

## Лекция

### Генетические типы месторождений полезных ископаемых

#### *Эндогенная серия*

#### *Магматические месторождения*

*Общая характеристика магматических месторождений. Ликвация, кристаллизационная дифференциация. Модель образования ликвационных месторождений (медно-никелевые сульфидные месторождения и хромитовые месторождения, титаномагнетитовые и платиноидные месторождения). Раннемагматические месторождения. Особенности образования месторождений алмазов в кимберлитовых трубках взрыва и лампроитах. Модель образования позднемагматических месторождений. В качестве примеров рассмотреть месторождения хромитов, платиноидов, титано-магнетитов, апатитов.*

К магматическим месторождениям относятся месторождения, полезные ископаемые которых образуются из магмы. Магматические месторождения образуются в процессе дифференциации и кристаллизации магмы при высокой температуре (1500—800°C), высоком давлении (сотни килограмм силы на квадратный сантиметр) и на значительных глубинах (3—5 км и более). Первоисточником вещества магматических месторождений является, вероятно, верхняя мантия Земли, о чем свидетельствуют приуроченность ряда месторождений и вмещающих их базальтоидных пород к глубинным разломам и близость отношений изотопов серы сульфидов к метеоритному стандарту.

Для магматических месторождений характерна тесная связь их с изверженными горными породами, с которыми они образуются в результате общих процессов. В магматических месторождениях и вмещающих их изверженных породах встречаются сходные рудные и нерудные минералы, но количественно рудные минералы преобладают только в месторождениях.

Магматические месторождения представляют собой промышленные объекты как рудные (платина, хромит, железные, титановые и медно-никелевые руды и др.), так и нерудные (алмаз, графит, апатит и др.).

В ходе становления интрузивных массивов происходила дифференциация вещества двух типов: ликвационная и кристаллизационная.

*Дифференциация за счет ликвации магмы.* Рудносиликатная магма при охлаждении разделяется на две несмешивающиеся жидкости – силикатную и рудную, кристаллизация которых происходит отдельно и приводит к образованию *ликвационных месторождений*.

*Кристаллизационная дифференциация.* В первичной магме не происходит ликвации. Магма остывает, и из неё последовательно кристаллизуются минералы: сначала наиболее высокотемпературные, а затем имеющие более низкие температуры кристаллизации.

*Раннемагматические* месторождения возникли в результате ранней (опережающей) кристаллизации рудных минералов по отношению к нерудным. Примером их могут служить месторождения алмазов в кимберлитах и лампроитах, а также некоторые месторождения полиметаллов, хромитов и платины.

Если минералы, содержащие полезные элементы, кристаллизуются после затвердевания породообразующих силикатов, образуются *позднемагматические месторождения*.

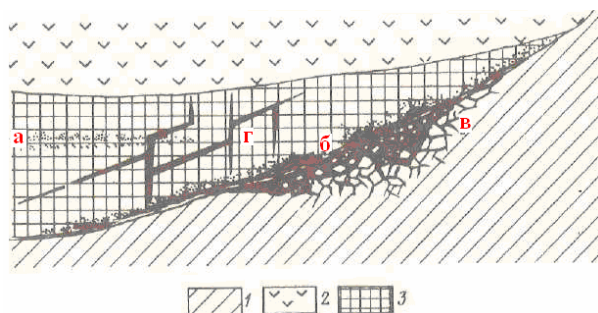
### ***Ликвационные месторождения***

Наиболее характерными ликвационными магматическими образованиями являются сульфидные медно-никелевые месторождения в ультраосновных и основных породах. К ним относятся: Норильское, Монча-Тундра и Печенга на Кольском полуострове, крупное месторождение Садбери в Канаде, медно-никелево-платиновые месторождения (риф Меренского) Бушвельдского комплекса.

В развитии таких комплексов намечаются три главные стадии: 1 - излияния лав и образование толщ вулканогенных платформенных пород; 2 -

внедрение пластовых и в меньшей степени секущих рудоносных интрузий; 3 - внедрение даек преимущественно основного состава.

Среди рудных тел различают следующие разновидности: пластовые «висячие» залежи вкрапленных руд; пластовые и линзообразные залежи донных массивных «шлировых» и прожилково-вкрапленных руд; линзы и неправильные тела приконтактовых брекчиевых руд; жилы.



*Рис. Схема размещения рудных тел сульфидных медно-никелевых месторождений: а- висячие вкрапленные руды; б-донные залежи; в- приконтактовые брекчиевые руды; г-жилы; Породы 1- подстилающие; 2- перекрывающие; 3- вмещающие.*

На ранней стадии магматического этапа происходит ликвация - отделение сульфидной жидкости, которая принимает форму мелких капель, рассеянных в силикатном расплаве. Капли сливаются в полосы, гнезда, часть которых за счет высокой плотности под действием гравитации погружается в придонные части магматической камеры. Так возникают висячие, донные и пластообразные залежи. На средней стадии при температурах 1100-1200°C (и более) кристаллизуются порообразующие силикаты, а сульфиды остаются жидкими. Основная часть сульфидного расплава кристаллизуется позже силикатного (на поздней стадии магматического этапа) при температурах 600-800°C. Ликвационные месторождения редки.

Минеральный состав руд магматических сульфидных медно-никелевых месторождений очень прост и выдержан для всего мира. Главные рудные минералы: пирротин ( $Fe_{1-x}S$ ); пентландит ( $(Fe,Ni)_9S_8$ ); халькопирит ( $CuFeS_2$ ), часто магнетит ( $FeFe_2O_4$ ). Среди нерудных преобладают: оливин,

ромбические пироксены, могут присутствовать гранаты, клинопироксены и продукты их изменения, эпидот, серпентин, актинолит, хлорит и карбонаты.

Характерные текстуры руд – массивная, полосчатая, брекчиевая, прожилково-вкрапленная и вкрапленная. Типичные структуры – зернистая и порфировая.

### *Раннемагматические месторождения*

Раннемагматические месторождения встречаются значительно чаще ликвационных. Среди них известны зоны вкрапленников и шширообразные скопления хромитов, содержащих платину и алмазы в перидотитах. К ним также принадлежит титаномагнетитовое оруденение в геосинклинальных габброидах и месторождения графита в щелочных породах (Ботогол в Вост. Саяне).

Выкристаллизовавшиеся рудные минералы благодаря высокой плотности опускаются в жидком силикатном расплаве на дно магматической камеры. Здесь они перемещаются под действием гравитации и конвекционных токов, образуя обогащенные участки (кумуляты). Эти участки по составу близки к вмещающей породе, отличаются только повышенным содержанием рудных компонентов. Для раннемагматических месторождений, образующихся в ранний период кристаллизации магмы, характерны следующие особенности:

1. постепенные контакты между рудой и вмещающими породами (поэтому их оконтуривание проводится по данным опробования);
2. преимущественно неправильная форма рудных тел – гнезда, линзы, сложные плитообразные залежи, трубообразные тела;
3. преимущественно кристаллически зернистые структуры руд, реже вкрапленные текстуры.

Единственным представителем крупных объектов среди раннемагматических месторождений, имеющих большое практическое значение, являются коренные месторождения алмазов.

### *Месторождения алмазов*

Месторождения алмазов генетически связаны с формацией кимберлитов, проявляющейся на участках древних платформ, тектонически активизированных в последующее время. К ним принадлежат месторождения алмазов Якутии (Сибирская платформа), ЮАР (Африканская платформа), Нового Южного Уэльса (Австралийская платформа). В целом для земного шара эпоха формирования алмазоносных кимберлитов связана с верхнепалеозойской или раннемезозойской (триасовой) магматической активизацией.

Внешне кимберлит очень невзрачен и напоминает бетон, в котором сцементированы обломки разнообразных пород. Названы они по названию города Кимберли на юге Африки. Алмазоносные кимберлиты выполняют крутопадающие трубообразные тела (рис.), прослеживающиеся на глубину более 1 км. При этом их поперечные сечения резко сокращаются. Например, трубка Мира в Якутии на глубине 600 м уменьшается в 5 раз. С глубиной эти тела переходят в плитообразные дайки. Диаметр трубок колеблется от нескольких метров до первых сотен метров.

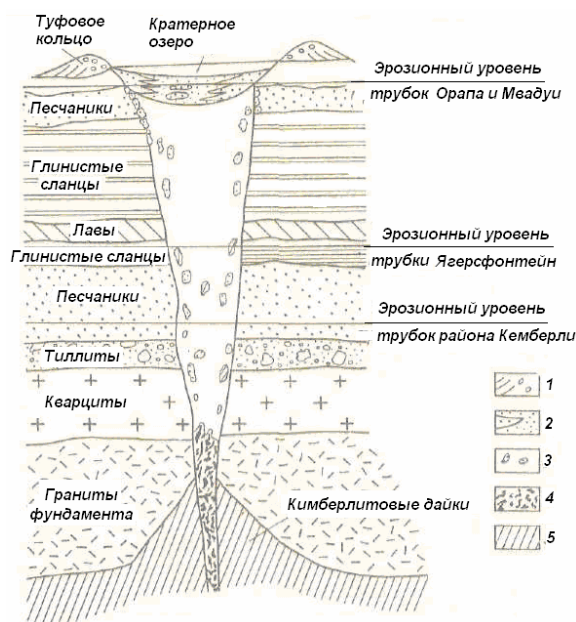


Рис. Модель кимберлитовой трубки По Д. Доусону. 1-отложения тuffового кольца; 2-крупно-мелкозернистые осадки; 3-ксенолиты; 4-массивная брекчия; 5.дайка.

В минеральном составе кимберлитов выделяются минералы самих кимберлитов: оливин, энстатит, диопсид, хромдиопсид, флогопит – главные; ильменит, пироп, хромит, шпинель, графит, алмаз – аксессуарные.

При поверхностном разрушении алмазоносных кимберлитовых трубок в элювиальных и аллювиальных отложениях наблюдается очень характерная ассоциация шлиховых минералов: оливин, пироп, пикроильменит, хромдиопсид, являющаяся отчетливым поисковым признаком алмазных месторождений.

Относительно генезиса алмазов в кимберлитах существует три главные точки зрения: алмазы образовались в результате ассимиляции (растворения) кимберлитовой магмой углистых пород; алмазы захвачены кимберлитами вместе с эклогитами из глубинных частей земной коры; алмазы кристаллизовались в самой кимберлитовой магме как ее естественные породообразующие минералы.

Схема генезиса следующая: кимберлитовая ультраосновная магма зарождалась в обстановке очень высокого давления на значительной глубине, свыше 100 км, в ней выделялись на ранней стадии такие парагенетические минералы как алмаз, пикроильменит, хромдиопсид. Затем такая магма с выделившимися в ней кристаллами поднималась вдоль глубинных разломов, образовавшихся в период тектоно-магматической активизации. При этом могли образовываться кимберлитовые дайки. По достижении некоторого уровня, когда давление газовой составляющей кимберлитовой магмы превосходило внешнее давление, происходил газовый прорыв осадочных пород платформы с заполнением трубообразных полостей обломками вмещающих, прорываемых пород и кимберлитовой магмой.

Среднее содержание алмазов в кимберлитах не превышает 0,5 карата на 1 м<sup>3</sup> породы (карат равен 0,2 г).

Новый, неизвестный до этого тип алмазов был назван лампроитовым типом. *Лампроит* – это богатая магнием основная или ультраосновная лампрофировая порода, но в отличие от кимберлита обогащенная также

калием. Лампроиты относят к особой группе меланократовых пород – лампрофирам (гипабиссальным интрузивным или субвулканическим породам, которые никогда не образуют обособленных крупных масс – это малые интрузии, некки, трубки взрыва – пространственно всегда связаны с трещинной тектоникой).

Лампроитовые тела, по сравнению с кимберлитовыми трубками, имеют большие размеры. Их формы – трубки в виде бокала шампанского, штоки, силлы и дайки. По сравнению с кимберлитами они бедны глубинными ксенолитами. Лампроитовые расплавы зародились на меньших глубинах по сравнению с кимберлитовыми. Лампроитовые магмы возникали также в результате частичного плавления верхней мантии ультраосновного состава, но несколько отличного от кимберлитовых магм. Для лампроитовых магм характерны низкие концентрации Al, Fe, Ca, Na, B отличие от кимберлитов в лампроитах редки гранаты и ильменит, преобладают хромшпинелиды, а в основной массе имеется амфибол. Лампроиты отличаются повышенным содержанием Rb, Sr, Ba, Ti, Zr, Pb, Th, U, легких редкоземельных элементов. Но механизм формирования алмазов в лампроитах сходен с кимберлитовыми телами.

### ***Позднемагматические месторождения***

Позднемагматические месторождения генетически связаны с тремя формациями глубинных магматических пород. С перидотитовой ассоциируют месторождения хромитов и платиноидов, с габбро-пироксенит-дунитовой той же стадии геологического развития связаны месторождения титаномагнетитов, с формацией щелочных пород, развитых преимущественно на платформах, связаны месторождения: 1 - апатитомагнетитов; 2 - апатито-нефелинов; 3 - редких земель. Для всех этих позднемагматических месторождений типичны общие, объединяющие их признаки: эпигенетичный характер рудных тел; ксеноморфный облик рудных минералов, сидеронитовые структуры; крупные масштабы месторождений.

#### ***Месторождения хромитов***

Хромитовые месторождения располагаются внутри массивов ультраосновных пород. В России крупные месторождения на Урале (Сарановское), Кимперсайское, в Восточной Сибири; за рубежом в Турции, Норвегии Южной Африке (Бушвельд, риф Меренского), на Кубе. Среди рудных тел по форме преобладают жилы, линзы, гнезда, реже полосы, пласты. Руды в основном вкрапленные («рябчиковые») и массивные, реже встречаются полосчатые, пятнистые, нодулярные, брекчиевые текстуры. Руда сложена хромшпинелидами  $(Mg, Fe^{+2})(Cr, Al, Fe^{+3})_2O_4$ ,

#### *Месторождения платиноидов*

Среди элементов группы платины известно шесть металлов: платина (Pt), иридий (Ir), осмий (Os), палладий (Pd), родий (Rh), рутений (Ru). Они входят в состав комплексных (медно-никелевых, ванадий-железо-медных), либо самостоятельных (платинометалльных) магматических месторождений. К месторождениям такого типа относятся месторождения металлов платиновой группы алданского типа - Кондерский и Инаглинский массивы; месторождения Уральского платинового пояса - Нижнетагильский узел, Качканарское месторождение (Южный Урал), Верх-Нейвинское месторождение (Средний Урал).

#### *Месторождения титаномагнетитов*

Магматические месторождения титаномагнетитов залегают в дифференцированных массивах основных пород. Они известны на Урале (Качканарское), в Горной Шории, в Восточных Саянах; за рубежом в Южной Африке (Бушвельд), в Канаде (Квебек). По форме рудных тел среди титаномагнетитовых месторождений выделяются жилы, линзы, гнезда, а также вкрапления шпировидной, лентовидной и неправильной формы.

#### *Апатит-магнетитовые месторождения*

Это редкие месторождения, связанные с породами щелочного состава. Классическим примером является рудное поле Кирунавары в Северной Швеции, также месторождения подобного типа известны в Норвегии, Мексике, Чили. В России месторождением подобного типа является Лебяжье

(Урал). Типичные представители этих месторождений относятся к древним эпохам рудообразования: протерозойской, каледонской. Рудные жилькообразные или линзообразные тела обычно приурочены к контакту щелочных гипабиссальных пород или располагаются среди тех разновидностей, которые представляют собой продукты последовательного внедрения сложных интрузивов.

**Проектное задание:** Изучить особенности формирования магматических месторождений

### **Вопросы для самоконтроля знаний**

1. Что такое магматические месторождения полезных ископаемых?
2. Что такое ликвация?
3. Схема образования ликвационных месторождений.
4. Минеральный состав руд сульфидных медно-никелевых месторождений.
5. Назовите примеры сульфидных медно-никелевых месторождений.
6. Особенности раннемагматических месторождений.
7. Назовите примеры раннемагматических месторождений.
8. Состав и строение кимберлитовых трубок взрыва.
9. Температуры и давления образования алмазов.
10. Гипотезы образования алмазов в кимберлитовых трубках взрыва.
11. Глубины образования алмазов.
12. Отличие лампроитов от кимберлитов.
13. Примеры магматических месторождений алмазов.
14. Назовите признаки позднемагматических месторождений.
15. Полезные ископаемые позднемагматических месторождений.

### ***Пегматитовые месторождения***

*Общая характеристика. Магматогенные и метаморфогенные пегматиты. Разделение пегматитов по минеральному составу (гранитные,*

щелочные, пегматиты ультраосновных и основных магм, гибридные и десицированные пегматиты). Пегматиты «чистой линии» и «линии скрещивания». Пегматитовые тела. Простые и сложные пегматиты. Геологический возраст пегматитов. Физико-химические условия образования пегматитов. Существующие гипотезы образования пегматитов (А. Ферсмана, Р. Джонса и Е. Камерона, А. Заварицкого, метаморфогенная). Полезные ископаемые пегматитов (простые пегматиты, перекристаллизованные пегматиты, метасоматически замещенные пегматиты).

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.

Пегматиты располагаются внутри материнских интрузий или в непосредственной близости от них. Они характеризуются тождественностью состава с этими породами, но отличаются от них меньшими размерами, формой (жилы, гнезда), неравномерной крупно- и гигантозернистой структурой, особенно в центральной части пегматитовых тел (в Норвегии агрегат кристаллов микроклина до 1000 т, на Урале была каменоломня в одном кристалле амазонита, площадь пластин мусковита 3-5 м<sup>2</sup>; биотита 7м<sup>2</sup>; кристаллы берилла весом до 18 т, длиной до 5,5м; в Ленинградском горном музее – кристалл берилла длиной около 3 м, масса 100кг. Пегматитовые месторождения приурочены как к геосинклинальным областям, так и платформам. В геосинклиналях наиболее распространены гранитные пегматиты, на платформах – пегматиты щелочных пород.

Пегматиты свойственны глубинным изверженным породам любого состава, но преобладают *гранитные*, связанные с интрузиями гранитов.

*Гибридные пегматиты* – образуются при ассимиляции гранитной магмой различных пород.

*Десилированные пегматиты* – формируются при воздействии гранитного расплава на ультраосновные и карбонатные породы.

*Щелочные пегматиты* – встречаются в щелочных магматических комплексах.

Наиболее редкий тип пегматитов – это *ультраосновные пегматиты*, приуроченные к ультраосновным породам.

Гранитные пегматиты разделены А.Е. Ферсманом на *пегматиты чистой линии* и *пегматиты линии скрещивания*. 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 (растворявшие) вещество боковых пород, и десилированные 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. Например, на Мамском месторождении мусковита (в Забайкалье) пегматитовые жилы имеют протяженность до 200 м, мощность до 50 м.

По составу и особенностям внутреннего строения пегматиты разделяются на простые, или недифференцированные, 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. 14).

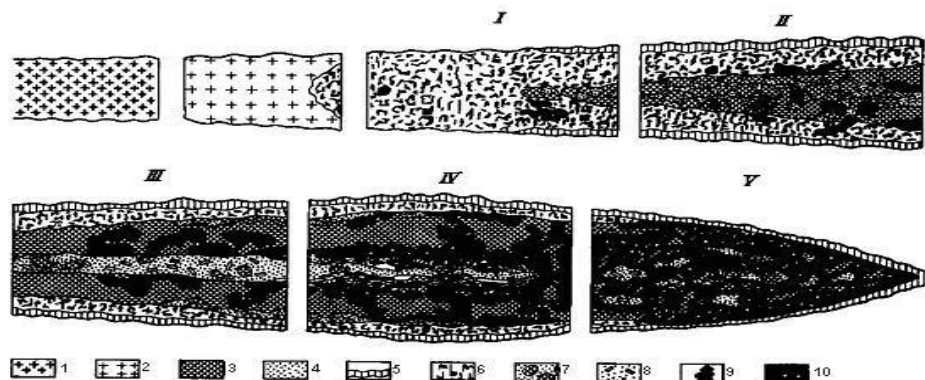


Рис. Схема текстурно-парагенетических типов пегматитов. По К. Власову. I – равномернозернистый или письменный тип, II – блоковый тип, III – полидифференцированный тип, IV – тип редкометалльного замещения, V – альбит-сподуменовый тип; 1 – гранит; 2 – пегматоидный гранит; 3 – микроклин; 4 – кварц; 5 – контактовые оторочки и зоны мусковит-кварц-полевошпатового состава; 6 – пегматит письменной и гранитной структуры; 7 – блоковая зона; 8 – мономинеральная микроклиновья зона; 9 – кварц-сподуменовая зона; 10 – комплексы и зоны замещения; альбит, кварц, мусковит, реликты микроклина, редкометалльные минералы (лепидолит, берилл, часто цезиевый, ниобато-танталаты, полихромный турмалин, сподумен и др.).

Геологический возраст пегматитов разнообразен – от архея до мезозоя. Но преобладают все же докембрийские пегматиты. Например, архейский возраст имеют пегматиты Анабарского щита, протерозойский – пегматиты Украинского кристаллического массива, Кольского полуострова. К юным эпохам количество полезных ископаемых в пегматитах уменьшается.

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 (халцедон) формируется в интервале температур 90-55°C.

#### *Генетические гипотезы образования пегматитов*

Генезис пегматитов относится к одной из самых дискуссионных проблем. Даже место пегматитов в генетической классификации нельзя считать твердо установленным: одни их относят к магматическим, другие – к постмагматическим, третьи – к самостоятельной категории месторождений. По этому поводу существует четыре гипотезы.

*Гипотеза А.Е. Ферсмана (классическая).* По его представлениям, пегматиты образуются из остаточных магматических расплавов, обогащенных летучими компонентами на больших глубинах (несколько км) при очень высоком давлении (сотни и тысячи атмосфер) и температуре 700-400°C. Роль летучих компонентов сводится к понижению температуры кристаллизации расплава, понижению его вязкости и дифференциации расплава. Как результат - образование крупных, совершенных по форме кристаллов (при содержании в расплаве 1% H<sub>2</sub>O температура его кристаллизации понижается на 30-50°C, а при 10-12% H<sub>2</sub>O на 300-400°C). А.Е. Ферсман выделял 5 этапов образования пегматитов: магматический (900-800°C); эпимагматический (800-700°C); пневматолитовый (700-400°C); гидротермальный (400-50°C); гипергенный (менее 50°C).

*Гипотеза А.Н. Заварицкого.* Гипотеза перекристаллизации и последующего метасоматоза была высказана А.Н. Заварицким, который рассматривал пегматиты как промежуточные образования между

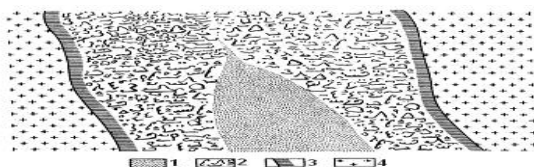
изверженными породами и рудными жилами. А.Н. Заварицкий отрицал существование особой пегматитовой магмы или пегматитового расплава, а признавал существование пегматообразующего газового раствора, в котором в газовой фазе находятся не молекулы силикатных минералов, а их составные части. Этот раствор проникал по трещинам и порам в боковые породы, способствует их преобразованию и перекристаллизации мелких и тонкозернистых образований в крупнокристаллические пегматиты. Таким образом, пегматиты представляют собой перекристаллизованные участки материнских пород: гранитов, сиенитов и т.д. В дальнейшем газовый раствор диффундировал через боковые породы, изменял свой состав, подвергался фракционной кристаллизации, из него выпадали некоторые минералы. Кроме того, часть минералов становилась неустойчивыми, подвергалась растворению и замещению другими минералами. А.Н. Заварицкий выделяет два этапа в формировании пегматитов. Первый этап – перекристаллизации материнской породы под воздействием газового раствора; второй этап – сжижение раствора, выпадение из него минералов, замещение ранее выделившихся, вследствие изменения состава раствора и образование минералов пегматитов.

*Гипотеза Р. Джонса, Е. Камерона, Ф. Хесса и др.*, имеющая компромиссный характер. Пегматиты образуются комбинированным путем в два этапа. На первом магматическом этапе – закрытая система, из остаточного расплава кристаллизуются простые зональные пегматиты. Затем система открытая, под воздействием газовой-водных минерализованных глубинных растворов осуществляется метасоматическая переработка ранее отложенных минералов с выносом отдельных компонентов. Так возникают метасоматические части пегматитов, содержащие кварц, альбит, мусковит, минералы редких металлов.

*Метаморфогенная гипотеза Г. Рамберга, Ю.М. Соколова* объясняет условия формирования пегматитов в древних метаморфических комплексах. Пегматиты формируются на разных стадиях метаморфогенного

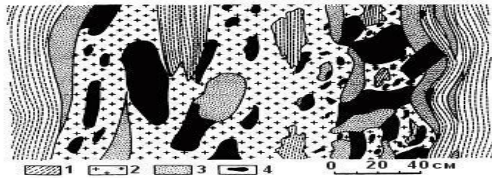
преобразования преимущественно докембрийских пород и по особенностям состава соответствуют фации метаморфизма вмещающих пород. Согласно данной гипотезе пегматиты – продукты регрессивного метаморфизма.

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 (рис.). Эти пегматиты разрабатываются для получения комплексного керамического сырья и используются для производства низших сортов изделий фаянсовой и фарфоровой промышленности. Такие пегматиты называются также керамическими пегматитами (Карелия - Хетоламбино, Чкаловское; Кольский полуостров; Украина - Бельчаковское, Глубочанское; Восточная Сибирь - Мамско-Чуйское месторождения).



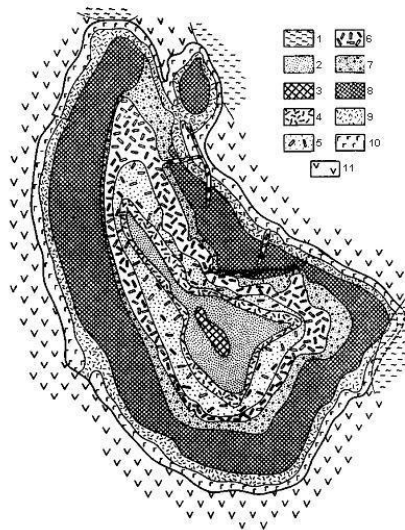
*Рис. Сечение простого пегматита: 1 – кварцевое ядро; 2 – пегматит письменной структуры; 3 – слюдяная оторочка; 4 – гранит.*

Перекристаллизованные пегматиты, как правило, имеют разномасштабную крупно- и гигантомасштабную структуру (рис.). 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. Из перекристаллизованных пегматитов добывают мусковит (месторождения Чупино-Лоухского района Карелии, Мамского района Иркутской обл.), попутно добывают полевошпатовое сырье, кварц.



*Рис. Сечение перекристаллизованного пегматита жилы 4 Слюдяногорского месторождения. 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 (рис.). Из метасоматически замещенных пегматитов добывают оптический флюорит, драгоценные камни, руды лития, бериллия, цезия, рубидия, реже олова, вольфрама, тория, урана, ниобия, тантала, редких земель.



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

Пример – месторождение Кайстон (США), на котором встречен сподумен ( $\text{LiAlSi}_2\text{O}_6$ ) длиной 16 м, в диаметре 1 м, массой 90 т. В Южной Африке на пегматитовом месторождении встречались кристаллы берилла ( $\text{Be}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}$ ) массой 30 т. Месторождения корунда с его драгоценными разновидностями - сапфиром и рубином – Урал (Карабашское, Борзовское) до 10 кг.

**Проектное задание:** Изучить особенности формирования пегматитовых месторождений.

**Вопросы для самоконтроля знаний:**

1. Что такое пегматиты?
2. Особенности магматических пегматитов.
3. Назовите отличия материнской породы от пегматитов.
4. Чем отличаются пегматиты «чистой линии» от пегматитов «линии скрещивания»?
5. Особенности метаморфогенных пегматитов.
6. Как различаются пегматиты по составу?
7. Форма пегматитовых тел.
8. Как различаются пегматиты по составу и внутреннему строению?
9. Геологический возраст пегматитовых месторождений.
10. Глубины образования пегматитов.
11. При каких температурах и давлениях образуются пегматиты?
12. Гипотеза А.Е. Ферсмана.
13. Гипотеза Р. Джонса, Е. Камерона.
14. Гипотеза А.Н. Заварицкого.
15. Метаморфогенная гипотеза формирования пегматитов.
16. Какие месторождения полезных ископаемых связаны с простыми пегматитами?
17. Какие месторождения полезных ископаемых связаны с перекристаллизованными пегматитами?

18. Какие месторождения полезных ископаемых связаны с метасоматически замещенными пегматитами?