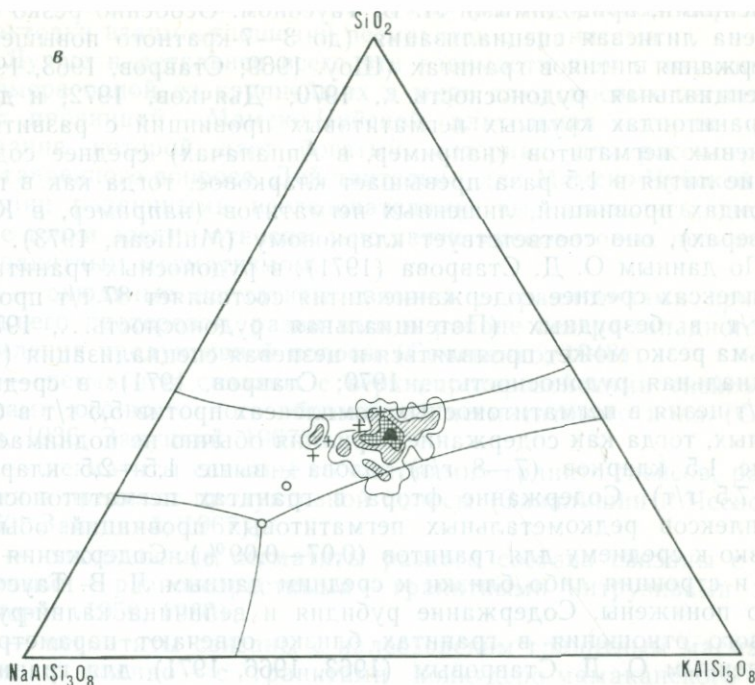


Рис. 4. Проекция виртуальных составов гранитов поздних фаз дифференцированных пегматитоносных комплексов редкометалльных пегматитовых провинций на диаграмму системы альбит—ортоклаз—кварц—вода.

а — Урал (40 анализов), внутренние контуры (клетка+заливка) охватывают >50% точек; б — Казахстан и Средняя Азия (140 анализов), внутренние контуры охватывают ~60% точек; в — Сибирь (40 анализов), внутренние контуры охватывают >50% точек. Остальные пояснения см. на рис. 2

в жильных гранитах — альбит-олигоклазом № 8—15. По содержанию в гранитах он уступает микроклину.

е. В петрохимическом отношении рассматриваемые граниты близки к среднему граниту по Р. А. Дэли или С. Р. Ноккольдсу. Сумма щелочей составляет 7,5—8% (в пегматонидных фациях до 8,5—8,7%), причем либо калий и натрий присутствуют в примерно одинаковых количествах, либо же калий несколько преобладает. Содержание извести обычно 1—2%, редко опускаясь до 0,6—0,8% или поднимаясь до 2,1—2,3%. Суммарная железистость всегда значительно превышает содержание магния.

ж. Средние содержания щелочей, некоторых литофильных редких элементов и фтора в палингенных гранитах известково-щелочного ряда оценены Л. В. Таусоном (1974). Следует заметить, что в гранитах поздних фаз пегматитоносных комплексов уровень содержания таких элементов, как литий, бериллий, ниобий и тантал, олово, свинец и в некоторых провинциях цезий обычно повышается в 1,5—2 раза по сравнению со средними

значениями, приводимыми Л. В. Таусоном. Особенно резко выражена литиевая специализация (до 3—7-кратного повышения содержания лития в гранитах (Шоу, 1969; Ставров, 1963, 1971; Потенциальная рудоносность..., 1970; Дьячков, 1972; и др.). В гранитоидах крупных пегматитовых провинций с развитием литиевых пегматитов (например, в Аппалачах) среднее содержание лития в 1,5 раза превышает кларковое, тогда как в гранитоидах провинций, лишенных пегматитов (например, в Кордильерах), оно соответствует кларковому (Mulligan, 1973).

По данным О. Д. Ставрова (1971), в рудоносных гранитных комплексах среднее содержание лития составляет 87 г/т против 33 г/т в безрудных (Потенциальная рудоносность..., 1970). Весьма резко может проявляться и цезиевая специализация (Потенциальная рудоносность..., 1970; Ставров, 1971): в среднем 19 г/т цезия в пегматитоносных комплексах против 5,5 г/т в безрудных, тогда как содержание бериллия обычно не поднимается выше 1,5 кларков (7—8 г/т), олова — выше 1,5—2,5 кларков (5—7,5 г/т). Содержание фтора в гранитах пегматитоносных комплексов редкометалльных пегматитовых провинций обычно близко к среднему для гранитов (0,07—0,09%). Содержания бария и стронция либо близки к средним данным Л. В. Таусона, либо понижены. Содержание рубидия и величина калий-рубидиевого отношения в гранитах близко отвечают параметрам, найденным О. Д. Ставровым (1963, 1966, 1971) для гранитов II фазы дифференцированных магматических комплексов складчатых областей. Отмечается тенденция к некоторому повышению содержания ряда редких элементов (включая рубидий) в гранитах апикальных частей массивов.

3. Материнские граниты слюдоносных пегматитов формации больших глубин

Вопрос о взаимоотношениях слюдоносных пегматитов с гранитами еще более сложен, чем в случае редкометалльных пегматитов. Достаточно напомнить, что многие слюдоносные пегматитовые провинции практически вообще лишены значительных проявлений интрузивного гранитного магматизма, с которыми можно было бы связать обширные поля мусковитовых и керамических пегматитов. К числу таких провинций относится, например, Карело-Кольская, где лишь в последние годы были обнаружены и описаны массивы пегматоидных гранитоидов, возможно, являющихся материнскими для мусковитовых пегматитов и, во всяком случае, находящихся с ними в определенной генетической связи. Вместе с тем, в других провинциях СССР (например, Бирюсинской, Мамско-Чуйской и др.) широко распространены разновозрастные гранитоиды, слагающие многочисленные тела различной величины и варьирующего состава. Понятно, что такая геологическая обстановка могла давать

основания для возникновения самых разнообразных вариантов трактовки взаимоотношений пегматитов с гранитами.

Лучше и детальнее всего эти взаимоотношения изучены на примере одной из крупнейших в мире слюдоносных пегматитовых провинций — Мамско-Чуйской, длительная история исследования которой дает богатый материал для рассмотрения поставленного вопроса. Действительно, для Мамско-Чуйской провинции различными исследователями, высказывались следующие точки зрения относительно связи мусковитовых пегматитов с гранитным магматизмом:

— слюдяные пегматиты связаны с гранитоидами архея — нижнего протерозоя, развитыми в районе северо-западного обрамления продуктивной полосы (Семененко, 1948);

— пегматиты связаны с верхнепротерозойскими гнейсо-гранитами юго-восточного обрамления пегматитового поля (Смирнов, 1936; Залуцкий, 1967);

— пегматиты связаны со «штоками» гранито-гнейсов, развитыми в пределах продуктивной полосы (Завалишин и Чесноков, 1960; Залуцкий, 1967);

— слюдоносные пегматиты разного состава связаны с различными — разновозрастными — гранитными интрузивами (Никаноров, 1959, 1960);

— пегматиты связаны с палеозойским гранитным магматизмом, а именно — с гранитами конклюдеро-мамаканского комплекса (Таевский, Таевская, 1961);

— слюдяные пегматиты, будучи производными гранит-пегматитов, принадлежат к самостоятельной пегматитовой (гранит-пегматитовой) интрузии (Сучков, 1957, 1961);

— пегматиты с гранитами вообще не связаны и имеют ультраметаморфическое происхождение (Великославинский, Соколов, 1960; Великославинский и др., 1963; Соколов, 1970);

— слюдоносные пегматиты имеют гетерогенную природу, среди них присутствуют как магматогенные (в том числе связанные с гнейсо-гранитами), так и метаморфогенные образования (Шмакин, 1965, 1967; Макагон и др., 1969; Шмакин, Макагон, 1972; отчасти Завалишин, Чесноков, 1960).

В дальнейшем была доказана необоснованность представлений о связи слюдоносных пегматитов этой провинции как с наиболее древними, так и с самыми молодыми гранитоидами. Длительное время оставался открытым вопрос о связи этих пегматитов с верхнепротерозойскими роговообманково-биотитовыми гнейсо-гранитами, которые широко распространены не только в Мамско-Чуйской, но и в других слюдоносных пегматитовых провинциях. Гнейсо-граниты слагают как весьма крупные мигматит-плутоны, развитые на флангах пегматитовых полей, так и более мелкие тела в пределах последних (в этих случаях их часто называют гранито-гнейсами); среди них нередко

сохраняется («просвечивает») рисунок складчатой структуры метаморфической толщи.

Автохтонный характер гнейсо-гранитов и непосредственная генетическая связь с процессами региональной гранитизации достаточно обоснованы как анализом всей геологической обстановки нахождения этих пород, так и их геохимическими особенностями. В частности, В. Н. Шаровым (Мусковитовые пегматиты СССР, 1975) показана закономерная приуроченность гранито-гнейсовых массивов к периферическим зонам крупных мигматитовых куполов, что еще рельефнее выявляет автохтонную природу этих массивов. Предметом дискуссии может служить лишь механизм процессов гранитизации, дающей начало гнейсо-гранитам: одни исследователи считают их ультраметаморфическими (анатектическими), другие же склонны отводить ведущую роль явлениям «метасоматической гранитизации» без прохождения стадии расплава или с частичным плавлением (последний вариант близок «магматическому замещению» в понимании Д. С. Коржинского, 1952).

Слюдоносные пегматиты рассматривались как производные гнейсо-гранитов до тех пор, пока радиогеологическими методами не был установлен существенно более древний их возраст по сравнению с пегматитами (Сучков, 1957, 1961; Великославинский и др., 1963; Макагон и др., 1969; Соколов, 1970; Шмакин, 1973; Бушев, 1974). В настоящее время многие геологи (Соколов, 1970; Шуркин, 1958; и др.) считают, что эти пегматиты вообще не имеют генетических связей с гранитами и образовались вследствие процессов регионального метаморфизма. Однако еще в 1957—1961 гг. П. Н. Сучков обратил внимание на тесную связь слюдоносных пегматитов Мамско-Чуйского района с массивами своеобразных пегматоидных гранитоидов, которым он дал название гранит-пегматитов и предложил рассматривать в качестве самостоятельной интрузии (Сучков, 1957, 1961).

Другими исследователями (П. Н. Марков, 1937; Н. В. Петровская, 1940 г.; Тимофеев, 1960; Макагон и др., 1969) эти породы определялись как «мелкозернистые пегматиты дографической фазы» в составе «гигантомигматитов» (Н. В. Петровская) или «гранитовидные пегматиты» (И. Н. Тимофеев). Они представляют собой второй (помимо гнейсо-гранитов) тип гранитных пород, характерных для слюдоносных пегматитовых провинций и широко распространенных на территории последних. Длительное время их причисляли к пегматитовым образованиям. П. Н. Сучков впервые указал на них как на возможные родоначальные породы для мусковитовых пегматитов.

Детальные исследования этих пегматоидных гранитоидов («гранит-пегматитов») проведены за последнее десятилетие в Мамско-Чуйской слюдоносной провинции (А. Г. Бушев, В. М. Макагон, П. Н. Сучков, Б. М. Шмакин и др.) и отчасти в Карело-Кольской провинции (С. И. Макиевский, О. Ф. Мец,

И. В. Давиденко и др.). Они дали основание рассматривать эти гранитоиды как материнские для слюдоносных пегматитов. Поскольку генетическая связь во всяком случае значительной части мусковитовых пегматитов с пегматоидными гранитами действительно весьма вероятна, ниже приводится краткая характеристика последних.

а. Регионально-тектоническая позиция пегматоидных гранитоидов (вообще гигантомигматитовых образований), как показано В. Н. Шаровым (Мусковитовые пегматиты СССР, 1975), определяется их приуроченностью к апикальной зоне громадной мигматитовой залежи (т. е. к сводовым частям мигматитовых куполов).

б. Они представлены крупнозернистыми до пегматоидных гранитными породами лейкократового облика. По соотношению плагиоклаза и микроклина пегматоидные гранитоиды отвечают гранитам (калишпат заметно преобладает над плагиоклазом), гранодиоритам (обратные соотношения) и плагиогранитам (среднее содержание калишпата порядка 5% по объему). Гранитоиды всех трех типов содержат 24—34% (редко более 30%) кварца, в среднем 1—2% биотита и 3—4% мусковита. В количественном отношении преобладают плагиограниты, слагающие и наиболее крупные тела. Гранодиориты развиты слабо и образуют мелкие тела. Граниты занимают промежуточное положение. Петрографическая характеристика гранитоидов приведена в табл. 1 (в основном по данным А. Г. Бушева, 1974).

в. Варьирующий состав этих пород в Мамско-Чуйском районе объясняется либо тем, что они относятся к различным фазам пегматитового процесса (П. Н. Марков, 1937), либо их (предполагаемой) разновозрастностью, т. е. связью с различными интрузиями (Никаноров, 1959, 1960), либо разным их происхождением (Завалишин и Чесноков, 1960; Шмакин, 1965, 1967; Макагон и др., 1969), либо, наконец, более поздними изменениями — наложением процессов перекристаллизации и метасоматоза (Таевский, Таевская, 1961; Сучков, 1957; Соколов, 1970; и др.). В последнее время выяснено (Бушев, 1974), что вариации состава рассматриваемых пород носят закономерный характер и обусловлены последовательным формированием гранитоидов различного, но в пределах каждой отдельной фазы (субфазы) достаточно выдержанного состава. В совокупности они составляют единый сложный магматический комплекс. По данным А. Г. Бушева (1974) устанавливается следующая схема формирования этого комплекса: I фаза — плагиограниты, дополнительная субфаза — гранодиориты, II фаза — граниты. Каждая фаза сопровождается только ей присущими жильными гранитоидами.

Как следует из этой схемы, от ранних фаз комплекса к поздним возрастает содержание в гранитоидах калишпата, что, однако, не сопровождается, как в нормальном ряду дифференци-

Таблица I
ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПЕГМАТОИДНЫХ ГРАНИТОИДОВ (ГРАНИТ-ПЕГМАТИТОВ)
МАМСКО-ЧУЙСКОГО РАЙОНА

Характеристики состава и структуры		Плагиограниты	Гранодиориты	Граниты
Средний размер зерен, мм		20	20—30	20
Плагиоклаз	Содержание, об. % Размер выделений, мм Состав	58—65 (стр. ~62) 10—30 Незональный олигоклаз № 23—26 (до № 30—32 в контактах с породами, богатыми известью); примесь мелких зерен альбита и альбит-олигоклаза II генерации	32—54 (ср. ~44) 10—30 Незональный олигоклаз № 20—26; примесь мелких зерен альбит-олигоклаза II генерации (№ 10—12)	25—36 (ср. ~31) 10—40 Незональный олигоклаз № 23—26 (до № 35 в контактах с породами, богатыми известью); примесь мелких зерен альбит-олигоклаза II генерации (№ 12—16)
	Структурные модификации	Промежуточные и высокотемпературные	Низкотемпературные или промежуточные	Промежуточные или низкотемпературные
Калишпат	Содержание, об. % Размер выделений, мм Содержание альбитовой фазы в перлитах, %	3,5—8 (ср. ~5) 1—15 14—21	15—24 (ср. ~16) 1—4 —	28—39 (ср. ~36) 10—30 28—32 (вкрапленники) 15—24 (зерна основной массы)
	Степень упорядоченности ($\Delta\rho$, 2V)	Резко варьирует: $\Delta\rho=0,4-0,93$; (-)2V=(76°)—(≥80°)	Обычно $\Delta\rho=0,97$ (решетчатый максимальный микроклин); в отдельных зернах и участках зерен до $\Delta\rho=0,1$ (нерешетчатый ортоклаз)	Широко варьирует: от ортоклаза с $\Delta\rho=0,07$ и (-)2V=60° (часто во внутренних зонах зерен) до решетчатого или крипторешетчатого микроклина с $\Delta\rho=0,79$ и (-)2V=84° (часто во внешних зонах зерен)
Кварц	Содержание, об. % Размер выделений, мм	25—31 (ср. ~30) 10—30	30—34 (ср. ~33) 10—30	24—33 (ср. ~26) 12—15
Биотит	Содержание, об. % Размер выделений, мм Глиноземистость по Al ₂ O ₃ , % Общая железистость, %	0,4—2,8 (ср. ~1,1) 1—5 11 57	0,2—2,6 (ср. ~1,2) 1—2 — —	0,4—4,5 (ср. ~2,1) 1—15 8,7 —
Мусковит	Содержание, об. % Размер выделений, мм Содержание парагонитовой составляющей, %	0,2—4,4 (ср. ~1,5) 1—3 7,55	2,4—4,9 (ср. ~4,5) 1—2 —	1,4—6,1 (ср. ~4,2) $n \cdot 10^{-1} - (10-15)$ 5,4—6,3
Акцессорные минералы	Парагенезис	Гранат, дистен, турмалин, циркон, апатит (то же парагенезис, что и во вмещающих метаморфических породах)		Апатит, гранат, циркон, монацит, турмалин, рутил

ции, параллельным увеличением содержания кварца и уменьшением количества темноцветных: максимальное содержание кварца приходится на «гранодиориты», а биотита — на граниты (см. табл. 1).

г. Пегматоидные гранитоиды слагают массивы площадью от 2—3 до нескольких десятков квадратных километров. В Мамско-Чуйском районе они тяготеют к юго-восточному флангу продуктивной полосы (так называемая зона обильных инъекций, по М. Ф. Смирнову, 1936), причем по простиранию Мамского синклинория группируются в три поля: северо-восточное, центральное и юго-западное. Максимальная насыщенность гранитным материалом характерна для северо-восточного поля, где в составе гранитоидов преобладают плагиограниты и гранодиориты, слагающие крупные массивы. В центральном поле доминируют граниты; насыщенность гранитным материалом и размеры массивов минимальные.

Пространственное распределение пегматоидных гранитоидов контролируется главным образом мощной зоной «краевого» разлома, ограничивающего Мамский синклинорий с юго-востока; к этой зоне тяготеет прерывистая полоса наиболее крупных тел «гранит-пегматитов», распадающихся на три указанных выше поля, промежутки между которыми практически лишены гранитных пород. Вместе с тем, размещение отдельных тел пегматоидных гранитоидов контролируется преимущественно локальными складчатыми структурами.

д. По форме тел пегматоидных гранитоидов различают собственно массивы, сетчатые залежи, а также поля и зоны крутопадающих жилообразных инъекций. Массивы тяготеют, как правило, к локальным антиклинальным структурам, которые контролируют их размеры, морфологию апикальной поверхности и склонение. Залегание массивов пологое; размеры по простиранию и ширина в плане многократно превосходят их мощность. Сетчатые залежи — комбинации согласных и секущих тел разной мощности — приурочены к участкам развития толщ переслаивания гнейсов и сланцев с известково-силикатными породами, амфиболитами и мраморами, преимущественно в ядрах и на крыльях синклинальных складок. Зоны жилообразных тел, выделенные А. Г. Бушевым, контролируются дизъюнктивными нарушениями, включая зоны рассланцевания и смятия, а также крупные тектонические швы.

Массивы пегматоидных гранитоидов характеризуются сложным рельефом кровли, которая расчленяется на серию пологих куполов, незавершенных куполов и перегибов, разделенных депрессиями. Этот рельеф выявляется при анализе пологой контрактной трещиноватости гранитоидов.

В плане форма выходов обычно неправильная — от изометричной до линейно вытянутой. В последнем случае часто наблюдаются ответвления в виде протяженных жилообразных апо-

физ, ориентированных по простиранию структур; от одного массива могут отходить несколько подобных апофиз. Сетчатые залежи по площади и объему заключенного в них гранитного материала сопоставимы с небольшими массивами.

е. Учитывая специфический характер рассматриваемых гранитоидов и тесную связь с ними слюдоносных пегматитов, целесообразно привести несколько более развернутую характеристику условий залегания этих пород.

Пегматоидные плагииграниты, залегающие в нижних горизонтах метаморфической толщи среди плагиигнейсов, образуют согласные тела мощностью от нескольких сантиметров до нескольких десятков метров; массивы плагиигранитов фактически представляют собой серии подобных сближенных тел. Контакты с вмещающими породами — либо четкие, либо расплывчатые, с постепенными переходами от плагиигнейсов к плагиигранитам и многочисленными линзами последних, как бы «пропитывающих» плагиигнейсы вблизи контактов крупных плагиигранитных тел. В толще переслаивания биотитовых плагиигнейсов и известково-силикатных пород плагииграниты образуют сложные сетчатые залежи, причем контакты с гнейсами и кристаллическими сланцами у них обычно согласные, а с амфиболитами, известково-силикатными породами и редко мраморами — секущие.

В зонах выклинивания согласных тел плагиигранитов по простиранию отчетливо наблюдаются переходы между ними и вмещающими плагиигнейсами и сланцами, с развитием явлений метабластической гранитизации. Плагииграниты изобилуют реликтами в разной степени переработанных метаморфических пород; устанавливается (Тимофеев, 1961) прямая зависимость минерального состава плагиигранитов от состава пород субстрата. Текстура плагиигранитов, как правило, гнейсовидная, унаследованно-полосчатая; в согласных залежах выявляется, что ориентированные текстуры плагиигранитов параллельны сланцеватости вмещающих пород. В мощных телах ориентированный характер текстур наиболее отчетливо выражен у плагиигранитов краевых зон и постепенно «стирается» в породах внутренних частей массивов. В несогласных, рвущих телах плагииграниты еще чаще имеют массивное сложение. Такие тела развиты преимущественно в верхних и средних горизонтах метаморфической толщи. Структура плагиигранитов — грубозернистая гранитовая, с убывающим идиоморфизмом в ряду плагииоклаз—калишпат—кварц.

Крупнозернистые гранодиориты дополнительной субфазы чаще имеют с вмещающими породами резкие интрузивные контакты, а с плагиигранитами — то четкие, то расплывчатые. Они залегают либо в виде небольших массивов, либо в форме жиллообразных тел. Текстура преимущественно

массивная, структура гипидиоморфнозернистая с убывающим идиоморфизмом в ряду плагиоклаз—калишпат—кварц.

Пегматоидные граниты имеют рвущие контакты как с метаморфическими породами, так и с гнейсо-гранитами и плагиогранитами, слагая небольшие массивы, тяготеющие преимущественно к верхним и средним частям разреза метаморфической толщи, а также серии крутопадающих жильных тел. Залегание гранитов, как правило, дискордантное, однако апикальные поверхности массивов, приуроченных к антиклинальным складкам, располагаются согласно с породами кровли.

Текстура массивная, структура гипидиоморфнозернистая, часто отчетливо порфиоровидная (с вкрапленниками калишпата).

ж. В целом по минералого-петрографическим особенностям (см. табл. 1), в частности, по количественным соотношениям породообразующих минералов, парагенезису аксессуарных минералов, основности плагиоклаза и т. д., пегматоидные гранитоиды более близки к собственно слюдоносным пегматитам, чем к соответственным разностям нормальных или лейкократовых гранитоидов. В петрохимическом плане рассматриваемые породы также ближе к пегматитам, чем к нормальным или лейкократовым гранитам и тем более гранодиоритам дифференцированных гранитоидных комплексов. Они резко пересыщены глиноземом, слишком богаты известью для лейкократовых гранитов и отличаются от них пониженной щелочностью.

Изменение как количественного минерального, так и химического состава пород в ряду пегматоидные плагиограниты → крупнозернистые гранодиориты → пегматоидные граниты не обнаруживает четкой направленности, типичной для нормальных рядов дифференциации. По существу процесс формирования комплекса пегматоидных гранитоидов не поддается описанию в рамках обычных представлений о магматической дифференциации, т. е. о последовательном внедрении порций расплава из эволюционирующего глубинного очага.

На диаграмме системы ортоклаз—альбит—кварц—вода проекции виртуальных составов пегматоидных гранитоидов занимают следующее положение (рис. 5; см. также Бушев, 1974): составы плагиогранитов и гранодиоритов располагаются вдоль котектических линий кварц—калинатровый полевой шпат, отвечающих давлениям водной фазы порядка 500—1000 бар; при этом составы плагиогранитов проецируются ближе к стороне кварц—альбит треугольной диаграммы, а состав гранодиоритов смещается вдоль котектической линии ближе к точке тройного минимума (но не достигает ее). Состав же пегматоидных гранитов несколько отклоняется от котектических минимумов при $p_{H_2O} = 1-2$ кбар в сторону некоторого избытка нормативного ортоклаза, что, видимо, является следствием повышенного содержания извести в гранитах, плагиоклаз которых представлен олигоклазом, а не альбитом (Винклер, 1969).

Однако отклонения составов как гранодиоритов, так и пегматоидных гранитов от котектических минимумов экспериментальной диаграммы невелики, и в целом обе группы составов могут быть отнесены к анхикотектическим. О составе плагиогранитов, впрочем, этого сказать нельзя, поскольку его проекция располагается примерно посередине между двойной кварц-альбитовой эвтектикой и тройным котектическим минимумом; замет-

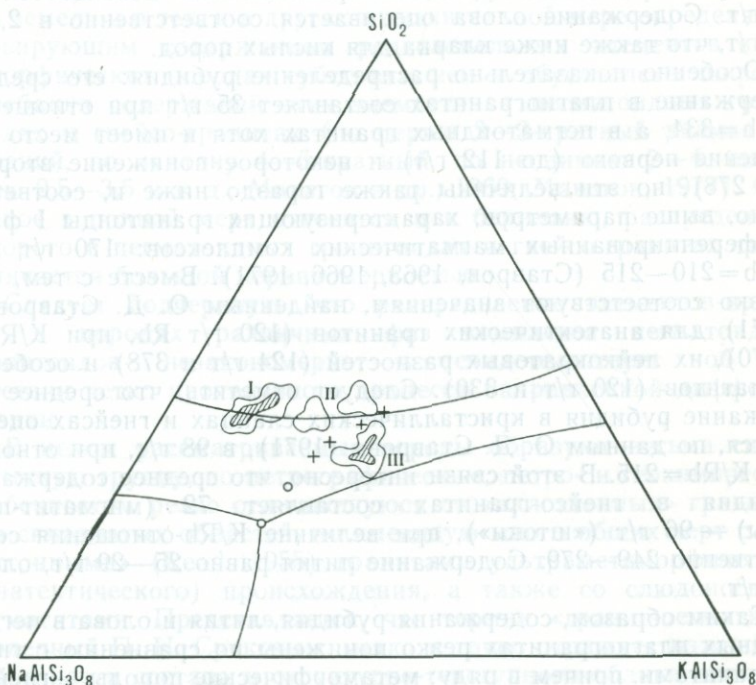


Рис. 5. Проекция средних виртуальных составов пегматоидных гранитоидов (гранит-пегматитов) Мамско-Чуйской слюдоносной провинции на диаграмму системы альбит—ортоклаз—кварц—вода (13 средних составов).

I — плагиограниты, II — «гранодиориты», III — граниты. Заштрихованные контуры охватывают >50% фигуративных точек. Остальные пояснения см. на рис. 2

ное отклонение состава от котектического вообще является характерной особенностью анатектических гранитоидов (Barth, 1966; Ставров, 1971; и др.), лишь лейкократовые разности которых приближаются по составу к тройному температурному минимуму.

3. По геохимическим особенностям — набору элементов-примесей и уровню их содержания — пегматоидные гранитоиды также близки к слюдяным пегматитам (Шмакин, 1967, 1976; Макагон и др., 1969; Макагон, 1977). Содержания лития, рубидия, цезия, олова, тантала, ниобия и других редких элементов,

типичных для редкометальных пегматитов, в пегматоидных гранитоидах резко понижено по сравнению со средним уровнем содержания тех же элементов в гранитоидах дифференцированных комплексов.

Например, среднее содержание лития в пегматоидных плагиогранитах Мамско-Чуйского района равно 22 г/т (Макагон и др., 1969; Макагон, 1977), т. е. вдвое ниже среднего значения для гранитов; в пегматоидных гранитах оно повышается до 33 г/т. Содержание олова оценивается соответственно в 2,5 и 2,8 г/т, что также ниже кларка для кислых пород.

Особенно показательно распределение рубидия: его среднее содержание в плагиогранитах составляет 35 г/т при отношении $K/Rb=334$, а в пегматоидных гранитах хотя и имеет место повышение первого (до 112 г/т) и некоторое понижение второго (до 278), но эти величины также гораздо ниже и, соответственно, выше параметров, характеризующих гранитоиды I фазы дифференцированных магматических комплексов: 170 г/т при $K/Rb=210-215$ (Ставров, 1963, 1966, 1971). Вместе с тем, они близко соответствуют значениям, найденным О. Д. Ставровым (1971) для анатектических гранитов (120 г/т Rb, при $K/Rb=370$), их лейкократовых разностей (124 г/т и 378) и особенно пегматитов (120 г/т и 330). Следует отметить, что среднее содержание рубидия в кристаллических сланцах и гнейсах оценивается, по данным О. Д. Ставрова (1971), в 98 г/т, при отношении $K/Rb=215$. В этой связи интересно, что среднее содержание рубидия в гнейсо-гранитах составляет 72 (мигматит-плутониты) — 96 г/т («штоки»), при величине K/Rb -отношения соответственно 249—279. Содержание лития равно 25—29 г/т, олова 3,4 г/т.

Таким образом, содержания рубидия, лития и олова в пегматоидных плагиогранитах резко понижены по сравнению с гнейсо-гранитами, причем в ряду: метаморфические породы — гнейсо-граниты — пегматоидные плагиограниты имеет место понижение содержания рубидия и повышение величины K/Rb -отношения. Такая картина распределения рубидия весьма характерна для анатектических серий гранитоидов и пегматитов (Ставров, 1971), она обратна его распределению в дифференцированных комплексах и их пегматитах. Очевидно, при формировании пегматоидных гранитоидов поведение рубидия было своеобразным: вместо тенденции к накоплению в остаточном расплаве (коэффициент распределения менее 1) он проявляет стремление к сохранению в составе твердых фаз, не переходящих в расплав при анатексисе (коэффициент распределения более 1). То же относится к другим редким щелочам, олову, танталу, минералами-носителями и концентраторами которых в гранитоидах и метаморфических породах являются слюды. Все эти элементы, как и фтор, для рассматриваемых пегматоидных гранитоидов не типичны.

Наиболее характерные для них элементы-примеси — барий и стронций (так, для Мамского района в среднем 5500 г/т Ва и 820 г/т Sr; Ва/Sr=6,7; Макагон, Костюкова, 1973; Шмакин, 1973), отчасти также редкие земли, преимущественно цериевой подгруппы ($\Sigma TR_{Ce}/\Sigma TR_{Y} \approx 10-12$; Шмакин, 1976), иногда бериллий. По суммарному содержанию редких земель пегматоидные гранитоиды мало отличаются от гнейсо-гранитов (Макагон и др., 1969). По-видимому, абсолютный уровень содержания редких земель и в тех, и в других в значительной мере определяется варьирующим содержанием редкоземельных элементов в метаморфических породах субстрата, чем и обусловлены широкие колебания содержаний этих элементов в пегматоидных гранитоидах и гнейсо-гранитах (по церию 2—3-кратный размах колебаний, по лантану 4—5-кратный, по неодимию 2—4, по итрию 2,5—3,5 и т. д.; Макагон и др., 1969; Макагон, 1977). Сказанное в полной мере относится и к бериллию, распределение которого в пегматоидных гранитоидах и гнейсо-гранитах также отличается большой неравномерностью.

Следует подчеркнуть, что распределение элементов-примесей в породах различных фаз комплекса пегматоидных гранитоидов закономерно и свидетельствует об отсутствии четко проявленного процесса направленной дифференциации:

В целом рассматриваемые породы образуют весьма специфическую группу, по петрографическим, петро- и геохимическим особенностям резко отличающуюся от «аллохтонных» гранитоидов складчатых областей, но имеющую много общих черт с «автохтонными» (Read, 1955) гранитами ультраметаморфического (анатектического) происхождения, а также со слюдоносными пегматитами. Представляется, что термин «гранит-пегматиты», введенный П. Н. Сучковым, метко и точно отражает важнейшие особенности состава и структурно-текстурного облика этих гранитоидов, и нет необходимости заменять его гораздо менее выразительными терминами «пегматоидные граниты» и т. п. Соответственно, представления о магматическом происхождении этих пород и тесно связанных с ними слюдоносных пегматитов следует принимать с определенными ограничениями — лишь в том смысле, что в значительной своей части они являются продуктами кристаллизации специфических расплавов гранитного состава.

Наиболее вероятно ультраметаморфическое происхождение пород рассматриваемой группы: плагиограниты (плагиогранит-пегматиты) могут возникать либо за счет селективного плавления плагиогнейсов преимущественно *in situ*, со сбросом меланократовых «реститов» в виде оторочек биотитовых слюдитов (Тимофеев, 1961; Макагон, 1969), — в этом случае наблюдаются четкие контакты с вмещающими метаморфическими породами, либо посредством механизма метабластической мигматизации,

без перехода в состояние расплава (Соколов, 1970). Первоначально развивающиеся в метаморфических породах метапласты плагиоклаза затем преобразуются в диабласти, которые в свою очередь собираются в первичный «клубок», в дальнейшем — в ходе собирательной перекристаллизации, — дающий начало телам пегматоидных плагиогранитов; в этом случае наблюдаются постепенные переходы между последними и вмещающими метаморфическими породами.

И. Н. Тимофеевым (1960, 1961) на примере месторождения Большое Северное (Мамско-Чуйского района) продемонстрировано, что массивы «гранитовидных пегматитов» возникают на месте метаморфических пород, как бы «замещая» целые участки метаморфической толщи без нарушения ее складчатой структуры; это наиболее удовлетворительно объясняется, по-видимому, исходя из концепции «магматического замещения» Д. С. Коржинского (1952). Что же касается более богатых микроклином пород — «гранодиоритов» и «пегматоидных гранитов», — явно кристаллизовавшихся из расплава, то для них (и связанных с ними микроклиновых разновидностей пегматитов) следует принимать вероятность образования в результате повторного переплавления «плагиогранитов», с частичным вовлечением слюд в процессе плавления и большим (граниты) или меньшим («гранодиориты») перемещением анатектического расплава от места возникновения, преимущественно по зонам разломов. При этом гранитоиды (и тесно связанные с ними слюдоносные пегматиты) могут, очевидно, обогащаться прежде всего теми элементами, которые рассеяны в решетке полевых шпатов гнейсов и, соответственно, переходят в анатектический расплав при селективной выплавке из них лейкократовых компонентов. В зависимости от состава субстрата (метаморфизованные терригенные или вулканогенные породы) набор этих элементов варьирует. Так, в случае когда селективному плавлению подвергаются метаморфизованные кислые эффузивы и их туфы, к обычной ассоциации бария, стронция и редких земель добавляется еще бериллий, т. е. становится возможным возникновение пегматитов промежуточной редкометалльно-слюдоносной субформации. Наоборот, элементы, минералами-концентраторами которых в плагиогнейсах служат слюды (в первую очередь, биотит), такие, как редкие щелочи, тантал, олово и т. п., сохраняются в составе твердой фазы, обогащая (хотя и незначительно) возникающие при анатексисе меланократовые респиты.

Таким образом, признание факта генетической связи слюдоносных пегматитов с гранит-пегматитами несколько не противоречит концепции ультраметаморфогенной (ультраметагенной) природы пегматитов, поскольку и формирование самих «материнских» гранит-пегматитов непосредственно связывается с процессами ультраметаморфизма. Вместе с тем, хотя инъекционный характер, по крайней мере пегматоидных гранитов и

отчасти «гранодиоритов» (имеющих интрузивные контакты с вмещающими породами), не подлежит сомнению (в отличие от пегматоидных плагиигранитов), одного этого еще недостаточно, чтобы рассматривать названные породы как проявления последовательных интрузивных фаз магматического комплекса в обычном значении обоих терминов, принимая тем самым глубинное магматическое происхождение гранит-пегматитов.

В равной мере не вполне корректно говорить об «интрузии» гранит-пегматитов или «интрузивном комплексе» пегматоидных гранитоидов, так как их автохтонное образование представляется очевидным (во всяком случае применительно к плагиигранитам и части «гранодиоритов») и ультраметаморфическое происхождение — наиболее вероятным. В формировании комплекса гранит-пегматитов ведущую роль играло, скорее всего, не внедрение гранитной магмы из глубоких горизонтов континентальной коры, а ультраметагенное преобразование метаморфических пород в мощной зоне глубинного разлома, с повторным переплавлением и частичным перемещением возникающих при этом продуктов. Приведенная интерпретация взаимоотношений слюдоносных пегматитов с комплексом пегматоидных гранитов (гранит-пегматитов), по-видимому, намечает возможность синтеза представлений о магматической природе по крайней мере значительной части мусковитовых пегматитов и гранит-пегматитов и об ультраметаморфическом происхождении тех и других, указывая на ультраметагенную природу самих магматических расплавов, давших начало гранит-пегматитам и связанным с ними слюдоносным пегматитам, как на наиболее вероятную.

4. Гранитоиды формации пегматитов весьма больших глубин

По отношению к наиболее абиссальным пегматитам ортотектитового типа, залегающим среди мигматитов гранулитовой фации метаморфизма (преимущественно архейского или нижнепротерозойского возраста), т. е. в породах основания древних щитов и платформ, говорить о материнских гранитах в прямом значении этого понятия по существу невозможно. Однако такие глубинные кварц-полевошпатовые пегматиты (ортотектиты) часто обнаруживают тесную пространственную ассоциацию с мелкими телами аляскитовых существенно калиевых гранитов (Архангельская, 1964; Чупин, 1972; и др.), по минеральному и химическому составу очень сходных с пегматитами, а по геохимическим особенностям близко соответствующих гранитам ультраметаморфического происхождения (Таусон, 1974).

Эти граниты, как и ассоциирующие с ними пегматиты, могут служить коренными источниками монацитовых россыпей. Детальное геолого-петрографическое и петрохимическое (по более чем 300 анализам) описание подобных гранитов приведено В. В. Архангельской (1964).

Особенности проявления магматического контроля в размещении пегматитовых полей различных формаций

В зависимости от того, насколько тесно выражена пространственная и генетическая связь пегматитов с материнскими гранитами, меняется характер и степень проявления магматического контроля в размещении пегматитов. Наиболее рельефно эти изменения обнаруживаются при сопоставлении полей пегматитов разных формаций.

1. Магматический контроль в размещении хрусталеносных пегматитов малых глубин

Шлировые пегматиты формации малых глубин наиболее тесно связаны с продуктивными гранитными массивами и залегают непосредственно среди материнских гранитов. В размещении этих пегматитов магматический фактор контроля играет ведущую роль. Намечаются следующие главнейшие закономерности распределения рассматриваемых пегматитов в материнских интрузивах.

а. Пегматитовые тела располагаются в зонах пологих эндоконтактов гранитных массивов — либо «внешних» (с породами рамы), либо «внутренних» (с основными породами более ранних интрузивных фаз, заключенными внутри прорывающих их гранитоидов, как это имеет место, например, в Коростенском плутоне).

б. Пегматитовые поля вытягиваются субпараллельно контактам (несколько отступая от них внутрь массива) и имеют кустовое строение, т. е. представляют собой неширокие прерывистые полосы или цепочки пегматитовых узлов («кустов») — пространственно обособленных групп сближенных пегматитовых тел.

в. Реже пегматитовые узлы, или «кусты», располагаются по всей площади выхода массива, тяготея к его апикальным частям, причем их распределение контролируется рельефом поверхности кровли. В этом случае характерна приуроченность групп пегматитов к пологим сводовым структурам — локальным куполообразным поднятиям кровли массива, тогда как депрессии последней лишены пегматитов (Бектауатинский массив).

г. Распределение пегматитов, тяготеющих к эндоконтактовым зонам материнских массивов, контролируется следующими факторами:

— морфологией контактовой поверхности массива, а точнее ее «флексуорообразными» перегибами по падению и пологими волнообразными изгибами по простиранию (Коростенский плутон, Кентский массив и др.). По данным Г. Д. Аэрова, жильные

пегматитовые тела Бектауатинского массива тяготеют к таким перегибам, в отличие от изометричных тел, контролируемых локальными пологими купольными структурами (Геологическое строение..., 1966);

— преимущественной приуроченностью пегматитов к определенным фазам и фациям гранитов (например, в Коростенском массиве — к зонам тесной перемежаемости двух разновидностей «пегматитоносных» гранитов), а следовательно, характером и масштабами развития этих благоприятных гранитных пород;

— тяготением пегматитов к переработанным останцам пород кровли или ксенолитам основных пород, а также к блокам гибридных пород, возникших за счет переработанных ксенолитов; при этом пегматиты располагаются преимущественно под ксенолитами и останцами кровли.

д. Отмечается тенденция к расположению пегматитов висячем боку пластовых залежей гранитов дополнительной интрузии и в окончаниях апофиз, ответвляющихся вверх от висячего бока таких тел, либо приуроченность пегматитов к апикальным участкам крутопадающих тел тех же пород.

е. Поскольку пластовые тела гранитов дополнительной интрузии контролируются, как правило, пологой контракционной трещиноватостью гранитов главной интрузивной фазы (матрацевидной отдельностью, параллельной поверхности кровли массива), пегматиты также часто обнаруживают связь с подобной трещиноватостью.

ж. Жилообразные апофизы некоторых продуктивных массивов, сложенные гранитами главной фазы, тоже благоприятны для локализации пегматитов, особенно висячие эндоконтакты и апикальные участки таких апофиз.

з. Распространение пегматитов по вертикали, как правило, ограничено верхней присводовой зоной массивов мощностью 200—300 м, причем устанавливается «этажное» распределение пегматитов. Последние сосредоточиваются в пределах узких вертикальных интервалов выдержанной мощности, разделенных промежутками, лишенными пегматитов. В ряде массивов выявлено два или три таких субпараллельных «этажа» развития пегматитов, продуктивность которых в целом уменьшается сверху вниз. В редких случаях хрусталеносные пегматитовые тела имеют больший вертикальный размах распространения. Так, в пределах Коростенского плутона они подсечены буровыми скважинами на глубине порядка 700 м от кровли.

Этажное расположение пегматитов обычно обусловлено соответствующим распределением в вертикальном разрезе пластовых тел мелкозернистых гранитов дополнительной интрузии и хорошо объясняется, исходя из представления о контракционном происхождении пегматитовых полостей (Осипов, 1974).

Таким образом, основной формой проявления магматического контроля в размещении шпировых пегматитов является их

строгая подчиненность морфологии материнских интрузивов. Интересно отметить, что морфологический аспект магматического контроля играет даже более важную роль, чем литологический, т. е. хотя и наблюдается в ряде случаев преимущественная приуроченность пегматитов к какой-либо одной разновидности пород, но ведущее значение в размещении пегматитов имеет все же форма пологой контактовой поверхности (или рельеф кровли плутона).

Магматический контроль в размещении миароловых пегматитов с драгоценными камнями также выражен достаточно четко. Поля этих пегматитов располагаются частично среди гранитов, частично среди вмещающих пород, со стороны пологого контакта плутона, погружающегося под породы кровли, а также в надынтрузивной зоне, но всегда в пределах экзоконтактового ореола материнского интрузива. В отличие от хрусталеносных миароловые пегматиты с драгоценными камнями всегда представлены эпигенетическими трещинными телами, нередко крутопадающими; они также встречаются в апикальных участках массивов или над ними и значительно реже среди гранитов более внутренних частей массивов. При этом пегматиты, выходящие во вмещающие породы, бывают связаны с внутригранитными пегматитами общей зональностью, выражающейся в закономерной смене минеральных типов пегматитов в направлении от внутренних частей материнских плутонов к их краевым, апикальным и далее к около- и надынтрузивным зонам (Татаринов, 1974).

Характерной чертой этой зональности является смена развитых в гранитах более высокотемпературных, слабо дифференцированных и почти не альбитизированных пегматитов с редкими (хотя подчас и крупными) миароловыми пустотами, содержащими друзы кристаллов кварца и полевого шпата, а также редкоземельные акцессорные минералы (ортит, монацит, гадолинит, эвксенит, циртолит), все менее высокотемпературными, полнее дифференцированными и интенсивнее альбитизированными и грейзенизированными пегматитами, в многочисленных друзовых пустотах которых появляются кристаллы топаза, полихромных турмалинов, берилла, мусковита и особенно циннвальдита или лепидолита. Таким образом, от внутренних зон массивов в сторону их апикальных частей, а также в направлении экзоконтакта и надынтрузивных зон в пегматитах нарастает роль минералов лития и фтора.

Указанная зональность, наблюдаемая в пределах пегматитового поля, которое располагается частично внутри гранитного массива, частично вне его (но не выходя за пределы его контактового ореола), связывает внутри- и окологранитные пегматиты в единую геохимическую систему, непосредственно выявляя роль гранитного плутона, контролирующего поле, как материнского источника, генерирующего пегматиты.

2. Магматический контроль в размещении редкометалльных пегматитов умеренных глубин

В полях редкометалльных пегматитов магматический контроль в целом выражен менее явно, чем по отношению к хрусталеносным пегматитам, и ведущее значение в их размещении часто приобретают литологический, структурный и метаморфический факторы.

Хотя наличие связи редкометалльных пегматитов с определенным дифференцированным комплексом гранитоидов во многих случаях не вызывает сомнения, при попытках определить их место в общем ходе эволюции гранитного магматизма возникают многочисленные трудности. Существует тенденция относить пегматиты, совместно с аплитами и различными типами жильных гранитоидов, к так называемым дайкам I этапа, которые наиболее тесно связаны при образовании с материнскими гранитоидами и непосредственно сопровождают во времени и пространстве массивы каждой из их последовательных интрузивных стадий (Полковой, 1950; Коптев-Дворников, 1952; Абдуллаев, 1957). Однако, как показывает опыт изучения редкометалльных пегматитовых полей, применительно к ним этот вопрос более сложен, и их взаимоотношения с гранитными массивами далеко не всегда допускают однозначную интерпретацию.

В ряде провинций действительно наблюдается пространственная ассоциация редкометалльных пегматитов с плутонами гранитоидов разного состава (от гранодиоритов до нормальных биотитовых и лейкократовых гранитов) и фазовой принадлежности, что может быть обусловлено не столько генетическими, сколько геолого-структурными причинами. Так, гранитные массивы могут играть роль жестких упоров, способствующих приоткрыванию трещин вдоль их контактов с вмещающими породами и среди последних (параллельно контактам). В условиях отсутствия обоснованных критериев генетической связи пегматитов с гранитами подчас создается ситуация неопределенности, в которой различными исследователями предлагаются многочисленные варианты интерпретации конкретных геологических взаимоотношений. Например, для одной из наиболее детально изученных поздневарисских редкометалльных пегматитовых провинций Казахстана на протяжении 30 лет высказывались следующие точки зрения:

- пегматиты связаны с гранитными плутонами I фазы;
- пегматиты связаны с лейкократовыми мусковитовыми гранитами II фазы, прорывающими более ранние биотитовые граниты;
- пегматиты связаны с дополнительными интрузивами;
- пегматиты связаны с различными очагами одного и того же массива, опускающимися на все более глубокие уровни по мере его кристаллизации;

— пегматиты, совместно с аплитами и жильными гранитами, составляют особую «жильную фазу», не связанную непосредственно с гранитными интрузивами.

В то же время эта провинция относится к числу тех, в которых пространственная связь редкометалльных пегматитов с гранитами выражена наиболее отчетливо.

Следует раздельно рассмотреть, как проявляется магматический контроль в размещении пегматитов в складчатых областях и на древних щитах или платформах.

Редкометалльные пегматитовые провинции фанерозойских складчатых областей имеют много общего с районами развития миароловых пегматитов с драгоценными камнями. В таких провинциях четко проявлен магматический контроль: пегматитовые поля располагаются либо непосредственно в материнских массивах, либо же в их экзоконтактовых зонах, не выходя за пределы контактовых ореолов. Они обычно тяготеют к «провесам» и «языкам» кровли, к зонам сгущения ксенолитов вмещающих пород и т. д. В пределах полей наблюдается классическая зональность, многократно описанная в литературе (Ферсман, 1940; Соседко, 1937; Heinrich, 1953; Varlamoff, 1960; Гинзбург, 1961; Садовский, 1964; и многие другие): внутри материнского интрузива и в зоне непосредственного экзоконтакта располагаются преимущественно безрудные пегматиты, почти не затронутые процессами альбитизации. По мере удаления от контакта массива они сменяются сперва относительно слабо альбитизированными пегматитами со спорадической редкометалльной минерализацией (берилл, колумбит, касситерит), а затем, на флангах и особенно ближе к всячему боку поля, собственно редкометалльными пегматитами натролитиевого типа. Эта зональность пегматитовых полей в целом коррелируется с зональностью контактового метаморфизма. Нередко она наблюдается относительно дополнительных интрузивов трещинного типа, сопровождающих материнский гранитный плутон. Вообще ассоциация пегматитов с такими интрузивами, равно как и с линейными зонами развития даек разнообразных жильных гранитоидов, для провинций этого типа чрезвычайно характерна.

Всеми существующими в настоящее время данными доказывається, что пегматиты представляют собой наиболее поздние проявления гранитного магматизма на территории провинций. Формирование пегматитов относится к периоду, непосредственно следовавшему за внедрением гранитов поздних фаз материнских магматических комплексов, а также сопровождающих эти граниты дополнительных интрузивов и жильных гранитоидов.

В пределах пегматитовых поясов древних платформ обычно четко обособляются две группы пегматитовых полей — безрудные и редкометалльные, во многих случаях пространственно разобщенные. Безрудные пегматитовые тела тяго-

теют в своем развитии к эндо- и экзоконтактовым зонам гранитных интрузивов II фазы, часто располагаются в ореолах мигматизации вокруг этих массивов или приурочены к антиклинальным структурам типа гнейсовых куполов, в ядрах которых залегают пегматитоносные гранитные тела. Такие пегматиты представлены чаще всего олигоклаз-микроклиновыми, иногда типичными шерл-мусковитовыми образованиями, лишь редко слабо альбитизированными в отдельных (самых апикальных) участках полей.

По отношению к этим полям в полной мере проявлен магматический контроль. Их конфигурация в значительной мере определяется морфологией интрузивов, которые они сопровождают, а наблюдаемая в пределах полей минералого-геохимическая зональность (с появлением в их апикальных участках пегматитов, содержащих спорадическую редкометальную минерализацию, представленную бериллом, касситеритом, колумбитом, ниобатами редких земель) коррелируется в целом с зональностью регионально-контактового метаморфизма. Все это указывает на непосредственную связь полей безрудных пегматитов с конкретными гранитными массивами, вблизи которых они располагаются.

В то же время протяженные поля редкометальных пегматитов, вытягивающиеся в виде узких линейных зон и тяготеющие преимущественно к участкам развития амфиболитов (чаще всего метаморфизованных основных эффузивов и их туфов), метагаббро, габбро-анортозитов и вообще пород основного состава, в большинстве случаев так или иначе контролируются разрывными нарушениями (часто разломами глубинного заложения). Иногда редкометальные пегматитовые поля располагаются на продолжении гранитных массивов (которые сами локализируются в пределах тех же зон разломов, нередко образуя вдоль них жилообразные апофизы). В некоторых случаях поля редкометальных пегматитов протягиваются вдоль контактов плутонов гранитоидов I или II фазы. Но в целом ряде регионов видимая пространственная связь между этими линейно вытянутыми вдоль зон разломов редкометальными (чаще всего сподумен- или пелалитсодержащими) пегматитовыми полями и гранитными массивами отсутствует.

Характерно также, что подобные поля в основном не обнаруживают четко выраженной зональности, тем более по отношению к какому-либо конкретному интрузиву. Вместе с тем распределение пегматитов различных типов в целом подчиняется метаморфической зональности, маркированной пространственной сменой парагенезисов, отвечающих различным субфациям кордьерит-амфиболитовой фации метаморфизма (по Винклеру, 1969). Таким образом, говорить о существенной роли магматического фактора контроля в размещении редкометальных пегматитовых полей древних платформ нет оснований.

Однако по возрастной принадлежности, равно как и по положению в истории развития магматизма, поля редкометальных пегматитов древних платформ аналогичны полям типичных складчатых областей, а именно — они появляются на заключительных стадиях формирования дифференцированных магматических комплексов, которые и следует считать материнскими для редкометальных пегматитов любого возраста и тектонической позиции.

3. Магматический контроль в размещении слюдоносных пегматитов больших глубин

Как показали исследования П. Н. Сучкова (1957) и Ю. М. Соколова (1970), площади распространения пегматитов и гнейсо-гранитов, которые часто встречаются в слюдоносных пегматитовых провинциях, разобщены между собой, так что в пределах участков развития гнейсо-гранитов и вблизи них пегматиты практически отсутствуют.

Вместе с тем, слюдоносные пегматиты весьма тесно ассоциируют с телами пегматоидных гранитоидов (гранит-пегматитов). Часть пегматитов залегает непосредственно в этих гранитоидах. Судя по описаниям Г. Г. Родионова и др. (1974) и А. Г. Бушева (1974), в этих случаях пегматиты, как правило, располагаются в апикальных частях массивов гранитоидов, тяготеют к крупным ксенолитам вмещающих пород и контролируются положительными формами поверхности кровли массивов — куполами, перегибами контакта и т. п. Иными словами, расположение их в массивах пегматоидных гранитоидов по существу весьма напоминает картину распределения хрустале- и флюоритоносных пегматитов в материнских плутонах. Переходы между вмещающими гранитоидами и телами пегматитов постепенные, резкие контакты отсутствуют. При этом, естественно, имеет место прямое соответствие между составами вмещающих гранитоидов и залегающих среди них пегматитов. Так, в плагиогранитах развиваются плагиоклазовые разности пегматитов, в «гранодиоритах» — микроклин-плагиоклазовые и в гранитах — плагиоклаз-микроклиновые.

По минеральному и химическому составу указанные типы пегматитов весьма близки соответствующим типам гранитоидов; наряду с закономерностями пространственного распределения пегматитов разного состава это дает основание считать, что каждая последовательная фаза комплекса пегматоидных гранитоидов генерирует пегматиты определенного минерального типа. Однако валовой химический состав пегматитов несколько отличается от состава соответствующих материнских гранитоидов повышенным содержанием щелочей и обычно кремнезема, а также пониженным содержанием магнезии, окислов железа и отчасти (плагиоклаз-микроклиновые пегматиты) извести (Бушев, 1974).

В залежах плагиогранитов широко развиты так называемые трещинные слюды (Сучков, 1957, 1961; Сучков и др., 1970); в плагиоклазовых пегматитах преобладает слюда кварц-мусковитового комплекса, а также мусковит, развивающийся по биотиту. Для микроклин-плагиоклазовых пегматитов более типична слюда кварц-мусковитового комплекса, но появляется и мусковит пегматоидного типа. Наконец, в плагиоклаз-микроклиновых пегматитах главную роль играет пегматоидный мусковит, менее развит кварц-мусковитовый комплекс. Несмотря на преобладающее распространение плагиогранитов и связанных с ними тел плагиопегматитов, основное промышленное значение имеют месторождения высококачественного крупнолистоватого «пегматоидного» мусковита, представленные плагиоклаз-микроклиновыми пегматитами. Микроклин-плагиоклазовые пегматиты, связанные с «гранодиоритами», играют подчиненную роль уже в силу их незначительного развития.

Указанные пегматитовые тела имеют, как правило, небольшие размеры и за редкими исключениями встречаются только в пределах апикальных частей массивов, а на глубину не прослеживаются; поэтому их промышленное значение невелико. Основная масса промышленно слюдоносных тел представлена эпигенетическими жильными пегматитами, среди которых выделяются те же три минеральных типа.

Некоторые пегматитовые тела, принадлежащие к группе эпигенетических, тем не менее непосредственно связаны с массивами гранитоидов соответствующего состава, будучи приурочены к отходящим от них апофизам: по простиранию последних (ближе к их центральным частям) граниты постепенно сменяются пегматитами, которые прослеживаются на значительном протяжении (0,5 км и более), а затем на небольшом расстоянии от конца апофизы вновь переходят в граниты.

В других случаях эпигенетические пегматиты образуют серии дайкообразных тел, залегающих среди метаморфических пород на расстоянии 0,5—1,5 км от контакта с гранитоидами и параллельно ему. Подобные пегматитовые жилы (которые могут являться и промышленно слюдоносными) не обнаруживают видимой связи с гранитоидами; однако констатируется сходство пегматитов по составу с гранитоидами, тела которых располагаются в тех же жильных зонах, что и пегматиты.

Поскольку промышленно слюдоносные эпигенетические пегматитовые жилы часто бывают полнозональными, при сопоставлении их валового химического состава с составом гранитоидов весьма показательным является состав приконтактных зон, сложенных мелкозернистыми аплитовидными пегматитами. По данным А. Г. Бушева (1974), эти породы, фиксирующие состав первичного (недифференцированного) пегматитового расплава по главным петрогенным компонентам, весьма сходны по химизму с соответствующими типами гранитоидов, отличаясь

повышенной суммарной щелочностью и иногда более высоким содержанием кремнезема.

Связь различных минеральных типов эпигенетических слюдяных пегматитов с разными фазами комплекса пегматоидных гранитоидов подтверждается также одновременностью образования пегматитов разного состава, последовательность которых в целом повторяет последовательность формирования комплекса гранитоидов: так, в Мамско-Чуйском районе уже давно установлено, что плагиоклазовые пегматиты пересекаются более поздними плагиоклаз-микроклиновыми (Марков, 1937; Никаноров, 1959). В некоторых полях слюдяных пегматитов, например в Стрельнинском (Карело-Кольская провинция), Колотовском (Мамский район) наблюдается отчетливая зональность в расположении различных минеральных типов пегматитов относительно массивов пегматоидных гранитов (Макиевский, 1958; Мец, 1971; Шмакин, 1973), причем эта зональность имеет ряд общих черт с зональностью полей безрудных пегматитов в редкометальных пегматитовых провинциях — вплоть до усиления альбитизации пегматитов на флангах поля и появления в них аксессуарной редкометальной минерализации.

По мере удаления от массивов пегматоидных гранитов уменьшаются число и размеры пегматитовых тел, закономерно меняется их форма, внутреннее строение, соотношения главных и второстепенных минералов и т. д.

Таким образом, тесная генетическая связь части слюдяных пегматитов с пегматоидными гранитоидами не вызывает сомнения, однако правомерность трактовки последних как «обычных» интрузивных гранитоидов складчатых областей остается достаточно спорной (см. выше), и, возможно, было бы все же правильнее рассматривать эти породы по-прежнему среди пегматитовых образований, присущих только полям слюдоносных пегматитов, сохранив для них удобное название «гранит-пегматиты».

Необходимо отметить следующее: принятие тезиса о генетической связи слюдоносных пегматитов с пегматоидными гранитами (гранит-пегматитами) отнюдь не снимает с повестки дня вопрос о метаморфической природе этих пегматитов, а лишь акцентирует внимание на том, что и сами «материнские» для них гранитоиды тоже возникли в связи с процессами ультраметаморфизма и анатексиса.

4. Магматический контроль в формации пегматитов весьма больших глубин

По отношению к пегматитам (ортотектитам, ортитмонацитовым и керамическим пегматитам), приуроченным к мигматитовым полям гранулитовой фации метаморфизма, магматический контроль не проявлен. Чаще всего в таких полях

гранитные интрузивы отсутствуют, и наблюдаются взаимные переходы между лейкократовым жильным материалом мигматитов (венитов) и пегматитами. В составе последних кварц и калиевый полевой шпат резко преобладают над кислым плагиоклазом.

А если наряду с пегматитами в таких полях появляются мелкие тела аляскитовых гранитов (отличающихся теми же особенностями состава, что и пегматиты, и также обычно не имеющих резких контактов с вмещающими мигматитами), то между этими телами и пегматитами непосредственной связи не обнаруживается. Правильнее в этом случае говорить, что как те, так и другие имеют ультраметаморфическое происхождение и образовались в связи с процессами гранитизации, т. е. либо путем анатексиса, либо посредством магматического замещения по Д. С. Коржинскому, либо, наконец, как продукты метаморфической дифференциации.

Таким образом, отчетливость проявления магматического фактора и его роль в контроле размещения пегматитов последовательно уменьшаются от формации хрусталеносных пегматитов малых глубин к формации пегматитов (ортотектитов) весьма больших глубин. Чем меньше глубинность формирования пегматитов, тем теснее их связь с гранитными интрузивами и тем существеннее роль магматического контроля в их размещении. Аналогичные представления высказывал Н. Варламов (Varlamoff, 1963). С увеличением глубинности генетическая и пространственная связь пегматитов с гранитами ослабевает, но одновременно усиливается зависимость распределения пегматитов, а затем и их образования от процессов метаморфизма и характера вмещающих пород; метаморфический и литологический факторы контроля приобретают все более важное и, наконец, ведущее значение.

Критерии генетической связи пегматитов с гранитами

Ниже суммированы важнейшие геологические, петрографические, петрохимические и минералого-геохимические критерии, позволяющие судить о генетической связи пегматитов с гранитами.

а. Наличие постепенных переходов между гранитами и залегающими среди них пегматитами. Это единственный прямой критерий, действительный для сингенетических пегматитов — хрусталеносных, флюоритоносных, отчасти миароловых с драгоценными камнями. В типичных шлировых пегматитах внешняя графическая зона постепенно сменяется микрографическим гранитом, в свою очередь плавно переходящим во вмещающие граниты с пойкилопегматитовой, пойкилитовой, и, наконец,

гипидиоморфнозернистой структурой. В тех редких случаях, когда залегающее в гранитах изометричное пегматитовое тело окаймляется внешней зоной аплитовидного пегматита, только установление замкнутости пегматитового тела по всему периметру может служить доказательством его сингенетической природы.

б. Принадлежность по геологическим, петрографическим и геохимическим признакам гранитов к определенной петрогенетической группе и фации глубинности, соответствующей той или иной формации пегматитов. Так, материнские граниты хрусталеносных и редкометалльных пегматитов относятся к типу дифференцированных магматических комплексов палингенного происхождения, которые формируются на поздних этапах тектономагматических циклов, в условиях развития блоковой тектоники (формация гранитных батолитов, по Ю. А. Кузнецову). Но в случае редкометалльных пегматитов продуктивными могут являться только мезоабиссальные гранитоиды, тогда как граниты формации хрусталеносных пегматитов принадлежат к комплексам, становление которых протекало на малых глубинах, что и накладывает определенный отпечаток на их геолого-петрографические особенности (Лукашев, 1976). В ряде случаев (например, в Центральном Казахстане) материнские гранитоиды хрустале- и флюоритоносных пегматитов тесно связаны с очагами вулканизма, проявление которого характерно для орогенного этапа развития складчатых областей.

«Материнские» гранитоиды слюдяных пегматитов (гранит-пегматиты) представляют собой преимущественно ультраметаморфические (анатектические) образования, возникающие на значительных глубинах (в условиях алмадин-амфиболитовой фации метаморфизма кианит-силлиманитового типа), чем и обусловлены весьма специфические черты их состава, структурно-текстурного облика и условий залегания.

в. Наблюдается четкая зависимость распределения пегматитов от морфологии кровли материнского гранитного интрузива: контуры поля в целом оказываются конформными контактам материнского интрузива, причем пегматиты располагаются со стороны пологопадающего контакта, в депрессиях и прогибах кровли, часто маркированных цепочками ксенолитов метаморфических сланцев и т. п., а также в глубоких «заливах» пород кровли; нередко они тяготеют к жилообразным апофизам.

г. В размещении пегматитов относительно материнского интрузива наблюдается отчетливая зональность, которая в целом коррелируется с зональностью контактового или регионально-контактового метаморфизма (прямой критерий; действителен для редкометалльных и миароловых, в меньшей мере для слюдяных пегматитов). Указанная зональность проявляется также в постепенном убывании объема пегматитового материала по мере удаления от материнского массива и в тенденции к зако-

номерному изменению морфологических особенностей, размеров, внутреннего строения (степени дифференцированности и развития явлений замещения) пегматитовых тел.

д. Пегматитоносные интрузивы обычно обнаруживают ряд особенностей состава и строения, указывающих на их кристаллизацию из водонасыщенного или богатого другими минерализаторами (в частности, фтором) расплава. Весьма показателен в этом отношении пример материнских гранитов формации хрусталеносных пегматитов, где наряду с лейкократовыми гранитами явно субсолъвусного типа, анхикотектический состав которых свидетельствует об их кристаллизации из водонасыщенных магм (Каибский массив и его аналоги), широко распространены щелочные однополевошпатовые граниты гиперсолъвусного типа (Кентский массив и т. п.), а также граниты типа рапакиви (Коростенский плутон и др.), кристаллизация которых в целом протекала из «сухих» (но обогащенных фтором) расплавов.

В таких условиях возникновение высоких концентраций воды в отдельных участках эндоконтактных зон, вблизи ксенолитов меланократовых пород кровли и блоков гибридных пород, скорее всего, обусловлено окислительно-восстановительным взаимодействием ювенильного водорода с железистыми минералами этих пород. А сохранение локальных водонасыщенных участков, в которых собственно и формируются шлировые пегматиты (при оптимальной величине давления нагрузки, делающей возможным возникновение усадочных полостей), следует считать специфическим результатом длительного метастабильного существования неравновесного распределения воды в расплавах подобного состава, в силу их резко повышенной вязкости, существенно затрудняющей диффузионное выравнивание концентраций воды в объеме магматической камеры. В аналогичной обстановке, как известно, возникают газонаполненные усадочные раковины при кристаллизации весьма бедных летучими техническими силикатных расплавов основного либо ультраосновного состава или металлургических отливок с ничтожным исходным содержанием растворенных газов. Для пегматитоносных гранитов весьма характерно широкое развитие классических порфиризовидных структур. С этими же продуктивными гранитными массивами часто бывают связаны дополнительные интрузивы трещинного типа и серии даек разнообразных жильных гранитоидов — показатель высокой степени дифференциации вещества в магматическом очаге.

е. Пегматитоносные граниты, с которыми связана каждая пегматитовая формация, характеризуются присущими только им петрохимическими особенностями, тесно связанными с их тектонической позицией и с условиями образования. Например, редкометалльные пегматиты, как правило, не типичны для классических областей автономной активизации, соответственно и материнские для них гранитоиды всегда относятся

к нормальному по щелочности обычно плюмазитовому петрохимическому типу. В то же время для материнских гранитов хрустале- и особенно флюоритоносных пегматитов как раз весьма характерна повышенная щелочность, в сочетании с высоким содержанием кремнезема и отчетливо выраженной фторидной специализацией. «Материнские» гранитоиды слюдоносных пегматитов резко обогащены глиноземом и имеют относительно пониженную щелочность.

ж. Отмечается единая геохимическая специализация гранитоидов материнского магматического комплекса и связанных с ним пегматитов. Для редкометалльных и хрусталоносных пегматитов она особенно хорошо прослеживается по таким элементам, как литий, цезий, олово, тантал, ниобий, бор, бериллий и некоторые другие. В пегматитоносных магматических комплексах четко проявлено накопление тех редких элементов и летучих, которые концентрируются в пегматитах. Соответственно от фазы к фазе происходит быстрое понижение индикаторных отношений $(Mg+Fe)/Li$; $Ti/(Nb+Ta)$; Nb/Ta ; Rb/Cs ; Zr/Hf ; Ca/TR ; TR_{Ce}/TR_{Y} и т. д. В редкометалльных пегматитах происходит дальнейший резкий — близкий к экспоненциальному — рост содержания тех же элементов, с соответствующим падением величин индикаторных отношений.

Так, от лейкократовых гранитов II фазы к пегматитам значения этих отношений изменяются в пределах: K/Rb от 150—140 в гранитах II фазы до 15—25 в наиболее дифференцированных пегматитах; $Ti/(Nb+Ta)$ от 70—50 до 0,5—0,01; Nb/Ta от 15—10 до 1—0,3; Zr/Hf от 50—40 до 10—7; $(Mg+Fe)/Li$ от 200—150 до 15—10 и т. д. Коэффициенты распределения рубидия между I и II фазами пегматитоносных гранитных комплексов составляют 0,47—0,59 против 0,68—0,78 в безрудных комплексах и 0,36—0,39 в комплексах, с которыми связаны редкометалльные граниты, т. е. специализированных по фтору (Ставров, 1971). В менее яркой форме та же тенденция проявлена и в формации хрусталоносных пегматитов, а также в субформации миароловых пегматитов с драгоценными камнями. Для слюдоносных пегматитов первостепенное типоморфное значение приобретает содержание таких элементов, как барий и стронций (наряду с величиной отношения Ba/Sr), в меньшей мере — редкие земли.

з. Результаты определения радиологического возраста материнских гранитоидов и пегматитов обычно совпадают в пределах точности анализа, или же возраст пегматитов оказывается несколько меньшим, причем это различие укладывается в рамки нормальных временных интервалов, разделяющих последовательные интрузивные фазы дифференцированных комплексов.

и. Особо следует остановиться на таком часто указываемом критерии, как близость валового минерального и химического состава пегматитов и материнских гранитоидов. Этот критерий,

по-видимому, может иметь ограниченное значение только по отношению к анатектическим слюдяным или керамическим пегматитам и отчасти к безрудным пегматитам редкометальных пегматитовых провинций. Да и для них он должен использоваться осторожно, с учетом того, что пегматиты всегда представляют дальнейшую ступень эволюции магматических систем по сравнению с материнскими гранитами, и потому они, даже в случае слабого проявления направленного процесса дифференциации, как это имеет место при метаморфогенном способе образования пегматитов, будут отличаться от материнских гранитов более высоким содержанием кремнезема (кварца) и щелочей, особенно калия (калишпата), и меньшим содержанием фемических компонентов.

Кроме того, вычисление валового состава пегматитов, особенно полнодифференцированных, зональных, да еще неравномерно альбитизированных, всегда сопряжено со значительными трудностями и не гарантировано от больших неточностей. Поэтому, проводя сравнение валового состава гранитов и пегматитов, следует опираться по возможности на краевые зоны пегматитовых тел, сложенные аплитовидным или графическим пегматитом. По отношению же к собственно редкометальным (литиевым) пегматитам рассматриваемый критерий вообще не применим.

Выводы

1. В зависимости от глубинности пегматитовых формаций закономерно меняется минеральный и химический состав пегматитоносных гранитоидов, что наглядно иллюстрируется относительным расположением полей их виртуальных составов на диаграмме водно-гаплогранитной системы (см. рис. 2—5). По мере перехода от формации хрусталеносных пегматитов к формации слудоносных пегматитов в гранитах возрастает содержание нормативного альбита за счет сокращения количества нормативного ортоклаза, а также несколько убывает нормативный кварц. В модальном минеральном составе гранитов этим изменениям соответствует увеличение соотношения содержаний плагиоклаза и калишпата, что может сопровождаться некоторым уменьшением содержания кварца. В химическом составе гранитов отмечается тенденция к уменьшению (на 2—2,5%) суммарного содержания щелочей (при одновременном росте содержания извести и понижении величины отношения K/Na), а также к падению количества кремнезема (от 75—77 до 71—73%). Параллельно в том же направлении возрастает содержание глинозема, усиливается плюмазитовый характер гранитов и уменьшается значение коэффициентов агпаитности (от 0,8—1,0 до 0,6—0,65). Все указанные изменения соответствуют нарастанию давления водной фазы при кристаллизации гранитов.

Однако при переходе к наиболее абиссальным гранитам, ассоциирующим с пегматитами (ортотектитами) формации весьма больших глубин, мы сталкиваемся с парадоксальным, на первый взгляд, фактом: их состав сближается с составом наименее глубоких гранитов, материнских для хрусталеносных пегматитов. Единственное заметное отличие в химическом составе — несколько более высокое содержание извести, отвечающее большей основности плагиоклаза, который в абиссальных гранитах представлен олигоклазом ($N\circ 25 \pm 3$), а в гранитах малых глубин либо отсутствует, либо имеет состав альбит-олигоклаза ($N\circ 12 \pm 3$). Между тем, этот факт имеет объяснение: состав абиссальных гранитов вполне согласуется с их возникновением в условиях гранулитовой фации метаморфизма, т. е. при весьма низкой активности водной фазы.

Таким образом, состав гранитов определяется не столько абсолютной глубиной их формирования (т. е. непосредственно величиной общего литостатического давления), сколько активностью водной фазы при их кристаллизации. Более того, большие давления нагрузки действуют в направлении, противоположном высоким давлениям летучих, способствуя повышению температуры кристаллизации гранитов.

2. Если для хрустале- и флюоритоносных пегматитов всегда можно говорить об их прямой генетической связи с конкретными гранитными интрузивами, в которых они залегают, причем эти интрузивы обычно принадлежат к заключительным фазам гипабиссальных дифференцированных магматических комплексов, представленным лейкократовыми или щелочными фациями гранитов (не вполне ясно лишь положение гранитов типа рапакиви), то применительно к редкометальным пегматитам в общем случае кажется более корректным утверждение о связи пегматитовых полей с определенными мезоабиссальными дифференцированными комплексами в целом, в качестве их конечных членов (аналогов заключительных интрузивных фаз). При этом следует полагать, что в принципе возможно формирование остаточных расплавов пегматитового типа в пределах магматических камер на завершающих стадиях кристаллизации плутонов любой интрузивной фазы дифференцированного магматического комплекса. Необходимо только иметь в виду следующее:

а) в объемах магматических камер плутонов I фазы остаточные водно-силикатные расплавы могут генерироваться лишь в весьма ограниченных масштабах, поскольку слагающие эти плутоны гранитоиды повышенной основности кристаллизуются почти на всем протяжении (вплоть до самых последних стадий) из водонедосыщенных, бедных летучими компонентами силикатных расплавов; концентрация редких элементов в возникающих при этом мелких пегматитовых телах хотя и превышает уровень

их содержания в гранитоидах I фазы, но будет оставаться низкой;

б) в связи с интрузивами гранитов II фазы, состав которых обычно приближается к котектическому, а кристаллизация в значительной мере происходит из водонасыщенных магм, могут возникать большие массы остаточных расплавов; однако высокий уровень концентрации редких элементов в пегматитах, генерируемых в объемах камер кристаллизующихся интрузивов II фазы и непосредственно сопровождающих последние, также, как правило, не достигается, хотя содержание редких элементов в пегматитах всегда выше, чем в материнских гранитах, а в отдельных локальных участках пегматитов могут появляться даже практически интересные скопления редкометалльных минералов;

в) максимальные объемы остаточных пегматитовых расплавов возникают лишь на поздних этапах эволюции глубинных магматических очагов в целом, т. е. в ходе сложного и длительного процесса, ведущего к формированию дифференцированных магматических комплексов. Именно в этом процессе, в остаточных продуктах дифференциации материнских магматических очагов, достигаются те высокие концентрации редких элементов, которые характерны для редкометалльных пегматитов.

Что касается слюдоносных пегматитов, то в их возникновении процесс магматической дифференциации не играет столь решающей роли, как в случае редкометалльных пегматитов. При формировании комплекса пегматоидных гранитоидов (гранит-пегматитов), «материнских» для слюдоносных пегматитов, процесс дифференциации в его обычном понимании практически не проявлен. Представляется поэтому вполне допустимым возникновение промышленно слюдоносных пегматитовых тел в генетической связи с каждой последовательной фазой этого комплекса. Тем не менее наиболее крупные и ценные по качеству слюды промышленные месторождения все же приурочены к пегматитам, связанным с его заключительной фазой. В данном случае такое положение обусловлено тем, что от фазы к фазе возрастает содержание в гранитах и пегматитах калишпата, причем лишь в пегматитах, связанных с гранитами самой поздней фазы, достигается соотношение калишпата и плагиоклаза, обеспечивающее оптимальный для образования и роста крупных кристаллов мусковита уровень активности калия в поровых растворах.

3. Генетическая и пространственная связь пегматитов с гранитами проявлена в целом тем сильнее, чем меньше глубинность формирования пегматитов, последовательно ослабевая от формации хрусталеносных пегматитов малых глубин к формации ортоектитовых пегматитов весьма больших глубин. В том же направлении затухает или затушевывается значение

магматического фактора в контроле размещения пегматитовых полей; магматический контроль постепенно уступает свою ведущую роль другим контролирующим факторам, в первую очередь метаморфическому и литологическому, а также геолого-структурному.

4. На основе анализа фактического материала по взаимоотношениям гранитов с пегматитами различных формаций выявляется ряд геолого-петрографических и минералого-геохимических критериев, которые при совместном их применении позволяют объективно оценивать степень связи пегматитовых полей с гранитоидными комплексами.

ПЕГМАТИТЫ И МЕТАМОРФИЗМ

Общие сведения

При залегании пегматитов в метаморфических толщах устанавливается пространственная связь различных пегматитовых формаций с определенными зонами регионального и регионально-контактового метаморфизма (Великославинский, Соколов, 1960; Гинзбург, Родионов, 1960; Соколов, 1959, 1970; и др.).

Типичные пегматиты слюдоносных Мамско-Чуйского и Кольско-Карельского поясов в СССР, а также Неллорского в Индии и др., локализуются в докембрийских толщах кристаллических сланцев с метаморфической зональностью кианит-силлиманитового типа (по А. Миясиро), в зоне, соответствующей кианит-альмандин-мусковитовой субфации альмандин-амфиболитовой фации¹. В отличие от них поля редкометалльных пегматитов располагаются в метаморфических толщах, соответствующих андалузит-силлиманитовому типу метаморфической зональности и условиям андалузит-кордиерит-мусковитовой субфации кордиерит-амфиболитовой фации. Область их распространения совпадает с полем устойчивости в метapelитовых породах андалузита, ставролита и кордиерита.

Подобное соответствие между типами пегматитов и степенью (субфацией) метаморфизма вмещающих пород выдерживается не только в областях одноактного метаморфизма, но и в зонах диафоритов, наложенных на более глубоко метаморфизованные толщи (Гинзбург, Родионов, 1960; Соколов и др., 1975). Характерны находки минералов, свойственных вмещающим породам, в составе эндоконтактовых зон пегматитовых тел (Ферсман, 1940). В мусковитовых пегматитах, залегающих в кианит-гранат-биотитовых гнейсах, отмечаются выделения крупнокристаллического кианита (Тимофеев, 1961; Долгов и др., 1967); в Бихарском поясе (Индия) в гранат-силлиманит-двуслюдяных сланцах встречаются мусковитовые пегматиты с силлиманитом, а в кианитовых сланцах — пегматиты с кианитом (Шмакин, 1976); андалузит, замещаемый силлиманитом, в пегматитах, залегающих в гранат- и силлиманит-гранат-биотитовых сланцах, описан А. В. Волошиным и И. В. Давиденко

¹ Здесь и далее фации и субфации метаморфизма именуется по Г. Винклеру (1969), если нет ссылки на иного исследователя.

(1972). Андалузит отмечался в эндоконтактных зонах амезонитовых и сподуменовых пегматитов Сибири, приуроченных к андалузит-кордиерит-биотитовым сланцам (Л. Г. Фельдман, 1958 г.; Г. П. Луговской, 1960 г.).

В этих и других подобных случаях вещество вмещающих пород, заимствованное пегматитами в процессе их формирования, выделялось в них в аналогичной минеральной форме, а подчас и в сходном минеральном парагенезисе по сравнению с вмещающей толщей, что свидетельствует о примерно едином диапазоне условий $p-t$. Такую же трактовку этих явлений предлагает А. Миясиро (1976, с. 179), отмечающий присутствие в пегматитах одного из районов Японии помимо кварца и полевых шпатов также биотита, граната, кордиерита и силлиманита — ассоциации, свойственной вмещающим гнейсам. Таким образом, устанавливается явление фациального соответствия пегматитов и вмещающей среды.

Вопрос о времени метаморфизма и пегматитообразования пока не получил однозначного решения. Распространено представление о синхронности процессов прогрессивного регионального метаморфизма и становления слюдоносных пегматитов (Соколов, 1970; Чесноков, 1975; и др.), и упомянутое фациальное соответствие объясняется именно этим обстоятельством. С другой стороны, геологическая позиция таких пегматитов в зональных метаморфических толщах и в регионах с неоднократным проявлением метаморфизма, характер экзоконтактных изменений вмещающих пород и пр. свидетельствуют о том, что становление жильных пегматитов имело место по завершении прогрессивного регионального метаморфизма (Неелов, 1975) и отвечает регрессивной его ступени (Хлестов, 1975). Тем самым степень метаморфизма вмещающих пород характеризует некоторый остаточный (потенциально возможный) температурный фон в обстановке пегматитообразования (Ферсман, 1940; Рыцк, 1969; Условия образования..., 1975). Параллельные определения абсолютного возраста метаморфических пород и пегматитов (калий-аргоновый метод), по-видимому, не дифференцируют эти этапы геологической истории.

На примерах слюдоносных и керамических пегматитов Северной Карелии показано существование нескольких эпох метаморфизма и пегматитообразования (Геологические факторы контроля..., 1972). Каждая эпоха характеризуется обстановкой фациального соответствия, т. е. образование пегматитов имело место в условиях сохранения температурного поля амфиболитовой фации.

Более сложно, но принципиально аналогично решается данный вопрос применительно к редкометальным пегматитам. Последние на древних щитах и платформах приурочены к шовным прогибам, т. е. структурам типа геосинклинальных трогов (Архангельская, Гинзбург, 1976). Эти прогибы сложены древ-

ними дислоцированными флишоидными или вулканогенными толщами, претерпевшими региональный метаморфизм андалузит-силлиманитового типа. С многочисленными гранитоидами, прорывающими эти толщи и составляющими единый многофазный магматический комплекс, пространственно ассоциируют поля редкометальных пегматитов. Ниже на примере одного детально закартированного района показывается, что зональность пегматитового поля находится в полном соответствии с метаморфической зональностью вмещающей толщи (рис. 6).

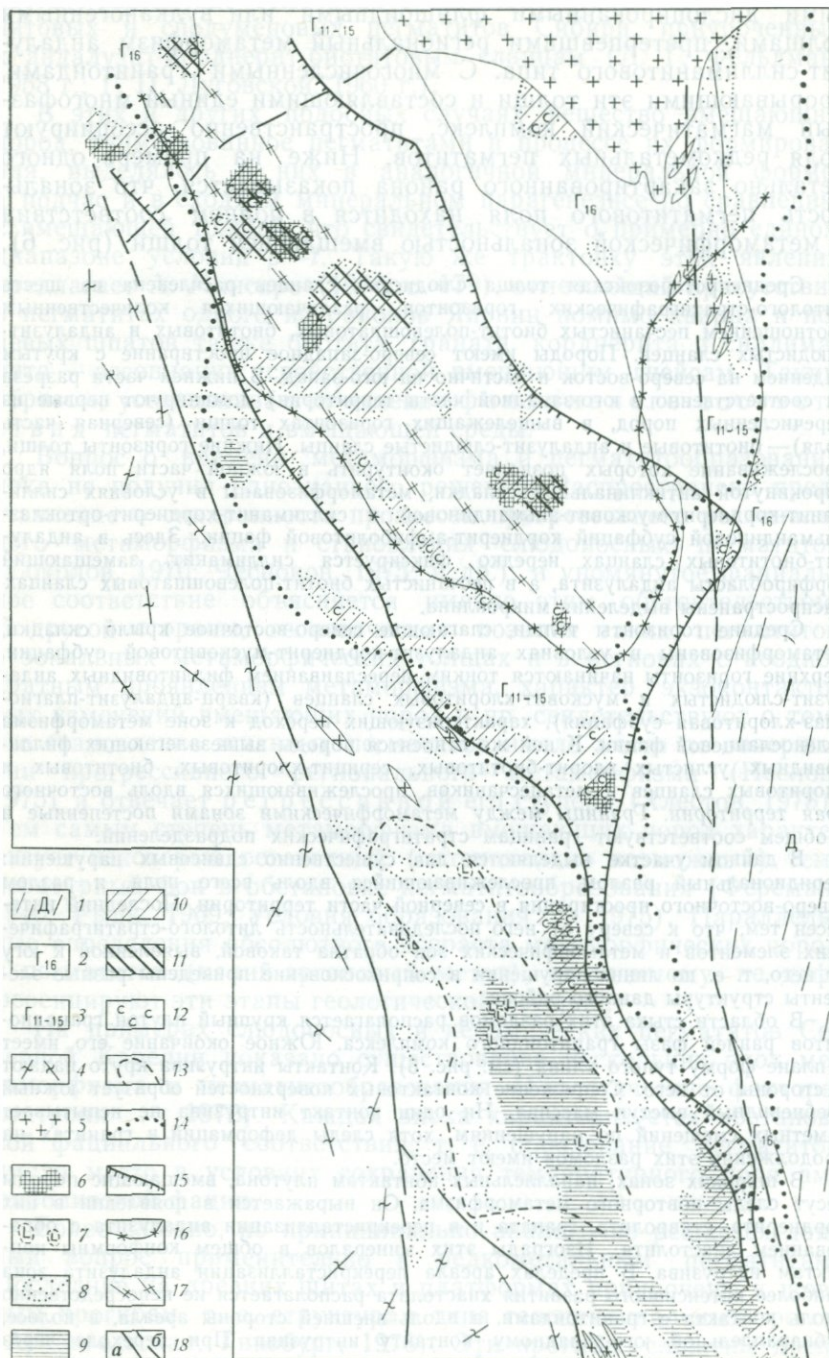
Среднепротерозойская толща слюдяных сланцев расчленена на шесть литолого-стратиграфических горизонтов, различающихся количественным соотношением песчанистых биотит-полевошпатовых, биотитовых и андалузит-слюдяных сланцев. Породы имеют северо-западное простирание с крутым падением на северо-восток и частично на юго-запад. В нижней части разреза (и соответственно в юго-западной части территории) доминируют первые из перечисленных пород, в вышележащих горизонтах толщи (северная часть поля) — биотитовые и андалузит-слюдяные сланцы. Нижние горизонты толщи, прослеживание которых позволяет оконтурить в южной части поля ядро опрокинутой антиклинальной складки, метаморфизованы в условиях силлиманит-кордиерит-мусковит-альмандиновой и силлиманит-кордиерит-ортроклаз-альмандиновой субфаций кордиерит-амфиболитовой фации. Здесь в андалузит-биотитовых сланцах нередко фиксируется силлиманит, замещающий порфиобласты андалузита, а в песчанистых биотит-полевошпатовых сланцах распространены выделения микроклина.

Средние горизонты толщи, слагающие северо-восточное крыло складки, метаморфизованы в условиях андалузит-кордиерит-мусковитовой субфации. Верхние горизонты начинаются тонким пересланчиванием филлитовидных андалузит-слюдяных и мусковит-хлоритовых сланцев (кварц-андалузит-плагноклаз-хлоритовая субфация), характеризующих переход к зоне метаморфизма зеленосланцевой фации. К ней же относятся породы вышележающих филлитовидных углистых хлорит-биотитовых, серицит-хлоритовых, биотитовых и хлоритовых сланцев и метапесчаников, прослеживающихся вдоль восточного края территории. Границы между метаморфическими зонами постепенные и в общем соответствуют границам стратиграфических подразделений.

В данном участке выделяются два существенно сдвиговых нарушения: меридиональный разлом, прослеживающийся вдоль всего поля, и разлом северо-восточного простирания в северной части территории. Последний интересен тем, что к северу от него последовательность литолого-стратиграфических элементов и метаморфических зон обратна таковой, выявленной к югу от него, т. е. по линии нарушения в соприкосновении приведены разные элементы структуры данного района.

В области стыка этих разломов располагается крупный pluton гранодиоритов ранней фазы гранитоидного комплекса. Южное окончание его имеет в плане форму тупого клина (см. рис. 6). Контакты интрузива круто падают в стороны от него. Соприжение контактовых поверхностей образует южный гребневидный выступ массива. Ни один контакт интрузива не испытывает заметных смещений по нарушениям, хотя следы деформаций в гранитах на продолжении этих разломов имеют место.

В широких зонах, параллельных контактам плутона, вмещающие породы несут следы повторного метаморфизма. Он выражается в появлении в них кордиерита, ставролита, граната и в перекристаллизации андалузита с образованием хиастолита. Изограды этих минералов в общем конформны контактам интрузива. В пределах ареала перекристаллизации андалузита зона наиболее интенсивного развития хиастолита располагается не непосредственно вдоль контакта с гранитоидами, а вдоль внешней стороны ареала, в полосе, субпараллельной юго-западному контакту интрузива. При переходе через линии дизъюнктивных нарушений изограды не испытывают смещения.



Пегматиты распространены на всей территории. Однако при рассмотрении их в направлении с юга на север, соответственно ослаблению регионального метаморфизма, отмечается закономерная смена пегматитов, различающихся ассоциацией породообразующих минералов, степенью и характером рудоносности.

Южная часть пегматитового поля представлена отдельными крупными телами безрудных олигоклаз-микроклиновых пегматитов с шерлом, гранатом, кварц-мусковитовым замещающим комплексом, иногда содержащих кристаллы берилла. Пегматиты слабо дифференцированы и характеризуются появлением полосчатых кварц-олигоклаз-турмалиновых аплитовидных пород в эндоконтактах, а также графических разновидностей пегматитов и относительно слабым развитием блоков полевых шпатов (при отсутствии альбита) в осевых частях тел. С перемещением на север среди этих пегматитов появляются альбитсодержащие разновидности с касситеритом.

Уже в средней части поля близ области развития пород андалузит-кордиерит-мусковитовой субфации кордиерит-амфиболитовой фации выделяется узкая зона, в которой встречаются микроклин-сподуменовые и микроклин-альбит-сподуменовые пегматиты. Территориально она примыкает к зоне нахождения кордиерита и граната в слюдяных сланцах. С распространением к северу эта зона отделяется от основного поля безрудных пегматитов и как бы обособливается в самостоятельную ветвь, представленную редкометальными пегматитами. Наибольшей концентрации микроклин-альбит-сподуменовые пегматиты достигают в зоне развития наложенных метаморфических изменений вмещающих пород, а именно в полосе наибольшего развития хиастолита, либо в непосредственной близости от нее и одновременно вдоль осевой линии зоны кордиерита. Аналогично зонам контактового метаморфизма полоса распространения редкометальных пегматитов не обнаруживает смещения по разломам (см. рис. 6). Проявления танталоносных микроклин-альбитовых пегматитов известны в слюдяных сланцах верхнего горизонта толщи, т. е. в условиях кварц-андалузит-плагиоклаз-хлоритовой субфации. За пределами изограды биотита в области широкого развития хлоритсодержащих пород пегматиты отсутствуют.

Из данного примера видно, что территориальное распределение редкометальных пегматитов сопряжено с зональностью контактово-метаморфического ореола, формирование которого обусловлено новым, посткинematicким этапом метаморфизма, наложенным на ранее метаморфизованные и дислоцированные породы и обязанным тепловому воздействию гранитоидного интрузива. По интенсивности этот этап близок к предшествующему.

Рис. 6. Схема зональности поля редкометальных пегматитов и метаморфической зональности вмещающей толщи.

1—3 — средний — верхний протерозой: 1 — свита Д, филлитовидные биотитовые, серцит-хлоритовые, углистые хлорит-биотитовые сланцы и гравелиты (зеленосланцевая фация регионального метаморфизма), 2—3 — свита Г: 2 — горизонт 16, филлитовидные андалузит-слюдяные, мусковит-хлоритовые сланцы (переход от зеленосланцевой к амфиболитовой фации регионального метаморфизма), 3 — горизонты 11—15, переслаивание андалузит-биотитовых, андалузит-двуслюдяных, биотитовых сланцев, песчаных биотит-полевошпатовых сланцев, конгломератов, редко сланцеватых амфиболитов и амфибол-биотитовых сланцев (амфиболитовая фация регионального метаморфизма); 4 — нижний протерозой (?), биотитовые и микроклин-биотитовые очковые гнейсы; 5 — двуслюдяные граниты, биотитовые гранодиориты; 6—12 — участки распространения пегматитов: 6 — крупноблочковой структуры, 7 — графической структуры, 8 — гранитовидной структуры, 9 — первично-полосчатой текстуры, 10 — альбитсодержащих, 11 — с клеветандитом и сподуменом, 12 — с сахаровидным альбитом, танталониобатами, литиевыми фосфатами и др.; 13—16 — изограды индекса-минералов контактового метаморфизма: 13 — метабластического микроклина, 14 — граната, 15 — кордиерита, 16 — перекристаллизованного андалузита; 17 — область распространения хиастолита; 18 — разломы: а — установленные, б — предполагаемые

щему региональному метаморфизму, поскольку не ведет к существенному нарушению образовавшихся ранее минеральных парагенезисов метаморфических зон. По фациальной принадлежности он сопоставим с контактовым метаморфизмом роговообманково-роговиковой фацции; появление ставролита в контактовом ореоле показывает, что метаморфизм осуществлялся в условиях несколько повышенного давления (Миясиро, 1976).

В этой связи интересно отметить, что в фанерозойских складчатых областях размещение редкометальных пегматитов, при их залегании в породах, вмещающих гранитные плутоны, также подчиняется зональности контактового метаморфизма, и они локализуются в зонах распространения пород именно фацции роговообманковых роговиков (Гинзбург и др., 1975).

Устанавливаемые явления фациального соответствия пегматитов и вмещающих метаморфических пород, территориальное совмещение пегматитов определенного минерального состава с зонами метаморфизма той или иной ступени и связь пегматитообразования с конкретными этапами (или эпохами) метаморфизма получили в литературе разнообразную трактовку.

Большая группа геологов, вслед за А. И. Гинзбургом и Г. Г. Родионовым (1960), видит в них отражение различной глубинности формирования пегматитов. Другие исследователи, в частности, керамических, слюдоносных и слюдяно-редкометальных пегматитов (Ю. М. Соколов, В. А. Глебовицкий, В. А. Бабошин, А. С. Никаноров, И. И. Михайлов и др.) используют эти явления для расшифровки *pt*-условий формирования пегматитов и выяснения возможного источника их вещества. Этими исследователями развивается гипотеза метаморфогенного происхождения пегматитов, родоначальником которой является Г. Рамберг. Данная гипотеза, впрочем как и любая альтернативная, содержит ряд неясных, не вполне разработанных или спорных моментов, что позволяет говорить о необходимости дальнейшего изучения и обсуждения указанной проблемы.

В подавляющем большинстве случаев образование пегматитов в природе сопряжено с раскрытием и заполнением трещин в том или ином участке земной коры и, следовательно, связано с перемещением и удалением исходного материала пегматитов от мест его генерации. В какой мере при этом проявляются тенденции автономного развития пегматитового процесса и в чем состоит влияние метаморфизма на его ход и результаты — это вопросы, заслуживающие серьезного исследования.

Некоторые вопросы современной теории метаморфических фациальных серий

На современном уровне развития представлений о природе регионального метаморфизма в качестве исходных положений принимаются следующие.

1. Общей причиной регионально-метаморфических преобразований, ультраметаморфизма и гранитообразования в земной коре является местный подъем геозотерм, который вызывается повышением интенсивности глубинного теплового потока (Соколов и др., 1965; Винклер, 1969; и др.).

2. Интенсивность теплового потока находит непосредственное выражение в величине геотермического градиента: чем больше поток тепла, тем быстрее происходит нарастание температуры с глубиной (Tuttle, Bowen, 1958).

3. Широкие вариации геотермического градиента имеют место в основном в пределах земной коры. С глубиной кривые, обозначающие его величину в координатах pt , имеют тенденцию асимптотического сближения (Tröger, 1963).

4. Каждая линия геотермического градиента в пучке, исходящем из начала координат на pt -диаграмме, соответствует определенной последовательности метаморфических фаций и субфаций в конкретных вертикальных геологических разрезах (Tröger, 1963). Для обозначения такой последовательной смены зон, соответствующих той или иной метаморфической фации, А. Миясиро (Miyashiro, 1961) предложил термин «метаморфическая фациальная серия» (или просто «фациальная серия»). Решая обратную задачу — определяя метаморфическую фациальную серию в том или ином регионе, — можно составить обоснованное представление об относительной величине геотермического градиента, существовавшего в эпоху регионального метаморфизма.

5. Величина геотермического градиента, т. е. интенсивность теплового потока, находится в обратной зависимости от давления. Сопоставления с результатами физико-химического эксперимента позволяют выделить три основных барических типа метаморфической зональности (по Миясиро, 1976):

а) жадеит-глаукофановый тип — метаморфическая зональность, обусловленная малыми геотермическими градиентами (метаморфические серии высокого давления, метаморфизм погружения);

б) кианит-силлиманитовый тип — метаморфическая зональность в условиях умеренных геотермических градиентов (метаморфические серии среднего давления);

в) андалузит-силлиманитовый тип — метаморфическая зональность в условиях высоких геотермических градиентов (метаморфические серии низкого давления).

Каждый из этих трех типов метаморфизма проявляется в земной коре в виде крупных метаморфических поясов большой протяженности, причем пояса, характеризующиеся метаморфической зональностью типа (а) и (в) или (б) и (в), нередко располагаются параллельно или кулисообразно, будучи как бы сопряжены между собой в пространстве. Принцип «парности метаморфических поясов» А. Миясиро в последнее время

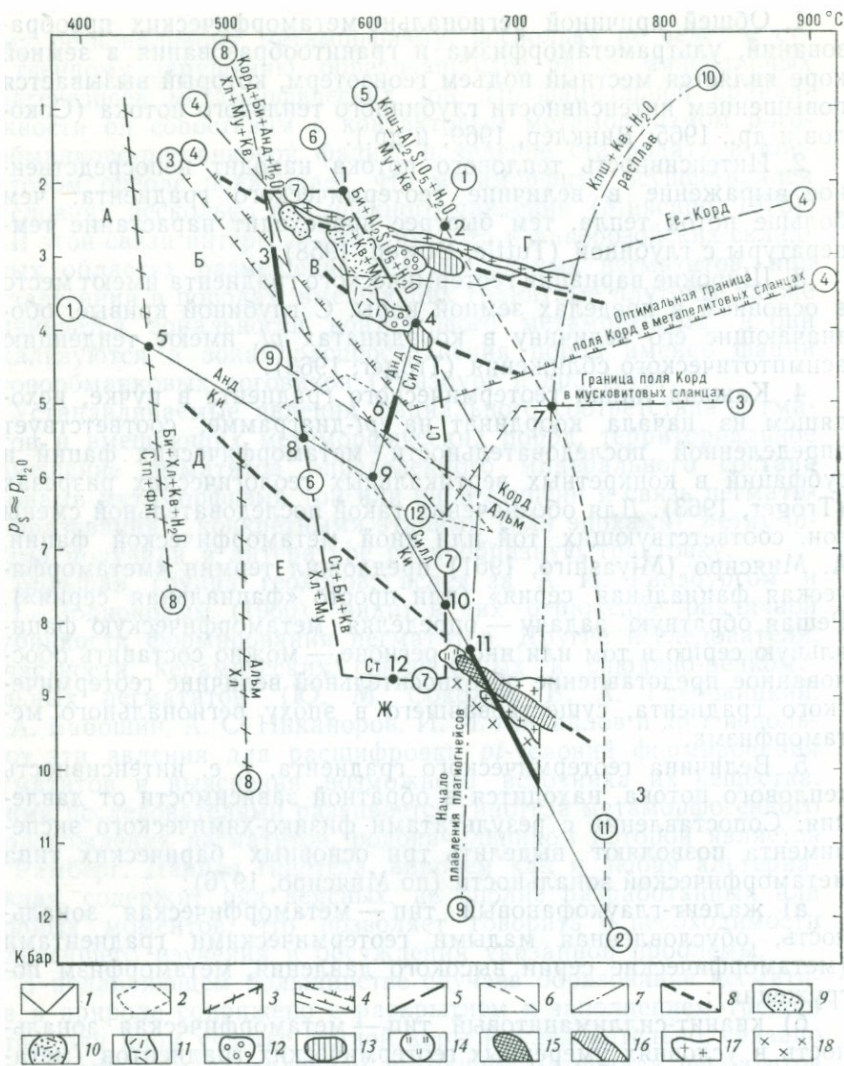


Рис. 7. Диаграмма экспериментально исследованных метаморфических реакций; место пегматитов в различных метаморфических фациальных сериях.

1 — кривые устойчивости полиморфных модификаций силикатов алюминия; 2 — поле неопределенности позиции тройной точки; границы полей устойчивости: 3 — биотита и хлорита, 4 — кордиеритов разной железистости, 5 — ставролита, 6 — мусковита, 7 — кривые начала плавления пород различного состава; 8 — кривые геотермических градиентов и соответствующие метаморфические фациальные серии, включающие поля редкометалльных пегматитов (две верхние кривые) и слюдоносных пегматитов (нижняя кривая). Области локализации пегматитов: 9—12 — редкометалльных: 9 — танталоносных альбитовых и микроклин-альбитовых с лепидолитом, петалитом и др., 10 — сподумен-микроклин-альбитовых, 11 — микроклин-альбит-сподуменовых, 12 — альбит-микроклинных с мусковитом и бериллом; 13 — «безрудных» олигоклаз-микроклинных; 14—16 — слюдоносных: 14 — олигоклаз-микроклинных с альбитом, бериллом и зеленым мусковитом, 15 — мусковитовых микроклин-плагноклазовых, 16 — «керамических» плагноклаз-микроклинных, слабо мусковитоносных; 17 — области распространения пегматитоносных гранитов; 18 — области

удачно интерпретируется с позицией новой глобальной тектоники (тектоники литосферных плит).

Учение о метаморфических фациальных сериях успешно развивается в работах А. Хьетанен (Hietanen, 1967), Г. Винклера (1969), А. Миясиро (1976), а в СССР — в работах коллектива исследователей во главе с акад. В. С. Соболевым (Фаии метаморфизма, 1970).

Определение места пегматитов в фациальных сериях регионального и регионально-контактового метаморфизма чрезвычайно важно для выяснения природы метаморфического контроля пегматитов. Рассмотрение фациальных серий может быть произведено на базе петрогенетической диаграммы метаморфических фаий в системе координат $p-t$. Первые варианты таких диаграмм представлены в работах П. Эскола, а также В. Файфа и др. (1962), И. Розенквиста, В. Трёгера (Tröger, 1963). В более поздних работах помимо общегеологических данных нашли отражение также результаты физико-химических экспериментов в области метаморфических реакций и термодинамических расчетов минеральных равновесий. Таковы, например, диаграмма В. А. Пугина и Н. И. Хитарова (1968), построенная на базе экспериментальных исследований, диаграмма Л. Л. Перчука (1968), выполненная на основании изучения распределения химических элементов в парах сосуществующих минералов, диаграмма А. Хьетанен (Hietanen, 1967), опирающаяся главным образом на геологические и петрографические исследования в различных регионах мира, диаграмма Г. Винклера (1969), представляющая собой попытку увязать геолого-петрографические и экспериментальные данные, и т. д.

Главными опорными элементами современных диаграмм метаморфических фаий, позволяющими определить позицию естественных фациальных серий, являются (рис. 7):

— тройная точка сосуществования андалузита, кианита и силлиманита (точка 9 на рис. 7);

— позиции моновариантных линий, разграничивающих поля стабильности каждого из этих трех минералов;

— положение кривой, маркирующей высокотемпературный предел устойчивости мусковита в метапелитовых породах;

— кривая плавления в системе: кварц + калиевый полевой шпат + H_2O ;

развития мигматитов и гранито-гнейсов. Буквами обозначены метаморфические зоны в метабазитах, отличающиеся минеральными парагенезисами; цифрами — опорные точки и участки пересечений кривых метаморфических реакций, позволяющие определить позицию конкретной метаморфической фациальной серии на диаграмме (см. табл. 2). Альм — альмандин; Анд — андалузит; Би — биотит; Кв — кварц; Ки — кианит; Корд — лордиерит; Кпш — калиевый полевой шпат; Му — мусковит; Силл — силлиманит; Ст — ставролит; Стп — стильпомелан; Фнг — фенгит; Хл — хлорит. Источники информации (цифры в кружках): 1 — Althaus (1967); 2 — Althaus (1969); 3 — Schreyer, Seifert (1969); 4 — Richardson (1968); 5 — An experimental ... (1970); 6 — Hoschek (1969); 7 — Федкин (1975); 8 — Winkler (1970); 9 — Винклер (1969); 10 — Shaw (1963); 11 — Storre, Karotke (1972); 12 — Richardson e. a. (1969)

Таблица 2

ХАРАКТЕРИСТИКИ ОСНОВНЫХ ОПОРНЫХ ТОЧЕК ПО ДИАГРАММЕ В КООРДИНАТАХ t - $P_{\text{общ}}$ ($=P_{\text{H}_2\text{O}}$)

Номер точки	$P_S \approx P_{\text{H}_2\text{O}}$, кбар	t , °C	Последовательность смены критических минералов и их ассоциаций в направлении повышения степени метаморфизма		Источники информации
			в условиях более низкого давления	в условиях более высокого давления	
1	Ок. 2	550—575	Андалузит-силлиманитовые фациальные серии без ставролита	Андалузит-силлиманитовые фациальные серии со ставролитом	Федькин, 1975
2	2,5	650	Анд + Му → Анд + Кпш → Силл + Кпш (Анд → Силл в поле Кпш)	Анд + Му → Силл + Му → Силл + Кпш (Анд → Силл в поле Му)	An experimental..., 1970; Althaus, 1967
3	2,9—3,7	530—540	Корд → Ст (Ст появляется в поле Корд)	Ст → Корд (Корд появляется в поле Ст)	Hoschek, 1969; Schreyer, Seifert, 1969; Richardson, 1970
4	3,9	630	Ст + Анд ± Корд → Анд ± Корд → Силл ± Корд (Анд → Силл вне поля Ст)	Ст + Анд ± Корд → Ст + Силл ± Корд → Силл ± Корд (Анд → Силл в поле Ст)	Althaus, 1967; Hoschek, 1969
5	4,2	445	Анд → Би (Би появляется в поле Анд)	Би → Анд; Ки → Би (?) (Анд появляется в поле Би; возможно, Би появляется в поле Ки)	Althaus, 1967; Winkler, 1970

6	4,7—5,4	610—615	Анд + Ст + Корд ± Ки → Силл + Ст + Корд ± Ки (Анд → Силл в поле Корд и Ст)	Анд + Ст + Альм ± Ки → Силл + Ст + Альм ± Ки (Анд → Силл в поле Альм и Ст)	Althaus, 1967; Винклер, 1969; Schreyer, Seifert, 1969
7	5	725	Му + Кв → Кпш + Силл + Кв → эвтектическая смесь Кпш + Кв ± Силл	Му + Кв → эвтектическая смесь Кпш + Кв ± Силл	Shaw, 1963; Winkler, 1970
8	5,5	550	Анд → Ст (Ст появляется в поле Анд)	Ки → Ст (Ст появляется в поле Ки)	Althaus, 1967; Schreyer, Seifert, 1969
9	Ср. 6	Ср. 600	Анд → Силл	Ки → Силл	Winkler, 1970
10	7,7	650	Ки + Ст → Силл + Ст (Ки → Силл в поле Ст)	Ки + Ст → Ки (Ст исчезает в поле Ки)	Федькин, 1975; Althaus, 1969;
11	8,3—10,2	665—710	Ки + Му → Силл + Му → эвтектическая смесь Кпш + Кв ± Силл	Ки + Му → эвтектическая смесь Кпш + Кв	Shaw, 1963; Althaus, 1969; Винклер, 1969
12	Ок. 8,5—9	570—650	Кианит-силлиманитовые фациальные серии со ставролитом	Кианит-силлиманитовые фациальные серии без ставролита	Федькин, 1975

Обозначения минералов: Анд — андалузит; Му — мусковит; Кпш — калиевый полевой шпат; Силл — силлиманит; Корд — кордиерит; Ст — ставролит; Би — биотит; Ки — кианит; Альм — алмадин; Кв — кварц.

- пределы устойчивости ставролита;
- пределы устойчивости кордиерита и альмандина;
- низкотемпературный предел стабильности биотита и др.

Первые два опорных элемента позволяют выделять на *pt*-диаграмме три поля: поле устойчивости андалузита, расширяющееся с понижением давления, поле силлиманита, расширяющееся с повышением температуры, и поле кианита, соответствующее условиям высоких давлений. В связи с широким распространением метастабильных состояний одной полиморфной модификации Al_2SiO_5 в поле устойчивости другой неинвариантная тройная точка и моновариантные кривые фазовых переходов на *pt*-диаграмме фактически должны представлять собой некоторые поля.

Пересечения кривых метаморфических реакций, ограничивающих поля устойчивости тех или иных индекс-минералов, фиксируют реперные точки (или участки) на *pt*-диаграмме, позволяющие определить на ней место данной фацальной серии. Главные из таких точек сведены в табл. 2. Принцип их использования для указанной цели был разработан Анной Хиетанен (Hietanen, 1967). Поскольку выше и ниже каждой опорной точки на диаграмме последовательность индекс-минералов в направлении от зон слабого метаморфизма к зонам более глубокого метаморфизма различна, то, сопоставляя метаморфическую зональность конкретного поля с соответствующими участками *pt*-диаграммы, можно найти на ней место данной метаморфической серии. В развитие представлений А. Миясино, В. Трёгера и Г. Винклера Анна Хиетанен рассмотрела восемь фацальных серий, характеризующих метаморфическую зональность различных регионов мира.

Для выяснения связи пегматитов с метаморфизмом необходимо определить позицию метаморфических фацальных серий, характерных для районов развития слюдоносных и редкометалльных пегматитов, рассмотреть в общих чертах зональность таких пегматитовых полей на фоне метаморфической зональности и сопоставить *pt*-условия становления тех и других пегматитов, тем более, что со времени работ А. Хиетанен накопилось много новых экспериментальных данных по петрологии метаморфических комплексов.

Метаморфические фацальные серии пегматитовых поясов

Рассмотрим основные особенности метаморфической зональности типичных поясов слюдоносных и редкометалльных пегматитов на примерах двух пегматитовых провинций Сибири.

Метаморфическая зональность поясов слюдоносных пегматитов может быть проиллюстрирована на

примере Мамско-Чуйской пегматитовой провинции, где она подробно изучалась Д. А. Великославинским, Ю. М. Соколовым, В. Н. Шаровым и др. Эти исследования показали, что в пределах Мамского синклинория, осложненного в осевой части цепью куполовидных поднятий с полями мигматитов (Шаров, 1975), региональный метаморфизм является одноэтапным, и степень его закономерно возрастает от периферии к осевой части синклинория, образуя ряд конформных зон. По данным Ю. М. Соколова (1959), их последовательность такова: серицит-хлоритовая зона сменяется биотит-серицит-хлоритовой (с кислым плагиоклазом). С исчезновением хлорита, но все еще в присутствии кислого плагиоклаза в метapelитах появляются алмадин, кианит и ставролит. В пределах ставролитовой зоны, расположенной в поле стабильности кианита, отмечается повышение основности плагиоклаза. Последующее исчезновение ставролита маркирует переход к кианит-алмандиновой зоне. Далее кианит сменяется силлиманитом, причем этот переход осуществляется в поле устойчивости мусковита.

Явления анатексиса (мигматизация) в Мамском районе отмечаются уже на границе ставролитовой и кианит-алмандиновой зон, что на *pt*-диаграмме (см. рис. 7) соответствует участку точек 10 и 11. Степень мигматизации и распространение «гранит-пегматитов» возрастают с переходом от кианит-алмандиновой к силлиманит-алмадин-мусковитовой зоне и в последней достигают максимума (Соколов, 1959).

Аналогичная зональность отмечается и по простиранию мамской метаморфической толщи (Васильева, 1975; Шаров, 1975). На юго-западном фланге территории фиксируются более глубинные зоны (именно здесь гранито-гнейсовые и мигматитовые купола обрамляются силлиманитсодержащими гранат-двуслюдяными сланцами), тогда как на северо-восточной окраине полосы кристаллических сланцев (в бассейне р. Большой Патом) наблюдается понижение степени метаморфизма и последовательное замыкание изоград кианита, ставролита, алмадина и биотита (Шаров, 1975).

Таким образом, полоса кристаллических сланцев Мамско-Чуйской мусковитоносной провинции может рассматриваться как некий единый тепловой вал, осложненный локальными участками подъема геоизотерм, но в целом полого погружающийся на северо-восток. Метаморфическая зональность этой территории соответствует фациальной серии Барроу (Винклер, 1969), т. е. условиям относительно небольшого палеогеотермического градиента.

С метаморфической зональностью Мамско-Чуйской слюдоносной провинции увязывается распределение как пегматитов вообще, так и пегматитов, характеризующихся определенным типом минерализации. Область распространения пегматитов, являющихся основным источником промышленного мусковита,

совпадает с полем устойчивости кианита и альмандина и ограничивается со стороны более высокотемпературных зон изоградой силлиманита, а со стороны низкотемпературных зон — изоградой ставролита (Соколов, 1959). С переходом в зоны более глубокого метаморфизма (силлиманит-альмандин-мусковитовой субфации) мусковитовые пегматиты уступают место керамическим и слабослюдоносным пегматитам, имеющим ограниченное распространение. Во внешней части поля устойчивости кианитовых сланцев в пегматитах наблюдается альбитизация и появляется зеленый мусковит, сопровождающийся спорадической редкометальной минерализацией, т. е. имеет место переход к так называемым слюдяно-редкометальным пегматитам. В пределах ставролит-альмандиновой зоны Ю. М. Соколовым отмечены «пегматитоподобные» кварц-полевошпатовые жилы с зеленым мусковитом и бесслюдные турмалиновые пегматиты.

Столь же закономерным представляется общее изменение характера пегматитов в связи с зональностью метаморфизма по простирацию мамской полосы кристаллических сланцев с юго-запада на северо-восток. В. П. Васильева (1975) выделяет в этом направлении пять зон пегматитов: а) полевошпатовых (керамического типа, бесслюдных), б) биотитовых, в) двуслюдяных, г) мусковитовых и д) редкометально-мусковитовых, а также отмечает смену характера промышленного мусковита: на юго-западе преобладает трещинный тип мусковита; на северо-востоке — пегматоидный и кварц-мусковитовый. Аналогичные закономерные соответствия между зональностью метаморфических и пегматитовых поясов констатируются и для других слюдоносных пегматитовых провинций (Салье, Глебовицкий, 1976).

Метаморфическая зональность поясов редкометальных пегматитов относится к андалузит-силлиманитовому типу, т. е. характеризуется отсутствием кианита. Основные черты ее следует рассмотреть отдельно для толщ метапелитовых пород и для метабазитов, которые в таких поясах широко распространены, преимущественно в виде амфиболитов.

А. Метаморфическая зональность по метапелитовым породам. При перемещении в сторону нарастания степени метаморфизма относительно слабо метаморфизованные элементы метаморфических толщ представлены серицит-хлоритовой и биотит-серицит-хлоритовой зонами. Андалузит появляется уже в поле устойчивости хлорита (кварц-андалузит-плагноклаз-хлоритовая субфация зеленосланцевой фации, по Г. Винклеру, 1969), и далее андалузитсодержащие сланцы (двуслюдяные и биотитовые) приобретают исключительно широкое распространение. В поле устойчивости андалузита появляется кордиерит (см. рис. 7, точка 3), а затем — очень локально при благоприятном химическом составе пород — ставролит. Андалузит сме-

няется силлиманитом еще в поле устойчивости ассоциации мусковита (а не калишпата) с кварцем — между точками 2 и 4 диаграммы (см. рис. 7). Калиевый полевой шпат появляется в зонах, где наряду с андалузитом (возможно, метастабильным) встречается силлиманит, т. е. вблизи точки 2 указанной диаграммы:

Особенностью некоторых редкометальных пегматитовых полей является смена андалузита силлиманитом (первое появление силлиманита) в поле устойчивости ставролита (ниже точки 4 на рис. 7). Если охарактеризованная выше основная последовательность индекс-минералов отображает практически самые высокие геотермические градиенты, известные в регионально-метаморфизованных толщах, то данное обстоятельство свидетельствует о метаморфизме в условиях несколько более низкого температурного градиента (повышенного давления), не выходящего, однако, за пределы *pt*-условий метаморфической зональности андалузит-силлиманитового типа.

Метаморфические породы наиболее высокотемпературных зон в редкометальных пегматитовых полях обычно контактируют с интрузивами гранитоидов. Ореолы мигматизации, как правило, имеют небольшую мощность либо вовсе отсутствуют, и их место в метапелитах занимают зоны развития порфиробластов калиевого полевого шпата, среднего плагиоклаза, роговой обманки и др. Значительно реже зоны высокотемпературного метаморфизма сменяются гранито-гнейсами небольших гнейсовых куполов, также прорываемых интрузивами гранитоидов. При этом и гранито-гнейсы, и интрузивные граниты сами вмещают массу жильных (а граниты также и шлировых) пегматитов.

Редкометальные пегматиты приурочиваются обычно к зоне метаморфизма, отвечающей андалузит-кордиерит-мусковитовой субфации. Со стороны низкотемпературных зон границей их распространения служит изограда кордиерита (в других случаях — ставролита), за пределами которой — в хлоритсодержащих филлитовидных сланцах с андалузитом либо без него — пегматиты отсутствуют. Иногда в этой зоне встречаются кварцевые жилы с оторочками микроклина или мусковита — возможные аналоги пегматитов. Рассматривая зональность полей редкометальных пегматитов в направлении от низкотемпературных к высокотемпературным зонам метаморфизма, удается наблюдать последовательную смену пегматитов с различным комплексом порообразующих и некоторых аксессуарных минералов.

Первыми появляются альбитовые и микроклин-альбитовые танталоносные пегматиты с лепидолитом, рубидиевыми мусковитом и микроклином, петалитом, щелочным бериллом, редким сподуменом и др. Характерной обстановкой их нахождения является периферическая зона кордиерит-амфиболитовой фации

(пограничная с породами зеленосланцевой фации) с устойчивыми андалузитом, биотитом, мусковитом, иногда кордиеритом; ставролит и гранат не характерны. Следующей является зона собственно литиеносных альбит-микроклин-сподуменовых пегматитов с бериллом, мусковитом, турмалином, литиевыми фосфатами и др. Территориально она совпадает с зоной кордиерита и особенно характерна для упомянутых выше зон повышенного давления, маркируемых появлением ставролита и граната в андалузит-слюдистых сланцах. На диаграмме (см. рис. 7) им соответствует поле между точками 3 и 4.

С переходом за высокотемпературную изограду ставролита (поле между точками 1, 2 и 4) пегматиты постепенно утрачивают редкометалльную специфику. В этой области распространены альбит-микроклиновые пегматиты с бериллом, касситеритом, мусковитом, дравитом, гранатом и др. В этом же поле и далее, переходя изограду силлиманита (между точками 2 и 4), распространены безрудные микроклин-олигоклазовые пегматиты с шерлом, мусковитом, биотитом, гранатом, с широким развитием кварц-полевошпатовых пегматитов графической и пегматоидной структуры. Среди пегматитов этого типа, залегающих в гранитоидах, встречаются жилы, богатые блоковым микроклином — перспективные источники полевошпатового керамического сырья.

Б. Метаморфическая зональность по метабазитам. Рассмотрение метаморфической зональности по метабазитам особенно интересно в связи с тем, что они представляют собой распространенный тип пород, вмещающих редкометалльные пегматиты. Обширная информация по этому вопросу приведена в работах Д. А. Великославинского (1972) и А. Мясиро (1976).

В метаморфических фациальных сериях низкого давления в метабазитах, претерпевших наиболее низкотемпературные изменения зеленокаменного типа, сохраняются первичный плагиоклаз и реликтовые структуры исходных магматических пород: базальтов, спилитов, вариолитов и др. Из минералов-новообразований типичны кварц, хлорит, карбонаты, серицит, а также альбит, эпидот и зеленый биотит. С повышением температуры появляются актинолит, олигоклаз, содержащий более 10% анортита, и бурый биотит. Породы обеих зон обычно представляют собой хлорит-эпидот-актинолитовые сланцы и относятся к зеленосланцевой фации (поле А на рис. 7).

Следующая, более высокотемпературная, зона (поле Б на той же диаграмме) характеризуется появлением наряду с актинолитом сине(голубовато)-зеленой роговой обманки и повышением основности плагиоклаза до олигоклаз-андезина; по-прежнему возможен эпидот. Типичные породы этой зоны — эпидотовые амфиболиты, в связи с чем выделяется самостоятельная эпидот-амфиболитовая фация, либо эти образования относятся к низкотемпературным зонам амфиболитовой фации.

Аналогом данной зоны в метапелитовых породах считается зона биотита¹.

В следующей по нарастанию температуры зоне В (см. рис. 7) сине-зеленая роговая обманка в амфиболитах сменяется зеленой, а состав плагиоклаза колеблется от андезина до лабрадора; в высокотемпературной части этой зоны возможно появление куммингтонита и моноклинового пироксена. Типичные для данной зоны амфибол-плагиоклазовые сланцы и амфиболиты ассоциируют со слюдястыми сланцами, содержащими андалузит, и сопоставляются с породами ставролитовой зоны.

Зона Г отличается от предыдущей появлением бурой роговой обманки вместо зеленой, что связывается с повышением содержания титана. В этой же зоне, относимой к высокотемпературной части амфиболитовой фации, иногда имеют место куммингтонит, а также моноклиновый пироксен и сфен; плагиоклазы представлены андезином-лабрадором. Амфиболиты, типичные для данной зоны, ассоциируют с силлиманитсодержащими метапелитами. Для всей серии низкого давления в metabазитах характерно отсутствие граната или крайне редкое его проявление в наиболее высокотемпературных зонах.

Принцип фациального соответствия зональности редкометальных пегматитовых полей и метаморфической зональности вмещающих толщ метабазитов иллюстрируется двумя примерами пегматитовых полей, приуроченных к мощным толщам амфиболитов и относительно детально исследованных.

Пример 1. Свита параллельных пологозалегающих жил микроклин-петалит-альбитовых пегматитов с эвкриптитом, широкой гаммой танталатов и олово-танталатов, литиевыми фосфатами, щелочным бериллом, рубидиевыми микроклином и мусковитом, менее распространенным топазом, лепидолитом, сподуменом и др. залегаает в массивных мелко- и среднезернистых амфиболитах. Амфиболиты сложены агрегатом зеленой и синевазо-зеленой роговой обманки и олигоклаза с аксессуарными титаномагнетитом и сфеном (переход от поля Б к полю В на рис. 7). В массивных амфиболитах отмечаются многочисленные крутопадающие зоны рассланцованных амфиболитов мощностью от нескольких до 10—15 м. В них характерно присутствие зеленой и сине-зеленой роговой обманки, а также актинолита и биотита, что свидетельствует о проявлении в этих зонах локального метаморфизма типа диафтореза, соответствующего полю Б. Поскольку пегматитовые тела пересекают эти зоны рассланцевания, возможно, что *pt*-условия к моменту формирования пегматитов соответствовали низкотемпературной области амфиболитовой фации (эпидот-амфиболитовой). В том же регионе в зоне типичной зеленосланцевой фации метаморфизма пегматиты отсутствуют.

Пример 2. Серия крутопадающих жил микроклин-сподумен-альбитовых пегматитов с бериллом, а в апикальных участках пегматитового поля также с рубеллитом и поллуцитом, залегаает в толще сланцеватых амфиболитов. Последние сложены зеленой роговой обманкой и плагиоклазом (от олигоклаза до андезина), изредка встречается гранат. Все это позволяет отно-

¹ В качестве критерия соответствия зон метабазитов и метапелитов используются конкретные примеры естественных ассоциаций тех и других.

сильные данные породы к собственно амфиболитовой фации — полю В диаграммы (см. рис. 7), допуская, однако, возможность несколько более высокого давления нагрузки, способствующего образованию граната. На одном из флангов полосы метаморфических пород, прослеженной по простиранию более чем на 10 км, в амфиболитах наряду с обычной зеленой роговой обманкой местами зафиксирован куммингтонит. Это свидетельствует о намечающемся переходе к более высокотемпературной области амфиболитовой фации. Редкометалльная минерализация в пегматитах здесь исчезает, и распространены безрудные альбит-микрклиновые пегматиты с турмалином.

Из приведенного краткого обзора можно сделать вывод об идентичной позиции редкометалльных пегматитов, характеризующихся определенной спецификой минерального состава, в сопоставимых метаморфических зонах метапелитовых и метабазитовых комплексов.

Для полноты картины необходимо отметить, что в противоположность полям редкометалльных пегматитов в слюдоносных пегматитовых полях (в метаморфических фациальных сериях умеренного давления) метабазиты распространены ограниченно и выступают в роли вмещающих пород преимущественно для пегматитов «керамического» типа, т. е. неслюдоносных. В этих фациальных сериях низкотемпературные зоны (поля Д и Е, см. рис. 7) по набору и характеру индекс-минералов метабазитов практически не отличаются от соответствующих зон зеленосланцевой (поле А) и переходной к амфиболитовой (поле Б) фаций метаморфизма низких давлений. Низкотемпературной границей между ними также служит смена актинолита сине-зеленой роговой обманкой, соответствующая изограде альмандина в метапелитах.

С переходом к следующей зоне сине-зеленая роговая обманка уступает место зеленой, ассоциирует с андезином и, что характерно, с альмандином; иногда появляется моноклиновый пироксен, но куммингтонит отсутствует. Вероятно, обстановка повышенного литостатического давления (а также, впрочем, и повышенная железистость исходных пород) благоприятствует образованию альмандина. Гранатовые амфиболиты данной зоны (поле Ж, см. рис. 7) ассоциируют с метапелитами кианитовой зоны.

Появление в амфиболитах зеленовато-бурой и бурой роговой обманки характеризует наиболее высокотемпературную область амфиболитовой фации (поле З). В метапелитовых толщах ей соответствует поле устойчивости силлиманита с ортоклазом (без мусковита). Дальнейшие метаморфические преобразования ведут к формированию роговообманково-двупироксеновых гнейсов, отвечающих низкотемпературным зонам гранулитовой фации. Общей тенденцией прогрессивных метаморфических преобразований метабазитов является уменьшение содержания в них H_2O и отношения Fe^{3+}/Fe^{2+} (Мягисро, 1976).

Закономерности локализации пегматитов, связанные с метаморфической зональностью вмещающих толщ

Из изложенных основных положений петрологии метаморфических комплексов и рассмотрения диаграммы (см. рис. 7) вытекают следующие закономерности строения пегматитовых полей.

1. Расположение метаморфических фациальных серий на диаграмме $p-t$ свидетельствует о принадлежности их к регионам, различающимся по величине палеогеотермического градиента. Поля редкометальных пегматитов ассоциируют с фациальными сериями, характеризующимися высокими геотермическими градиентами (интенсивным тепловым потоком), а поля типичных слюдоносных пегматитов приурочены к фациальной серии с умеренным температурным градиентом и, соответственно, с тепловым потоком меньшей интенсивности.

2. Поскольку между вмещающими метаморфическими породами и минеральным составом пегматитов существует известное фациальное соответствие, то, по аналогии с метаморфическими фациальными сериями, возможно выделение пегматитовых фациальных серий, каждая из которых характеризуется закономерной приуроченностью к метаморфической серии фаций, а также определенным набором и последовательной сменой типов пегматитов, различающихся по комплексу породобразующих и аксессуарных минералов. Такие элементы пегматитовой фациальной серии (или просто пегматитовой серии) удобно именовать минеральными фациями пегматитов. Положение каждой минеральной фации в пегматитовой серии обусловлено локальными соотношениями p и t (а также p_{H_2O}) в метаморфической фациальной серии.

3. Связь редкометальных и слюдоносных пегматитовых полей с регионами, отличающимися величиной геотермического градиента, подтверждает вывод о различной глубине формирования этих пегматитов (Гинзбург, Родионов, 1960) и приуроченности их к разным структурам. Диаграмма рис. 7 показывает, что каждая из сопоставляемых пегматитовых серий и более всего их «корневые» части характеризуются различными величинами давления. Эта разница не может быть обусловлена давлением, возникающим только за счет тектонических дислокаций и требует допущения существенного различия литостатического давления. Не столь ярко выражена, однако, роль литостатического давления в распределении минеральных фаций пегматитов в пределах конкретной пегматитовой фациальной серии (например, в пределах пегматитового поля). Последовательность смены изоград и фаций метаморфизма, как и минеральных фаций пегматитов, в большинстве случаев наблюдается

в горизонтальном сечении «теплового вала» или «теплового бугра», вмещающего то или иное пегматитовое поле¹. Для разных участков данного сечения (центральных, фланговых и т. п.) нет оснований допускать существенных различий глубины от соответствующей древней эрозионной поверхности, а следовательно, невозможно обосновать и вариации литостатического давления в рамках пегматитового поля, насколько бы четко в нем ни была проявлена зональность.

4. Обе кривые, отображающие на диаграмме рис. 7 метаморфические фациальные серии (и все прочие кривые в промежутке между данными двумя; Nietanen, 1967), пересекаются в области высоких t и p с кривыми плавления в гранитной системе. В реальной обстановке им соответствуют области развития мигматитовых и интрузивных гранитоидных комплексов в зонах наивысшего метаморфизма в каждой фациальной серии. Поскольку региональный метаморфизм, анатексис и, в конечном итоге, образование палингенно-анатектических гранитоидных комплексов являются следствием одной причины — местного подъема геоизотерм в связи с распространением теплового потока (Tuttle, Bowen, 1958; Винклер, 1969), — то формирование пегматитовых гранитоидных магм и их проникновение в верхние горизонты метаморфической толщи должно происходить вдоль линии или поверхности, соответствующей максимальной плотности теплового потока, т. е. вдоль осевой линии «теплового бугра» (например, гнейсового «вала» в линейных зонах регионального метаморфизма). Термические оси тепловых полей территориально обычно совпадают с глубинными разломами (типа Абчадского разлома в Мамско-Чуйской слюдоносной провинции; Шаров, 1975) или граничными разломами геосинклинальных трогов в редкометальных пегматитовых поясах (Гинзбург, Архангельская, 1976).

5. В зависимости от величины геотермического градиента гранитные расплавы, локализующиеся вдоль осевых направлений «теплового бугра» или «вала», способны уходить от места своей генерации на различное расстояние, т. е. проникать в расположенные выше зоны метаморфизма и даже в неметаморфизованную осадочную толщу. В условиях умеренных геотермических градиентов при широком развитии полей гранито-гнейсов и мигматитов анатектические и интрузивные гранитоиды, с которыми можно связывать формирование пегматитов (Бушев, 1975), не выходят за пределы силлиманитовой и кианитовой зон, не достигая даже высокотемпературной изограды ставролита (см. рис. 7). В условиях же высоких геотермических градиентов зоны мигматизации имеют минимальную мощность,

¹ Вертикальные сечения тепловых полей, вероятно, могут быть рассмотрены на примерах пегматитовых полей, находящихся в крайне высокогорных регионах мира (Россовский, Коноваленко и др., 1976). Однако степень изученности подобных регионов пока еще недостаточна.

а интрузивы пегматитоносных гранитоидов, будучи приурочены к участкам сопряжения крупных разрывных нарушений, входят в соприкосновение с породами любых зон, составляющих кордиерит-амфиболитовую фацию. В ряде случаев эти граниты интродуцируют и породы зеленосланцевой фации, в которых образуют мощные контактово-метаморфические ореолы.

Как указывает Г. Винклер (Winkler, 1962; Винклер, 1969), уровень в земной коре, которого может достигать магма, зависит прежде всего от степени ее перегрева, т. е. от того, насколько ее температура превышает температуру солидуса. «Не перегретая насыщенная H_2O гранитная магма не может подниматься до высоких горизонтов земной коры: она будет оставаться на месте своего возникновения» (Винклер, 1969, с. 229). Очевидно, условия высокого геотермического градиента способствуют поддержанию состояния перегрева гранитной магмы, тогда как обстановка низкого градиента этому не благоприятствует, тем более, что часть энергии теплового потока расходуется на анатектические процессы в метаморфической толще.

Примечательно, что пегматиты в этом отношении лишь немного «отстают» от гранитоидов. Пределом распространения пегматитов в слюдоносных провинциях является высокотемпературная изограда ставролита в поле стабильности кианита (температура порядка $650^{\circ}C$), а в редкометалльных пегматитовых полях — низкотемпературные изограды кордиерита и ставролита в поле устойчивости андалузита ($500-550^{\circ}C$, см. рис. 7).

6. Понятие «геотермический градиент» включает в себя определенную скорость нарастания температуры от периферии к центру «теплового вала» в его поперечном сечении (равно как и по вертикали), а переходя на язык метаморфических фаций, — скорость смены изоград и мощность фациальных зон в поперечном сечении метаморфического пояса (Ревердатто, 1973; Миясино, 1976, с. 86—87). Если в качестве показателя рассматривать среднюю ширину метаморфического пояса от термической оси до зоны, в которой отчетливо проявлена низкотемпературная перекристаллизация пород, то ширина метаморфических поясов, включающих поля слюдоносных пегматитов (фациальные серии среднего давления), составит десятки — первые сотни километров, а ширина собственно пегматитоносных зон в них — несколько десятков километров. Ширина метаморфических поясов, включающих поля типичных редкометалльных пегматитов (фациальные серии низкого давления), достигает первого десятка километров, а пегматитовых жильных зон — первых километров, а чаще сотен метров.

7. По сравнению с тепловыми полями, характеризующими области распространения мусковитовых пегматитов, тепловые поля в областях развития редкометалльных пегматитов не только более локализованы, но и более неоднородны. В некоторых из них пегматиты, соответствующие разным минеральным фациям,

пространственно обособливаются, образуя как бы самостоятельные ветви в границах единого пегматитового поля. При этом в каждой ветви существует своя зональность, отражающая распределение пегматитов различных минеральных типов в соответствии с фаціальными переходами во вмещающих метаморфических породах. Обычно одна ветвь представлена высокотемпературными безрудными плагиоклаз-микроклиновыми пегматитами с шерлом, биотитом, гранатом и др., сменяющимися альбит-микроклиновыми пегматитами с бериллом и мусковитом, другая же — альбит-микроклин-сподуменовыми и микроклин-альбитовыми с петалитом, тантало-ниобатами и т. д.

8. Выше отмечалось, что в редкометальных пегматитовых полях древних платформ собственно редкометальные пегматиты концентрируются вне ореола контактового метаморфизма интрузивов гранитоидов либо в периферических зонах таких ореолов. Из этого следует, что оптимальные температурные условия, благоприятствующие наиболее полному развитию редкометальной минерализации в пегматитах, возникают (или существуют) лишь на известном удалении от контакта с интрузивами, представляющими пегматитоносные гранитоидные комплексы.

В пегматитовых полях палеозойских и более молодых складчатых зон аналогичные пегматиты сосредоточены в андалузитовых и кордиеритовых роговиках непосредственного эндоконтакта гранитоидных плутонов, в наиболее прогретых породах крупных ксенолитов, в провесах кровли интрузивов и, наконец, в самих гранитоидах, т. е. значительно ближе к термической оси теплового потока, маркируемой массивами гранитоидов. Примеры таких пегматитовых полей, рассмотренные Ю. А. Садовским (1964), В. И. Кузнецовым (1955, 1977), А. И. Гинзбургом и Л. Г. Фельдманом (1974, с. 358—362) и др., позволяют допускать, что в областях развития редкометальных пегматитовых полей молодых складчатых зон локализация теплового потока максимальна.

9. Рассмотренные выше явления фаціального соответствия пегматитов и метаморфических пород, принадлежность типичных слюдоносных и редкометальных пегматитовых серий к различным метаморфическим фаціальным сериям, которые в свою очередь характеризуют различную глубину и интенсивность теплового потока, а также степень его локализации, позволяют, в отличие от мнения М. Е. Салье (1975), сделать следующий вывод: указанные пегматитовые серии в принципе не составляют единого генетического ряда и не могут быть продолжением одна другой. Олигоклаз-микроклиновые и альбит-микроклиновые пегматиты с типоморфными бериллом, зеленым мусковитом, колумбитом и другими минералами, относимые к «переходному» мусковит-редкометальному типу (формации) пегматитов (Салье, 1975; Шмакин, 1976), не могут рассматри-

ваться как промежуточное звено, поскольку пегматиты подобного состава в слюдоносных пегматитовых сериях находятся в «голове» серии, т. е. завершают зональность пегматитового поля, а в редкометальных пегматитовых сериях — в «основании» серии, ближе к материнским гранитам или непосредственно в них.

Таким образом, распределение пегматитов, относящихся к той или иной минеральной фации и составляющих в сумме естественные ряды — пегматитовые фациальные серии, подчиняется метаморфическому контролю. В генетическом смысле (как фактор, генерирующий само вещество пегматитов) этот контроль имеет ограниченное значение и применим лишь к относительно мало распространенным метабластовым пегматитоподобным образованиям и пегматитовым телам замещения. Основная прогрессивная фаза регионального метаморфизма, очевидно, предшествует появлению пегматитов (по крайней мере, тех, которые представлены телами выполнения), и для подавляющего большинства пегматитов действие метаморфического контроля заключается в создании определенных параметров состояния среды, в которой пегматитовый процесс способен достигать конкретных ступеней своего, в известной степени автономного, развития.

Природа метаморфического контроля пегматитов

1. Основные физико-химические параметры метаморфизма

Исходя из экспериментальных и общих петрологических предпосылок основными параметрами, характеризующими степень метаморфизма, следует считать температуру (t), литостатическое давление (давление на твердую фазу, p_s) и давление на флюидную фазу (флюидное давление, p_f). Последнее рассматривается как сумма парциальных давлений водяного пара или водного флюида (p_{H_2O}) и углекислоты (p_{CO_2}), при подчиненной роли других летучих. В экспериментальной и теоретической петрологии распространено представление о том, что все метаморфические реакции осуществляются только через посредство флюидных фаз; при этом обычно принимается, что при прогрессивном региональном метаморфизме литостатическое давление равно давлению водного флюида, т. е. $p_s = p_f = p_{H_2O}$ (Фации метаморфизма, 1970, с. 150, 153).

Относительная величина парциальных давлений воды и углекислоты зависит от ряда причин, среди которых ведущую роль играют глубинность метаморфизма и соотношение терригенных и карбонатных пород в исходных осадочных толщах

(т. е. результирующий эффект реакций дегидратации и декарбонатизации при метаморфизме). В частности, как показал в 1940 г. Д. С. Коржинский, абсолютная величина p_{H_2O} с глубиной существенно не меняется, по крайней мере вплоть до зоны преобладания деформаций пластического течения пород; вместе с тем, величина p_{CO_2} возрастает по мере увеличения глубинности метаморфизма.

Действительные соотношения p_s и p_{H_2O} , по-видимому, могут сильно варьировать. В экспериментальной петрологии метаморфических процессов обычно для простоты принимается $p_s = p_{H_2O}$, но это — лишь частный случай. Большинство исследователей полагает, что, как правило, $p_{H_2O} < p_s$; некоторые авторы допускают однако и вероятность обратного соотношения, т. е. $p_{H_2O} \approx p_f > p_s$. Именно исходя из таких соображений Г. Винклер (1969) оценивает минимальную глубину, на которой возможен метаморфизм андалузит-силлиманитового типа, всего в 3—4 км.

В общем случае p_{H_2O} составляет определенную часть p_s в зависимости от фации метаморфизма. Так, принимая $p_f = p_s$, В. С. Соболев и др. (1966) предполагают, что для зеленосланцевой фации $p_{H_2O} = 0,6p_s$, для амфиболитовой 0,35—0,6 p_s , для гранулитовой 0,2—0,4 p_s , при диапазоне колебаний самого p_s от 5 до 15 кбар. Признавая возможность и закономерный характер колебаний p_{H_2O} при метаморфизме, эти исследователи считают, что при региональном метаморфизме эти колебания не очень велики. В то же время по мере увеличения глубинности метаморфизма, т. е. общего давления и давления на флюид (при допущении $p_s = p_f$), должно иметь место закономерное изменение состава флюида, направленное в сторону увеличения отношения $CO_2 : H_2O$.

Рост общего давления на водосодержащие минералы, т. е. повышение разности $p_s - p_{H_2O}$, ведет к снижению содержания воды во вновь образующихся фазах, что соответствует уменьшению значения μ_{H_2O} . Аналогичный эффект при постоянстве p_s может быть достигнут за счет повышения температуры метаморфизма, что также вызывает образование все менее водных минеральных фаз. Этот фактор приобретает главенствующее значение в ореолах контактового метаморфизма и в зонах регионального метаморфизма малых глубин, т. е. в обстановке высоких геотермических градиентов, когда изменения p_s не могут рассматриваться в качестве главного параметра метаморфизма.

Следовательно, давление воды при метаморфизме находится в сложной зависимости от pT -условий и в свою очередь связано с ее химическим потенциалом. Это находит отражение в содержании водных минералов в породах, как и вообще в содержании воды в последних. В этом отношении интересно мнение Т. Барта (Barth, 1962), который считает (цитируется по кн. Геологические факторы контроля . . ., 1972, с. 155): «. . . во время

нормального прогрессивного регионального метаморфизма давление пород и температура взаимосвязаны, а количество воды и давление воды связаны с исходными осадками и степенью метаморфизма таким образом, что, вообще говоря, фации низких степеней метаморфизма характеризуются присутствием избытка воды, средней степени — некоторым дефицитом воды, а метаморфические фации высокой степени — фактически отсутствием воды».

2. Основные физико-химические параметры пегматитового процесса

Необходимыми этапами становления жильных гранитных пегматитов являются раскрытие (под влиянием тектонических причин) трещин во вмещающих породах и заполнение их пегматитовым расплавом, который, согласно распространенному представлению, отличается от родственного гранитного расплава повышенным содержанием летучих компонентов (H_2O , CO_2 , F, Cl, P, Li и др.) и их соединений. Эволюция такого расплава в условиях ограниченной замкнутости системы включает его кристаллизацию (и перекристаллизацию), происходящую на фоне дифференциации расплава и сосуществующей с ним надкритической флюидной фазы с тенденцией к образованию остаточного гидротермального раствора (Ферсман, 1940; Власов, 1956; Гинзбург, 1975; Беус, 1954; и др.).

Основными параметрами пегматитового процесса являются температура (t), общее давление ($p_{общ}$) и давление летучих ($p_{ф}$). Развитие пегматитового процесса осуществляется в условиях температурного поля и литостатического давления, установившихся во вмещающей толще соответственно геотермическому градиенту (интенсивности глубинного теплового потока). В силу малого объема жильные пегматитовые тела обладают низким теплосодержанием, и если пегматитовый расплав имеет температуру, превышающую таковую вмещающей среды, то эта разница нивелируется сравнительно быстро, без существенного термального воздействия на вмещающие породы — посредством кристаллизации расплава в приконтактных зонах (зонах «закалки») в связи с некоторой утечкой теплоемких летучих компонентов.

В самом начале пегматитового процесса, вероятно вследствие раскрытия жильных трещин, возникает дефицит давления в зоне становления пегматитов. Однако по заполнении трещин (как участков пониженного давления) пегматитовым расплавом этот дефицит ликвидируется, и пегматитовые тела формируются далее в тех же условиях литостатического давления, которые свойственны вмещающей толще, если не происходит активизации тектонических сил.

Таким образом, пегматитовый процесс в общем случае протекает в относительно равновесных условиях температуры и литостатического давления. Что же касается давления летучих компонентов, то в ходе эволюции остаточного расплава оно представляет собой величину переменную. В какой-то мере оценить петрологическое значение этого параметра, а также роль парциального давления конкретных летучих компонентов позволяют результаты физико-химического эксперимента в области систем типа гранитной системы с водой и другими летучими.

Не излагая сущности этих исследований и отсылая интересующихся к соответствующей литературе, отметим лишь основные выводы и предположения, вытекающие из этих экспериментов и касающиеся главным образом роли давления летучих компонентов в ходе пегматитового процесса. Именно эта сторона в петрологической интерпретации результатов экспериментальных работ позволяет представить себе природу и сущность метаморфического контроля пегматитов.

3. Некоторые выводы о роли давления летучих компонентов в пегматитовом процессе (по экспериментальным данным)

1. В водонасыщенных гранитных расплавах, к категории которых относятся, по-видимому, и пегматитовые расплавы, возрастание p_{H_2O} сопряжено с повышением растворимости воды в расплаве (Burnham, Jahns, 1962), что способствует закономерному снижению температуры его кристаллизации. В продуктах кристаллизации расплава, наиболее близкого по соотношению ведущих компонентов к пегматиту (система альбит—ортоклаз—кварц—вода), в связи с повышением p_{H_2O} отмечаются закономерные изменения состава, выражающиеся в повышении роли альбитового компонента (Tuttle, Bowen, 1958; Luth e. a., 1964).

2. Сопоставление составов этектоидных искусственных смесей и натуральных гранитов, аплитов и пегматитов позволяет предполагать, что перечисленные породы представляют закономерный ряд продуктов магматической кристаллизации, отвечающих условиям все более высокого давления водной фазы (рис. 8). Таким образом, самые ранние продукты консолидации пегматитового расплава — аплиты, аплито- и гранитовидные пегматиты краевых зон пегматитовых жил — кристаллизуются в условиях минимально возможного давления воды, а дальнейший процесс формирования пегматитов протекает в условиях последовательного повышения p_{H_2O} .

3. Повышение p_{H_2O} способствует увеличению растворимости в силикатном водонасыщенном расплаве также щелочей (К,

Na) и других (помимо воды) летучих компонентов, роль которых, соответственно, находит выражение в последующих стадиях формирования пегматитового тела. Значительная часть этих компонентов (фтор, щелочи, в том числе редкие — литий, вероятно, также рубидий, цезий) и их летучие соединения, так же как и вода, снижают температуру кристаллизации расплава (Wyllie, Tuttle, 1961, 1964), расширяя температурный диапазон консолидации пегматитового тела в целом. По-видимому, этим

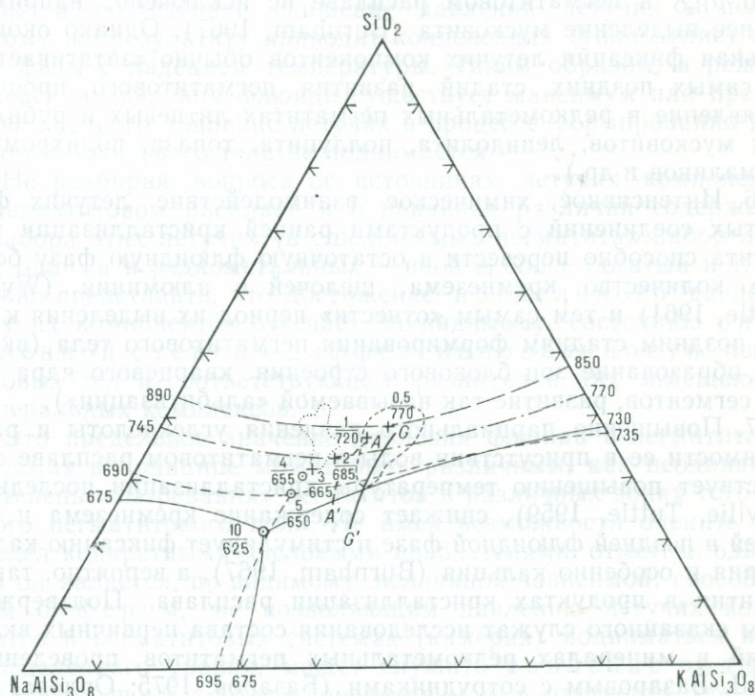


Рис. 8. Диаграмма системы альбит—ортоклаз—кварц—вода, характеризующая смещение положения тройного изобарического минимума и тройной эвтектики с возрастанием p_{H_2O} .

Крестиками изображены позиции изобарических минимумов, кружками — эвтектики. Цифры в числителе — величина p_{H_2O} в килобарах, в знаменателе — температура в °C. Котектические линии показаны для $p_{H_2O} = 0,5; 2; 5$ и 10 кбар. Пунктирный контур — поле фигуративных точек составов гранитоидов с концентрацией точек более 10%, точечный контур — поле валовых составов зональных пегматитовых тел (21 объект); линия GG' — тренд наибольшей концентрации фигуративных точек составов гранитоидов, AA' — аналогичный тренд для аплитов. По Лусу и др. (Luth e. a., 1964)

обстоятельством в известной мере определяется возможность образования дифференцированных пегматитовых тел вообще и крупно-гигантокристаллических, в частности.

4. Ввиду того, что в процессе формирования пегматитов существенную роль играли помимо воды иные летучие компоненты, валовой состав пегматитов отражает некоторый суммарный эффект давления летучих. Особенно это касается редкометальных пегматитов, характеризующихся сложным набором породообразующих и аксессуарных минералов.

5. Повышенное давление воды в известной мере предопределяет масштабы развития водосодержащих минералов в пегматитах и влияет на порядок их выделения. В условиях высокого p_{H_2O} в пегматитовом расплаве не исключено, например, раннее выделение мусковита (Burnham, 1967). Однако окончательная фиксация летучих компонентов обычно «затягивается» до самых поздних стадий развития пегматитового процесса (появление в редкометальных пегматитах литиевых и рубидиевых мусковитов, лепидолита, поллукита, топаза, полихромных турмалинов и др.).

6. Интенсивное химическое взаимодействие летучих фтористых соединений с продуктами ранней кристаллизации пегматита способно перевести в остаточную флюидную фазу большое количество кремнезема, щелочей и алюминия (Wyllie, Tuttle, 1961) и тем самым «отнести» период их выделения к более поздним стадиям формирования пегматитового тела (включая образование зон блокового строения, кварцевого ядра или его сегментов, развитие так называемой «альбитизации»).

7. Повышение парциального давления углекислоты и растворимости ее в присутствии воды в пегматитовом расплаве способствует повышению температуры кристаллизации последнего (Wyllie, Tuttle, 1959), снижает содержание кремнезема и щелочей в поздней флюидной фазе и стимулирует фиксацию калия, натрия и особенно кальция (Burnham, 1967), а вероятно, также и лития в продуктах кристаллизации расплава. Подтверждением сказанного служат исследования состава первичных включений в минералах редкометальных пегматитов, проведенные Л. Ш. Базаровым с сотрудниками (Базаров, 1975; Орлова, Базаров, 1975). Эти исследования обнаружили в ряде минералов высокое (до 50—60%, а в сподумене 35—83,6%) содержание CO_2 и установили резкое снижение растворимости кварца, микроклина и особенно сподумена при повышении концентрации CO_2 в составе минералообразующих растворов.

4. Сущность метаморфического контроля

Таким образом, давление воды и других летучих компонентов играет весьма важную роль на всех стадиях пегматитообразования. В процессе открытия жилловмещающих трещин пегматитовые расплавы попадают первоначально в условия относительно пониженного давления, и расплав, еще не претерпевший эманационной дифференциации и потому относительно

бедный водой и прочими летучими, начинает кристаллизоваться при минимальных значениях p_{H_2O} ¹. Дальнейшая эволюция пегматитового расплава и его кристаллизация осуществляются в условиях прогрессирующего давления водной фазы и все возрастающего парциального давления других летучих компонентов; в результате этого развивается серия последовательно сменяющих одна другую пегматитовых минеральных ассоциаций. Кристаллизация минералов, содержащих тот или иной летучий компонент, вызывает снижение его парциального давления и постепенное снижение давления летучих в целом. К тому же результату приводит конденсация (уплотнение) водной фазы с падением температуры. Таким образом, в режиме изменения давления флюида существует максимум или предел, выше которого давление летучих в процессе формирования данного пегматитового тела не поднимается.

Не разбирая вопроса об источниках летучих компонентов в пегматитовом расплаве и о причинах различий содержания и набора этих летучих (в слюдоносных пегматитах набор летучих один, а в редкометалльных — иной и более богатый и т. д.), можно представить, что достижение предельного давления летучих компонентов отвечает, по-видимому, состоянию определенной степени дифференцированности пегматитовых тел и соответствующего развития в них замещающих минеральных комплексов.

Это предельное значение давления флюида в пегматитовых системах в принципе может быть различным, как неодинакова и степень «вызревания» пегматитов в различных зонах того или иного пегматитового поля. Не имея возможности оценить этот предел конкретными числовыми показателями, отметим, однако, что он является, по-видимому, величиной зависимой: своеобразным буфером, не позволяющим давлению летучих компонентов в пегматитовых системах (камерах) подниматься выше определенного уровня, может служить давление воды во вмещающей толще, определяемое, в частности, степенью ее метаморфизма.

Как справедливо отмечает Ф. Хори (Hori, 1964), «если в какой-либо момент p_{H_2O} в интрузивном теле становится выше, чем p_{H_2O} в окружающей породе, вода начинает удаляться из интрузивного тела, причем разрывные нарушения, трещины и контактовые поверхности служат главными каналами, используемыми потоком воды». Явления подобного рода действительно имеют место в приконтактных зонах пегматитовых тел, например, в полях слюдоносных пегматитов это зоны мусковитизации кристаллических сланцев, в редкометалльных пегматитовых полях — экзоконтактные зоны холмквиститизации или

¹ Возможно, этому содействует частичная дегазация пегматитового расплава при заполнении раскрывающейся трещины.

цезиевых слюдитов в метабазитах. Согласно широко распространенному и достаточно обоснованному мнению, они в основном отвечают поздним стадиям развития пегматитового процесса, когда, очевидно, и достигает максимума давление летучих в пегматитах.

Таким образом, данный отток летучих компонентов из формирующегося пегматита при условии тектонически спокойной обстановки может рассматриваться как средство установления равновесия давления воды во вмещающей толще и давления воды и прочих летучих в пегматитовых растворах.

Указанный баланс давления летучих в пегматите и вмещающих породах не обязательно требует тождества их величины в обеих средах. Более вероятно установление осмотического равновесия по обе стороны контактовой поверхности пегматитового тела, выполняющей роль мембраны, проницаемой (или более проницаемой) для одних и менее проницаемой для других компонентов.

Безусловно, рассмотренный механизм воздействия пегматитового расплава и растворов с вмещающей толщей в известной мере идеализирован и упрощен. Не учтены продолжительность, кинетика этих взаимодействий, состояние и фугитивность самих летучих соединений, вязкость растворов, проницаемость вмещающих пород, степень открытости—закрытости системы пегматит—вмещающие породы и множество других обстоятельств, усложняющих общую картину явлений и не поддающихся достоверной оценке. Однако указанная тенденция к равновесию в отношении температуры и литостатического давления, а также в отношении давления летучих компонентов и их соединений в пегматитах и вмещающей среде, по-видимому, и определяет природу метаморфического контроля размещения пегматитов.

Выводы

1. Нахождение пегматитов той или иной конкретной формации в метаморфических толщах согласуется с уровнем метаморфизма вмещающих пород, который в свою очередь является суммарным отражением условий литостатического давления, давления водного флюида и интенсивности глубинного теплового потока, существовавших в эпоху метаморфизма и определивших тип метаморфической зональности и метаморфическую фациальную серию пегматитоносного региона.

2. Пояса типичных слудоносных (мусковитовых) пегматитов приурочены к метаморфическим поясам средних глубин и фациальным сериям кианит-силлиманитового типа. Умеренные геотермические градиенты и низкая степень локализации теплового потока обуславливают широкое площадное распространение соответствующих метаморфических образований, что

находит отражение в масштабе слюдоносных пегматитовых поясов — их большой протяженности и ширине.

3. Поля редкометальных пегматитов приурочены к метаморфическим поясам малых глубин и метаморфическим фаціальным сериям андалузит-силлиманитового типа либо к зонам контактового метаморфизма. Обстановке высоких геотермических градиентов и локализованного теплового потока при метаморфизме соответствуют дискретный характер распределения и ограниченная площадь полей собственно редкометальных пегматитов, а также их пространственное тяготение к гранитным интрузивам.

4. Закономерное сопоставление пегматитов определенного минерального состава, рудоносности и т. д. и метаморфических пород, отвечающих данному интервалу $p-t$ (субфации метаморфизма), можно квалифицировать как правило фаціального соответствия.

5. Фаціальное соответствие пегматитов и метаморфических пород не означает прямой генетической и временной связи пегматитообразования и метаморфизма. Метаморфизм в своей прогрессивной ступени завершается до появления жильных пегматитов. Образование последних во времени отвечает регрессивной ступени регионального метаморфизма (в мусковитоносных пегматитовых провинциях) либо этапу наложенного теплового воздействия гранитоидных интрузий и развития ореолов контактового метаморфизма роговообманково-роговиковой фации (в редкометальных пегматитовых поясах).

6. Понятие фаціального соответствия в применении к пегматитам (как, впрочем, и к гранитоидам интрузивного типа), по-видимому, не следует отождествлять с понятием изофаціальности. Пегматитовые расплавы, характеризующиеся относительно высокой концентрацией разнообразных летучих компонентов и удаленные от мест зарождения, наделены способностью к автономной эволюции. Ограничения, которые накладывают pt -условия среды на эту автономию, не в состоянии полностью ее упразднить, тем более, что на развитие пегматитового процесса влияют и многие другие факторы (литологический, геолого-структурный и т. д.). Поэтому изофаціальность пегматитов и метаморфических пород (т. е. присутствие в тех и других одинаковых минералов или минеральных ассоциаций) возможна скорее как частный случай фаціального соответствия и проявляется лишь в пегматитовых телах замещения и в крайних зонах слабо дифференцированных пегматитовых жил, выполняющих полости во вмещающей толще.

7. В результате соприкосновения с вмещающими породами пегматитовый расплав или раствор вступает с ними в термодинамическое взаимодействие. Эволюция пегматитового процесса протекает с тенденцией к равновесию в отношении температуры, общего давления и давления летучих в метаморфических породах

и в пегматитовых телах. Эта тенденция к термодинамическому равновесию и лежит в основе метаморфического контроля.

8. Повышению степени метаморфизма в рамках того или иного геотермического градиента в осадочно-метаморфических толщах, не содержащих карбонатных пород, соответствует обратный градиент парциального давления воды, зафиксированный в парагенезисах метаморфических пород стабильностью минералов со все меньшим содержанием воды и безводных. В пегматитовых расплавах по мере заполнения ими жильовмещающих трещин и кристаллизации возрастает парциальное давление воды, обеспечивая повышение активности и парциального давления других летучих компонентов. Предел роста давления воды в остаточном расплаве (растворе), а следовательно, и степень общей дифференциации летучих компонентов в формирующемся пегматитовом поле в известной мере регламентированы парциальным давлением воды во вмещающих породах, «заданным» составом пород и условиями конкретной субфации или зоны метаморфизма. Тем самым равновесие в отношении парциального давления воды приобретает большое значение в метаморфическом контроле пегматитов, причем не только в региональном масштабе, но и в локальных условиях жильных серий и отдельных пегматитовых тел, где этот фактор действует в неразрывной связи с литологическим фактором, рассмотренным в отдельной главе.

9. Закономерная смена минерального состава, структурно-текстурных особенностей, степени дифференцированности, интенсивности развития замещающих комплексов и характера рудоносности в пегматитах в связи с последовательным переходом пегматитового поля из одной метаморфической зоны в другую (в пределах конкретной метаморфической фациальной серии) позволяет рассматривать зональные пегматитовые поля как пегматитовые фациальные серии, а элементы этих серий — определенные минеральные типы пегматитов, характеризующие отдельные зоны пегматитового поля — как пегматитовые минеральные фации.

ВМЕЩАЮЩИЕ ПОРОДЫ И ИХ РОЛЬ
В ЛОКАЛИЗАЦИИ ПЕГМАТИТОВ
РАЗНЫХ ФОРМАЦИЙ

Детальные геологические исследования пегматитовых полей, первоначально мусковитовых, а впоследствии и редкометальных, систематически проводившиеся в широких масштабах в течение последних 25 лет (Завалишин, Львова, 1954; Васильева, 1960; Қалафати, 1960; Геологические факторы контроля . . ., 1972; Горлов, 1973; Гинзбург и др., 1975; и др.), позволили обосновать представление о том, что вмещающие породы как среда существенно влияют на размещение пегматитов и в известной мере предопределяют их состав и рудоносность. Выражением литологического контроля является приуроченность большинства слюдоносных пегматитов к определенным стратиграфическим горизонтам толщи метapelитов, а также предпочтительное нахождение пегматитов с редкометальным оруденением в массивах основных пород (габбро, амфиболитов и т. п.).

Литологический фактор контроля проявляется в определенной геолого-структурной обстановке и имеет преимущественно локальный характер, т. е. он четко наблюдается в пределах пегматитового поля, жильной серии и даже единого тела, если последнее (так же как пегматитовое поле или жильная серия) переходит из одних пород в другие. В этих случаях удается разобрать влияние вмещающих пород в относительно «чистом виде», т. е. при прочих равных условиях, поскольку примерно постоянными величинами являются степень метаморфизма пород, параметры теплового поля, геолого-структурные условия и степень эрозионного среза. В то же время следует учитывать, что выводы о влиянии вмещающих пород, опирающиеся на сопоставление пегматитов и вмещающих пород различных пегматитовых провинций, имеют низкую степень достоверности, поскольку действию литологического фактора могут быть приписаны свойства пегматитов, обусловленные сочетанием многих переменных параметров, всю совокупность которых учесть практически невозможно.

Сложность рассмотрения проблемы влияния вмещающих пород на локализацию пегматитов и ход самого пегматитового процесса заключается в том, что необходимо иметь в виду влияние ряда факторов, действующих в природе совместно. К ним относятся: физико-механические свойства вмещающих пород,

их химический и минеральный состав, кристаллохимические особенности главных породообразующих минералов (которые определяют возможность «захвата» ряда элементов, выносимых из пегматитов) и, наконец, теплофизические характеристики этих пород.

Физико-механические свойства вмещающих пород

Важнейшими свойствами вмещающих пород, определяющими их поведение в обстановке тектонических деформаций и возникновение в них пегматитоввмещающих полостей, являются следующие: пластичность — способность пород к вязкому течению; хрупкость — способность к разрывной деформации и дроблению; несущие свойства или компетентность — способность выдерживать (до известных пределов) тектоническую нагрузку и передавать давление по пласту при его деформации без нарушения сплошности; мощность пластов тел вмещающих пород и степень механической анизотропии толщи.

А. И. Чередниченко (1964), а позднее Ю. Е. Рыцк (Геологические факторы контроля . . ., 1972) показали, что в условиях сложного напряженного состояния, когда на интенсивное всестороннее давление накладывается ориентированное давление, вызывающее ту или иную деформацию, реакция породы в целом зависит (с известным приближением) от соответствующих свойств слагающих ее минералов. Склонность минералов к пластической деформации в этих условиях в свою очередь определяется их структурой и прочностью кристаллической решетки, так что породообразующие минералы по убывающей способности их к пластической деформации образуют следующий ряд: тальк—кальцит, доломит—хлорит—слюды—амфиболы—полевые шпаты—пироксены—кварц.

Поведение различных метаморфических пород в процессе складкообразования хорошо согласуется с соответствующими свойствами перечисленных минералов, особенно если последние играют ведущую роль в объеме породы. К пластичным относятся тальк-хлоритовые, хлорит-биотитовые, хлорит-серицитовые сланцы, биотитовые и двуслюдяные (с кианитом или без него) сланцы и кристаллические известняки; относительно хрупкими являются кварциты, слабоизмененные ультраосновные и основные изверженные породы, массивные амфиболиты и др., т. е. породы, состоящие главным образом из минералов — крайних членов указанного ряда. Пластичность возрастает в породах с более ярко выраженной линейностью и сланцеватостью и понижается, соответственно, в породах более массивных либо сланцеватых, но с рассредоточенным характером распределения

слюд (В. В. Савин, 1971 г.). В составе компетентных пород характерно преобладание минералов, занимающих среднюю часть указанного выше ряда. К ним относятся гранат-биотитовые плагногнейсы, известково-силикатные кристаллические породы, сланцеватые амфиболиты, биотит-кварцевые сланцы и др.

В раскрытии пегматитоввещающих трещин важную роль играет фактор мощности пластов пород, различающихся по механическим свойствам. Высокопрочные породы, склонные к хрупкой деформации, будучи представлены маломощными (доли метра или первые метры) пропластками или дайками в толще пластичных пород, способны перевести ее в категорию компетентных сред, благоприятных для раскрытия межпластовых трещин и образования согласных пегматитовых жил. При мощности пластов или тел относительно хрупких пород, измеряемой десятками метров, они нередко способны сосредоточивать в себе зоны максимального раскрытия трещин (преимущественно поперечных). Такие же тела, но имеющие мощность порядка нескольких сот метров, обычно выполняют роль «жестких упоров», и деформация, сопровождающаяся раскрытием трещин, чаще осуществляется вне их.

Во многих пегматитовых полях вмещающие толщи представлены комплексом тонкого переслаивания кристаллических сланцев, существенно различающихся по физико-механическим свойствам. Отдельные стратиграфические горизонты и пачки различаются набором и последовательностью чередования метаморфических пород и соотношением мощностей слагаемых ими пластов. В подобных толщах на тип складчатых и разрывных деформаций реагирует не каждая порода в отдельности, а вся пачка их переслаивания как единое целое. Физико-механические свойства пачки представляя собой среднее из свойств каждой породы.

Степень механической анизотропии сланцеватых пород может быть приблизительно оценена, исходя из содержания в них слюд и амфиболов. По признаку понижения степени анизотропии типичные вмещающие породы редкометальных пегматитов образуют следующий ряд: слюdistые сланцы—слюdistые гнейсы—сланцеватые амфиболиты—метаморфизованные фельзиты и гранито-гнейсы—массивные амфиболиты и гранитоиды. Механическая анизотропия толщи является более сложной характеристикой. Она учитывает частоту перемежаемости различных пород, их количественные соотношения в нормальном разрезе, а также степень развития допегматитовой трещиноватости.

Основное значение этого свойства вмещающей толщи состоит в том, что оно в общем случае обуславливает разложение тектонических сил на продольные и поперечные составляющие и, как следствие, создает возможность раскрытия трещин, соответствующим образом ориентированных относительно слоистости

вмещающих пород. Это обстоятельство, в частности, вызывает известный эффект преломления трещины, секущей комплекс переслаивания более пластичных и более хрупких пород. Вследствие раскрытия и заполнения таких трещин образуются пегматитовые жилы с коленообразными изгибами, с увеличением мощности при пересечении пласта хрупких пород и т. д.

Физико-механические свойства горных пород меняются с изменением *pt*-условий. Наиболее ярким примером служат карбонатные породы. Известняки осадочных толщ чаще всего играют роль компетентных или хрупких пород. Кристаллические известняки метаморфических толщ — максимально податливые породы. Их способность к пластической деформации возрастает с повышением степени метаморфизма.

Другим фактором, обуславливающим неоднозначность физико-механических свойств пород, является длительность тектонического воздействия (Королев, Шехтман, 1954). Одна и та же порода при продолжительной нагрузке может обнаруживать пластическую деформацию, а при кратковременной — хрупкую. Однако длительность тектонического воздействия зависит также и от *pt*-условий.

В обстановке высоких давлений и температур пластическое течение является одним из характерных типов деформации. Оно способствует частичной разрядке напряжений и придает любому ориентированному тектоническому воздействию более спокойный и длительный характер. В подобной ситуации создается возможность активного проявления индивидуальных свойств пластов пород (пластичности одних, хрупкости других) и механической анизотропии толщи в целом, а также обеспечивается преобладание складчатых дислокаций метаморфической толщи над разрывными. Повышение степени механической анизотропии толщи в данной обстановке не только не препятствует, но и способствует формированию пегматитовых полостей, увеличивая их морфологическое разнообразие.

В условиях малых глубин, т. е. относительно низких давлений и широкого диапазона вариаций температуры, пластическое течение пород не характерно, либо крайне ограничено, что способствует проявлению импульсного характера ориентированного тектонического воздействия с кратковременной активностью каждого импульса. В данной ситуации индивидуальные свойства каждой породы меньше сказываются, и решающее значение приобретает степень общей жесткости комплекса пород, обеспечивающей преобладание разрывных дислокаций над складчатыми. Повышение механической анизотропии толщи в данной обстановке не благоприятствует раскрытию трещин, ибо высокоанизотропная толща способна «гасить» этот эффект за счет разложения сил на многочисленных поверхностях раздела разнородных пропластков или каких-либо иных допегматитовых тел.

Таким образом, оценить роль физико-механических свойств вмещающих пород в процессе формирования пегматитов можно лишь в условиях конкретной геологической ситуации. Более того, эти свойства могут по-разному проявиться на протяжении геологической истории одного региона. Так, например, выделяя несколько эпох пегматитообразования в Кольско-Карельской слюдоносной провинции, Ю. Е. Рыцк (Геологические факторы контроля. . ., 1972) отмечает наличие общей тенденции к понижению пластичности, повышению жесткости пегматитовмещающей толщи и «ослаблению» значимости ее механической анизотропии, что особенно отчетливо проявляется при сопоставлении этапа основной складчатости и послескладчатых разрывных деформаций.

В качестве иллюстрации возможной роли вмещающих пород в формировании пегматитовых месторождений в разных условиях глубинности рассмотрим два примера.

Пример 1. Одно из месторождений Мамско-Чуйской провинции, относящееся к гиганто-мигматитовому типу и являющееся частью обширного пегматитового массива с гнездовым характером распределения в нем слюдоносного пегматита крупноблоковой структуры (Петровская, 1937; Тимофеев, 1960).

Верхнепротерозойская толща кристаллических сланцев на участке, непосредственно примыкающем к пегматитовому массиву, представляет собой комплекс ритмичного переслаивания четырех разновидностей пород (в скобках — доля в нормальном разрезе в % и мощность пачек, образуемых данными породами): биотитовых и двуслюдяных плагиогнейсов и сланцев (31,3%; от 8 до 100 м); скарноидов (5,2%; до 4 м); гранат-биотитовых плагиогнейсов (43,8%; 10—36 м); кианит-гранат-биотитовых (двуслюдяных) плагиогнейсов и сланцев (19,6%; 8—36 м) (И. Н. Тимофеев с соавт., 1959 г.).

На территории пегматитового массива перечисленные породы в значительной мере (в среднем на 70—80% по объему) преобразованы в мелко- и среднезернистые гранитоподобные пегматиты гнейсовидной текстуры (рис. 9). Степень этой переработки зависит от состава пород: биотитовые гнейсы преобразованы в пегматиты практически полностью (на 80—100%), гранат-биотитовые — несколько менее (на продолжении пачек этих пород чаще встречаются пластообразные скиалиты гранатсодержащих гнейсов и сланцев), кианитсодержащие сильно мусковитизированные сланцы превращены в пегматиты лишь на отдельных ограниченных участках и, как и скарноиды, прослеживаются в пегматитовом массиве почти непрерывно.

Гранитовидные пегматиты, находящиеся на месте метаморфических пород, наследуют не только их текстуру, но и некоторые особенности состава. Параллельно ориентированные чешуйки биотита и их скопления свойственны пегматитам, замещившим биотитовые плагиогнейсы; гранат (альмандин-спессартин)

и в меньшей мере биотит — пегматитам на месте гранат-биотитовых плагиогнейсов; обильный чешуйчатый мусковит — пегматитам, заместившим кианитовые сланцы.

Указанные обстоятельства позволили проследить «исчезнувшие» пачки метаморфических пород по их реликтам в гранитовидных пегматитах (Тимофеев, 1958) и реставрировать элементы структуры массива. Последний в целом представляет со-

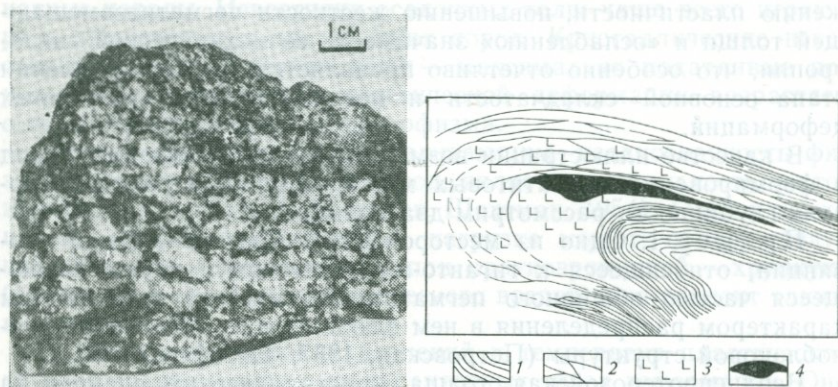


Рис. 9. Мелкозернистый пегматит унаследованной гнейсовидной текстуры

Рис. 10. Схема положения линзовидных полостей отслаивания метаморфических пород в опрокинутой антиклинальной складке.

1 — метаморфические породы; 2 — «теневые» структуры расщипания в гнейсовидных пегматитах; 3 — пегматит графической структуры; 4 — пегматит крупноблоковой пегматондной структуры (слудоносное гнездо)

бой мощное седловидное тело в замке и всячем крыле крупной опрокинутой антиклинальной складки, которая осложнена аналогичными по форме, а также лежащими складками с полого (до 25°) погружающимися шарнирами. Ввиду ограниченных возможностей межпластового скольжения в замках синклиналей и лежащих крыльях опрокинутых антиклиналей последние были блокированы, что сопровождалось интенсивным расщипанием метаморфических пород с образованием множества кулисообразно располагающихся линзовидных ячеек в замках и всячих крыльях этих складок (рис. 10). Линзовидно-ячеистая структура наблюдается на любом участке месторождения, как в сохранившихся фрагментах метаморфической толщи, так и в виде «теневых» структур, обозначенных распределением и ориентировкой скоплений чешуек слюд в гнейсовидных пегматитах. Таким образом, линзовидные ячейки являются «полостями» отслаивания, а слагающий их пегматит — телом выполнения.

Установлено, что степень расщипанности различных метаморфических пород в рамках сохранившихся и реставрированных

элементов исходной толщи неодинакова и коррелируется со степенью их переработки в пегматиты. Биотитовые плагиогнейсы наиболее тонко расслоены: размеры линзовидных ячеек в границах распространения этих пород не превышают 0,5—1 м по простиранию. Гранат-биотитовые плагиогнейсы расслоены менее, но полости отслаивания в них самые крупные. Эти же породы наиболее широко преобразованы в пегматиты именно в зонах развития полостей максимального объема. В пачках кианитовых сланцев, повсеместно дислоцированных в сложные микроскладки течения, линзовидные полости чрезвычайно редки. Для скарноидов характерна разрывная деформация, рваные и ступенчатые контакты с пегматитами.

Эти различия степени расслоенности пород, находящихся в одинаковых геолого-структурных условиях, можно объяснить лишь разницей их физико-механических свойств: пластичностью кианит-гранат-слюдяных плагиогнейсов и сланцев, относительной хрупкостью скарноидов и несущими свойствами биотитовых и гранат-биотитовых плагиогнейсов, наиболее ярко проявляющимися у последних.

Внутреннее строение пегматита, выполняющего линзовидные ячейки отслаивания, зависит от их размеров (рис. 11). С увеличением объема линзы возрастает степень дифференцированности пегматита, роль грубозернистых, графических и блоковых разновидностей, при этом повышается содержание микроклина и понижается основность плагиоклаза. Наиболее крупные линзы протяженностью по простиранию в несколько десятков метров характеризуются асимметрично-зональным строением (рис. 11, д): в всячем боку линзовидного тела, непосредственно под пластообразным скиалитом гнейсов либо под маломощной зоной мелкозернистого пегматита, обособливается линзовидное гнездо или зона крупно- и гигантокристаллического пегматита, содержащего промышленный мусковит. Результаты многолетней отработки месторождения показали, что эти гнезда и заключающие их наиболее крупные полости отслаивания сосредоточены в пределах пачек гранат-биотитовых плагиогнейсов и выстраиваются в цепочки, которые имеют склонение, соответствующее ориентировке шарниров опрокинутых складок.

Из приведенного примера видно, насколько важна роль физико-механических свойств метаморфических пород (как и их состава) в формировании месторождения. Само расслаивание метаморфических пород является следствием механической анизотропии толщи. Проявившаяся в процессе складкообразования различная способность пород к расслаиванию предопределила многие черты строения пегматитового массива: а) общий мотив его структуры и перемежаемость пегматитов с фрагментами метаморфической толщи, б) локализацию зон максимального распространения пегматитового материала, в) распределение полостей отслоения различных размеров и, в частности, наиболее

крупных из них, с которыми ассоциируют гнезда слюдоносного пегматита, г) степень дифференцированности и характер зональности пегматитов, выполняющих отдельные линзовидные ячейки отслоения.

Пример 2. Жильное месторождение редкометальных пегматитов, расположенное в краевой части древнего срединного массива в одном из районов Сибири. Массив сложен верхне-

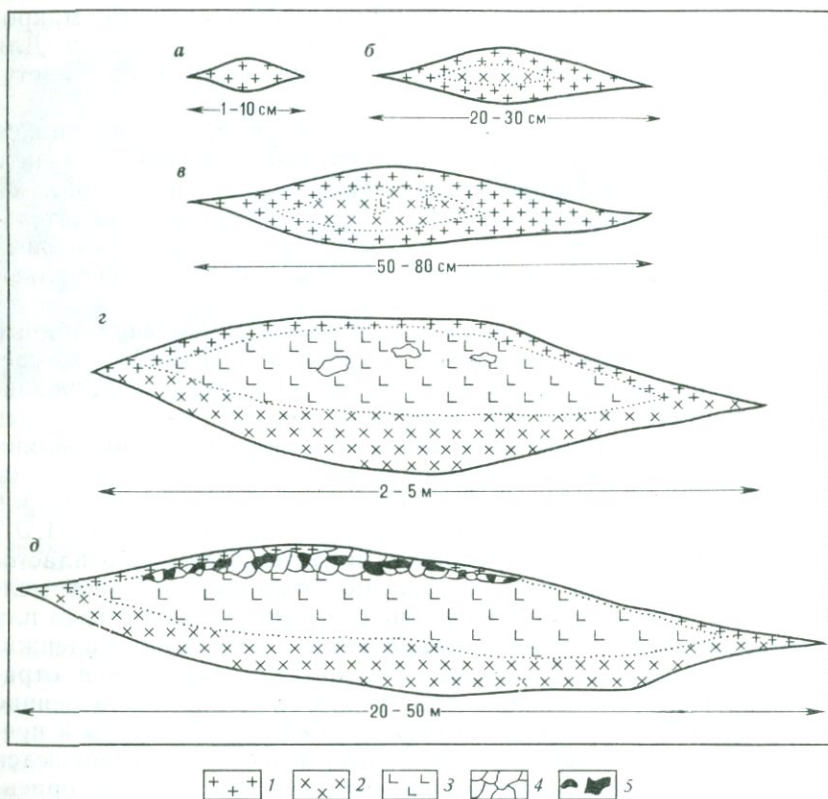


Рис. 11. Зависимость внутреннего строения пегматитов, выполняющих линзовидные полости отслаивания, от размеров полости.

1 — мелкозернистый пегматит гидноморфнозернистой структуры; 2 — грубозернистый пегматит гидноморфнозернистой структуры; 3 — пегматит графической структуры; 4 — блоковый полевой шпат; 5 — блоковый кварц

протерозойской метаморфической толщей и представляет собой синклиниорий, расчлененный разломами на многочисленные блоки и прорванный нижнепалеозойскими гранитами (Гинзбург, Луговской, 1974). Месторождение находится в тектоническом блоке (рис. 12), сложенном флишoidalным комплексом кристаллических карбонатных пород. Толща расчленена на семь горизонтов.

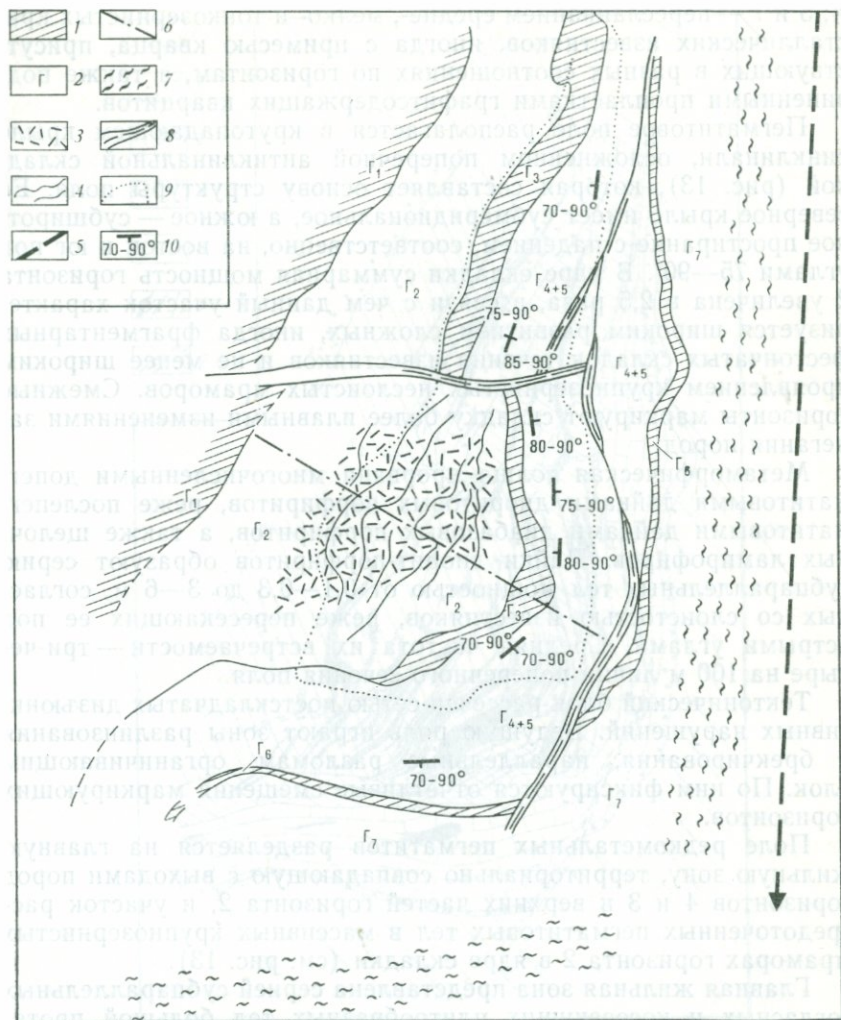


Рис. 12. Структурная схема месторождения редкометалльных пегматитов.

1 — переслаивание известняков и «песчанистых» известняков (маркирующие горизонты Γ_1 , Γ_3 и Γ_6); 2 — переслаивание известняков и кварцосодержащих известняков с пропластками кварцитов (Γ_2 , Γ_{4+5} , Γ_7); 3 — массивные мраморы; 4 — следы слоистости метаморфических пород в массивных мраморах; 5 — ось главной синклинали; 6 — ось поперечной антиклинальной складки; 7 — зоны тектонического разлинования и карбонатных брекчий; 8 — зоны брекчий, сопряженные с главными разломами; 9 — область распространения пегматитов; 10 — господствующее залегание метаморфических пород

Маркирующие горизонты 1; 3 и 6 представлены ритмическим переслаиванием песчаных и чистых известняков, горизонты 2; 4; 5 и 7 — переслаиванием средне-, мелко- и тонкозернистых кристаллических известняков, иногда с примесью кварца, присутствующих в разных соотношениях по горизонтам, а также подчиненными пропластками графитсодержащих кварцитов.

Пегматитовое поле располагается в крутопадающем крыле синклинали, осложненном поперечной антиклинальной складкой (рис. 13), которая составляет основу структуры поля. Ее северное крыло имеет субмеридиональное, а южное — субширотное простирание с падением, соответственно, на восток и юг под углами 75—90°. В ядре складки суммарная мощность горизонта 2 увеличена в 2,5 раза, в связи с чем данный участок характеризуется широким развитием сложных, иногда фрагментарных фстончатых складок течения известняков и не менее широким проявлением крупнозернистых неслоистых мраморов. Смежные горизонты маркируют складку более плавными изменениями залегания пород.

Метаморфическая толща прорвана многочисленными допегматитовыми дайками диоритовых порфиритов, реже послепегматитовыми дайками диабазовых порфиритов, а также щелочных лампрофиров. Дайки диорит-порфиритов образуют серию субпараллельных тел мощностью от 0,1—0,3 до 3—6 м, согласных со слоистостью известняков, реже пересекающих ее под острыми углами. Средняя частота их встречаемости — три-четыре на 100 м линии поперечного сечения поля.

Тектонический блок рассечен сетью постскладчатых дизъюнктивных нарушений. Ведущую роль играют зоны разлинзования и брекчирования, параллельные разломам, органичивающим блок. По ним фиксируются отчетливые смещения маркирующих горизонтов.

Поле редкометальных пегматитов разделяется на главную жильную зону, территориально совпадающую с выходами пород горизонтов 4 и 3 и верхних частей горизонта 2, и участок рассредоточенных пегматитовых тел в массивных крупнозернистых мраморах горизонта 2 в ядре складки (см. рис. 13).

Главная жильная зона представлена серией субпараллельных согласных и косесекущих плитообразных тел большой протяженности и выдержанной или весьма постепенно меняющейся мощности¹. В соответствии с ориентировкой вмещающих пород в крыльях складки вся жильная зона образует единый изгиб и имеет крутое склонение. Рассредоточенные пегматитовые тела в ядре антиклинальной складки приурочены к сохранившимся участкам слоистых известняков и к зонам тектонического расланцевания карбонатных пород. При крутом залегании эти

¹ Первоначальная форма пегматитовых тел в целом ряде участков поля не сохранилась вследствие будинажа и последующего дробления.

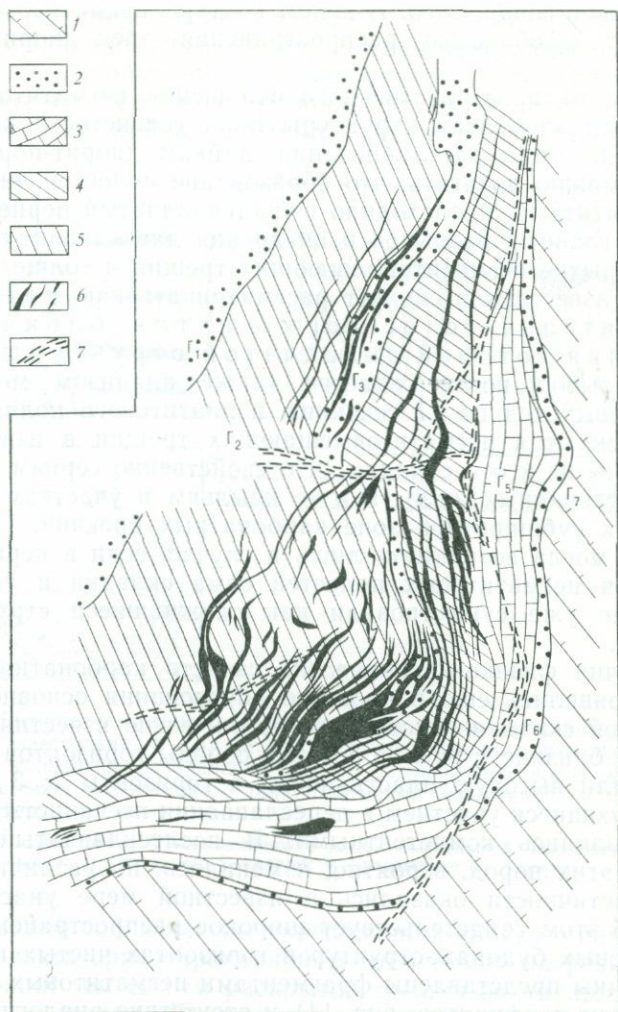


Рис. 13. Схема геологического строения месторождения редкометальных пегматитов в кристаллических известняках.

1 — мелко- и тонкозернистые кварцсодержащие известняки (Γ_7); 2 — переслаивание известняков и «песчаных» известняков ($\Gamma_1, \Gamma_3, \Gamma_6$); 3 — переслаивание известняков и кварцсодержащих известняков с пропластками кварцитов (Γ_5); 4 — грубослоистые мелкозернистые известняки и кварцсодержащие известняки (Γ_4); 5 — грубослоистые и массивные разномасштабные известняки с пропластками кварцитов (Γ_2); 6 — пегматиты; 7 — зоны карбонатных брекчий

жилы характеризуются сравнительно небольшой протяженностью по простиранию, сложными коленообразными изгибами и изменчивой мощностью. В целом контуры пегматитового поля совпадают с областью распространения даек диорит-порфири-тов.

Исходя из пространственного отношения пегматитовых тел к основным элементам структуры поля (слоистости карбонатных пород, зонам рассланцевания, дайкам диорит-порфири-тов и т. п.), можно полагать, что образование полостей, выполненных пегматитами, происходило в постскладчатый период, после развития главных разрывов и внедрения даек диорит-порфири-тов. Раскрытие пегматитовмещающих трещин в толще кристаллических известняков следует рассматривать как результат дополнительного осевого сжатия блока и усложнения готовой складчатой структуры.

Этот вывод подтверждается также анализом мощностей пегматитовых тел по 17 сечениям пегматитового поля. Максимумы раскрытия пегматитовмещающих трещин в известняках приурочены не к оси складки (что свойственно сериям соскладчатых седловидных жил), а к ее крыльям и участкам, примыкающим к субширотной зоне карбонатных брекчий. Подобная ситуация могла возникнуть лишь в случае, если в период формирования пегматитовых полостей сама складка и указанное нарушение уже существовали как сложившиеся структурные элементы.

Различия физико-механических свойств карбонатных пород четко проявились еще в процессе образования основной антиклинальной складки. Чистые кристаллические известняки горизонтов 2 и близкие к ним по составу породы горизонтов 4; 5 и 7 обнаружили высокую пластичность, а горизонты 1; 3 и 6, характеризующиеся участием в переслаивании песчаных известняков, являлись компетентными. В послескладчатый период свойства этих пород, вероятно, изменились, но различия в степени пластичности оказались в известной мере унаследованными. Об этом свидетельствует широкое распространение постпегматитовых будинаж-структур в горизонтах чистых известняков (будины представлены фрагментами пегматитовых жил или даек диорит-порфири-тов, рис. 14) и отсутствие аналогичных явлений будинажа в комплексе переслаивания известняков и песчаных известняков горизонта 3.

Можно полагать, что и в период постскладчатого омоложения структур и раскрытия пегматитовмещающих трещин имела место относительно высокая пластичность горизонтов 2; 4, 5 и более выраженная компетентность горизонта 3; это подтверждается приуроченностью максимального числа наиболее мощных и протяженных пегматитовых тел главной жильной зоны к горизонту 3 и смежным участкам горизонтов 2 и 4 карбонатной толщи.

Однако широкое распространение пегматитов также за пределами упомянутой полосы и вне главной жильной зоны заставляет предполагать, что в период массового раскрытия пегматитовмещающих трещин карбонатная кристаллическая толща в целом, при свойственной ей механической анизотропии, имела несколько более высокую общую жесткость, чему содействовали дайки прочных диорит-порфиритов, которые

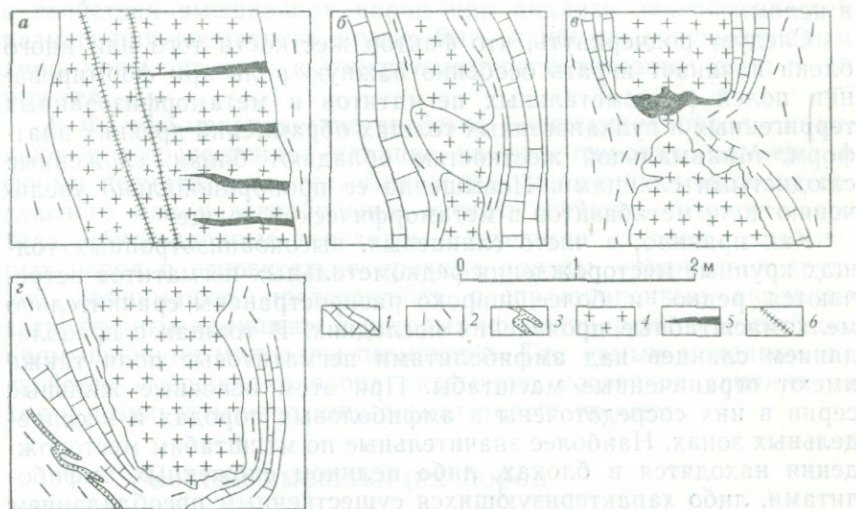


Рис. 14. Проявление будинажа в пегматитовых жилах, залегающих в кристаллических известняках. *а* — развитие поперечных трещин, выполненных кварцем, *б* — скольжение разорванных блоков пегматитовой жилы, *в* и *г* — разобщение блоков пегматитового тела с затеками известняков в междуединное пространство.

1 — слоистые известняки; 2 — известняки с плохо выраженной слоистостью; 3 — пропластки кварцита; 4 — пегматит; 5 — кварц; 6 — разрывные нарушения

представляли собой как бы укрепляющий каркас, принимающий на себя часть ориентированной тектонической нагрузки и обеспечивающий тем самым раскрытие трещин во вмещающих карбонатных породах. Действительно, присутствие даек допегматитовых диорит-порфиритов сопровождается появлением на соответствующих или смежных интервалах в известняках достаточно мощных или многочисленных пегматитовых жил.

Рассмотренный пример характеризует особенности строения типично жильного пегматитового поля, формировавшегося по завершении складкообразования. Раскрытие жилотмещающих трещин осуществлялось на фоне усложнения сложившейся складчато-блоковой структуры участка. Данный пример показывает, что одним из главных факторов, контролирующих распределение, форму и ориентировку пегматитовых тел, помимо

структуры поля, является механическая анизотропия слоистой толщи кристаллических известняков. Различия физико-механических свойств карбонатных пород разных горизонтов, особенно ярко проявившиеся в процессе складкообразования, в известной мере наследуются и в постскладчатую эпоху. Однако с точки зрения раскрытия пегматитовмещающих трещин ведущее значение приобретают суммарные механические свойства сочетаний пород в том или ином участке толщи и общая жесткость толщи в целом.

Следует подчеркнуть, что фактор жесткости того или иного блока начинает играть особенно важную роль при формировании полей редкометалльных пегматитов в метаморфизованных терригенных и вулканогенных толщах обрамлений древних платформ. Минимальной жесткостью обладают блоки, сложенные слюдястыми сланцами. Повышение ее пропорционально увеличению доли метабазитов в метаморфической толще.

Как правило, в чисто сланцевых, высокоанизотропных толщах крупные месторождения редкометалльных пегматитов встречаются редко, и более широко распространены сравнительно мелкомасштабные проявления последних. В толщах с преобладанием сланцев над амфиболитами пегматитовые поля также имеют ограниченные масштабы. При этом основные жильные серии в них сосредоточены в амфиболовых породах и в сопредельных зонах. Наиболее значительные по масштабам месторождения находятся в блоках, либо целиком сложенных амфиболитами, либо характеризующихся существенным преобладанием амфиболитов над сланцами, т. е. в блоках высокой (но не максимальной) жесткости. Эти закономерности обусловлены, вероятно, тем, что раскрытие трещин и образование жильного пространства в амфиболитах в какой-то мере осуществляется за счет сжатия и пластических деформаций слюдястых сланцев, находящихся в контакте (или в переслаивании) с амфиболитами.

Монолитные, максимально жесткие блоки, представленные, например, плутонами однородных гранитоидов, в условиях импульсного режима тектонических воздействий чаще играют роль упора, и пегматиты располагаются вне их.

Приведенный анализ позволяет сформулировать следующие положения.

1. В литологическом факторе контроля размещения пегматитов физико-механическим свойствам вмещающих пород (пластичности, хрупкости, компетентности, степени механической анизотропии и др.) принадлежит значительная роль. Они определяют возможность и масштабы раскрытия трещин в той или иной геолого-структурной обстановке и в сочетании с ней — основные закономерности распределения пегматитов в пространстве.

2. Свойства пород одинакового или близкого состава меняются в зависимости от *pt*-условий, а также от режима текто-

нического воздействия и интенсивности возникающих напряжений; при переходе от складчатых деформаций к послескладчатым разрывным, как правило, уменьшается роль механической анизотропии толщи и повышается значение ее общей жесткости как целого.

3. Механические свойства каждой породы зависят от свойств пород, с которыми она перемежается, а также от соотношений их мощностей в толще. Поэтому использование информации о свойствах вмещающих пород при анализе закономерностей размещения пегматитов может быть наиболее результативным лишь применительно к конкретному пегматитовому полю и серии тел.

4. Физико-механические свойства вмещающих пород оказывают непосредственное влияние на ориентировку, размеры и форму пегматитовых тел. Локальное увеличение мощности согласного или коленообразные изгибы секущего пегматитового тела, обусловленные переходом последнего из среды пластичных пород в относительно прочные породы, склонные к хрупкой деформации, представляют распространенные варианты «структурных ловушек», в которых концентрируются ценнейшие промышленные минералы пегматитов. Тем самым механические свойства вмещающих пород оказывают косвенное влияние на ход и результаты эволюции пегматитового процесса.

Состав вмещающих пород

Вопрос о влиянии состава вмещающих пород на химический и минеральный состав пегматитов относится к числу наиболее сложных.

А. Е. Ферсман (1940) выделял пегматиты «чистой линии», в которых взаимодействие с вмещающей средой проявлено ограниченно или вообще не ощущается, и пегматиты «линии скрещения», состав которых несет следы активного влияния основных и ультраосновных, карбонатных, высокоглиноземистых и иных боковых пород. Между пегматитовым расплавом-раствором и вмещающей средой осуществляется массообмен, в котором решающую роль играют летучие компоненты. Масштабы этого обмена чрезвычайно разнообразны, как и конкретное его проявление в пегматитовых телах.

В дальнейшем в процессе разностороннего изучения пегматитов разных формаций (по существу пегматитов чистой линии) вопрос о роли вмещающих пород при их образовании затрагивался многократно, что в итоге привело к возникновению нескольких, на первый взгляд не согласующихся между собой, концепций.

1. Состав вмещающих пород существенного влияния на состав пегматитов не оказывает. Пегматиты формируются в закрытой системе, и все разнообразие их внутреннего строения

обуславливается действием автономных факторов кристаллизационной и эманационной дифференциации (К. А. Власов, Н. А. Солодов).

2. Пегматитовый процесс развивается в основном автономно. Влияние состава вмещающих пород имеет место, но оно существенно сказывается только на приконтактных зонах пегматитовых тел. Для этих зон небольшой мощности характерно присутствие целого ряда «контактных» минералов, фиксирующих компоненты, заимствованные из вмещающих пород. Соответственно, в экзоконтактах пегматитовых тел развиты минералы, содержащие вынесенные из пегматитов компоненты. Этой точки зрения придерживаются А. И. Гинзбург (1959), А. А. Беус (1950) Е. Камерон и др. (Внутреннее строение..., 1951) и другие исследователи, развивающие представления А. Е. Ферсмана.

3. Состав вмещающих и подстилающих пород оказывает существенное влияние на состав пегматитов в целом и на их рудоносность. Эта концепция, предложенная В. Д. Никитиным (1959₁), развивает генетические представления А. Н. Заварицкого, Д. С. Коржинского, В. Шаллера, К. Ландеса, Ф. Хесса и рассматривает вариации минерального состава внутри пегматитового тела в основном как метасоматическую зональность, возникающую под воздействием глубинных растворов, состав которых претерпел изменения в процессе фильтрации сквозь толщу подстилающих пород.

4. Вмещающие породы существенным образом определяют состав залегающих в них пегматитов. К такому выводу пришел Г. Рамберг (Ramberg, 1956), суммируя наблюдения над пегматитами Западной Гренландии. Он подчеркивает широко распространенные явления соответствия минерального состава пегматитов и вмещающих пород.

Столь неодинаковая трактовка роли состава вмещающих пород в процессе образования пегматитов, нашедшая отражение в оживленной дискуссии, имеет свои причины. Перечисленные точки зрения базируются на результатах исследований пегматитов различных формаций. Основу первых двух концепций составляют исследования малоглубинных мигматитовых и среднеглубинных редкометалльных пегматитов. Третья точка зрения развивалась на опыте изучения слюдоносных и керамических пегматитов значительной глубинности; четвертая базируется на примерах наиболее глубинных безрудных пегматитов древних щитов типа Балтийского, Индостанского, Гренландского и др. Есть основание полагать, что с переходом во все более глубинные зоны земной коры влияние состава вмещающих пород на вещественный состав пегматитов сказывается во все большей мере, причем соответственно меняется и механизм этого влияния.

Некоторые стороны взаимодействия вмещающих пород и пегматитов рассматриваются ниже на примерах мусковитовых и

редкометалльных пегматитов. Для хрусталеносных пегматитов этот вопрос фактически снимается, поскольку они залегают среди гранитов, весьма близких либо тождественных по составу пегматитам, в связи с чем главный фактор, обуславливающий массообмен — контрастность состава, — оказывается недействительным.

1. Влияние вмещающих пород на состав мусковитовых пегматитов

Детальные исследования геологии слюдоносных пегматитовых полей СССР привели к установлению приуроченности богатых мусковитом пегматитов к определенным литолого-стратиграфическим элементам толщ кристаллических сланцев. В Кольско-Карельском районе литолого-стратиграфический контроль выражен наиболее ярко. Подавляющее большинство слюдоносных тел локализуется в нескольких горизонтах. Наиболее продуктивны горизонты лоухской (чупинской) и енской толщ беломорской серии, представленные преимущественно высокоглиноземистыми ставролит-кордиерит- и кианитсодержащими биотитовыми, а также гранат-биотитовыми плагиогнейсами. Более бедные в отношении промышленного мусковита так называемые слюдяно-керамические пегматиты сконцентрированы в горизонтах биотитовых гнейсов с содержанием биотита более 10%, переслаивающихся с биотит-амфиболитовыми гнейсами (средние части хетоламбинской и лоухской толщ и самые верхние части кандской толщи).

Керамические пегматиты с биотитом, практически не содержат мусковита, приурочены к массивам ортоамфиболитов, габбро-норитов и других основных пород дружитовой серии, залегающих в биотитовых плагио-микроклиновых гнейсах и мигматитах (верхние горизонты керетской толщи) и в лейкократовых биотитовых и амфибол-биотитовых плагиогнейсах (нижние части хетоламбинской и верхние кандской толщ). Наконец, слабодифференцированные плагиоклаз-микроклиновые и существенно микроклиновые пегматиты, бесперспективные в отношении как мусковита, так и блокового микроклина, распространены, как правило, в лейкократовых плагиогнейсах и плагио-микроклиновых гнейсах, гранито-гнейсах и мигматитах (керетская толща, нижние горизонты лоухской и кандской толщ), а также (с биотитом) — в основных породах (Геологические факторы контроля..., 1972).

Весьма интересны многочисленные факты локального литологического контроля. Единое пегматитовое тело, пересекая контакт лоухской (гранат-биотитовые гнейсы) и кандской (лейкократовые плагиогнейсы и плагио-микроклиновые гнейсы) толщ, меняет свой состав, соответственно, от микроклин-плагиоклазового с промышленным мусковитом до существенно микроклинного, бесслюдного. Аналогично изменяется состав жил,

пересекающих биотитовые гнейсы и гранито-гнейсы кандской толщи и высокоглиноземистые гнейсы енской толщи, причем изменяется не только валовой состав пегматитов и содержание в них мусковита, но и степень их дифференцированности. Будучи представлены слабо дифференцированными плагиоклазо-микроклиновыми или микроклиновыми неслюдоносными пегматитами в первой толще, тела становятся более дифференцированными и включают зоны пагиоклазового пегматита, часто с промышленным мусковитом — во второй (Геологические факторы контроля..., 1972).

Опыт изучения Мамского района, где крупномасштабные исследования строения вмещающей толщи и структур месторождений начались ранее, чем в Беломорье (Завалишин, Львова, 1954; Вопросы геологии..., 1971), подтверждает важную роль литологического фактора в размещении слюдоносных пегматитов. Существенным отличием мамской толщи кристаллических сланцев от беломорской является значительно более частое и тонкое ритмичное переслаивание пород различного состава, отсутствие микроклинсодержащих гнейсов и относительно меньшее развитие мигматитов, интенсивная общая дислоцированность метаморфических пород и широкое развитие структур, свидетельствующих о более высокой степени пластичности толщи в целом.

Наибольшее число промышленных мусковитоносных жил Мамского района сосредоточено в тех горизонтах метаморфической толщи, где преобладают гранат-биотитовые (58% жил) и биотитовые гнейсы (28% жил). Приуроченность промышленных тел к горизонтам кианитовых сланцев здесь не характерна (12% жил), хотя именно среди этих пород существенно плагиоклазовые пегматитовые тела содержат максимальное количество мусковита, представленного непромышленной мелкопластинчатой, средне- и крупночешуйчатой модификацией. В общих чертах взаимодействие мамских пегматитов с вмещающими породами характеризуется теми же петрохимическими и минералогическими эффектами, что и в Кольско-Карельском регионе. Однако фактор высокого содержания глинозема во вмещающих породах здесь не приобретает решающего значения.

Указанные обстоятельства привели к распространенному мнению о том, что «влияние химического состава различных пород мамской толщи на особенности мусковитообразования в пегматитах не является столь определяющим» (Условия образования..., 1975). Многие исследователи сводят действие литологического фактора контроля к эффекту различия физико-механических свойств вмещающих пород, к ведущей роли тектонического фактора (И. И. Кремляков, 1971 г.) либо объясняют отмеченные закономерности воздействием наложенных «сквозь-магматических» или метаморфогенных растворов, подчеркивая синхронность формирования пегматитов и процессов

регионального метаморфизма (Соколов, 1970; Чесноков, 1975; Шмакин, 1976; и др.).

Приуроченность пегматитовых тел с максимальным содержанием мусковита к горизонтам высокоглиноземистых гнейсов получила двоякую трактовку. Г. Н. Бунтин (1939) объяснял этот факт (как и существенно плагиоклазовый состав слюдоносных пегматитов) ассимиляцией глинозема пегматитовым расплавом и в связи с этим сокращением поля устойчивости микроклина при кристаллизации расплава. Д. С. Коржинский (1937) трактует слюдообразование в пегматитах как процесс гидролиза полевых шпатов, связанного с выносом высвобождающегося при этом процессе калия во вмещающие породы. С этой точки зрения для повышения содержания мусковита в пегматите благоприятны такие боковые породы, которые могут поглощать калий, но не глинозем; таковыми являются кианитовые гнейсы, кианит которых в зальбандах пегматитов замещается мусковитом. Нейтральны известняки, так как кальцит является равновесным с мусковитом и ортоклазом. Препятствуют образованию мусковита породы с амфиболом и пироксенном, которые стимулируют образование биотита (Коржинский, 1937).

При всей разноречивости представлений о роли состава вмещающих пород в процессе формирования слюдоносных пегматитов факт взаимодействия и массообмена между ними ни у кого не вызывает сомнения. Сущность этого взаимодействия изучена недостаточно, однако можно полагать, что характер его меняется от ранних стадий формирования пегматитовых тел к более поздним.

Так, например, в Мамском районе помимо жил выполнения распространены крупные пегматитовые тела и массивы, образовавшиеся в значительной мере на месте слоистой толщи метаморфических пород различного состава. Один из примеров подобных массивов рассматривался выше. Обилие мелкочешуйчатого мусковита в гранитовидных пегматитах, «заместивших» пачки именно кианитовых гнейсов в этом массиве, весьма примечательно. Этот факт, как и нахождение кианита в жильных пегматитах, залегающих среди кианитовых сланцев, трудно объяснить без привлечения механизма заимствования глинозема из вмещающих пород на ранних стадиях формирования пегматитов, тем более что предположение о магматическом генезисе мусковита в принципе не противоречит данным физико-химического эксперимента (Burnham, 1967; Хлестов, 1975). Подобная «ассимиляция» наиболее ощутима в отношении компонентов, резко избыточных и метаморфических породах по сравнению с пегматитами. В жильных телах выполнения эти явления не характерны либо сильно завуалированы последующими процессами.

На поздних стадиях пегматитообразования, когда происходит гидролиз полевых шпатов и развитие кварц-мусковитового

замещающего комплекса, господствует вынос из пегматитов во вмещающие породы щелочей, кремнекислоты и воды. В зависимости от состава боковых пород находится их способность воспринимать все выносимые компоненты либо, преимущественно, некоторые из них. Так, можно предполагать, что высокоглиноземистые (кианитовые) плагиогнейсы обеспечивают возможность интенсивного выноса из пегматитов всех трех компонентов либо, преимущественно, щелочей и воды. Богатые биотитом плагиогнейсы, превращаясь в мусковит-кварцевые сланцы, способны воспринимать их в значительно меньшей степени, чем кианитовые,— настолько, насколько возможна мусковитизация плагиоклаза. Карбонатные и существенно кварцевые вмещающие породы в этом отношении инертны, ибо никакие преобразования в них не ведут к существенному поглощению выносимых компонентов.

Поскольку вынос избыточного калия, а возможно, и кремнезема при реакциях гидролиза полевых шпатов в пегматитах во вмещающие породы благоприятствует слюдообразованию в пегматитах, механизм влияния состава вмещающих пород, учитывающий возможность фиксации калия в боковых породах (Коржинский, 1937; Никитин, 1955), представляется эффективным. Однако один лишь этот механизм не объясняет всех (и даже многих) закономерностей ассоциации слюдоносных пегматитовых тел с вмещающими породами, в частности, с биотитовыми (богатыми биотитом) и гранат-биотитовыми гнейсами, не относящимися к высокоглиноземистым породам и не способными в значительной мере поглощать калий. Можно полагать, что не менее важное значение в этом отношении имеет баланс разнообразных летучих компонентов, в частности воды, при массообмене.

Рассматривая влияние среды на пегматитообразование, В. Д. Никитин (1952, 1955) подчеркнул важную роль не только вмещающих, но и подстилающих пород. Предложенная им гипотеза «фильтров» была поддержана П. П. Боровиковым (П. П. Боровиков, В. Д. Никитин, 1953 г.), Ю. Е. Рыцком (1969) и др. По мнению этих исследователей, пегматито-, а затем и слюдообразующие растворы привносятся из гипотетического глубинного источника либо имеют метаморфогенное происхождение и приходят в первичные гранит-аплитовые жилы сквозь толщу подстилающих пород. В зависимости от состава последних растворы видоизменяются в отношении содержания щелочных компонентов и либо обогащаются калием (при фильтрации сквозь микроклинсодержащие породы), либо обедняются им (в безмикрклиновых подстилающих породах). Развивая гипотезу «фильтров», Ю. Е. Рыцк (1969) попытался на ее основе теоретически вывести возможные варианты вертикальной зональности пегматитовых тел и объяснить разнообразие в них промышленного ослюденения.

При всей кажущейся логичности гипотеза «фильтров» имеет ряд слабых сторон.

а. Требуется специальное обоснование и доказательство самого факта «попадания» растворов в пегматитовое тело при их прохождении сквозь подстилающую метаморфическую толщу. Метаморфические породы с их неоднородной сланцеватой текстурой являются средой, более проницаемой для растворов, чем тела гранитов и аплитов, которые преобразуются в пегматиты. Будучи слоистой и к тому же деформированной и трещиноватой, толща подстилающих пород должна способствовать скорее рассредоточению глубинных потоков растворов, чем их ориентации в направлении к пегматитовым телам.

б. При взаимодействии растворов с подстилающими породами должны происходить те же химические реакции, которые развиваются во вмещающих породах мусковитовых месторождений, т. е. реакции замещения микроклина (и плагиоклаза) мусковитом и кварцем в подстилающих микроклинсодержащих гнейсах («неблагоприятных» с точки зрения слюдообразования в пегматитах), замещение плагиоклаза и кианита мусковитом, граната и амфибола — биотитом в благоприятных подстилающих породах (Геологические факторы контроля..., 1972). Необходимо подчеркнуть, что при любом подобном взаимодействии растворы расходуют воду. Суммарный водный баланс этих реакций рассчитать, по-видимому, невозможно, однако нет никакой гарантии, что растворы, просачивающиеся сквозь мощную толщу подстилающих пород, достигнут соответствующих горизонтов и примут участие в процессах пегматито- и слюдообразования, как это предполагает гипотеза «фильтров».

в. На основании петрографического материала, представленного в работах В. А. Бабошина (Геологические факторы контроля..., 1972), можно заключить, что преобразования метаморфических пород с повышением содержания в них кварца и слюд наиболее характерны для участков толщи, включающих месторождения слюдоносных пегматитов, и редки либо совершенно не свойственны тем же породам вне месторождений. Однако к числу пород, распространенных вне месторождений, относятся, в частности, и породы, «подстилающие» слюдоносные пегматиты. Тем самым отсутствие взаимодействия пегматито- и слюдообразующих растворов и среды вне месторождений свидетельствует лишь о том, что подстилающие породы не имели серьезного контролирующего значения для слюдоносности пегматитов.

г. Роль состава подстилающих пород сводится практически к нулю при рассмотрении явлений локального литологического контроля, особенно для пегматитовых жил, секущих контакт разнородных по составу пород.

Перечисленные обстоятельства заставляют считать, что влияние состава подстилающих пород на формирование пегматитов

и развитие в них слюдоносности несоизмеримо меньше (если оно вообще имеет место), чем непосредственное воздействие состава вмещающих пород) (Бабошин, 1969).

2. Влияние вмещающих пород на состав редкометальных пегматитов

Сопоставления редкометальных пегматитовых полей различных регионов мира показывают, что пегматиты, залегающие в породах основного состава (амфиболитах, габбро, метаморфизованных гипербазитах), характеризуются в целом более высокими концентрациями лития, рубидия, цезия, тантала, чем пегматиты в разнообразных слюдистых сланцах или гранитах. Еще более высокие содержания лития характерны для пегматитов, залегающих в кристаллических известняках (Гинзбург, Волженкова и др., 1961). Аналогичные явления отмечаются в пределах конкретных пегматитовых полей, т. е. в условиях единства уровня эрозионного среза, структуры, степени метаморфизма вмещающей толщи, удаленности от предполагаемых интрузивов материнских гранитов и т. д., и, что еще более показательное, в пределах единого пегматитового тела, секущего зону контакта существенно разнородных по составу вмещающих пород.

Эти закономерности отчасти могут быть объяснены с точки зрения различия теплофизических свойств вмещающих пород. Однако ярко выраженные явления массообмена между пегматитами и боковыми породами заставляют искать причины этих явлений в различии состава вмещающих пород.

Некоторые особенности массообмена редкометальных пегматитов и вмещающих пород

В результате массообмена в краевых зонах пегматитовых тел появляются минералы, типичные для вмещающих пород, а также «контактные», или «ксенолитные» (А. Е. Ферсман) минералы. В пегматитах, залегающих в слюдистых сланцах, это богатые глиноземом андалузит, мусковит, топаз, кордиерит, гранат, в некоторых случаях корунд, хризоберилл, ганит, нигерит и др.; в пегматитах среди основных пород или амфиболитов — шерл, биотит, апатит, сфен, эпидот, цоизит, холмквистит, актинолит, бавенит и др.; в пегматитах среди измененных гипербазитов — серпентинитов и тальковых пород — флогопит, фуксит, дравит, маргарит; в пегматитах, залегающих в известняках, — графит, флюорит, маргарит, цоизит, андрадит, тремолит, скаполит, кальцит и др.

Состав эндоконтактных зон свидетельствует об обогащении пегматитов компонентами вмещающих пород: алюминием — из слюдистых сланцев; магнием, железом, титаном — из амфиболи-

тов, габброидов и др.; кальцием — из основных и карбонатных пород. В минералах эндоконтактных зон пегматитовых тел сочетаются как собственно «пегматитовые», так и «ксеногенные» компоненты (Ферсман, 1940): в первичных плагиоклазах — натрий и кальций; в холмквиститах и слюдах — литий, вода, фтор, магний и железо; в апатите — фосфор, фтор и кальций; во флюорите — фтор и кальций; в турмалине — бор, магний, железо и т. д. Мощностъ эндоконтактных зон пегматитовых тел, несущих прямые следы ассимиляции вмещающих пород, не превышает, однако, нескольких десятков сантиметров (Гинзбург, 1959).

Другой неотъемлемой частью массообмена является вынос во вмещающие породы компонентов, обычно в той или иной мере накапливающихся в пегматитах: калия, лития, рубидия, цезия, бора, фтора, воды, кремнезема и др., и образование первичных ореолов этих элементов вокруг пегматитовых тел (Руководство..., 1969)¹. Ореолы имеют сложное строение. По данным М. М. Ермолаева, с «диффузионными» ореолами, распространяющимися широким фронтом от контактов пегматитовых жил и затухающими постепенно, обычно совмещаются «инфильтрационные» ореолы, которые являются прерывистыми и контуры которых согласуются с разнообразными трещинными зонами во вмещающих породах. Интересный пример инфильтрационных ореолов рассмотрел Л. Ф. Лавриненко (1974).

Наиболее ощутимы первичные ореолы щелочных элементов. Их минералогическим выражением являются метасоматические образования холмквистита в породах основного состава и в слюдяных сланцах (А. И. Гинзбург, И. В. Гинзбург, 1950; Тарновский, 1971), литиевого и цезиевого биотита, а также циннвальдита в амфиболитах (по роговой обманке или первичному биотиту), мусковита (по андалузиту, биотиту) в сланцах и др. Сложный характер ореола находит отражение в распределении этих минералов. Так, в экзоконтактных зонах редкометалльных пегматитов, залегающих в амфиболитах, отмечаются две генерации холмквистита. Ранняя представлена частичными псевдоморфозами этого минерала по роговой обманке. По данным М. М. Ермолаева (Руководство..., 1966), с удалением от контакта частота встречаемости холмквистита I убывает

¹ Л. Н. Овчинниковым с соавторами (1976) высказана принципиально иная точка зрения, согласно которой основная масса редких щелочных элементов и их соединений была привнесена во вмещающую метаморфическую толщу растворами и отложена еще до появления пегматитов; последние же представляют собой заключительный этап сложного рудообразующего процесса — трещинного метасоматоза. Объектом исследования явилось пегматитовое поле, приуроченное к мобильной тектонической зоне, которая примыкает к региональному разлому и характеризуется многократным омоложением допегматитовой трещиноватости. Это обстоятельство не позволяет безоговорочно принять данную гипотезу.

непрерывно. Холмквистит II образует идиобластовые игольчатые кристаллы. Он развивается преимущественно близ контакта (в интервале нескольких метров от него) и не только по амфиболитам, но и по биотитовым сланцам и другим породам. Далее от контакта он распределяется неравномерно, концентрируясь в зонах повышенной трещиноватости.

В экзоконтактовых ореолах редкометальных пегматитов В. А. Хвостова и др. (О распределении..., 1973) отмечают две генерации биотита. К I генерации относится обычный биотит слюдистых сланцев, содержащий до 0,5—3% окиси цезия. Биотит II генерации также встречается в слюдистых сланцах, но чаще замещает роговую обманку в амфиболитах. В ряде случаев он содержит от 1,9 до 7,1% окиси цезия. Интенсивное развитие цезиевого биотита приводит к образованию вокруг пегматитов зон анхимономинеральных слюдитов, содержащих 3% и более окиси цезия (Гинзбург, Луговской и др., 1972).

Исследования состава эндоконтактовых зон пегматитов и первичных ореолов во вмещающих породах показывают, что массообмен, будучи прерывистым и в разной степени результативным, осуществляется на протяжении всего процесса формирования пегматитов. Отдельные стадии его проявления в пегматитах и во вмещающих породах увязать чрезвычайно сложно. Предполагается (О распределении..., 1973), что при первоначальном внедрении пегматитового расплава содержание редких щелочей во вмещающих породах вследствие их привноса повышается по сравнению с фоном на порядок и достигает нескольких сотых долей процента. Максимальный вынос компонентов из пегматитов во времени связывается с более поздними стадиями, а именно, с процессами интенсивного замещения сподумена, поллуцита и других редкометальных минералов альбитом (Гинзбург, 1960; Назарова, 1960), а в ряде месторождений — с еще более поздней гидротермальной переработкой пегматитов (Щербин, Осетров, 1961; Тарновский, 1971).

Ведущими факторами интенсивности массообмена являются: а) минеральный тип пегматита, б) напряженность тектонической обстановки в период формирования пегматитовых тел, предопределяющая в известной мере масштабы развития процессов замещения в пегматитах (Гинзбург, 1952) и в) степень контрастности химического состава вмещающих пород и пегматитов. Менее существенную роль играют мощность пегматитового тела, позиция ореола висячем или лежащем его боку, различная концентрация пегматитовых тел в том или ином участке поля, структурные особенности вмещающих пород, обеспечивающие возможность миграции вынесенных компонентов и др.

Преобладающее значение какого-либо из этих факторов не всегда очевидно, тем более что первичный ореол является следствием не столько латерального выноса компонентов из наблю-

даемого сечения жильного тела, сколько выноса их из некоторого объема пегматитового тела (или тел), находящегося ниже современного уровня среза. Вероятно, именно этим обстоятельством объясняются случаи неконформного положения изолиний повышенных содержаний редких щелочей по отношению к пегматитовым телам или случаи видимого «пересечения» зон концентрации этих элементов во вмещающих породах пегматитовыми жилами и т. п. (Гинзбург, Луговской и др., 1972; Овчинников и др., 1976). Той же причиной, по-видимому, обусловлены первичные ореолы, в которых содержание лития оказывается в 10—30 раз выше (Щербин, Осетров, 1961) или содержание цезия во много раз выше (Гинзбург, Луговской и др., 1972; О распределении..., 1973), чем в самих телах редкометалльных пегматитов.

Важно отметить тот факт, что вмещающие породы различного состава неодинаковы в отношении способности к массообмену с пегматитами и, в частности, к «усвоению» отдельных компонентов, выносимых из них на различных стадиях формирования пегматитов. Одни породы в этом отношении как бы инертны и служат известным барьером, не позволяющим удаляться летучим и щелочам из пегматитового расплава, тогда как другие вмещающие породы их «жадно» поглощают.

Это обстоятельство наглядно видно на ряде примеров. Особенно характерен случай, когда сподуменовые пегматиты залегают в кристаллических известняках: экзоконтактные изменения, развитые на интервале в 10—25 см, проявляются в осветлении породы (понижении содержания битуминозных и углистых компонентов), собирательной перекристаллизации в зоне шириной 3—5 см и появлении прерывистой оторочки флюорита мощностью 3—5 до 10 см. В «песчаных» кварцсодержащих известняках вблизи контакта отмечается маргарит в ассоциации с кальцитом и цоизитом, а также небольшие выделения тремолита, скаполита, везувiana, апатита. Заметные ореолы рассеяния лития и других редких щелочей отсутствуют. В тех же участках, где пегматиты пересекают дайки диоритовых порфиритов, последние интенсивно изменены на протяжении 0,5—0,6 м. На месте диоритового порфирита в контурах дайки образуется гетеробластовый цоизит-холмквиститовый агрегат с литиевым биотитом. Содержание холмквистита в нем достигает 40—50%. При наличии апофиз пегматитового тела в дайках масштабы этих изменений увеличиваются (рис. 15). В данном случае вынос калия, лития, воды, фтора и др. из пегматита сомнения не вызывает. Благодаря крайне ограниченной роли диоритовых порфиритов в составе вмещающей толщи и резкому преобладанию в ней кристаллических известняков существенного оттока этих компонентов во вмещающие породы не происходит, однако различная способность амфибол-полевошпатовых диоритовых порфиритов и карбонатных пород «захватывать» выносимые из

пегматитов летучие компоненты на этом примере проявляется весьма эффектно.

Широкие возможности для сопоставлений пород по их способности «вбирать» в себя элементы, выносимые из пегматитов, открывают исследования первичных ореолов редких щелочей вокруг пегматитов, залегающих в разных породах и, в частности, в слюдястых сланцах и амфиболитах. В предпринятом ниже

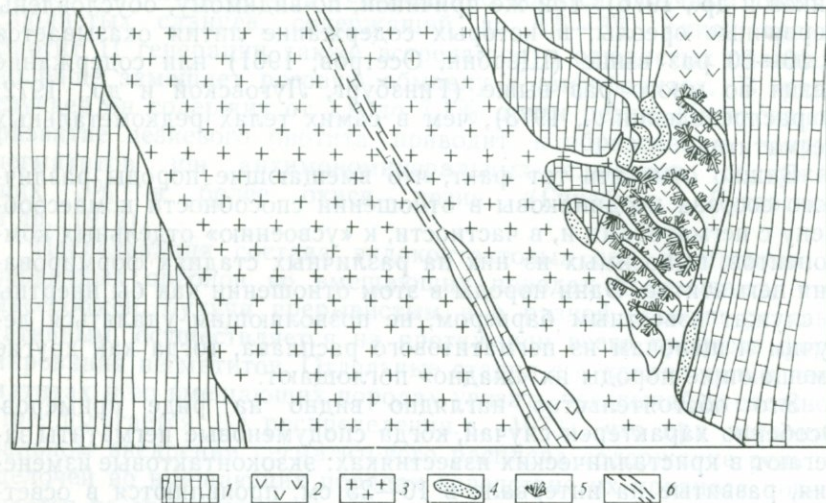


Рис. 15. Пересечение дайки диоритовых порфиритов жилой редкометалльных пегматитов и ее апофизаи, сопровождающееся развитием холмквистита. Рисунок А. Я. Волженковой.

1 — кристаллический известняк; 2 — диоритовый порфирит; 3 — пегматит; 4 — флюорит; 5 — холмквистит; 6 — зона трещиноватости

анализе этого вопроса источниками информации по первичным ореолам в амфиболитах служили работы Е. Д. Калита (1959), В. Е. Рябенко и др. (Сравнение..., 1970), М. П. Глебова и др. (1971), Н. А. Виноградовой и др. (1972); в сланцах — работы С. С. Щербина и О. А. Осетрова (1961), В. А. Загоскина и А. А. Шиманского (1971), Н. А. Виноградовой и др. (1971), Р. Кретца (Kretz, 1968). В качестве объектов избраны ореолы вокруг одиночных и мощных крутопадающих тел пегматитов натро-литиевого типа в пегматитовых полях, сформировавшихся в условиях подвижных тектонических зон. Исключение представляет работа С. С. Щербина и О. А. Осетрова (1961), откуда заимствована обобщенная картина рассеяния лития и рубидия относительно некоторой «средней» пегматитовой жилы в сланцах. Число использованных количественных аналитических данных по литию, рубидию и цезию составляет, соответственно,

в разнообразных сланцах 124; 127 и 107, в амфиболитах 51; 48 и 2.

Первичные ореолы в большинстве работ изучены в интервале 100—150 м от контакта пегматитового тела, и характеризующий их аналитический материал по степени информативности делится на три категории. Первая отображает изменение содержаний элементов точечными пробами через тот или иной интервал, обычно нарастающий с удалением от контакта пегматитового тела; вторая представляет средние содержания по целым интервалам сечения и третья указывает лишь некоторые граничные значения содержаний («больше—меньше»), обычно относимые к тому или иному интервалу. Тем не менее результаты геохимического исследования первичных ореолов вокруг отдельных пегматитовых тел из различных регионов оказываются сопоставимыми и на диаграмме в координатах «содержание—расстояние от контакта пегматитового тела» укладываются в единое поле.

Кривые, характеризующие конкретное сечение ореола, обычно имеют пилообразный характер (следствие наложения инфильтрационного ореола, по М. М. Ермолаеву). Несмотря на это, в распределении щелочных элементов в ореоле отмечается ярко выраженная прямая корреляция. Так, парная корреляция этих элементов для ореолов в амфиболитах оценивается коэффициентом от +0,6 до +1,0 при 5%-ном уровне значимости, причем прямая корреляция тем выше, чем выше содержание редких щелочей в ореоле (Виноградова и др., 1972).

Для ореолов в слюдистых сланцах В. А. Загоскин и А. А. Шиманский (1971) характеризуют эту связь следующими коэффициентами парной корреляции: Li—Cs +0,81; Li—Rb +0,52; Rb—Cs +0,28. С учетом этого обстоятельства результаты изучения конкретных ореолов были «сглажены» путем суммирования содержаний редких щелочных элементов на соответствующем удалении от контакта жильного тела и вычисления условного среднего содержания. Эти усредненные значения, а также значения возможных предельных содержаний для каждого элемента, характеризующие в целом некоторый «обобщенный» ореол, отображены на диаграммах рис. 16 в координатах: расстояние от контакта с пегматитом—содержание элемента.

Ниже излагаются результаты сопоставления этих ореолов в амфиболитах и слюдистых сланцах. Для сопоставления используются следующие параметры, снимаемые с диаграмм:

- средние содержания элемента;
- градиенты содержаний элементов;
- величина разброса (степень рассредоточения) содержаний элементов в ореоле и его отрезках;
- отношения величин разброса содержаний каждого элемента в сланцах и амфиболитах по отрезкам ореола и по ореолу в целом;

— отношения $Li:Rb:Cs$ по величине разброса содержаний в каждом типе вмещающих пород на разных отрезках и ореоле в целом.

Из сопоставлений исключены: интервал 0—2 м от контакта пегматитовых тел в связи с тем, что в нем содержания каждого из редких щелочных элементов достигают максимумов, не получивших точной оценки («более 1%» и т. п.), а также интер-

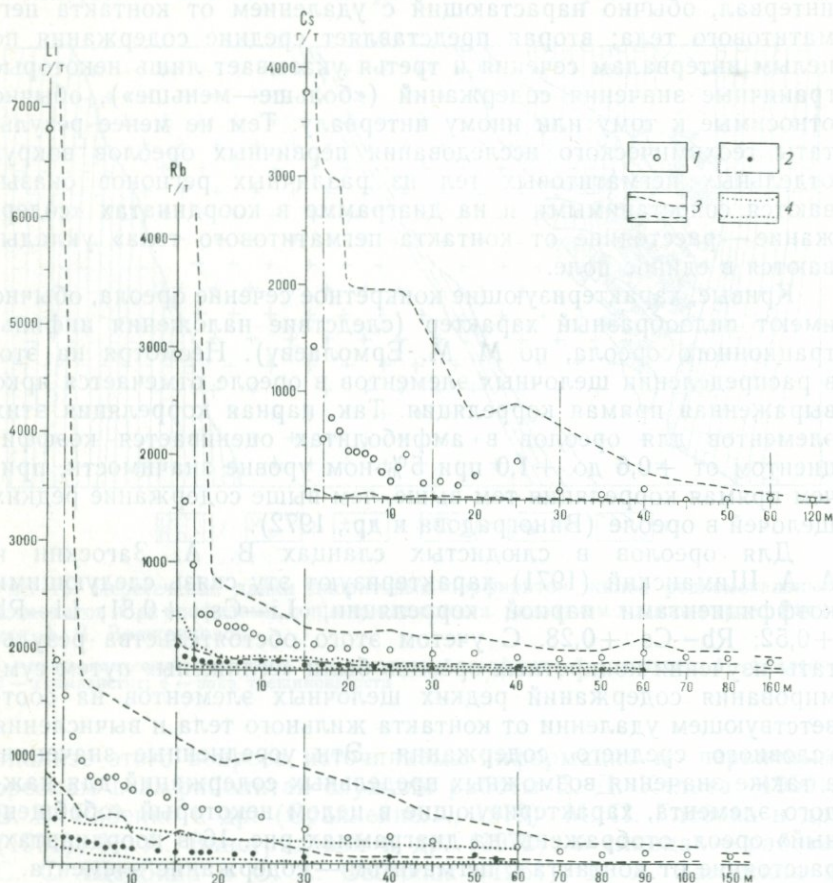


Рис. 16. Распределение содержаний редких щелочных элементов в первичных ореолах в слюдистых сланцах и амфиболитах, вмещающих тела редкометаллических (натро-литиевых) пегматитов.

Средние содержания редких щелочных элементов (г/т): 1—в слюдистых сланцах; 2—в амфиболитах; предельные содержания и поля возможных содержаний редких щелочных элементов: 3—в слюдистых сланцах; 4—в амфиболитах

вал далее 60 м, из-за недостатка фактических данных и близости содержаний редких щелочей к фоновым.

Перечисленные характеристики первичных ореолов в слюдистых сланцах и амфиболитах сведены в табл. 3 и 4.

Таблица 3

СРЕДНИЕ СОДЕРЖАНИЯ РЕДКИХ ЩЕЛОЧНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ
В «ОБОВЩЕННОМ» ПЕРВИЧНОМ ОРЕОЛЕ И ГРАДИЕНТЫ
СОДЕРЖАНИЙ В ОТНОСИТЕЛЬНЫХ ЕДИНИЦАХ
(числитель — в слюдистых сланцах, знаменатель —
в амфиболитах)

Элементы	Удаленность от контакта с пегматитом, м							
	2		15		30		50	
	г/т	отн. ед.	г/т	отн. ед.	г/т	отн. ед.	г/т	отн. ед.
Литий	1550	1	480	0,31	330	0,21	190	0,12
	260	1	120	0,46	70	0,27	95	0,37
Градиенты	-0,053		-0,007		-0,0045			
	-0,042		-0,013		+0,005			
Рубидий	970	1	230	0,24	160	0,16	130	0,13
	95	1	55	0,58	25	0,26	20	0,21
Градиенты	-0,059		-0,005		-0,001			
	-0,032		-0,021		-0,002			
Цезий	700	1	160	0,23	90	0,13	20	0,03
				?		?		?
Градиенты	-0,059		-0,007		-0,005			
	?		?		?			

Таблица 4

РАССТОЯНИЯ ОТ КОНТАКТА С ПЕГМАТИТОВОЙ ЖИЛОЙ,
ХАРАКТЕРИЗУЮЩИЕСЯ ОПРЕДЕЛЕННЫМИ СРЕДНИМИ
СОДЕРЖАНИЯМИ ЛИТИЯ И РУБИДИЯ

Содержания, г/т	Расстояния, м			
	Литий		Рубидий	
	в слюдистых сланцах	в амфиболитах	в слюдистых сланцах	в амфиболитах
100	75	24	89	2
200	48	5	20	0,2
300	31	1,7	10	—
400	27	1,1	6	—

Данные, представленные в таблицах, позволяют сделать следующие выводы:

а. В однородной по составу вмещающей среде, на любом участке ореола средние содержания лития выше, чем рубидия, а последнего выше, чем цезия.

б. На любом участке ореола средние содержания лития и рубидия в слюдистых сланцах значительно выше, чем в амфиболитах.

в. Ореолы характеризуются переменным отрицательным градиентом содержаний редких щелочей. По абсолютной величине градиенты наиболее высоки вблизи пегматитового тела и понижаются с удалением от него.

г. Изменения градиентов содержаний отмеченных элементов в сланцах и амфиболитах с удалением от контакта показывают, что на ближайших к контакту участках ореола градиенты в сланцах превышают таковые в амфиболитах, а далее (15—30 м) имеет место обратное их соотношение. С учетом вывода «б» это характеризует несравненно более широкие возможности рассеяния щелочей в сланцах, чем в амфиболитах.

д. Различия в градиентах содержаний элементов в разных вмещающих породах находят выражение в ширине ореола; первичные ореолы редких щелочей в амфиболитах значительно уже, чем в слюдистых сланцах (см. табл. 4).

е. Первичные ореолы в слюдистых сланцах и амфиболитах существенно различаются по величине разброса содержаний редких щелочей. Величина разброса вычислена графически по диаграмме рис. 16 как площадь поля возможных содержаний на каждом из трех интервалов генерализованного ореола: 2—15 м, 15—30 м и 30—60 м от контакта, отнесенная к длине интервала. Из диаграммы рис. 16 и табл. 5 следует, что в слюдистых сланцах величина разброса содержаний лития в 3,4 раза, а рубидия в 6,5 раз выше, чем в амфиболитах. С удалением от контакта с пегматитом разница в поведении элементов в сланцах и амфиболитах по данному признаку имеет тенденцию к уменьшению. Отклонение от этой тенденции отмечается в ореолах рубидия (8,7/1 на отрезке 30—60 м), очевидно, в связи с весьма низкими содержаниями этого элемента в амфиболитах.

ж. Рассматривая изменения разброса содержаний лития, рубидия и цезия с удалением от контакта с пегматитом (горизонтальные ряды чисел в табл. 5 слева направо), можно заметить существенную разницу в их поведении. Разброс содержаний лития в сланцах сокращается от участка к участку ореола «поэтапно»: вначале (276,1 → 151,3) почти в 2 раза, затем (151,3 → 91,8) в 1,5 раза. В амфиболитах же после первого понижения разброс содержаний лития стабилизируется (39,4 → 37,7). Тот же параметр рубидия в сланцах и амфиболитах непрерывно уменьшается, но не в одинаковом темпе. В сланцах темп снижается (трехкратное уменьшение разброса содержаний

Таблица 5

ОЦЕНКА ПОЛЕЙ РАССЕЙНИЯ РЕДКИХ ЩЕЛОЧЕЙ В РАЗЛИЧНЫХ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОДАХ

Оценочные параметры	По породам	Интервалы сечения генерализованного ореола			
		2-15 м	15-30 м	30-60 м	Ореол в целом (2-60 м)
Величина разброса содержаний редких щелочей в ореолах (в удельном выражении: на 1 м сечения ореола)	Литий				
	В сланцах	276,1	151,3	91,8	141,5
	В амфиболитах	59,5	39,4	37,7	41,2
	Их отношение	$\frac{4,6}{1}$	$\frac{3,8}{1}$	$\frac{2,4}{1}$	$\frac{3,4}{1}$
	Рубидий				
	В сланцах	172,3	59,3	37,3	69,5
	В амфиболитах	25,7	12,3	4,3	10,6
	Их отношение	$\frac{6,7}{1}$	$\frac{4,8}{1}$	$\frac{8,7}{1}$	$\frac{6,5}{1}$
	Цезий				
В сланцах	430,0	181,7	52,7	161,7	
Отношения элементов по разбросу содержаний	Li:Rb:Cs в сланцах	1,6:1:2,5	2,5:1:3,1	2,5:1:1,4	2,0:1:2,4
	Li:Rb в амфиболитах	2,3:1	3,2:1	8,7:1	3,9:1

172,3 → 59,3 сменяется полуторакратным 59,3 → 37,3), а в амфиболитах он повышается (двукратное снижение 25,7 → 12,3 сменяется почти трехкратным 12,3 → 4,3). Аналогичное систематическое снижение разброса содержаний с нарастающим темпом отмечается у цезия в сланцах.

3. Отношение элементов по разбросу их содержаний в сланцах в пределах ореола таково: Cs > Li > Rb, хотя с удалением от контакта цезий и литий меняются местами. В амфиболитах в связи с исключительно низкими содержаниями рубидия, особенно на удалении от контакта, отношение Li/Rb почти в два раза выше, чем в сланцах.

Приведенные материалы позволяют сделать выводы и более общего характера.

1. Плотность и ширина ореола, градиенты содержаний редких щелочей в пределах ореола, разброс их содержаний во вмещающих породах и поведение в ореоле в связи с удалением от контакта пегматитового тела резко различаются в зависимости от состава вмещающих пород.

2. Сопоставление ореолов в слюдястых сланцах и амфиболитах по всем перечисленным характеристикам показывает, что амфиболиты — среда, значительно менее благоприятная для поглощения редких щелочей, чем разнообразные слюдястые сланцы. Геологическим выражением этого свойства является разница в ширине и контрастности первичных ореолов.

Объяснение этих закономерностей следует искать в кристаллохимических особенностях ведущих породообразующих минералов сланцев и амфиболитов — слюд и роговой обманки.

Кристаллохимические особенности слюд и амфиболов, определяющие возможность изоморфного вхождения в них щелочей и летучих

Структура главнейших породообразующих минералов вмещающих пород — слюд и амфиболов — определяет различную возможность вхождения в их состав щелочей и летучих.

Слюды. Общая кристаллохимическая формула слюд может быть представлена в виде: $(K, Rb, Cs)_2(Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Al)_{4-6} \times [(Si, Al)_4O_{10}]_2(OH, F)_4$.

Как известно, в основе структуры слюд лежат плоские пакеты, состоящие из двух непрерывных слоев алюмо-кремнекислородных тетраэдров, обращенных вершинами навстречу друг другу. Оба слоя соединяются катионами октаэдрической координации, окруженными четырьмя ионами кислорода (принадлежащими также и алюмокремнекислородным тетраэдрам) и двумя ионами гидроксила.

Вследствие замены в тетраэдрической группе ионов Si^{4+} на Al^{3+} двухслойные пакеты имеют отрицательный заряд и связываются друг с другом крупными ионами щелочей с координа-

ционным числом 12, располагающимися между плоскими пакетами; при этом ион K^+ может изоморфно замещаться Na^+ , Rb^+ , Cs^+ и др. Вхождение первых двух из них не вызывает отклонений от нормальной структуры слюды, хотя, по данным У. А. Дира и др. (1966), предел вхождения Na^+ в мусковиты несколько выше, чем в биотиты. Появление на месте калия более крупного иона Cs^+ ведет к некоторому расширению кристаллической решетки, что было показано на примере лепидолитов А. И. Гинзбургом и С. И. Берхин (1953).

Литий в структуре биотита занимает место Mg^{2+} и Fe^{2+} и входит в биотит по схеме $2(Mg^{2+}, Fe^{2+})_{VI} \leftarrow Li^+ Al_{VI}^{3+}$. Поскольку в процессе миграции литий неразрывно связан со фтором (Гинзбург, 1957) и, вероятно, переносится в форме алюмофторидных и фторгидроксильных комплексов, указанное замещение сопровождается также замещением $2(Mg, Fe)(OH)_2 \leftarrow LiAlF_4$. Обе эти схемы реализуются в октаэдрическом слое, где миграция атомов облегчается относительно менее прочными (по сравнению с тетраэдрическими слоями) связями. В гидротермальных условиях при высокой активности фтора (перенос Li в форме $Li_2 [SiF_6]$) в биотитах возможны также изоморфные замещения типа $(Mg, Fe)_{VI}^+ Al_{VI}^{3+} \leftarrow Li_{VI}^+ Si_{VI}^{4+}$, а в мусковитах: $Al_{VI}^{3+} 2Al_{IV}^{3+} \leftarrow Li_{VI}^+ 2Si_{IV}^{4+}$ (Гинзбург, 1957). Они имеют большое значение при поздних метасоматических изменениях в пегматитах и осуществляются, например, при замещении литиево-железистых слюд или мусковита лепидолитом. В мусковит без изменения его структуры теоретически может входить ограниченное количество лития — не более 1,0 на элементарную ячейку, или приблизительно 1,8% Li_2O (Гинзбург, 1957). Однако мусковиты слюдястых сланцев низких и средних ступеней регионального метаморфизма обычно содержат переменное количество фенгитового компонента, в связи с чем появляется возможность вхождения в них лития посредством замещения магния и железа.

Таким образом, слюды отличаются высокой изоморфной емкостью в отношении лития, при этом биотит и фенгит способны больше «вбирать» в себя литий, чем мусковит. Слюды также легко принимают в свою структуру рубидий и цезий.

Амфиболы. Общая кристаллохимическая формула амфиболов $(Ca, Na)_{2-3}(Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Al)_5 [(SiAl)_8O_{22}](OH, F)_2$. Согласно Е. Уиттэкеру (Whittaker, 1960) и С. Гоусу (Ghose, 1965), основу структуры амфиболов составляют две sdвоенные цепочки кремнекислородных тетраэдров состава $[Si_4O_{11}]^{6-}$, между которыми находится лента ионов шестерной координации с четырьмя ионами кислорода и двумя $(OH)^-$ в вершинах октаэдрических группировок (рис. 17). Двойные силикатные цепи несколько деформированы. Между «спинками» двойных силикатных цепочек параллельно их удлинению в структуре амфиболов располагаются полые каналы (позиция «А»

с координационным числом 10). В случаях когда требуется сбалансировать избыточный отрицательный заряд, в этой позиции располагаются избыточные против двух крупные катионы Na^+ , K^+ , или Ca^{2+} , подобно межпакетным ионам в слюдах.

По данным тех же исследователей, в структуре амфиболов имеются четыре кристаллографически неэквивалентные позиции M_1 , M_2 , M_3 и M_4 для упорядочения катионов октаэдрической

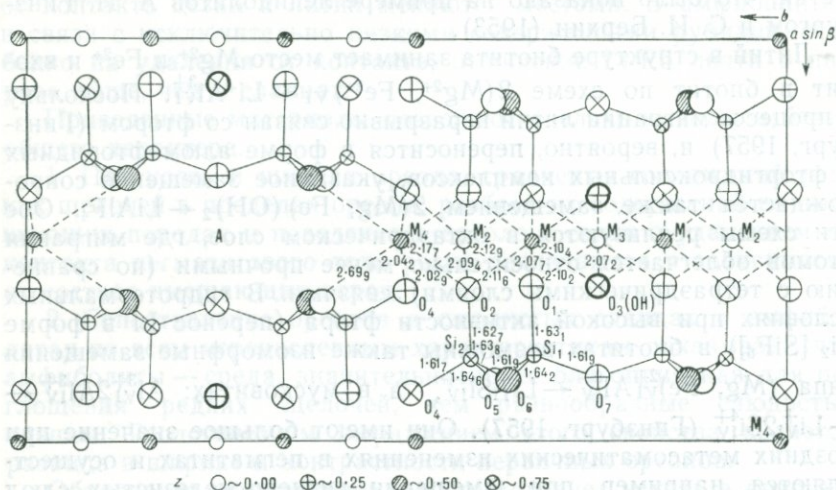


Рис. 17. Кристаллическая структура куммингтонита в проекции на (001); показана номенклатура позиций ионов и расстояния между ионами в разных позициях в А. По С. Гоусу (Ghose, 1965).

M_{1-4} — позиции катионов с координационным числом 6; А — то же с максимальным координационным числом 10

координации. При этом в моноклинных амфиболах основное влияние на плотность упаковки оказывает ион в позиции M_4 , в небольшой степени — ион в соседней позиции M_2 . Ионы в позициях M_1 и M_3 существенного влияния на упаковку не оказывают.

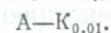
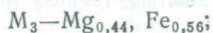
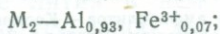
В роговых обманках позиция M_4 имеет сильно искаженную шестерную или восьмерную координацию и занята крупными катионами Ca_{VII}^{2+} или Na_{VII}^+ в связи с чем ионы кислорода смежных тетраэдров отталкиваются от позиции M_4 , и тетраэдры испытывают некоторый поворот, искажающий правильную шестигонную форму ячеек между двумя спаренными цепочками алюмокремнекислородных тетраэдров, с сохранением, однако, симметрии этих ячеек. Соседняя с M_4 позиция M_2 имеет октаэдрическую координацию и занята либо ионами Fe^{2+} и Mg^{2+} либо — в случае, когда в M_4 находится Na^+ — трехвалентными Al^{3+} или Fe^{3+} (Whittaker, 1960).

Немногочисленные аналитические данные свидетельствуют о том, что литий встречается в роговой обманке в ничтожном количестве. Еще менее в нем рубидия и цезия. У. А. Дир и др. (1966) отмечают в некоторых роговых обманках содержания Li 0,010—0,012%. О. Кнорринг и Г. Хорнунг (Knorring, Hornung, 1961) в роговой обманке, ассоциирующей с холмквиститом, установили 0,07% Li. В. В. Гордиенко (1967) также отмечает низкий предел содержаний этого элемента в роговых обманках 0,047%. По данным В. А. Хвостовой и др. (О распределении..., 1973), роговая обманка неизменных амфиболитов характеризуется содержанием Li 0,022% и т. д.

Сопоставление среднего состава роговых обманок из амфиболитов, вычисленного по данным Е. А. Костюк (1970), и состава роговой обманки из работы О. Кнорринга и Г. Хорнунга показывает, что появление примеси лития сопряжено с понижением содержания $Mg^{2+} + Fe^{2+}$ и повышением роли Al_{VI}^{3+} (рис. 18). Отсюда вытекает, что литий, как и в биотитах, входит в октаэдрическую группировку в соответствии со схемой $2(Mg, Fe)^{2+}(OH)_2 \leftarrow (Na, Li)AlF_4$. При этом единственной реальной позицией лития в структуре роговой обманки может быть M_4 , где Li^+ занимает место Na^+ , подобно тому, как это отмечается в арфведсоните (Ghose, 1965). Однако более высокая координация этой позиции (VIII) и малые размеры иона Li^+ не допускают осуществления этого замещения в сколько-нибудь значительных масштабах.

Что же касается Rb^+ и Cs^+ , то в структуре обыкновенных роговых обманок место для размещения этих крупных катионов практически отсутствует, ибо даже размеры полых каналов позиции А оказываются для них недостаточными. Кроме того, эта позиция может иметь как максимум десятичную координацию (Ghose, 1965), и в связи с этим данная кристаллическая решетка является для указанных катионов непомерно жесткой.

Вхождение лития в амфиболиты обусловлено замещением моноклинной роговой обманки ромбическим холмквиститом, причем это замещение начинается неправильными по форме расплывчатыми участками в пределах отдельных зерен роговой обманки (А. И. Гинзбург, И. В. Гинзбург, 1950). Структура холмквистита, имеющего идеальную формулу $Li_2Al_2(Mg, Fe)_3[Si_8O_{22}] \times (OH, F)_2$, расшифрована в трех измерениях (Irusteta, Whittaker, 1975) и характеризуется следующим распределением катионов в решетке:



В ромбических амфиболах позиция M_4 имеет шестерную координацию и ионы Ca^{2+} оказываются слишком крупными, чтобы ее занимать. Весьма ограниченное количество Ca^{2+} может разместиться лишь в вакантной позиции А при условии баланса зарядов за счет соответствующего числа вакансий в позиции M_4 или иных позициях (Whittaker, 1960). Позиция M_4 в холмквистите концентрирует весь литий (от 1,17 до 1,94 Li на элемент).

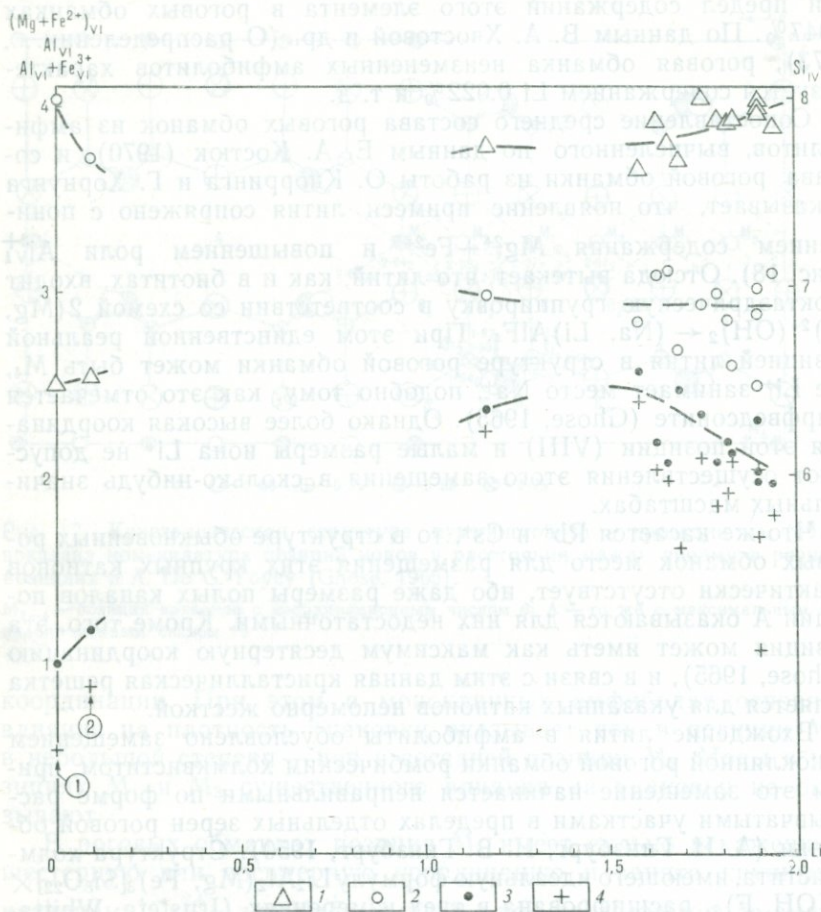


Рис. 18. Изменения содержаний основных петрогенных элементов в роговых обманках и холмквиститах в зависимости от содержания лития (в формульных количествах).

1 — Si_{IV} ; 2 — $(Mg+Fe^{2+})_{VI}$; 3 — $Al_{VI}+Fe^{3+}_{VI}$; 4 — Al_{VI} . Источники информации (цифры в кружках): 1 — средний состав роговых обманок из амфиболитов — Костюк (1970); 2 — роговая обманка, ассоциирующая с холмквиститом — Knörring, Horgnung (1961).

тарную ячейку, или 2,19—3,51 вес. % Li_2O). В соседней позиции M_2 размещается Al^{3+} , что обуславливает компенсацию зарядов.

При развитии холмквистита по роговой обманке замена крупных катионов Ca^{2+} и Na^+ в позиции M_4 на ионы меньших размеров (Li^+) и ионов Fe^{2+} и Mg^{2+} в позиции M_2 также на меньшие по размерам ионы Al^{3+} способствует сжатию решетки и повышению плотности упаковки ионов.

Таким образом, в отличие от слюд, в состав обыкновенной роговой обманки амфиболитов может входить лишь весьма ограниченное количество лития; по отношению к другим редким щелочам она остается инертной. Ассимиляция лития в амфиболитах не происходит по линии изоморфизма, а требует полной перестройки структуры амфибола и интенсивного перемещения вещества. В связи с этим между составами исходной роговой обманки и новообразующегося холмквистита имеет место широкое поле «запрещенных» составов (см. рис. 18).

Высокая изоморфная емкость слюд (особенно биотита) и ничтожная роговой обманки в отношении редких щелочей получает теоретическую интерпретацию в работе В. А. Киркинско-го и А. А. Ярошевского (1967), которые указывают, что энергия деформации, возникающая при геометрическом искажении относительно рыхлой структуры слюд вследствие вхождения ионов иного размера, значительно меньше, чем аналогичный эффект в более плотной структуре роговых обманок. Поскольку ведущим критерием существования изоморфных смесей является минимальное значение свободной энергии системы, изоморфное вхождение указанных выше ионов в решетку слюд энергетически гораздо более выгодно, чем введение их в решетку амфиболов.

Данный эффект подтверждается всем имеющимся аналитическим материалом. Так, в гранитоидах различных регионов мира содержание лития в роговых обманках в 10—30 раз меньше, чем в биотитах (Таусон, 1961). Аналогичные данные приводит Д. Шоу (1969) для гранитоидов Квебека (Канада), с которыми связаны сподуменовые пегматиты. Такая же картина распределения лития наблюдается в биотитах и роговых обманках метаморфических пород, вмещающих поля сподуменовых пегматитов (по данным В. А. Хвостовой и др., О распределении..., 1973). В неизмененных слюdistых сланцах одного из подобных регионов Сибири «первичный» биотит (I генерации) содержит 0,150—0,268% Li, 0,021—0,230% Rb и 0,021—0,166% Cs. «Метасоматический биотит» (II генерации), развивающийся по амфиболитам и слюdistым сланцам, характеризуется резко повышенными содержаниями рубидия и цезия, содержание лития в нем остается приблизительно на том же уровне (0,065—0,300 до 0,430%). Максимум содержания лития в слюдах метаморфических пород данного региона 0,830% (протолитионит), Cs 7,10%. В роговых обманках из амфиболитов содержание лития порядка 0,022—0,082%, рубидия 0,006—

0,134%, цезия 0,002—0,120%. Повышение содержаний редких щелочей отмечается в биотитизированных амфиболитах, что скорее всего обязано микропримеси биотита II.

Состав вмещающих пород как фактор, обуславливающий некоторые особенности состава редкометалльных пегматитов

Неодинаковая способность различных вмещающих пород «усваивать» выносимые из жильной пегматитовой зоны литий, рубидий, цезий в значительной мере зависит от их минерального состава и структурных различий породообразующих минералов. Отчетливо проявленная ограниченность (узость) первичных ореолов редких щелочей в амфиболитах и значительно бóльшая их ширина в слюдястых сланцах объясняется резким различием энергетических эффектов образования ореолов в сопоставляемых породах. В слюдястых сланцах происходит диффузионное рассеяние редких щелочей благодаря их изоморфному вхождению в решетку породообразующих минералов и, кроме того,— метасоматическое развитие новых минералов (или их генераций), отличающихся по структуре и по содержанию щелочных элементов (биотит II, мусковит, редко холмквистит). В амфиболитах же действует лишь второй процесс, более «энергоемкий» и поэтому, очевидно, угасающий на интервале первых метров от контакта, хотя суммарные содержания, например, лития в непосредственном экзоконтакте пегматитовых тел в измененных амфиболитах нередко превышают таковые в слюдястых сланцах.

Другой причиной указанного различия экстенсивных параметров ореолов в сопоставляемых породах является, по-видимому, степень контрастности составов вмещающих пород, с одной стороны, и составов комплексных соединений, в форме которых осуществляется перенос этих элементов при образовании ореолов,— с другой. Предполагается (Беус, Соболев, 1962), что в переносе лития и рубидия при высоких температурах (в надкритических условиях) решающую роль играют частично гидролизированные соединения типа $\text{Li}[\text{Al}(\text{F}, \text{OH})_4]$ и $(\text{K}, \text{Rb}) \times \times [\text{Al}(\text{F}, \text{OH})_4]$, а в переносе цезия, с учетом его геохимической связи с бором — типа $(\text{K}, \text{Cs}) \text{BF}_4$ (Ставров, Хитров, 1962). Попадая в толщу вмещающих пород, эти соединения принимают участие в реакциях замещения, либо просто распадаются с понижением температуры или с изменением рН. Высокоглиноземистые, борсодержащие, насыщенные щелочами слюдястые сланцы являются для них средой, наименее контрастной, благодаря чему в известной мере увеличивается период стабильного их существования и, следовательно, возможность их удаления от источника. Бедные глиноземом и в еще большей мере щелочами амфиболиты, вступая с этими соединениями в хими-

ческое взаимодействие, обеспечивают активный их распад с образованием биотита, холмквистита, турмалина, флюорита и др. Известная тесная ассоциация цезиеносных слюдитов, содержащих флюорит, с существенно турмалиновыми породами в амфиболитах (Гинзбург, Луговской и др., 1972) и является следствием подобного распада комплекса (K, Cs)BF₄.

В том же аспекте могут быть рассмотрены и другие породы, вмещающие редкометалльные пегматиты. Кристаллические известняки не только препятствуют поглощению лития из-за невозможности его изоморфного вхождения в кальцит (Гинзбург, Волженкова и др., 1961). Они разрушают комплексные соединения при первом же соприкосновении с ними (в зоне непосредственного контакта пегматитового тела), связывая фтор во флюорите. Маломощная приальбандовая флюоритовая оторочка «бронирует» жильную полость и, при отсутствии дополнительного трещинообразования, препятствует интенсивному последующему оттоку летучих фтористых соединений во вмещающую толщу, способствуя тем самым сохранению потенциального запаса редких щелочей в пегматитовом теле.

Вероятно, самыми инертными являются кварциты, препятствующие выносу даже небольшого количества рассматриваемых элементов. Однако кварциты обычно встречаются в переслаивании со слюдистыми сланцами, и указанные свойства их в чистом виде чаще всего не проявляются.

В силу того что процесс миграции редких щелочей носит как диффузионный, так и инфильтрационный характер, масштабы его развития в различных породах зависят от их механических свойств и микронеоднородности и, как следствие, неодинаковой их проницаемости для газовых эманаций и гидротермальных растворов. С точки зрения возможностей поглощения породами щелочей различное значение могут иметь массивные амфиболиты и габбро-анортозиты, с одной стороны, и сланцеватые амфиболиты,— с другой; массивные граниты— и гнейсовидные граниты или мигматиты; однородные мраморы— и слоистые кварцсодержащие (песчаные) мраморы и т. д.

Суммируя изложенные представления, можно следующим образом классифицировать породы, вмещающие редкометалльные пегматиты, в соответствии с нарастанием их способности «вбирать в себя» редкие щелочи, выносимые в процессе пегматитообразования или (что то же)— в соответствии с убыванием их способности экранировать эти компоненты и тем самым стимулировать накопление последних в пегматитах (табл. 6). К классам инертных вмещающих пород и инертных в отношении части компонентов, отнесены кварциты, слюдистые кварциты и кристаллические известняки, значение которых рассматривалось выше. Базиты и метабазиты, отнесенные к III классу,— слабо поглощающие— характеризуются специфическим механизмом рассеяния с доминирующей ролью метасоматического

Таблица 6

КЛАССИФИКАЦИЯ ПОРОД, ВМЕЩАЮЩИХ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ ПЕГМАТИТЫ, ПО ОТНОСИТЕЛЬНОЙ СПОСОБНОСТИ ПОГЛОЩАТЬ ЩЕЛОЧИ И НЕКОТОРЫЕ ЛЕТУЧИЕ

Элементы	Вмещающие породы								
	I. Инертные	II. Инертные в отношении части компонентов		III. Слабо поглощающие		IV. Умеренно поглощающие		V. Активно поглощающие	
	кварциты	сланцеватые кварциты	кристаллические известняки	габбро-анортозиты, массивные амфиболиты	сланцеватые амфиболиты	амфиболовые гнейсы	гнейсы, мигматиты, граниты	контактные роговики биотитовые	биотитовые сланцы
K				—————					
Na				—————					
Li				—————					
Rb				—————					
Cs				—————					
F			—————						

Поглощение предполагаемое

Поглощение посредством изоморфного вхождения в структуру породообразующих минералов

Поглощение посредством замещения породообразующих минералов минералами-новообразованиями

Три полосы соответствуют максимальной, две — средней, одна — минимальной потенциальной способности данного типа пород поглощать щелочи и летучие компоненты.

замещения. Класс IV включает умеренно, а класс V — активно поглощающие породы — контактовые роговики и слюдястые сланцы. Увеличение содержания слюд или минералов, легко замещаемых слюдами, повышает способность этих пород вбирать в себя редкие щелочи и летучие компоненты (фтор).

Если на основе этой классификации произвести сопоставление редкометалльных пегматитов, залегающих в различных породах, по содержаниям редких щелочей, то можно подметить следующие закономерности:

а) в пегматитах, залегающих среди вмещающих пород, способных активно поглощать указанные компоненты, обычно наблюдаются наиболее низкие их концентрации;

б) в пегматитах, залегающих в породах, слабо или умеренно поглощающих редкие щелочи, отмечаются значительные и высокие их содержания;

в) в пегматитах, залегающих среди инертных вмещающих пород, возможны как максимально высокие, так и низкие концентрации этих компонентов. По-видимому, в подобной обстановке экранирования летучих компонентов обеспечивается миграция их в пределах отдельных тел и жильной серии в целом и, следовательно, максимальное проявление автономного развития пегматитового процесса.

В известной мере аналогичные закономерности отражает и поведение петрогенных щелочных элементов в пегматитовом процессе. Миграция и концентрация натрия находят свое выражение в масштабах развития альбита, нередко представленного несколькими генерациями. Во вмещающих карбонатных породах или кварцитах натрий не рассеивается, а в породах других классов рассеивается слабо. Отчасти это обусловлено, видимо, тем, что многие комплексные соединения, содержащие натрий (в отличие от калийсодержащих), слабо растворимы, а иногда вообще нерастворимы. Возможность широкого развития в пегматитах альбита, обычно замещающего калиевый полевой шпат, а также другие минералы (сподумен, петалит и др.), реализуется при условии выноса из сферы реакции калия и лития. Вынос их в боковые породы облегчается в случае, если последние представлены слюдястыми сланцами или роговиками с андалузитом, кордиеритом, гранатом, ставролитом, а также амфиболитами, что и подтверждается массой примеров нахождения существенно альбитовых («альбитизированных») пегматитов в подобных породах.

Карбонатные вмещающие породы способствуют повышению активности углекислоты в пегматитовых расплавах-растворах, а это в свою очередь стимулирует резкое понижение растворимости соединений кальция и натрия, а вероятно также и лития, и выпадение их в составе кристаллических фаз уже на ранних стадиях формирования пегматита (Burnham, 1967; Базаров, 1975; и др.). Возможно, именно этими обстоятельствами

объясняется нахождение необычного плагиоклаз-микроклин-сподуменового типа пегматитов без альбита в кристаллических известняках (Гинзбург, Волженкова и др., 1961).

Из сказанного выше следует, что принцип «чем меньше поглощение данного компонента во вмещающих породах, тем больше возможность его накопления в пегматите» действителен для широкого круга вмещающих пород. Нарушение или искажение его имеет место в инертных породах, способствующих автономному развитию пегматитового процесса, а также в случаях ярко выраженного воздействия тектонических факторов на этот процесс.

Однако рассмотренные выше различия вмещающих пород по их способности к поглощению и рассеянию редких щелочей в принципе сохраняют свое значение и применительно к большинству других редких элементов, типоморфных для пегматитов. Так, хорошо известно, что изоморфная емкость биотита при высоких температурах по отношению, например, к танталу и ниобию или к олову — в соответствии с общепринятыми схемами типа $(Mg, Fe)^{2+}Ti^{4+} \leftarrow Li^+(Nb, Ta)^{5+}$ или $(Mg, Fe)^{2+}Fe^{3+} \leftarrow Li^+Sn^{4+}$ (в пределах октаэдрического слоя структуры слюд) — несравнимо выше, чем у амфиболов или пироксенов. Кроме того, вынос этих элементов-комплексобразователей (равно как и бериллия) из пегматитов во вмещающие породы также осуществляется преимущественно в форме фторидных (гидроксофторидных) комплексов, устойчивости и распад которых, естественно, регулируются теми же факторами.

При попадании пегматитовой системы в основные породы действует сформулированный Д. С. Коржинским принцип взаимодействия оснований, согласно которому повышение суммарной концентрации оснований приводит к резкому возрастанию валовых коэффициентов активности сильных щелочей (как в расплавах, так и в растворах). В данной ситуации повышение щелочности системы затрудняет образование ацидофильных фторидных комплексов, и, следовательно, препятствует выносу редких элементов из пегматитов. Кроме того, высокое содержание извести в основных породах должно непосредственно стимулировать распад фторидных комплексов вследствие тенденции фтора связываться с кальцием, с образованием флюорита в непосредственном экзоконтакте пегматитовых тел. Наконец, в высокомагнезиальных породах типа амфиболитов следует ожидать, что магний, стремясь к образованию собственных прочных комплексных соединений со фтором, будет вытеснять из фторидных комплексов центральные ионы, представленные другими комплексобразователями (Al, B, Be, Ta, Sn и др.). Это в свою очередь должно приводить к повышению концентрации последних в пегматитах, особенно в пределах эндоконтактных зон пегматитовых тел. Тот же эффект может быть вызван и распадом фторидных комплексов вследствие скачко-

образного повышения рН растворов на контакте пегматитов с основными породами.

В силу перечисленных причин основные породы (в частности, амфиболиты) способствуют обогащению залегающих среди них редкометалльных пегматитов не только редкими щелочами, но и танталом, оловом, в меньшей степени бериллием (Гинзбург и др., 1975). Интересно, что в узких экзоконтактных ореолах пегматитов выносимые из них ниобий и тантал обычно связываются с окислами титана (ильменитом и рутилом), присутствующими во вмещающих породах, с образованием минералов ряда ильменорутил—струверит.

Теплофизические свойства вмещающих пород

Кристаллизация пегматитовых расплавов и образование жильных тел сопровождаются отдачей тепла во вмещающие породы, продолжающейся вплоть до наступления состояния теплового равновесия и выравнивания температур двух сред. Исходя из принципа фациального соответствия пегматитов и метаморфизма вмещающих пород, рассмотренного в главе IV, это выравнивание достигается достаточно быстро — возможно, еще до кристаллизации расплава и не позднее чем на ранних стадиях его кристаллизации. Во всяком случае, сопоставительные оценки температур кристаллизации пегматитов и метаморфизма амфиболитовой фации приводят к заключению, что по меньшей мере уже формирование зон блокового пегматита в дифференцированных пегматитовых телах протекает при температурах, близко соответствующих температурам метаморфизма вмещающих пород.

Время существования и величина температурного градиента, первоначально возникающего на границах жильной полости, зависят от возможного режима и механизма теплообмена. Теплоперенос может осуществляться как кондуктивным способом, так и посредством удаления из расплава теплоемких флюидных фаз, прежде всего водной фазы. Кроме того, существенную роль в теплопередаче с помощью летучих компонентов могут играть мобилизация и миграция в температурном поле поровых растворов вмещающих пород. При кондуктивном теплопереносе факторами интенсивности теплообмена являются, как известно, разность температур расплава и окружающей среды и теплопроводность вмещающих пород. Роль первого из них максимальна в начале процесса остывания, в дальнейшем она снижается как вследствие постепенного выравнивания температур расплава и вмещающих пород (или внешних зон пегматитовых тел) в ходе кристаллизации, так и вследствие накопления летучих в остаточных порциях расплава, повышения теплоемкости всей системы и уменьшения теплоотдачи во вмещающие породы (Schrgöcke, 1971). Поскольку, однако, первоначальная

разность температур расплава и окружающей среды является величиной фиксированной, то для конкретного пегматитового поля, а тем более для ограниченного его участка ведущую роль в качестве регулятора теплообмена (при кондуктивном механизме последнего) играет теплопроводность вмещающих пород, зависящая в свою очередь от температуры.

Главным фактором интенсивности теплопереноса с участием летучих служит разность давлений летучих (воды) в расплаве и во вмещающих породах (Ногі, 1963, 1964). Этот механизм теплопереноса является значительно более эффективным, чем кондуктивный; выравнивание температур с его помощью происходит значительно быстрее (по крайней мере, на три порядка), чем при кондуктивном теплопереносе (Ногі, 1964). Однако на ранних стадиях становления пегматитовых тел механизм теплопереноса при участии летучих, вероятно, играет незначительную роль, поскольку, как уже упоминалось, в это время кристаллизуются относительно бедные водой внешние зоны пегматитовых тел, т. е. разность давлений воды в расплаве и во вмещающих породах минимальна. Далее, в ходе развития пегматитового процесса и кристаллизации водонасыщенного расплава роль летучих в тепло- и массообмене должна быстро возрастать; по-видимому, уже на стадии формирования блокового пегматита и затем до завершения процесса именно летучие служат основными агентами тепло- и массообмена пегматитов с вмещающими породами.

Ниже рассматриваются основные геологические закономерности развития процессов простого кондуктивного теплообмена пегматитов с окружающей средой, роль которого наиболее существенна на ранних стадиях пегматитового процесса. При этом следует иметь в виду, что смена механизма теплообмена, имеющая место в ходе пегматитового процесса, и повышение активности летучих в этом механизме принципиально не меняют выявленных закономерностей. Теплоперенос с участием летучих, постепенно сменяющий кондуктивный теплоперенос в ходе развития пегматитового процесса, протекает в том же направлении, только еще более энергично, и приводит по существу к тем же следствиям, только значительно быстрее. Интересно, что одни и те же конкретные особенности состава, структуры и текстуры (включая степень механической анизотропии) вмещающих пород, равно как и особенности локальной геологической структуры, как правило, благоприятствуют, либо, наоборот, препятствуют процессам теплообмена, совершающимся посредством обоих указанных механизмов.

Значение теплопроводности внешней среды при кондуктивном теплопереносе рассмотрено на примере разнообразных тепловых моделей остывающих магматических тел П. Нитше (P. Nitsche, 1964 г.), В. Н. Шараповым и В. Г. Меламедом (1966 г.), А. Н. Дударевым с соавторами (1972 г.), а для гидро-

термальных жил — В. Д. Пампурой и В. Н. Кочергиным (1965 г.). Их исследованиями показано, что различная по отношению к остывающему расплаву теплопроводность вмещающих пород существенно влияет на величину температурного градиента, возникшего на его контактах, и, следовательно, на скорость теплоотдачи (темп остывания). Это подтверждается экспериментами с использованием одновременно двух неоднозначных по составу и теплопроводности пород (В. Д. Пампура, В. Н. Кочергин, 1965 г.). Расчеты теплового режима формирования зональных пегматитовых тел (Никаноров, 1971), использующие опыт исследования процессов затвердевания металлургических сплавов, показывают, что темп остывания расплава находит отражение в структуре продуктов его кристаллизации. По-видимому, влияние теплопроводности вмещающих пород на формирование пегматитов должно сказываться прежде всего на характере внутреннего строения пегматитовых тел и особенно на структуре пород эндоконтактных зон.

Теплопроводность вмещающих пород является сложной функцией прежде всего их минерального состава, структуры и пористости. По величине теплопроводности порообразующие минералы могут быть расположены в следующий ряд (в скобках — значения коэффициента теплопроводности, $\frac{\text{кал}}{\text{см} \cdot \text{с} \cdot ^\circ\text{C}}$): полевые шпаты (4,3—5,6) — серпентин (5,9—7,2) — роговая обманка (6,5) — кальцит (7,7—9,5) — диопсид (10,8) — энстатит (11,8) — кварц (выше 15,1)¹. В том же порядке, но с более широкими колебаниями коэффициента теплопроводности располагается большинство анхимономинеральных пород. Позиция пород более сложного состава в этом ряду удовлетворительно увязывается с содержанием соответствующих порообразующих минералов. Максимальная теплофизическая анизотропия присуща мусковиту ($12,0 \perp C$; $2,0 \parallel C$) и кварцу ($15,1 \perp C$; $25, \parallel C$) и, следовательно, кварцево-слюдяным кристаллическим сланцам, поскольку в направлении, параллельном сланцеватости, в этих породах и кварц, и слюды ориентированы векторами наибольшей теплопроводности, а в направлении, нормальном к сланцеватости, — векторами наименьшей теплопроводности.

Для сопоставления пород по теплофизическим свойствам удобно воспользоваться удельным тепловым сопротивлением — величиной, обратной коэффициенту теплопроводности. Диаграмма рис. 19 показывает, что с ростом температуры тепловое сопротивление большинства пород повышается (теплопроводность падает), а диапазон значений удельного теплового

¹ Оценки коэффициента теплопроводности минералов заимствованы из работ: Справочник физических констант ..., 1969; Кобранова, 1962; Birch, Clark, 1940; Horai, Simmons, 1967.

сопротивления сужается. Породы неодинакового состава характеризуются различными градиентами теплового сопротивления по температуре: анортозиты — отрицательным; габброиды — близким к нулю и небольшим положительным; карбонатные (кальцитовые) породы — максимальным и положительным; гранитоиды, гипербазиты, кварциты и др. — промежуточным и также

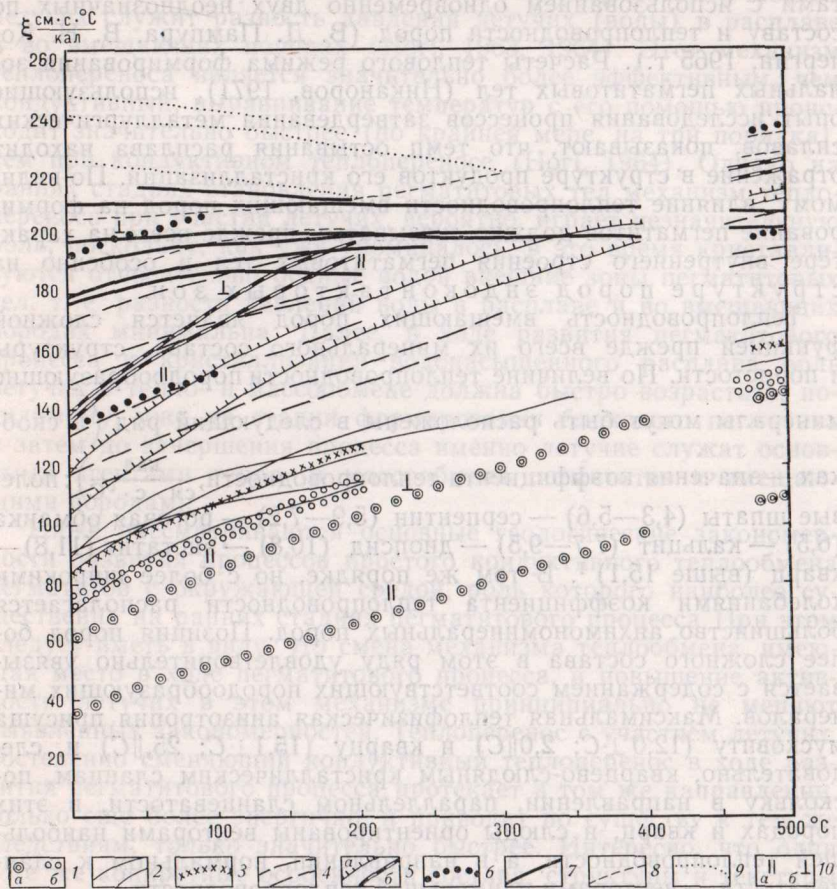


Рис. 19. Зависимость удельного теплового сопротивления от температуры. По Берчу и Кларку (Birch, Clark, 1940).

Кривые значений удельного теплового сопротивления: 1 — а — кварца, б — песчаников; 2 — гипербазитов; 3 — доломитов; 4 — гранитоидов; 5 — а — кальцита, б — кристаллических известняков; б — гнейсов; 7 — основных пород; 8 — альбитов и сиенитов; 9 — анортозитов; 10 — значения удельного теплового сопротивления: а — в направлении, параллельном оси *С* минералов или сланцеватости пород, б — в направлении, перпендикулярном к оси *С* минералов или сланцеватости пород. Вдоль ординаты 500°С — значения удельного теплового сопротивления, полученные путем экстраполяции кривых

положительным градиентом. В связи с этим понижение температуры вмещающих пород, представленных, например, анорто-

зитами, сопряжено с понижением их теплопроводности, в габброидах (и амфиболитах) — с сохранением ее почти без изменений, в гранитоидах (вероятно, также в аплитах) — с повышением теплопроводности и т. д.

Диаграмма (см. рис. 19) позволяет сопоставить породы по признаку их теплового сопротивления (или теплопроводности) в интервале температур, близком к условиям образования пегматитов. Из нее следует, что ряд кварциты—гипербазиты—гранитоиды—кристаллические известняки при любых температурах соответствует повышению теплового сопротивления (понижению теплопроводности). Наиболее теплоупорными породами являются гнейсы и, по-видимому, кристаллические сланцы при направлении теплового потока нормально к сланцеватости. С повышением температуры теплопроводность габброидов и гнейсов (если тепловой поток параллелен сланцеватости последних) сближается, а кристаллические известняки становятся менее теплопроводными, чем основные породы, и т. д.

В итоге вмещающие породы пегматитовых месторождений по признаку нарастания удельного теплового сопротивления (понижения теплопроводности) при температуре около 500°C (примерно отвечающей началу амфиболитовой фации метаморфизма) выстраиваются в следующий ряд (в скобках — экстраполированные значения удельного теплового сопротивления, $\frac{\text{см} \cdot \text{с} \cdot ^\circ\text{C}}{\text{кал}}$): кварциты (менее 155) — гипербазиты и доломитовые мраморы (155—170) — граниты (190—200) — анортозиты, габброиды (амфиболиты), диориты, гранодиориты, а также гнейсы и кристаллические сланцы для секущих пегматитовых тел (200—210) — кристаллические известняки (210—220) — гнейсы для согласных пегматитовых тел (более 220).

Из вышесказанного можно сделать следующие выводы.

1. Пегматиты, залегающие согласно в кварц-слюдистых породах — гнейсах или сланцах, должны по многим особенностям отличаться от пегматитов, секущих эти породы (справедливость указанного положения сохраняется и для другого механизма теплоотдачи — с участием летучих).

Различия во внутреннем строении и минеральном составе пегматитовых жил выполнения в зависимости от их ориентировки относительно слоистости и сланцеватости вмещающих плагиогнейсов (биотитовых, кианит-гранат-биотитовых и др.) рассматриваются в работах Г. Г. Родионова (1956) и С. И. Макиевского (1962) и легко интерпретируются как следствие неодинаково интенсивной теплоотдачи во вмещающие породы — менее теплопроводные (и менее проницаемые) в направлении, поперечном к сланцеватости (случай согласных тел), и существенно более теплопроводные (и более водопроницаемые) в направлении по сланцеватости (случай секущих тел).

а. Присущие согласным жилам явления переработки вмещающих пород и ксенолитов с образованием «гибридных» пегматитов с характерными ксеногенными минералами являются результатом замедленной теплоотдачи и образования некоторого застоя тепла в согласных жильных полостях в начальный период формирования пегматитовых тел. Застой тепла нашел выражение и в относительно слабой дифференциации согласных пегматитовых жил, и в широком развитии относительно высокотемпературных (плагноклазовых) разновидностей пегматитов.

б. Для многочисленных согласных тел, формирование которых на ранних этапах сопровождалось ассимиляцией кристаллических сланцев, биотит — главный минерал, фиксирующий железо и магний, — оказывается нехарактерным. Этот факт свидетельствует также о том, что на ранних этапах кристаллизации летучие компоненты не фиксировались и, следовательно, сохранялись в расплаве, обеспечивая миграцию вещества в верхние горизонты жильных полостей.

в. В секущих пегматитовых телах слабое проявление ассимиляции, отчетливо выраженная дифференцированность, микроклин-плагноклазовый состав и постоянное присутствие биотита свидетельствуют о четко выраженной теплоотдаче, стимулирующей кристаллизацию, появление графических разностей пегматита, раннюю фиксацию части летучих и заимствованных компонентов вмещающих пород (биотит).

Косвенным отражением неодинакового режима теплообмена и роли летучих компонентов при формировании согласных и секущих пегматитовых тел является, по-видимому, и различная их мусковитоносность, предпочтительная ассоциация мусковита с плагноклазом в согласных телах и с биотитом в секущих, значительная мощность ореолов мусковитизации и биотитизации вмещающих пород в экзоконтактных согласных жил и малая их мощность либо отсутствие — у секущих и т. д. (Макневский, 1962).

2. Структура эндоконтактных зон пегматитовых жил — наиболее чувствительный индикатор различного режима теплового взаимодействия пегматитовых расплавов с вмещающими породами. В этой связи интересны наблюдения А. С. Никанорова и И. И. Михайлова (Геологические факторы контроля... , 1972), характеризующие развитие поперечностолбчатых (крустификационноподобных) структур пегматита в эндоконтактах пегматитовых жил, залегающих в разных породах. Как подчеркивают названные исследователи, наибольшая мощность зон столбчатой структуры имеет место в случаях контактов с массивными амфиболитами, тогда как «большинство слюдяносных и керамических пегматитов, заключенных в различного рода гнейсах, обнаруживают весьма небольшую мощность приконтактной породы столбчатой структуры». В согласии с мнением этих исследователей можно полагать, что, подобно анало-

гичному эффекту при металлургических плавках, столбчатые структуры возникают при наличии относительно небольшого температурного градиента между расплавом и вмещающей средой и сравнительно спокойном росте кристаллов в краевой зоне пегматитовых тел (при участии водной фазы). Вероятно, теплофизически анизотропные гнейсы не обеспечивают стабилизации температурного градиента на необходимом уровне, тогда как слабопроницаемые массивные основные породы, теплопроводность которых к тому же постоянна при различных температурах, такой способностью обладают.

К числу явлений, отображающих режим кристаллизации пегматита в соприкосновении с различными вмещающими породами, относятся широко распространенные эндоконтактные зоны пегматита аплитовидной структуры, которые не без основания рассматриваются как «зоны закалки» и свидетельствуют о существовании перепада температуры на контакте исходного пегматитового расплава с вмещающей породой (Ферсман, 1940; Внутреннее строение..., 1951; и др.). В этой связи интересно замечание А. А. Беуса (1950) о том, что в пегматитах Туркестанского хребта «наиболее мощные аплитовидные зоны, измеряемые метрами, связаны с секущими жилами в сланцах», т. е. соответствуют обстановке максимальной теплопроводности вмещающей толщи.

3. Теплопроводность вмещающих пород, предопределяющая режим теплового взаимодействия, косвенно влияет и на общий характер дифференциации пегматитовых тел «по вертикали», т. е. в пределах жильной серии. На ранней стадии пегматитового процесса скорость теплоотдачи из жильной полости в значительной мере обуславливается величиной теплопроводности вмещающей среды. В дальнейшем теплоотвод осуществляется через породу эндоконта, имеющую гранитный состав и теплопроводность при высоких температурах низкую, но постепенно повышающуюся с падением температуры. При этом для каждого нового температурного уровня скорость теплоотвода регулируется соотношением величин теплопроводности эндоконтактной и вмещающей пород. В зависимости от состава и теплофизических свойств вмещающей породы (при условии спокойного тектонического режима) теплоотвод, вначале заторможенный, может осуществляться далее в несколько ускоренном, либо, наоборот, замедленном темпе, или может стабилизироваться в некотором промежуточном диапазоне. Относительно ускоренная теплоотдача ведет к образованию однородных, а чаще слабо дифференцированных пегматитовых тел. Замедленный теплоотвод на ранних этапах становления пегматитового тела способствует более длительному сохранению теплового потенциала и жидкого состояния остаточной порции пегматитового расплава, развитию массопереноса по восстанию жильной полости

и проявлению дифференциации пегматитовых расплавов и растворов в направлении вдоль полости или всей жильной серии. Стабилизация скорости теплоотдачи в некотором промежуточном диапазоне имеет следствием отчетливо выраженную дифференциацию пегматитовых тел в поперечном направлении, т. е. ведет к формированию типичных симметрично-зональных жил с широким развитием пегматитов графической, блоковой структуры и кварцевых ядер, но с менее растянутой дифференциацией вещества по восстанию, чем в предыдущем случае.

Таким образом, от теплового баланса в известной мере зависит степень «автономности» эволюции пегматитового процесса. В условиях теплового экранирования со стороны относительно малотеплопроводных и слабопроницаемых вмещающих пород эта «автономия» (т. е. видимое отсутствие какого-либо постоянства строения и состава пегматитовых тел при одинаковом их залегании в одних и тех же вмещающих породах) проявляется наиболее ярко. Обстановке, характеризующейся относительно активным теплообменом, наоборот, более свойственно, в конечном итоге, сонахождение пегматитовых тел с определенным минеральным составом и типом внутреннего строения, с одной стороны, и вмещающих пород, отличающихся определенным составом и ориентировкой вектора теплофизической анизотропии, с другой.

Выводы

1. Процесс становления пегматитовых тел, каков бы ни был его механизм, всегда испытывает воздействие среды, в которой он протекает. Наиболее эффективными свойствами вмещающих пород, накладывающими отпечаток на эволюцию пегматитового процесса, являются физико-механические и теплофизические, а также минеральный и химический состав пород. Физико-механические свойства влияют главным образом на распределение пегматитового вещества, размеры и форму тел, характер их залегания и т. д. Эти же свойства — косвенно, а теплофизические свойства и состав пород — непосредственно влияют на теплосодержание, интенсивность массообмена, длительность кристаллизации, на структуры минеральных агрегатов и степень дифференцированности пегматитов. Совместное действие перечисленных свойств среды в сочетании с геолого-структурными факторами определяет литологический контроль размещения пегматитов.

2. Одним из эффектов литологического контроля является прямая зависимость минерального состава пегматитов от состава пород вмещающей толщи, выражающаяся в частичном наследовании состава вмещающих пород и появлении в пегматитах минералов, свойственных этим породам. Как установлено,

распространенность и интенсивность этих явлений меняются в соответствии с условиями глубинности пегматитообразования: они широко проявлены в наиболее глубоких пегматитах древнейших платформ, значительно менее — в полях мусковитовых пегматитов больших глубин и имеют ограниченное распространение в редкометалльных пегматитах умеренных глубин. Эти данные согласуются с преимущественным развитием пегматитовых тел замещения в древнейших и наиболее глубоко метаморфизованных толщах, где наследование состава исходных пород достигает наибольшей выразительности.

3. Пегматитовые расплавы, заполняющие определенные трещины, как всякие магмогенные образования, с падением температуры проявляют тенденцию к автономной дифференциации и последовательной кристаллизации. Вмещающие породы в той или иной степени влияют на ход этих процессов. Это влияние ничтожно для пегматитов камерного типа, залгающих в материнских гранитах и составляющих естественное продолжение эволюции гранитного расплава; в любой же другой обстановке оно сказывается. Для конкретизации этого вопроса сопоставим две приведенные выше классификации вмещающих пород: по относительной способности их поглощать щелочи и летучие компоненты и по величине удельного теплового сопротивления при 500°C (табл. 7).

Если исключить из рассмотрения крайние классы пород (I и V; 1; 5 и 6), то в породах остальных трех классов как по одному, так и по другому признаку устанавливается отчетливое соответствие. Кристаллические известняки (класс II) оказываются инертными (в смысле усвоения лишь части выносимых компонентов) и относительно малотеплопроводными (класс 2); граниты — умеренно рассеивающими и относительно высокотеплопроводными породами. Промежуточное значение по обоим признакам имеют базиты и metabазиты. Гнейсы находятся в смежных классах (IV и 3). Отмеченные породы, очевидно, должны единообразно воздействовать как на тепловой запас, так и на вещественные ресурсы находящегося среди них пегматитового расплава на протяжении всей эволюции последнего. Кристаллические известняки должны способствовать сохранению тепловой энергии и вещества пегматитовых расплавов и, следовательно, содействовать «автономной» дифференциации летучих компонентов в пегматитовой полости или жильной серии; граниты — способствовать рассеянию тепловой энергии и вещества жильных пегматитов, обеспечивая частичную сепарацию редких элементов и летучих соединений, и тем самым сокращать возможности «автономного» развития процесса; базиты и metabазиты как вмещающие породы должны в этом смысле занимать некоторое промежуточное положение.

Вмещающие породы, принадлежащие к различным подразделениям сопоставляемых классификаций, требуют особого

Таблица 7

СОПОСТАВЛЕНИЕ КЛАССИФИКАЦИИ ПОРОД,
ВМЕЩАЮЩИХ ПЕГМАТИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

По относительной способности рассеивать редкие щелочи и летучие			По величине удельного теплового сопротивления при 500° С		
Класс	Классификационная характеристика	Породы	Породы	Удельное теплое сопротивление, см·с·°С/кал	Класс
I	Инертные	Кварциты			
			Гнейсы и кристаллические сланцы в направлении ⊥ сланцеватости	Более 220	1
II	Инертные в отношении выносимых компонентов	Слюдистые кварциты, кристаллические известняки	Кристаллические известняки	210—220	2
III	Слабо поглощающие	Метагабброиды, амфиболиты	Анортозиты, габброиды, амфиболиты, гнейсы в направлении сланцеватости	200—210	3
IV	Умеренно поглощающие	Амфиболовые и биотитовые гнейсы, мигматиты, граниты	Граниты	190—200	4
			Гипербазиты	155—170	5
			Кварциты	Менее 155	6
V	Активно поглощающие	Слюдистые сланцы, контактовые роговики			

внимания. Кристаллические сланцы — породы, активно поглощающие летучие компоненты и щелочи (класс V, см. табл. 7), и гнейсы — породы, умеренно их поглощающие (класс IV), являются в то же время (если принимать во внимание согласные жилы) наименее теплопроводными породами (класс I). Можно предполагать, что те и другие способствуют «автономной» эволюции пегматитовых расплавов на ранних стадиях развития процесса, когда ведущая роль принадлежит теплообмену, но не благоприятствуют накоплению в пегматитах щелочных и летучих компонентов, которые активизируются на поздних (постмагматических) стадиях процесса.

4. Реальным воплощением влияния теплофизических свойств и состава вмещающих пород на ход и результаты пегматитового процесса и оценкой этого влияния может, вероятно, служить характер вертикальной и, по-видимому, горизонтальной зональности пегматитовых полей и, в частности, степень территориальной разобщенности парагенетических минеральных ассоциаций, индицирующих отдельные стадии пегматитового процесса. В средах, обеспечивающих активный тепло- и массообмен, эти ассоциации должны быть территориально сближены вплоть до нахождения в едином теле, тогда как в средах инертных — пространственно разобщены на большие расстояния по восстанию или простираннию пегматитового поля. Можно ожидать, что во вмещающих породах, активных в отношении тепло- и массообмена, мы чаще встретим в пределах единой жилы или в сечении жильной серии весь или почти весь комплекс упомянутых парагенетических минеральных ассоциаций, тогда как в породах, малотеплопроводных и не обеспечивающих массообмена, в пределах данного горизонтального сечения пегматитового поля будут доминировать пегматиты однородной и однотипной минеральной конституции.

5. Нельзя забывать, что воздействие вмещающих пород на эволюцию пегматитовых расплавов и растворов осуществляется на фоне определенной геологической структуры поля и месторождения и в конкретных условиях температуры и давления (глубинности). Изменение этих условий неизбежно влечет за собой перемены в наборе и активности литологических факторов.

МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ ПЕГМАТИТОВЫХ ТЕЛ

Механизм формирования пегматитовых тел представляет собой самостоятельную проблему геологии пегматитов, охватывающую как вопросы, связанные с объяснением происхождения пространства, занятого пегматитовыми телами, так и вопросы, касающиеся способов раскрытия трещин, ими выполняемых, а также эволюции морфологии тел в процессе их становления. Вопросы эти в целом еще слабо разработаны, и на пути их решения возникают многочисленные трудности, связанные с отсутствием однозначных критериев, позволяющих судить о способе образования тел, и с наличием лишь незначительного количества исследований, посвященных рассмотрению морфологических особенностей пегматитов с позиции истории формирования структуры месторождений. Поэтому достоверность сделанных нами выводов для различных рассматриваемых ниже случаев неравнозначна.

Проблема пространства

Формирование жильных пегматитовых тел сопряжено с развитием трещиноватости во вмещающих породах и с явлениями растяжения, которые делают эти зоны трещиноватости доступными для проникновения в них вещества, впоследствии образующего пегматит. В обстановке больших глубин и высоких температур и, соответственно, повышенной пластичности метаморфических толщ в целом раскрытие трещин минимально, в связи с чем данные зоны трещиноватости становятся преимущественно коллекторами только метаморфогенных растворов. Привносимые этими растворами компоненты (щелочи, кремнезем и др.) при взаимодействии с вмещающими гнейсами, амфиболитами и пр. образуют обособления крупных метакристаллов плагиноклаза, в меньшей степени кварца, которые, по видимому, вследствие собирательной перекристаллизации и последующей микроклинизации превращаются в пегматитоподобную породу. Такие тела широко известны в метаморфических толщах древних щитов и подробно охарактеризованы во многих работах (Ramberg, 1956; Беломорский комплекс..., 1962; Велюславинский и др., 1963; Геологические факторы контрроля..., 1972), где они именуются метаморфогенными и метасоматическими пегматитами. С точки зрения проблемы прост-

ранства доказано, что они образуются на месте ранее существовавших метаморфических пород, частично за счет их материала, и могут рассматриваться как пегматитовые тела замещения.

Пегматиты, замещающие большие объемы метаморфической толщи и образующие по существу целые массивы, распространены в Мамско-Чуйской провинции, где с ними связаны месторождения крупнолистового мусковита. Пегматиты, находящиеся на месте бывших кристаллических сланцев и гнейсов, представлены преимущественно мелко- и среднезернистыми гранитоподобными разновидностями с унаследованными элементами минерального состава исходных пород и гнейсовидной текстурой, с постепенным переходом в скиалиты и неизменные гнейсы, сохраняющиеся как останцы первичной метаморфической толщи. Несмотря на все эти явления пегматиты в целом характеризуются относительно высокой степенью гомогенности состава по сравнению с комплексом переслаивания разнообразных метаморфических пород. Это позволяет допускать, что в их становлении существенную роль играли процессы типа магматического замещения (Коржинский, 1952). Характеристика одного из таких пегматитовых массивов приведена ранее (см. в главе V).

Однако большинство пегматитов, встречающихся в природе, особенно в формациях слюдоносных и редкометальных пегматитов, представляют жильные тела в выполнении, геологическая позиция которых, их контуры, взаимоотношения с вмещающими породами и другие признаки свидетельствуют о раздвигании стенок некоторой первичной трещины и заполнении образующегося таким образом пространства пегматитовым материалом.

В отдельных провинциях, особенно слюдоносных, жилы замещения и выполнения нередко встречаются совместно, представляя подчас разные ступени сложного процесса формирования пегматитов в целом. В связи с этим возникает необходимость определить критерии, на основании которых можно распознавать пегматиты, различающиеся по типу заполнения пространства, и конкретные признаки тел замещения и выполнения. Этот вопрос имеет и практическое значение. Опыт советских и зарубежных исследований свидетельствует, что если пегматитовое тело образовалось путем заполнения некоторой «полости», то распределение рудных компонентов в нем зависит в первую очередь от морфологии и мощности этой «полости», наличия изгибов или раздувов жильного тела, к которым обычно приурочены наиболее богатые рудные участки. Если же пегматиты образовались вследствие «переработки» вмещающих пород, то распределение полезных компонентов в пегматитовом теле следует рассматривать в связи с различиями состава замещенных пород.

Критерии различия жил замещения и выполнения. Сводка данных по этому вопросу, опубликованная ранее (Тимофеев, 1960), теперь может быть расширена. Существуют две группы критериев определения способа образования жильных тел: геолого-структурные, которые объединяют пространственные взаимоотношения жил с вмещающими породами, особенности морфологии жил и положение включений боковых пород в жильном теле, и минералого-петрографические, привлекающие в качестве таких признаков экзоконтактные изменения вмещающих пород, характер эндоконтактных зон пегматитов и их внутреннее строение. Ниже рассматриваются критерии различия жил замещения и выполнения с попыткой оценить их значимость.

1. Пересечение пегматитовой жилой более древней дайки или иного структурного элемента вмещающих пород. Данный критерий был предложен Г. Гудспидом (Goodspeed, 1940) для случаев косо-го пересечения более древней дайки либо иного плоскостного элемента во вмещающей толще пегматитовой жилой. Если последняя является жилой выполнения, то разобщенные части более древней дайки (пласта и т. п.) оказываются смещенными одна относительно другой в направлении, нормальном к стенкам жильной трещины, и на расстояние, определяемое мощностью жильного тела (рис. 20, а); если же жила образовалась вследствие замещения, то разобщенные части более древней дайки или пласта располагаются строго одна на продолжении другой (рис. 20, б).

Данный критерий неоднозначен в силу следующих обстоятельств.

1а. Соотношение разобщенных элементов, представленное на рис. 20, а, может возникнуть и в результате замещения вдоль системы параллельных трещин, если ему предшествовало или сопутствовало смещение этих элементов (рис. 20, в).

1б. Соотношение, отличающее жилу замещения (см. рис. 20, б), справедливо в случае, когда вмещающие породы представлены массивными, механически изотропными породами. В слоистой, резко анизотропной среде, каковой является, в частности, любая метаморфическая толща, относительное взаимное перемещение разорванных блоков в силу разложения тектонических нагрузок должно соответствовать плоскостям напластования или сланцеватости этих пород. В данной среде эффект, представленный на рис. 20, б, в равной мере может иметь место и в жилах замещения, и в жилах выполнения.

2. Косое пересечение пегматитовой жилой нескольких разноориентированных даек или иных структурных элементов вмещающей толщи (Ramberg, 1956; Kretz, 1968).

2а. Разобщенные части обоих элементов структуры вмещающих пород не располагаются на одной прямой (рис. 21, а, б) —

разъединяющая их пегматитовая жила является телом выполнения.

26. На одной прямой (одна на продолжении другой) располагаются части только одного из двух элементов структуры толщи (рис. 21, *в*) — пегматитовое тело относится к жилам выполнения. Раздвигание стенок трещины имело место по линии, лежащей в плоскости упомянутого структурного элемента.

В обоих случаях (а и б) истинное направление и амплитуда раздвигания стенок жилво вмещающей трещины могут быть определены с использованием методов геометрии недр, если известна ориентировка жилы и элементов структуры вмещающих пород.



Рис. 20. Варианты косою пересечения пегматитовой жилы более древней дайкой. По Г. Гудспиду (Goodspeed, 1940).

а — косою пересечение с явлениями раздвигания стенок трещины и заполнения полости пегматитовым материалом; *б* — косою пересечение без явления раздвигания стенок трещины с образованием пегматитовой жилы замещения; *в* — косою пересечение, сопровождающееся смещением по допегматитовому нарушению, с образованием жилы замещения

Рис. 21. Различные варианты косою пересечения двух разноориентированных структурных элементов вмещающей толщи пегматитовой жилы.

1 и 2 — структурные элементы вмещающей толщи; 3 — пегматитовая жила замещения; 4 — пегматитовая жила выполнения; 5 — следы замещенных пород в пегматите; 6 — допегматитовое нарушение

2в. Разобщенные жилы части обоих элементов структуры вмещающей толщи остаются одна на продолжении другой (рис. 21, *г*) — жила относится к типу тел замещения (Ramberg, 1956).

Критерии, отмеченные в случаях *а* и *б*, не являются вполне однозначными поскольку аналогичные соотношения в принципе могут быть получены при образовании жил замещения, если замещению предшествовало или сопутствовало смещение маркирующих структурных элементов толщи (рис. 21, *д*).

3. Пересечение пегматитовой жилы каких-либо включений в боковых породах. Б. Кинг (King, 1948), рассматривая пересечения аплитовыми жилами неправильных по форме или изометричных включений основных пород

в гранито-гнейсах района Ози в Нигерии, высказал следующие предположения:

За. Если жила образуется как результат выполнения расширяющейся трещины, разобщенные части включений на линии ее контактов должны иметь одинаковую ширину и располагаться на одинаковых интервалах друг от друга (рис. 22, б).

Зб. Если же ширина включений и интервалы между ними на противоположных контактах жилы оказываются различными

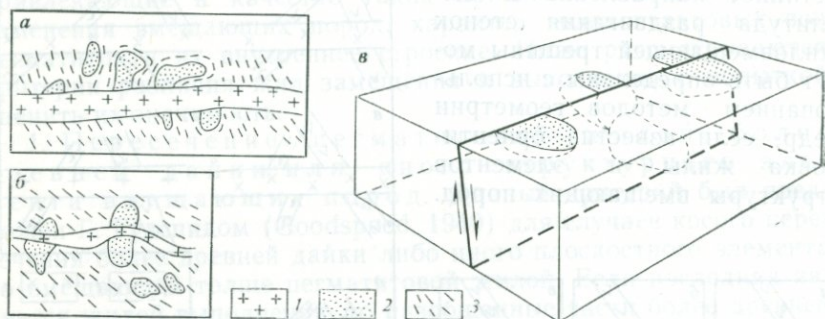


Рис. 22. Пересечение аплитовыми жилами ксенолитов основных пород в гранито-гнейсах.

a и *б* — различная ширина ксенолитов и интервалов между ними на противоположных контактах аплитовых жил свидетельствует об образовании аплита путем замещения участка вмещающих пород. По Б. Кингу (King, 1948). *в* — блок-диаграмма, характеризующая роль доаплитового смещения ксенолитов. По А. Уэллсу и А. Бишопу (Wells, Bishop, 1954).

1 — аплит, 2 — ксенолиты основных пород, 3 — гранито-гнейс

или часть включения по одну сторону жилы вообще отсутствует, данную жилу можно рассматривать как тело замещения (рис. 22, *a*).

Предложенные критерии неоднозначны. Оспаривая их, А. Уэллс и А. Бишоп (Wells, Bishop, 1954) считают, что, поскольку включения имеют форму, близкую к изометричной, то даже небольшое смещение вдоль первичной трещины типа сброса или взброса может привести к несоответствию границ включений и интервалов между ними на поверхности обнажения либо сместить их вообще ниже или выше поверхности среза. Если стенки нарушения впоследствии разойдутся и между ними образуется аплитовая жила выполнения, наблюдаемые соотношения приведут, в согласии со случаем б, к ложному заключению.

Возможность такого рода смещений вытекает из наблюдений разнонаправленного подгибания сланцеватых вмещающих пород у контактов секущих пегматитовых жил, выполняющих первичные трещины скалывания (Chapman, 1941; Chadwick, 1958). Продольные (вдоль трещины) смещения блоков, разобщенных пегматитовым телом, возможны и в процессе раскрытия

жировмещающей трещины (см. пункт 6). В силу той же изометричности включений критерий За легче реализуется применительно к жилам малой мощности. При значительной мощности жил выполнения случай соответствия размеров включений и интервалов между ними по обоим контактам жилы является, строго говоря, единственным из бесконечного множества случаев несоответствия, обусловленных произвольной ориентиров-

Рис. 23. Схема строения плитообразной пегматовой жилы, пересекающей грубографический пегматит и образовавшейся в результате раздвигания стенок трещины. Рисунок Г. В. Иванова.

Пегматит: 1 — грубографической структуры, 2 — тонкографической структуры, 3 — мелкозернистый; 4 — кварц; 5 — различно ориентированные лейсты биотита

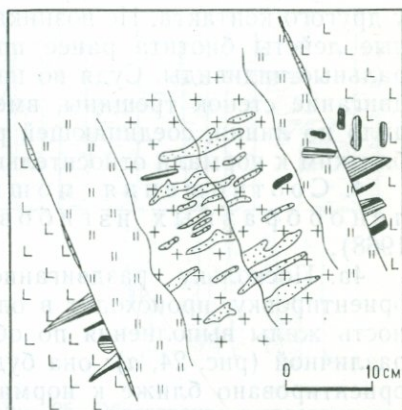
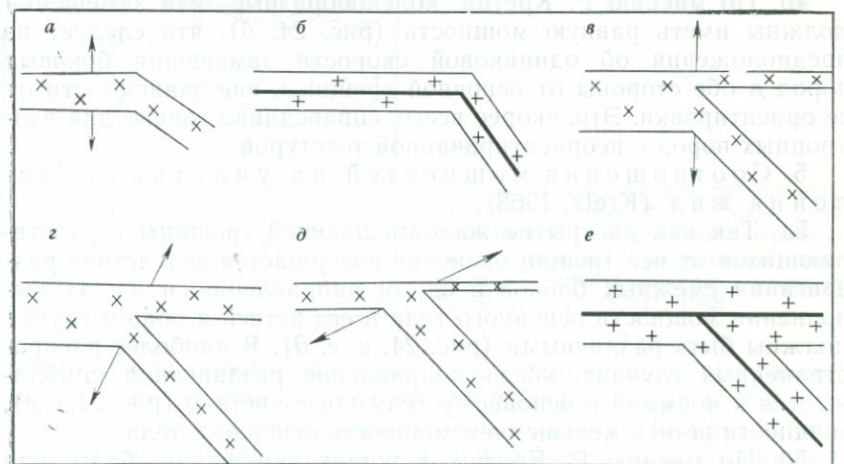


Рис. 24. Соотношение мощностей на участке коленообразного изгиба пегматовой жилы выполнения (а) и замещения вдоль трещины (б); на участках ветвления жил выполнения (в, г, д) и замещения вдоль трещины (е). По Р. Кретцу (Kretz, 1968)



кой поверхности среза и несовпадением ее с истинным направлением раздвигания стенок трещины.

Столь редкий случай наблюдался на одном из объектов Мамского слюдоносного района. В мощной пегматовой жиле (рис. 23), сложенной грубографическим пегматитом с крупными

различно ориентированными лейстами биотита, параллельно ее простиранию залегает другая пегматитовая жила, имеющая с первой резкие плоские контакты и сложенная пегматитом тонкографической и мелкозернистой структуры. Эта жила пересекает и лейсты биотита (играющие роль «включений»), причем ориентировка разобщенных частей лейст, прилегающих к ее контактам, попарно тождественна, а расстояния между лейстами у одного контакта равновелики расстояниям между ними у другого контакта. Не возникает сомнения, что ныне разобщенные лейсты биотита ранее представляли собой единые минеральные индивиды. Судя по наблюдаемому их положению, раздвижение стенок трещины, вставившей вторую жилу, происходило по линии, соединяющей разорванные части лейст, и было близким к нормали относительно контактов.

4. Соотношения мощностей на участках коленообразных изгибов пегматитовых жил (Kretz, 1968).

4а. Поскольку раздвижение стенок трещины, меняющей ориентировку, происходит в одном направлении, видимая мощность жилы выполнения по обе стороны от ее перегиба будет различной (рис. 24, а): она будет больше в том колене, которое ориентировано ближе к нормали к линии раздвига. Равенство мощностей в обоих коленах возможно лишь в единственном случае, когда раздвижение осуществляется параллельно биссектрисе угла изгиба жилы.

4б. По мнению Р. Кретца, коленообразные тела замещения должны иметь равную мощность (рис. 24, б), что следует из предположения об одинаковой скорости замещения боковых пород в обе стороны от основной трещины, вне зависимости от ее ориентировки. Это, скорее всего, справедливо только для изотропных пород с неориентированной текстурой.

5. Соотношения мощностей на участках ветвления жил (Kretz, 1968).

5а. Так как раскрытие жиловмещающей трещины и ответвляющихся от нее трещин оперения совершается вследствие раздвижения смежных блоков в одном направлении, в жилах выполнения мощности основного тела и его ветвей в общем случае должны быть различными (рис. 24, в, г, д). В наиболее распространенных случаях, когда направление раздвижения приближается к нормали к основному телу или его ветвям (рис. 24, в, г), мощности ветвей меньше, чем мощность основного тела.

5б. По мнению Р. Кретца, в жилах замещения, благодаря равенству скорости замещения в обе стороны от подводящих трещин, основная жила и ее ветви должны иметь одинаковую мощность (рис. 24, е). Более вероятно, по-видимому, постоянная мощность жилы замещения на прямолинейном участке ее сечения (при постоянстве состава вмещающих пород) и произвольное значение мощности боковой ветви.

6. Перегородки и «заусенцы» вмещающих пород в пегматитовой жиле — как признак выполнения (Ramberg, 1956; Kretz, 1968; Горлов, 1973; Геологические факторы контроля..., 1972). Раскрытие параллельных кулисообразно расположенных трещин в направлении, нормальном их плоскости, сопровождающееся заполнением их пегматитовым расплавом, ведет к разрастанию жильных полостей не

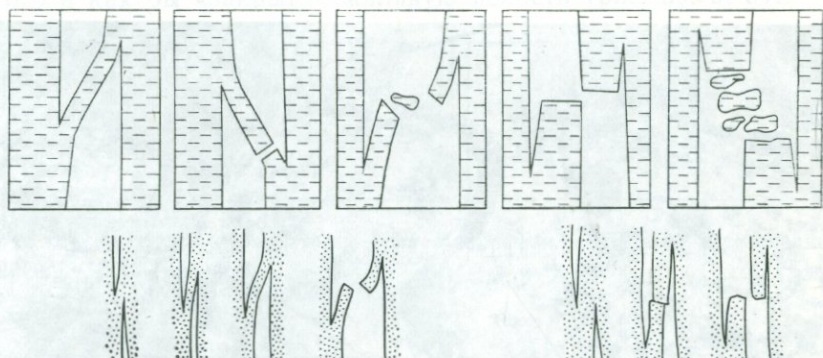


Рис. 25. Образование поперечных перегородок и «заусенцев» в жилах выполнения. По Н. В. Горлову (1973)

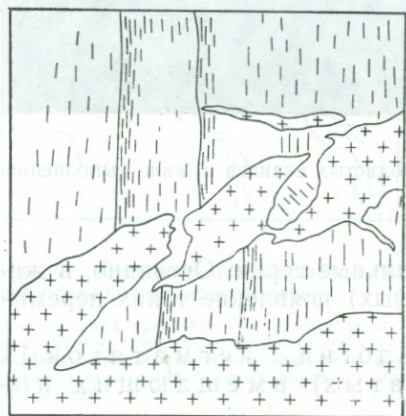


Рис. 26. Кулисообразно расположенные линзовидные пегматитовые тела выполнения, разделенные перегородками (сплошной и разорванной) вмещающих кристаллических сланцев. По Р. Кретцу (Kretz, 1968)

только по мощности, но и по простиранию (или восстанию, рис. 25 и 26). В связи с этим возможно образование жил, заходящих одна за другую. С увеличением мощности жил разделяющая их полоса вмещающих пород изгибается и превращается в перегородку, располагающуюся диагонально относительно общего простирания жил.

В случаях когда направление раздвига имеет значительную продольную составляющую (не перпендикулярно к стенкам трещины), а вмещающие породы относительно пластичны, возможен S-образный изгиб перегородки с уменьшением ее мощности

в средней части (Ramberg, 1956; Горлов, 1973; рис. 27). В относительно хрупких породах перемычка при достижении критического напряжения разрывается и происходит объединение пегматитовых тел в одно. При этом сохранившиеся части перемычки предоставляют собой «заусенцы» (сужающиеся выступы вмещающих пород в пегматитовом теле) или ксенолиты. Подобные образования распространены в пегматитовых телах,

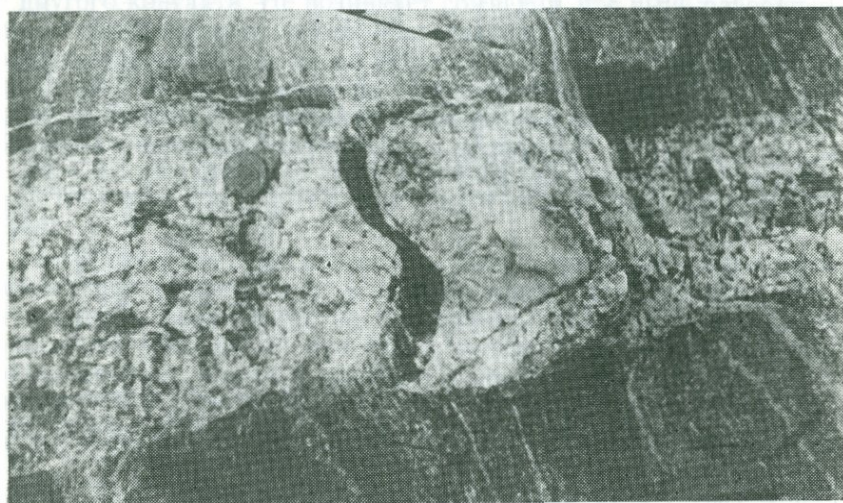


Рис. 27. S-образный изгиб перемычки слюдястых сланцев в жиле выполнения. По Г. Рамбергу (Ramberg, 1956)

образующих субпараллельные жильные серии. Очевидно, в жилах замещения (особенно в мощных) появление таких перемычек невозможно.

7. Особенности морфологии пегматитовых тел в слоистых (сланцеватых) вмещающих породах.

7а. Раскрытие трещин, совпадающих с поверхностями напластования вмещающих пород (расслаивание последних), ведет к формированию согласных линзовидных, седловидных (в замках складок) и плитообразных пегматитовых тел, сама форма которых и характер выклинивания свидетельствуют о принадлежности их к телам выполнения (рис. 28).

7б. Резкие ступенчатые контакты секущих пегматитовых даек также типичны для тел выполнения. Ступенчатая форма контакта жилы в однородных массивных породах обусловлена конфигурацией первичной жиловмещающей трещины, часто выполнением двух систем трещин — скалывания и отрыва, прелом-

лением трещин при переходе из пород относительно более хрупких в более пластичные.

7в. В случаях раскрытия искривленных трещин и заполнения их пегматитовым материалом, помимо эффекта, отмеченного в п. 4а, нередко наблюдается тождество обеих контактовых поверхностей, которое позволяет при мысленном сближении стенок жилы вложить выступы одного контакта во впадины другого и как бы «закрыть» жильную полость (рис. 29, а, б).

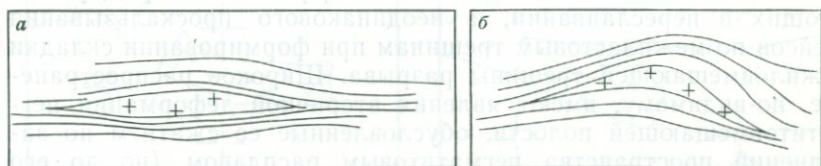


Рис. 28. Согласные пегматитовые тела выполнения в полостях расслаивания пород:

а — линзовидное, б — седловидное

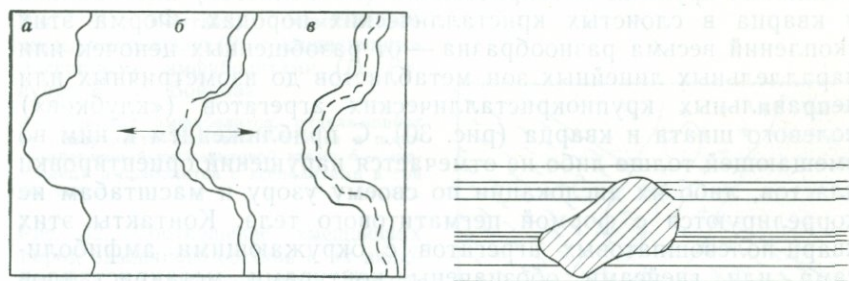


Рис. 29. Конфигурация контактов пегматитовых жил, различающихся по способу заполнения пространства:

а — исходная трещина; б — пегматитовая жила с тождественными, но непараллельными контактами — результат раздвигания стенок трещины (стрелками показано направление раздвигания); в — пегматитовая жила с параллельными контактами — результат равномерного замещения боковых пород по обе стороны от первичной трещины. По Б. Кингу (King, 1948)

Рис. 30. Соотношения пегматитового тела замещения со слоистой вмещающей толщей (схема). По Р. Кретцу (Kretz, 1968)

С другой стороны, среди многочисленных даек аплитов и пегматитов, залегающих в архейских гранито-гнейсах Нигерии, Б. Кингом (King, 1948) обнаружены аплитовые жилы, мощность которых остается постоянной, несмотря на искривления жильного тела (рис. 29, в). Б. Кинг считает их следствием равномерного замещения гранито-гнейсов в обе стороны от первичной трещины (см. пункт 4). «Закрытие» трещины посредством совмещения контактов в этом случае неосуществимо.

Диагностика жил выполнения и замещения указанным путем возможна лишь для маломощных жил. Чем больше мощность жилы, тем больше сказывается малейшее расхождение между ориентировкой линии раздвигания и плоскости среза, на которой ведутся наблюдения (см. 3б). Как показал Г. Г. Родионов (1956), в поперечно секущих пегматитовых жилах залегающих в замках антиклинальных складок тождество противоположных контактов жильного тела может отсутствовать в силу различия механических свойств метаморфических пород, участвующих в переслаивании, и неодинакового проскальзывания гнейсов по межпластовым трещинам при формировании складки и жиловмещающей трещины разрыва. Широкое распространение, по-видимому, имеют явления вторичной деформации пегматитовмещающей полости, обусловленные ее сжатием по заполнении пространства пегматитовым расплавом (но до его кристаллизации) и т. д. Во всех перечисленных случаях в качестве признака жил выполнения выступает не тождество, а скорее подобие противоположных контактов.

7г. Представителями пегматитовых тел замещения являются скопления крупных метакристаллов (метабластов) плагиоклаза и кварца в слоистых кристаллических породах. Форма этих скоплений весьма разнообразна — от разобценных цепочек или параллельных линейных зон метабластов до изометричных или неправильных крупнокристаллических агрегатов («клубков») полевого шпата и кварца (рис. 30). С приближением к ним во вмещающей толще либо не отмечается нарушений ориентировки пластов, либо их дислокации по своему узору и масштабам не коррелируются с формой пегматитового тела. Контакты этих кварц-полевошпатовых агрегатов с окружающими амфиболитами или гнейсами обозначены контурами метакристаллов плагиоклаза, «врастающих» в боковые породы, и, следовательно, никакого подобия форм противоположных контактов не наблюдается.

8. Положение, форма и состав фрагментов пород вмещающей толщи в пегматитовом теле. Раскрытие одиночных трещин с неровной поверхностью либо систем сближенных субпараллельных трещин и зон повышенной разноориентированной трещиноватости, особенно при наличии продольных составляющих перемещения разорванных блоков пород, обеспечивает возможность появления фрагментов (отторженцев, ксенолитов) вмещающей толщи в пегматитовых телах выполнения. Плотность кристаллических пород больше, чем пегматитового расплава, поэтому фрагменты легко отделяются от массы боковой породы (рис. 31). Поскольку в процессе расширения полости заполняющий ее пегматитовый расплав перемещается, включения боковых пород могут быть увлечены им и смещены вдоль жильного тела на большее или меньшее расстояние от места их первоначального нахождения

(рис. 31, б). Часты повороты ксенолитов, тем более выраженные, чем меньше масса ксенолита и чем дальше он находится от контакта пегматитового тела.

В жилах, заместивших некоторый объем вмещающей толщи, фрагменты последней представляют собой останцы, сохранившиеся в процессе переработки исходных пород. Слагающая их порода находится на месте своего первоначального залегания.

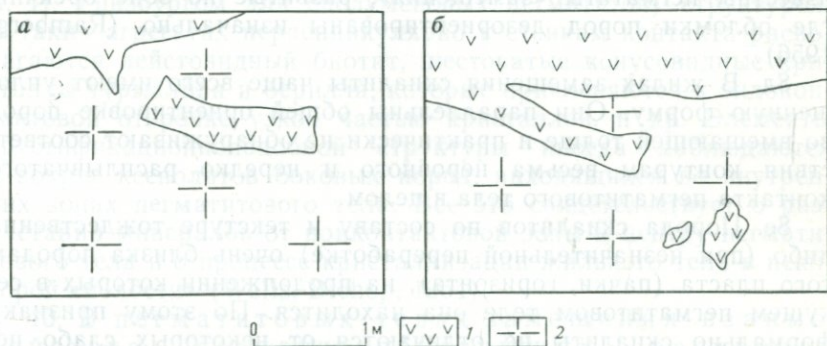
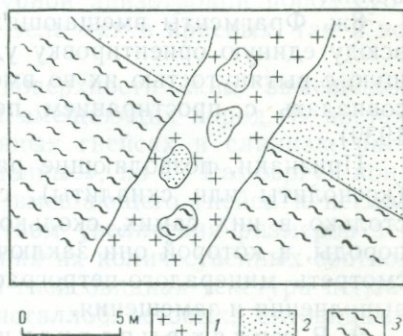


Рис. 31. Контакты пегматитовой жилы выполнения (2) с вмещающими массивными амфиболитами (1). Рисунки Ю. И. Бойцова.

а — ксенолит амфиболитов, отделившийся от поверхности висячего контакта в пологозалегающей пегматитовой жиле; б — «заусенец» амфиболитов с ксенолитами в той же жиле

Рис. 32. Соотношение вмещающих пород различного состава и их включений в пегматитовой жиле. Некоторые включения кварцита находятся в пегматите на продолжении иной боковой породы. По Р. Чадвику (Chadwick, 1958).



1 — пегматит; 2 — кварцит; 3 — сланец

ния. Поэтому данные образования не могут называться ксенолитами и удовлетворяют термину «скиалит» (Coodspeed, 1948).

Из сказанного вытекают следующие частные признаки жил выполнения (8а—8г) и замещения (8д—8ж).

8а. Угловатая форма фрагментов вмещающих пород в пегматите.

8б. В непосредственном соседстве с поверхностью основного контакта жилы форма фрагментов вмещающей толщи со стороны, обращенной к контакту с боковой породой, такова, что посредством мысленного «сближения» можно совместить данный ксенолит с соответствующей впадиной контактовой поверхности.

8в. В пегматитовых телах, секущих пласты различных по составу метаморфических пород, возможно нахождение на продолжении пласта данной породы ксенолитов иных пород (рис. 32; Chadwick, 1958).

8г. Изменение ориентировки ксенолитов, особенно в случаях, когда они представлены породами с ориентированными текстурами. Данный признак не вполне однозначен, поскольку известны пегматиты «замещения», развитые по зоне брекчий, где обломки пород дезориентированы изначально (Ramberg, 1956).

8д. В жилах замещения скиалиты чаще всего имеют уплощенную форму. Они параллельны общей ориентировке пород во вмещающей толще и практически не обнаруживают соответствия контурам весьма неровного и нередко расплывчатого контакта пегматитового тела в целом.

8е. Порода скиалитов по составу и текстуре тождественна либо (при незначительной переработке) очень близка породам того пласта (пачки, горизонта), на продолжении которых в секущем пегматитовом теле она находится. По этому признаку формально скиалиты не отличаются от некоторых слабо перемещенных ксенолитов. В ряде случаев при условии интенсивной фельдшпатизации скиалиты приобретают «теневой» облик.

8ж. Фрагменты вмещающих пород в пегматитах сохраняют всюду единую ориентировку удлинённых минералов, совпадающую с вытянутостью их во вмещающих породах и могущую не совпадать с простиранием пегматитового тела (Заварицкий, 1939).

Признаки, позволяющие расшифровать природу включений (ксенолиты или скиалиты), следует, по-видимому, искать не столько в них самих, сколько в характеристике пегматитовой породы, в которой они заключены. В связи с этим важно рассмотреть минералого-петрографические критерии различия тел выполнения и замещения.

9. В жилах выполнения взаимодействие с вмещающими породами осуществляется через контактовую поверхность. Поэтому результаты этого взаимодействия сказываются на характеристиках поверхности контакта и приконтактной зоны пегматитового тела.

9а. Пегматитам, образовавшимся посредством заполнения полостей, свойственны резкие, четкие контакты с вмещающими породами.

9б. В жилах выполнения эндоконтактные зоны (в тех случаях, когда они не изменены процессами замещения) отличаются меньшим размером выделений породообразующих минералов по сравнению с внутренними зонами пегматитового тела, гипидиоморфнозернистой (гранитовой) или аплитовидной структурой. Этот же признак характеризует тонкие прожилки, отде-

ляющие ксенолиты вмещающих пород от основного контакта, а также маломощные ветви и апофизы пегматитовых тел.

9в. Кварц-полевошпатовые агрегаты внутренних зон, примыкающие к мелкозернистой эндоконтактной зоне или непосредственно к контактовой поверхности, характеризуются поперечно-столбчатой (термин А. С. Никанорова), крустификационноподобной (термин М. Е. Салье), директивной (термин, введенный А. И. Гинзбургом для сподуменовых пегматитов) структурой. В таких агрегатах перпендикулярно к стенкам контакта располагаются лейстовидный биотит, шестоватые конусовидные кристаллы турмалина и берилла, которые причленяются к эндоконтактной оторочке узкой частью кристаллов, и др. Элементы крустификационноподобной структуры иногда наблюдаются и вокруг ксенолитов боковых пород, находящихся во внутренних зонах пегматитового тела. Все это свидетельствует о разрастании минералов от приконтактной зоны к центру пегматитового тела и о процессе кристаллизации жильного тела в некоторой «полости» (Wells, Birchop, 1954).

10. В пегматитовых телах замещения взаимодействие пегматитообразующих растворов с вмещающими породами имело место при образовании любого участка тела, что сказывается в наследовании структурно-текстурной анизотропии пород субстрата в строении пегматитового тела как в краевых, так и во внутренних его частях.

10а. Характер контактовой поверхности жил замещения неодинаков и зависит от состава вмещающих пород. В жилах замещения, залегающих в слюдяных гнейсах и сланцах, распространены нечеткие («диффузионные», по Г. Рамбергу) контакты, постепенные переходы от вмещающего гнейса к пегматиту, осуществляющиеся посредством увеличения размеров зерен главных минералов и изменения их количественных соотношений; устойчива унаследованная гнейсовидная текстура пегматита с широким развитием кристаллобластовых, ситовидных и гелицитовых структур, субпараллельно ориентированных минералов-реликтов метаморфических пород и фрагментов последних (скиалитов).

Наследование текстур замещенных пород особенно четко проявлено на примерах секущих пегматитовых тел. Г. Гудспид (Goodspeed, 1940) в пегматитовых телах, секущих сланцеватость гранито-гнейсов, отмечает присутствие многочисленных чешуек биотита, ориентированных, тем не менее, параллельно ей. При изучении архейских пегматитов Западной Гренландии, секущих слоистые гнейсы, Г. Рамберг (Ramberg, 1956) наблюдал, как некоторые пласты гнейсов в полностью переработанном виде как бы продолжают через все пегматитовое тело. На рис. 33 изображены metablastы полевого шпата, пересекающие контакт гнейса и пегматита.

106. Особенностью многих жил замещения, залегающих в мигматитах, гранито-гнейсах, амфиболитах, является метабластический тип пород, сохраняющийся в пределах всего пегматитового тела. Контакты последнего являются резкими, но крайне неровными, будучи обусловлены контурами полевошпатовых метакристаллов. Гнейсовидная текстура в таких телах проявляется лишь местами, причем маркирующие ее реликтовые

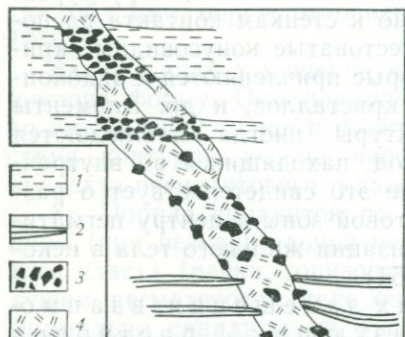
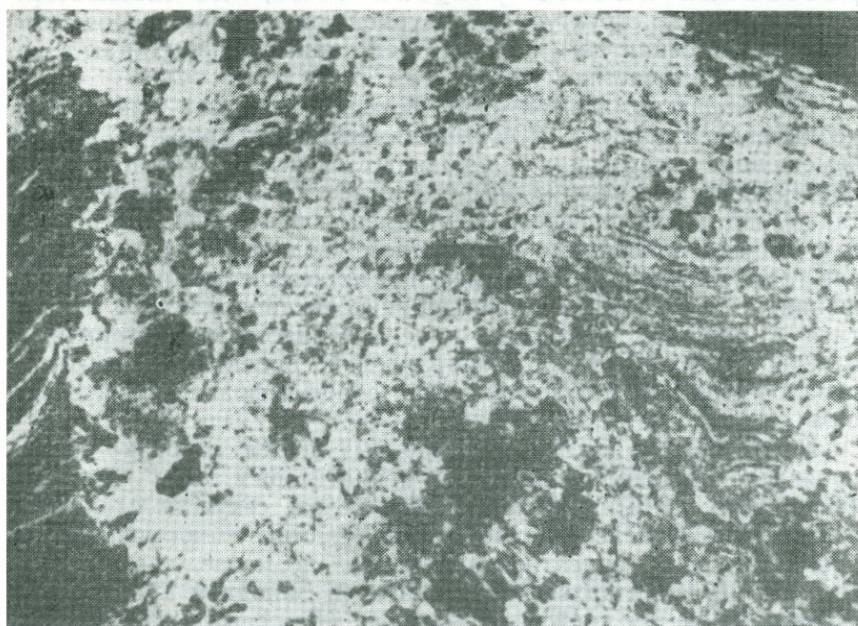


Рис. 33. Секущая пегматитовая жила замещения в слоистом гнейсе. По Г. Рамбергу (Ramberg, 1956).

1 — пласты гнейсов, богатых слюдой; 2 — пласты амфиболитов; 3 — наиболее крупные кристаллы полевого шпата; 4 — пегматит

Рис. 34. Пегматитовое тело замещения со скиалитами гнейсов. По Г. Рамбергу (Ramberg, 1956)



минералы вмещающих пород, как и скиалиты, сильно деформированы и образуют микроскладки (рис. 34). Микроскладки аналогичного облика развиты и в экзоконтактах пегматитовых тел

замещения. Локальный характер этих дислокаций позволяет связывать их появление с кристаллизационным давлением растущих метабластов полевого шпата в процессе формирования пегматита.

Таким образом, существенных различий в структурно-текстурном облике эндоконтактных и примыкающих к ним внутренних частей пегматитового тела замещения не наблюдается. Маломощные ответвления («апофизы») жил замещения или участки жил между основным контактом и скиалитами по структуре и составу также практически тождественны породе тела замещения (см. 96).

10в. Наследование свойств вмещающих пород в пегматитовых телах замещения выражено в появлении в них минералов и минеральных ассоциаций, свойственных замещенным породам субстрата. В телах выполнения подобные минералы также распространены, но их локализация ограничена эндоконтактовыми зонами. Г. Рамберг, суммируя наблюдения над архейскими пегматитами Западной Гренландии, где жилы замещения широко распространены, отмечает, что именно в графитосодержащих сланцах встречаются пегматиты с крупночешуйчатым графитом; в кордиерит-гранатовых гнейсах обычны пегматиты, богатые кордиеритом и гранатом; силлиманит отмечается в пегматитах, залегающих в силлиманитсодержащих гранулитах; диопсид, скаполит, роговая обманка и сфен — постоянные минералы пегматитов, встречающихся в мраморах, а среди битовнит-кварц-биотитовых гнейсов встречаются пегматиты с битовнитом, лабрадором и т. д. (Ramberg, 1956).

Итак, существует большое количество критериев, признаков и приемов, которые, несмотря на известную ограниченность каждого из них и многообразие природных объектов, позволяют при использовании этих критериев в совокупности с большой степенью достоверности решить вопрос, образовалось ли данное пегматитовое тело вследствие раздвигания стенок трещин и заполнения некоторого «освобождающегося» пространства или же оно обязано процессам интенсивной переработки какой-то иной ранее залегавшей на его месте породы.

Следует только указать, что во многих пегматитовых полях тела замещения и выполнения встречаются совместно, причем первые чаще всего бывают более ранними образованиями, чем вторые. Об этом свидетельствуют пересечения одних другими, наблюдавшиеся в Мамско-Чуйской и Кольско-Карельской слюдоносных провинциях (Никаноров, 1960, 1969). Более того, известны случаи, когда в пределах единого пегматитового тела сложного строения одни участки характеризуются признаками тел замещения, другие же обнаруживают свойства, присущие жилам выполнения.

Примеры сонахождения пегматитов замещения и выполнения в одном теле отмечались А. А. Беусом (1950) в Туркестанском

хребте, И. Н. Тимофеевым (1958, 1960) и С. К. Фирисановым (1975) в пегматитах Мамско-Чуйской провинции, Ю. Е. Рыцком (1962) и С. И. Макиевским (1962) в пегматитах Северо-Западного Беломорья и др. При этом пегматиты замещения выступают как более ранние продукты эволюции единого процесса пегматитообразования.

В то же время в некоторых редкометальных пегматитовых полях, приуроченных к тектонически мобильным зонам, сов-

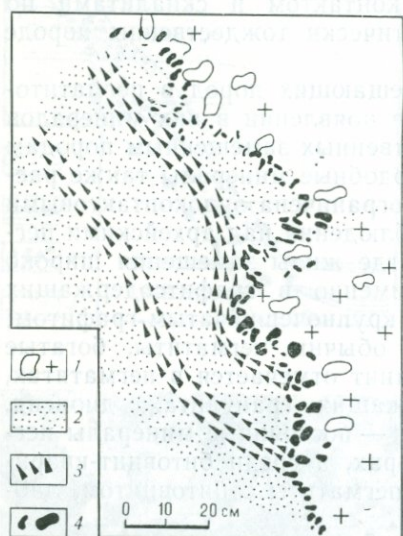


Рис. 35. Контакт пегматитового тела выполнения с кварц-турмалин-альбитовой породой унаследованно-полосчатой текстуры, замещающей сланцеватые амфиболиты. По А. С. Назаровой (1960).

1 — сподумен-микроклин-альбитовый пегматит; 2 — кварц-турмалин-альбитовая порода; 3 — скопления призматически-зернистого турмалина; 4 — крупные кристаллы турмалина — реликтовая эндоконтактная оторочка пегматитовой жилы выполнения

местно с телами выполнения встречаются участки замещения вмещающих амфиболитов и кристаллических сланцев, возникшие на поздних стадиях пегматитообразования — при развитии в пегматитах процессов альбитизации (Назарова, 1960). Замещающей является мелкокристаллическая порода кварц-турмалин-альбитового состава, унаследованно-полосчатой текстуры. Среди пегматитовых тел выполнения наблюдаются участки развития подобных мелкокристаллических существенно альбитовых пород, обрамленные приконтактовыми оторочками, сложенными коническими кристаллами турмалина (рис. 35); эти участки образовались явно путем замещения ксенолитов амфиболитов. Последние полностью преобразуются в кварц-турмалиновую или кварц-альбит-турмалиновую породу.

Естественно, форма комбинированных пегматитовых тел, в которых закономерно сочетаются участки, различные по способу заполнения пространства, чрезвычайно усложняется. Большой фактический материал показывает, что в пегматитовых полях, наиболее интересных с промышленной точки зрения, ведущими концентраторами полезных компонентов являются

пегматитовые тела выполнения. Отсюда вытекает необходимость выяснения проблемы пространства для пегматитов, выделения тел замещения и выполнения и отдельного анализа их морфологических особенностей.

В настоящее время установлено, что областями преимущественного развития жил замещения являются наиболее глубокие зоны метаморфогенеза (докембрийские щиты). С переходом в области с менее глубинным метаморфизмом (например, в регионы типа Мамско-Чуйского) отмечается сокращение доли тел замещения в общем объеме пегматитов. Однако именно в этих регионах чаще, чем в других, оба типа пегматитов встречаются совместно в одном пегматитовом теле, причем они отражают последовательные ступени его развития: зоны замещения вмещающих пород соответствуют более ранним этапам процесса, а зоны выполнения — более поздним. Наконец, в регионах малоглубинного метаморфизма в обстановке, благоприятствующей развитию редкометалльных пегматитов, тела замещения, предшествующие образованию пегматитов выполнения, практически отсутствуют. Но в этих условиях развиваются явления замещения вмещающих пород, отвечающие поздним этапам пегматитового процесса.

Механизм раскрытия пегматитовмещающих трещин

Раскрытие пегматитовмещающих трещин становится возможным в условиях местного растяжения монолита вмещающих пород. В силу локального характера этих явлений они могут происходить при существовании условий сжатия данного монолита, причем вектор сжатия должен быть направлен перпендикулярно к вектору растяжения. В связи с трудностями, возникающими при реставрации плана деформаций в период раскрытия жильных трещин, ориентировка вектора растяжения обычно рассматривается как нормаль к осевой плоскости жилы, тогда как вопрос об ориентировке вектора сжатия, обусловливающего раскрытие трещины, решается чаще всего на основании косвенных данных. Выводы базируются главным образом на сопоставлении позиции и ориентировки жил и основных элементов геологической структуры поля. В результате принимается некоторая модель механизма раскрытия пегматитовмещающих трещин. Число возможных моделей соответствует количеству геологических обстановок, в которых протекает становление пегматитов. Достоверность модели определяется числом геологических закономерностей, которым данная модель удовлетворяет.

С учетом этих положений ниже кратко рассматриваются четыре модели механизма образования пегматитовых полостей: в процессе складкообразования, в послескладчатый период

развития дизъюнктивных дислокаций (так называемой блоковой тектоники), в процессе формирования гнейсовых куполов и в процессе становления гранитных интрузивов.

1. Раскрытие пегматитовмещающих трещин в процессе складкообразования. Данная модель предложена Г. Г. Родионовым (1956, 1959). Она базируется на предположении о синхронности складчатых дислокаций, сопровождаемых возникновением соответствующих трещин, и формирования пегматитовых тел, выполняющих эти трещины при их приоткрывании на определенном этапе развития складчатости.

В осадочно-метаморфических толщах докембрия, представленных сложными комплексами переслаивания пород, различающихся по физико-механическим свойствам, наиболее распространенными являются деформации изгиба, приводящие к возникновению разнообразных складок. С точки зрения рассматриваемой модели, важнейшее значение в качестве пегматито-локализирующих структур придается антиклинальным складкам изгиба, подразделяющимся на «концентрические» (радиус кривизны пластов различен и зависит от мощности пласта) и «подобные» (радиус кривизны одинаков для каждого пласта).

В некоторой элементарной трехслойной пачке метаморфических пород при образовании «концентрической» антиклинальной складки верхний пласт испытывает растяжение, нижний — продольное сжатие, средний пласт в идеализированном случае нейтрален (рис. 36). В связи с ограниченными возможностями проскальзывания пластов при их смятии (что обусловливается действием сил межпластового трения) верхний пласт (особенно, если он имеет относительно меньшую мощность, чем средний) подвергается разрыву. Разрывы возникают легче всего в замке складки, где они имеют и максимальную амплитуду. Тем самым разрыв оказывается вытянутым вдоль шарнира складки, и заполняющее его пегматитовое тело рассматривается (по отношению к складке) как продольносекущее (рис. 36, б). Форма его контактов с боковыми породами определяется механическими свойствами последних и возможностями дифференциального скольжения пропластков пород, составляющих хрупкий пласт (рис. 36, в), глубина распространения жильной трещины — мощностью растянутого пласта и шириной складки (ее радиусом), склонение — ориентировкой шарнира складки.

При малой мощности разорванного пласта, соизмеримой с амплитудой раздвига стенок трещины, тело приобретает трубообразную форму; при большой мощности и относительно высокой хрупкости разрывающегося пласта возможно возникновение плитообразной дайки; при некоторых промежуточных значениях мощности пласта и постепенном повышении пластичности пород в нижней его части — образование клинообразного тела (рис. 36, г). При разрыве пласта относительно пластичных пород и сложной морфологии трещины

отрыва пегматитовое тело может приобрести форму секущей жилы с согласными апофизами (рис. 36, *д*).

В той же элементарной пачке нижний пласт в силу ограниченных возможностей проскальзывания способен деформироваться в складки меньшего радиуса с отслоением от вышележащего несущего пласта и образованием линзовидных полостей подобно тому, как это имеет место в блокированных складках

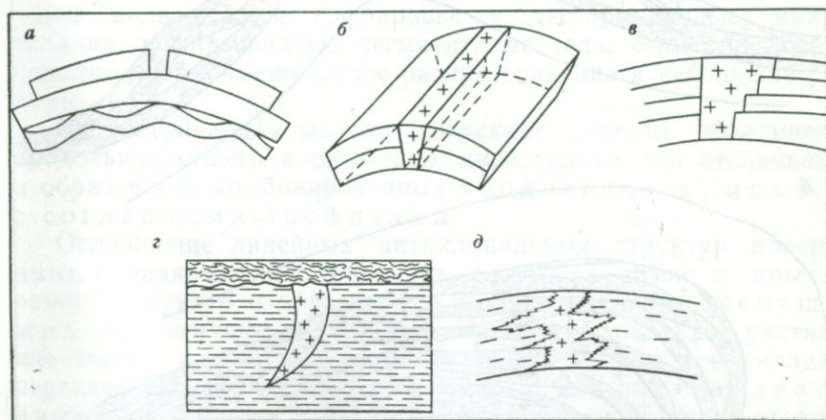


Рис. 36. Образование жильных полостей в связи с формированием антиклинальной складки. *а—г* — по Г. Г. Родионову (1959, 1960)

а — трение препятствует проскальзыванию пластов и вызывает разрыв растянутого пласта и отслоение сжатого; *б* — позиция продольносекущего пегматитового тела в сводовой части антиклинали; *в* — поперечное сечение трубообразной жилы со ступенчатым контактом, образовавшимся вследствие разрыва и дифференциального скольжения пропластков вмещающих пород в процессе раскрытия трещины; *г* — поперечное сечение клинообразного пегматитового тела, образовавшегося вследствие разрыва пласта, в разрезе которого сверху вниз хрупкие породы постепенно сменяются более пластичными; пласт перекрывается пластичными породами; *д* — поперечное сечение секущей пегматитовой жилы с согласными апофизами, образовавшейся вследствие разрыва пласта относительно пластичных пород

(Невский, 1949). В симметричных антиклинальных складках расслаивание охватывает преимущественно области крыльев складки (рис. 37, *а*).

Опыт исследования структуры месторождения Большого Северного в Мамско-Чуйском районе (Тимофеев, 1960) позволяет полагать, что расслаивание весьма характерно также и для опрокинутых антиклинальных складок. В них явления блокирования возникают в связи с невозможностью проскальзывания пластов в пережатом лежащем крыле складки, в силу чего максимум расслаивания смещается в область ее замка и всяческого крыла (рис. 37, *б*). Согласные пегматитовые тела, выполняющие участки расслаивания, имеют форму двояковыпуклых линз и чаще всего образуют жильные серии, основной особенностью которых является кулисообразное расположение линзовидных тел: над (или под) участком выклинивания одной линзы

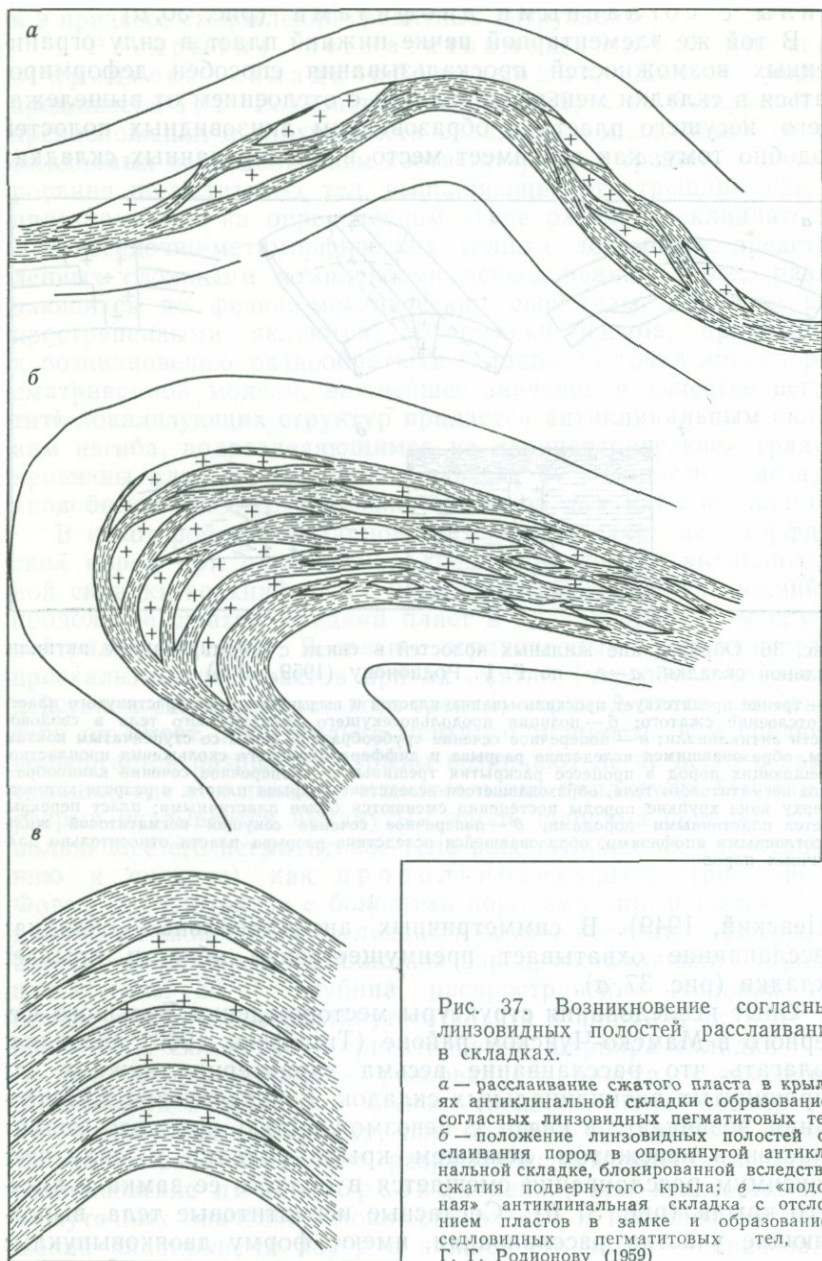


Рис. 37. Возникновение согласных линзовидных полостей расслаивания в складках.

а — расслаивание сжатого пласта в крыльях антиклинальной складки с образованием согласных линзовидных пегматитовых тел; б — положение линзовидных полостей отслаивания пород в опрокинутой антиклинальной складке, блокированной вследствие сжатия подвернутого крыла; в — «подобная» антиклинальная складка с отслоением пластов в замке и образованием седловидных пегматитовых тел, по Г. Г. Родионову (1959)

находится раздвиг другой. Линзовидные пегматитовые жилы сами по себе не обнаруживают отчетливого склонения (Родионов, 1956), однако в жильных сериях максимально мощные линзы имеют тенденцию располагаться цепочками параллельно шарниру антиклинальной складки. Протяженность линз по простиранию и максимальная их мощность, по-видимому, соразмеряются с масштабами складки и зависят от способности пласта к упругой деформации. Пластичные породы в данной обстановке подвергаются гофрировке в дисгармоничные микроскладки, и линзовидные пегматитовые тела, если они вообще находят место, имеют малое распространение и небольшие размеры.

Рассматриваемая модель допускает вариант объединения продольносекущего и согласных линзовидных тел отслаивания и образование комбинированных продольносекущих жил с согласными апофизами.

Осложнение линейных антиклинальных структур поперечными складками обуславливает разрыв в замке и крыльях ранних структур и образование серий поперечносекущих жил. Аналогичные деформации вызывают локальное растяжение также и диагональных (по отношению к оси складки) первично сколовых трещин, следствием чего являются диагональносекущие жилы. Практически любые секущие жилы могут сопровождаться согласными апофизами. Механизм открытия полостей и морфологические типы этих жил практически идентичны, и основные их различия (ориентировка в пространстве, масштабы и т. д.) вытекают из их позиции в локальной структуре.

Образование «подобных» антиклинальных складок возможно при изгибе пачки пластов, имеющих приблизительно одинаковую мощность и выраженные несущие свойства. Необходимым следствием образования «подобной» складки является отслаивание пород в замковой ее части и образование согласных седловидных жил (рис. 37, в), имеющих выпукло-вогнутую форму поперечного сечения с максимальной мощностью на участке пересечения жилой осевой плоскости складки. Седловидные жилы имеют склонение, параллельное ориентировке шарнира складки. В жильных сериях они располагаются одна под другой.

В модели механизма формирования пегматитовых тел в связи с деформациями изгиба не находится логически ясного места для согласных жил простейшей плитообразной формы (с параллельными контактами) и их морфологической разновидности — согласных жил с согласными апофизами, достаточно широко представленных в слюдоносных пегматитовых полях. Поскольку их образование так или иначе связано с отслаиванием пород в крыльях складок, по мнению Г. Г. Родионова (1956), такие жилы по механизму формирова-

ния пегматитовых полостей сопоставимы с седловидными телами и могут представлять собой фланги таких тел.

К особому типу жил выполнения Г. Г. Родионов и другие исследователи относят межбужинные пегматитовые жилы, считая, что их возникновение обусловлено разрывом пластов или пластообразных тел хрупких пород, залегающих в толще пород пластичных, при условии нормального к напластованию

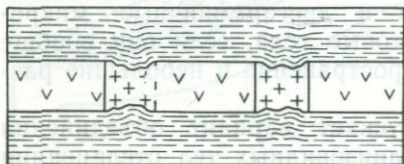


Рис. 38. Межбужинные пегматитовые тела — следствие разрыва пласта хрупких пород, залегающего среди пластичных пород. По Г. Г. Родионову (1959)

сжатия и образования структур будинажа (рис. 38). Морфологически межбужинные жилы ближе всего к трубообразным. При относительно плоских контактах с пластом хрупких пород межбужинные жилы характеризуются весьма сложной формой контакта с породами пластичными, образующими затеки в межбужинное пространство.

В соответствии с данной моделью особенности морфологии пегматитовых тел, характер их залегания и закономерности распределения выводятся исходя из форм локальных складчатых структур. Каждый структурно-морфологический тип пегматитовых тел находит множество примеров среди слюдоносных и керамических пегматитов Мамско-Чуйской провинции и Северной Карелии.

2. Раскрытие пегматитовмещающих трещин в связи с развитием дизъюнктивных дислокаций. Данная модель применима к пегматитовым полям, находящимся в осадочно-метаморфических толщах с консолидированной складчатой структурой, либо в однородных породах типа габброидов или гранитоидов и в экзоконтактовых зонах последних. В данной обстановке пегматитовые тела не обнаруживают пространственной связи с конкретной локальной складчатой структурой и поэтому механизм их формирования предусматривает раскрытие трещин скалывания или отрыва вследствие перемещений блоков по линиям послескладчатых дизъюнктивных нарушений. Деформациям изгиба, согласно данной модели, отводится второстепенная роль — как некоторым осложнениям готовой складчатой структуры.

Активным фактором в данной модели является сжатие блока монолитных или дислоцированных анизотропных пород под действием тектонических сил, обусловленных перемещениями по разломам, с одной стороны, и противодействием со стороны некоторого упора, с другой. Роль такого упора может

играть крупное интрузивное тело, серия даек или просто противлежащий блок, отделенный от данного блока разломом. Роль пассивного фактора, допускающего возможность расширения в пределах данного блока в направлении, нормальном к вектору сжатия, и образование жильных полостей, могут играть: а) дополнительное смятие податливых и пластичных пород в смежных блоках; б) возобновление движений по сети крупных разрывных нарушений; в) многочисленные мелкие дизъюнктивные дислокации в смежных блоках, рассредоточенные в соответствии со степенью механической анизотропии пород, г) дефицит давления в гравитационном поле, допускающий расширение вверх (например, при формировании пологозалегающих пегматитовых тел), и др.

Механическая анизотропия толщи является ведущим фактором, предопределяющим как ориентировку тектонических напряжений, которые обуславливают раскрытие трещин в породах, так и ориентировку и форму самих пегматитовых тел. Это вытекает из факта преломления любой трещины при переходе из одной среды в другую (с иными механическими свойствами), если только она не перпендикулярна к границе сред. В породах относительно хрупких трещина ориентируется ближе к нормали к границе поверхности слоистости, а переходя в относительно более пластичные породы, она отклоняется от нормали. Раскрытие такой трещины обеспечивает появление коленообразных изгибов жильного тела и переменную его мощность. В механически изотропных средах (гранитах, массивах метабазитов и т. д.) раскрывающиеся трещины имеют постоянную ориентировку по простиранию и падению, и выполняющие их жилы сохраняют свои морфологические особенности и характер залегания на значительном протяжении (Россовский и др., 1976₃).

В соответствии с указанными обстоятельствами пегматитовым телам, формирующимся в послескладчатый период развития региона в механически изотропных средах, присущи следующие морфологические типы:

Плитообразные жилы с субпараллельными контактами. В анизотропных гнейсо-сланцевых толщах одновременному раскрытию подвергаются как межпластовые трещины, так и трещины, косо (под острым углом) секущие слоистость. В связи с этим в сериях сближенных плитообразных жил отдельные согласные жилы соединяются кососекущими ответвлениями, имеющими обычно меньшую мощность (рис. 39), либо вся серия состоит из комбинации тех и других с преобладанием согласных или кососекущих жил. Менее характерны самостоятельные одиночные плитообразные жилы, секущие метаморфическую толщу. Таковы, например, наиболее молодые пегматитовые дайки Кольско-Корельской слюдоносной провинции. В массивных породах появление типичных плитообразных тел связано с раскрытием трещин скола. С трещинами отрыва

также связаны плитообразные пегматитовые жилы, которые, однако, в соответствии с морфологией поверхности трещин характеризуются угловатыми, ступенчатыми или плавно изгибающимися контактами, наличием коленообразных изгибов, раздувов, параллельных апофиз, угловатых ксенолитов и т. д. Выклинивание плитообразных тел обычно постепенное и нередко сопровождается ветвлением тела на множество маломощных прожилков.

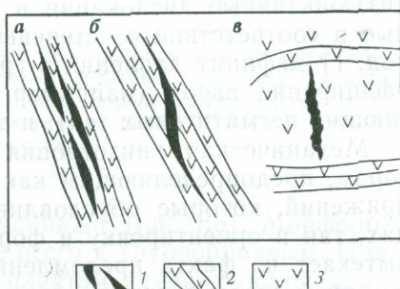
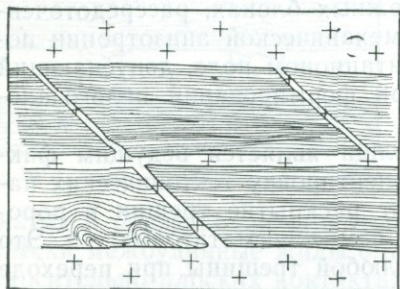


Рис. 39. Комбинация согласных и косесекущих плитообразных пегматитовых жил в слюисто-кварцевых сланцах

Рис. 40. Геологическая позиция линзовидных пегматитовых тел:

а — согласных в трещинах отслаивания, *б* — косесекущего в трещине скалывания, *в* — секущего в трещине отрыва.

1 — пегматитовые тела; 2 — сланцеватые амфиболиты; 3 — массивные метабазиты

Линзовидные тела, среди которых различаются: согласные — в трещинах отслаивания (рис. 40, *а*), косесекущие — в трещинах скола, раскрывающихся с образованием линзовидной полости вследствие смещений вдоль трещины с пологоволнистой поверхностью (рис. 40, *б*), и секущие — в трещинах отрыва (распространены в массивных вмещающих породах, рис. 40, *в*). Линзовидные тела обычно обнаруживают склонение. В жилах, выполняющих трещины скола, оно определяется пространственной ориентировкой изгиба трещины; склонение секущих жил параллельно линии пересечения жильной трещины с контактовой поверхностью, ограничивающей тело массивных пегматитовмещающих пород.

Трубообразные тела в послескладчатых пегматитовых полях встречаются реже, чем тела других морфологических типов, и обычно приурочены к трещинам отрыва, пересекающим пластовые тела массивных метабазитов. Изометричная форма поперечного сечения жилы обусловлена небольшой мощностью вмещающего тела метабазитов.

Штокообразные тела, в поперечном сечении изометричные, имеющие крутое склонение, морфологически наименее изучены. Их геологическая позиция определяется, по-видимому, узлами сопряжения разрывных нарушений с тектонически ослаб-

ленными участками складчатых структур, испытывшими дополнительную деформацию в связи со смещениями по указанным нарушениям.

Тела неправильной формы, не сопоставимые с какими-либо геометрически относительно простыми формами, чаще всего выполняют разноориентированные сопряженные трещины отрыва, связанные с различными элементами структуры в сложно дислоцированных пачках механически анизотропных пород.

Наиболее распространенные типы жильных серий, характерные для послескладчатых пегматитовых полей, рассмотрены в главе VII. Примечательно, что пегматитовые жильные серии в областях завершенной складчатости, а также в пределах интрузивов обычно представлены морфологически однотипными пегматитовыми телами. Переход из одной геолого-структурной обстановки в другую, даже в рамках одного и того же пегматитового поля, чаще всего сопровождается изменением характера всей жильной серии или исчезновением пегматитов вообще.

Таким образом, в соответствии с рассматриваемой моделью, распределение, форма и характер залегания пегматитовых тел являются следствием раскрытия ранее возникших и вновь образующихся трещин в связи с наложением дизъюнктивных нарушений на складчатую осадочно-метаморфическую толщу и прорывающие ее интрузивные тела. Примеры, иллюстрирующие данный механизм формирования пегматитовых тел, наиболее характерны для полей редкометальных пегматитов. Однако многие исследователи слюдоносных пегматитовых полей находят в них целый ряд объектов, также свидетельствующих о формировании пегматитов в процессе развития дизъюнктивных тектонических нарушений после завершения складчатости (Иванов, 1959; Макиевский, 1962; Геологические факторы контроля..., 1972; Тарасов и др., 1975; и др.).

3. Раскрытие пегматитовмещающих трещин в процессе формирования гнейсовых куполов. Гнейсовые и гранито-гнейсовые купола характерны для многих пегматитоносных регионов, особенно располагающихся в пределах геосинклинальных трогов древних щитов. Не будучи собственно тектоническими структурами, они, тем не менее, локализируются в зонах глубинных разломов или в участках сочленения различных долгоживущих нарушений, разделяющих дислоцированные породы основания платформ.

Полный набор элементов строения гнейсового купола от центра к периферии включает интрузив гранитоидов, толщу мигматитов, гнейсо-гранитов и гранито-гнейсов, сменяющихся кварц-полевошпатовыми биотитовыми или амфиболовыми гнейсами. Далее осуществляется непрерывный переход к обычным кристаллическим сланцам амфиболитовой фации, характеризующим метаморфическую зональность данного региона.

По данным Ф. А. Летникова (1975), гнейсовые купола образуются в зонах интенсивного теплового потока, сопровождающегося привнесом щелочей, кремнекислоты и летучих компонентов глубинного происхождения.

Процесс формирования типичного гнейсового купола в идеализированном виде предполагает наличие трех главных этапов: а) подъема («всплывания») и распространения купола за счет гранитизации пород осадочно-метаморфического комплекса (процесс идет с увеличением объема, чем и обуславливается куполовидная структура, образуемая гнейсами); б) плавления в центральных участках купола и одновременной стабилизации гнейсового купола в целом (его разрастание сменяется последовательным увеличением объема гомогенной гранитоидной магмы, замещающей породы глубинных зон купола); в) консолидации интрузива в связи с общим угасанием теплового потока.

Процесс пегматитообразования происходит на заключительном этапе развития гнейсового купола — как следствие эволюции палингенной и анатектической гранитной магмы. Общее остывание гнейсового купола на этом этапе влечет за собой уменьшение его объема и развитие трещин контракции, которые и являются вмещителем пегматитовых расплавов. Практически одновременное раскрытие испытывают трещины как параллельные гнейсовидности пород купола, так и радиальные. Их заполнение пегматитовым материалом ведет в конечном итоге к формированию сетчатых систем жил — преимущественно плитообразных, согласных и поперечносекущих. Область их распространения не ограничивается контурами собственно гнейсового купола — она охватывает и надкупольные зоны метаморфических пород, где в силу более высокой механической неоднородности среды морфология жильных полостей может быть весьма разнообразной.

Как показывает рассмотрение геологической позиции гнейсовых куполов в областях распространения редкометалльных пегматитовых полей, эти структуры формировались после завершения процессов регионального складкообразования, ибо они не испытывают смещений по линиям послескладчатых разрывных нарушений. Это позволяет согласиться с мнением Ф. А. Летникова (1975) о том, что гнейсовые купола «... растут в сравнительно спокойной тектонической обстановке и не являются складками в полном понимании этого слова». Особенностью механизма формирования пегматитовых полостей в данной ситуации является контракционная природа жилотмещающих трещин.

4. Образование пегматитовмещающих полостей в процессе становления гранитных интрузивов. Данная модель предложена М. А. Осиповым (1974) для хрусталеносных и миароловых пегматитов, залегающих

в гранитных интрузивах малых глубин и надынтрузивных зонах в условиях относительно спокойной тектонической обстановки. Основу модели составляют теоретически и экспериментально изученные явления объемной термической усадки при понижении температуры расплавов и продуктов их кристаллизации. В приложении к гранитным интрузивам модель объединяет следующие этапы процесса их становления:

а) внедрение гранитной магмы в относительно высокие горизонты земной коры, что обеспечивает отсутствие существенного перегрева магмы и возможность активного теплоотвода;

б) кристаллизацию пород зоны (коры) закалки — приконтактовой зоны интрузивного тела, более мощной в куполовидных выступах последнего и менее мощной в крыльях куполов и впадинах (депрессиях) кровли;

в) сокращение объема коры закалки и нижележащего расплава вследствие общего понижения температуры и возникновение участков пониженного давления в зоне между породами коры и кристаллизующимся расплавом — образований типа усадочных раковин; их появление обуславливается различием скоростей сокращения объема при остывании кристаллической коры интрузива (меньшая скорость) и расплава (большая скорость);

г) заполнение усадочных полостей остаточной межзерновой фазой кристаллизующегося гранита, характеризующейся высоким содержанием воды, фтора и других летучих и, соответственно, высоким их парциальным давлением;

д) завершение консолидации гранита. Эволюция расплава, заполняющего усадочные полости, по законам развития пегматитового процесса в широком интервале понижающейся температуры — образование камерных пегматитов.

Данный механизм хорошо объясняет геологическую позицию и морфологию пегматитовых тел.

а. Образование изометричных тел камерных пегматитов в апикальной зоне интрузива возможно в случае, когда кора закалки достаточно прочна, и компенсация понижения давления вследствие термической усадки целиком осуществляется в подкоровой зоне интрузива. Изометричная, округлая форма тел камерных пегматитов является геометрически равновесной в среде кристаллизующегося гранита, откуда заимствуется вещество пегматита. Характерно этажное распределение этих тел в апикальной части гранитного плутона, обусловленное распространением кристаллизующейся внешней зоны массива от периферии внутрь последнего и соответственным перемещением зоны локальной концентрации летучих компонентов.

б. Как показал М. А. Осипов (1974), в не полностью раскристаллизовавшемся расплаве гранита (также в подкоровой зоне интрузива), приближающемся по свойствам и консистенции к неньютоновским жидкостям, вследствие термической

усадки возможно возникновение раскрывающихся (так называемых «горячих») трещин и самозалечивание их межзерновой остаточной жидкостью с высокой концентрацией летучих компонентов. В связи с этим распространенной морфологической разновидностью являются также жилы- или линзообразные пегматитовые тела (рис. 41), субпараллельные кровле плутона, встречающиеся самостоятельно или соединяющие изо-

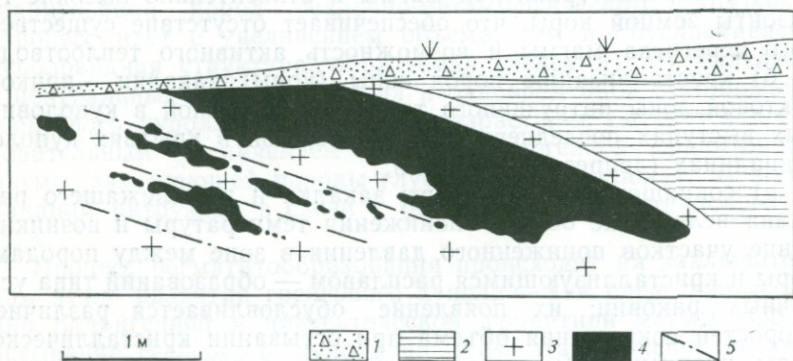


Рис. 41. Пегматитовая залежь и линзы в гранитах близ верхнего контакта интрузива. По М. А. Осипову (1974).

1 — делювий; 2 — ороговикованные сланцы; 3 — граниты; 4 — пегматиты и миаролиты; 5 — трещины отдельности

метричные тела камерных пегматитов. Для них характерна извилистая линия контакта, соответствующая границам зерен породообразующих минералов гранита.

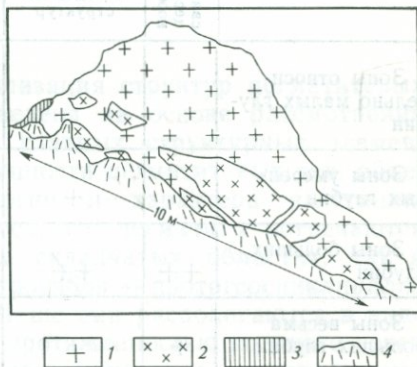
В условиях несколько большей глубинности, чем случаи, рассмотренные М. А. Осиповым, распространены мелкие слабо дифференцированные шлировые пегматиты, которые по линзовидной форме выделения и характеру контактов отвечают признакам пегматитов в усадочных трещинах. В гранитах с гнейсовидной текстурой пегматитовые шлиры располагаются параллельно общей ориентировке гнейсовидности.

в. В полях редкометальных пегматитов, в апикальных частях куполовидных интрузивов двуслюдяных гранитов, непосредственно под кровлей, представленной кристаллическими сланцами, встречаются пегматитовые залежи многометровой мощности. В висячем боку они сложены однородным крупнокристаллическим графическим и блоковым пегматитом, гипсометрически ниже сменяющимся брекчией, в которой этот пегматит играет роль цемента. Обломки (параллелепипедальные, косугольные и пр.) размером от 1,5—2 до нескольких десятков метров представлены двуслюдяным гранитом (рис. 42). При гигантских размерах обломков гранита брекчиевидная пегматитовая залежь воспринимается как сетчатая система пегма-

титовых жил. Эти пологие брекчиевидные пегматитовые залежи в апикальных частях интрузивов отвечают случаю, когда первичная кора закалки в гранитном плутоне недостаточно прочна. При образовании усадочной полости, выполняемой пегматитовым расплавом, кора, не выдерживая давления вышележащих пород, разрывается, и блоки гранитов коры погружаются в пегматитовый расплав, который таким образом подступает под кровлю интрузива.

Рис. 42. Фрагмент пегматитовой залежи в апикальной части гранитного интрузива — интрузивная брекчия с угловатыми глыбами гранита, сцементированными шерл-мусковитовыми пегматитами крупноблоковой и графической структуры.

1 — пегматит; 2 — биотитовый гранит; 3 — слюдястые сланцы кровли интрузива; 4 — осыпь



Явления термической усадки распространяются и на экзоконтактные породы гранитных интрузивов, первоначально прогретые под воздействием тепла, выделяющегося при остывании гранитного плутона (Осипов, 1974). В связи с этим возможен выход пегматитовых расплавов в надинтрузивную толщу и появление в ней пегматитовых тел, весьма разнообразных по морфологии (плитообразных, штокообразных, линзовидных и пр.), и сетчатых жильных инъекций, которые имеют много общего с пегматитовыми образованиями в пределах гнейсовых куполов. Таким образом, рассмотренная модель, как и предыдущая, характеризует контракционный механизм образования пегматитовых полостей.

Указанные модели, отражающие различные геолого-структурные обстановки, преимущественно развиты в разных условиях глубинности (табл. 8). Первая модель реализуется в условиях больших глубин, вторая — в обстановке, как больших, так и умеренных глубин, третья и четвертая — предпочтительно в условиях, соответственно, умеренных и малых глубин. В наиболее глубинных зонах, где преобладают пластические деформации пород, действительны, по-видимому, лишь некоторые элементы первой модели, например образование пегматитов выполнения в межбужинных пространствах.

Необходимо также подчеркнуть, что каждая модель, представленная выше в несколько упрощенном виде, предполагает

Таблица 8

СВЯЗЬ МЕХАНИЗМА ОБРАЗОВАНИЯ ЖИЛОВМЕЩАЮЩИХ ПЕГМАТИТОВЫХ ПОЛОСТЕЙ С УСЛОВИЯМИ ГЛУБИННОСТИ

Зоны глубинности	Раскрытие жиловмещающих трещин				
	связано с процессами складчатости	связано с дизъюнктивными дислокациями, включающими		связано с явлениями термической усадки	
		усложнение складчатых структур	смещения жестких глыб	при формировании гнейсовых куполов	при формировании гранитных интрузивов
Зоны относительно малых глубин					++
Зоны умеренных глубин		+	++	++	
Зоны больших глубин	++	++	+		
Зоны весьма больших глубин	+				

Примечание: ++ — преимущественное и + — подчиненное значение данного механизма образования пегматитовых полостей.

многочисленные усложнения, обусловленные реальным характером природных геологических процессов. К числу таких усложнений относится прежде всего наложение деформаций, непосредственно следующих за актом раскрытия пегматитовмещающей полости. В литературе имеются лишь отдельные заметки относительно подобных деформаций («жилы с деформированными полостями», по Г. Г. Родионову, 1956), и совершенно ясно, что роль их в механизме формирования пегматитовых тел в должной мере пока не оценена.

ТИПЫ СТРУКТУР
ПЕГМАТИТОВЫХ ПОЛЕЙ
И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Приводимая ниже типизация структур пегматитовых полей и месторождений произведена на основе рассмотрения пространственных соотношений главных структурных элементов вмещающей толщи и совокупности пегматитовых тел, объединенных общностью морфологии и характера залегания. В предыдущих главах отмечалось, что пегматиты встречаются как в типичных фанерозойских складчатых областях, так и в пределах древних шовных прогибов — протогеоинклиналей или геосинклинальных трогов. Чаще они располагаются в виде линейных пегматитовых поясов протяженностью во много сотен километров по простиранию, соизмеримых с региональными складчатыми структурами или с «шовными» прогибами на платформах и в их обрамлении.

Пегматитовые пояса имеют дискретный характер (Гинзбург, 1961) и распадаются на отдельные поля протяженностью до 10—15 км, разобщенные участками, лишенными пегматитопоявлений, либо бедными таковыми. Пегматитовые поля также не являются непрерывными и представляют собой сочетание жильных узлов или зон с относительно высокой концентрацией пегматитов и разделяющих их «пустых» промежутков. Ведущим фактором, обуславливающим подобное строение пегматитовых поясов и полей, является неоднородность их геологической структуры и, в частности, наличие участков, где разрядка тектонических напряжений, возникших в соответствующий период геологической истории региона, проявилась в раскрытии трещин определенного типа и ориентировки с заполнением их веществом удующих пегматитов.

Как указывалось, распределение пегматитов того или иного промышленно-генетического типа определяется условиями температуры и давления, отражающими глубинность пегматитообразования. От *pt*-условий в значительной степени зависит возможность пластических деформаций пород во вмещающей толще, степень ее жесткости, а следовательно, характер тектонических движений, вызывающих раскрытие пегматитовмещающих трещин (продолжительный и спокойный или кратковременный и импульсный), равно как и преимущественный тип дислокаций (складчатых или разрывных), обуславливающих

механизм формирования пегматитовых тел. В связи с этим рассмотрение структур пегматитовых полей целесообразно произвести раздельно в соответствии с различной глубиной и формационной принадлежностью пегматитов — мусковитовых, редкометалльных и хрусталеносных.

Типы структур полей мусковитовых пегматитов

Структуры полей мусковитовых пегматитов целесообразно рассмотреть на примерах Мамско-Чуйской и Кольско-Карельской провинций, относящихся к наиболее геологически изученным пегматитовым полям мира.

Мамско-Чуйская слюдоносная провинция представляет собой асимметричный синклинирий северо-восточного простирания, сложенный ритмически-слоистой флишоидной толщей верхнепротерозойских кристаллических сланцев. Смежные антиклинальные структуры представлены гранито-гнейсами, мигматитами и гранитами Чуйского (на северо-западе) и Верхне-Мамского (на юго-востоке) массивов. Северо-западное крыло синклиниория относительно пологое, противоположное — крутое. Согласно В. Н. Чеснокову (1975), вдоль осевой линии синклиниория прослежено Центральное антиклинальное поднятие шириной от нескольких до 10—12 км и протяженностью более 100 км, что придает синклинирию аномальный характер (Шаров, 1975). Крылья синклиниория осложнены многочисленными складками линейного типа — простыми, брахиформными, а чаще наклонными и изоклинальными, опрокинутыми в стороны от Центрального антиклинального поднятия. К числу осложняющих структур относятся также флексуорообразные изгибы субширотного и субмеридионального направления, соответствующие, по-видимому, разломам в породах фундамента складчатой зоны, и многочисленные дизъюнктивные существенно сдвиговые нарушения, сопровождающиеся складками высоких порядков. Наиболее широко эти структуры развиты в северо-западном, пологом крыле синклиниория.

С осевой линией Центрального поднятия совмещается зона глубинного Абчадского разлома. В этой зоне, а по существу в ядерной части поднятия, располагаются несколько крупных гранито-гнейсовых куполов, вытянутых в северо-восточном направлении и имеющих в поперечном разрезе сложную, чаще всего грибообразную форму (Шаров, 1975). Основания куполов сложены полимигматитами, периферические зоны — гранито-гнейсами. К апикальным частям этих структур приурочена область максимального распространения пегматитового материала — «зона обильных инъекций», по М. Ф. Смирнову (1936), и как составная ее часть — крупные пегматитовые мас-

сивы — самостоятельная морфоструктурная группа мусковитовых месторождений в Мамско-Чуйской провинции.

Другая морфоструктурная группа месторождений представлена собственно жильными проявлениями пегматитов. Они сконцентрированы в северо-западном крыле синклинали и примыкают к Центральному поднятию, с удалением от которого общее количество пегматитового материала в толще кристаллических сланцев и гнейсов уменьшается. Основные запасы промышленного мусковита связаны с жильными месторождениями.

Большинство исследователей геологии Мамско-Чуйской провинции связывает раскрытие пегматитовмещающих трещин и образование основной массы промышленных пегматитовых жил с процессами складкообразования, причем не с основной, а скорее с наложенной фазой складчатости. Так, М. А. Завалишин и В. Н. Чесноков (1960) полагают, что этот процесс осуществлялся в позднеорогенный период одновременно с развитием поперечных складчатых деформаций уже дислоцированной метаморфической толщи. Д. А. Великославинский и др. (1963) относят слюдоносные пегматиты этого района к позднекинematicким образованиям.

Ведущими рудоконтролирующими структурами являются зоны поперечных (т. е. северо-западного простирания) и субширотных изгибов линейных складок, надразломные флексуры и иные участки резкого изменения ориентировки осей складок в пределах механически наиболее анизотропных горизонтов метаморфической толщи, а также сопряженные с наложенной складчатостью системы субмеридиональных трещин, сдвиговых нарушений и др. (Чесноков, 1975).

Существующая классификация структурных типов полей и месторождений мусковитовых пегматитов Мамско-Чуйской провинции (Родионов, 1956, 1959) предполагает соскладчатый механизм образования пространства, занимаемого пегматитами, и использует в качестве ведущих признаков положение пегматитовых тел определенной морфологии в локальных складчатых структурах, а также физико-механические свойства дислоцированных вмещающих пород. Основные структурные типы полей мусковитовых пегматитов данного района представляются следующими (Родионов, Роненсон, 1972).

1. Пегматитовые массивы в апикальной части гранито-гнейсовых куполов, сосредоточенных в пределах Центрального антиклинального поднятия.

1. Пегматитовые массивы неправильной формы (рис. 43), измеряемые многими сотнями метров — километрами, характеризуются изменчивой ориентировкой контактов с вмещающими породами; сложены мелкозернистыми плагиоклазовыми пегматитами. Промышленный мусковит обычно отсутствует либо встречается редко, в ассоциации с пегматитом крупнокристал-

лической (пегматоидной) структуры, который слагает небольшие участки или зоны у контактов с вмещающими гнейсами (Сучков, 1961).

2. Пегматитовые массивы гиганто-мигматитового типа — мощные седловидные залежи пегматитов, содержащих пластообразные фрагменты метаморфической толщи. Сложены преи-

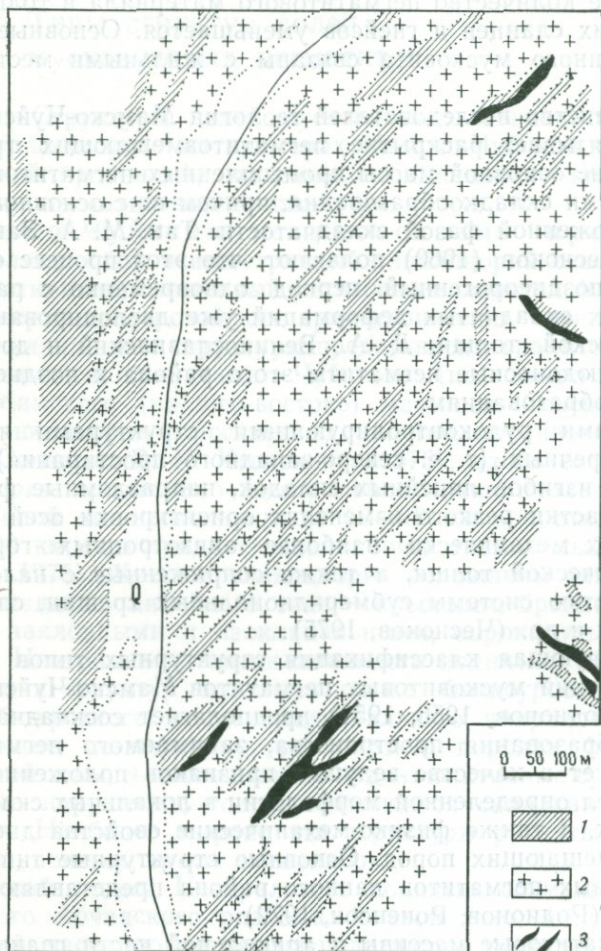


Рис. 43. Пегматитовый массив с ксенолитами метаморфических пород. По П. Н. Сучкову (1961).

1 — гнейсы; 2 — мелкозернистые пегматиты и гранит-пегматиты; 3 — пегматиты блоковой пегматоидной структуры с крупнокристаллическим мусковитом

мущественно гранитовидными и гнейсоподобными пегматитами мелко- и среднезернистой структуры с участками (гнездами) пегматитов графической и пегматоидной структуры, с которыми

связаны высокие содержания крупнолистового мусковита (Петровская, 1937). Структура одного из таких массивов рассмотрена выше.

3. Сетчатые инъекции — образования типа гигантского штокверка, измеряемые километрами — сотнями метров (рис. 44). Элементы штокверка — мощные продольно- и попе-

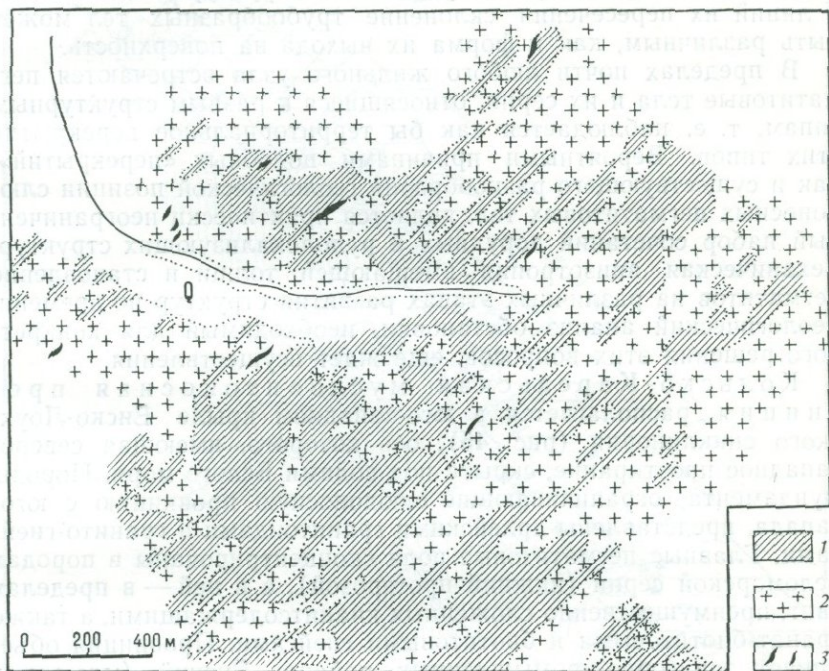


Рис. 44. Пегматитовый массив типа сетчатых инъекций. По П. Н. Сучкову (1961).

1 — гнейсы и кристаллические известняки; 2 — мелкозернистые пегматиты и гранит-пегматиты; 3 — слюдоносные пегматиты

речносекущие, реже согласные тела пегматита — включают слюдоносные зоны, аналогичные таковым в массивах неправильной формы (Сучков, 1961).

II. Жильные проявления пегматитов.

4. Поля согласных седловидных жил в замках антиклинальных складок.

5. Поля согласных плитообразных жил в крыльях линейных складок.

6. Поля продольносекущих жил (с согласными апофизами или без них) в замках линейных антиклинальных складок и поперечных антиклинальных или флексурных изгибов, осложняющих такие складки. К этому же типу, очевидно, близки

серии секущих трубообразных пегматитовых тел, приуроченных к участкам пересечения поздне- и постскладчатых тектонических нарушений с относительно маломощными (до 10—20 м) горизонтами метаморфической толщи, представленными хрупкими породами (например, переслаиванием кварцитов, биотитовых и биотит-амфиболовых плагиогнейсов, скарноидов и др.). В зависимости от ориентировки указанных структурных элементов и линий их пересечения склонение трубообразных тел может быть различным, как и форма их выхода на поверхность.

В пределах почти любого жильного узла встречаются пегматитовые тела и их серии, относящиеся к разным структурным типам, т. е. наблюдается как бы территориальное перекрытие этих типов. Вероятными причинами подобных «перекрытий», как и существующего разнообразия геологической позиции слюдоносных пегматитовых тел, является практически неограниченный набор сочетаний дорудных и рудолокализирующих структур, механическая анизотропия вмещающей толщи и становление пегматитов на различных этапах развития структур во времени. Геологический анализ обстановки, необходимый для конкретного решения этих вопросов, еще ждет осуществления.

Кольско-Карельская мусковитоносная провинция располагается в юго-западном крыле Ениско-Лоухского синклинория (рис. 45), ось которого, имеющая северо-западное простирание, скрыта под водами Белого моря. Породы фундамента, ограничивающие слюдоносную провинцию с юго-запада, представлены архейскими гранитоидами и гранито-гнейсами. Главные пегматитовые поля сконцентрированы в породах беломорской серии (нижний протерозой), а в ней — в пределах свит, преимущественно сложенных кианитсодержащими, а также гранат-биотитовыми и биотитовыми гнейсами. Провинция объединяет два горно-промышленных района: Ениский (юго-запад Кольского полуострова) и Чупино-Лоухский (Северная Карелия).

По данным Н. В. Горлова (1973), указанное крыло синклинория, имеющее в Чупино-Лоухском районе субмеридиональное, а в Ениском — северо-западное простирание и в общем пологое (10—15°) падение в восточных румбах, осложнено многочисленными куполовидными антиклинальными структурами, которые представляют собой сочетание складок, ориентированных в двух практически перпендикулярных направлениях: северо-восточном и северо-западном. Первые являются внутрипластовыми (развитыми только в свитах глиноземистых гнейсов) дисгармоничными складками течения, полого погружающимися на северо-восток. Вторые, относящиеся к типу складок общего смятия, оказываются наложенными на складки с северо-восточным простиранием осей и представляют собой поперечные перегибы этих складок. Образованные ими антиклинальные структуры либо имеют периклинальные ограничения со всех сторон,

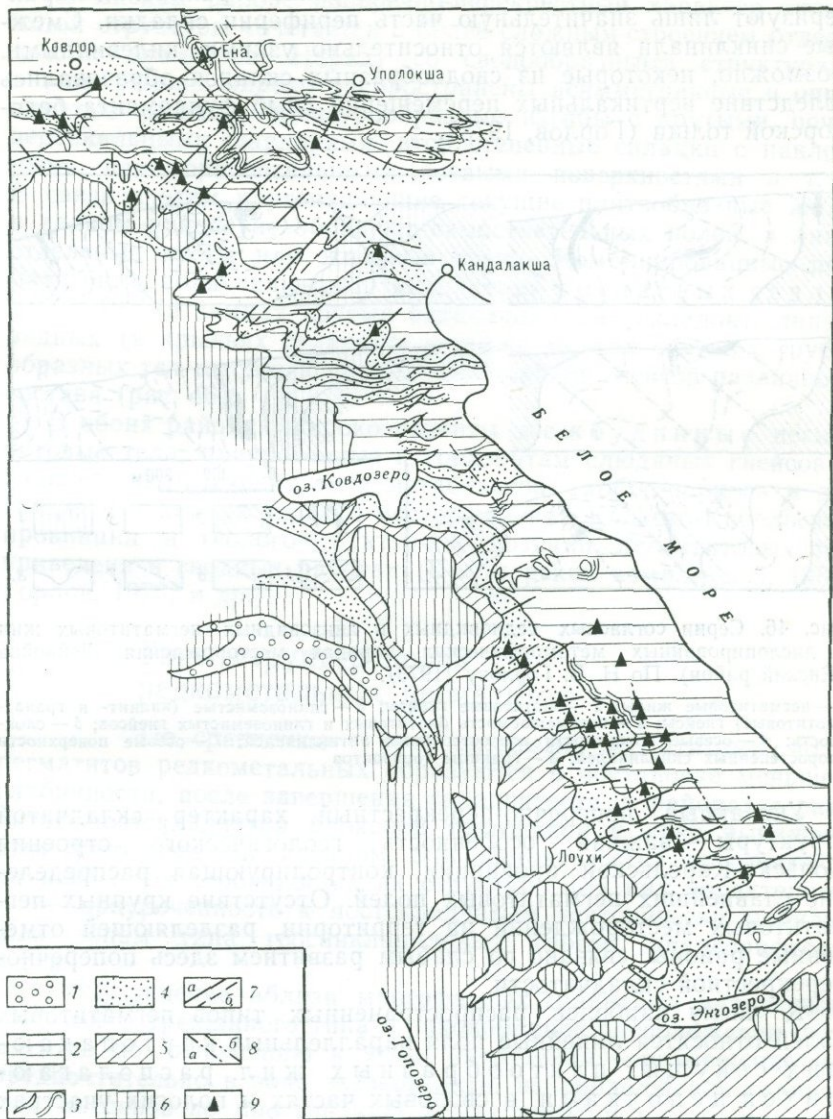


Рис. 45. Схема геологического строения Кольско-Карельской слюдяной провинции. По Н. В. Горлову (1973).

1 — метавулканыты и метаосадки раннего карелия. Беломорская серия: 2 — биотитовые гнейсы с подчиненным количеством амфиболовых гнейсов, 3 — линзы и прослойки амфиболитов, 4 — глиноземистые гнейсы, 5 — амфиболиты и гнейсы котозерской свиты. Фундамент беломорской серии: 6 — гранитоиды нерасчлененные, частью гнейсифицированные; 7 — северо-восточные и 8 — северо-западные складки (а — антиклиналы, б — синклиналы); 9 — пегматитовые кусты

т. е. являются сводообразными, либо такие ограничения характеризуют лишь значительную часть периферии складки. Смежные синклинали являются относительно узкими, килевидными. Возможно, некоторые из сводообразных складок образовались вследствие вертикальных перемещений глыб фундамента беломорской толщи (Горлов, 1973).



Рис. 46. Серии согласных седловидных и линзовидных пегматитовых жил в дислоцированных метаморфических породах месторождения Лейвова (Ениский район). По Н. В. Горлову (1973).

1 — пегматитовые жилы; 2 — биотитовые гнейсы; 3 — глиноземистые (кианит- и гранат-биотитовые) гнейсы; 4 — перемежаемость биотитовых и глиноземистых гнейсов; 5 — слоистость; 6 — осевые поверхности второстепенных антиклиналей; 7 — осевые поверхности второстепенных синклиналей; 8 — границы горизонтов

Указанный поперечно-перекрестный характер складчатой структуры — важная особенность геологического строения Кольско-Карельской провинции, контролирующая распределение главнейших пегматитовых полей. Отсутствие крупных пегматитовых месторождений на территории, разделяющей отмеченные районы, связано со слабым развитием здесь поперечно-перекрестной складчатости.

К числу наиболее распространенных типов пегматитовых полей относятся линейные поля параллельных крутопадающих секущих плитообразных жил, располагающихся цепочками в сводовых частях и пологих участках крыльев антиклинальных складок. Простирание жильных серий соответствует ориентировке осей поперечных (наложенных) антиклинальных перегибов. В месторождениях Чупино-Лоухского района, где пегматитовые поля данного типа наиболее распространены, характерно северо-северо-западное и субмеридиональное простирание жил. По падению жилы слюдоносных пегматитов ограничены подошвой пласта или горизонта кьянит- или гранатсодержащих биотитовых плаггиогнейсов.

В Енском районе поперечно-перекрестный характер складчатой структуры сочетается с более сложным строением отдельных ее элементов. Наряду со сводообразными структурами в этом районе широко распространены асимметричные и опрокинутые складки, флексурообразные изгибы с крутыми, почти вертикальными шарнирами, второстепенные складки с наклонными или горизонтальными осевыми поверхностями и т. п. В связи с этим крутопадающие секущие плитообразные жилы в данном районе не образуют самостоятельных полей, а лишь отдельные кусты или жильные серии. Комбинированные пегматитовые поля включают также серии согласных седловидных (в замках крутых антиклинальных складок), линзовидных (в крыльях складок), а также мелких секущих трубообразных тел в толщах частого чередования гнейсов различного состава (рис. 46).

В обоих районах широко развиты межбуждинные пегматитовые тела, приуроченные к горизонтам слюдяных гнейсов и сланцев, включающих тела метабазитов, габбро-норитов и др. Подробная характеристика месторождений Кольско-Карельской провинции и геолого-структурной позиции пегматитовых тел приведена в сводных работах (Беломорский комплекс. . ., 1962; Горлов, 1973; и др.).

Типы структур полей редкометалльных пегматитов

По сравнению с мусковитовыми пегматитами, поля пегматитов редкометалльных образуются в обстановке меньшей глубинности, после завершения складчатости, в районах с развитой постскладчатой блоковой тектоникой и ярко выраженным гранитным магматизмом. Эти обстоятельства сказываются на некоторых особенностях их структур. Для них характерны:

- приуроченность к постскладчатым тектонически мобильным зонам типа геосинклинальных трогов, «палеорифтов» и т. п.;
- нахождение вблизи многофазных гранитных интрузивов чаще всего трещинного типа и закономерное расположение пегматитов по отношению к этим интрузивам — размещение их предпочтительно в зоне экзоконтакта, на продолжении гранитных массивов по простиранию и над ними, в местах пологих провесов кровли и т. п. (Гинзбург, 1961);
- отсутствие постоянства ассоциаций пегматитов с какими-либо конкретными формами пликативных дислокаций во вмещающей осадочно-метаморфической толще;
- высокая концентрация пегматитов на отдельных локальных участках и линейный характер полей;
- более четкое пространственное обособление жильных серий, включающих пегматитовые тела единого морфологического

типа и залегания: переход из одной геолого-структурной обстановки в другую в рамках пегматитового поля обычно сопровождается изменением характера всей жильной серии или вообще исчезновением пегматитов;

— образование пегматитовых тел практически не иначе, как путем выполнения раскрывающихся трещин, различных по своей природе: тектонических (скалывания или отрыва) либо

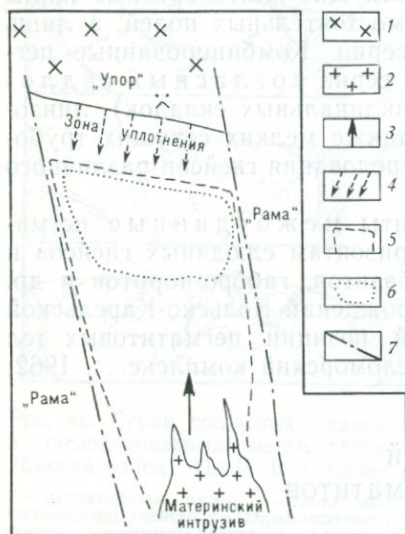


Рис. 47. Основные элементы структуры поля редкометальных пегматитов (план).

1 — интрузивные или метаморфические породы, массивы которых выполняют роль жесткого «упора»; 2 — двуслюдяные и биотитовые граниты, гранит-пегматиты материнского интрузива; 3 — активное тектоническое усилие; 4 — ориентировка сил противодействия «упора»; 5 — область раскрытия пегматитовмещающих трещин (контур пегматитового поля, включая «безрудные» пегматиты); 6 — зона преимущественного развития редкометальных пегматитов; 7 — граничные разломы

соответствующих поверхностям контактов разнородных пород (в том числе и поверхностям напластования), сланцеватости и др., заложенным ранее либо появляющимся непосредственно в процессе становления пегматитовых полей.

На размещении редкометальных пегматитов сказываются такие факторы, как форма структурно однородного блока вмещающих пород и его относительная жесткость, наличие структурных упоров и их характер, ориентировка вектора максимальной механической анизотропии толщи относительно граничных поверхностей тектонического блока и др.

В наиболее общем виде структура редкометального пегматитового поля представляет сочетание трех главных элементов (рис. 47): интрузива материнских гранитов, структурного блока, вмещающего пегматитовые тела (именуемого для краткости «блок»), и «рамы». Рассмотрим каждый элемент подробнее.

В распределении редкометальных пегматитов интрузив материнских гранитов играет определяющую роль лишь в некоторых фанерозойских складчатых областях. В шовных структурах древних щитов она обычно не ощутима, поскольку интрузив либо не вскрыт эрозией, либо располагается в удале-

нии от собственно редкометальных пегматитов — на продолжении пегматитового поля по его простирацию, в зонах развития слабо дифференцированных незамещенных «безрудных» пегматитов. Таковы, например, интрузивы двуслюдяных гранитов с шпиромовыми и жильными двуполевошпатовыми биотитовыми или шерл-мусковитовыми пегматитами, обычно квалифицируемые как пегматитоносные «материнские» граниты. Случаи непосредственного перехода гранитов (как правило, специфических альбитовых и мусковит-альбитовых гранитов или гранит-пегматитов) в редкометальные пегматиты уникальны (Недумов, 1975).

Структурный блок, вмещающий пегматитовые тела, — условное наименование территории собственно пегматитового поля, чаще всего характеризующейся однотипной тектонической структурой, определенным набором и соотношением различных пород, а также той или иной степенью механической анизотропии. В докембрийских пегматитовых полях древних платформ границы этой территории нередко тектонические, и данное понятие приравнивается к понятию «тектонический блок». Однако в качестве границ «блока» могут служить и такие элементы структуры, как зоны распространения (пояса) допегматитовых даек или малых интрузивов, контакты крупных более древних интрузивных массивов или гранито-гнейсовых куполов или, наоборот, зоны постепенной смены пород, слагающих «блок», породами менее жесткими и более тонкослоистыми (например, толщей филлитовидных сланцев) и т. п. В любом из перечисленных случаев это будут границы, за пределами которых широко распространены породы, характеризующиеся существенно иными физико-механическими свойствами и потому препятствующие (или не содействующие) раскрытию пегматитовмещающих трещин в данной среде. По-видимому, именно этот смысл должен вкладываться в понятие «барьерная структура».

Третий структурный элемент — «рама» — включает территорию, непосредственно окружающую пегматитовое поле. Однако наиболее важное значение имеет характеристика той ее части, которая находится на продолжении основной массы пегматитовых тел данного поля по простирацию. Это обусловлено следующими обстоятельствами. Как указывалось, редкометальные пегматиты представляют собой тела выполнения раскрывающихся трещин. Раскрытие трещин, каково бы ни было их происхождение, свидетельствует об обстановке локального растяжения вмещающей толщи. В жестких блоках с консолидированной складчатой структурой местное растяжение возникает как следствие сжатия, направленного в общем случае нормально к вектору растяжения, т. е. параллельно плоскостям жил во вмещающих трещинах. Сжатие же блока в свою очередь является результатом одновременного воздействия активных тектонических сил и противодействия со стороны

некоторого «упора». Роль такого упора и выполняют те элементы структуры «рамы», которые находятся на линии простираения (или близкой к ней) пегматитовых тел. В качестве «упора» могут выступать крупное интрузивное тело, смежный тектонический блок с резко отличной геологической структурой или иные образования, отличающиеся в целом высокой сопротивляемостью наложенному тектоническому воздействию.

Пространственные взаимоотношения между тремя указанными главными элементами структуры полей пегматитов могут быть различными. Так, интервал между материнскими гранитами и жильной пегматитовой зоной, в принципе, может варьировать от нуля до бесконечности (в линейных пегматитовых полях, для которых связь с гранитами не установлена). На этом основании при классификации структур редкометалльных пегматитовых полей целесообразно выделить две группы: пегматитовые поля, непосредственно связанные с материнскими гранитами, и поля, пространственно оторванные от материнских гранитов, не обнаруживающие с ними четкой связи. Такое разделение может выглядеть в известной мере условным, ибо оно зависит от расстояния, на которое пегматиты отходят от материнских гранитов. Однако оно оправдано, поскольку в первом случае раскрытие пегматитовмещающих трещин непосредственно связано с механизмом формирования частного гранитного плутона, роль же смежных структур и, в частности, «упора» остается не дифференцированной либо не проявляется вовсе. Во втором случае и множестве промежуточных ситуаций в обеспечении раскрытия трещин ведущее значение приобретают все геолого-структурные особенности среды.

В пегматитовых полях второй из упомянутой групп между жильной зоной и «упором» нередко имеет место зона, в которой пегматитовые жилы отсутствуют, т. е. раскрытие трещин было невозможно (см. рис. 47). Эта зона, условно называемая «зоной уплотнения», обычно прослеживается параллельно границе блока, вмещающего жильное поле, и «упора». Ее ширина, по-видимому, зависит от разницы механических свойств пород, слагающих оба структурных элемента. При значительной разнице («блок» — толща слюдястых сланцев, «упор» — гранитный интрузив) она может достигать нескольких сотен метров — километра, при незначительной разнице механических свойств (соприкосновение двух тектонических блоков, сложенных приблизительно однообразными метаморфическими породами) — ширина зоны уплотнения может уменьшаться до нуля, и, более того, раскрытие трещин становится принципиально возможным в смежном блоке, где и проходит внешняя (удаленная от материнских гранитов) граница пегматитового поля. Таким образом, данная граница поля может находиться в пределах блока, вмещающего пегматиты (отступать от границы с «упором»), совпадать с границей вмещающего блока, либо переходить через

нее — в зависимости от соотношений жесткости пород обоих структурных элементов.

Рассматривая группу пегматитовых полей, пространственно не связанных с материнскими гранитами, следует обратить внимание на характер структуры блока, вмещающего пегматитовое поле, и, прежде всего, на степень механической анизотропии слагающей его толщи. По этому признаку можно различать блоки относительно изотропные и блоки в различной степени анизотропные.

В блоках, сложенных относительно изотропными или слабо анизотропными породами (массивными метабазами, гранитоидами и т. п.), распределение и пространственная ориентировка пегматитовых тел зависят в большой степени от формы блока. Разложение сил тектонического сжатия происходит только на границе такого блока, и ориентировка активных составляющих, которые обуславливают раскрытие пегматитовмещающих трещин, зависит от ориентировки его граничных поверхностей. В случаях, когда изотропные породы слагают часть блока (например, дайки или штоки массивных метабазитов среди сланцеватых пород), важную контролирующую роль играют геометрические характеристики этих тел.

В блоках, сложенных анизотропной толщей пород (кристаллических сланцев, гнейсов, сланцеватых амфиболитов, слонистых мраморов и т. п.), форма блока, вмещающего пегматиты, также играет важную роль — особенно ориентировка граничной поверхности со смежным жестким «упором». Однако в данной ситуации приобретает самостоятельное значение также фактор взаимной ориентировки поверхностей, а именно, угловые соотношения сланцеватости (слоистости) пород в блоке, с одной стороны, и поверхности «упора», с другой (рис. 48).

В пределах толщи осуществляется дополнительное разложение тектонических сил на продольные и поперечные составляющие. В общем случае структурный тип жильных серий и генетический тип жиловмещающих трещин (скальвания, отрыва, межпластовых и т. п.) будет зависеть от того, какая из этих составляющих «встретит» максимальное противодействие со стороны жесткого «упора». Помимо прочих, возможны две крайние ситуации. В случае продольного сжатия мономинальной анизотропной толщи жиловмещающие трещины совпадают с плоскостями слоистости либо приближаются к ним и чаще всего относятся к трещинам скальвания. В условиях поперечного сжатия такой толщи пегматитовые полости ориентируются нормально к слоистости (сланцеватости) вмещающих пород и представлены трещинами отрыва.

В блоках, целиком сложенных резко анизотропными породами (разнообразными слюдястыми сланцами), жилы редкометальных пегматитов обычно концентрируются в наиболее дислоцированных участках толщи, характеризующихся наличием

складок высокого порядка, флексуобразных изгибов, поперечных складок и иных усложнений господствующего залегания пород. Эта связь обусловлена, по-видимому, повышением жесткости дислоцированных участков толщи, появлением в ней местных «упоров» в виде изгибов пластов, что препятствует широкому развитию явлений локального проскальзывания по сланцеватости и слоистости пород и тем самым содействует

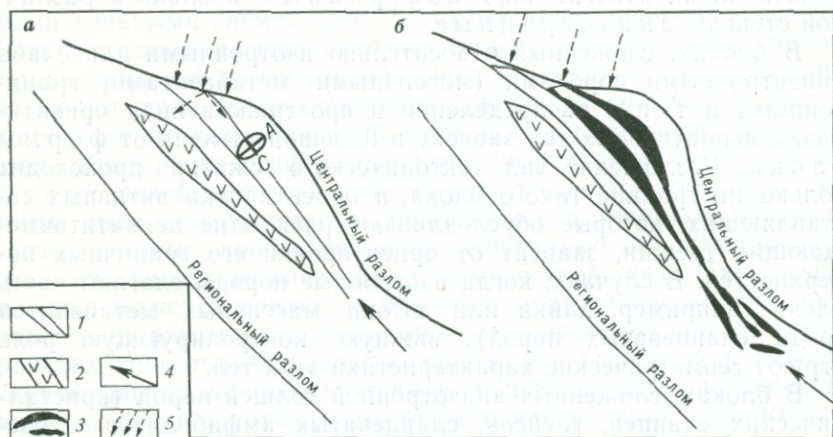


Рис. 48. Схема образования согласных и кососекущих пегматитовых тел в условиях продольного сжатия анизотропного клиновидного тектонического блока.

а — заложение согласных трещин в сланцеватых амфиболитах; б — приоткрытие трещин и выполнение их пегматитами.

1 — сланцеватые амфиболиты; 2 — крупнозернистые массивные амфиболиты (метагаббро); 3 — пегматиты; 4 — ориентировка активного тектонического усилия; 5 — ориентировка сил противодействия «купора» и их составляющих в анизотропном тектоническом блоке

раскрытию трещин иногда самой разнообразной ориентировки.

В итоге можно наметить следующую схему структурных типов полей и жильных серий редкометальных пегматитов (рис. 49).

I группа — пегматитовые поля, пространственно связанные материнскими гранитами.

I подгруппа — жильные серии в интрузивах материнских гранитов.

Тип 1 — пологие пегматитовые залежи или линзовидные тела в апикальных частях куполовидных гранитных интрузивов, приуроченные, очевидно, к полостям термической усадки и характеризующиеся резким всячим контактом и расплывчатым (с переходом в граниты) лежачим. Примерами служат прикровлевые залежи пегматитов с аксессуарным бериллом в некоторых гранитных массивах Юго-Восточного Памира, а также одиночные линзовидные тела хрусталеносных пегматитов со спорадической редкометальной минерализацией в прикровлевой

зоне гранитных интрузивов Борщевочного края (рис. 49, а). Возможно, к этому типу относятся пологие залежи сподумен-лепидолит-альбитовых пегматитов участка Бэр-Клайм, Манитоба, Канада, непрерывно переходящие в лежащем боку в альбитовые граниты и гранит-пегматиты (Недумов, 1975).

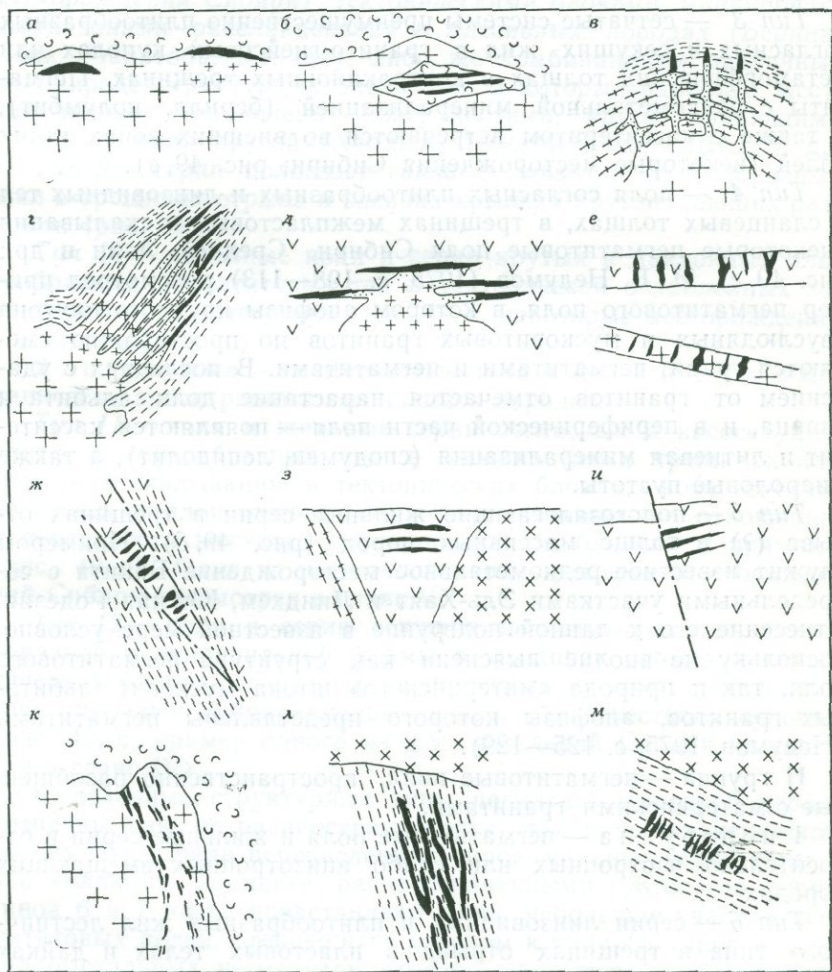


Рис. 49. Типы структур полей редкометалльных пегматитов, (а, б, в, д, з, и — пегматитовые поля в разрезе, остальные — в плане).

1 — гранодиориты или иные интрузивные породы, массивы которых играют роль жесткого «упора»; 2 — граниты; 3 — альбитовые граниты и гранит-пегматиты; 4 — гранито-гнейсы и мигматиты; 5 — массивные метабазиты; 6 — контактовые роговики; 7 — кристаллические сланцы; 8 — «безрудные» шерш-мусковитовые пегматиты; 9 — редкометалльные пегматиты; 10 — дизъюнктивные нарушения

Тип 2 — разноориентированные плитообразные жилы в трещинах контракции (?) в ксенолитах пород кровли или в участках переработки этих пород (некоторые месторождения Казахстана; рис. 49, б).

2 подгруппа — пегматитовые поля в надынтризвивных зонах.

Тип 3 — сетчатые системы преимущественно плитообразных согласных и секущих жил в гранито-гнейсовых куполах или метаморфических толщах в контракционных трещинах. Пегматиты с редкометальной минерализацией (берилл, колумбит), а также с касситеритом встречаются во внешних зонах таких полей (некоторые месторождения Сибири; рис. 49, в).

Тип 4 — поля согласных плитообразных и линзовидных тел в сланцевых толщах, в трещинах межпластовых и скалывания (некоторые пегматитовые поля Сибири, Средней Азии и др.; рис. 49, г). И. Б. Недумов (1975, с. 108—113) рассмотрел пример пегматитового поля, в котором апофизы крупного плутона двуслюдяных и мусковитовых гранитов по простиранию сменяются гранит-пегматитами и пегматитами. В последних с удалением от гранитов отмечается нарастание доли альбита и кварца, и в периферической части поля — появляются касситерит и литиевая минерализация (сподумен, лепидолит), а также миароловые пустоты.

Тип 5 — пологозалегающие жильные серии в трещинах отрыва (?) в толще массивных пород (рис. 49, д). Примером служит известное редкометальное месторождение Бикита с сопредельными участками Эль-Хаят и Линдхем, Южная Родезия. Отнесение его к данной подгруппе в известной мере условно, поскольку не вполне выяснена как структура пегматитового поля, так и природа «материнского» штока мусковит-альбитовых гранитов, апофизы которого представлены пегматитами (Недумов, 1975, с. 125—129).

II группа — пегматитовые поля, пространственно разобщенные с материнскими гранитами.

1 подгруппа — пегматитовые поля и жильные серии в относительно изотропных или слабо анизотропных вмещающих породах.

Тип 6 — серии линзовидных и плитообразных жил лестничного типа в трещинах отрыва в пластовых телах и дайках metabазитов и жильных гранитов (рис. 49, е); жилы, составляющие серию, могут быть крутопадающими, наклонными либо пологозалегающими в зависимости от конкретной геолого-структурной обстановки.

Тип 7 — серии крутопадающих линзовидных и трубообразных жил лестничного типа в трещинах отрыва в острых клиновидных тектонических блоках с крутопадающей или вертикальной линией схождения граничных нарушений (рис. 49, ж).

Тип 8 — серии пологозалегающих плитообразных жил в трещинах отрыва в осевой части клиновидных блоков, сужающихся вниз и имеющих полого ориентированную линию схождения граничных поверхностей (рис. 49, з). Клиновидные структуры подобного рода могут быть представлены синклинальными складками с встречным крутым падением крыльев (некоторые месторождения Сибири), тектоническими блоками, маркированными зонами расланцевания в массивных породах (Берник-Лейк, Манитоба, Канада), либо же комбинациями различных по природе структурных элементов, в которых наиболее жесткие породы ограничены поверхностями, круто падающими навстречу одна другой (Хардинг, Нью-Мексико, США), и др.

Тип 9 — серии пологозалегающих линзо- и плитообразных жил в трещинах отрыва в висячих крыльях крутопадающих разломов (рис. 49, и).

Тип 10 — линейные поля и серии крутых и наклонных плитообразных пегматитовых тел в тектонически ослабленных зонах гранитных интрузивов (рис. 49, к, некоторые месторождения Казахстана).

2 подгруппа — пегматитовые поля и жильные серии в механически анизотропных вмещающих породах.

Тип 11 — поля и жильные серии согласных и кососекущих плито- и линзообразных тел в межпластовых трещинах или трещинах скалывания, в тектонических блоках, в которых сланцеватость и слоистость пород ориентированы по отношению к поверхности жесткого упора под углом, близким к прямому (рис. 49, л). Один из многочисленных примеров месторождений Сибири рассмотрен в главе V.

Тип 12 — поля и серии секущих пегматитовых тел линзообразной и неправильной формы в трещинах отрыва в тектонических блоках, в которых сланцеватость и слоистость пород ориентированы субпараллельно поверхности жесткого «упора» (рис. 49, м; пример одного из месторождений Сибири рассмотрен в главе IV).

Выделенные структурные типы пегматитовых серий неравнозначны как по распространенности, так и по практической значимости. Среди перечисленных типов жильных серий типы 1 и 5 являются наименее распространенными. Жильные серии типов 6 и 7 часто представляют лишь небольшие участки пегматитовых полей, относящихся в целом к типу 11. Многие поля редкометальных пегматитов вообще являются комбинированными и наряду с одним (доминирующим) структурным типом жильных серий, определяющим основной облик поля, включают жильные серии иного типа. Помимо наиболее характерного в этом смысле примера полей 11 типа, отметим, что в смежных зонах полей типа 8, где широко распространены анизотропные сланцевые толщи, мощные пологозалегающие жилы разветвляются и переходят в серию кососекущих тел, близких к типу

11 (Лавриненко, 1973). В рассмотренном выше примере месторождения, отнесенного к типу 12, наряду с кустами жил, секущих сланцевую толщу, в подчиненном количестве встречаются маломощные согласные линзовидные тела редкометалльных пегматитов (тип 11). Их появление обусловлено разложением активных тектонических сил, возникновением составляющей, параллельной слоистости толщи, и наличием малоэффективного упора в виде аналогичного по структуре тектонического блока на северо-западном фланге поля (см. рис. 6).

Важно подчеркнуть, что изменение ориентировки пегматитовых тел — с переходом ли в иные вмещающие породы или в иную структурную обстановку — обычно сопровождается изменением минерального состава, внутреннего строения и рудности пегматитов, что далеко не всегда связано с различным возрастом жильных серий, как это принято считать. Наибольшее практическое значение в настоящее время имеют пегматитовые поля типов 5; 8; 10 и 11, что, тем не менее, не исключает возможности нахождения крупных промышленных объектов среди проявлений пегматитов в иной структурной ситуации, и, скорее всего, среди типов 2; 4; 9 и 12.

Типы структур полей хрусталеносных пегматитов

Своеобразие структур полей хрусталеносных пегматитов определяется их нахождением в интрузивах гранитов, которые являются одновременно и источником вещества, и средой, в которой осуществляется пегматитовый процесс. В Советском Союзе наиболее хорошо исследованы поля хрусталеносных пегматитов Волыни и Казахстана.

Хрусталеносные пегматиты Волыни сконцентрированы в краевой зоне интрузива гранитов типа рапакиви, близ его восточного контакта с массивом основных пород — лабрадоритов, габбро-лабрадоритов, габбро-норитов и др. Основные породы и прорывающие их граниты слагают восточную часть сложного Коростенского плутона (Минералогия и генезис..., 1973). Контакт гранитоидов падает под разными углами под основные породы и имеет сложную морфологию: при пологих в целом углах падение контактовых поверхностей меняется с восточного на западное; в гранитах распространены крупные отторженцы пород кровли.

Непосредственно у контакта наблюдается зона гибридных пород габбро-монцонитов, габбро-сиенитов, монцонитов, сиенитов-граносиенитов), более широкая в северной части района, чем в южной. С переходом от приконтактных частей интрузива к внутренним, в гранитах отмечается последовательная смена фаций ($\gamma_1 \rightarrow \gamma_6$), характеризующая его зональное строение. По данным Л. С. Криволапа (Минералогия и генезис...,

1973), граниты 1-й фации (γ_1) представлены среднезернистыми меланократовыми нечетко порфировидными породами с аллотриоморфно- и гипидиоморфнозернистой основной массой, с высоким содержанием плагиоклаза, роговой обманки, пироксена, оливина и наименьшим кварца, что свидетельствует о явлениях гибридизма. Граниты 1-й фации (γ_1) примыкают непосредственно к контакту с основными породами, либо к зоне гибридных пород, слагая полосу шириной от 200—300 до 1000—1200 м в южной части поля и до 3 км в северной.

Мелкоовоидные граниты 2-й фации (γ_2) характеризуются аплит-пойкилитовой и пойкилитовой структурой основной массы, значительно более низким содержанием цветных минералов и максимальным — кварца. Они образуют следующую зону интрузива, соприкасающуюся преимущественно с гранитами 1-й фации (γ_1).

Граниты 3-й фации (γ_3) — порфировидные, мелкоовоидные с пойкило-пегматитовой и аплит-пойкилитовой структурой основной массы, с множеством мелких миарол. По сравнению с предыдущими породами они отличаются меньшим содержанием плагиоклаза и более низким содержанием темноцветных минералов, среди которых, однако, резко повышается роль биотита.

Далее к центру гранитного массива последовательно вскрываются более глубинные его зоны, сложенные гранитами 4; 5 и 6-й фаций. 4-я фация (γ_4) представлена мелкоовоидными гранитами с тонкозернистой микропегматитовой основной массой, с минимальным содержанием плагиоклаза и максимальным биотита и роговой обманки. 5-я фация (γ_5) — это крупноовоидные рапакиви с гипидиоморфнозернистой, пойкилитовой, гранулитовой и пегматитовой структурой основной массы, возросшей ролью плагиоклаза и резко доминирующей роговой обманкой среди темноцветных минералов. 6-я фация (центральная) представлена порфировидными существенно биотитовыми гранитами (γ_6) с гипидиоморфнозернистой, местами пойкилитовой и гранулитовой структурой основной массы, с минимальным содержанием плагиоклаза и цветных минералов и максимальным микроклина.

Хрусталеносные пегматиты сосредоточены в приконтактной зоне гранитного массива, в полосе шириной 0,3—1,5 км и протяженностью 22 км (рис. 50), т. е. в поле распространения гранитов 1-й и 2-й фаций; в гранитах 3-й фации они крайне редки, во всех же прочих — отсутствуют. Поэтому наибольший интерес представляют распределение и взаимоотношения гранитов 1-й и 2-й фаций.

Контакт между гранитами 1-й и 2-й фаций в одних участках резкий, в других — постепенный. Его крайне неровный и извилистый характер, наличие изолированных фрагментов гранитов 1-й фации в массе гранитов 2-й фации, чередование их

в приконтактной полосе интрузива и местами непрерывный переход между ними дают основание рассматривать граниты 1-й фации как эндоконтактовую кору интрузива, оставшуюся на месте либо отторгнутую в нижележащие зоны, представленные гранитами 2-й фации.

Контакт гранитов указанных фаций является, по-видимому, основным элементом структуры гранитного массива, контроли-

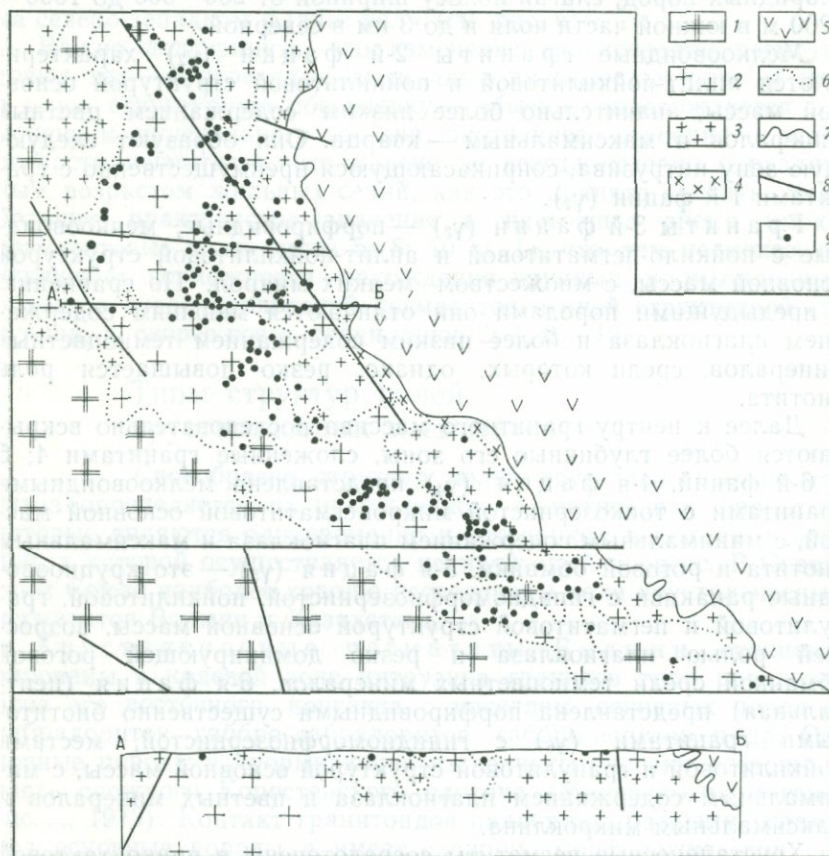


Рис. 50. Схематическая карта размещения хрусталеносных пегматитовых тел центральной части Володарск-Волынского пегматитового поля. По Л. С. Криволап и В. И. Панченко с упрощением (Минералогия и генезис..., 1973).

1 — граниты 3-й фации; 2 — граниты 2-й фации; 3 — граниты 1-й фации; 4 — сиениты и граносиениты; 5 — габбро-нориты, габбро-лабрадориты, лабрадориты; 6 — контакты между фацциальными разновидностями гранитов; 7 — контакт пород кислого и основного состава; 8 — тектонические нарушения; 9 — пегматитовые тела

рующим размещение хрусталеносных пегматитов. Для них характерно кустовое распределение, т. е. чередование участков, лишенных пегматитов, и серий сближенных пегматитовых тел

или их цепочек, параллельных, реже ориентированных нормально к контакту интрузива. Максимальная концентрация наиболее крупных полнодифференцированных тел камерных пегматитов имеет место в гранитах 2-й фации, непосредственно у контакта с гранитами 1-й фации.

В южной части поля широкая зона гибридных пород к западу сменяется подзоной гибридизированных гранитов 1-й фации, а эта последняя — подзоной, характеризующейся сложной перемежаемостью гранитов 1-й и 2-й фаций и имеющей ширину в несколько сот метров. Именно в ней сосредоточена основная масса продуктивных пегматитовых тел. Еще далее к западу расположена подзона гранитов 2-й фации. Частота встречаемости хрусталеносных пегматитов здесь находится в прямой зависимости от масштабов развития (ширины выхода) этих гранитов. Однако в целом в гранитах 2-й фации зафиксировано значительно меньшее число продуктивных пегматитовых тел, и с удалением от контакта с гранитами 1-й фации размеры этих тел и степень их дифференцированности уменьшаются. Еще далее, с переходом в граниты 3-й фации, они уступают место редким и мелким телам шлировых пегматитов.

В северной части пегматитового поля, где контакт с габброидами имеет крайне прихотливый характер, широко развито чередование гранитов 1; 2 и 3-й фаций, кажущееся незакономерным, и, в частности, большие участки, сложенные гранитами 1-й фации, встречаются на значительном удалении от контакта с габброидами. Так, в 1,5—2 км от этого контакта выявлена вторая полоса гранитов 1-й фации, причем на «внешнем» (восточном) их контакте с гранитами 2-й фации отмечается еще одна зона камерных пегматитов. Аналогичный повторный выход гранитов 2-й фации, закартированный на расстоянии 4 км от контакта интрузива, не сопровождается проявлениями пегматитов. В целом северная часть пегматитового поля отличается менее четкой пространственной связью пегматитов с контактом гранитов 1-й и 2-й фаций.

Формы тел хрусталеносных пегматитов весьма разнообразны. Наиболее распространены изометричные (округлые), эллипсоидальные, штокообразные, колбо- и грибообразные, амёбовидные (неправильной формы) пегматитовые тела. Их размеры в поперечном сечении колеблются от нескольких до 30—40, реже до 60—70 м. Пегматиты жильной формы имеют крайне ограниченное распространение. Мощность их не превышает 1,5 м, протяженность до 10—15 м. Проявления горного хрусталя в них отсутствуют.

Таким образом, среди хрусталеносных пегматитов Волыни отчетливо выделяется один структурный тип пегматитовых полей — поля и серии (группы, кусты) изолированных изометричных пегматитовых тел в прикровлевой зоне интрузива гранитов типа рапакиви.

Поля хрусталеносных и флюоритоносных пегматитов Казахстана приурочены к интрузивам гранитоидов позднекаледонского или герцинского тектогенеза, наложенного на каледонские структуры. Гранитоиды прорывают осадочные и эффузивно-осадочные толщи палеозоя. При чрезвычайном разнообразии форм интрузивов, общей чертой тех из них, с которыми пространственно и генетически связаны хрусталеносные пегматиты, является наличие относительно пологой кровли с многочисленными осложняющими ее мелкими куполовидными структурами. Такова сводовая часть Зерендинского гранитного массива (Эфрос, 1964), плитообразного интрузива Бектауата (Геологическое строение..., 1966), кровля пологой языкообразной апофизы Баянаульского массива (Смертенко, 1970) и др. Подобная скульптура кровли маркируется ориентировкой пологих трещин пластовой отдельности, широко распространенных в апикальных зонах интрузивов.

Приуроченность флюорито- и хрусталеносных пегматитов Казахстана к апикальной части гранитных массивов чрезвычайно характерна. Реставрация положения их кровли, предпринимавшаяся многими исследователями, позволяет допускать, что продуктивные пегматиты локализуются на глубине от 30—100 м (Смертенко и др., 1966) до 200—300 м (Г. Д. Аеров, 1971 г.) от кровли и, следовательно, могут быть вскрыты лишь при условии некоторой (относительно слабой) эродированности массива. Непосредственно под кровлей встречаются лишь небольшие либо крупные, но слабо дифференцированные пегматитовые тела. Признаками незначительного эрозионного среза и пологого залегания кровли являются также извилистые в плане контуры гранитного массива, пятнистый характер ороговикования вмещающих надинтрузивных пород, обилие мелких ксенолитов роговиков в гранитах на удалении 1—1,5 км от наблюдаемого контакта интрузива, отмечаемые В. М. Смертенко.

Хрустале-флюоритоносные пегматиты концентрируются преимущественно в средне- и крупнозернистых аляскитовых гранитах главной интрузивной фазы, которые в ряде случаев отделены от пород кровли зоной мелкозернистых аляскитовых гранитов. По данным Е. Ф. Климовицкой (1973 г.) контакт между ними крайне неровный, «пилообразный», что находит отражение в волнистом характере пологих трещин в апикальной зоне интрузива.

В ряде пегматитоносных массивов мелкозернистые граниты присутствуют не только в виде эндоконтактовой фации или «коры», но и в форме пологих залежей (иногда с крутыми апофизами, ответвляющимися вверх) внутри средне-крупнозернистых гранитов главной фазы (Кентский, Каибский и другие массивы). Имеющиеся наблюдения не всегда позволяют достоверно определить природу этих залежей и отнести их к оттор-

женцам «коры» интрузива, либо к фазе дополнительных интрузий. Важно отметить, что к этим пологим телам мелкозернистых гранитов нередко приурочены тела хрустале-флюоритоносных пегматитов.

Роль геологической неоднородности интрузивов как фактор, контролирующей размещение хрустале-флюоритоносных пегматитов, представляется двоякой. Неоднородность, обусловленная наличием ксенолитов пород кровли, мелкозернистых гранитов эндоконтактовой фации и ее отторженцев, а также пологих залежей гранитов фазы дополнительных интрузий, по-видимому, способствует развитию камерных пегматитов, поскольку создает локальные участки экранирования летучих компонентов и благоприятствует возникновению усадочных полостей. С другой стороны, обилие глубинных ксенолитов, гибридных и контаминированных пород, а также постпегматитовых штоков и даек гранитов, аплитов, диоритов и др., свойственно тектонически ослабленным и мобильным зонам гранитных интрузивов, т. е. обстановке, в общем не благоприятной для формирования камерных пегматитов (Эфрос, 1964, и др.).

Детальные исследования трещиноватости вмещающих гранитов свидетельствуют о том, что тела продуктивных пегматитов тяготеют к участкам разреженной суммарной трещиноватости, которые территориально совпадают со сводовыми частями куполовидных структур (Смертенко и др., 1966).

Из числа известных пегматитовых тел в каждом поле количество собственно продуктивных камерных пегматитов составляет небольшой процент; нередко такие тела единичны. Для них характерно неравномерное, кустовое распределение в пегматитовом поле. Б. Д. Эфрос отмечает локализацию камерных пегматитов в виде линейных зон протяженностью до 8—12 км и шириной до 1—2 км, субпараллельных контактам материнских плутонов (в плане), а в пределах этих зон — цепочки или серии, включающие до трех—пяти тел, разобщенных интервалами около 100 м. М. А. Осипов (1974) подчеркивает этажное распределение камерных пегматитов в гранитах. Практически все исследователи констатируют приуроченность наиболее крупных тел и их серий к куполовидным структурам кровли, маркированным ориентировкой пологих трещин, и конкретно к участкам выполаживания этих структур. Е. Ф. Климовицкая (1970) отмечает прямую зависимость размеров пегматитовых тел от параметров купольных структур.

Наиболее распространенными формами тел хрустале-флюоритоносных пегматитов Казахстана являются изометричные, трубообразные (крутые и наклонные), линзовидные и неправильные формы. Поперечные размеры их достигают нескольких метров, протяженность трубообразных тел — до 11—13 м. Кроме того, широко распространены линзовидные и жилородные

пегматиты, иногда с местными раздувами, к которым приурочены полости с кристаллами кварца. Эти пегматиты чаще всего локализуются в кровле пологозалегающих жильных тел мелкозернистых гранитов фазы дополнительных интрузий, особенно в участках изгибов этих тел. Большого промышленного значения они обычно не имеют.

Таким образом, можно отметить два типа структур жильных серий, встречающихся в полях хрустале-флюоритоносных пегматитов Казахстана: 1) серии изометричных или близких к такому пегматитовых тел в локальных куполовидных структурах интрузивов аляскитовых гранитов и 2) серии линзовидных и жилообразных тел в кровле пологих залежей гранитов фазы дополнительных интрузий.

Сопоставляя геолого-структурную позицию камерных пегматитов Волыни и Казахстана, можно отметить следующие общие черты пегматитовых полей этих регионов, обусловленные, по-видимому, принципиально одинаковым механизмом формирования пегматитовых полостей (Осипов, 1974).

а. Камерные пегматиты концентрируются в прикровлевой зоне гранитных интрузивов, будучи отделены от кровли некоторой зоной гранитов, беспегматитовых или бедных пегматитами. Граниты этой эндоконтактовой зоны отличаются от нижележащих гранитов (непосредственно вмещающих главную массу камерных пегматитов) петрографической характеристикой и являются наиболее ранними продуктами консолидации гранитной магмы — внешней «корой» гранитного тела.

б. На распределение пегматитов оказывают влияние ориентировка и морфология кровли интрузива. Наиболее благоприятна пологая сводообразная кровля, имеющая относительно спокойный рельеф и осложненная куполовидными формами более высокого порядка. Применительно к пегматитам Волыни роль ориентировки контакта гранитов с габброидами менее очевидна, что вероятно, связано с наличием зоны гибридных пород, затрудняющей исследование скульптуры кровли собственно гранитов. Менее благоприятной обстановкой для концентрации камерных пегматитов является кровля, имеющая сложную форму с выступами в тело гранитного интрузива и отторженцами вмещающих пород.

в. Одним из важных факторов, обуславливающих не только распределение, но и само появление камерных пегматитов, является структура эндоконтактовой зоны гранитного интрузива и, в первую очередь, степень геологической неоднородности данной зоны. Ее неоднородность, зависящая как от формы контакта, так и от наличия глубинных ксенолитов и отторженцев пород кровли в гранитах, определяет возможность развития и масштабы тектонических дислокаций, не благоприятствующих изоляции пегматитовых расплавов и растворов и спокойному «вызреванию» полнодифференцированных пегматитов.

г. Самостоятельное значение фактора контроля приобретает форма контактовой поверхности гранитов «коры» со смежными «подкоровыми» собственно пегматитовмещающими гранитами, поскольку наиболее крупные тела камерных пегматитов локализируются именно под этой поверхностью. Для большинства пегматитоносных интрузивов Казахстана это обстоятельство осталось не вскрытым.

д. Значение благоприятного структурного фактора имеет, очевидно, большая мощность гранитов «подкоровой» части интрузива, как потенциального источника летучих компонентов, концентрирующихся выше, в зонах развития усадочных полостей. Этот вывод напрашивается при рассмотрении участков Волынского пегматитового поля, характеризующихся частой перемежаемостью «подкоровых» гранитов (2-й фации) и отторженцев «коры» (гранитов 1-й фации) и ограниченным развитием хрусталеносных пегматитовых тел.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе предпринятой в настоящей книге попытки комплексного рассмотрения геологических условий, в которых формируются гранитные пегматиты, можно сделать некоторые общие выводы.

1. Породы, удовлетворяющие предложенному авторами определению понятия «гранитные пегматиты», являются преимущественно продуктами кристаллизации гранитных расплавов анхизвтектического состава, водонасыщенных и часто обогащенных другими летучими компонентами (в том числе фтором), а также редкими щелочами (литием, рубидием, цезием). Подобные расплавы могут возникать в разных структурных этажах земной коры и различными — по крайней мере, тремя — путями.

а. В глубинных условиях (нижний структурный этаж) образование таких расплавов связано с процессами ультраметаморфизма и гранитизации терригенно-эффузивных толщ под воздействием повышенных тепловых потоков, сопровождаемых привнесом летучих. При этом вследствие развития явлений анатексиса селективно выплавляются лейкократовые (наиболее легкоплавкие) составляющие метаморфических пород. Возникающие таким путем анатектические расплавы имеют эвтектоидный состав, эволюционирующий в общем случае от бинарной кварц-плагиоклазовой эвтектики к тройному котектическому минимуму (кварц—плагиоклаз—калишпат). В том же направлении изменяется и состав пегматитов, кристаллизующихся из анатектических расплавов (в частности, слюдоносных).

Образующиеся при ультраметаморфизме тела пегматитов иногда располагаются среди полей мигматитов, будучи связаны постепенными переходами с лейкократовыми составляющими жильных мигматитов — венитов, которые, по мнению некоторых исследователей (Бабошин, 1973), имеют неанатектическое происхождение, т. е. представляют собой продукты метаморфической дифференциации в твердом состоянии. Не исключена возможность и формирования ортотектитовых пегматитов этого типа вследствие метаморфической дифференциации, минуя состояние расплава. Такие образования, по-видимому, правильнее называть пегматитоподобными породами; по имеющимся данным, они пользуются преобладающим развитием в пределах гранулитовой фации метаморфизма и отчасти в низах амфиболитовой (особенно альмандин-амфиболитовой, по Г. Винклеру) фации.

Для ультраметаморфических пегматитов, включая и анатектические, характерна повышенная основность, широкое разви-

тие плагиоклазовых и микроклин-плагиоклазовых разностей со значительным содержанием биотита. В целом по химическому и минеральному составу такие пегматиты близки к соответствующим типам автохтонных гранитоидов анатектического происхождения, с которыми они тесно связаны генетически. В геохимическом отношении те и другие обогащены кальцием, магнием, железом, титаном, барием, иногда также редкими элементами, первоначально входившими в состав плагиоклаза субстрата (т. е. редкими землями, бериллием). На поздних стадиях эволюции, при повышении активности воды в них интенсивно развивается процесс гидролиза полевых шпатов, приводящий к образованию мусковита. Многим слюдоносным пегматитам (всем так называемым телам замещения) непосредственно присуще ультраметаморфическое происхождение, хотя большинство пегматитов этого формационного типа (все тела выполнения) следует скорее рассматривать как продукты кристаллизации в разной степени дифференцированных и перемещенных анатектических расплавов (в частности, как производные анатектических гранитоидов — «гранит-пегматитов»). б. В условиях умеренных глубин (средний структурный этаж) пегматитообразующие расплавы возникают вследствие высокой степени фракционирования дифференцированных аллохтонных гранитоидных комплексов палингенного происхождения, связанных с глубинным магматическим очагом и представленных чаще всего трещинными интрузивами, внедрение которых имело место после завершения основного этапа складчатости, вдоль зон разрывных дислокаций.

Многочисленными геохимическими исследованиями доказано, что чем более дифференцированы гранитные магматические комплексы, тем состав их последних интрузивных фаз ближе к эвтектическому (котектическому), и они более обогащены Li, Rb, Cs, Be, Ta, W, F и обеднены Ca, Mg, Fe, Ti, Zn, Sc, Ba. Геохимическая эволюция, четко прослеживаемая от ранних интрузивных фаз таких комплексов к поздним, находит завершение в редкометальных пегматитах (Гинзбург, Фельдман, 1976), представляющих собой поздние остаточные дифференциаты аллохтонных гранитных магм.

в. В условиях относительно небольших глубин (верхний структурный этаж) пегматиты возникают вследствие локального обогащения отдельных (преимущественно верхних, располагающихся непосредственно под корой закалки) участков кристаллизующихся гранитных массивов наиболее теплоемкими соединениями — летучими компонентами системы, в сочетании с наличием ряда предпосылок для возникновения концентрированных усадочных полостей (низкое внешнее давление, пологая сводообразная форма кровли интрузивов, оптимальные скорости кристаллизации, высокая вязкость расплава и др.). Эти полости служат очагами накопления летучих

соединений и играют в дальнейшем роль пегматитовых камер (Осипов, 1974).

В тектонически спокойной обстановке (в участках слабого проявления трещинообразования) пегматиты формируются на месте возникновения, т. е. в пределах локальных пегматитовых очагов (шлировые, камерные, миароловые, сингенетические, или «фациальные» по К. А. Власову, пегматиты). В других случаях (при наличии трещин) пегматитовый материал может быть «выжат» за пределы первоначальных камер с образованием жильных пегматитовых тел трещинного типа (эпигенетические, или «фазовые» по К. А. Власову, пегматиты).

Возникновение в объеме гранитного расплава локальных участков, обогащенных летучими (в частности, водой), возможно лишь в условиях сильно затрудненной их миграции, т. е. в весьма вязких и в целом бедных водой, а потому достаточно высокотемпературных расплавах. Однополевошпатовые «гиперсольвусные» (термин О. Ф. Таттла) щелочные граниты, граниты типа рапакиви и т. п. породы, которыми преимущественно сложены плутоны, вмещающие шлировые пегматиты, кристаллизовались именно из подобных расплавов. Одним из вероятных механизмов возникновения в них (в частности, в плутонах рапакиви-подобных гранитов) локальных водонасыщенных участков представляется накопление в таких «пегматитовых очагах» воды, генерируемой вследствие взаимодействия восходящего потока водорода с окислами железа, содержащимися в породах кровли гранитных массивов и, соответственно, в гибридных породах их верхней эндоконтактной зоны (согласно гипотезе Ф. А. Летникова). Поэтому для локализации подобных очагов наиболее благоприятны пологие купола, волнистые неровные поверхности пологих контактов гранитных массивов, переработанные ксенолиты пород кровли, блоки и зоны меланократовых гибридных пород повышенной основности (продуктов широкого развития процессов контаминации гранитной магмы вмещающими породами основного состава). Усадочные полости часто возникают также по границам двух сред, имеющих разные коэффициенты термического сжатия, например, вдоль контактов (главным образом висячих) полого залегающих пластообразных тел мелкозернистых жильных гранитов или гранитов дополнительной интрузивной фазы и их более крутых (отходящих вверх) апофиз.

Подобное происхождение наиболее характерно для внутригранитных хрустале- и флюоритоносных пегматитов.

2. Все крупные поля и пояса редкометальных и слюдоносных пегматитов приурочены к весьма сходным тектоническим структурам, а именно — к системам узких протяженных шовных прогибов типа геосинклинальных трогов и грабен-синклинорий докембрийских платформ и срединных массивов или фанерозойских эвгеосинклинальных зон. Для всех пегматито-

вых провинций, связанных с такими структурами, установлены следующие общие черты: значительная мощность и специфический (эффузивно-терригенный, флишоидный) характер толщ, выполняющих прогибы; своеобразный магматизм (в геосинклинальных трогах интенсивно проявлен магматизм начальных этапов развития подвижных областей — широко распространены пластовые тела основных пород и эффузивы спилит-диабазовой формации; в днищах троговых прогибов формируются гранито-гнейсовые купола, а в их верхних структурных этажах, равно как и в фанерозойских складчатых областях, появляются массивы аллохтонных гранитоидов) и четко выраженная контролирующая роль глубинных разломов в пространственном размещении гранитных интрузивов. Вместе с тем между древними геосинклинальными трогами и молодыми складчатыми областями имеются и определенные различия, в частности — по соотношению эффузивного и терригенного материала в составе выполняющих те и другие отложений: в троговых прогибах эффузивы часто весьма широко распространены, тогда как в фанерозойских геосинклиналях обычно резко преобладают ритмичнослоистые толщи терригенных пород. Пластовые интрузии основных пород, трассирующие троговые структуры (Архангельская, Гинзбург, 1976), значительно менее свойственны типичным геосинклинальным областям. Наконец, многие из таких областей представляют собой в целом инверсионные геоантиклинорные структуры, тогда как троговые прогибы принадлежат к числу отрицательных тектонических форм общего циклиорного строения, в формировании которых этап инверсии четко не фиксируется.

Гранитный магматизм, вызывающий пегматитообразование в тектонических структурах обоих типов, развивается как в процессе завершения складчатости, так и главным образом в послескладчатый период и проявляется на различных уровнях глубинности. Весь существующий фактический материал свидетельствует о том, что гранитоидные комплексы, с которыми связаны пегматиты, имеют анатектическое (в случае слюдоносных пегматитовых провинций) или палингенное (в случае редкометальных пегматитовых провинций) происхождение, причем плавление эффузивно-терригенных толщ, выполняющих пегматитовмещающие структуры, происходило под воздействием тепловых потоков, локализованных в зонах глубинных разломов. Последние играют ведущую роль в территориальном распределении палеотемпературных полей и в этой связи — в размещении гранитных массивов, метаморфических зон, разнотипных пегматитовых полей.

Между гранитоидами слюдоносных и редкометальных пегматитовых провинций существует принципиальное различие: первые имеют автохтонный характер, т. е. образовались путем плавления вмещающих метаморфических пород *in situ*, тогда

как вторые принадлежат к типичным аллохтонным гранитам, в формировании которых ведущую роль играла дифференциация глубинного магматического очага, возникшего в результате плавления пород нижних горизонтов коры и порождающего в процессе подъема магмы промежуточные очаги на разных уровнях.

В частности, вполне очевидным представляется образование в нижнем структурном этаже гранито-гнейсовых куполов за счет непосредственного переплавления метаморфических, первично эффузивно-терригенных, флишоидных пород. Вместе с тем, соотношение таких куполов и трещинных интрузивов среднего и верхнего структурных этажей дает основание рассматривать эти гранитные плутоны («батолитовой» формации по Ю. А. Кузнецову) как палингенные аллохтонные образования (Летников, 1975). Коровое происхождение таких гранитов и связанных с ними пегматитов подтверждается результатами исследования изотопного отношения $Sr^{87} : Sr^{86}$ и фактом накопления в них типично «коровых» литофильных химических элементов (Гинзбург, 1975).

3. Пегматиты формируются в весьма широком диапазоне термодинамических условий, превосходя в этом отношении большинство других групп эндогенных месторождений полезных ископаемых. Они встречаются в интервале глубин от 1,5—2,0 до 15—20 км. Давление, при котором протекает процесс пегматитообразования, складывается из литостатической нагрузки, тектонических напряжений, давления водной фазы поровых растворов вмещающих пород и внутреннего давления, развиваемого в камере паровой фазой пегматитовой системы. Касаясь температурных условий пегматитового процесса, необходимо отметить следующее обстоятельство: хотя во времени этот процесс протекает позже основного этапа прогрессивного метаморфизма, тем не менее весь существующий материал свидетельствует о том, что в период формирования пегматитов общий характер локальных тепловых полей (картина распределения геоизотерм, отраженная в метаморфической зональности) сохраняется примерно постоянным и близким к тому, который сложился в ходе прогрессивного метаморфизма. Это подтверждает, в частности, соответствие зонального размещения различных минеральных типов пегматитов метаморфической зональности, фиксируемой на территории пегматитовых полей или поясов. Указанный факт, возможно свидетельствующий о длительном стационарном характере локальных тепловых потоков, но скорее всего обусловленный своего рода «тепловой инерцией», т. е. низкой скоростью теплоотдачи метаморфических пород, дает основание с известной степенью приближения полагать, что температура начала пегматитового процесса в целом определяется палеогеотермическим градиентом, зависящим от величины локального теплового потока в соответствующем

участке земной коры. В свою очередь, эта температура регулируется как давлением водного флюида, так и концентрацией в пегматитовой системе других летучих компонентов (в первую очередь фтора) и щелочей (включая литий).

Суммарное действие перечисленных факторов приводит к установлению определенного соответствия между *pt*-характеристиками процесса формирования пегматитов и термодинамическими условиями (прежде всего температурными, а также давлением водной фазы) во внешней среде. Эти внешние условия, как уже упоминалось, непосредственно отражаются в особенностях развития метаморфической фациальной зональности в толщах пород, вмещающих пегматиты (поскольку последние не являются интрузивными).

Таким образом, по термодинамическим параметрам, при которых протекает процесс пегматитообразования, можно подразделить гранитные пегматиты на несколько групп, или формаций пегматитов, параллелизирующихся с определенными типами и фациями метаморфизма.

А. Группа (формация) пегматитов областей высоких давлений и относительно низких температурных градиентов — слюдоносные пегматиты (соответствуют метаморфическим поясам киаинит-силлиманитового типа, или альмандин-амфиболитовой фации по Г. Винклеру, 1969).

Б. Группа (формация) пегматитов областей умеренных давлений и высоких температурных градиентов — редкометалльные пегматиты (соответствуют метаморфическим поясам андалузит-силлиманитового типа, или кордиерит-амфиболитовой фации по Г. Винклеру, 1969, а в фанерозойских складчатых областях — фации роговообманковых роговиков контактового метаморфизма).

В. Группа (формация) пегматитов областей низких давлений (малых глубин) и весьма высоких температурных градиентов — хрусталеносные пегматиты (интрузивные) и миароловые пегматиты (соответствуют зонам развития контактово-метаморфизованных пород при отсутствии проявлений регионального метаморфизма того же возраста).

Иными словами, в земной коре четко проявляется закон соответствия типа (фации) метаморфизма вмещающих пород и определенных групп (формаций) пегматитов (Гинзбург, Родионов, 1960). Этот закон имеет первостепенное значение при прогнозировании и проведении поисковых работ, поскольку он дает основание по фациям метаморфизма и метаморфическим индекс-минералам (в роли которых выступают для метapelитовых пород андалузит, киаинит, силлиманит, кордиерит, ставролит, гранат и др., а для метабазитов — разновидности амфиболов) выделять перспективные зоны для нахождения слюдоносных или редкометалльных

пегматитов и составлять карты прогнозов на основе анализа метаморфических фациальных серий.

4. Пегматиты возникали на протяжении всей истории формирования земной коры — от архея до кайнозоя. Весьма крупные и интенсивно минерализованные поля редкометалльных пегматитов формировались на том раннем этапе становления континентальной коры, когда в пределах ее первых стабильных элементов — кратонов, или протоконтинентов — закладывались шовные прогибы, которые характеризовались, естественно, относительно небольшой мощностью выполняющих их отложений; среди последних эффузивно-туфогенный материал (преимущественно основного состава) резко преобладал над терригенным.

В пределах этих узких зон прогибов тепловые потоки были весьма значительными, и интенсивно протекали процессы дегазации, что способствовало развитию пегматитообразования в условиях сравнительно небольших литостатических нагрузок и высоких температурных градиентов, при большой активности летучих соединений. Такая обстановка соответствовала условиям возникновения редкометалльных пегматитов, особенно наименее глубинных петалитовых пегматитов. На разных шитах этот этап развития приходится на различные геологические периоды.

Первое появление слюдоносных пегматитов относится к несколько более позднему времени, а именно к среднему протерозою, когда континентальная кора приобрела достаточную толщину, ее стабильные участки стали соответственно более жесткими, и на них могли формироваться глубокие прогибы со значительными мощностями отложений (преимущественно терригенных, флишоидного типа). В такой обстановке пегматитовый процесс протекал уже при гораздо большей литостатической нагрузке и при меньших температурных градиентах, т. е. в условиях, соответствующих тем, при которых образуются слюдоносные пегматиты.

5. В образовании крупных пегматитовых полей и поясов первостепенную роль играют долгоживущие региональные тектонические зоны глубинного заложения, вдоль которых поднимались аллохтонные гранитные расплавы (в провинциях редкометалльных пегматитов) или проникали агенты метаморфизма и гранитизации, участвующие в образовании гранито-гнейсовых куполов и мигматитовых полей (в провинциях слюдоносных пегматитов). В любом случае эти зоны, как отмечалось, служат проводниками локальных тепловых потоков и оказывают определяющее влияние на характер палеотемпературных полей, т. е. на метаморфическую зональность и, следовательно, на размещение пегматитов различных типов.

В частности, в редкометалльных пегматитовых провинциях тектонические движения по таким зонам и большая проницаемость последних обуславливают высокую степень дифференци-

ции гранитных магматических комплексов, отрыв от них поздних остаточных дифференциатов, обогащенных летучими и потому весьма подвижных, а также многофазное развитие самого пегматитового процесса. Как правило, чем более четко проявлен тектонический контроль в размещении пегматитов, тем больше масштаб полей и месторождений, тем менее ясно выражена связь их с гранитными интрузивами.

6. Пегматиты, возникающие в разных структурных этажах земной коры и принадлежащие соответственно к разным формациям, характеризуются специфическими чертами. Они образуются принципиально различными путями, отличаются по соотношениям с гранитными интрузивами, роли вмещающих пород, геолого-структурным условиям локализации, механизму формирования пегматитовых тел (способу решения проблемы пространства), минералого-геохимическим и структурно-текстурным особенностям, а также по присутствию в них различных полезных ископаемых.

Пегматиты, генетически связанные с процессами ультраметаморфизма и гранитизации, образуются в основном посредством анатектической мобилизации вещества субстрата либо путем магматического замещения метаморфических пород и развития процессов метабластеза и собирательной кристаллизации, а также, конечно, в ходе эволюции анатектических гранитных расплавов. Такие пегматиты большей частью не имеют какой-либо связи с гранитными интрузивами в обычном понимании, но могут обнаруживать тесную связь с массивами автохтонных гранитоидов («гранит-пегматитов») анатектического происхождения, к которым они весьма близки также и по минеральному составу. На состав подобных пегматитов весьма существенное влияние оказывают вмещающие породы, за счет вещества которых (а иногда и непосредственно по этим породам) развились как сами пегматиты, так и их материнские анатектические гранитоиды. В тех случаях, когда такие пегматиты выполняют полости, образование последних обычно тесно связано с формированием складчатых структур.

Пегматиты — конечные дифференциаты аллохтонных гранитных комплексов — представляют собой преимущественно жильные тела выполнения, приуроченные к тектоническим трещинам, наложенным на складчатые структуры. Строение пегматитовых полей, морфологические особенности отдельных тел определяются здесь в основном трещинной тектоникой, развитие которой в свою очередь обнаруживает зависимость от степени однородности и физико-механических свойств вмещающих пород, а также от локальной геологической структуры участка.

Влияние вмещающих пород непосредственно сказывается главным образом на строении и составе эндоконтактных зон пегматитовых тел; однако в косвенной форме это влияние отражается на всем ходе пегматитового процесса, в значительной

мере обуславливая и уровень концентрации в пегматитах полезных компонентов (в частности, редких элементов).

Наконец, пегматиты, образующиеся вследствие локализации летучих в отдельных очагах внутри гранитных интрузивов, заполняют главным образом усадочные полости в гранитах, возникающие в результате явлений контракции в верхних частях гранитных плутонов малой глубинности, без участия наложенных тектонических процессов. Такие пегматиты всегда связаны с конечными интрузивными фазами дифференцированных магматических комплексов и являются внутригранитными. Породы, вмещающие пегматитоносные гранитные массивы и, как правило, весьма слабо или совсем не метаморфизованные, в этом случае практически не оказывают непосредственного влияния на ход пегматитового процесса. В локализации усадочных полостей и выполняющих их пегматитовых тел ведущую роль играют элементы морфологии верхних (прикупольных) эндоконтактовых зон и особенно закалочной коры материнских плутонов.

7. Как указывалось выше, влияние внешней среды (т. е. вмещающих пород пегматитовых полей) на ход пегматитового процесса проявлено тем интенсивнее и разностороннее, чем больше глубинность образования пегматитов. Физико-механические свойства различных пластов и пачек вмещающих пород, отличающихся по пластичности, компетентности и текстурной анизотропии, а также особенности строения пегматитовмещающей толщи метаморфических пород или пегматитовмещающего гранитного массива, степень их геологической неоднородности (рассмотренные в рамках конкретной геологической структуры) в значительной степени определяют условия локализации пегматитов, характер их пространственного размещения (в плане и по вертикальному разрезу), морфологию и размеры пегматитовых тел и их серий.

Между вмещающими породами и пегматитами всегда происходит известный массо- и теплообмен, который приводит, с одной стороны, к выносу летучих соединений (с участием воды, фтора, щелочей и ряда элементов-комплексобразователей) из пегматитов в зоны экзоконтакта, а с другой стороны — к обогащению пегматитов рядом компонентов вмещающих пород (в первую очередь Al_2O_3 , CaO , MgO , FeO , TiO_2 и др.). Такое обогащение может происходить как в процессе переработки («пегматитизации») вмещающих пород, их останцов (скиалитов) или отторженцев (ксенолитов), так и путем встречной диффузии; в последнем случае оно распространяется лишь на сравнительно узкие эндоконтактовые зоны пегматитовых тел. Однако в некоторых случаях отмечаются и типичные явления ассимиляции пегматитами вещества боковых пород, распространяющиеся на весь объем пегматитовых тел (залегает

ние сподуменовых пегматитов среди карбонатных пород, керамических пегматитов в массивах основных пород и др.).

Интенсивность массообмена зависит при прочих равных условиях от степени контрастности состава вмещающих пород и пегматитов, а также от кристаллохимических свойств породообразующих минералов, определяющих их изоморфную емкость по отношению к щелочным элементам и некоторым элементам-комплексобразователям. Этот фактор кристаллохимического рассеяния (в сочетании с механическими свойствами и структурно-текстурными особенностями вмещающих пород, а в анизотропных слоистых толщах — также в зависимости от взаимной ориентировки сланцеватости пород и контактов пегматитовых тел) определяет различия в интенсивности и характере влияния вмещающих пород на процесс формирования пегматитов. Одни породы (сланцеватые сланцы, гнейсы) активно поглощают летучие соединения, способствуя их выносу из пегматитов и образованию обширных первичных ореолов, например, редких щелочей с низкими их содержаниями; другие же породы (амфиболиты, особенно массивные их разновидности, метагабброиды, метаультрабазиты) служат своего рода барьером, препятствующим выносу летучих соединений из пегматитов, поскольку эти породы допускают лишь возможность образования узких (правда, значительно более контрастных) первичных ореолов тех же редких щелочей, с замещением роговых обманок холмквиститом или цезиевым биотитом. В отдельных случаях такие экзоконтактные ореолы могут даже представлять практический интерес как источник получения редких щелочей (особенно цезия).

Принцип взаимодействия оснований, сформулированный Д. С. Коржинским, особенно эффективно проявляется при залегании пегматитов в породах основного состава, приводя к резкому повышению активности щелочей и, как следствие, к повышению pH поровых растворов, что, в свою очередь, вызывает распад ацидофильных (преимущественно фторидных) комплексных соединений некоторых редких элементов (тантала, бериллия и др.) с образованием рудных минералов.

В силу изложенных причин наиболее высокие концентрации редких элементов обычно достигаются в пегматитах, залегающих среди основных (или карбонатных) пород.

8. В 1960 г. А. И. Гинзбургом и Г. Г. Родионовым были впервые выделены четыре различные группы пегматитов, или пегматитовые формации, получившие условные названия «редкоземельной»¹, слюдоносной, редкометальной и хрусталеносной.

¹ В свете современных данных это название следует признать неудачным, так как пегматиты данной формации лишь спорадически обогащены редкоземельными минералами (ортитом, монацитом и др.), а чаще их почти не содержат.

Особенности этих пегматитовых формаций кратко рассмотрены выше. Геологически они различаются прежде всего по условиям глубинности (соответственно пегматиты весьма больших, больших, умеренных и относительно малых глубин) и по способу образования. Каждая формация охватывает целый ряд (фациальную серию) пегматитов различной степени дифференциации, характеризующихся неодинаковым химическим и минеральным составом (включая разное содержание полезных компонентов) и различной температурой образования, но возникших преимущественно одним способом и в пределах сравнительно небольшого диапазона давлений (в ограниченном интервале глубин). Эти естественные ряды, или фациальные серии пегматитов, распространенные на территории одной пегматитовой провинции, могут быть положены в основу классификации пегматитов отдельных формаций. В рамках каждой формации выделяются определенные минеральные типы, связанные между собой постепенными переходами; закономерное территориальное распределение этих типов пегматитов и служит конкретным выражением зональности пегматитовых поясов и полей.

Крайние члены фациальных серий двух смежных формаций могут конвергентно сближаться по составу. Так, в полях слюдоносных пегматитов встречаются отдельные минеральные типы, обогащенные бериллом и колумбитом, которые выделяются некоторыми геологами (Ю. М. Соколов, М. Е. Салье и др.) в особую формацию редкометалльно-слюдоносных пегматитов. Вместе с тем, в полях редкометалльных пегматитов иногда наблюдаются тела, содержащие крупнокристаллический мусковит: мусковит-берилловые, или слюдоносно-редкометалльные пегматиты. Вообще наименее дифференцированные типы пегматитов, распространенные, как правило, в самых высокотемпературных зонах редкометалльных пегматитовых поясов (в нижних частях разреза пород кордиерит-амфиболитовой фации метаморфизма, где существенную роль начинают играть явления гранитизации), многими чертами минерального состава (микроклин-плагиоклазового или плагиоклаз-микроклинового) и строения напоминают соответствующие разности слюдоносных пегматитов.

Точно также в полях типичных редкометалльных, сподуменовых или петалитовых, пегматитов нередко встречаются жилы с миароловыми пустотами, содержащими кристаллы ювелирных камней, друзы полевого шпата и мориона; в свою очередь в полях камерных, внутригранитных хрусталеносных пегматитов появляются тела с редкометалльной минерализацией (литиевой, бериллиевой, танталовой и др.).

Известны, далее, пегматитовые поля зонального строения, в которых наблюдаются переходы от типичных внутригранитных хрусталеносных пегматитов шпирового типа к типичным миароловым пегматитам с кристаллами ювелирных камней,

расположенным в зонах экзоконтакта, причем в миароловых пегматитах появляются и минералы редких элементов (в частности, лития).

Тем не менее, несмотря на существование «промежуточных» минеральных типов, одна пегматитовая формация с глубиной не переходит в другую, что указывает, в частности, на различный источник вещества при формировании пегматитов каждой формации и подчеркивает разный способ их образования, но прежде всего — их приуроченность к различным структурным этажам земной коры.

9. Не существует единых закономерностей размещения гранитных пегматитов «вообще», равно как и единых поисковых критериев, одинаково применимых для любых пегматитов, безотносительно к их формационной принадлежности. Каждый формационный тип пегматитов характеризуется специфическими особенностями локализации, которые необходимо учитывать при проведении поисков. Размещение пегматитов слюдоносной, редкометалльной и хрусталеносной формаций контролируется неодинаковыми факторами в различном их сочетании.

Так, для слюдоносных пегматитов основную роль играют приуроченность их к породам альмандин-амфиболитовой фации метаморфизма по Г. Винклеру (1969), а также литологические факторы контроля и определенный набор геолого-структурных факторов. Для редкометалльных пегматитов фанерозойских областей главное значение имеют их приуроченность к эвгеосинклинальным зонам, связь с конкретными интрузивными комплексами, залегание преимущественно в пределах экзоконтактовых ореолов гранитных плутонов, среди пород роговообманково-роговиковой фации контактового метаморфизма (или тяготение к провесам кровли массивов, представленные теми же породами) и, конечно, геолого-структурные факторы контроля — обычно иные, чем в формации слюдоносных пегматитов. Для тех же редкометалльных пегматитов, но располагающихся в пределах древних щитов и платформ, характерно размещение в геосинклинальных трогах среди пород кордиерит-амфиболитовой фации метаморфизма по Г. Винклеру (1969), с тяготением преимущественно к ее наиболее низкотемпературной (андалузит-кордиерит-мусковитовой) субфации, притом к верхним (по стратиграфическому разрезу) горизонтам последней (наиболее продуктивна зона, непосредственно прилегающая к границе с породами зеленосланцевой фации); важную роль играют также литологические (приуроченность к амфиболитам, массивам метагабброидов и т. п. породам основного состава) и геолого-структурные факторы контроля, в то время как связь с гранитными интрузивами отступает на второй план.

Наконец, размещение хрусталеносных пегматитов определяется в основном магматическими и геолого-структурными факторами, в частности, связью пегматитов с определенными

типами (фациями) гранитоидов и особенно с морфологией поверхности кровли и эндоконтактной зоны (коры закалки) материнских гранитных плутонов.

Соответственно для каждой из трех промышленно важных пегматитовых формаций — слюдоносной, редкометальной и хрусталеносной (пегматитовые образования весьма больших глубин существенной практической роли не играют) — могут и должны быть разработаны различные наборы геологических поисково-оценочных критериев с учетом специфических особенностей тех факторов, которые контролируют размещение и локализацию пегматитов разных формационных типов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абдуллаев Х. М. Дайки и оруденение. М., Госгеолтехиздат, 1957. 232 с.
- Аврашов А. С. Петрохимические особенности некоторых гранитных интрузивов Центрального Казахстана.—«Тр. ВНИИСИМС», 1964, т. VIII, с. 39—54.
- Аврашов А. С., Цыганов Н. Н. Петрохимия Коростеньских рапакиви в связи с особенностями размещения хрусталоносных пегматитов.—«Тр. ВНИИСИМС», 1969, т. XI, с. 67—76.
- Антипин В. С., Татаринов В. С., Кузьмин М. И. Гранитоиды Борщовочного кряжа.—«Геология и геофизика», 1975, № 4, с. 46—54.
- Архангельская В. В. Особенности условий образования и состава пегматитоносных гранитоидов СССР.—«Геология месторождений редких элементов», 1964, вып. 22, с. 11—59.
- Архангельская В. В. О поисках полезных ископаемых в пределах палеорифтовых систем.—«Разведка и охрана недр», 1975, № 8, с. 4—8.
- Архангельская В. В., Гинзбург А. И. О геотектонической позиции поясов редкометалльных пегматитов.—«Докл. АН СССР», 1976, т. 231, № 2, с. 423—425.
- Бабаев К. А. Генетические особенности гранитных пегматитов Средней Азии.— В кн.: Минералогия и генезис пегматитов. (МГК, XXI сессия. Докл. сов. геол.). М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 17—28.
- Бабошин В. А. О возможных формах проявления литологического контроля пегматитов слюдоносных областей.— В кн.: Слюда и пьезооптическое сырье, вып. 2 («Тр. ВСЕГЕИ», 1969, т. 147), с. 7—20.
- Бабошин В. А. Мигматиты и литолого-петрографический контроль слюдоносных пегматитов.— В кн.: Слюда и пьезооптическое сырье, вып. 3 (Тр. ВСЕГЕИ, н. с., 1973, т. 166), с. 5—40.
- Базаров Л. Ш. Влияние CO_2 на растворимость породообразующих минералов редкометалльных пегматитов в воде.—«Докл. АН СССР», 1975, т. 221, № 5, с. 1160—1162.
- Байраков В. В. Холмквистит-асбест из Приазовья.—«Докл. АН СССР», 1968, т. 178, № 2, с. 420—423.
- Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова.—«Тр. ЛАГЕД АН СССР», 1962, вып. 14, 306 с. Авт.: К. А. Шуркин, Н. В. Горлов, М. Е. Салье и др.
- Бескин С. М., Марин Ю. Б., Эфрос Б. Д. Типы пегматитовых полей Центрального Казахстана.— В кн.: Пегматиты (минералогия, генезис и промышленная оценка). Л., 1972, с. 190—203.
- Беус А. А. Вертикальная зональность пегматитов на примере пегматитового поля Аксу-Пуштиру (Туркестанский хребет).—«Докл. АН СССР», 1948, т. 60, № 7, с. 1235—1238.
- Беус А. А. О природе аплитовидной зоны гранитных пегматитов.—«Тр. Минерал. музея АН СССР», 1950, вып. 2, с. 64—71.
- Беус А. А. К вопросу о происхождении зональности гранитных пегматитов.—«Докл. АН СССР», 1954, т. 97, № 1, с. 129—132.

Беус А. А., Соболев Б. П. О галоидном переносе элементов в эндогенных процессах.— В кн.: Экспериментальные исследования в области глубинных процессов. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 67—75.

Билибина Т. В., Казанский В. И., Кратц К. О. Рудные формации и рудоносные структуры раннего докембрия.— «Геология рудных месторождений», 1976, т. 18, № 4, с. 3—10.

Боровиков П. П. Магматический и структурный контроль пегматитовых месторождений.— В кн.: «Материалы по геологии месторождений неметаллических полезных ископаемых». (Тр. ВСЕГЕИ, 1961, т. 57), с. 5—44.

Бунтин Г. Н. О генезисе мусковитых пегматитов Северной Карелии.— Уч. зап. Ленингр. ун-та, сер. геол.-почв., 1940, вып. 9, с. 21—39.

Бушев А. Г. Гранитоиды мамско-оронского комплекса и связь их с пегматитами.— В кн.: Слюдяные пегматиты. М., ВИМС, 1974, с. 7—15.

Бушев А. Г. Связь мусковитовых пегматитов с гранитоидами.— В кн.: Мусковитовые пегматиты СССР. Л., «Наука», 1975, с. 77—81.

Варганова Н. С., Завьялова И. В., Щербакова З. В. Гранитоиды Восточного Забайкалья. Новосибирск, «Наука», 1972. 272 с.

Васильева В. П. Геологическая структура Чуйского месторождения мусковита (Северо-Байкальское нагорье).— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири. Иркутск, 1960, вып. 6(27), с. 20—30.

Васильева В. П. Вертикальная метасоматическая зональность Северо-Байкальской мусковитовой провинции и ее геолого-петрологические признаки.— В кн.: Мусковитовые пегматиты СССР. Л., «Наука», 1975, с. 197—200.

Великославинский Д. А. Сравнительная характеристика регионального метаморфизма умеренных и низких давлений. М., «Наука», 1972. 189 с.

Великославинский Д. А., Казаков А. Н., Соколов Ю. М. Мамский комплекс Северо-Байкальского нагорья.— «Тр. ЛАГЕД АН СССР», 1963, вып. 17. 225 с.

Великославинский Д. А., Соколов Ю. М. О связи генезиса и минерализации пегматитов Мамского района с региональным метаморфизмом.— «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1960, ч. 89, вып. 2, с. 208—213.

Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М., «Мир», 1969. 243 с.

Виноградов А. Н. Порфириовидные граниты северо-западной части Кольского полуострова.— В кн.: Очерки по петрологии, минералогии и металлогении гранитов Кольского полуострова. Л., «Наука», 1968, с. 179—227.

Виноградова Н. А., Григорян С. В., Розенберг Д. Ш. Редкие щелочи как индикатор скрытого оруденения.— В кн.: Геохимические методы при поисках и разведке рудных месторождений, вып. 2. М., ИМГРЭ, 1971, с. 80—87.

Виноградова Н. А., Григорян С. В., Егоров А. П. Первичные ореолы редкометалльных пегматитов докембрия и их практическое значение.— В кн.: Научные основы геохимических методов поисков месторождений полезных ископаемых и оценки потенциальной рудоносности магматических и метаморфических комплексов докембрия. Апатиты, 1972, с. 133—137.

Владыкин Н. В., Дорфман М. Д., Коваленко В. И. Минералогия, геохимия и генезис редкометалльных топаз-лепидолит-альбитовых пегматитов Монгольской Народной Республики.— В кн.: Новые данные о минералах СССР, вып. 23. М., «Наука», 1974, с. 6—49.

Власов К. А. Значение форм гранитных пегматитов.— «Докл. АН СССР», 1943, т. 41, № 9, с. 399—402.

Власов К. А. Факторы образования различных типов редкометалльных пегматитов.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1956, № 1, с. 65—89.

Власов К. А. Принципы классификации гранитных пегматитов и их тектурно-парагенетические типы.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1961, № 1, с. 8—29.

Внутреннее строение гранитных пегматитов. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1951. 146 с. Авт.: Е. Н. Камерон, Р. Г. Джанс, А. Г. Мак-Нейр и др.

Волошин А. В., Давиденко И. В. Об андалузите в гранитных пегматитах Кольского полуострова.— «Докл. АН СССР», 1972, т. 203, № 2, с. 438—439.

Вопросы геологии, поисков и разведки мусковитовых пегматитов. М., «Недра», 1971. 168 с.

Вохминцев А. Я. О количественной оценке роли подстилающих пород в формировании слюдоносных пегматитовых жил.— Тр. Ин-та геологии Карельск. фил. АН СССР, 1971, вып. 7, с. 53—56.

Геологические факторы контроля слюдоносных пегматитов.— Труды ВСЕГЕИ, 1972, т. 187. 335 с. Авт.: Ю. Е. Рыцк, А. С. Никаноров, В. С. Смирнова и др.

Геологические и петрохимические особенности флюоритоносных интрузий Казахстана.— В кн.: Геология и оценка флюоритовых месторождений Казахстана. Алма-Ата, 1970, с. 16—25. Авт.: С. Ш. Юсупов, К. Б. Зарянов, Я. П. Самсонов и др.

Геологическое строение Бектауатинского гранитного массива (Центральный Казахстан).— «Советская геология», 1966, № 11, с. 92—102. Авт.: Г. Д. Аэров, Ю. К. Кудрявцев, Р. Н. Мараева и др.

Геология и генезис мусковитовых пегматитов (краткие тезисы докл. Всес. теоретич. конференции 9—14 апреля 1973 г.). Л., 1973. 156 с.

Герлинг Э. К., Овчинникова Г. В. К вопросу о постоянстве скорости радиоактивного распада.— В кн.: Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста. М., 1973, с. 13—24.

Гинзбург А. И. О некоторых группах гранитных пегматитов, образовавшихся в различных геологических условиях.— «Разведка недр», 1952, № 2, с. 6—16.

Гинзбург А. И. Об изоморфных замещениях в литиевых слюдах.— «Тр. Минерал. музея АН СССР», 1957, вып. 8, с. 42—60.

Гинзбург А. И. К вопросу о взаимодействии вмещающих пород и гранитных пегматитов натро-литиевого типа.— Тр. Минерал. музея АН СССР, 1959, вып. 9, с. 53—58.

Гинзбург А. И. Геохимические особенности пегматитового процесса.— В кн.: Минералогия и генезис пегматитов (МГК, XXI сессия. Докл. сов. геологов). М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 5—16.

Гинзбург А. И. О некоторых закономерностях размещения редкометалльных пегматитовых полей.— «Тр. ИГЕМ АН СССР», 1961, вып. 41, с. 37—47.

Гинзбург А. И. Некоторые проблемы образования эндогенных редкометалльных месторождений.— «Геология рудных месторождений», 1967, № 5, с. 59—74.

Гинзбург А. И. Современное состояние учения о пегматитах.— В кн.: Проблемы минерального сырья. М., «Наука», 1975, с. 144—161.

Гинзбург А. И. Типы месторождений редких элементов. М., Госгеолтехиздат, 1961, с. 26—86. («Геология месторождений редких элементов», вып. 14).

Гинзбург А. И., Берхин С. И. О составе и химической конституции литиевых слюд.— «Тр. Минерал. музея АН СССР», 1953, вып. 5, с. 90—131.

Гинзбург А. И., Волженкова А. Я., Полкунов В. Ф. О некоторых особенностях пегматитов, залегающих в карбонатных породах.— «Геология рудных месторождений», 1961, № 1, с. 52—60.

Гинзбург А. И., Гинзбург И. В. О гольмквистите.— «Докл. АН СССР», 1950, т. 74, № 6, с. 1119—1122.

Гинзбург А. И., Горжевский Д. И. К вопросу о взаимосвязи редкометалльных пегматитов и некоторых типов рудных жил.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1957, № 6, с. 14—29.

Гинзбург А. И., Иовчева Э. И. Критерии рудоносности гранитоидов (на примере бериллия).— В кн.: Магматизм и полезные ископаемые. М., «Наука», 1975, с. 113—129.

Гинзбург А. И., Луговской Г. П. Месторождения лития.— В кн.: Рудные месторождения СССР, т. 3. М., «Недра», 1974, с. 278—294.

Гинзбург А. И., Луговской Г. П., Рябенко В. Е. Цезиевые слюдиты — новый тип оруденения.— «Разведка и охрана недр», 1972, № 8, с. 3—7.

Гинзбург А. И., Родионов Г. Г. О глубинах образования гранитных пегматитов.— «Геология рудных месторождений», 1960, № 1, с. 45—54.

Гинзбург А. И., Родионов Г. Г. Поисковые критерии редкометалльных пегматитов. М., Госгеолтехиздат, 1961, с. 87—96. («Геология месторождений редких элементов», вып. 14).

Гинзбург А. И., Тимофеев И. Н., Фельдман Л. Г. Факторы, контролирующие размещение редкометалльных пегматитов на территории древних платформ.— В кн.: Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Изд-во Киевского ун-та, 1975, с. 14—24.

Гинзбург А. И., Фельдман Л. Г. Месторождения тантала и ниобия.— В кн.: Рудные месторождения СССР, т. 3. М., «Недра», 1974, с. 353—402.

Гинзбург А. И., Фельдман Л. Г. Редкометалльные пегматиты и граниты.— В кн.: Очерки геологической петрологии. М., «Наука», 1976, с. 274—284.

Гинзбург И. В. Гольмквистит и его структурная разновидность — клиногольмквистит.— В кн.: Новые данные о минералах СССР, 1965, с. 73—89. («Тр. Минерал. музея АН СССР», вып. 16).

Гинзбург И. В., Рогачев Д. Л., Бондарева А. М. Новые данные о гольмквистите.— «Докл. АН СССР», 1958, т. 119, № 5, с. 1013—1016.

Гольмквистит — минерал из группы ромбических амфиболов.— «Изв. Карел. и Кольск. фил. АН СССР», 1958, № 5, с. 62—76. Авт.: И. В. Гинзбург, Д. Л. Рогачев, Е. С. Антонюк и др.

Гордиенко В. В. Кристаллохимические особенности гольмквистита — литиевого жедрита.— «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1967, ч. 96, вып. 1, с. 51—57.

Гордиенко В. В. Факторы геохимической специализации гранитных пегматитов и металлогенические типы пегматитовых провинций.— «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1974, ч. 103, вып. 1, с. 34—43.

Гордиенко В. В., Гордиенко Л. И. Геохимические особенности пегматитовых турмалин-мусковитовых гранитов Кольского полуострова.— В кн.: Минералогия и геохимия. Л., Изд-во ЛГУ, 1972, с. 85—97.

Горлов Н. В. Структурный контроль пегматитов Беломорья. Л., «Наука», 1973. 94 с.

Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 2. Цепочечные силикаты. М., «Мир», 1965, с. 221—340. Т. 3. Листовые силикаты. М., «Мир», 1966, с. 9—113.

Долгов Ю. А. Давления и температуры в процессе формирования камерных пегматитов.—«Докл. АН СССР», 1968, т. 178, № 5, с. 1171—1174.

Долгов Ю. А., Макагон В. М., Соболев В. С. Жидкие включения в диатезе из метаморфических пород и пегматитов Мамского района (Северо-Восточное Забайкалье).—«Докл. АН СССР», 1967, т. 175, № 2, с. 444—447.

Дьячков Б. А. Интрузивный магматизм и металлогения Восточной Калбы М., «Недра», 1972. 210 с.

Ермаков Н. П. Происхождение гранитных пегматитов камерного типа.— В кн.: Юбилейная научная сессия, посвященная 200-летию (Московского) университета, 9—13 мая 1955 г. 4. Тезисы докладов геологического факультета. М., 1955, с. 31—33.

Ермаков Н. П. Происхождение остаточных пегматитов камерного типа на Вольни.—«Тр. ВНИИП», 1957, вып. 1, с. 25—42.

Ермаков Н. П. Состояние и деятельность флюидов в гранитных пегматитах камерного типа.— В кн.: Минералогия и генезис пегматитов (МГК, XXII сессия. Докл. сов. геол.). М., «Недра», 1965, с. 140—160.

Ермаков Н. П., Малышев А. Г. Главнейшие факторы образования хрусталеносных пегматитов Казахстана.— В кн.: Материалы по геологии и металлогическим полезным ископаемым. Алма-Ата, 1973, вып. 1, с. 19—25.

Завалишин М. А., Львова Н. А. Стратиграфия и геологическое строение северо-восточной части Мамского района.—«Тр. ин-та Гипрониислюда», 1954, 1(3), с. 4—72.

Завалишин М. А., Чесноков В. Н. Некоторые особенности формирования и размещения пегматитовых жил в Мамском районе.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири. Иркутск, 1960, вып. 6 (27), с. 67—79.

Заварицкий А. Н. Геологический и петрографический очерк Ильменского минералогического заповедника и его копей. М., Изд-во АН СССР, 1939. 318 с.

Загоскин В. А., Шиманский А. А. Строение первичных ореолов рассеяния редкометалльных пегматитов натро-литиевого типа.— В кн.: Геохимия пегматитов Восточной Сибири. М., «Наука», 1971, с. 195—205.

Залуцкий В. В. Гнейсо-граниты слюдоносных областей Байкало-Патомского нагорья и отношение к ним слюдоносных пегматитов.— В кн.: Проблемы изучения геологии докембрия. Л., «Наука», 1967, с. 250—257.

Зарубин В. В. Особенности вмещающей среды и закономерности размещения пегматитовых жил месторождения Тэдино (Северная Карелия).— В кн.: Слюда и пьезооптическое сырье, вып. 2 («Тр. ВСЕГЕИ», н. с. 1969, т. 147), с. 58—70.

Иванов Г. В. О тектонических условиях формирования пегматитовых жил.—«Тр. Иркутского ун-та», 1959, т. 14, сер. геол., вып. 4, с. 112—114.

Ивсен Ю. П. Структурно-морфологические типы пегматитовых жил и условия их образования.—«Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1957, № 3, с. 36—47.

Ивсен Ю. П. Материалы к познанию генезиса гранитных пегматитов.— Изв. Вост. фил. АН СССР, 1957, № 7, с. 15—21.

Ивсен Ю. П. Особенности геологии и вещественного состава гранитных пегматитов.— В кн.: Минералогия и генезис пегматитов (МГК, XXI сессия. Докл. сов. геол.). М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 29—38.

Калафати Л. В. Закономерности распределения пегматитов юго-запада Кольского полуострова на основе стратиграфического расчленения беломорской толщи.— В кн.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова, 1960, вып. 2, с. 38—57.

Калита Е. Д. К вопросу об ореолах рассеяния лития, рубидия и бериллия.— В кн.: Материалы по геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии. М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 205—211.

Калужный Вл. А. Методы и результаты геобарометрии по газово-жидким включениям.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. М., «Наука», 1965, с. 24—36.

Киркинский В. А., Ярошевский А. А. Физико-химический аспект изоморфизма.— «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1967, ч. 96, вып. 5, с. 532—546.

Климовицкая Е. Ф. Геолого-структурный метод поисков скрытых пегматитовых тел (на примере одного из гранитных массивов Казахстана).— «Тр. ВНИИСИМС», 1970, т. XIII, с. 102—106.

Кобранова В. Н. Физические свойства горных пород. М., Гостоптехиздат, 1962. 490 с.

Колотухина С. Е., Клаповская Л. И., Рожанец А. В. Геология и экономика месторождений редких элементов Австралии. М., «Наука», 1974. 270 с.

Коптев-Дворников В. С. К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов гранитоидов (на примере Центрального Казахстана).— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1952, № 4, с. 63—80.

Коржинский Д. С. Петрологический анализ флогопитовых и мусковитовых месторождений Восточной Сибири.— В кн.: Слюды СССР. Л.—М., ОНТИ, 1937, с. 93—115.

Коржинский Д. С. Гранитизация как магматическое замещение.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1952, № 2, с. 56—69.

Королев А. В. О значении вмещающих пород в образовании постмагматических месторождений.— Избр. труды, т. 1. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1963, с. 114—130.

Королев А. В., Шехтман П. А. Послемагматические рудные тела и методы их геологического анализа. М., Госгеолтехиздат, 1954. 112 с.

Костюк Е. А. Статистический анализ и парагенетические типы амфиболов метаморфических пород.— «Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР», 1970, вып. 90. 312 с.

Кузнецов В. И. Развитие трещин и отношение к ним пегматитовых жил на одном из месторождений гранитных пегматитов.— «Тр. ИГН АН СССР», 1955, вып. 162, сер. рудн. местор. (№ 17), с. 36—54.

Кузнецов В. И. Связь пегматитов с развитием трещин во вмещающих породах на примере одного месторождения.— Науч. зап. Львовск. политехн. ин-та, 1955, вып. 28, сер. нефт., № 5, с. 70—115.

Кузнецов В. И. Формирование пегматитов в связи с тектоникой и становлением гранитных массивов. М., «Недра», 1977. 184 с.

Кушнарев И. П. Глубины образования эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1969. 151 с.

Куплетский Б. М. Об образовании некоторых порфиоровидных гранитов Среднего Урала.— В кн.: Академику Дмитрию Степановичу Белянкину к семидесятилетию со дня рождения и сорокапятилетию научной деятельности. М., Изд-во АН СССР, 1946, с. 211—219.

Лавриненко Л. Ф. Некоторые особенности поисков редкометалльных пегматитов в закрытых районах докембрия.— «Разведка и охрана недр», 1974, № 8, с. 21—25.

Лейтес А. М., Муратов М. В., Федоровский В. С. Палеоавлакогены и их место в развитии древних платформ.— «Докл. АН СССР», 1970, т. 191, № 6, с. 1355—1358.

Летников Ф. А. Гранитоиды глыбовых областей. Новосибирск, «Наука», 1975. 216 с.

Лукашев А. Н. Глубины образования пегматитов. М., «Недра», 1976. 153 с.

Лунц А. Я. Минералогия, геохимия и генезис редкоземельных пегматитов Северо-Запада СССР. М., «Недра», 1972. 176 с.

Лыков А. В. Теплообмен. М., «Энергия», 1972. 558 с.

Ляхович В. В. О распределении Li, Rb и Sr в жильных породах, связанных с гранитоидами.— «Геохимия», 1963, № 7, с. 652—657.

Макагон В. М. Физико-химические условия формирования и геохимические особенности гранитовидных пегматитов Мамского района. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1969. 22 с.

Макагон В. М. Пегматоидные граниты зон регионального метаморфизма высоких давлений. Новосибирск, «Наука», 1977. 205 с.

Макагон В. М., Костюкова Е. С. Распределение бария и стронция в гранитовидных пегматитах Мамского слюдоносного района.— В кн.: Стронций и барий в эндогенных образованиях. М., «Наука», 1973, с. 130—141.

Макагон В. М., Шамакин Б. М., Каширин Н. Ф. Особенности геохимии гранитовидных пегматитов и гнейсо-гранитов Мамского района.— «Геология и геофизика», 1969, № 2, с. 34—41.

Макиевский С. И. О связи слюдоносных пегматитов с гранитными интрузиями и вмещающими породами.— «Изв. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР», 1958, № 2, с. 16—22.

Макиевский С. И. Об отличиях в минеральном составе согласных и секущих слюдоносных пегматитов.— В сб. Материалы по минералогии Кольского полуострова. Апатиты, 1962, № 3, с. 57—64.

Маракушев А. А. Термодинамика метаморфической гидратации минералов. М., «Наука», 1968. 200 с.

Марков П. Н. Слюдяные месторождения Мамского пегматитового поля.— В кн.: Слюды СССР. Л.—М., ОНТИ, 1937, с. 370—436.

Марков М. С. О некоторых чертах строения протерозойских геосинклинальных трогов.— В кн.: Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. М., «Наука», 1964, с. 15—20.

Мец О. Ф. Об одном примере региональной зональности пегматитового поля в районе реки Стрельны (Кольский полуостров).— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1971, № 12, с. 100—104.

Минеев Д. А., Салье М. Е. Некоторые особенности геохимии ультраметаморфогенных слюдоносных пегматитов Северной Карелии.— В сб.: Пегматитовые редкометалльные месторождения, вып. 4. М., ИМГРЭ, 1971, с. 59—82.

Минералогия и генезис камерных пегматитов Воьлини. Львов, «Вища школа», 1973. 359 с. Авт.: Е. К. Лазаренко, В. И. Павлишин, В. Т. Латыш, Ю. Г. Сорокин.

Миясиро А. Метаморфизм и метаморфические пояса. М., «Мир», 1976. 235 с.

Мусковитовые пегматиты СССР. Л., «Наука», 1975. 278 с.

Хв *Назарова А. С.* Особенности переработки вмещающих пород на поздних этапах пегматитового процесса.— В кн.: *Механизм формирования пегматитовых тел*. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 75—89. («Геология месторождений редких элементов», вып. 7).

Невский В. А. Складчатые формы южного склона хребта Ишме.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1949, № 4, с. 57—68.

Недужов И. Б. Магматизм и пегматитообразование. М., «Наука», 1975. 236 с.

Неелов А. Н. Структурно-метаморфическая эволюция пород Мамской кристаллической полосы в связи с их мусковитоносностью.— В кн.: *Мусковитовые пегматиты СССР*. Л., «Наука», 1975, с. 168—174.

Никаноров А. С. О разном возрасте слюдоносных пегматитов Мамско-Чуйского района.— «Информ. сб. ВСЕГЕИ», 1959, № 20, с. 29—34.

Никаноров А. С. Слюдоносные пегматиты зоны обильных инъекций Чуйского района.— В сб.: *Материалы по геологии месторождений неметаллических полезных ископаемых*, с. 83—100. (Матер. ВСЕГЕИ, 1960, вып. 29).

Никаноров А. С. О генезисе пегматитов беломорского метаморфического комплекса.— В кн.: *Слюда и пьезооптическое сырье*, № 2, 1969, с. 21—57 («Тр. ВСЕГЕИ», т. 147).

Никаноров А. С. О тепловом режиме формирования керамических и слюдоносных пегматитов.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1971, № 11, с. 18—26.

Никитин В. Д. Процессы перекристаллизации и метасоматоза в слюдяных и керамических пегматитах.— «Зап. ЛГИ», 1952, т. 27, вып. 2, с. 107—157.

Никитин В. Д. К теории генезиса пегматитов.— «Зап. ЛГИ», 1955, вып. 2, с. 44—117.

Никитин В. Д. Современное состояние учения о процессах и условиях формирования пегматитов.— «Зап. ЛГИ», 1959, т. 40, с. 77—94.

Никитин В. Д. К дискуссии о влиянии вмещающих пород на тип минерализации эндогенных месторождений.— «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1959, ч. 88, вып. 5, с. 604—609.

Никитин В. Д. Пегматитовые месторождения.— В кн.: *Генезис эндогенных рудных месторождений*. М., «Недра», 1968, с. 84—151.

Овчинников Л. Н., Вороновский С. Н., Овчинникова Л. В. Радиогеохронология гранитных пегматитов.— «Докл. АН СССР», 1975, т. 223, № 5, с. 1202—1205.

Овчинников Л. Н., Вороновский С. Н., Овчинникова Л. В. Радиогеохронология гранитных пегматитов.— В кн.: *Очерки геологической петрологии*. М., «Наука», 1976, с. 319—326.

Овчинников Л. Н., Кременецкий А. А., Скрябин В. Ю. Структурно-геохимический анализ условий формирования окологематитовых метасоматитов одного из месторождений Сибири.— «Геология рудных месторождений», 1976, № 6, с. 44—58.

О генезисе калиевых полевых шпатов в мезозойских порфиридных гранитоидах Восточного Забайкалья.— «Геохимия», 1969, № 6, с. 698—708. Авт.: В. С. Антипиц, М. И. Кузьмин, Э. И. Пополитов и др.

О распределении редких щелочных элементов в неизмененных и метасоматически измененных метаморфических породах.— «Геохимия», 1973, № 8, с. 1235—1241. Авт.: В. А. Хвостова, И. А. Полетаев, В. Н. Липатов и др.

Орлова Л. М., Базаров Л. Ш. Характер изменения состава летучих в процессе формирования сподумена в пегматитах.— «Тр. Зап.-Сиб. отд-ния Всесоюз. минерал. о-ва», 1975, вып. 2, с. 33—36.

Осипов М. А. Механизм образования камерных пегматитов в интрузивах гранитоидов формации малых глубин.— В кн.: Редкометалльные граниты и проблемы магматической дифференциации. М., «Недра», 1972, с. 242—252.

Осипов М. А. Контракция гранитоидов и эндогенное минералообразование. М., «Наука», 1974. 156 с.

Палеозойские интрузивные комплексы Бетпакадала.— «Тр. ИГЕМ АН СССР», 1960, вып. 44, с. 7—19 и 183—218. Авт.: В. С. Коптев-Дворников, О. С. Полквой, Н. Г. Маркова и др.

Палеозойские интрузивные комплексы гранитоидов Бетпакадала.— «Тр. ИГЕМ АН СССР», 1962, вып. 54, с. 58—104, 228—233 и 247. Авт.: В. С. Коптев-Дворников, О. С. Полквой, А. Н. Дистанова и др.

Перчук Л. Л. Равновесие биотита с гранатом в метаморфических породах.— В кн.: Экспериментальные и теоретические исследования минеральных равновесий. М., «Наука», 1968, с. 3—36.

Первичные ореолы рассеяния пегматитовых жил с различной редкометальной минерализацией.— В кн.: Ежегодник Сибирского института геохимии за 1970 г. Иркутск, 1971, с. 138—141. Авт.: М. П. Глебов, Н. Н. Вишняков, В. Н. Собаченко и др.

Петровская Н. В. Гиганто-мигматитовый тип пегматитов Мамско-Витимского слюдоносного района.— Тр. Вост.-Сиб. геол. треста, 1937, вып. 23. 71 с.

Полквой О. С. Образование жильных пород кислых интрузий (Центральный Казахстан).— «Тр. ИГН АН СССР», 1950, вып. 107, петрогр. сер., № 31, с. 53—63.

Поля редкометальных гранитных пегматитов (геохимическая специализация и закономерности размещения). Коллектив авторов. М., «Наука», 1976. 332 с.

Потенциальная рудоносность магматических образований на примере эндогенных месторождений, генетически связанных с гранитоидами.— В кн.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. Симпозиум. Ч. 1. Доклады. Иркутск, 1970, с. 146—188. Авт.: Ф. Р. Апельцин, А. И. Гинзбург, В. В. Архангельская и др.

Пугин В. А., Хитаров Н. И. Система $Al_2O_3-SiO_2$ в условиях повышенных температур и давлений.— «Геохимия», 1968, № 2, с. 157—165.

Ревердатто В. В. Величины геотермических градиентов при региональном метаморфизме.— «Геология и геофизика», 1973, № 8, с. 36—43.

Родионов Г. Г. Происхождение форм пегматитовых жил.— Тр. ВНИИ-асбестцемент, 1956, вып. 5, с. 156—215.

Родионов Г. Г. Типы слюдоносных пегматитовых тел и их промышленная оценка. М., Госгеолтехиздат, 1959. 83 с.

Родионов Г. Г. Механизм образования полостей, выполняемых пегматитами, и структура пегматитовых полей.— В кн.: Механизм образования пегматитовых тел. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 35—56. («Геология месторождений редких элементов», вып. 7).

Родионов Г. Г. Классификация пегматитов и особенности процесса пегматитообразования. М., «Недра», 1964, с. 82—114. («Геология месторождений редких элементов», вып. 22).

Родионов Г. Г., Бушев А. Г., Калугин Е. Н. Особенности пегматитов, вызываемые условиями образования.— «Геология рудных месторождений», 1972, № 6, с. 17—29.

Родионов Г. Г., Гинзбург А. И. Типоморфизм минералов пегматитов.— В кн.: Типоморфизм минералов и его практическое значение. М., «Недра», 1972, с. 186—189.

Родионов Г. Г., Калугин Е. Н., Бушев А. Г. Магматогенные пегматиты. Некоторые вопросы генезиса пегматитов.— В кн.: Слюдяные пегматиты. М., ВИМС, 1974, с. 21—80 и 127—145.

Родионов Г. Г., Роненсон Б. М. Оценка месторождений при поисках и разведках. Слюда. М., «Недра», 1972. 216 с.

Россовский Л. Н., Коноваленко С. И. О Южно-Азиатском пегматитовом поясе.— «Докл. АН СССР», 1976, т. 229, № 3, с. 695—698.

Россовский Л. Н., Коноваленко С. И., Чмырев В. М. Глубина формирования гранитных пегматитов (на примере Гиндукуша).— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1976, № 10, с. 39—54.

Россовский Л. Н., Матросов И. И. Хангай-Хэнтэйский пояс редкометалльных пегматитов (МНР).— «Докл. АН СССР», 1970, т. 193, № 3, с. 675—678.

Россовский Л. Н., Чмырев В. М. Закономерности размещения редкометалльных пегматитов Гиндукуша (Афганистан).— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1976, № 5, с. 79—90.

Россовский Л. Н., Чмырев В. М., Салах А. С. О новых полях и поясах редкометалльных пегматитов Гиндукуша (Восточный Афганистан).— «Геология рудных месторождений». 1975, т. 17, № 5, с. 102—106.

Россовский Л. Н., Чмырев В. М., Салах А. С. Вертикальная амплитуда и зональность месторождений сподуменовых пегматитов Афганистана.— «Докл. АН СССР», 1976, т. 227, № 4, с. 943—946.

Россовский Л. Н., Шварков С. Л. К вопросу о влиянии глубинности на формирование гранитных пегматитов.— «Геология рудных месторождений», 1964, т. 6, № 5, с. 30—39.

Россовский Л. Н., Шостацкий А. Н., Матросов И. И. Особенности натролитивных пегматитов Восточной Гоби.— «Докл. АН СССР», 1971, т. 201, № 4, с. 949—952.

Руководство по комплексной методике поисков редкометалльных пегматитов натрий-литиевого типа. Л., ОНТИ ВИТР, 1966. 91 с. Авт.: М. М. Ермолаев, Г. С. Игнатъев, С. И. Суслова и др.

Рыцк Ю. Е. Два генетических типа пегматитовых жил Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова.— «Информ. сб. ОНТИ ВСЕГЕИ», 1962, № 55, с. 51—58.

Рыцк Ю. Е. О причинах, определяющих слюдоносность пегматитов.— «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1969, ч. 98, № 4, с. 422—431.

Рябчиков И. Д. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М., «Наука», 1975. 231 с.

Рябчиков И. Д. Физико-химические аспекты связи эндогенного рудообразования с магматизмом.— В кн.: Магматизм и эндогенное рудообразование, М., «Наука», 1976, с. 13—22.

Садовский Ю. А. О зональности полей редкометалльных гранитных пегматитов.— «Вестник АН КазССР», 1964, № 6, с. 78—86.

Садовский Ю. А., Филиппов В. А., Нарсеев В. А. Рудные столбы в телах редкометалльных гранитных пегматитов.— «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1970, ч. 99, вып. 3, с. 294—304.

Салье М. Е. Металлогенические формации пегматитов восточной части Балтийского щита.— В кн.: Мусковитовые пегматиты СССР. Л., «Наука», 1975, с. 15—36.

Салье М. Е., Глебовицкий В. А. Металлогеническая специализация пегматитов. Л., «Наука», 1976. 188 с.

Семеновко Н. П. Геология и петрография Мамской кристаллической полосы. Киев, 1948. 389 с.

Слюдяные пегматиты. М., ВИМС, 1974, с. 3—148.

Смертенко В. М. Закономерности размещения и некоторые черты генезиса хрусталоносных пегматитов Баянаульского гранитного плутона. Автореф. канд. дисс., М., 1970. 19 с.

Смертенко В. М., Бушев А. Г., Бескин С. М. Закономерности размещения и генезис некоторых хрусталоносных гранитных пегматитов.—Иzv. вузов. Геология и разведка», 1966, № 7, с. 37—43.

Смирнов М. Ф. Геологический очерк Мамско-Витимского слюдоносного района по материалам треста «Союзслюда» за 1934—1936 гг. М., ОНТИ, 1936. 136 с.

Смирнова В. С. Состав вмещающих пород и их влияние на процессы слюдообразования в гранитных пегматитах Беломорского комплекса архея.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 1. М., «Недра», 1966, с. 195—199.

Соколов В. С., Добрецов Н. Л., Хлестов В. В. Режим H_2O и CO_2 при прогрессивном региональном метаморфизме.— «Докл. АН СССР», 1966, т. 166, № 2, с. 451—454.

Соколов Ю. М. Связь слюдоносности пегматитовых жил Мамского района с региональным метаморфизмом.— В кн.: Некоторые вопросы геологии Азиатской части СССР. (Сб. статей научн. сотр. Ленингр. геологич. учрежд. АН СССР, вып. 2). М.—Л., Изд-во АН СССР, 1959, с. 290—295.

Соколов Ю. М. Метаморфогенные мусковитовые пегматиты. Л., «Наука», 1970. 186 с.

Соколов Ю. М., Кратц К. О., Глебовицкий В. А. Закономерности образования и размещения формаций мусковитовых и мусковит-редкометалльных пегматитов в метаморфических поясах.— В кн.: Мусковитовые пегматиты СССР. Л., «Наука», 1975, с. 5—15.

Соколов Ю. М., Мануйлова М. М., Великославинский Д. А. Закономерности пространственного размещения и некоторые вопросы генезиса слюдоносных, керамических и редкометалльных пегматитов Северо-Байкальского нагорья.— В кн.: Минералогия и генезис пегматитов (МГК, XXII сессия. Докл. сов. геол.). М., «Недра», 1965, с. 245—257.

Солодов Н. А. Геологический возраст пегматитовых месторождений.— В кн.: Редкие элементы. Сырье и экономика. М., 1969, вып. 3, с. 91—101.

Солодов Н. А. Научные основы перспективной оценки редкометалльных пегматитов. М., «Наука», 1971. 290 с.

Соседко А. Ф. Пегматиты южных склонов Туркестанского хребта.— М., Изд-во АН СССР, 1937. 72 с. (Материалы Тадж.-Памир. эксп., вып. 68).

Сравнение некоторых особенностей редкометалльных пегматитовых полей в пределах одного из поясов Сибири.— В кн.: Ежегодник Сибирского ин-та геохимии за 1969 г. Иркутск, 1970, с. 105—108. Авт.: В. Е. Рябенко, М. П. Глебов, В. Н. Собаченко и др.

Справочник физических констант горных пород. М., «Мир», 1969. 541 с.

Ставров О. Д. Основные черты геохимии лития, рубидия, цезия в процессе становления гранитных интрузивов и связанных с ними пегматитов.— «Геология месторождений редких элементов», 1963, вып. 21. 141 с.

Ставров О. Д. Рубидий — индикатор процесса дифференциации гранитных магм.— «Советская геология», 1966, № 6, с. 101—112.

Ставров О. Д. К проблеме гранита и его рудоносности в связи с геохимией рубидия.— «Геохимия», 1971, № 10, с. 1192—1208.

Ставров О. Д., Столяров И. С. Петро- и геохимическая характеристика гранитондов различного генезиса Уральской складчатой области.— «Советская геология», 1973, № 4, с. 115—125.

Ставров О. Д., Хитров В. Г. О возможной геохимической связи цезия с бором.— «Геохимия», 1962, № 1, с. 53—61.

Судовиков Н. Г. Проблема рапакиви и позднеорогенных интрузий. М.— Л., «Наука», 1967. 118 с.

Сучков П. Н. Трещинный тип месторождений мусковита в Мамской слюдоносной области.— В кн.: Методы исследования минерального сырья. М., Госгеолтехиздат, 1957, с. 66—73.

Сучков П. Н. К вопросу о слюдоносности мамских гранит-пегматитовых полей.— «Минеральное сырье», 1961, вып. 2, с. 47—67.

Сучков П. Н., Бушев А. Г., Давиденко И. В. Месторождения мусковита в гранит-пегматитах.— «Советская геология», 1970, № 5, с. 46—54.

Таевский В. М., Таевская З. К. Новые данные о стратиграфии Мамской кристаллической полосы.— В сб.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Иркутской области, 1961, вып. 1(28), с. 7—39.

Тарасов Е. В., Галкин Г. А., Дорохин В. К. Закономерности размещения пегматитов в Северо-Байкальской мусковитовой провинции.— В кн.: Мусковитовые пегматиты СССР. Л., «Наука», 1975, с. 191—197.

Тарновский Г. Н. Гольмквистит из редкометалльных пегматитов и их экзоконтактных ореолов.— В кн.: Геохимия пегматитов Восточной Сибири. М., «Наука», 1971, с. 173—194.

Татаринов А. В. Типы миароловых пегматитов Борщовочного кряжа.— «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1974, ч. 103, вып. 1, с. 52—67.

Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в гранитондах.— М., Изд-во АН СССР, 1961. 231 с.

Таусон Л. В. Геохимические типы гранитондов.— «Докл. АН СССР», 1974, т. 215, № 2, с. 446—450.

Тернер Ф. Дж. Эволюция метаморфических пород. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1951. 283 с.

Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических горных пород. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1961. 592 с.

Тимофеев И. Н. О методике детального геологического картирования гиганто-мigmatитового типа слюдоносных пегматитов.— «Разведка и охрана недр», 1958, № 7, с. 5—12.

Тимофеев И. Н. Особенности переработки вмещающих пород на ранних этапах пегматитового процесса.— В кн.: Механизм образования пегматитовых тел. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 57—75. («Геология месторождений редких элементов», вып. 7).

Тимофеев И. Н. Формы реликтовых образований в пегматитах месторождения Большое Северное.— «Тр. ИГЕМ АН СССР», 1961, вып. 48, с. 55—60.

Тихомирова Н. И. О механизме образования редкометалльных пегматитов в связи с процессами региональной гранитизации.— В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М., «Недра», 1975, с. 209—214.

Условия образования и закономерности размещения мусковитовых объектов Северо-Байкальской мусковитовой провинции и некоторые общие вопросы становления пегматитов.— В кн.: Мусковитовые пегматиты СССР. Л., «Наука», 1975, с. 174—182. Авт.: С. А. Руденко, В. А. Романов, В. Н. Мораховский и др.

Успенский Н. М. Негранитные пегматиты. М., «Недра», 1965. 336 с.

Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Дж. Метаморфические реакции и метаморфические фации. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1962. 414 с.

Фации метаморфизма. М., «Недра», 1970. 432 с.

Федькин В. В. Ставролит. М., «Наука», 1975. 271 с.

Ферман А. Е. Пегматиты, т. 1. Гранитные пегматиты. Изд. 3-е. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1940. 712 с.

Фирисанов С. К. Первичная зональность мусковитовых пегматитов.— В кн.: Мусковитовые пегматиты СССР. Л., «Наука», 1975, с. 201—206.

Хаин В. Е. Региональная геотектоника. М., «Недра», 1971. 548 с.

Хлестов В. В. Проблема магматического мусковита в пегматитах.— В кн.: Мусковитовые пегматиты СССР. Л., «Наука», 1975, с. 92—97.

Челищев Н. Ф. Классификация и некоторые вопросы генезиса пегматоидных образований основных и ультраосновных пород.— В кн.: Минералогия и генезис пегматитов. (МГК, XXII сессия. Докл. сов. геол.). М., «Недра», 1965, с. 308—320.

Чердниченко А. И. Тектонофизические условия минеральных преобразований в твердых горных породах.— «Тр. ИГН АН УССР. Серия геотектоники», 1964, вып. 15. 184 с.

Чесноков В. Н. Условия формирования пегматитов в Мамском мусковитовом районе.— В кн.: Мусковитовые пегматиты СССР. Л., «Наука», 1975, с. 182—191.

Чистякова М. Б. Минералогия и генетические особенности пегматитов Кента (Центральный Казахстан).— В кн.: Новые данные о минералах СССР, вып. 23. М., «Наука», 1974, с. 113—176.

Чупин В. П. Состав и условия образования ортотектитовых пегматитов верхнеалданской свиты ненгурской серии Алданского щита.— В кн.: Проблемы и методы геохимических и геофизических исследований. Новосибирск, 1972, с. 85—89.

Шаров В. Н. Мигматитовые купола и связь с ними гранитизации и пегматитизации (Северо-Байкальское нагорье).— В кн.: Мусковитовые пегматиты СССР. Л., «Наука», 1975, с. 209—213.

Шейнманн Ю. М. Древнейшие структуры платформы и их значение для общей тектоники.— «Советская геология», 1959, № 3, с. 27—41.

Шмакин Б. М. Геохимические особенности процессов формирования слюдоносных пегматитов Мамского района.— В кн.: Минералогия и генезис пегматитов. (МГК, XXII сессия. Докл. сов. геол.). М., «Недра», 1965, с. 121—132.

Шмакин Б. М. Гетерогенность и конвергентность мусковитовых пегматитов.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1967, № 7, с. 27—36.

Шмакин Б. М. Типоморфные особенности генераций минералов в мусковитовых пегматитах.— В кн.: Типоморфизм минералов и его практическое значение. М., «Недра», 1972, с. 189—194.

Шмакин Б. М. Генетические связи мусковитовых пегматитов и процессов мусковитизации с материнскими гранитами.— «Геология и геофизика», 1973, № 1, с. 125—129.

Шмакин Б. М. Мусковитовые и редкометалльно-мусковитовые пегматиты. Новосибирск, «Наука», 1976. 368 с.

Шмакин Б. М., Макагон В. М. Физико-химические условия процессов формирования мусковитовых пегматитов.— В кн.: Доклады I Международного геохимического конгресса, т. III, кн. 2. М., 1972, с. 591—599.

Шмакин Б. М., Макрыгина В. А. Геохимические особенности мусковитовых пегматитов и их контактовых ореолов. М., «Наука», 1969. 276 с.

Шмакин Б. М., Татаринов А. В. Мвароловые пегматиты, их место в систематике гранитных пегматитов и поисковые признаки.— «Геология и геофизика», 1975, № 9, с. 73—80.

Шоу Д. М. Геохимия микроэлементов кристаллических пород. Л., «Недра», 1969. 207 с.

Шуркин К. А. Геологический очерк Питкярантского поля керамических пегматитов (Северо-Восточное Приладожье). М.—Л., Изд-во АН СССР, 1958. 89 с.

Шербин С. С., Осетров О. А. Первичные ореолы рассеяния редких элементов пегматитов как критерий поисков скрытого оруденения.— «Геология рудных месторождений», 1961, № 6, с. 79—90.

Эфрос Б. Д. Некоторые особенности геологического строения пегматитов Зерендинского гранитоидного массива.— «Тр. ВНИИСИМС», 1964, т. VIII, с. 56—67.

Юсупов С. Ш., Зарянов К. Б., Самсонов Я. П. Геохимические критерии оценки гранитоидов на флюорит и поисков слепых тел флюоритовых пегматитов.— В сб.: Геология и оценка флюоритовых месторождений Казахстана. Алма-Ата, 1970, с. 31—39.

Althaus E. The triple point andalusite—sillimanite—kyanite.— "Contr. Miner. Petrol.", 1967, vol. 16, N 1, p. 29—44.

Althaus E. Das System $Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. Experimentelle Untersuchungen und Folgerungen für die Petrogenese der metamorphen Gesteine.— "N. Jb. Miner. Abh.", 1969, Bd. 111, H. 1, 2, 74—161 S.

An experimental re-examination of the upper stability limit of muscovite plus quartz.— "N. Jb. Miner. Mh.", 1970, S. 325—336. Von E. Althaus, K. H. Nitsch, E. Karotke, H. G. F. Winkler.

Barth T. F. W. Theoretical petrology. 2-d ed. N. Y.-London, 1962. 416 p.

Barth T. F. W. Aspects of the crystallization of quartz-feldspathic plutonic rocks.— "Tscher. miner. petrogr. Mitt.", 1966, Bd. 11, N 3/4, S. 209—222.

Birch F., Clark H. The thermal conductivity of rocks and its dependence upon temperature.— "Amer. J. Sci.", 1940, vol. 238, N 8, p. 529—558.

Bridgman P. W. The thermal conductivity and compressibility of several rocks under high pressures.— "Amer. J. Sci.", 1924, vol. 7, p. 81—102.

Burnham C. W. Hydrothermal fluids at the magmatic stage.— In: Geochemistry of hydrothermal ore deposits. Ed. by H. L. Barnes. N. Y. (a.o.), 1967, p. 38—74.

Burnham C. W., Jahns R. H. A method for determining the solubility of water in silicate melts.— "Amer. J. Sci.", 1962, vol. 260, N 10, p. 721—745.

Chadwick R. A. Mechanisms of pegmatite emplacement.— "Geol. Soc. Amer. Bull.", 1958, vol. 69, p. 803—836.

Chapman C. A. The tectonic significance of some pegmatites in New Hampshire.— "J. Geol.", 1941, vol. 49, p. 370—381.

Ellis H. A. Lithium-bearing minerals in the Coolgardie—Londonderry districts, Western Australia.—“Ann. Rep. Dep. Min. Western Australia” for 1943, 1944.

Ellis H. A. The Greenbushes tin-tantalite district.—In: *Geology of Australian ore deposits*, 1953, vol. 1, p. 182—187.

Geology and Economic Minerals of Canada. 5-ed. Ottawa, 1970. 838 p.

Ghose S. A scheme of cation distribution in the amphiboles.—“*Miner. Mag.*”, 1965, vol. 35, N 269, p. 46—54.

Goodspeed G. E. Dilation and replacement dikes.—“*J. Geol.*”, 1940, vol. 48, p. 175—195.

Goodspeed G. E. Xenoliths and skialiths.—“*Amer. J. Sci.*”, 1948, vol. 246, N 8, p. 515—525.

Heinrich E. Wm. Zoning in pegmatite districts.—“*Amer. Miner.*”, 1953, vol. 38, N 1/2, p. 68—87.

Hibbard M. J. Origin of some alkali feldspar phenocrysts and their bearing on petrogenesis.—“*Amer. J. Sci.*”, 1965, vol. 263, N 3, p. 245—261.

Hietanen Anna. On the facies series in various types of metamorphism.—“*J. Geol.*”, 1967, vol. 75, N 2, p. 187—214.

Horai K., Simmons G. Measurement of thermal conductivity of monomineral aggregates.—“*Trans. Amer. Geoph. Union*”, 1967, vol. 48, N 1, p. 210—211 (abstr.).

Hori F. On the contact metamorphism of a manganiferous carbonate rock.—“*Sci. Papers Coll. Gen. Educ. Univ. Tokyo*”, 1963, vol. 13, N 1, p. 83—94.

Hori F. On the role of water in heat transfer from a cooling magma.—“*Sci. Papers Coll. Gen. Educ. Univ. Tokyo*”, 1964, vol. 14, N 1, p. 121—127.

Hoschek G. The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks.—“*Contr. Miner. Petrol.*”, 1969, vol. 22, p. 208—232.

Irusteta M. C., Whittaker E. J. W. A three-dimensional refinement of the structure of holmquistite.—“*Acta Cryst.*”, 1975, vol. B31, Pt. 1, p. 145—150.

Karpoif B. Holmquistite occurrence in the mining property of Quebec Lithium Corporation, Barraute.—*Int. Geol. Congr., Rept. XXI ses. Norden*, 1960, Pt. XVII, Copenhagen, 1960, p. 7—14.

King B. C. The form and structural features of aplite and pegmatite dikes and veins in the Osi area of the Northern Provinces of Nigeria and the criteria that indicate a nondilatational mode of emplacement.—“*J. Geol.*”, 1948, vol. 56, p. 459—475.

Knorring von O., Hornung G. On the lithium amphibole holmquistite from Benson pegmatite mine, Mtoko, Southern Rhodesia.—“*Mineral. Mag.*”, 1961, vol. 32, N 252, p. 731—735.

Kretz R. Study of pegmatite bodies and enclosing rocks. Yellowknife—Beaulieu region, district of Mackenzie.—“*Geol. Surv. Canada*”, 1968, Bull. 159. 109 p.

Luth W. C., Jahns R. H., Tuttle O. F. The granite system at pressures of 4 to 10 kilobars.—“*J. Geophys. Res.*”, 1964, vol. 69, N 4, p. 759—773.

Miyashiro A. Evolution of metamorphic belts.—“*J. Petrol.*”, 1961, vol. 2, N 3, p. 277—311.

Mullican R. Lithium distribution in Canadian granitoid rocks.—“*Canad. J. Earth Sci.*”, 1973, vol. 10, N 2, p. 316—323.

Nickel E. H., Karpoff B. S., Maxwell S. A., Rowland I. F. Holmquistite from Barraute, Quebec.—“*Canad. Miner.*”, 1960, vol. 26, N 4, p. 504—512.

Ramberg H. Pegmatites in West Greenland.—“*Geol. Soc. Amer. Bull.*”, 1956, vol. 67, p. 185—214.

Read H. H. Granite series in mobile belts.—“*Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*”, 1955, N 62, p. 409—430.

Richardson S. W. Staurolite stability in a part of the system Fe—Al—Si—O—H.—“*J. Petrol.*”, 1968, vol. 9, N 3, p. 467—488.

Richardson S. W. The relation between a petrogenetic grid, facies series and the geothermal gradient in metamorphism.—“*Forsch. Miner.*”, 1970, Bd. 47, H. 1, S. 65—76.

Richardson S. W., Gilbert M. C., Bell P. M. Experimental determination of kyanite—andalusite and andalusite—sillimanite equilibria; the aluminium silicate triple point.—“*Amer. J. Sci.*”, vol. 267, 1969, N 2, p. 259—272.

Rosenberg P. E. Paragenesis of the topaz-bearing portion of the Brown Derby N 1 pegmatite, Gunnison County, Colorado.—“*Am. Miner.*”, 1972, vol. 57, N 3—4, p. 571—583.

Schneiderhöhn H. Die Erzlagerstätten der Erde, Bd. II, Die Pegmatite. Stuttgart, 1961. 690 S.

Schreyer W., Seifert F. Comparability relations of the aluminium silicates in the systems MgO—Al₂O₃—SiO₂—H₂O at high pressure.—“*Am. J. Sci.*”, 1969, vol. 267, p. 371—388.

Schröcke H. Grundlagen der magmatogenen Lagerstättenbildung. Stuttgart, 1973. 287 S.

Shaw H. R. The four-phase curve sanidine—quartz—liquid—gas between 500 and 4000 bars.—“*Am. Miner.*”, 1963, vol. 48, N 7/8, p. 885—896.

Storre B., Karotke E. Experimental data on melting reactions of muscovite + quartz in the system K₂O—Al₂O₃—H₂O to 20 Kb water pressure.—“*Contrib. Miner. a. Petrol.*”, 1972, vol. 36, N 4, p. 343—345.

Sundius N. Die chemische Zusammensetzung der Holmquistit.—“*Geol. För. Förhandl.*”, 1947, Bd. 69, H. 1, N 448, S. 51—54.

Sundius N. The rhombic amphibole holmquistite.—“*Amer. Miner.*”, 1959, vol. 44, N 5/6, p. 669—670.

Thoreau S. La holmquistite de Manono (Catanga).—“*Acad. Roy. Belgique Bull., Classe Sci.*”, 5. Serie, 1961, t. 47, N 1, p. 8—15.

Tröger N. E. Der geothermische Gradient in PT-Feld der metamorphen Facies.—“*Beitr. Miner. Petrol.*”, 1963, B. 9, H. 1, S. 1—12.

Tuttle O. F., Bowen N. L. Origin of granite in the light of experimental studies in the system NaAlSi₃O₈—KAlSi₃O₈—SiO₂—H₂O.—“*Geol. Soc. Amer. Memoir*”, 74, 1958, p. 153.

Varlamoff N. Relations spatiales entre les pegmatites et les granites en Afrique centrale et à Madagascar.—“*Soc. Geol. France, Bull.*”, 1960, Ser. 7, t. 2, N 6, p. 711—728.

Varlamoff N. Les phénomènes de greisenification, d'albitisation et de lepidolitisation et leurs relations spatiales avec les granites et les pegmatites granitiques d'Afrique.—“*Ann. Soc. Geol. Belgique*”, 1963, t. 86, N 3—6, p. 285—322.

Varlamoff N. Central and West African rare-metal granitic pegmatites, related aplites, quartz veins and mineral deposits.—“*Mineral. Deposita*”, 1972, vol. 7, N 2, p. 202—216.

Wells A. K., Bishop A. C. The origin of aplites with special reference to those in Jersey, Channel Islands.—“Geol. Assoc. Proc.”, 1954, vol. 65, p. 95—114.

Whittaker E. J. W. The crystal chemistry of the amphiboles.—“Acta Cryst.”, 1960, vol. 13, pt. 4, p. 291—298.

Winkler H. G. F. Viel Basalt und wenig Gabbro—wenig Rhyolith und viel Granit.—“Beitr. Miner. Petrol.”, 1962, Bd. 8, H. 4, S. 222—231.

Winkler H. G. F. Abolition of metamorphic facies, introduction of the four divisions of metamorphic stage, and of a classification based on isograds in common rocks.—“N. Jb. Miner. Monatsh.”, 1970, H. 5, S. 189—248.

Wyllie P. J., Tuttle O. F. Effect of carbon dioxide on the melting of granite and feldspars.—“Amer. J. Sci.”, 1959, vol. 257, N 9, p. 648—655.

Wyllie P. J., Tuttle O. F. Experimental investigation of silicate systems containing two volatile components. Part II. The effect of NH_3 and HF , in addition to H_2O , on the melting temperature of albite and granite.—“Amer. J. Sci.”, 1961, vol. 259, N 2, p. 128—143.

Wyllie P. J., Tuttle O. F. Experimental investigation of silicate systems containing two volatile components. Part III. The effects of SO_3 , P_2O_5 , HCl , and Li_2O , in addition to H_2O , on the melting temperatures of albite and granite.—“Amer. J. Sci.”, 1964, vol. 262, N 7, p. 930—939.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Анхимономинеральные слюдиты 176
 Аплитовидный пегматит 111, 114, 117, 146, 201
 Аплит-пегматиты 31
 Барьерная структура 247
 Блоковый пегматит 234
 Будинаж-структуры 164, 228
 Генетическая связь пегматитов с гранитами 15, 50, 51, 53—55, 56, 80, 81, 93, 102, 104, 107, 112, 113, 119
 Геологические факторы контроля 3, 9
 Геолого-структурный контроль 120, 273
 Гетерогенность пегматитов 7, 52, 55, 91
 Гибридный пегматит 200
 Гигантокристаллический пегматит 159
 Гипотеза гидротермального замещения 6
 — «фильтров» 172, 173
 Глубинность формирования пегматитов 7, 9, 22, 52, 113, 119, 126, 203, 237, 270
 Гранитные пегматиты 3, 4, 6, 13, 14, 17, 28, 32, 51, 52, 145, 262, 267
 Гранит-пегматиты 31, 54, 84, 85, 91, 92, 96, 101—103, 110, 112, 114, 119, 133, 240, 241, 246, 247, 251, 252, 263, 269
 Графический пегматит 5, 11, 22, 117, 159
 Директивная структура 219
 Дифференцированные (магматические) комплексы 15, 55, 69, 72, 73, 75, 79, 80, 81, 85, 86, 89, 98, 100, 107, 110, 114, 116, 118, 119, 263, 270
 Жильные серии пегматитов 152, 153, 166, 193, 201—203, 205, 214, 225—227, 231, 244—246, 249, 250, 252—254, 260
 Жильные зоны 31, 111, 162, 165, 237, 248
 Жилы выполнения 171, 199, 208—213, 216—218, 221, 222, 269
 — замещения 208, 209, 211, 212, 214, 216—221, 223
 Зональность пегматитовых полей 9, 15, 24, 32, 106, 108, 109, 112, 114, 134, 135, 137, 152, 205, 272
 — пегматитовых тел 9, 15—17, 117, 159, 160, 172
 Камерные пегматиты 21, 28, 30, 32, 48, 53, 55, 77, 233, 234, 257, 259—261, 264, 272
 Кварц-мусковитовый (замещающий) комплекс 111, 125, 171
 Керамические пегматиты 8, 24, 25, 90, 112, 117, 122, 126, 128, 134, 168, 169, 200, 228, 270
 Контракционная (усадочная) трещиноватость 58, 60, 105, 232, 234, 252
 Контролирующие факторы 9, 165, 246, 273, 274
 Кора закалки 60, 86, 233, 235, 263, 270, 273
 Крустификационноподобная структура 200, 219
 Ксенолитные минералы 27, 77, 174
 Кустовое строение пегматитовых полей 104, 259
 Линзовидно-ячеистая структура 158
 Литологический контроль 33, 113, 120, 153, 166, 169, 170, 173, 202, 273
 Магматический контроль 55, 104, 105—113, 120, 273
 Материнские гранитные массивы, интрузивы, плутоны 12, 33, 51, 56, 60, 62, 84, 104, 106, 108, 110, 114, 174, 246, 250, 252, 259
 Материнские граниты, гранитоиды 9, 32, 55, 57, 63, 70, 75, 78, 79, 81, 84, 90, 93, 103, 104, 107, 110, 114—118, 174, 203, 246—250, 252, 269, 270
 Метаморфический контроль 113, 120, 129, 143, 146, 148, 150, 152
 Метаморфогенные пегматиты 51, 53—55, 91, 117, 126, 206
 Механизм формирования пегматитовых тел 9, 206, 223, 227, 231, 232, 235, 236, 238, 260, 269
 Миароловые пегматиты 21, 53, 56, 62, 63, 78, 106, 108, 168, 232, 264, 272, 273
 — пустоты (занорыши) 24, 28, 43, 106, 113, 114, 116, 252, 267, 272
 Минеральные типы пегматитов 20, 106, 110, 112, 142, 152, 176, 266, 272, 273
 Мусковит-редкометалльная формация пегматитов 142

- Мусковитовые пегматиты 90, 91, 93, 103, 121, 128, 134, 141, 150, 168, 169, 203, 238, 239, 245
- Негранитные пегматиты 12—14
- Ортопектитовые пегматиты, ортопектиты 22, 31, 36, 112, 113, 118, 119, 262
- Пегматитовая ветвь 31, 35
- жила 111
 - инъекция 30
 - провияция 4, 30, 35, 42—44, 51, 54, 80, 85, 89, 90, 91, 107, 108, 112, 117, 152—134, 151, 153, 265, 268, 272
 - свита 31, 35
 - серия 35, 142, 143
 - система 6, 18, 149, 194, 267
 - формация 3, 4, 7, 11, 20—28, 32, 35, 36, 52, 53, 55, 104, 113—115, 117, 119, 121, 267, 269, 271, 272, 273, 274
- Пегматитовмещающие граниты, гранитные плутоны 68, 69, 87, 261, 270
- полости, трещины 154, 155, 164—166
- Пегматитовое поле (понятие) 30—37
- Пегматитовые месторождения 4, 14, 204, 237, 244, 269
- минеральные фации 143
- Пегматитовый куст 31, 35, 104, 243
- округ 35
 - очаг 264, 270
 - пояс 3, 9, 15, 30, 34—36, 42, 44, 46—48, 54, 132, 134, 140, 151, 266, 268, 272
 - процесс 9, 11, 16, 17, 18, 126, 143, 145, 146, 148, 150, 151, 153, 167, 168, 193, 194, 196, 201, 202, 203, 205, 223, 233, 254, 268—270
 - пучок 31, 35
 - район 35
 - узел 31, 35, 104
- Пегматитоносные граниты (гранитоиды) 50, 55, 56, 62, 65, 66, 70, 73, 78, 109, 115, 117, 128, 141, 258, 270
- магматические комплексы 82, 85, 86, 89, 90, 116, 142
- Пегматитоподобные породы 206, 262
- Пегматиторудный район 35
- Пегматиты (определение понятия) 11, 12, 14, 17
- абиссальные 53, 103
 - альбитизированные 25, 108, 117, 193
 - берилл-мусковитовые 25
 - больших глубин 22, 27, 28, 53, 90, 110, 203, 272
 - весьма больших глубин 22, 23, 26—28, 53, 103, 112, 113, 119, 272, 274
 - внутригранитные 21, 26, 28, 106, 264, 267, 270, 272
 - гиганто-мигматитовые 15, 34, 92, 157, 240
 - занорышевые 21, 53, 55
 - линии скрещения 167
 - литиевые 90, 117
 - малых глубин 21, 23, 26—28, 53—55, 104, 119, 267, 272
- Пегматиты межбуждинные 34, 228, 245
- миаролового типа 55, 63
 - мусковит-берилловые 24, 25, 142, 272
 - мусковит-редкометалльные 24
 - натро-литиевого типа 108, 178
 - нефелиновых сиенитов 13
 - основных и ультраосновных пород, магм 13, 14
 - петалитовые 268, 272
 - редкометалльно-слюдоносные 102, 126, 272
 - сиенитовые 13
 - сингенетические 14, 53, 56, 113, 264
 - слюдоносно-редкометалльные 43, 272
 - типа lit-par-lit 36
 - умеренных (средних) глубин 21, 24, 25, 27, 28, 53, 79, 107, 203, 272
 - фазовые 15, 264
 - фациальные 14, 21, 264
 - чистой линии 167
 - шерло-мусковитовые 109
 - шлировые 14, 28, 53, 55, 56, 61, 62, 70, 72, 73, 75, 77, 81, 104, 105, 113, 115, 234, 247, 257, 264, 272
 - щелочных гранитов 13, 21
 - эпигенетические 15, 106, 111, 112
- Пегматоидные гранитоиды слюдоносных провинций 55, 90, 92, 93, 96—103, 110—112, 119
- Поисково-оценочные критерии 3, 273, 274
- Полости отслаивания 34, 158, 159, 215
- Поперечно-столбчатая структура 200, 219
- Продуктивные пегматитовые тела 70, 73, 257, 258, 259
- Пространственная связь (ассоциация) пегматитов с гранитными интрузивами 26, 50, 51, 55, 85, 104, 107, 119
- Редкоземельные пегматиты 20, 21, 23, 24, 271

- Редкометалльно-слюдоносная субформация пегматитов 102, 272
- Редкометалльно-хрусталеносная субформация пегматитов 53
- Редкометалльные пегматиты 6, 8, 14, 16, 17, 20, 21, 23—28, 32, 36, 41—46, 48, 49, 53, 54, 79, 80, 81, 84, 85, 87, 89, 90, 100, 107, 108—110, 112, 114—119, 121—126, 128, 132, 134—136, 138, 139, 141, 142, 148, 149, 151, 155, 160—163, 166, 168, 169, 174—178, 190—193, 195, 203, 207, 223, 231, 234, 238, 245—247, 249—251, 253, 254, 263, 264, 265, 267, 268, 271—274
- Седловидные пегматитовые жилы 164, 214, 215, 226—228, 241, 244, 245
- Секущие пегматитовые тела 167, 199, 200, 210, 214, 216, 218, 219, 225, 230, 242, 244, 252
- Серия пегматитовых тел 31, 33, 167, 270
- Слюдоносные пегматиты 6, 8, 13, 14, 20, 22—27, 33, 43, 44, 53, 54, 90—93, 98, 103, 110, 112, 116, 117, 119, 122, 126, 128, 132, 141, 149, 150, 153, 157, 160, 168, 170, 171, 173, 200, 207, 228, 239, 241, 244, 262, 263, 264, 267, 268, 271—274
- Слюдообразование 171—173
- Слюдяные пегматиты 91, 99, 112, 114, 117
- Согласные пегматитовые тела 155, 167, 199, 200, 205, 214, 215, 225—227, 229, 230, 232, 241, 244, 245, 250, 252, 254
- Степень дифференцированности пегматитов 115, 149, 152, 159, 160, 169, 202
- Тектонический контроль 269
- Ультрамета (морфо)генные пегматиты 102, 103
- Усадочные полости 65, 74, 115, 233, 261, 263, 264, 270
- Фациальная серия пегматитов 139, 152, 272
- Фациальное соответствие 122, 126, 137, 139, 142, 151, 195
- Хрусталеносные пегматиты 6, 8, 14, 18, 20, 21, 23, 26, 28, 30, 32, 44, 48, 53—56, 60—63, 69, 104, 106, 110, 113—119, 169, 232, 238, 250, 254—260, 264, 267, 271—274
- Экзоконтактные зоны пегматитовых тел 168, 175, 220, 270
— — изменения пород 58, 149
- Эндоконтактные (краевые, внешние) зоны пегматитовых тел 117, 121, 122, 174—176, 194, 197, 200, 201, 208, 218, 221, 269, 270
- Эпохи (этапы) пегматитообразования 35, 41, 122

ОГЛАВЛЕНИЕ

IV серия

	Стр.
ПРЕДИСЛОВИЕ	3
ВВЕДЕНИЕ	5
Глава I. ПОНЯТИЕ О ПЕГМАТИТАХ И ПЕГМАТИТОВОМ ПРОЦЕССЕ. ГЛАВНЕЙШИЕ ФОРМАЦИИ ГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТОВ	11
Глава II. ПЕГМАТИТОВЫЕ ПОЛЯ, ПОЯСА И ПРОВИНЦИИ, ИХ ВОЗРАСТ И ГЛАВНЕЙШИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ	30
Глава III. ПЕГМАТИТЫ И ГРАНИТЫ	50
К истории вопроса	50
Характеристика материнских гранитоидов пегматитов разных формаций	55
Особенности проявления магматического контроля в размещении пегматитовых полей различных формаций	104
Критерии генетической связи пегматитов с гранитами	113
Выводы	117
Глава IV. ПЕГМАТИТЫ И МЕТАМОРФИЗМ	121
Общие сведения	121
Некоторые вопросы современной теории метаморфических фациальных серий	126
Метаморфические фациальные серии пегматитовых поясов	132
Закономерности локализации пегматитов, связанные с метаморфической зональностью вмещающих толщ	139
Природа метаморфического контроля пегматитов	143
Выводы	150
Глава V. ВМЕЩАЮЩИЕ ПОРОДЫ И ИХ РОЛЬ В ЛОКАЛИЗАЦИИ ПЕГМАТИТОВ РАЗНЫХ ФОРМАЦИЙ	153
Физико-механические свойства вмещающих пород	154
Состав вмещающих пород	167
Теплофизические свойства вмещающих пород	195
Выводы	202
Глава VI. МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ ПЕГМАТИТОВЫХ ТЕЛ	206
Проблема пространства	206
Механизм раскрытия пегматитовмещающих трещин	223

Глава VII.

ТИПЫ СТРУКТУР ПЕГМАТИТОВЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ	237
Типы структур полей мусковитовых пегматитов	238
Типы структур полей редкометалльных пегматитов	245
Типы структур полей хрусталеносных пегматитов	254
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	262
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	275
ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ	292

ИБ № 1650

АНАТОЛИЙ ИЛЬИЧ ГИНЗБУРГ
 ИГОРЬ НИКОЛАЕВИЧ ТИМОФЕЕВ
 ЛЕВ ГРИГОРЬЕВИЧ ФЕЛЬДМАН

ОСНОВЫ ГЕОЛОГИИ ГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТОВ

Редактор издательства З. Д. Соломатина. Переплет художника М. И. Гозенлут.
 Художественный редактор Е. Л. Юрковская. График-иллюстратор В. П. Гвоздева.
 Технический редактор А. Г. Иванова. Корректор К. И. Савенкова.

Сдано в набор 30.08.78. Подписано в печать 20.03.79. Т-06042. Формат 60×90¹/₁₆. Бумага № 1. Гарнитура литературная. Печать высокая. Печ. л. 18,5. Уч.-изд. л. 20,56. Тираж 1400 экз. Заказ 402/6641-4. Цена 3 р. 40 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19.

Ленинградская типография № 8 ЛПО «Техническая книга» Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
 190000, Ленинград, Прачечный пер., 6.

62-101

RECEIVED

2

Руководитель авторского коллектива доктор геолого-минералогических наук, профессор Анатолий Ильич Гинзбург — лауреат Государственных премий СССР, один из ведущих специалистов нашей страны по гранитным пегматитам (особенно редкометальным). Игорь Николаевич Тимофеев, кандидат геолого-минералогических наук, — специалист в области детального геологического картирования и изучения структур пегматитовых полей (преимущественно слюдосодержащих и редкометальных). Лев Григорьевич Фельдман, кандидат геолого-минералогических наук, — петрограф, специализирующийся по проблемам соотношения редкометальных гранитов и пегматитов и связи пегматитов с гранитным магматизмом.

МОСКВА
НЕДРА

7

2934