

**КАЗАНСКИЙ ФЕДЕРАЛЬНЫЙ УНИВЕРСИТЕТ**  
**ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И НЕФТЕГАЗОВЫХ ТЕХНОЛОГИЙ**  
*Кафедра региональной геологии и полезных ископаемых*

**Л.М. СИТДИКОВА**

**МАГМАТОГЕННАЯ (ЭНДОГЕННАЯ) СЕРИЯ**  
**МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ**  
**ИСКОПАЕМЫХ**

**Часть III. Карбонатитовая, пегматитовая, альбитит-  
грейзеновая группы**

**Казань - 2014**

*Принято на заседании  
кафедры региональной геологии и полезных ископаемых  
Протокол №6 от 10 июня 2015 года*

**Рецензент:**

кандидат геолого-минералогических наук,  
доцент кафедры региональной геологии и полезных ископаемых ИГиНГТ КФУ  
**В.Г. Изотов**

**Ситдикова Л.М.**

**Магматогенная (эндогенная) серия месторождений полезных ископаемых. Часть III. Карбонатитовая, пегматитовая, альбитит-грейзеновая группы / Л.М. Ситдикова. – Казань: Казан. ун-т, 2014. – 26 с.**

В III-й части методического пособия «Магматогенная (эндогенная) серия месторождений полезных ископаемых. Карбонатитовая, пегматитовая, альбитит-грейзеновая группы» дается характеристика специфических типов полезных ископаемых. Карбонатиты образуют обособленную группу эндогенных месторождений в силу резко специфических геологических условий их образования. Эти месторождения связаны с платформенным этапом геологического развития и ассоциированы с комплексами ультраосновных щелочных пород.

В методическом пособии также рассмотрены две группы пегматитов – магматогенные и метаморфогенные, охарактеризованы три генетических класса пегматитов: простые, перекристаллизованные, метасоматически замещенные и связанные с ними месторождения полезных ископаемых.

Характеризуются обобщенные геологические модели месторождений, полезные ископаемые и факторы, приведшие к формированию месторождений альбитит-грейзеновой группы.

Методическое пособие рекомендовано для использования в ходе лабораторных занятий бакалавров специальности «Геология» по курсу «Геология твердых полезных ископаемых».

© Ситдикова Л.М., 2014

© Казанский университет, 2014

## СОДЕРЖАНИЕ

Карбонатитовые месторождения	4
Пегматитовые месторождения	9
Альбититовые и грейзеновые месторождения	17
Альбититовое месторождение	20
Грейзеновые месторождения	23
Список литературы	26

## КАРБОНАТИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

*Карбонатитами* называются эндогенные скопления кальцита, доломита и других карбонатов, пространственно и генетически ассоциированные с интрузивами ультраосновного щелочного состава центрального типа, формирующимися в обстановке платформенной активизации. В настоящее время на земном шаре известно более 250 массивов ультраосновных щелочных пород. В России такие массивы известны в Карело-Кольском регионе, Сибири. Размещаются массивы на платформах и имеют различный геологический возраст. Среди них известны массивы докембрийского (Сибирь, Северная Америка), каледонского (юг Сибири), герцинского (Мурманская обл.), киммерийского (Сибирь, Бразилия) и альпийского циклов развития (большинство карбонатитов Африки).

Карбонатиты образуют обособленную группу эндогенных месторождений в силу резко специфических геологических условий их образования. Карбонатитовые месторождения связаны только с платформенным этапом геологического развития и ассоциированы с комплексами ультраосновных щелочных пород. Массивы имеют трубообразную форму, дифференцированный состав и концентрически зональное строение. В них выделяют четыре главные группы пород: 1) ранние ультраосновные (дуниты, перидотиты, пироксениты); 2) щелочные (мельтейгит-ийолиты, щелочные и нефелиновые сиениты); 3) ореолы вмещающих пород, подвергшихся щелочному метасоматозу и превратившихся в фениты; 4) карбонатиты (рис. 1).

Массивы сопровождаются дайковой серией сложного состава, отражающего длительную и направленную эволюцию магматического очага и состоящую из разнообразных пород – от пикритовых порфиритов до щелочных пегматитов. Последовательно формирующиеся группы пород, образующие карбонатитовые массивы, размещаются в центростремительном направлении от периферии к центру и иногда в обратном, центробежном направлении.

Примером последнего размещения может служить Ковдорский массив в Мурманской области. Центральная часть массива сложена оливинитами, образующими шток, далее располагаются прерывистым полукольцом пироксениты, а периферическая часть выполнена ийолитами и мельтейгитами. Карбонатиты в массиве представлены несколькими разновидностями: кальцитовыми карбонатитами, имеющими широкое распространение, доломитовыми карбонатитами, которые встречаются значительно реже, и доломито-кальцитовыми, возникшими большей частью в процессе доломитизации кальцитовых разновидностей пород. Многочисленные жилы и линзы кальцитовых карбонатитов залегают в оливинитах центральной части массива и в щелочных породах его краевой зоны. Они группируются в отчетливо выраженную дугообразную зону и в ее пределах приурочены к серии кольцевых трещин-разломов, пологопадающих внутрь массива (Рис. 2).

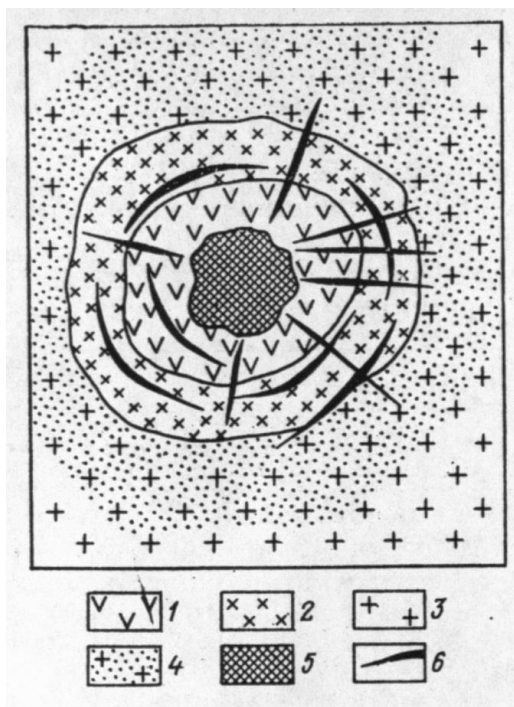


Рис. 1. Общая схема строения карбонатитового месторождения: 1 – щелочные породы; 2 – ультраосновные породы; 3 – гнейсы; 4 – фениты; 5 – шток карбонатитов; 6 – жилы карбонатитов

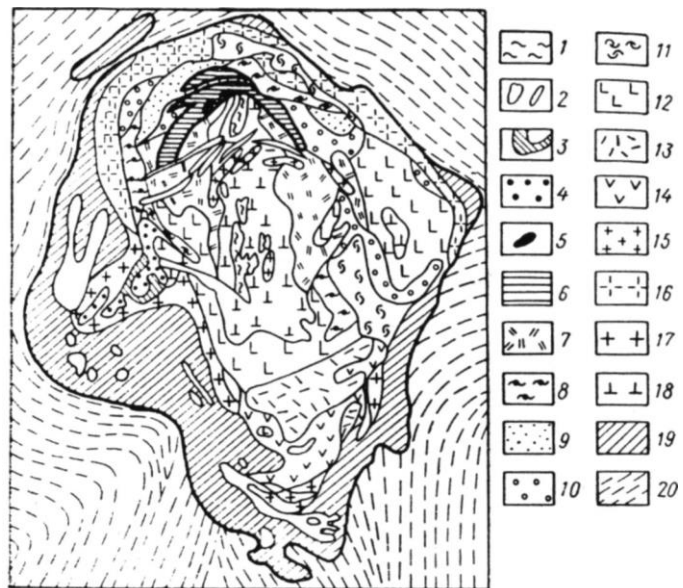


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Ковдорского массива. 1 – сунгулитовые породы; 2 – карбонатиты; 3 – апатит-форстеритовые породы; 4 – магнетитовые породы; 5 и 6 – флогопит-диопсид-форстеритовые породы; 7 – оливиниты; 8 – гранатовые автоскарны; 9 – монтичеллитолиты; 10 – меллилитолиты; 11 – турьяиты; 12 – пироксениты; 13 – слюдиты и слюдяно-пироксеновые породы; 14 – нефелиновые пироксениты; 15 – полевошпатовые ийолиты и сиениты; 16 – ийолит-уртиты; 17 – ийолит-мельтейгиты; 18 – оливиниты; 19 – фениты; 20 – гранито-гнейсы

*Карбонатитовые тела* представляют собой штоки, конические жилы, падающие к центру массива, кольцевые жилы, падающие от центра массива, радиальные дайки. Штоки в поперечнике имеют размеры от сотен метров до нескольких километров, а жилы мощностью от 10 м при длине несколько сот метров до нескольких километров (1-2 км). Минеральный состав карбонатитов определяется наличием карбонатов, составляющих 80-99%. Наиболее распространены кальцитовые карбонатиты, реже встречаются доломитовые, еще реже анкеритовые и совсем редко сидеритовые карбонатиты.

В формировании карбонатитов установлена последовательность их образования – первым накапливается кальцит, далее доломит и анкерит. Остальные минералы в карбонатитах являются акцессорными, их более 150 разновидностей. Типоморфными минералами являются флогопит, апатит, флюорит, форстерит; редкими – бадделеит, пирохлор, гатчеттолит – урансодержащий пирохлор, перовскит-кнопит-дизаналит, карбонаты редких земель (синеизит, бастнезит, паризит). В карбонатитах установлен стадийный характер минералообразования: в первую стадию формируются крупнозернистые кальциты с минералами титана и циркония; во вторую – среднезернистые кальциты с дополнительными минералами титана, урана, тория; в третью – мелкозернистый кальцит-доломитовый агрегат с ниобиевой минерализацией; в четвертую – мелкозернистые массы доломит-анкеритового состава с редкоземельными карбонатами. Текстура карбонатитов массивная, полосчатая, узловатая, плейчатая, структура – разнозернистая.

*По составу полезных ископаемых, концентрирующихся в карбонатитах последние разделены на семь групп:*

1. Гатчеттолит-пирохлоровые карбонатиты с содержанием  $Nb_2O_5$  0,1-1%;
2. Бастнезит-паризит-монцонитовые карбонатиты с содержанием  $TR_2O_3$  от десятых долей процента до 1%;
3. Перовскит-титаномагнетитовые руды связаны с гипербазитами в ассоциации с карбонатитами;

4. Апатит-магнетитовые с форстеритом карбонатиты с содержанием железа 20-70%,  $P_2O_5$  10-15%;
5. Флогопитовые скарноподобные образования, в коре выветривания формируется вермикулит;
6. Флюоритовые карбонатиты;
7. Сульфидоносные карбонатиты с медным оруденением при содержании меди 0,68% и свинцово-цинковым. Минеральные типы рудоносных карбонатитов отвечают различным уровням их возникновения и последующего эрозионного среза (Рис. 3).

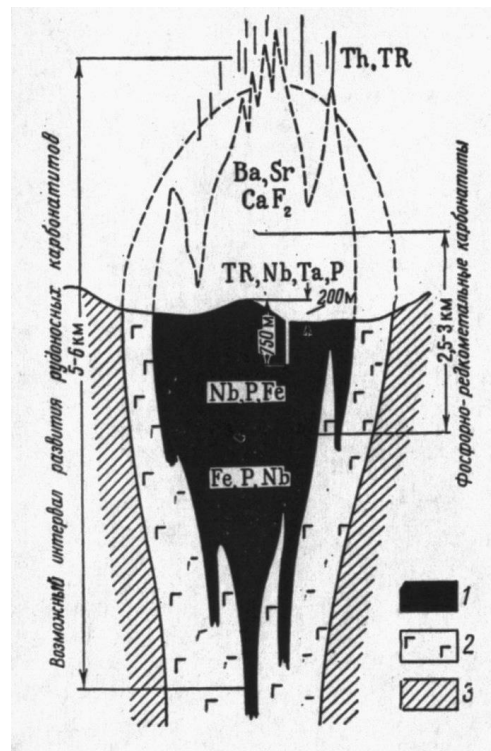


Рис. 3. Схематический вертикальный разрез рудоносного карбонатитового штока. 1 – карбонатиты; 2 – ультраосновные щелочные породы; 3 – осадочно-метаморфические породы

Геологические структуры, определяющие положение и морфологию карбонатитовых тел внутри массивов, имеют один источник деформирующих усилий и разделяются на две разновидности по их морфологии. Центральные штоки приурочены к цилиндрическим трубкам взрыва. Карбонатитовые жилы приурочены к круговым структурам, среди них выделяют радиальные, кольцевые (падающие от центра), конические (падающие к центру).

Формирование массивов ультраосновных щелочных пород с карбонатитами охватывает длительный интервал времени и делится на четыре этапа магматической эволюции, разобщенные перерывами внедрения магматических пород:

1 - образуются ультраосновные породы (дуниты, перидотиты, пироксениты);

2 - щелочно-гипербазитовый этап с формированием биотитовых пироксенитов и перидотитов и мелилитсодержащих пород;

3 - ийолит-мельтейгтовый этап характеризуется появлением пород от якупирангитов (крайне меланократовая бесполевошпатовая ультраосновная щелочная порода) до уртитов (существенно нефелиновая порода);

4 - внедряются нефелиновые и щелочные сиениты. После этого возникают карбонатиты. Все этапы сопровождаются формированием комагматичных даек. Весь интервал времени, охватывающий становление массивов может охватывать несколько десятков и даже первых сотен миллионов лет.

Длительное развитие ультраосновных щелочных пород и сопровождающих их карбонатитов происходило в широких рамках температур и давлений. Ультрабазиты формируются при температурах 1350-1100°C, нефелиновые сиениты – 750-620°C, карбонатиты первой стадии 630-520°C, второй стадии 520-400°C, карбонатиты третьей стадии 400-300°C, карбонатиты четвертой стадии 300-200°C. Значительная вертикальная протяженность карбонатитообразования свидетельствует об изменении давления от верхнего уровня (близ поверхности земли) до глубинных горизонтов 100-60 МПа.

*Магматическая гипотеза.* Форма тел карбонатитов говорит о возможном их образовании при раскристаллизации из магматического расплава. Об этом свидетельствуют обломки вмещающих пород в карбонатитах, флюидная текстура некоторых карбонатитов, наличие в составе карбонатитов остывших расплавленных включений с температурой гомогенизации 880-558°C. Последнее обстоятельство позволило поставить вопрос о явлении



магматической ликвации с отделением карбонатного расплава при температуре  $900\pm 50^{\circ}\text{C}$ . Эти представления подтверждаются экспериментальными данными.

*Гидротермальная гипотеза.* Никто из исследователей не отрицает наличие карбонатитов гидротермально-метасоматического происхождения. В пользу этой гипотезы свидетельствуют следующие данные: наличие постепенных переходов от карбонатитов к замещаемым им породам; наличие реликтов незамещенных силикатных пород, пронизанные сетью прожилков; метасоматическая зональность в распределении минеральных ассоциаций, на контакте карбонатных и силикатных пород; зависимость состава темноцветных и акцессорных минералов карбонатитов от состава замещаемых силикатных пород; избирательный характер карбонатного метасоматоза.

## **ПЕГМАТИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

Выделяют две группы пегматитов – магматогенные и метаморфогенные.

*Магматогенные пегматиты* и связанные с ними полезные ископаемые принадлежат к группе позднемагматических образований, формировавшихся на завершающихся стадиях становления массивов и располагающихся близ его кровли. Они связаны с родоначальными интрузивами тождественностью состава. Форма тел пегматитов жило - и гнездообразная, обычно имеют зональное строение, неравномерные размеры зерен минералов и присутствуют в них следы метасоматической переработки первичных минеральных ассоциаций магматического происхождения. Подавляющее количество пегматитов связано с гранитными породами. С другими формациями глубинных изверженных пород пегматиты встречаются реже. Тела пегматитов известны, но не обязательны для перидотитовой, габбровой и плагиогранит-сиенитовой формаций ранних стадий геосинклинального развития. На активизированных платформах пегматиты обнаружены с основными, кислыми и особенно щелочными породами. Гранитные пегматиты разделены А.Е. Ферсманом на пегматиты чистой линии и пегматиты линии скрещения. Первые залегают в гранитах или тождественных породах и не претерпели изменения

состава в процессе формирования. Вторые образуются среди других формаций, при этом возникают гибридные пегматиты, ассимилировавшие вещество боковых пород, и десилицированные пегматиты, отдавшие часть своего кремнезема вмещающим породам.

*Метаморфогенные пегматиты*, формирующиеся на разных стадиях метаморфического преобразования, преимущественно древних докембрийских пород, по особенностям состава соответствуют фациям регионального метаморфизма вмещающих пород.

Преобладающей формой пегматитов являются плитообразные и сложные жилы, реже встречаются линзы, гнезда и трубы. Длина тел пегматитов изменяется от 150 м до 5000 м, при изменении мощности от 50 м до 400 м. Пегматиты формировались на протяжении длительной геологической истории Земли от архейского до альпийского циклов.

Пегматиты формируют региональные пояса от сотен до нескольких тысяч километров (Мамский, Забайкальский, Кольско-Карельский, Раджастанский пояс Индии, Аппалачский, Южно-Африканский и др.). В пределах поясов пегматиты группируются в поля (пучки, узлы), приуроченные к цепочкам интрузивов, положение которых определяется поперечными складчатыми и разрывными нарушениями. По соотношению пегматитов с вмещающими породами выделяют две разновидности: сингенетичные, или шлировые, камерные пегматиты; эпигенетичные или выжатые пегматиты. Первые сформировались на месте скопления остаточных пегматитообразующих продуктов магматического расплава, находятся в материнской породе, у них отсутствуют резкие контакты с вмещающими породами, отсутствует мелкозернистая аплитовая оторочка, овальная форма тел, обилие миароловых пустот. Вторые формируются за пределами остаточного магматического очага для них характерно размещение не только в материнской породе, но за ее пределами, контроль пегматитовых тел тектоническими нарушениями, жильная форма, резкие контакты с вмещающими породами, наличие мелкозернистой аплитовой оторочки, отсутствие миароловых пустот.

Подавляющая масса пегматитов формировалась на значительных глубинах от 1,5-2 и 16-20 км. Ранняя кристаллизация магматического расплава происходит при температуре 1200-900°C, нормальный гранит застывает при температуре немного ниже 1000°C, в присутствии минерализаторов температура может снижаться до 730-640°C. Учитывая совокупность всех данных, начальная температура гранитного пегматитового расплава должна быть порядка 800-700°C. В процессе последующего накопления и метасоматического преобразования пегматитообразующих минеральных комплексов, температура постепенно снижалась с последовательным формированием биотита, кварца, мусковита, берилла, последующих выделений кварца и топаза, мориона и аметиста, и заключительных выделений халцедона. Последний формируется в интервале температур 90-55°C.

В минеральном составе пегматитов преобладают силикаты и оксиды. Гранитные пегматиты чистой линии сложены ортоклазом, микроклином, кварцем, альбитом, олигоклазом и биотитом; второстепенные минералы – сподумен, мусковит, турмалин, гранат, топаз, берилл, лепидолит, флюорит, апатит, минералы редких и радиоактивных элементов, редких земель. Гибридные пегматиты, образованные при ассимиляции глиноземистых пород, обогащаются андалузитом, кианитом, силлиманитом.

Пегматиты, ассимилировавшие карбонаты кальция, магния, железа, содержат роговую обманку, пироксены, сфен (титанит), скаполит. Дислоцированные пегматиты в ультраосновных и карбонатных породах представлены обычно плагиоклазитами. При пересыщении глиноземом возникают корундовые плагиоклазиты.

Щелочные пегматиты состоят из микроклина, ортоклаза, нефелина или содалита, эгирина, гакманита, натролита, арфведсонита с примесью апатита, анальцима, минералов циркония, титана, ниобия и редких земель.

Пегматиты ультраосновных и основных магм сложены основным плагиоклазом, ромбическим пироксеном (бронзитом), меньше распространены

оливин, амфибол, биотит с примесью апатита, граната, сфена, циркона, титаномагнетита, магнетита.

По составу и особенностям внутреннего строения пегматиты разделяются на простые, или недефференцированные, и сложные, или дифференцированные. Простые гранитные пегматиты состоят из калиевого полевого шпата и кварца. Сложные гранитные пегматиты имеют разнообразный минеральный состав и зональное строение. В структуре зональных пегматитов выделяются: оболочка, внутренняя часть и неправильные метасоматические скопления. Все они составляют пять главных элементов зональной структуры (Рис. 4).

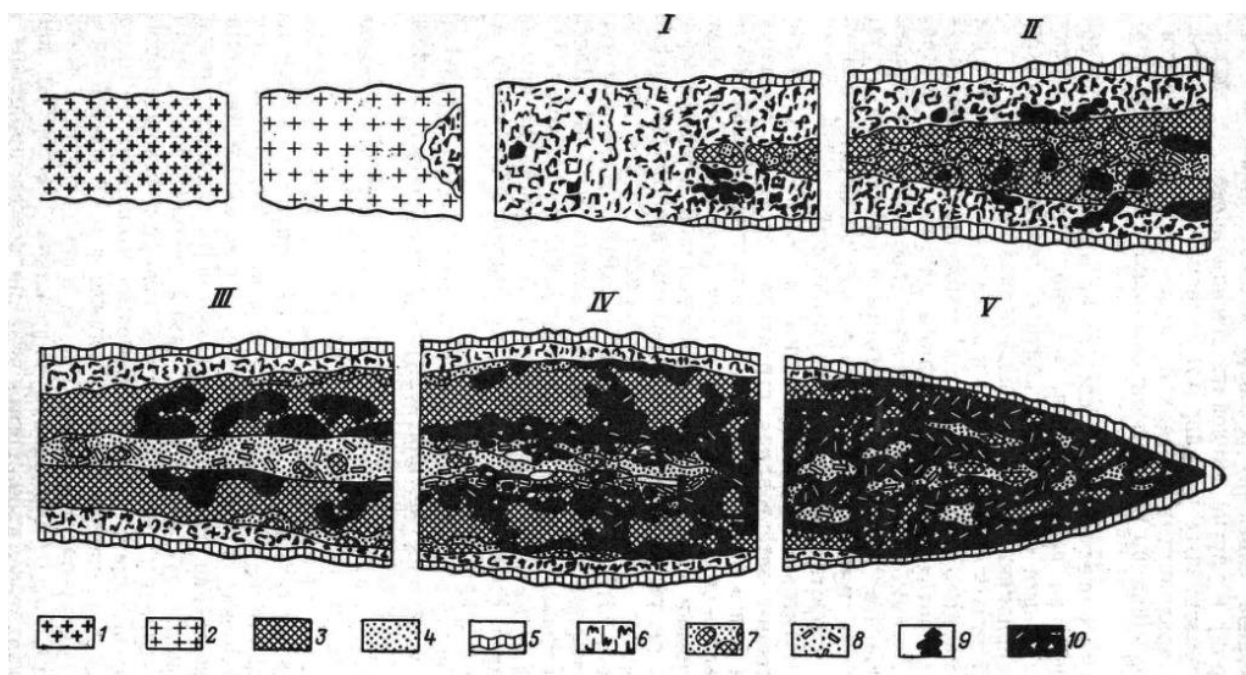


Рис. 4. Схема текстурно-парагенетических типов пегматитов (по К. Власову).

I – равномернозернистый, или письменный; II – блоковый; III – полндифференцированный;

IV - редкометалльного замещения; V – альбит-сподуменовый типы. 1 – гранит; 2 – пегматитовый гранит; 3 –микроклин; 4 – кварц; 5 – контактовые оторочки и зоны мусковит-кварц-полевошпатового состава; 6 – пегматит письменной и гранитной структуры; 7 – блоковая зона; 8 - мономинеральная микроклиновая зона; 9 – кварц-сподуменовая зона; 10 – зоны замещения

Первая, внешняя зона сложена тонкозернистой оторочкой мусковит-кварц-полевошпатового состава, обычно несколько сантиметров мощностью. Вторая зона выполнена кварц-полевошпатовой массой письменной и гранитной

структуры. Третья состоит из мономинеральной массы или блоков микроклина. Четвертая зона выполнена кварцем и представляет собой кварцевое ядро. Пятая зона не всегда проявлена и не обособляется отчетливо. Она представлена неправильными скоплениями кварца, альбита, мусковита, сподумена и минералов редких металлов, тяготеющих к границе кварцевого ядра и микроклиновой зоне. Такое строение рассматривается, как следствие эволюционного развития пегматитовых тел в процессе их формирования. Развитие может дойти до разных стадий, в связи с чем могут образовываться пегматиты разной степени дифференцированности.

*Среди пегматитовых месторождений выделяются три генетических класса:* простые пегматиты; перекристаллизованные пегматиты; метасоматически замещенные пегматиты.

*Простые пегматиты* сложены калий-натровыми полевыми шпатами и кварцем с небольшой примесью слюды. Эти пегматиты разрабатываются для получения комплексного керамического сырья и используются для производства низших сортов изделий фаянсовой и фарфоровой промышленности (Куру-Ваара Мурманской обл.). Такие пегматиты называются также керамическими пегматитами. Пегматиты характеризуются сложной морфологией жильных тел мощностью до нескольких десятков метров и длиной до 800-1000м и более, отличаются достаточно постоянным составом, обеспечивающим хорошее обогащение, являются основным источником низкокальциевых полевошпатовых материалов. Иногда в составе пегматитов встречаются крупные блоковые обособления кварца и микроклина (Рис. 5).

*Перекристаллизованные пегматиты*, как правило, имеют разноморфную крупно- и гигантоморфную структуру. Такая структура могла сформироваться в результате перекристаллизации исходного вещества жил под влиянием горячих газовой-жидких растворов, химический состав которых находился в равновесии с составом ранее выделившихся пегматитообразующих соединений. При перекристаллизации калиевого полевого шпата при гидролизе формируется мусковит (Рис. 6). Из перекристаллизованных пегматитов

добывают мусковит (месторождения Чупино-Лоухского района Карелии, Мамского района Иркутской обл.), попутно добывают полевошпатовое сырье, кварц. За границей основными центрами добычи мусковита являются пегматитовые поля Индии и Бразилии. Крупнолистовой мусковит добывается только из пегматитов. По характеру распределения мусковита в жильном теле выделяют жилы с равномерным, зональным и гнездовым распределением. В связи с исключительной значимостью этих пегматитов они называются мусковитовыми пегматитами.

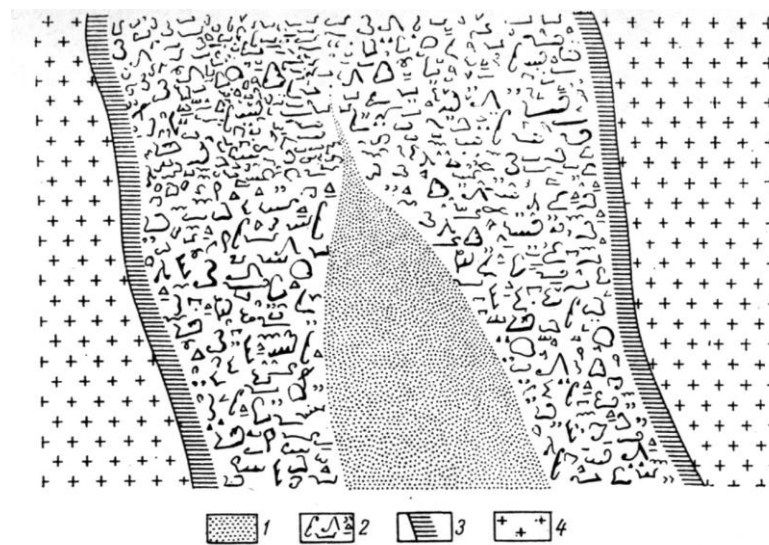


Рис. 5. Сечение простого пегматита. 1 – кварцевое ядро; 2 – пегматит письменной структуры; 3 – слюдяная оторочка; 4 – гранит

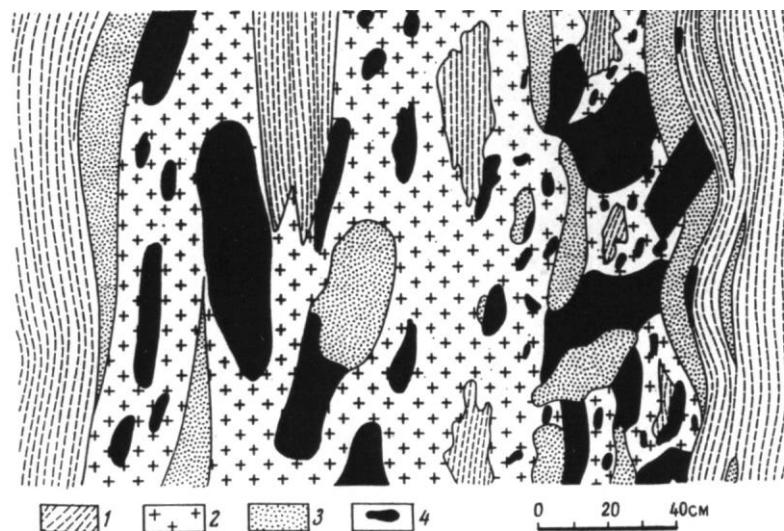


Рис. 6. Сечение перекристаллизованного пегматита жилы 4 Слюдяногорского месторождения (по Г.Кулешову и др.). 1 – гнейсы; 2 – среднезернистые пегматиты; 3 – кварц; 4 – мусковит

*Метасоматически замещенные пегматиты* в отличие от ранее рассмотренных отличаются перекристаллизацией и метасоматической переработкой в различной степени под воздействием горячих минерализованных растворов, химически неравновесных по отношению к составу первичной пегматитообразующей минеральной массы. Для этого класса характерно наиболее полное зональное строение с метасоматическими преобразованиями и грейзенизацией (Рис. 7). Эти два процесса сопровождаются появлением минералов редких металлов, горного хрусталя, драгоценных камней.

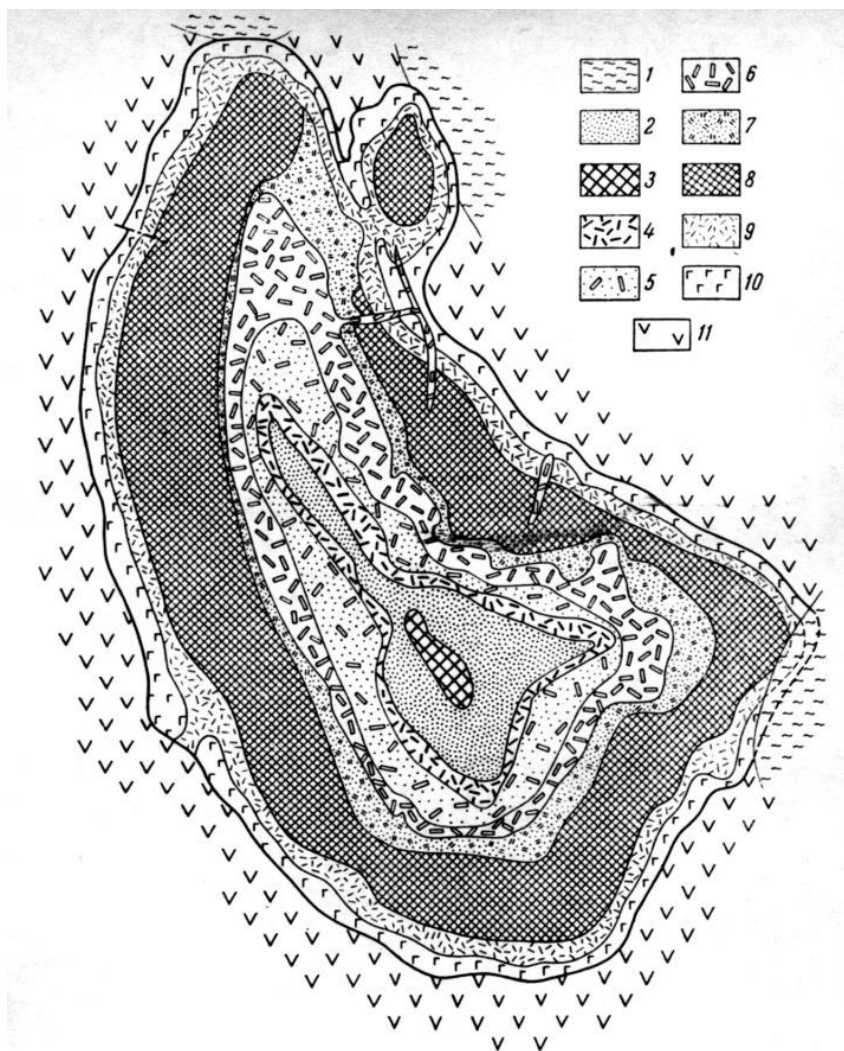


Рис. 7. Сечение метасоматически замещенного пегматита (по Н.Солодову). 1 – наносы; 2-10 – зоны: 2 – блокового кварца; 3 – крупного микроклина; 4 – мелкопластинчатого альбита; 5 – кварц-сподуменовая; 6 – клевеландит-сподуменовая; 7 – кварц-мусковитовых гнезд; 8 – крупноблокового микроклина; 9 – гнезд мелкозернистого альбита; 10 – графическая кварц-микроклиновая; 11 – вмещающие породы.

Из метасоматически замещенных пегматитов добывают оптический флюорит, драгоценные камни, руды лития, бериллия, цезия, рубидия, реже олова, вольфрама, тория, урана, ниобия, тантала, редких земель.

*Редкометальная и редкоземельная минерализация* в пегматитах вне зависимости от генетической принадлежности их к определенной формации считается метасоматически наложенной. Установлено, что редкометальная минерализация проявляется только в тех пегматитовых полях, которые приурочены к районам распространения аляскитовой формации. Редкоземельная минерализация устанавливается только в пегматитовых полях, расположенных в непосредственной близости от щелочных гранитов или в районах, где каким-либо образом проявлен щелочной метасоматоз, связанный с этими гранитами. В эту группу объединены пегматиты, известные в литературе под названием пегматитов натро-литиевого типа. Внутри группы выделяют следующие рудно-метальные типы: танталито-поллуцитовый, сподуменовый, сподумен-берилло-танталитовый, колумбито-берилловый, берилло-колумбитовый. В тантало-поллуцитовом типе характерными акцессорными минералами являются розовые турмалины, сиреневые литиевые мусковиты, пурпурит, висмутин, бисмутит, литиевые фосфаты, касситерит; в сподуменовом типе – берилл, танталит, колумбит; в сподумен-берилло-танталитовом и колумбито-берилловом типах - мусковит, касситерит, бавенит, берtrandит, арсенопирит, молибденит, иногда флюорит; в берилло-колумбитовом типе – молибденит, флюорит, топаз, базобисмутит, касситерит. Во всех типах присутствуют второстепенные минералы: мусковит, апатит, турмалин, гранат, биотит.

Внутри группы редкоземельных пегматитов выделены: редкоземельно-цериевый и редкоземельно-иттриевый и микроклино-амазонито-гадолинитовый типы пегматитов. В первом типе основным породообразующим минералом является микроклин, редко затронутый процессами амазонитизации. Редкоземельная минерализация приурочена к зонам окварцевания и представлена ортитом и чевкинитом. В редкоземельно-иттриевых пегматитах –



абукумалитом, иттротитанитом, фергусонитом, торитом, цитролитом. Характерным акцессорным минералом является магнетит. В микроклино-амзонито-гадолинитовом типе преобладающими породообразующими минералами являются амазонит, микроклин. Редкоземельная минерализация представлена гадолинитом. Постоянным второстепенным минералом является биотит.

Пегматитовые *месторождения бериллия* достаточно широко распространены, на их долю приходится вся мировая добыча бериллия. Берилл из пегматитов извлекается преимущественно попутно при разработке их на мусковит, тантал, цезий или литий. Появление в них крупных кристаллов (иногда несколько тонн) позволяет вести ручную выемку и получению без какого-либо обогащения концентратов, содержащих 10% окиси бериллия. Совместно с бериллом часто встречается черный турмалин, колумбит, цитролит, монацит.

Пегматитовые *месторождения олова* известны в Восточной Сибири России и расположены в докембрийских комплексах. Руды обычно комплексные, разрабатываются на олово, тантал, ниобий, скандий, рубидий, частично на вольфрам и висмут. Наиболее богаты оловом (до 0,1%) альбитовые и альбит-сподуменовые пегматиты. Главные минералы представлены касситеритом, сподуменом, петалитом, амблигонитом, кварцем, микроклином, альбитом, топазом, турмалином; акцессорные минералы – танталит, вольфрамит.

## **АЛЬБИТИТОВЫЕ И ГРЕЙЗЕНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

Альбититы и грейзены объединяет общность происхождения, локализация и источник рудообразующих веществ. Они связаны с апикальными частями массивов кислых и щелочных гипабиссальных интрузивных пород, подвергшихся постмагматическому щелочному метасоматозу.

*Альбитизация* – процесс замещения плагиоклазов и других минералов альбитом в различных силикатных и алюмосиликатных породах. Широко

проявляется как высокотемпературный метасоматический процесс как на значительных площадях, так и вдоль локальных зон. Альбитизация обычно следует за калиевым метасоматозом, когда образуются существенно микроклиновые и ортоклазовые породы. При альбитизации возникает инфильтрационная зональность.

*Грейзенизация* – процесс высокотемпературного (300-500°C) метасоматоза с обязательным участием летучих компонентов (фтор, бор, хлор и др.), при широком диапазоне давлений и при эволюции постмагматических растворов от кислых к щелочным, связанный с гранитными гипабиссальными интрузиями. В зависимости от состава растворов образуются различные грейзены. В следствии натрового метасоматоза апикальные части гранитных куполов и их апофиз альбитизируются, а избыток калия выносится и связывается в грейзенах, накапливающихся на границе альбитизированных гранитов и вмещающих их пород, а также среди последних, близ кровли интрузивов.

Единство процесса возникновения альбитизации и грейзенов не всегда приводит к их одновременному и совместному образованию. В природе чаще встречаются грейзоновые месторождения без альбититов и альбититовые месторождения без грейзенов, чем совместная ассоциация альбититов и грейзенов. На основании изучения зонального строения выступов изверженных пород, подвергшихся щелочному метасоматозу, А.А. Беус предложил схему процесса. Прогрессивная часть процесса характеризуется калиевой составляющей с формированием существенно микроклиновых пород в ядерной части массива в обстановке повышенных давлений. Затем, вследствие инверсии процесса, активизировался натровый метасоматоз, приведший к ранней альбитизации преимущественно в периферийной зоне массивов в условиях пониженных давлений. На фоне восходящей кислотности сильное основание (калий) сменяется более слабым (натрий). Максимальное увеличение кислотности растворов происходило при их переходе из надкритического в гидротермальное состояние в стадию грейзенизации, при активности фтора и

бора выносились щелочи, алюминий и элементы примеси. После перелома (грейзенизации) начинается регрессивная часть процесса, протекающая в обратном направлении, при понижении кислотности растворов с формированием поздних альбититов и микроклиновых пород. Поздняя микроклинизация и альбитизация по объему меньше ранней и может ограничиваться выделением прожилков адуляра и альбита. Суть процесса продемонстрирована на рис. 8.

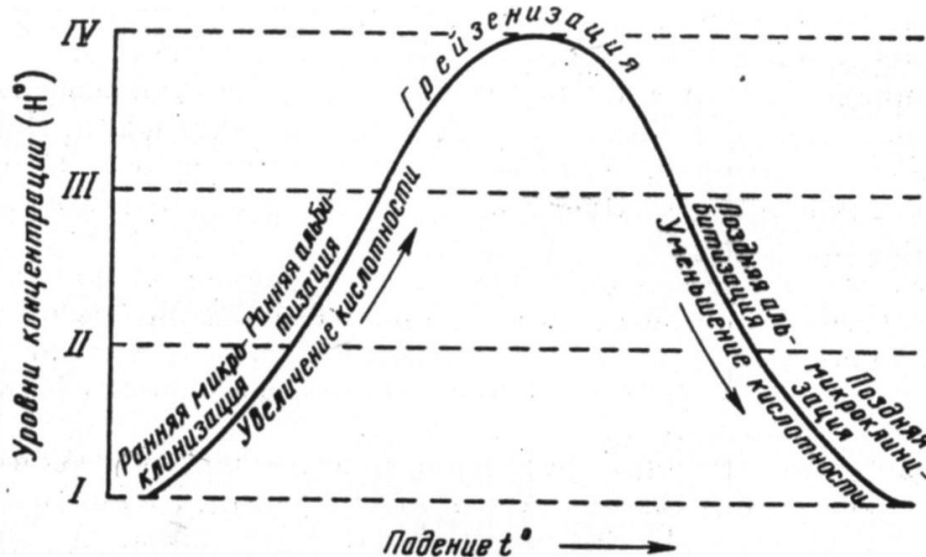


Рис. 8. Схематическая кривая изменение режима кислотности – щелочности растворов в процессах высокотемпературного постмагматического метасоматоза при раскристаллизации гранитов (по А.Беусу и Н.Залашковой)

Альбититовые и грейзеновые месторождения формировались в среднюю и позднюю стадии геосинклинального цикла, а также при активизации магматической деятельности на древних платформах. Альбитизация характерна для щелочных метасоматитов древних щитов, для контактовых частей щелочных массивов (каледониды Тянь-Шаня) для районов распространения скарновых месторождений (Северный и Средний Урал), для рудных полей грейзеновых и апогранитовых месторождений (Забайкалье). За границей значительные месторождения альбититов и грейзенов известны в Индонезии, Китае, Бирме, Австралии, Южной Америке, Испании, Чехословакии и др.

## АЛЬБИТИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

По форме месторождения штокообразные с апофизами, достигающие по площади несколько квадратных километров, на глубину распространяются до нескольких сот метров, реже до 600 м. Альбитизация захватывает изверженные материнские породы и реже породы кровли (Рис. 9). Альбитит-лейкократовая порода, в которой на фоне мелкозернистой основной массы отмечаются порфировые выделения кварца, микроклина, пластинки слюд или щелочного амфибола (рибекит), реже пироксена. Во всех типах альбититов сохраняется парагенезис минералов: альбит+микроклин+кварц.

Минеральный состав альбититов зависит от состава исходной породы и меняется в соответствии с их щелочностью.

1) По нормальным гранитам формируются мусковит-микроклин-кварц-альбитовые альбититы с второстепенным минералом – мусковитом; типоморфные редкометальные акцессории - берилл, хризоберилл, берtrandит, фенакит, эвксенит, вольфрамит, молибденит, касситерит (характерные элементы - бериллий).

2) По субщелочным гранитам образуются литионит-микроклин-кварц-альбитовые альбититы, второстепенные минералы – криофиллит, лепидолит, циннвальдит, топаз; типоморфные редкометальные – колумбит-танталит, микролит, пирохлор, касситерит.

3) В щелочных гранитах обнаружены биотит-кварц-альбитовые альбититы с биотитом и типоморфными редкометальными акцессориями – пирохлором, цирконом, фергюсонитом, колумбитом, торитом, гагаринитом, приоритом, ксенотимом, берtrandитом, фенакитом, молибденитом и эгирином; альбитовые альбититы с эгирином, цирконом, чевкинитом, ксенотимом, монацитом, иттриалитом.

4) По нефелиновым сиенитам формируются нефелинсодержащие микроклин-альбитовые альбититы с эгирином, щелочным амфиболом, цирконом, пирохлором, сфеном, апатитом, бритолитом и ильменитом.

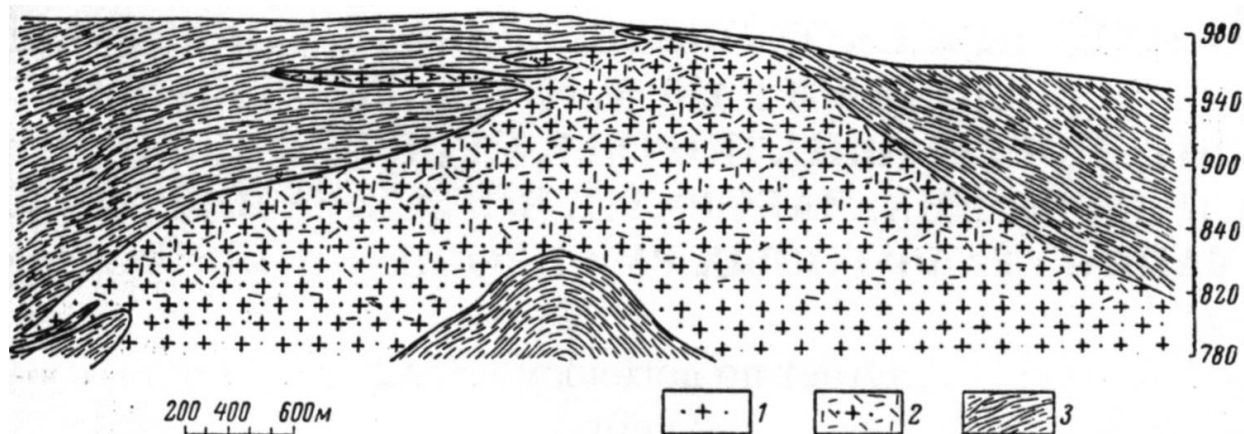


Рис. 9. Межпластовый купол бериллийсодержащих мусковит-альбитовых апогранитов Восточного Забайкалья (по А.А. Беусу и др.). 1 - мусковит-альбитовые граниты; 2 - мусковит-альбитовые граниты с интенсивным проявлением грейзенизации; 3 - песчано-сланцевые породы

Характерным примером мусковит-альбитовых апогранитов первой группы, содержащих акцессорную вкрапленность берилла, является один из куполовидных выступов небольшого (10 км) интрузива киммерийских гранитов в Восточной Сибири, прорывающего песчано-сланцевые породы палеозоя. Главный интрузивный массив, с которым предположительно связан бериллоносный купол, сложен пестрой гаммой гранитоидов, среди которых выделяются биотитовые и двуслюдяные граниты порфировидного, среднезернистого и мелкозернистого сложения, а также аплитовидные сильно альбитизированные разности, в том числе своеобразные литионит-амазонит-альбитовые апограниты, содержащие микролит и колумбит-танталит.

В пределах интрузивного массива, а также в зоне экзоконтакта широко развиты грейзеновые и кварцево-жильные образования, несущие вольфрамовую и в меньшей мере оловянную минерализацию. Порфировидные двуслюдяные граниты главного интрузивного массива содержат 0,0008% бериллия, что более чем в полтора раза выше среднего содержания бериллия в гранитах. В гранитах широко развита микроклинизация. Продуктами этого процесса являются метасоматические порфировидные вкрапленники микроклина. Межпластовый купол грейзенизированных вольфрамоносных гранитов, содержащих акцессорную вкрапленность берилла, располагается в пределах ослабленной зоны, прослеживающейся во вмещающих породах в

экзоконтактовой части главного интрузивного массива (Рис. 10). Ширина полосы рассланцованных метаморфических пород, вмещающих куполовидную залежь гранитов, достигает 300-400 м. В разрезе куполовидная залежь (Рис. 9) имеет гораздо более сложную форму, чем это можно было предполагать, наблюдая падение всех контактов тела в сторону вмещающих пород на поверхности эрозионного среза. В трещинах купола развиты вольфрамитсодержащие кварцевые жилы, а в апикальной части купола, непосредственно на границе со сланцевой кровлей, наблюдается крупное линзовидное обособление кварца, окруженное зоной полосчатого кварц-мусковитового грейзена.

Все граниты массива до глубины более 250 м в той или иной степени альбитизированы и грейзенизированы. На глубоких горизонтах ясно прослеживаются явления ранней микроклинизации. При этом метасоматически измененные разновидности гранитов располагаются в пространстве весьма закономерно, определяя характерную вертикальную зональность массива: сильно грейзенизированные метасоматические породы с реликтовым альбитом в апикальной части, альбитизированные и слабее грейзенизированные продукты метасоматического изменения гранитов на глубине более 80-100 м, альбитизированные микроклиновые граниты со слабым проявлением грейзенизации на глубине более 200 м. Явления альбитизации гранитов наиболее четко прослеживаются на глубине более 100 м от апикальной части массива.

Минеральный состав метасоматически измененных гранитов из различных частей куполовидной залежи изменяется достаточно широко и характеризуется следующими колебаниями (в %): кварц – 35-60; альбит – 10-40; микроклин – 10-20; мусковит – 5-15.

В альбититах различного генезиса неодинаков состав полезных ископаемых. В альбититах апогранитов нормального ряда ведущим является бериллий; в альбититах апогранитов субщелочного ряда – литий, рубидий, тантал, ниобий; в альбититах апогранитов щелочного ряда – цирконий, ниобий,

иттриевые редкие земли; в альбититах апонелефиновых пород – цирконий, ниобий, цериевые редкие земли.

Ниобий концентрируется в танталит-колумбите, пироклор-микролите, его содержание достигает 0,3%. Цирконий совместно с гафнием накапливается в цирконе, циртолите и малаконе (содержание до 0,7%). Литий вместе с рубидием обособляются в литиевых слюдах (криофиллите, лепидолите, циннвальдите). Бериллий локализуется в берилле, фенаките, берtrandите, хризоберилле. Урановые минералы представлены уранотитанитами, уранинитом, давидитом, коффинитом, уранофаном. Вольфрам концентрируется в вольфрамите.

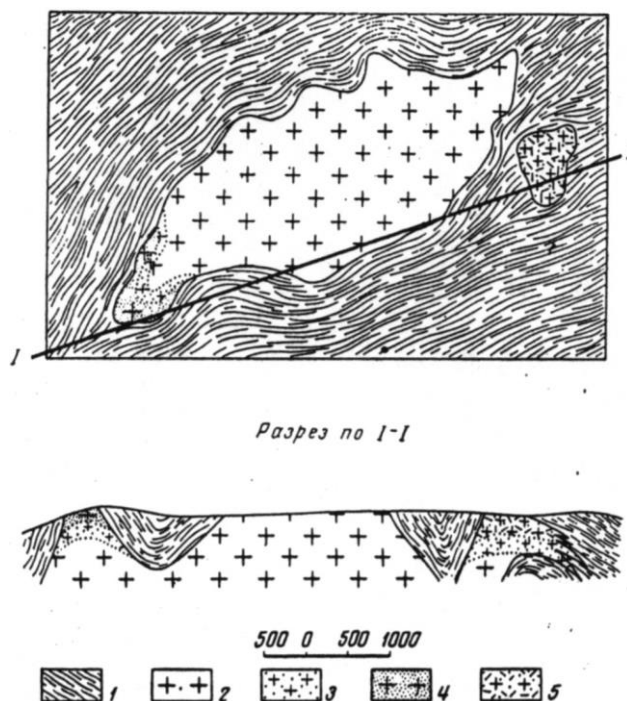


Рис. 10. Массив киммерийских порфировидных биотитовых и двуслюдяных гранитов с куполовидными выступами, сложенными мусковит-альбитовыми и литионит-амазонит-альбитовыми апогранитами (по А.А. Беусу и др). 1–песчано-сланцевые породы; 2–двуслюдяные порфировидные граниты; 3 - мусковит-альбитовые апограниты; 4 – литионит-амазонит-альбитовые апограниты; 5 - мусковит-альбитовые вольфрамоносные апограниты

## ГРЕЙЗЕНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Грейзен состоит из легко расщепляющегося агрегата слюды (мусковит, биотит, циннвальдит) и кварца, с примесью турмалина, топаза, флюорита и сопровождающих их рудных минералов (касситерит, вольфрамит, молибденит, берилл, литиевые слюды).

Основная масса грейзенов формировалась в апикальных частях гранитных массивов и в алюмосиликатных породах кровли, реже они возникали в основных и карбонатных породах кровли. В связи с этим для грейзенов характерно зональное строение и специфический набор парагенезисов минералов и фаций (Рис. 11).

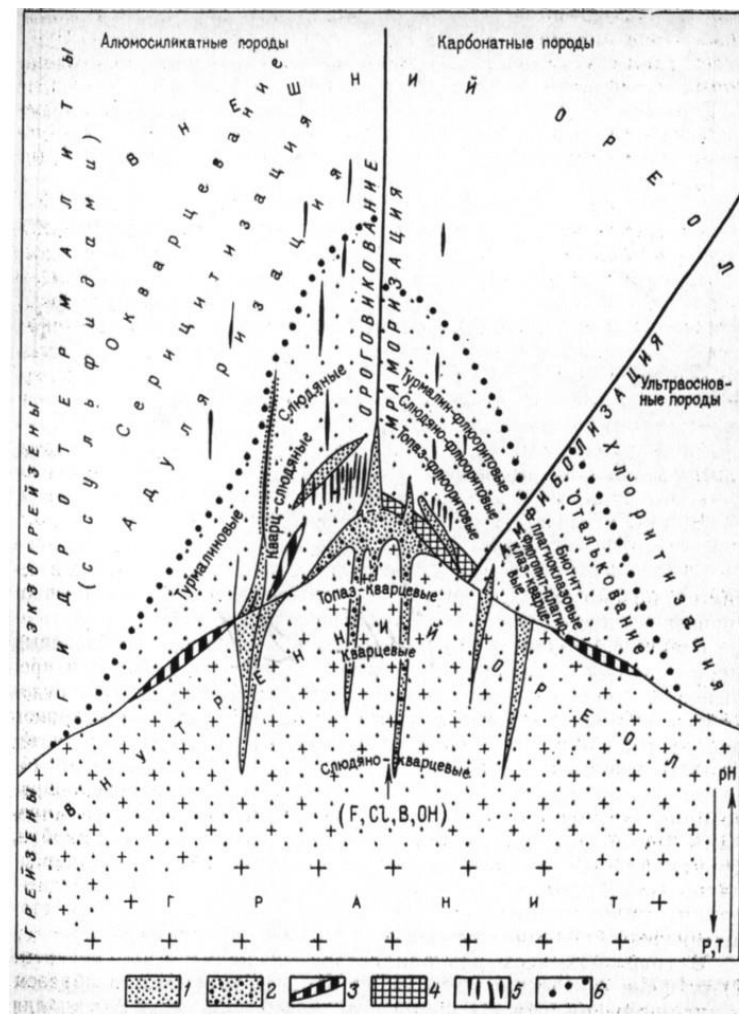


Рис. 11. Сводная схема зональности грейзенов (по Г.Щербе). 1 – грейзенизированные породы; 2 – грейзены; 3 – пегматиты; 4 – скарны; 5 – кварцевые жилы и штокверки; 6 – верхняя граница грейзенов.

Грейзены располагаются в активных магматических породах (эндогрейзены) и в породах кровли (экзогрейзены).

Грейзеновые месторождения имеют форму штоков, возникающих при метасоматозе, штокверков, образующихся по густой сети трещин, и жил, следующих вдоль систем разобщенных трещин. Первые преобладают среди эндогрейзенов, последние – среди экзогрейзенов. Привнос рудных элементов



при формировании грейзеновых месторождений происходил ближе к концу длительного и прерывистого грейзенообразования синхронно с развитием рудоконтролирующих структур. Первыми обособляются минералы молибдена, вольфрама, олова, затем тантала, ниобия, бериллия, лития, далее различные сульфиды, флюорит, карбонаты.

В грейзенах всех разновидностей сосредоточены запасы и ресурсы: олова в касситерите, вольфрама в вольфрамите, лития в литиевых слюдах, бериллия в форме берилла в силикатных грейзенах, фенита, берtrandита и гельвина в карбонатных грейзенах, хризоберилли и изумруда в грейзенах по основным породам.

Месторождение Сибири относится к апокарбонатным грейзенам. Оно связано с внедрением палеозойских гранитоидов в толщу карбонатных и песчано-глинистых пород докембрия. С лейкократовыми гранитами связаны: 1) альбитизация и грейзенизация гранитов, 2) образование касситерсодержащих кварц-турмалиновых жил с грейзеновыми оторочками в песчано-сланцевых породах, 3) возникновение своеобразных грейзенов среди карбонатных пород кровли (Рис. 12). Грейзены окаймляют апикальные выступы альбитизированных гранитов.

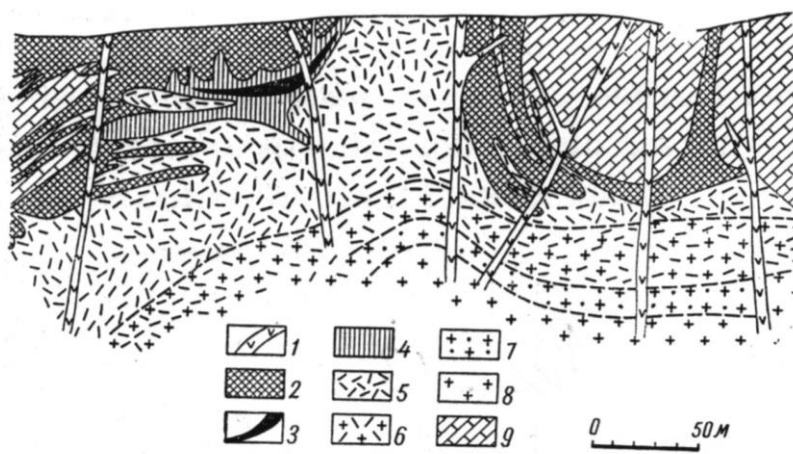


Рис. 12. Схематический поперечный геологический разрез грейзенового месторождения в известняках у контакта с гранитом (по И. Говорову). 1 – порфиритоиды; 2 – слюдисто-флюоритовые грейзены; 3 – диаспор-флюоритовые грейзены; 4 – топаз-флюоритовые грейзены; 5 – кварц-топазовые грейзены; 6 – сильно грейзенизированные граниты; 7 – умеренно грейзенизированные граниты; 8 – слабо грейзенизированные граниты; 9 – известняки.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Смирнов, В.И. Геология полезных ископаемых / В.И. Смирнов // М.: Недра, 1976. – 688 с.
2. Беус, А.А. Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты) / А.А. Беус, Э.А. Северов, А.А. Ситнин, К.Д. Субботин // М.: Изд-во АН СССР, 1962. – 196 с.
3. Смирнов, В.И. Курс рудных месторождений / В.И. Смирнов, А.И. Гинзбург, В.М. Григорьев, Г.Ф. Яковлев // М.: Недра, 1986. – 360 с.
4. Кухаренко, А.А. Каледонский комплекс ультраосновных щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии (Геология, петрология, минералогия и геохимия) / А.А. Кухаренко, М.П. Орлова, А.Г. Булах Э.А. Багдасаров и др. // М.: Недра, 1965. – 550 с.

*Учебное издание*

**Ситдикова Ляля Мирсалиховна**

**Магматогенная (эндогенная) серия месторождений полезных ископаемых.  
Часть III. Карбонатитовая, пегматитовая, альбитит-грейзеновая группы**