

Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение  
высшего профессионального образования  
«Саратовский государственный университет имени Н.Г. Чернышевского»

Геологический факультет  
Кафедра общей геологии и полезных ископаемых

**Рихтер Я.А.**

# **ГЕОЛОГИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ**

учебное пособие  
(курс лекций)

Саратов, 2015

Появление настоящего учебного пособия вызвано необходимостью восполнить отсутствие современного и краткого руководства для студентов - бакалавров 4-го года обучения по дисциплине "Геология полезных ископаемых". Известные учебники в той или иной степени устарели и независимо от этого нередко имеют недостатки общетеоретического и учебно-методического характера. Огромный объем доступного материала в интернете часто дезориентирует читателя (пользователя) и требует систематизации. Предлагаемое пособие соответствует утвержденной программе и действующему учебному плану по подготовке студентов - бакалавров очного отделения. Оно составлено на основе лекционного курса, прочитанного в 2013-2014 и 2014-2015 учебных годах.

Естественно, пособие по необходимости носит компилятивный характер. При составлении учебного пособия были использованы собственные материалы автора, работавшего в течение многих лет на Южном Урале, а также материалы, опубликованные в ранее вышедших учебниках и пособиях (в первую очередь В.И.Старостина и П.А.Игнатова 2006 г., А.Г.Милютина 2008 г.), а также в интернете (в частности, курс лекций П.Н.Самородского). Все заимствования указаны в ссылках. Автор заранее благодарен всем, сделавшим замечания и предложения по улучшению предлагаемого учебного пособия.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	4
Часть I. Общие сведения	
Классификации минерального сырья	4
Геологические структуры месторождений полезных ископаемых	6
Важнейшие минералы руд, их парагенезисы. Текстуры и структуры руд	14
Геодинамические обстановки и факторы размещения месторождений полезных ископаемых	15
Контрольные вопросы	23
Часть II. Магматические месторождения	
Раннемагматические месторождения	23
Сульфидные медно-никелевые	24
Хромитовые I типа	28
Хромитовые II типа	30
Алмазные - в кимберлитах	31
Алмазные - в лампроитах	32
Месторождения редких металлов	33
Позднемагматические месторождения	33
Титаномагнетитовые	34
Апатитовые	34
Апатит-магнетитовые	36
Месторождения платины и платиноидов	36
Карбонатитовые месторождения	37
Пегматитовые месторождения	41
Контрольные вопросы	45
Часть III. Постмагматические месторождения	
Скарновые месторождения	45
Грейзеновые и альбититовые месторождения	51
Контрольные вопросы	57
Часть IV. Гидротермальные месторождения	
Вулканические месторождения	57
Вулканогенные колчеданные месторождения	59
Вулкано-плутоногенные (порфировые) месторождения	72
Современные процессы вулканогенного гидротермального рудообразования	75
Плутоногенные месторождения	77
Гидротермальные месторождения, связанные с гранитами	83
Контрольные вопросы	85
Часть V. Метаморфогенные месторождения	85
Метаморфические месторождения	87
Типы метаморфизма и образование месторождений	87
Метаморфизованные месторождения	89
Контрольные вопросы	91
Часть VI. Экзогенные месторождения	
Месторождения выветривания	91
Осадочные месторождения	96
Часть VII. Эпигенетические месторождения	111
Контрольные вопросы	119
Заключительные замечания	120
Учебная и рекомендуемая литература	121

## Введение

Предмет учебного курса: краткое изложение основ учения о полезных ископаемых - минеральных образованиях в земной коре, которые благодаря составу и своим особым качествам используются или могут быть использованы человеком для практических целей и нужд.

Полезные ископаемые весьма разнообразны, но все вместе относятся к минеральному сырью, залегающему в недрах. Они могут быть твердыми, жидкими и газообразными. Скопления полезных ископаемых называются месторождениями, если их размеры и качества позволяют их добывать и использовать с известной степенью выгоды. По составу полезные ископаемые могут быть представлены отдельными минералами и сочетаниями нескольких минералов, а также горными породами или содержащимися в них жидкостями и газами. В некоторых случаях полезными ископаемыми оказываются минералы и горные породы, содержащие примесь ценного химического элемента или металла (полезного компонента).

### Часть I. Общие сведения

#### Классификации минерального сырья

Существуют разные классификации полезных ископаемых, и в первую очередь это классификации с точки зрения их практического использования (энергетические ресурсы, источники металлов, удобрения и химическое сырье, строительные материалы и т.п.). Выделяют следующие типы полезных ископаемых: горючие (нефть, природный газ, горючие сланцы, каменный уголь, торф), рудные (руды железа, алюминия, меди и других металлов, золото, платина), нерудные (каменная соль, калийные и магниевые соли, асбест, апатит, фосфориты, самородная сера, флюорит, гипс, минеральные соли и др.), камнесамоцветное сырье и облицовочный камень (мрамор, гранит, яшма и др.), драгоценные камни (алмаз, изумруд, рубин, топаз и др.), строительные материалы (известняк, песчаник, пески, глины, цементное сырье - мел и мергель, строительный камень), рассолы и минерализованные подземные воды (бром, иод, бор, литий и др.). Для тех же целей применяется понятие минерального сырья, выделяются его виды и классификации. К минеральному сырью относят природные минеральные образования любого происхождения, которые можно эффективно использовать или применять для различных целей в сфере материального производства.

Действующая классификация видов минерального сырья выглядит следующим образом:

1. Топливо-энергетическое сырье: углеводородное – нефть, природный газ, конденсат; каустобиолиты: каменный уголь, бурый уголь, торф, горючие сланцы.
2. Черные, легирующие и тугоплавкие металлы: железо, марганец, хром, титан, ванадий, никель, кобальт.
3. Цветные металлы: алюминий, медь, цинк, свинец, олово, висмут, сурьма, ртуть, магний.
4. Благородные металлы: золото, серебро, платина и платиноиды, а также алмазы и драгоценные камни.
5. Радиоактивные элементы - компоненты ядерного топлива: уран, торий.
6. Редкие элементы (металлы): литий, бериллий, тантал, ниобий, цирконий, германий, и др., редкоземельные элементы: иттрий, церий, лантан и др.

7. Химическое и агрономическое сырье: каменная соль, калийные соли, гипс, фосфориты, апатиты, серный колчедан, сероводород, самородная сера, рассолы, содержащие бор, бром, иод; флюорит; сода и другие соли натрия.

8. Техническое сырье: алмазы, асбест, корунд, тальк, графит, слюды, кварц, полевые шпаты и др.

9. Химически чистое и оптическое сырье: горный хрусталь, слюда, исландский шпат, гипс, флюорит и др.

10. Горно-металлургическое сырье: флюсы и огнеупоры – магнезит, флюорит-криолит, каолин, известняки, доломиты, кварциты и др.

11. Строительные материалы: цементное сырье, кирпичные глины, керамзитовые глины, строительные и стекольные пески, гравий, строительный камень и щебень и др.

12. Подземные воды: питьевые, технические, минеральные, бальнеологические, термальные, рассолы.

Есть также классификации генетические, охватывающие все полезные ископаемые недр по происхождению, в связи с процессами их образования. Приведем наиболее современную и употребительную (Милютин, 2008). Согласно этой классификации, все рудообразующие процессы можно подразделить на 4 основные группы: магматические, постмагматические, тесно связанные с магматическими источниками, "эндогенно-экзогенные" (по Милютину, 2008) - гидротермально-инфильтрационные, удаленные или не связанные с магматическими источниками, экзогенные, связанные с процессами выветривания и седиментации, и метаморфогенные. Соответственно выделяются группы, классы и подклассы месторождений (*по возможности могут приводиться примеры месторождений*).

Месторождения магматического класса подразделены на ликвационные, эксплозивные и кристаллизационные. Первые обязаны процессам ликвации (расслоения) основных и ультраосновных магм с выделением рудоносной магмы, появление вторых обусловлено взрывными внедрениями в земную кору ультраосновной магмы с выделением кимберлитов и лампроитов, третьи возникают в ходе кристаллизационной гравитационной дифференциации ультраосновных, основных и щелочных магм после их внедрения в магматических камерах.

Месторождения магматогенно-метасоматической группы объединяются в класс карбонатитовых и класс пегматитовых. Первые формировались в результате последовательного внедрения и кристаллизации ультраосновных щелочных и карбонатитовых магм в структурах центрального типа кратонов, с последующим проявлением щелочного (натрового) метасоматоза. Вторые - пегматитовые месторождения - подразделяются на три подкласса, соответственно стадиям позднемагматического процесса в остывающих гранитных магмах, накапливающих остаточные расплавы и летучие компоненты. Это подкласс простых пегматитов, созданных при кристаллизации остаточной гранитной магмы, подкласс сложных пегматитов, перекристаллизованных в ходе метасоматоза ранних пегматитов, и подкласс полностью замещенных пегматитов, образовавшихся в результате метасоматоза пегматитов первых двух подклассов.

Постмагматическая группа месторождений включает те из них, что возникают в непосредственной связи с магматическими интрузиями и очагами, нередко в эндо- или экзоконтакте с магматическими телами. В эту группу входят скарновые, грейзеновые и альбититовые классы месторождений. В первом классе выделяются карбонатные и силикатные скарны. Карбонатные скарны - типично контактовые метасоматические образования, обязанные подвижности в растворах кальция и магния, вторые - кальция. В грейзеновых месторождениях интенсивно проявлен калиевый щелочной метасоматоз, а в альбититовых - натриевый.

Последним классом в постмагматической группе являются гидротермальные месторождения, формирующиеся на периферии остывающих магматических очагов и интрузий благодаря действию летучих и подвижных компонентов в составе флюидов и горячих растворов. К ним принадлежат типичные гипабиссальные плутоногенные месторождения, а также малоглубинные и субвулканические ( в частности, порфировые), и типично вулканогенные (в том числе подводно-эксталяционные колчеданные).

Следующая группа - переходная "эндогенно-экзогенная" - представлена классами вулканогенно-осадочных и гидротермально-осадочных (стратиформных) месторождений, образованных в условиях сингенетического и эпигенетического рудообразования в осадочных и вулканогенно-осадочных формациях. Группа метаморфогенных месторождений включает два класса: метаморфизованных и собственно метаморфических месторождений, образованных в условиях различных фаций регионального метаморфизма.

Экзогенная группа состоит из двух классов: месторождений выветривания и осадочных месторождений. Первый класс подразделяется на подклассы остаточных и инфильтрационных месторождений. Остаточные месторождения приурочены к образованиям кор выветривания, а инфильтрационные являются продуктами выщелачивания и переотложения рудообразующих компонентов грунтовыми водами на геохимических барьерах. Класс осадочных месторождений состоит из подклассов 1) россыпных и обломочных, 2) гидрогенных (хемогенных) и 3) биогенных месторождений. Россыпные и обломочные месторождения приурочены к различным генетическим типам континентальных образований - от аллювия до коллювия, а также к прибрежно-морским образованиям литоральной зоны.

Наряду с перечисленными генетическими группами и классами месторождений в природе встречаются и более сложные случаи, когда месторождения имеют черты полигенетического формирования, в результате наложения последующих процессов, способствующих перераспределению и концентрации полезных компонентов. Такие месторождения называются полигенными. Длительная история и многоэтапность формирования могут привести к образованию полихронных месторождений. Частным случаем таких месторождений являются так называемые регенерированные, возникшие в результате переработки и даже редислокации более ранних минеральных скоплений иного генезиса.

В последнее время стали выделять новую генетическую группу месторождений - техногенных, состоящую из материала отвалов безрудных вмещающих пород и убогих руд, различных продуктов переработки минерального сырья, а также из отходов металлургического и химического производства.

### **Геологические структуры месторождений полезных ископаемых**

**Рудоносные структуры.** Такие структуры называют еще локальными. Обычно они локализируются в породах, залегание которых нарушено какими-либо дислокациями и внедрившимися магматическими телами. В наиболее простом случае это, например, крупные антиклинальные структуры месторождений нефти и природного газа Западной Сибири (см. рис.1 и 2), более мелкие брахиантиклинальные "ловушки" Волго-Уральского бассейна, в частности, Саратовского правобережья Волги (Соколовогорское нефтяное и Елшанское газовое месторождения). Локализация залежей полезных ископаемых и рудных тел в этих структурах (нередко многоэтажная) обусловлена сочетанием пород, обладающих свойствами так называемых "коллекторов" (эффективной пористостью и проницаемостью) и пород - "экранов".

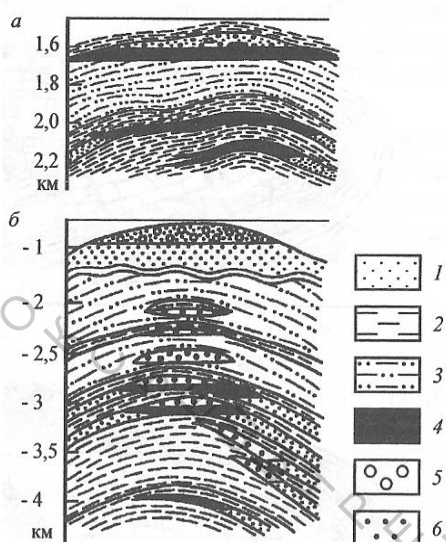
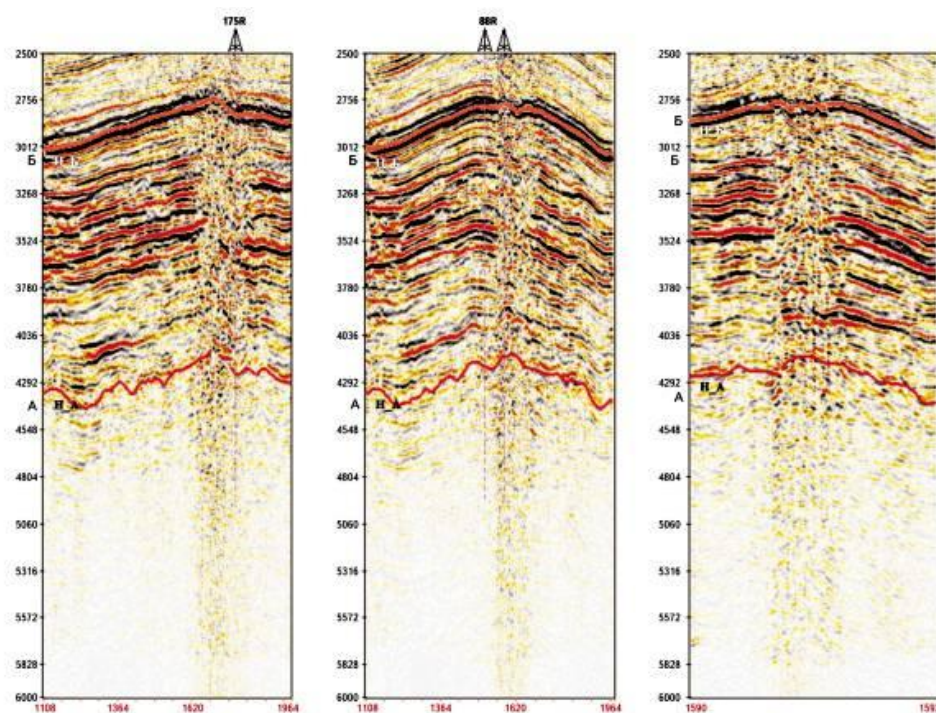


Рис. 1. Примеры локальных антиклинальных структур нефте-газовых месторождений (а - Самотлорское, б - Уренгойское). По В.И.Шпильману, Н.Ф.Берсеневу, Ф.З.Хафизову и др. (1994). 1 - песчаные и песчано-алевритовые породы; 2 - глины; 3 - переслаивание песчаных и глинистых отложений; 4 - залежи нефти; 5 - залежи газа; 6 - залежи газоконденсата.



Достаточно близки и рудоносные структуры многих эндогенных месторождений в осадочных толщах складчатого строения Тянь-Шаня и Рудного Алтая, а также среди вулканогенных толщ Южного Урала, где установлена унаследованность антиклинальных структур от первичных вулкано-купольных (см. рис. 3).

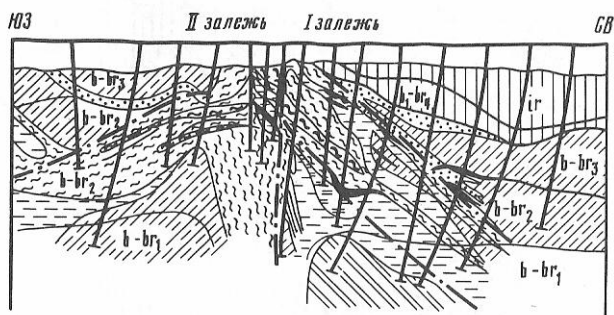


Рис. 3. Антиклинальная структура вулканокупольной постройки рудного сульфидного месторождения. Ю.Урал.

Как правило, в этих более сложных случаях обнаруживается и присутствие разрывных нарушений - сбросов и взбросов, сдвигов и надвигов, осложняющих складчатые структуры (см.рис. 4 и 5).

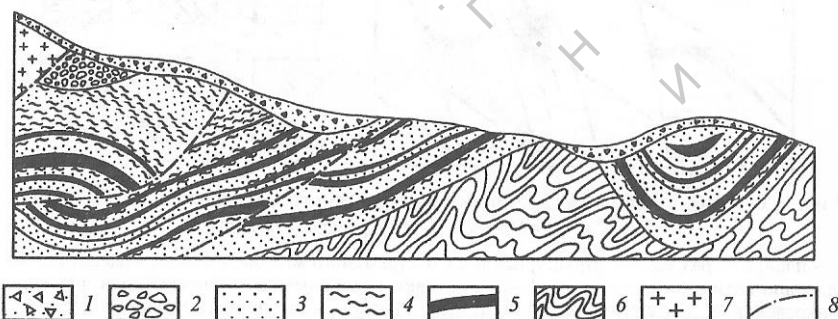


Рис. 4. Складчато-надвиговая структура ураноносного угольного месторождения. По В.Данчеву и Н.Стрелянову (Милютин А.Г., 2008). 1 - делювий; 2 - конгломераты кайнозоя №; 3 - 5 - юрские отложения: 3 - песчаники; 4 - алевролиты; 5 - каменные угли; 6 - красноцветные породы палеозоя; 7 - гранитоиды; 8 - надвиги.

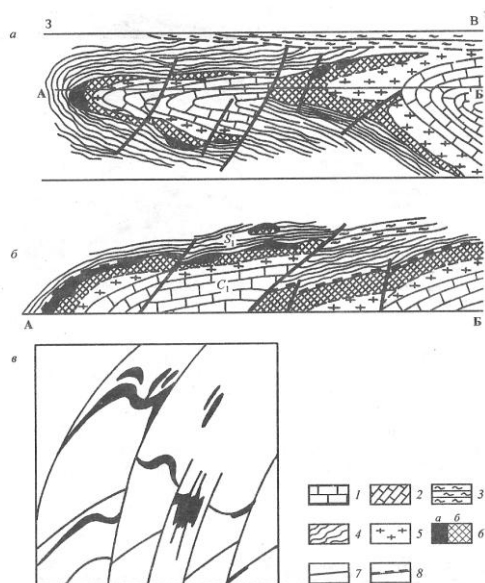


Рис. 5. Складчато-сдвиговая структура ртутно-сурьмяного месторождения Кадамжай (Киргизия). По В.П.Федорчуку, Н.А.Никифорову и др. (Милютин А.Г., 2008). а - план; б - разрез; в - структурная модель; 1 - известняки массивные; 2 - известняки и доломиты тонкослоистые; 3 - сланцы, песчаники, кварциты; 4 - аллохтонные песчаники и сланцы; 5 - брекчии; 6 - залежи рудоносных пород с высоким (а) и рядовым (б) содержанием; 7 - разломы, на схеме структурной модели - сдвиги ; 8 - надвиги.



По механизму образования складки подразделяются на две основные группы: 1) продольного изгиба; и 2) поперечного изгиба. Деформации слоев при образовании складок продольного изгиба могут сопровождаться явлениями скольжения (проскальзыванием одного слоя относительно другого, приоткрытием полостей отслаивания на плоскостях скольжения, нагнетанием пластичных слоев в замках складок и. п.). В результате создаются вдоль шарниров складок полости отслоения, на крыльях - мелкие складки волочения, зоны трещиноватости и дробления, нередко формирующие более обширные межформационные срывы. Складки поперечного изгиба более характерны для вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ Рудного Алтая и Южного Урала (см рис. 6). В условиях развития полной складчатости хрупкие деформации скалывания переходят в более общие деформации тектонического течения, что приводит к возникновению сланцеватости, в том числе кливажа разлома и кливажа течения, параллельного осевой плоскости складки.

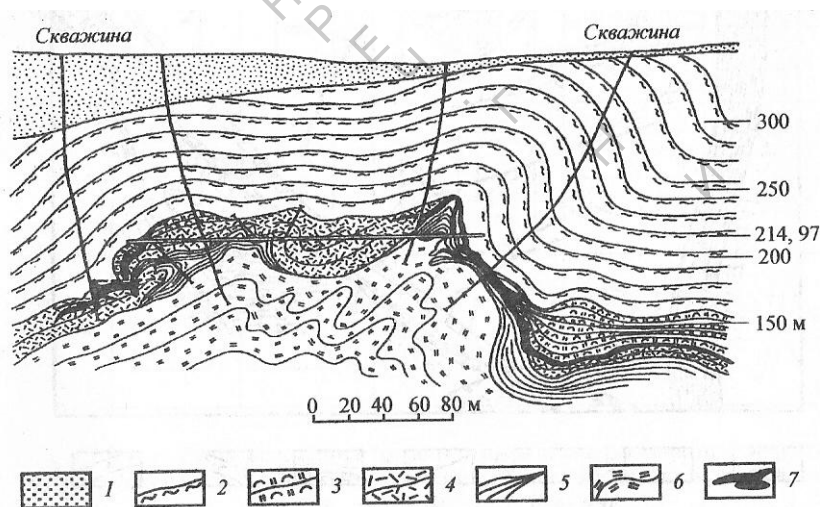


Рис. 6. Складки поперечного изгиба и рудные залежи полиметаллического месторождения. Рудный Алтай. По Н.Е.Гилдину (Милютин А.Г., 2008). 1 - рыхлые отложения (наносы); 2 - хлоритовые сланцы; 3 - серицит-кварцевые сланцы; 4 - порфириты; 5 - углистые сланцы; 6 - кремнистые сланцы; 7 - рудные залежи.

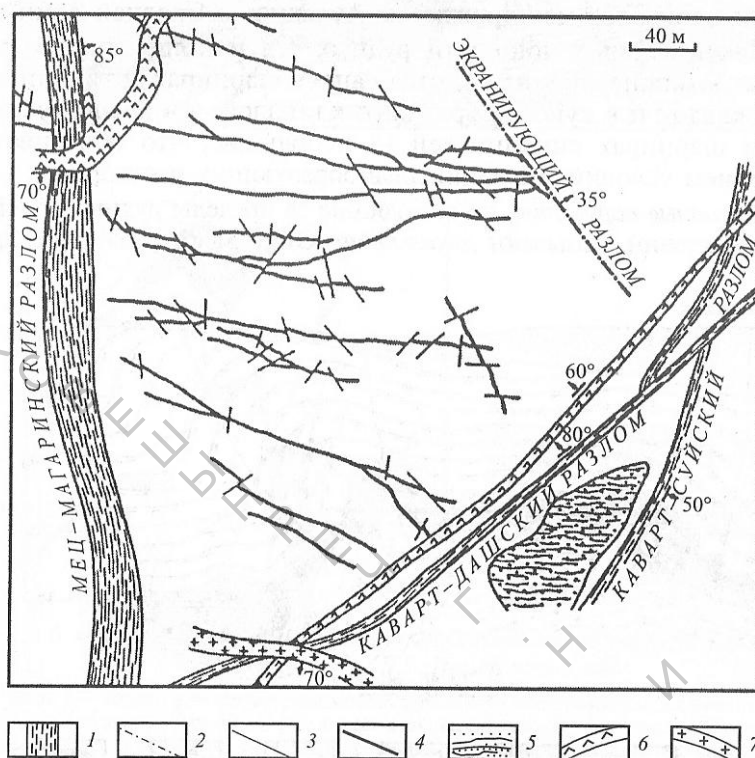


Рис. 7. Рудоконтролирующие разломы на Кафанском жильном месторождении меди. Армения. По В.Котляру, Ю.А.Лейе (Милютин А.Г., 2008). 1 - зоны рудоподводящих разломов; 2 - разломы экранирующие; 3 - пострудные сдвиги; 4 - рудные жилы; 5 - зона прожилкового оруденения; 6 - дайки диабазов; 7 - дайки порфиров.

Важную роль в локализации оруденения играют тектонические трещины без смещения. Анализ их распределения в пространстве и частоты встречаемости позволяет выявить направления тектонических напряжений и определить характер деформаций. Выделяют трещины отрыва, возникающие в условиях растяжения, и трещины скола, типичные для условий сжатия и сдвига. Первые - небольшие, но многочисленные, быстро выклинивающиеся и кулисообразно расположенные субвертикальные трещины. Нередко вдоль них развиваются дайки, затем подвергшиеся действию рудных растворов. Вторые (трещины скола) - чаще всего более протяженные прямолинейные разрывы, в плоскости которых обнаруживаются следы взаимного перемещения смежных блоков (брекчии и глинки трения, зеркала скольжения с бороздами и штрихами). Крупные трещины скола, так же как и разломы со смещением (например, сдвиги), сопровождаются так называемыми оперяющими трещинами скола и отрыва, что также может иметь рудоконтролирующее значение (см. рис. 7 и 8).

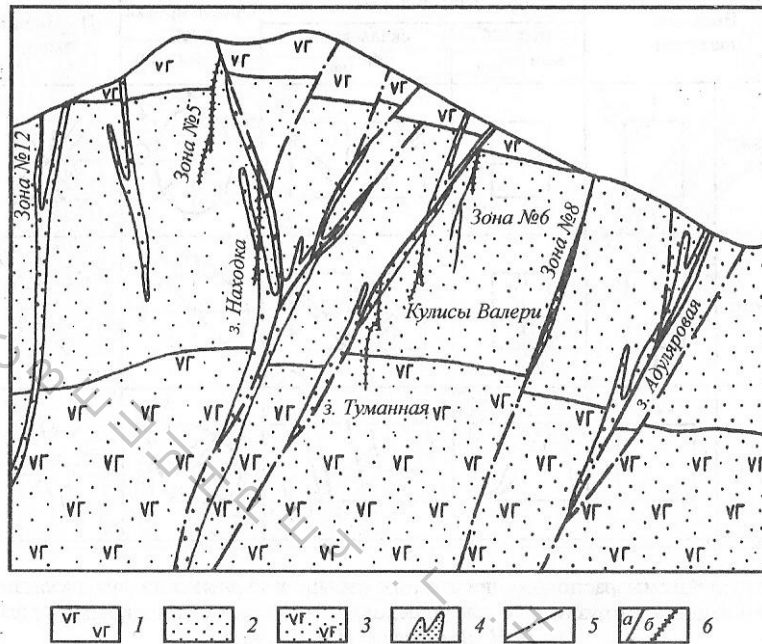


Рис. 8. Разломы и рудоносные зоны Агинского золоторудного месторождения. Камчатка. По Б.В.Гузману (Милютин А.Г., 2008). 1 - андезито-базальты; 2 - туфы и туфобрекчии; 3 - туфы андезитобазальтов; 4 - дайки; 5 - сбросо-сдвиги; 6 - рудоносные жилы (а) и зоны прожилков (б).

Основы классификации рудоносных структур были заложены еще в 30-е годы прошлого столетия В.М.Крейтером, выделившим пять морфологических типов: 1) складчатые, 2) разрывные, с перемещением вдоль разрыва, 3) трещинные, без перемещения. 4) микротрещинные и кливажные, 5) трубчатые и более сложные. Позднее были выделены типы структур для магматических месторождений: 6) контактовые - для интрузивных массивов, 7) расслоенные интрузивы, 8) концентрически зональные и многофазные интрузивные комплексы, 9) вулканические комплексы и центры, 10) трубки взрыва Вольфсон Ф.И., 1975; Яковлев П.Д., 1985). Для экзогенных месторождений такая классификация была разработана на кафедре полезных ископаемых МГУ (Г.Ф.Яковлев, 1982; В.И.Старостин, 2006, с дополнениями автора): в пределах континентов это 11) структуры, приуроченные к денудационным поверхностям выравнивания и длительного химического выветривания (пенеппенов и кор выветривания), 12) эрозионно-аккумулятивные формы рельефа - долинные русловые и террасовые, дельтовые, 13) карстовые и другие просадочные структуры, 14) конседиментационные депрессии и внутриконтинентальные осадочные бассейны, в том числе артезианского типа; в пределах шельфа морей и океанов - 15) прибрежно-морские - отмели, бары, банки, подводные террасы и дельты, подводные конусы выноса, подводные каньоны, рифы, 16) подводные оползни и гравитационные потоки, 17) осадочные бассейны шельфа и зоны подножия континентального склона.

**Формы тел полезных ископаемых** весьма ранообразны и сложны, поэтому их приходится уподоблять более простым геометрическим фигурам (см. рис. 9,10). Их морфологическое разнообразие во многом связано с условиями образования и может быть сведено к нескольким основным типам. Весьма существенно при этом учитывать характер распределения полезного ископаемого (или полезного компонента) в пространстве внутри контура геометризованного тела месторождения. Это могут быть сплошные, жилообразные, гнездовые, штокверковые, рассеянно-вкрапленные (порфировые) тела различной формы.

По отношению к вмещающим слоистым породам тела полезных ископаемых могут занимать согласное и несогласное (секущее) положение, по отношению к контактам тел магматических пород - согласное или несогласное с контактом залегание.

По соотношению основных параметров в пространстве условно выделяются объемные, плоские и линейные тела полезных ископаемых. К объемным телам относят такие секущие тела как штоки (рудные столбы), штокверки, трубы, а также мелкие гнезда и шпилы, камеры и карманы (см. рис. 9, 10, а также 11).

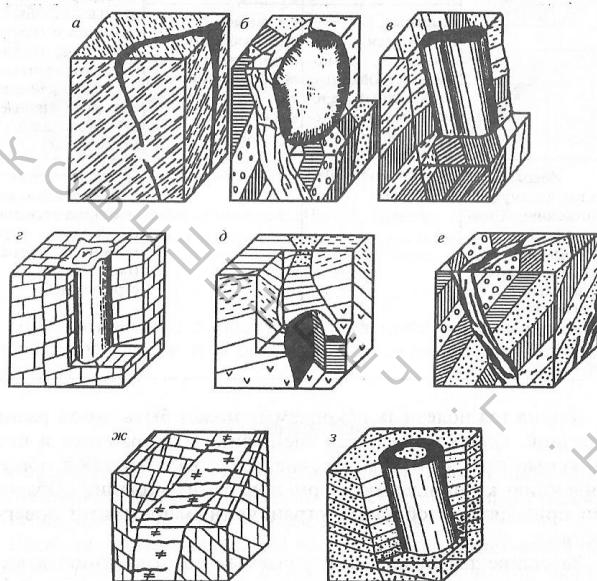


Рис. 9. Секущие рудные тела. По А.В.Королеву, П.А.Шехтману (Милютин А.Г., 2008). *а* - жила; *б* - диск; *в* - рудный столб; *г* - трубчатая жила; *д* - шток; *е* - сложная жила; *ж* - лестничные жилы; *з* - кольцеобразная трубчатая жила.

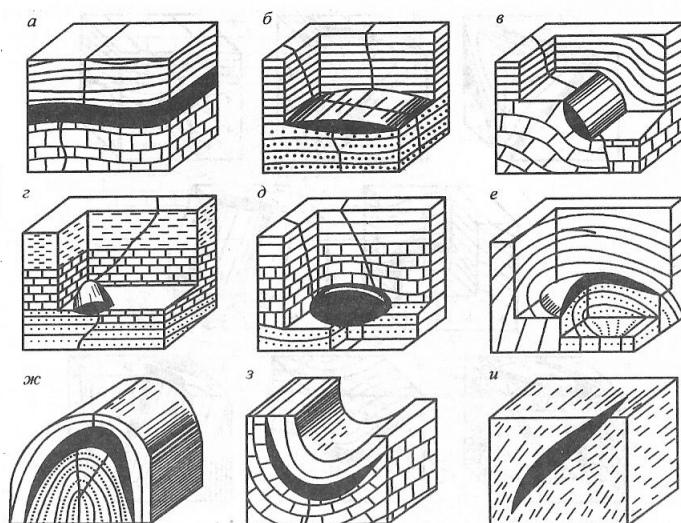


Рис. 10. Сogласные рудные тела. По А.В.Королеву, П.А.Шехтману (Милютин А.Г., 2008). *а* - рудный пласт; *б* - рудная залежь; *в* - рудная лента; *г* - брусковидное тело; *д* - рудное гнездо; *е* - куполовидная залежь; *ж* - седловидная залежь; *з* - желобовидная залежь; *и* - флексурная залежь (линза).

Рудные штоки обычно сложной формы и прослеженные на значительные глубины, характерны для многих рудных месторождений - например, редкометальных и апатит-магнетитовых месторождений в карбонатитах (Ковдор), некоторых полиметаллических, титаномагнетитовых, золоторудных месторождений. Ближе к ним стоят так называемые трубки взрыва или диатремы, возникшие при эксплозивном проникновении сквозь земную кору ультраосновной магмы, обогащенной щелочами и летучими. Брекчии взрыва, заполнившие эти диатремы, нередко являются алмазоносными. Штокверки обычно крупнее и более сложного строения, что вызвано сочетанием сложных жил. прожилков и гнезд в общем объеме измененных пород с рассеянной вкрапленностью рудных

минералов. По характеру распределения рудных минералов или полезных компонентов в них они характеризуются интенсивной изменчивостью, что создает картину анизотропного строения самого рудного штокверка. Уникальные по размерам месторождения штокверкового типа известны для вольфрама, молибдена, олова, меди, золота и редких металлов среди грейзеновых, пневматолито-гидротермальных, альбититовых и карбонатитовых образований.

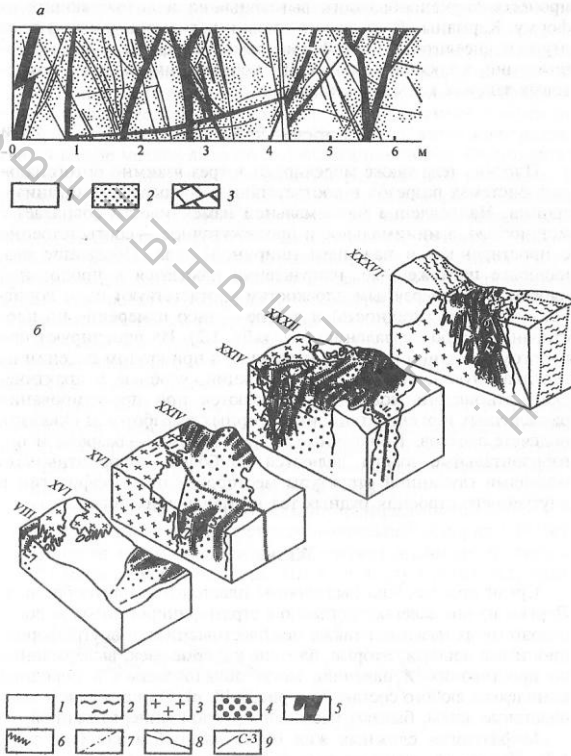


Рис. 11. Рудный штокверк вольфрамового месторождения Богуты. Рудный Алтай. По Г.Щерба и др. (Милютин А.Г., 2008). *а* - система кварцевых жил и прожилков (стенка горной выработки); *б* - блок-диаграмма. 1 - песчаники; 2 - сланцы; 3 - граниты; 4 - 5 - вольфрамовые руды (шеелитоносные породы): 4 - рядовые, 5 - богатые; 6 - дайки; 7 - тектонические нарушения; 8 - горизонты штолен; 9 - скважины; VIII-XXXVI - разведочные линии.

Рудные гнезда имеют незначительные размеры и могут быть сравнительно редки, что может компенсироваться ценностью руды или отдельных ее компонентов. Широкое развитие гнездового типа оруденения характерно для скарновых шеелитовых (шеелит - минерал вольфрама) месторождений, гидротермальных и стратиформных полиметаллических месторождений. Шлиры - совсем небольшие (десятки сантиметров и менее) округлые, линзовидно-полосчатые обособления рудных минералов внутри тел глубинных магматических комплексов расслоенного типа (например, хромиты и платиноиды в дунитах в придонной части габбро-перидотитовых плутонов, медно-никелевое оруденение в полосчатых габбро-норитах норильского типа). Камеры - это полости и пустоты ("занорыши") в пегматитовых и кварцевых жилах, содержащие друзы кристаллов берилла, аметиста, топазов, турмалина и других драгоценных камней, горного хрусталя. Карманы - например, мелкие углубления в рыхлых образованиях древней коры выветривания, перекрытые осадками и содержащие переотложенный материал с высоким содержанием ценного рудного минерала, или мелкие просадки карстового типа, заполненные золотоносным аллювием древних россыпей.

Тела полезных ископаемых, существенно уплощенные в каком-либо из трех измерений (условно "плоские"), разделяются на плитообразные и лентовидные жилы и пластовые залежи субгоризонтального положения. Первые напоминают по форме дайки интрузивных магматических пород и обычно являются секущими по отношению к

вмещающим породам. Жилы могут быть простыми плитообразными или линзовидными, но также и сложными, четковидными, ветвящимися, с раздувами и пережимами, апофизами в виде прожилков и совсем тонких просечек. Обычный жильный минерал - кварц. Полезная рудная минерализация представлена вкрапленностью, иногда также гнездами. Наиболее типичны жилы для гидротермальных месторождений.

Пластовые залежи в общем характеризуются согласным залеганием с вмещающими обычно стратифицированными породами, выдержанной на значительной площади мощностью. Пластообразные и линзовидные залежи отличаются менее выдержанными по площади и толщине параметрами, а также не вполне согласным залеганием среди вмещающих пород. Все эти формы обычно присущи экзогенным месторождениям - остаточным образованиям кор выветривания, многим осадочным месторождениям. Однако эти же формы могут встречаться и среди метаморфогенных месторождений (КМА и Кривой Рог, например), и среди вулканогенных эксгальционно-осадочных (медноколчеданные месторождения Урала, Рудного Алтая, Кипра и др.), и даже некоторых позднемагматических месторождений (Сёдбери в Канаде, Норильские в России).

### **Важнейшие минералы руд, их парагенезисы. Текстуры и структуры руд**

Рудами называются полезные ископаемые, горная порода или минерал, содержащие какой-либо полезный компонент (химическое соединение, отдельный химический элемент) в концентрациях, достаточных для рентабельной их эксплуатации. Руды могут быть моно- или полиминеральными (комплексными), их свойства определяются в первую очередь минералами - основными и второстепенными, их свойствами и соотношениями (структурами и текстурами).

Рудные минералы это самородные химические элементы и химические соединения, которые являются сами по себе полезными минералами, или содержат химический элемент как полезный компонент. Такие минералы считаются рудами металлов - самородных золота, платины, иногда серебра, в соединениях с кислородом - железа, меди, олова и др., с серой - меди, цинка, свинца, ртути и др., и в более сложных соединениях (силикатах, ванадатах, вольфраматах, фосфатах и пр.). Неметаллические руды сложены минералами, принадлежащими к классам силикатов и алюмосиликатов, карбонатов, фосфатов, сульфатов, хлоридов и других типов соединений. Кроме того, сюда относятся и находящиеся в самородном состоянии элементы (углерод и сера).

В составе руд обычно встречаются минералы, сопутствующие рудным, но к ним не принадлежащие. Это кварц, кальцит, доломит, эпидот, хлориты, слюды, полевые шпаты, глинистые минералы. Их называют сопутствующими, так как кроме самого факта совместного нахождения они обнаруживают признаки совместного близкоодновременного образования на какой-либо стадии или этапе формирования рудного тела. В этих случаях выделяют характерные ассоциации рудных и сопутствующих минералов - парагенезисы, в которых различают последовательно сформированные генерации минералов или их разновидностей. Многие минералы при этом в своих особенностях состава, структур, текстур или свойств обнаруживают такие характерные проявления, которые отражают особенности условий образования руд и рудных тел (типоморфизм минералов). Пример общего парагенезиса для колчеданных месторождений: пирит-халькопирит-сфалерит, вместе с сопутствующими минералами - хлорит, эпидот, альбит, затем кварц и белая слюда (серицит).

Текстуры руд определяются соотношениями минеральных выделений в пространстве и особенностями срастания минералов и их агрегатов. Выделяют текстуры

массивные, полосчатые и линзовидно-полосчатые, гнездовые, прожилковые, прожилково-вкрапленные и вкрапленные. Обычно они наблюдаются макроскопически в обнажениях и горных выработках, а также в керне буровых скважин. Под микроскопом в специальных препаратах изучаются микротекстуры руд, раскрывающие особенности их формирования и преобразования при последующих процессах. Таким образом кроме морфологических типов текстур могут быть установлены генетические их типы (колломорфные, крустификационные, оолитовые и многие другие).

Структуры руд определяются размерами, формой и особенностями строения и степенью идиоморфизма кристаллических выделений рудных минералов. Они также формируются в процессе образования рудных тел и залежей, их последующей истории преобразования. Поэтому они нередко также несут информацию о генезисе минералов. Например, соотношения взаимного прорастания кристаллов разных минералов могут быть истолкованы как эвтектические при одновременной кристаллизации двух минералов из расплава определенного состава при наинизшей температуре или как структуры распада твердого раствора предшествовавшего однородного гомогенного минерала. Включения одного минерала в другом могут свидетельствовать о более раннем выделении кристаллов первого (например, оливина в алмазе), или наоборот, о позднем его возникновении при вторичном процессе разложения минерала-хозяина (микровключения кальцита, альбита, серицита в плагиоклазах, серицита в ортоклазе).

Известны многочисленные примеры типоморфных текстур и структур руд. Так, для некоторых залежей сульфидно-никелевых руд характерна гнездовая сфероидально-вкрапленная и прожилково-брекчиевая текстуры, для хромитовых руд - овоидно-шлировая и нодулярная ("рябчиковая") текстуры. В рудах многих постмагматических месторождений типоморфными структурами могут быть шлировые и полосчато-такситовые текстуры, унаследованные или вновь созданные как реакционные зоны при метасоматозе и гидротермальном рудоотложении в открытых полостях трещин. В текстурах руд многих экзогенных месторождений проявлены следы процессов выветривания и накопления осадков. Так, типоморфными для образований кор выветривания и "железных шляп" над сульфидными месторождениями оказываются каркасные, ящичные, ячеистые, землистые текстуры и реликтовые структуры, унаследованные от первичных горных пород, а для осадочных руд - слоистые, иногда оолитовые. Сланцеватые и плейчатые текстуры, структуры будинажа, полосчато-линзовидные текстуры характерны для руд различных метаморфогенных месторождений.

### **Геодинамические обстановки и факторы размещения месторождений полезных ископаемых**

Важнейшим условием для определения роли тех или иных факторов распределения месторождений полезных ископаемых в пределах крупных региональных структур и целых континентов является установление их структурно-тектонической позиции и принадлежности к определенному генетическому типу месторождений. Главнейшими геологическими факторами, определяющими возможности такого анализа, являются тектонические, структурно-формационные и для некоторых осадочных месторождений - литолого-фациальные, указывающие на пространственно-временные связи месторождений с окружающими и вмещающими комплексами и структурами. Восстановление истории формирования изучаемого объекта и его структуры в связи с общим геодинамическим развитием региона приводит к выявлению конкретных геодинамических факторов его образования и размещения, и в итоге - к созданию его

геодинамической модели. Чрезвычайно важным при этом является использование индикаторов определенных геодинамических обстановок, найденных при современных исследованиях и актуалистически обоснованных при создании основ тектоники литосферных плит.

К индикаторам геодинамических обстановок относятся различные типы геологических формаций и комплексов, тектонических структур и типов дислокаций, а также геохимические и минералогические критерии термодинамических условий формирования различных комплексов (магматических, метаморфогенно-метасоматических, гидротермальных и многих других), геофизические данные о строении, состоянии и режимах различных типов земной коры и верхней мантии, палеомагнитные данные, свидетельствующие об относительных перемещениях участков земной коры.

**Геодинамические обстановки** рассматриваются с учетом данных о типах земной коры, о степени ее тектонической расчлененности, насыщенности глубинными флюидами, распределения тепла и его потоков. Различают относительно стабильные обстановки внутри литосферных плит, особенно входящих в их состав континентов - внутри них и на их пассивных окраинах, и мобильные обстановки, характерные для границ этих плит. Наиболее устойчивые и длительно существующие режимы свойственны для древних платформ и кратонов с мощной консолидированной земной корой и пониженным тепловым потоком, слабой или почти отсутствующей сейсмичностью. Лишь эпизодически и на отдельных участках проявляется так называемая тектоническая активизация, прерывающая спокойное медленное платформенное развитие таких крупных фрагментов континентальной коры. В ходе этого процесса возникают характерные линейные морфоструктуры растяжения - континентальные рифты, вспыхивает магматизм, формируются новые поднятия и опускания, горные хребты и межгорные впадины, характерные для областей вторичного горообразования (в том числе - новейшего этапа). Таким образом, можно выделять последовательно сменяющие друг друга геодинамические обстановки континентального сводообразования и рифтогенеза, эпиплатформенного горообразования, денудации и выравнивания, на некоторых участках платформ - обстановки тектонического обрушения и создания обширных впадин (синеклиз) с характерным проявлением траппового базальтового магматизма. С проявлением так называемой плюмовой тектоники связывают обстановки эпикратонной тектонической активизации, с характерными интрузивными комплексами щелочного ультраосновного, кимберлитового и карбонатитового магматизма глубинного мантийного происхождения.

Континентальные рифты, не перешедшие в океанические и сохранившиеся в кристаллическом фундаменте в виде узких линейных грабенообразных структур, заполняются осадками и перекрываются мощным осадочным чехлом. Такие погребенные структуры получили название авлакогенов. Для них характерны разнообразные магматические месторождения, возникшие на рифтовой стадии - титаномагнетитовые, медно-никелевые, хромитовые и платиновые в расслоенных комплексах основного-ультраосновного состава, алмазов в кимберлитах и лампроитах, редких элементов в карбонатитах). В осадочном чехле платформ над авлакогенами обычны прогибы и синеклизы, для которых характерны проявления нефтегазоносности.

В случаях перерастания континентального рифтогенеза в океанический первоначальные границы континентальных рифтов надолго сохраняются внутри литосферных плит в виде зоны перехода от континентальной к океанической коре. Эти границы получили название рифтогенных, а окраины континентов с такими границами стали называться пассивными из-за слабо проявленной сейсмичности и отсутствия вулканизма. Такие окраины характерны для континентов по обе стороны Атлантического океана, для материков, граничащих с Индийским океаном (так называемые окраины атлантического типа). Геодинамические обстановки пассивных окраин континентов -



относительно стабильные и устойчивые на протяжении длительного времени. В условиях медленного погружения рифтогенные окраины расширяются и ступенчато проседают, образуя широкие подводные шельфовые продолжения и подножия материков, перекрытые мощными толщами морских осадков. Так возникают и формируются крупные осадочные бассейны, недра которых содержат крупнейшие скопления нефти, газоконденсата и природного газа (Мексиканский залив, Северное море, палеозойская Прикаспийская впадина и др.).

Месторождения других полезных ископаемых на современных пассивных окраинах немногочисленны: это россыпи минералов титана на морских побережьях (Индостан, Индонезия), эвапориты среди магнезиальных карбонатов (апт бассейна Кванза на ангольском побережье южной Африки, миоцен Красноморского рифта, плиоцен-четвертичные соли Данакильской депрессии к югу от Красного моря), фосфориты в миоценовых черносланцевых отложениях Марокко на северо-западе Африки и Флориды в США, современные торфяники приморских болотистых равнин (южных штатов восточного побережья США). Однако среди осадочных толщ древних шельфов и континентальных склонов, теперь обнажающихся в ряде орогенных поясов и предгорных прогибов (например, в долине Миссисипи и в предгорьях Аппалачей в США, каледониды и герциниды Ирландии и Англии) известны крупные осадочные и эпигенетические стратиформные месторождения свинца и цинка в карбонатных толщах кембрийского и каменноугольного возраста. Еще более важны уникальные по размерам месторождения железных магнетитовых руд в полосчатых железистых кварцитах - джеспилитах, мелководных кремнисто-железистых морских отложениях нижнего и среднего протерозоя (район КМА в России, Кривой Рог в Украине, месторождения Канады, Южной Африки и Западной Австралии), а также крупнейшие месторождения каменных углей каменноугольного возраста (Донецкий бассейн в Украине и России, Рурский бассейн в Германии, Аппалачский бассейн в США и др.). В последнее время в XXI веке внимание привлекают месторождения металлоносных (Ag, Ni, Cr, V, Mo, Cu, Pb, Zn, U) кембрийских черных сланцев Швеции, мезозойских сланцев южных Альп в Италии, горючих сланцев Эстонии и других районов мира, а также нефте- и газоносных битуминозных сланцевых толщ протерозоя и палеозоя в некоторых районах США (как источников так называемого "сланцевого газа"). В связи с этим нам следует вспомнить о горючих сланцах позднеюрского возраста в Саратовском дальнем Заволжье (Озинки и др.).

Мобильные геодинамические обстановки присущи границам литосферных плит: дивергентным, конвергентным и трансформным. Зоны дивергентных границ выделяются в океанах вдоль рифтовых долин срединно-океанических хребтов и на их продолжении внутри континентов вдоль зон континентальных рифтов. Для них характерны режим растяжения и раздвижения, приводящий к океанскому рифтогенезу и трещинному базальтовому вулканизму, новообразованию океанической коры и ее спредингу по обе стороны дивергентной границы. Продукты вулканизма при всем однообразии их облика (это типичные подводные излияния шаровых и подушечных лав) и состава (это так называемые толеитовые базальты океанических рифтов) по своим особенностям петрохимии и геохимии характеризуют условия выплавления соответствующей магмы в верхах астеносферной мантии (на глубине 10-25 км). Важнейшие типы месторождений в породах этой базальтовой формации - колчеданные медные и медно-цинковые. Их современными аналогами являются сульфидные постройки и поля так называемых "черных курильщиков", характерные для гидротермально-экспазионных процессов океанических рифтов.

Зоны конвергентных границ возникают и существуют в условиях столкновения литосферных плит. Основные типы геодинамических обстановок связаны с процессами субдукции и коллизии и поэтому называются субдукционными и коллизионными. Для субдукционных геодинамических обстановок свойственны режимы сжатия и сдвига,

приводящие к заталкиванию и погружению в мантию океанической литосферы, разрастающейся в ходе спрединга на противоположной стороне плиты. По существу этот процесс происходит вдоль глубинного разлома с ярко выраженной (до глубин 300-500 км) сейсмичностью, погружающегося под смежную литосферную плиту (так называемой зоны Бенъофа сейсмологов). В рельефе поверхности океанического дна этому разлому соответствует "рубец" в виде узкой линейной или дугообразной впадины глубоководного желоба. С внешней стороны (по отношению к поддвигаемой океанической плите) параллельно глубоководным желобам располагаются вулканические островные дуги или так называемые активные (тоже вулканические) окраины континентов. Очаги вулканов находятся на глубине 10-70 км в литосферном клине над зоной субдукции, где создаются условия разогрева и обогащения летучими ( $H_2O$ ,  $CO_2$ , F, Cl), щелочами (K, Na) для выплавления магм различного состава. Вещественный состав литосферы в этом клине разный - от ультраосновного перидотитового в мантии до габбро-эклогитового и диоритового для земной коры активных континентальных окраин и зрелых вулканических дуг. Поэтому в очагах вулканов генерируются расплавы первично разного состава - от базальтовых до гранитных, причем эти магмы подвергаются в дальнейшем процессам кристаллизационной дифференциации и гибридизма за счет расплавов другого состава и ассимиляции вмещающих пород. Таким образом, вулканические формации островных дуг и активных окраин континентов состоят из продуктов сложных магматических процессов, генерируемых в зонах субдукции. По своим химическим особенностям наиболее характерны среди них так называемые известково-щелочные вулканические андезитовые серии. Наиболее важные типы месторождений, связанных с островодужными риолит-базальтовыми формациями - колчеданные медно-цинковые, иногда колчеданно-полиметаллические и золоторудные, а среди андезитовых формаций - медно-порфиновые и медно-молибден-порфиновые.

Коллизионные геодинамические обстановки характерны для завершающих стадий сближения и столкновения литосферных плит, когда вдоль субдукционных швов в соприкосновение приходят их края, состоящие из мощной континентальной коры (то есть, сталкиваются континенты между собой или микроконтиненты и островные дуги с континентами). В этих случаях субдукция затрудняется и приостанавливается. Дальнейшее сжатие приводит к сокращению ширины мобильного пояса и сложным дислокациям - надвигам, взбросам и складчатости, поднятию и мощному орогенезу. Попутно происходят процессы общего регионального метаморфизма и так называемого орогенного магматизма. Метаморфизм приводит к формированию глаукофан-сланцевых и эклогитовых поясов вдоль сутурных швов соединившихся континентов (так называемый высокobarический натровый тип регионального метаморфизма). В осевой части области тектонического скупивания, с наибольшей толщиной новообразованной континентальной коры, обогащенной летучими ( $H_2O$ ,  $CO_2$ ) и калием, региональный метаморфизм принимает другой характер. Он развивается при меньших давлениях, но при более высоких температурах (калиевый тип регионального метаморфизма), что способствует формированию сланцево-гнейсовых поясов, плавлению их субстрата и появлению гранитных расплавов. Так процесс регионального метаморфизма переходит в процесс магматический, появляются мигматиты и инъекционные гнейсы гранитного состава, мигматитовые купола с гранитными батолитами в их ядрах. Характерный тип синорогенных гранитов - микроклин-плаггиоклазовый, биотитовый, часто порфирированный, с вкрапленниками микроклина. По химическому составу они отвечают эвтектикам гранитных расплавов при наименьших температурах (640-670°C) и содержанию летучих порядка 3-5%. С этими интрузиями связаны многочисленные пегматитовые, грейзеновые (бериллий, редкие металлы), скарновые и гидротермальные месторождения полиметаллов, олова, вольфрама и молибдена, а также золота.

Геодинамические обстановки трансформных разломов, секущих дивергентные и конвергентные границы плит, характеризуются явлениями бокового сдвига и скольжения,

что может приводить к приоткрытию трещин, появлению участков раздвига между параллельными сдвигами, созданию узких клиновидных поднятий и таких же узких впадин-ущелий между ними. В условиях бокового сжатия и скольжения блоков развиваются зоны катаклазитов и милонитов, интенсивно проявляются процессы дислокационного и гидротермального метаморфизма и метасоматоза, последующего диафореза. Металлогеническое значение всех этих факторов пока еще неясно, в пределах океанов роль трансформных разломов в размещении оруденения не установлена. На их продолжении и в оперяющих сдвигах в пределах континентов обнаруживаются пространственная приуроченность месторождений редких металлов в карбонатитах, алмазоносных кимберлитовых трубок, месторождений меди, никеля, платины, золота и титана в ультраосновных и основных интрузивных массивах, металлоносных рассолов в Калифорнии (Солтон-Си) и впадин Красного моря, рассолов Мертвого моря. Сдвиговые дислокации контролируют размещение месторождений нефти и природного газа на рифтогенных пассивных окраинах и их подводных продолжениях (Бразильская котловина, ряд более мелких бассейнов у западных берегов Африки и др.).

**Факторы размещения месторождений** полезных ископаемых обусловлены общими геодинамическими обстановками и режимами в недрах земной коры и на ее поверхности. Роль того или иного фактора, нередко в сочетании с другими, определяет конкретную специфику среды, в которой возникают и формируются те или иные генетические типы месторождений. К числу важнейших относят магматические, метаморфические, структурные и литолого-фациальные, факторы. По-существу все они имеют геодинамическое значение, являясь индикаторами определенных геодинамических обстановок. В конечном счете первые два фактора - это показатели состояния недр земной коры и верхней мантии, их термодинамики (Р, Т и концентрации флюида).

**Магматические факторы.** Хорошо известна роль рудоносных магматических комплексов и формаций в истории формирования подвижных поясов, заложенных на земной коре океанического и переходного типа. На начальных стадиях их развития (рифтовой и спрединговой океанической) это хромитоносные дунит-перидотитовые комплексы, базальтовые и риолит-базальтовые формации с медноколчеданными месторождениями - аналогами сульфидных скоплений "черных курильщиков" современных рифтов в океанах. Это колчеданные месторождения в зеленокаменных и зеленосланцевых поясах протерозоя Карелии, каледонид Норвегии и Англии, герцинид Урала, мезозойд Балкан, Турции и Кипра. С архейскими коматиит-базальтовыми комплексами этих же стадий ассоциируют проявления медно-никелевых сульфидов. На следующих стадиях и на других границах плит в условиях их столкновения и действия механизма субдукции типичны дифференцированные вулканические комплексы - базальт-риолитовые, андезит-дацит-риолитовые, с которыми связаны медно-цинк-колчеданные и полиметаллические месторождения. Здесь стоит упомянуть протерозойские комплексы Карелии и Кольского полуострова, герциниды Урала и Рудного Алтая, а также мезозойско-кайнозойские вулканические комплексы Тихоокеанского кольца. Их субвулканические аналоги - интрузии диорито- и гранодиорит-порфиров нередко контролируют месторождения так называемого порфирирового типа (золота, сульфидов медн, молибдена). Известны месторождения этого типа среди герцинид Северного Тянь-Шаня, Алтая, Урала, Северной Монголии, среди мезозойд Анд Чили и Перу, кайнозойских вулканитов Филиппин и Индонезии. На поздних стадиях развития таких поясов, когда субдукция завершалась коллизией, характерными оказываются поздне-субдукционные и синколлизийные гранитные комплексы, с которыми так или иначе связаны скарновые месторождения железа, меди, вольфрама и молибдена, пегматитовые, грейзеновые, альбититовые и гидротермальные месторождения многих элементов. Здесь в первую очередь следует упомянуть классические месторождения герцинид Англии и Германии, Урала, Центрального и Восточного Казахстана.

Во время тектоно-магматической активизации и эпох "обновления" и наращивания консолидированной земной коры платформ на континентах (эпох так называемой реювенации континентальной коры по Д.В.Рундквисту, 1993) появляются своеобразные интрузивные комплексы. Так, в пределах древнейших докембрийских ядер континентальной коры - кратонов и протоплатформ в связи с начавшимся рифтогенезом и раскалыванием континентов в эпохи кеноранской активизации (2,8-2.5 млрд. лет тому назад) появляются первые сложные габбро-норит-перидотитовые комплексы с залежами хромитов, титаномагнетитов, платиноидов. Это так называемый тип Бушвельд, к которому в первую очередь относятся крупнейший одноименный плутон в ЮАР, массив Стиллаутер в США, Великая дайка Зимбабве в Африке, Чинейский массив в Забайкалье в России. К свекофенской (2,0-1,8 млрд. лет) реювенации приурочены расслоенные интрузии габбро-норитов с месторождениями медно-никелевых сульфидных руд, с кобальтом, иногда с платиной. В гуронскую эпоху - это уникальный тип Садбери в Канаде, в более позднем протерозое - Дулутский тип в троктолит-анортозитовом плутоне среди рифтогенных платобазальтов Канадского щита, в раннем мезозое - Норильско-Талнахский тип в расслоенных силлах пикрито-долеритов, связанных с трапповой формацией на северо-западе Сибирской платформы.

В пределах древних платформ в зонах глубинных разломов весьма типично присутствие алмазоносных тел кимберлитов и лампроитов, характерных индикаторов тектонической активизации. Выделяют несколько эпох таких активизаций: протерозойская (Африканская и Индостанская платформы), среднепалеозойская (Восточно-Европейская и Сибирская платформы), позднепалеозойская и мезозойская (Сибирская, Африканская, Австралийская платформы).

Карбонатиты - особые несиликатные магматические породы, ассоциирующие с ультраосновными и щелочными магматическими породами и лишь иногда слагающие самостоятельные интрузивные тела концентрически-зонального строения. В их распределении обнаруживается тяготение к зонам глубинных разломов и континентальных рифтов (Восточно-Африканский рифт, Томтор и Гулинский массив на Сибирской платформе, Ковдор на Кольском п-ове и др.). Таким образом, карбонатиты также можно считать индикаторами обстановок тектонической активизации древних платформ и кратонов.

**Метаморфические факторы.** В первую очередь укажем на важнейшее значение формаций и фаций регионального метаморфизма. В подвижных поясах этот тип метаморфизма приурочен к краевым зонам литосферных плит, испытывающих коллизию. В полном виде метаморфические формации представлены двумя поясами, параллельными друг другу. Первый пояс фиксирует зону субдукции вдоль надсубдукционной окраины одной из плит с более мощной литосферой (эта окраина также маркируется образованиями аккреционной призмы). Здесь развиты эклогиты и глаукофан-сланцевые метаморфические формации, возникшие в условиях так называемого голубосланцевого регионального метаморфизма. Ассоциация минералов - омфацит (Na-пироксен), глаукофан (Na-амфибол), гранат, лавсонит - свидетельствует о доминирующей роли давления (по сравнению с температурой) и натровом типе подвижных компонентов, заимствованных при дегидратации морских осадков и базальтов поглощенной океанической коры. В складчатых поясах с завершенной коллизией эклогитовые и голубосланцевые формации вместе с серпентинитами обычно маркируют зоны тектонических сутур (швов) между крупными структурными фрагментами (микроплитами и гетерогенными блоками). Метаморфогенные месторождения, ассоциированные с этими формациями, весьма специфичны: титановые - в рутилоносных эклогитах, жад и нефрит в метаморфизованных серпентинитах, лазурит в карбонатных породах.

Метаморфические пояса второго типа располагаются внутри коллизионного орогена, в его "осевой" зоне, где широко представлены образования классических фаций - от зеленосланцевой до амфиболитовой и гранулитовой - сланцы, кварциты, мраморы,

амфиболиты, гнейсы. Они слагают мощные толщи, смятые в складки и в центральной части антиклинорий переходящие в инъекционные гнейсы и мигматиты, нередко с гранитными батолитами в ядрах гнейсово-мигматитовых "куполов". Наряду с реликтами более древних фрагментов континентальной коры ("срединных массивов") здесь обнаруживаются сильно переработанные ультраметаморфизмом формации ранних и средних стадий развития подвижного пояса (спрединговой океанической и островодужных). Общий результат - гранитизация и консолидация земной коры, приводящие к формированию мощной континентальной коры. Процессы ультраметаморфизма и локального корового плавления проходят в условиях умеренных давлений и температур (температура выплавления гранитной этектики в присутствии 1-2% H<sub>2</sub>O составляет 640-670°C), при ведущей роли калия среди подвижных компонентов. Примеры орогенов с такими парами метаморфических поясов: герцинский Урал, альпийско-мезозойский полуостров Малой Азии (Турция), Альпы.

Месторождения, наиболее важные с практической точки зрения - это железорудные магнетитовые и магнетит-гематитовые кварциты (джеспилиты), марганцевые кварцево-гранатовые, родохрозитовые, родонитовые (гондиты), встречающиеся среди метаморфических толщ древних кратонов. И те и другие представляют собой продукты глубокого изменения железо- и марганецсодержащих кремнистых осадков. Эти месторождения следует относить к типу метаморфизованных. Примерами также являются уникальное месторождение золота, платины и платиноидов, урана и редкоземельных элементов Витватерсранд в ЮАР, приуроченное к пластам кварцевых конгломератов среди толщ кварцитов или месторождение сульфидно-полиметаллических руд Брокен-Хилл в Австралии, локализованное в архейской гнейсово-амфиболитовой толще, интенсивно перекристаллизованные и рассланцованные колчеданные месторождения в зеленокаменных вулканогенных толщах протерозоя Карелии и среднего палеозоя Среднего и Южного Урала.

Собственно метаморфогенными являются месторождения такого высокоглиноземистого сырья как кианит, андалузит, диаспор, а также месторождения корунда, графита, апатита, флогопита, граната.

Типичным контактово-метаморфическим месторождением является Курейское графитовое на правом берегу Енисея. Оно образовано на контакте трапповой интрузии и пласта каменного угля. В последние десятилетия выявилась роль динамометаморфизма при формировании крупных золоторудных месторождений (Карлин в США, Бақырчик в Казахстане), технических алмазов (Кумдыколь в Кокчетавском массиве, Казахстан), нефрита и чароита (северное Прибайкалье). Такие месторождения локализованы в крупных зонах смятия и надвигов, причем в наиболее интенсивно деформированных их участках.

Весьма важен учет такого фактора как проявление регионального предрудного метаморфизма - пропилитизации пород вулканогенных толщ под воздействием остывающих вулканических очагов. Пропилиты - метасоматические породы, возникшие в результате прогрева и действия горячих растворов на вулканические породы различного состава (чаще - андезито-дацитового) и их субвулканических и гипабиссальных аналогов. Главные минералы пропилитов - щелочные полевые шпаты (альбит или [адуляр](#)), калиевая гидрослюда, хлорит, кварц, пирит, кальцит. Иногда отмечаются эпидот, актинолит, цеолиты. С пропилитами связано возникновение многих руд, но главным образом Au, Ag, Cu, Zn, Pb, Mo, Sb, Hg. Таким образом, пропилиты являются важнейшим индикатором для поиска и прогноза медноколчеданных, полиметаллических и золоторудных месторождений среди вулканогенных формаций островных дуг и активных континентальных окраин, начиная, по крайней мере, со среднего палеозоя. Так, с пропилитами девонских дифференцированных формаций связаны многие колчеданно-полиметаллические месторождения Южного Урала (от Учалинского на севере Магнитогорского прогиба до Гайского на его юге). Но особенно характерны пропилиты

среди околорудных пород мезозойских и кайнозойских альпийского средиземноморского пояса, неоген-современного вулканического пояса Японии, Тайваня и Филиппин.

**Структурные факторы.** Структурный контроль в распределении эндогенного оруденения настолько очевиден, что без указаний такого характера невозможно было обойтись в изложении материала о магматическом и метаморфическом факторах его размещения. Общие закономерности ясны с точки зрения тектоники литосферных плит, они уже неоднократно обсуждались в обзорных работах (Митчелл, Гарсон, 1984; Ковалев, 1985; Основы металлогенического анализа при геологическом картировании. Металлогения геодинамических обстановок, 1995 и др.). Конкретные рекомендации об использовании структурных критериев для прогноза и поисков рудных месторождений и рудных полей были даны еще ранее на материале складчатых поясов мира (Крейтер, 1960).

**Литолого-фациальные факторы** важны для оценки размещения экзогенных месторождений и перспективности обнаружения подобных месторождений в сходных ситуациях. Экзогенные месторождения генетически и пространственно связаны с определенными типами осадочных формаций и формаций континентального выветривания, создающихся в различных обстановках литогенеза и тектонических режимах. Так, к корам выветривания континентальных пенеппенов приурочены остаточные месторождения первичных каолинов, бокситов, никеленосных нонtronитовых глин и кобальтоносных железных охр, а по их периферии в локальных депрессиях располагаются переотложенные продукты размыва этих кор, среди которых важнейшими являются осадочные руды железа, бокситы, каолины, кварцевые пески, россыпи золота, титановых минералов. Все они широко представлены на Южном Урале - в Орском Зауралье и на Урало-Тобольском водоразделе, где сохранились фрагменты древнего пенеппена с участками мощной коры выветривания среднетриасового возраста.

Среди осадочных месторождений выделяется большая группа морских, связанных с терригенными, терригенно-карбонатными и карбонатными формациями осадочного чехла платформ. Это, как правило, осадки шельфовых фаций эпиконтинентальных морей. Среди них залегают пластовые месторождения паралических каменных углей, горючих сланцев, фосфоритов, пластообразные залежи бокситов, марганцевых и железных руд, медистых песчаников и некоторых других полезных ископаемых. Известна закономерность в их распределении, получившая название "фациального профиля" Н.М.Страхова (см. рис. ): вкост береговой линии по мере удаления от материка (источника сноса) располагаются концентрации бокситов, железных руд, кремнезема и марганцевых руд. Эта схема объясняет известную зональность в распределении месторождений на южной причерноморской окраине Русской платформы (Керченские железные руды неогена, марганцевые руды Никополя и Токмака олигоцена). С несколько большими глубинами шельфа и подводного материкового склона связывается накопление пластовых фосфоритов, возможно, на участках апвеллинга холодных глубинных вод, обогащенных фосфором и органическим веществом (Марокко, горы Атлас).

Разнообразные обстановки осадконакопления на шельфе, континентальном склоне и его подножии создавали характерное распределение фациальных типов осадков: механогенных (терригенных), биогенных и хемогенных. Среди осадков первого фациального типа важны базальные образования трансгрессивных серий - конгломераты и песчаники, с которыми могут быть связаны месторождения древних морских россыпей. К континентальным склонам и их подножиям приурочены мощные толщи огромных конусов выноса терригенных осадков, слагающих подводные продолжения дельтовых отложений рек. Во многих районах глубоководное бурение доказало перспективы нефте- и газоносности таких отложений (Мексиканский залив, Северное море, окраинные моря Северного Ледовитого океана). Для биогенных образований установлена важнейшая роль в размещении месторождений нефти и природного газа рифогенных карбонатных "платформ" и менее крупных береговых рифов на шельфах палеозойских морей восточной

и юго-восточной окраин Русской платформы. Это ископаемые рифовые массивы девона Предуральяского прогиба, девона и первой половины карбона Волго-Уральской нефтегазоносной провинции Саратовского и Волгоградского правобережья Волги, крупные рифовые постройки того же времени на северной окраине Прикаспийской впадины (Карачаганакское месторождение), карбонатные платформы первой половины карбона на южной и восточной окраинах Прикаспийской впадины (Астраханское, Кашаганское, Тенгизское, Жанажольское и другие месторождения).

На участках морских бассейнов, где на время создавались условия изоляции или затрудненного водообмена, появлялись мощные хемогенные осадки - хлоридов натрия и калия, калия и магния, сульфатов кальция (месторождения Верхнепермского и Прикаспийского бассейнов на востоке Русской платформы, Цехштейнового бассейна в Центральной Европе). Выделяют 4 типа месторождений солей: гипс-ангидрит-галитовый, галит-карналлитовый с солями магния, содовый и рассолы с концентрациями бора, йода, брома, лития и других щелочных металлов.

В настоящее время появляется все больше доводов в пользу альтернативных представлений о генезисе эвапоритовой формации (как ее называют сторонники классической теории вслед за М.Г.Валяшко). В частности, допускается поступление эндогенных галоидов из мантии на дно глубоководных рифтовых бассейнов.

### **Контрольные вопросы**

1. Дайте определение того, что может считаться полезным ископаемым.
2. Виды минерального сырья, на чем основано их выделение?
3. Основы классификации минерального сырья.
4. Что называется месторождением полезного ископаемого, какие параметры для этого применяются?
5. Какие принципы могут быть положены в основу любой классификации месторождений полезных ископаемых?
6. Какие классификации месторождений полезных ископаемых вы знаете?
7. Расскажите о генетической классификации месторождений полезных ископаемых.
8. Какие геологические процессы могут создавать месторождения полезных ископаемых?
9. Каким образом могут создаваться скопления полезных ископаемых - рудных минералов или концентрации полезных компонентов в минералах и горных породах?
10. Что такое рудоносные структуры (назовите их примеры)?
11. Какие вы знаете отношения структур и форм залежей полезных ископаемых с окружающими их горными породами и их структурами?
12. Что такое руды, рудные минералы и полезные компоненты рудных минералов?
13. Важнейшие минералы полезных ископаемых и их парагенезисы (примеры).
14. Назовите основные геодинамические обстановки образования важнейших генетических типов месторождений.
15. Какие вы знаете основные геологические факторы образования и формирования месторождений полезных ископаемых?

## **Часть II. Магматические месторождения**

### **РАННЕМАГМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

Выделяют ликвационные, кристаллизационные и эксплозивные магматические месторождения. Ликвационные (сульфидные) месторождения возникают в определенных условиях в магматических камерах, когда могло происходить расслоение магмы на два расплава - силикатный и сульфидный. Месторождения, в которых рудные минералы

образуются на ранней стадии кристаллизации магмы и концентрируются в ней еще до полного застывания интрузии, считаются также раннемагматическими. К ним относятся хромитово-платиноидные месторождения в расслоенных интрузивах ультраосновного состава, месторождения алмазов в кимберлитах и лампроитах, редкометальные и редкоземельные месторождения в карбонатитах и щелочных сиенитах. Геологическая позиция и морфология этих месторождений определяется формированием материнских интрузий в пределах жестких консолидированных платформ среди пологих слоистых толщ при ведущей роли глубинных разломов.

**Сульфидные медно-никелевые (ликвационные) месторождения.** Как предполагают, ликвация (расслоение жидкости на две разные по составу жидкости) могла создать из однородного силикатного расплава или магмы два разных расплава, с разной плотностью. Один из них - силикатный, а другой - рудный (сульфидный или сульфидно-силикатный). В природных условиях реальность процесса ликвации не установлена, но допускается по аналогии с технологическими процессами плавления в металлургии. Предполагается, что явления расслоения расплава происходили при определенных условиях консолидации и возможного переохлаждения в крупных магматических камерах в земной коре, куда расплав был интродуцирован из мантии. Этот расплав был генерирован в верхней мантии и скорее всего был базальтовым по составу. Возможно, что первоначально или в результате контаминации он был насыщен серой (например, за счет сульфатов окружающих пород). Наиболее известные крупные месторождения этой группы: Норильская группа в Красноярском крае (Норильск-1, Талнах, Октябрьское), Печенга на Кольском п-ове в России, Сёдбери (Канада), Дулут и Стиллуотер (США), Инсизва (ЮАР), Калгурли, Камбалда (Австралия).

Ликвационные месторождения сульфидных медно-никелевых руд формировались в сходных ситуациях: 1) в зонах тектоно-магматической активизации древних (архейских) щитов - тип Сёдбери, 2) в зонах протерозойских рифтов (авлакогенов) - Дулутский тип, 3) в мезозойских континентальных рифтах платформ - Норильско-Талнахский тип. Кроме этого, в зеленокаменных толеит-базальтовых и коматиит-базальтовых толщах складчатых поясов докембрия (чаще всего - протерозоя) соответственно выделяют так называемые толеитовые и коматиитовые типы месторождений.

Тип Сёдбери представлен единственным, но уникальным по размерам объектом с целым рядом месторождений. Это крупнейший по размерам (60x20 км) габбро-норитовый плутон, имеющий форму лополита. Он расположен на Канадском щите среди вулканогенно-осадочных пород гуронской серии (см. рис. 12). В габбро-норитах плутона обычно присутствует кварц, не характерный для основных пород. Причина - возможная контаминация магмы со стороны вмещающих пород, в том числе гранитов. Возможно, появление дополнительного количества кремнезема (кварца) привело к ускоренной кристаллизации сульфидов и их гравитационному осаждению в придонной части камеры (то есть, в лежачем боку плутона Садбери). На южном фланге плутона рудные скопления представлены сплошными массивными сульфидными рудами, переходящими кверху во вкрапленные, на северном фланге - в брекчиях, подстилающих плутон (так называемого "субслоя") это прожилково-вкрапленное оруденение, и за пределами плутона. в дайках габбро и норитов - вкрапленное оруденение (см. рис. 13). Эти факты, а также наблюдения за соотношениями руд и пород плутона в брекчиях, где сульфиды цементируют безрудные нориты, или проникают в виле жилков в последние и в подстилающие граниты, выявление в массивных рудах обильных реликтов частично замещенных пороодообразующих минералов, а в более бедных вкрапленных рудах - обнаружение коррозии и замещения сульфидами этих минералов, ассоциация в жилах сульфидов с хлоритом, эпидотом и кварцем, все эти факты свидетельствуют о более поздней инъекции рудной магмы, или, возможно, гидротермальном образовании оруденения. Минералы руд - пентландит, халькопирит, пирротин, второстепенные - магнетит, пирит, сфалерит. Пентландит часто присутствует в виде жилок в пирротине, еще более поздним является



халькопирит. Платина и платиноиды ассоциируют с пирротинном, золото - с халькопиритом. Содержание никеля от 1 до 2-4%, меди - 0,8 - 1,4%.

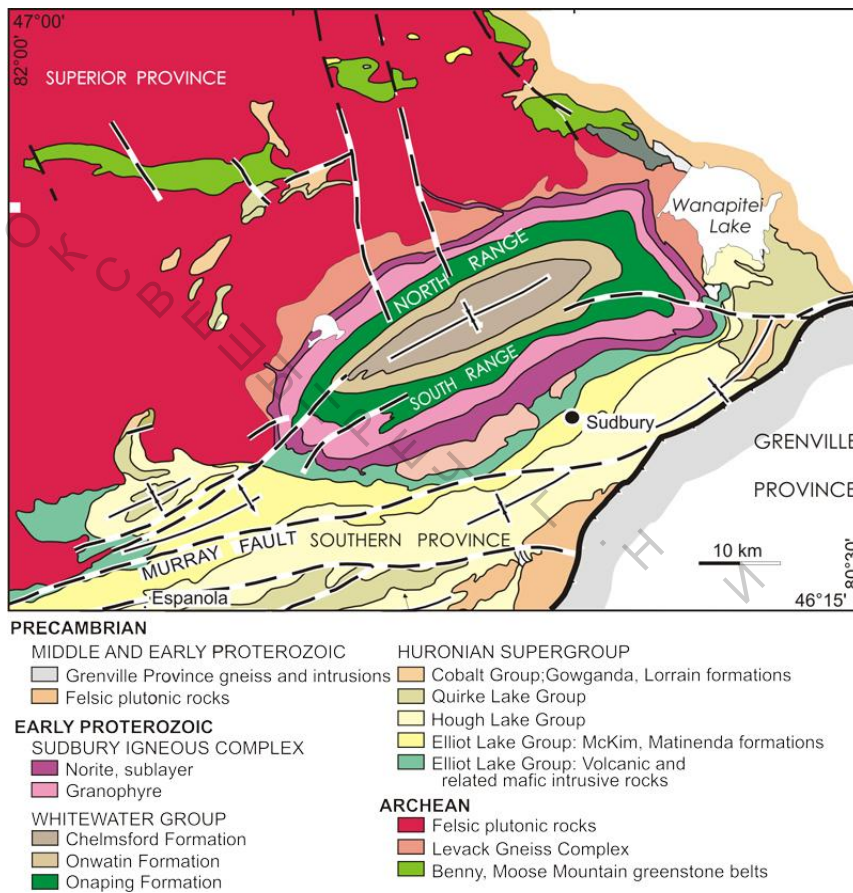


Рис. 12. Геологическое строение рудного района Садбери (Sudbury)  
[http://gsc.nrcan.gc.ca/mindep/metallogeny/ni\\_cu\\_pge/sudbury/index\\_e.php#fig01](http://gsc.nrcan.gc.ca/mindep/metallogeny/ni_cu_pge/sudbury/index_e.php#fig01)

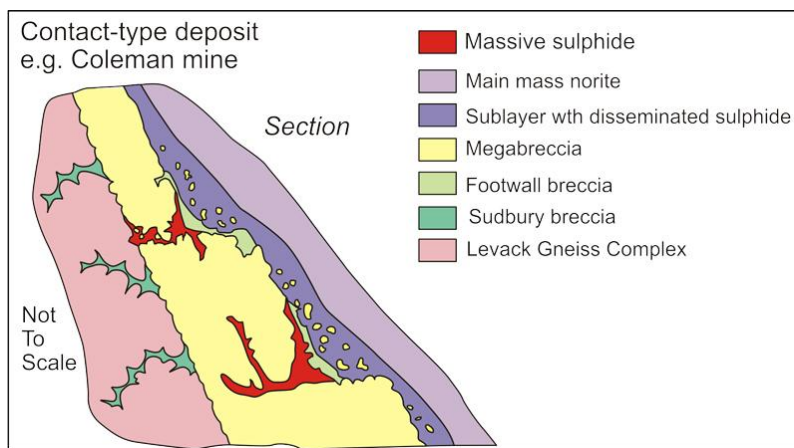


Рис. 13. Схематический разрез одного из месторождений района Садбери  
[http://gsc.nrcan.gc.ca/mindep/metallogeny/ni\\_cu\\_pge/sudbury/index\\_e.php#fig01](http://gsc.nrcan.gc.ca/mindep/metallogeny/ni_cu_pge/sudbury/index_e.php#fig01)

Тип Дулут выделен по одноименному месторождению на берегу оз. Верхнего (США), среди пород интрузивного комплекса (см. рис. 14). Оруденение наиболее тесно связано с норитами, в меньшей степени - с троктолитами и еще реже - с дунитами и перидотитами. В строении плутона заметно неоднократное проявление триады перидотит - троктолит - анортозит, подчеркивающее его расслоенность. Сульфидные руды приурочены к нижним перидотитовым "слоям".

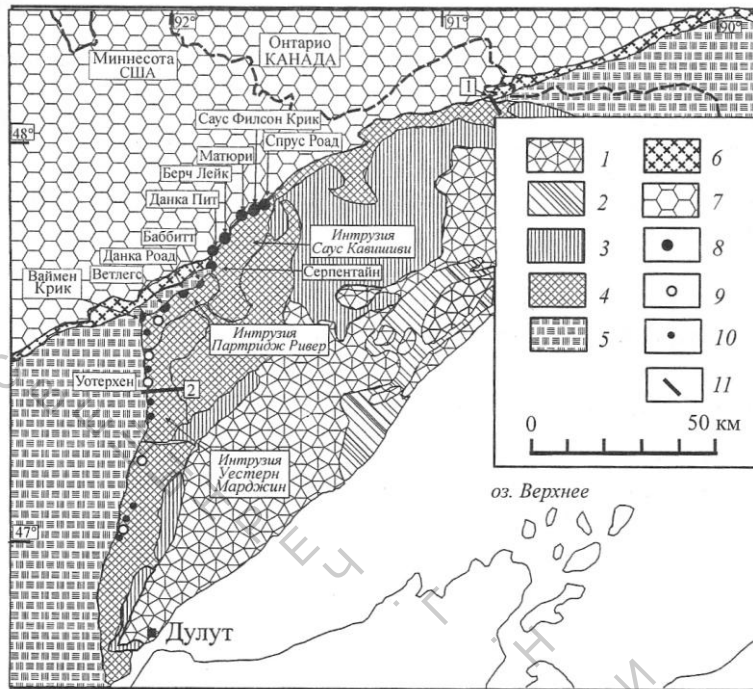


Рис. 14. Геологическая карта комплекса Дулут (по Налдретту, 2003, Лихачев А.П., 2006). 1 - вулканиты группы Кивиован; 2 - 4 - комплекс Дулут: 2 - группа интрузий Бивер-Бэй, 3 - троктолиты и габбро, 4 - габбро-анортозиты и анортозиты; 5 - раннепротерозойские осадочные породы формации Вирджиния; 6 - раннепротерозойские железистые кварциты формации Бивабик; 7 - архейские граниты и зеленосланцевые породы; 8 - месторождения сульфидных медно-никелевых руд; 9 - ультраосновные интрузии с сульфидной минерализацией.

Норильско-Талнахский тип представлен группой крупных месторождений на северо-западе Сибирской платформы (Норильск-I, Талнах, Октябрьское и др.). Они тесно связаны с габбро-долеритовыми силлами трапповой формации триасового возраста (см. рис. 15). Эти интрузии имеют зональное строение: в основании они сложены оливиновыми пикритами и пикритовыми долеритами, а в кровле - кварцсодержащими долеритами. В их лежачем боку располагаются горизонты сплошных медно-никелевых (с платиной) руд, над которыми развиты вкрапленные руды того же состава (см. рис. 16). Размещение месторождений контролируется вулcano-тектоническими структурами - разломами, пересекающими пологие антиклинали и мульды пермо-триасовых отложений. Рудолокализующими оказались крупные субгоризонтальные плоскости отслоения и зоны срыва, оперяющие крупные региональные сбросо-сдвиги. Минеральный состав норильских руд довольно постоянен. Главные минералы - никеленосный пирротин, пентландит и халькопирит, второстепенные - платина и платиноиды (палладий и спериллит), борнит, кубанит (см. рис. 17). Кобальт в основном находится в изоморфной примеси в пирротине и пентландите. Кроме того, в рудах содержатся золото, серебро и селен.

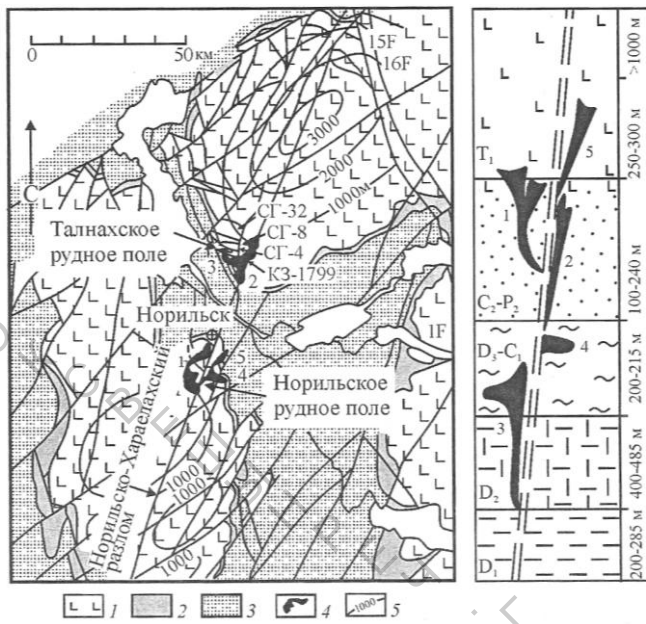


Рис. 15. Геологическая карта Норильского рудного района и уровни локализации рудоносных интрузий в стратиграфическом разрезе (по А.П.Лихачеву, 2006). 1 - платобазальты; 2 - осадочные породы тунгусской серии C2-P2; 3 - осадочные породы Pt3-C1; 4 - рудоносные интрузии и месторождения (цифры на схеме: 1 - Норильск I, 2 - Талнахская, 3 - Хараелахская, 4 - Черногорская, 5 - Норильск II); 5 - изопохиты, в м.

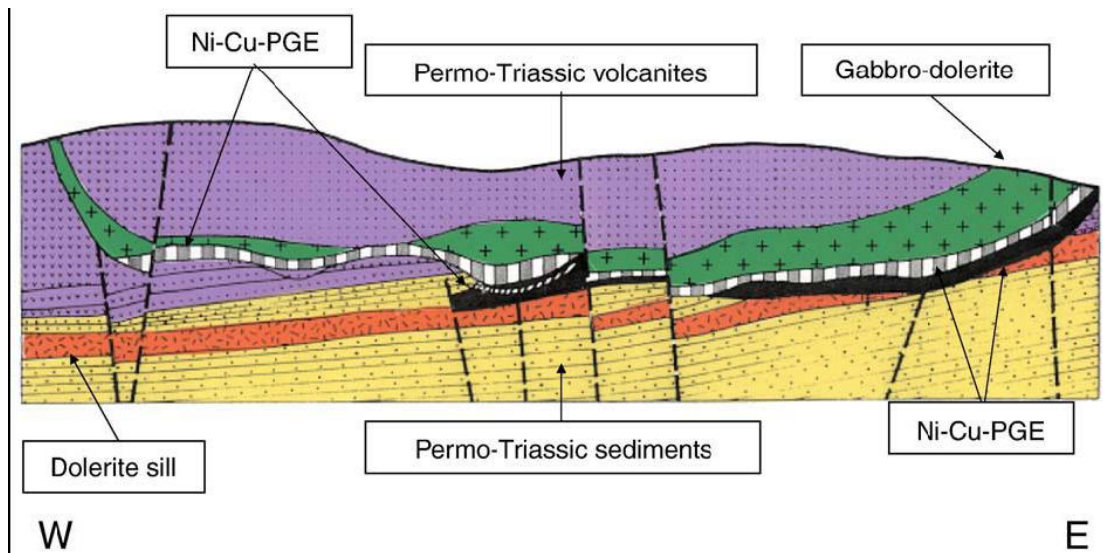


Рис. 16. Геологический разрез типового месторождения медно-никелевых платиноносных руд Норильско-Талнахского района (по Глазковской и др.)

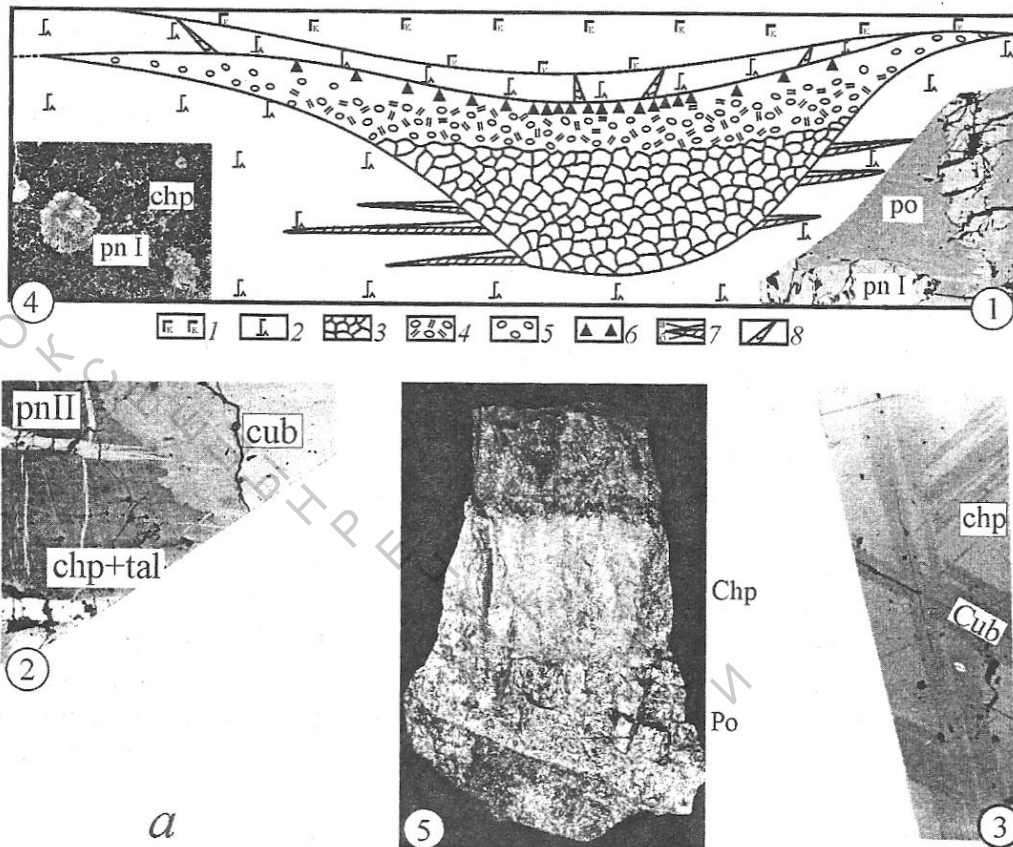


Рис. 17. Схематизированный разрез рудной залежи и типы руд месторождения Норильск I (по А.П.Лихачеву, 2006). 1 - контактовый габбро-долерит интрузии Норильск I; 2 - базальтовый порфирит; 3 - пирротин-пентландитовая ассоциация; 4 - пентландит-кубанит-халькопирит-талнахитовая ассоциация; 5 - пентландит-халькопиритовая ассоциация; 6 - магнетитовая минерализация; 7 - сульфидные ответвления от пирротиновой зоны, дифференцированные на существенно халькопиритовую (а) и существенно пирротиновую (б) части (см. вставку 5); 8 - ответвления пироксен-полевошпатового состава (в кровле залежи). Цифры в кружках: вставка 1 - пентландит-пирротиновая ассоциация,  $\times 45$ ; вставка 2 - пентландит-кубанит-халькопирит-талнахитовая ассоциация,  $\times 150$ ; вставка 3 - кубанит-халькопиритовая ассоциация,  $\times 350$ ; вставка 4 - пентландит-халькопиритовая ассоциация, уменьшено в 1,5 раза; вставка 5 - фрагмент ответвления от сульфидной залежи, дифференцированный на нижнюю пирротиновую и верхнюю халькопиритовую части, в натуральную величину.

Главные признаки магматических ликвационных месторождений:

- 1) Тесная пространственная связь рудных залежей с породами основного и ультраосновного состава дифференцированных интрузий;
- 2) Тяготение рудных залежей к придонным частям интрузий;
- 3) Слабые околорудные изменения пород, незначительные первичные геохимические ореолы (не всегда);
- 4) Относительно простой и выдержанный минеральный состав;
- 5) Наличие расслоенных каплевидных сульфидных вкрапленников ("капель");
- 6) Характерная сидеронитовая структура руд и отсутствие замещения ранних силикатов сульфидами.

Месторождения, рудные минералы которых образовались на ранней стадии кристаллизации магмы и концентрировались еще до полного застывания интрузии, считаются также раннемагматическими. Типы таких месторождений:

- 1) хромитоносные (с платиноидами) интрузии основного-ультраосновного состава в пределах древних кратонов и платформ;
- 2) хромитоносные и платиноносные альпинотипные тела ультраосновного состава в пределах складчатых поясов;
- 3) алмазонасные тела взрывных магматических брекчий ультраосновного состава (кимберлитов и лампроитов);

4) карбонатитовые и щелочно-сиенитовые комплексы с редкометальным оруденением, а также месторождениями редких земель (РЗЭ) и титана.

**Хромитовые месторождения** первого типа размещаются внутри гигантских интрузивных массивов платформенных областей с четко проявленной расслоенностью. В нижней части таких пород развиты, в основном, ультраосновные породы (дуниты, пироксениты, перидотиты и др), а в средней и верхних частях - габброиды и более кислые породы.

Рудные тела представляют собой пластообразные залежи небольшой мощности (от первых см до первых м), но значительной протяженности (до десятков км). Запасы хромитовых руд огромны (значительно больше, чем в позднемагматических месторождениях), но качество руд часто низкое.

Классическими примерами подобных месторождений служат хромитовые месторождения Бушвельдского массива (ЮАР), массива Стиллуотер (США), Великой Дайки (Зимбабве).

Оруденение Бушвельда связано с расслоенным комплексом ультраосновных и основных пород (см. рис. 18). Строение расслоенного базит-гипербазитового комплекса этого лополита (снизу вверх):

- 1) зона закалки (краевые нориты мощностью 350 м;
- 2) базальная зона переслаивания норитов с перидотитами мощностью 1500 м;
- 3) так называемая "критическая" зона норитов с прослоями пироксенитов и дунитов мощностью 100 м;
- 4) главная зона габбро-норитового состава мощностью 3500 м;
- 5) верхняя зона габбро-диоритов мощностью 2000 м.

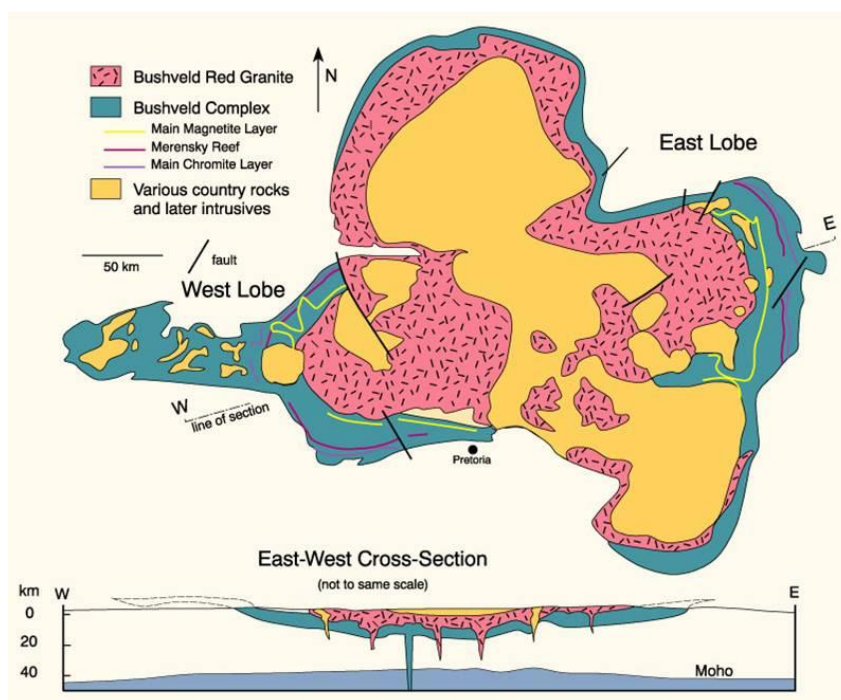


Рис. 18. Комплекс Бушвельд  
(<http://ises.iem.ac.ru/presentation2007/lym/lection6.htm>)

Собственно руды залегают в так называемой "критической" зоне норитов с прослоями дунитов и пироксенитов. Здесь располагаются: а) горизонты дунитов с хромшпинелидами, местами платиноносными; б) горизонты анортозитов с титаномагнетитом; в) горизонты норитов с платиноносными сульфидами.

Запасы одного пласта Стилпоорт Бушвельдского массива мощностью 1,1 - 1,2 м и протяженностью до 72 км равны 0.5 млрд т. Богатые хромитовые руды содержат 44 %  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ , 16 %  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , 25 %  $\text{FeO}$ , 11 %  $\text{MgO}$  и не требуют обогащения. Основным рудным минералом этих руд (до 97 %) является хромит  $(\text{Mg}^{2+}, \text{Fe}^{2+})(\text{Al}^{3+}, \text{Cr}^{3+}, \text{Fe}^{3+})_2\text{O}_4$ . Совместно

с ним встречаются пироксены (ромбический и моноклинный), плагиоклаз и оливин. Последний приурочен к низам "Критической зоны". Образование богатых хромитовых слоев в составе "критической зоны" трактуется по-разному. Согласно наиболее популярной концепции, возникновение слоев хромитовых руд обусловлено процессом кристаллизационной дифференциации и разной скоростью осаждения выделившихся минералов, зависящей от размеров зерен и плотности. Согласно второй - массовое выпадение хромита обусловлено возрастанием содержания воды в расплаве.

**Хромитовые месторождения** второго типа характерны для массивов дунит-перидотитовой формации в составе офиолитовых комплексов складчатых поясов. Примеры - Кемпирсайское, Сарановское (Урал), Гулеман (Турция) и др. Хромитоносные массивы залегают среди сложнодислоцированных кремнисто-терригенных и вулканогенных толщ офиолитовой формации и представлены линзовидными и пластинообразными телами, залегающими в основании шарьяжей. Как правило, они частично или полностью серпентинизированы. В крупных массивах преобладают перидотиты, среди которых находятся полосовидные и линзовидные участки, а также "блоки" дунитов (см. рис. 19). Пироксениты, габбро и долериты представлены обычно дайками. Оруденение гнездово-прожилкового, вкрапленного и реже массивного типа (хромититы) локализуется среди серпентинизированных дунитов либо в переходной зоне между дунитами и гарцбургитами.

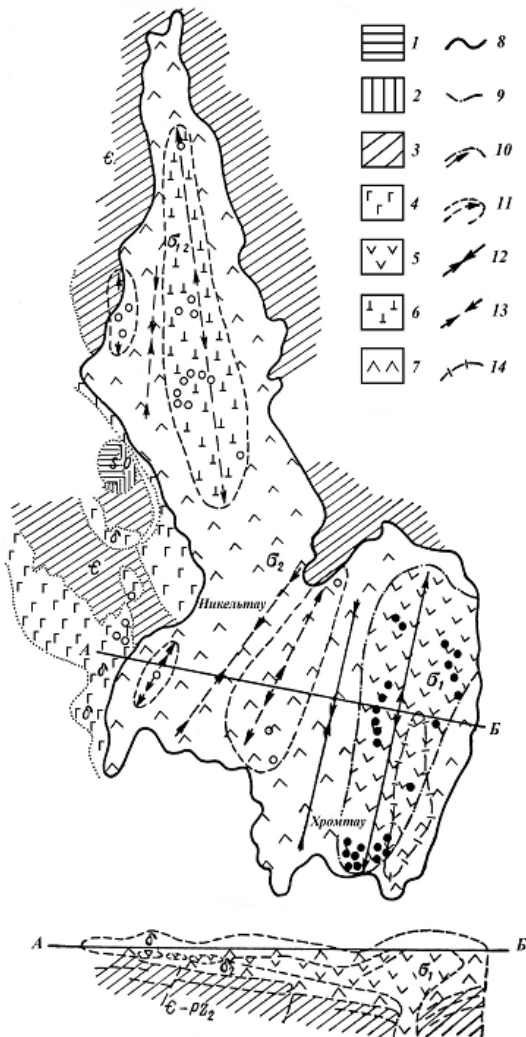


Рис. 19. Кемпирсайский ультраосновной массив и месторождения хромитов. 1 - 3 - вмещающие автохтонные породы; 4 - диабазы и габбро; 5 - дуниты и месторождения хромитов (черные кружки); 6 - перидотиты и дуниты; 7 - перидотиты (гарцбургиты).

Рудные минералы - разнообразные хромшпинелиды (феррихромиты, хромиты, магнохромиты) с общей формулой  $(Mg^{2+}, Fe^{2+})(Al^{3+}, Cr^{3+}, Fe^{3+})_2O_4$ .

Для руд характерны массивные, нодулярные ("леопардовые", "рябчиковые"), полосчатые, пятнистые, брекчиевые и вкрапленные текстуры и мелко- и среднезернистые структуры. Запасы для крупных месторождений - сотни миллионов тонн. Для металлургии требуются руды с содержанием  $Cr_2O_3$  более 45 % и соотношением  $Cr_2O_3/FeO$  больше 2.5. В химической промышленности используются более бедные руды (35-40 %  $Cr_2O_3$ ).

Считается, что генезис этих месторождений должен быть магматическим (причина их появления - кристаллизационная дифференциация ультраосновной магмы). Однако отсутствие горячих контактов ультраосновных массивов с вмещающими породами, участие этих массивов в шарьяжной тектонике заставляют предположить аллохтонное происхождение таких тел в разрезах земной коры складчатых поясов (таких, как Альпы, Балканы, Тавр в Малой Азии, Урал и др.). Современные данные о строении океанической коры, о появлении в верхней части ее разреза тел серпентинитов и серпентинизированных перидотитов, свидетельствуют о том, что они еще на ранних стадиях формирования зрелой коры океанического типа были срезаны с кровлевой части верхней мантии и выдвинуты по системе взбросов и надвигов. Таким образом, эти массивы (их называли раньше "альпинотипными") скорее всего представляют собой тектонические отторженцы верхней мантии, их вещество не испытало плавления и осталось кристаллическим. Их породы еще до отделения от мантии испытали свои преобразования, в общем метасоматического характера, под влиянием летучих подвижных компонентов, поток которых поднимался из астеносферы. Можно предположить, что в ходе этих преобразований создавались дунитовые "ядра" с сегрегациями хромшпинелидов в виде кристаллов - "капель" и кристаллов - овоидов в оливиновом матриксе. И следовательно, есть основания полагать, что рассмотренные месторождения платиноносных хромитов могут иметь "домагматическое" мантийное происхождение.

**Алмазные месторождения в кимберлитах.** К ним относят месторождения алмазов, обычно связанные с проявлениями ультраосновного кимберлитового магматизма и залегающие в так называемых трубках взрыва (см. рис. 20). Кимберлит - это порода с брекчиевой текстурой и порфировой структурой. Обычно эта брекчия состоит из обломков двух групп пород: 1) фрагменты пород осадочного чехла и кристаллического фундамента платформы (гнейсы, кристаллические сланцы, известняки и др.); и 2) обломки глубинных пород (эклогиты, гранатовые перидотиты и др.).

Минеральный состав кимберлитов также разнообразен:

- 1) протоматические минералы (алмаз, оливин I, хромистый пироп (лиловый и оранжево-красный), хромдиопсид, пикроильменит, флогопит I);
- 2) минералы кимберлитового расплава (поликристаллический алмаз (баллас, карбонадо), оливин II, флогопит II, перовскит, апатит, магнетит и диопсид);
- 3) постмагматические минералы (серпентин, кальцит, магнетит, хлорит, барит, сульфиды);
- 4) минералы ксенолитов немагматического генезиса (обломков пород чехла и фундамента).

Основная масса, обволакивающая ксенолиты и ксенокристаллы, состоит главным образом из серпентина и карбонатов, а также мелких фрагментов вышеперечисленных фаз. Распределение алмазов в кимберлитах крайне неравномерно. Содержание их в промышленных трубках составляет 0.17-0.34 карата на тонну породы. С глубиной содержание алмазов падает. Алмазы содержат около 2-3 % трубок.

Структурно-тектоническая позиция. Проявления кимберлитов и лампроитов известны только на древних платформах и щитах. В настоящее время алмазоносные трубки обнаружены на всех континентах. На территории России известны две крупных алмазоносных провинции – Якутская и Архангельская.

Формы тел: трубки (некки), дайки, круто уходящие на глубину, межпластовые силлы. Форма трубок обычно изометричная, иногда - вытянутая согласно направлению разрывных нарушений. Диаметр - от 20 до 1000 м (самая крупная - 1.5·1.0 км). С глубиной диаметр резко уменьшается (трубка Кимберли, ЮАР), на поверхности имеющая размер 200·400 м, на глубине 1073 м перешла в дайку мощностью 13 м). Как правило, серии трубок группируются цепочками вдоль глубинных разломов.

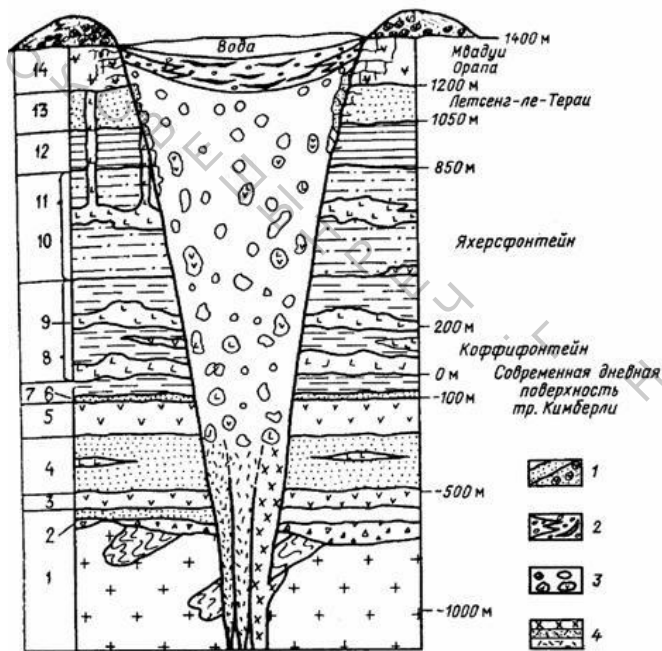


Рис. 20. Модель кимберлитовой трубки (по Дж. Хоторну): 1 - выброшенный туфовый материал; 2 - разнозернистые осадки кратерного озера; 3 - агломеративный туф; 4 - разновидности интрузивных брекчий; I - первичная система (древние гранитогнейсы и сланцы); 2-5-система Вентерсдорп: 2-конгломераты р. Вааль, 3 - кварцевые порфиры, 4 - кварциты, 5 - андезитовые лавы; 6-14-система Карру: 6 - сланцы и тиллиты Двайка, 7, 9, 10 - долериты Карру, 1 - сланцы Эка, 11-свита Босфорт, 12 - красные слои, 13 - пещерный песчаник, 14 - лавы Стормберг (<http://niigigep.narod.ru/predl.html>)

Возраст кимберлитов различный - от палеозойского до кайнозойского.

Согласно наиболее распространенной точки зрения, алмазы кимберлитов и лампроитов кристаллизовались в статической обстановке на глубине примерно 150-200 км при температуре около 1200 °С и давлении не менее 45 ГПа. Их материнскими породами служат гипербазиты (хром-пироповые дуниты, гарцбургиты и лерцолиты) и базиты (гранатовые пироксениты и эклогиты) (1). Подъем кимберлитовой магмы происходил в обстановке растяжения земной коры (тектономагматическая активизация предрифтовой стадии). Расплав характеризовался высоким содержанием флюидной фазы. В близповерхностных условиях (на глубине около 1- 2 км) происходил взрыв, обусловленный отделением летучих компонентов, и формировалась диатрема (трубка, ниже - дайка). В процессе близповерхностной кристаллизации кимберлита происходит формирование мелкозернистого агрегата, слагающего основную массу породы (II). Затем, благодаря мощному флюидному потоку, идущему из недр по образовавшемуся каналу, происходит аутометаморфизм и образование постмагматических минералов (III). Таким образом, кимберлитовая магма служит лишь "транспортёром" для выноса алмазов на поверхность.

**Алмазные месторождения в лампроитах.** Лампроиты - породы, состоящие из щелочных полевых шпатов, биотита, лейцита, шел. амфмболов, пироксенов, оливина и др. Кроме химического состава (повышенные содержания Ti, K, P и др.), лампроиты практически не отличаются от кимберлитов. Лампроитовая магма, как и кимберлитовая,



служит транспортером алмазов, источником которых являются все те же породы верхней мантии (перидотиты и эклогиты)

Алмазоносные лампроиты обнаружены в 70-х гг. в западной Австралии (провинция Восточного Кимберли). Богатая алмазами трубка Аргайл прорывает протерозойские толщи песчаников и сланцев. Возраст - около 1200 млн лет. Содержания - до 5-7 карат/тонну. На полуострове Таймыр обнаружено 35 лампроитовых даек и 9 трубок взрыва. Найдено несколько алмазов.

Ударно-метаморфогенный тип. Падение крупных метеоритов вызывает мгновенный подъем температуры и давления до условий, необходимых для синтеза алмаза. Образуются мелкие кристаллики (десятые-сотые доли мм в поперечнике). Попигайская, Карская астроблемы, Аризонский метеоритный кратер.

Динамо-метаморфогенный тип. Единственное месторождение алмазов такого типа обнаружено в Кокчетавском массиве (Казахстан). Высокое давление создано благодаря столкновению двух континентальных плит (сутурная зона). Алмазы мелкие (до первых десятых долей мм), находятся в гнейсах и других метаморфитах.

На Урале (Красновишерский и другие районы) обнаружены сильно измененные трубкообразные тела. Первоначальный состав пород практически не восстановим из-за сильнейшего замещения глинистыми минералами.

**Месторождения редких металлов** связаны с щелочным магматизмом этапа тектоно-магматической активизации платформ. Ловозерское месторождение - один из типичных представителей этой группы. Приурочено к одноименному массиву щелочных сиенитов герцинского возраста, имеющему форму опрокинутого плоского конуса. В его строении выделяются четыре последовательных комплекса:

- 1) эвдиалитовые луювриты (верхняя часть массива), мощность - 150-500 м;
- 2) дифференцированный комплекс щелочных пород основания мощностью свыше 100 м;
- 3) мелкие штоки пойкилитовых сиенитов (рвут комплексы 1 и 2);
- 4) жилы щелочных пегматитов, дайки мончикитов и шонкинитов (редко).

Оруденение приурочено к той части дифференцированного комплекса, где наблюдается многократное чередование трехчленных пачек фойаит-уртит-люувритов. Оруденение комплексное - в руде присутствуют минералы редких земель, титана, ниобия, циркония. Главный рудный минерал представлен лопаритом. Лопарит -  $(\text{Ce}, \text{Na}, \text{Ca})(\text{Ti}, \text{Nb}) \text{O}_3$  - минерал группы перовскита. Лопаритовые руды приурочены к уртитам. Содержание двуокиси титана в руде - 1-3 %.

### ПОЗДНЕМАГМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Позднемагматическими называются месторождения, образовавшиеся при обогащении рудным веществом остаточных расплавов и их кристаллизации на поздних стадиях застывания интрузии. Задерживающим фактором могло служить накопление летучих в расплаве. Для этих месторождений характерны следующие общие признаки:

- 1) характер рудных тел часто эпигенетический (секущие жилы, линзы, трубки)
- 2) ксеноморфный облик рудных минералов, цементирующих ранние породообразующие силикаты и формирующих сидеронитовую текстуру руды

По строению и составу интрузивов позднемагматические месторождения сходны с раннемагматическими. Главное различие - накопление ценных минералов в заключительную стадию застывания массива. Поэтому рудные тела имеют отчетливо

наложенный характер на материнские магматические породы. Генетически позднемагматические месторождения связаны с двумя формациями материнских пород.

1. Месторождения титаномагнетита, ассоциированные с габбро-пироксенит-дунитовой формацией складчатых поясов и с габбро-анортозитовой формации в зонах тектоно-магматической активизации древних платформ.
2. Месторождения, связанные с формацией щелочных пород (в зонах тектоно-магматической активизации древних платформ):
  - а) апатит-нефелиновые,
  - б) апатит-магнетитовые,
  - в) платиноидов.

### **Титаномагнетитовые месторождения**

Их образование связано с внедрением дифференцированных интрузий габбро-пироксенит-дунитового состава, на этапе тектоно-магматической активизации древних платформ. Наблюдаются два случая:

- 1) месторождения в анортозитах и габбро-анортозитах (Коростенская группа, Украина; Тегавус, США, и др.). С ними связаны разнообразные по составу руды - от мономинеральных ильменитовых до магнетит-ильменитовых и магнетит-гематитовых.
- 2) габбро-норитовые массивы (Качканарское, Урал; Мало-Тагульское, Восточный Саян), с ними связаны жилы, линзы, гнезда, шпиры и ленты титаномагнетитовых руд.

Текстура руд вкрапленная, пятнистая, полосчатая, массивная. Структура - сидеронитовая. Главные рудные минералы - титаномагнетит (смесь ильменита и магнетита), ильменит и рутил. Наблюдается распад титаномагнетита на ильменит и магнетит.

Выделены два периода интенсивного формирования месторождений этого типа: протерозойский (на всех континентах) и палеозойский (Скандинавия, Урал)

Известны очень крупные месторождения с запасами руды в несколько миллиардов тонн. Руды комплексные, обычно требуют обогащения. Содержание оксидов: железа - от 10 до 53 %, титана - от 2-4 до 20 %, ванадия - от 0.1 до 0.5 %.

### **Апатитовые месторождения**

Связаны с щелочным магматизмом этапа тектоно-магматической активизации платформ. Наиболее крупным месторождением данной группы является уникальный Хибинский щелочной массив герцинского возраста на Кольском п-ове (см. рис. 21). Форма массива - лополитообразная. Рудные тела линзообразной формы прерывистым кольцом залегают между нефелиновыми сиенитами-рисчорритами (сверху) и ийолит-уртитами - снизу. Рудные линзы (крупнейшая - Кукисвумчорр) имеют зональное строение (см. рис. 22). В их нижней части развиты сетчатые руды, в центральной - полосчатые, в верхней - пятнистые и брекчиевидные. Кроме апатита, слагающего 25-75 % объема рудной массы, в составе руды присутствуют: нефелин, эгирин, амфибол (щелочной), сфен, титаномагнетит, полевой шпат (щелочной), эвдиалит и др. Наличие явлений брекчирования и прожилкования (сетчатые и брекчиевые руды) указывает на позднемагматический характер образования апатитовых руд. Очевидно, что богатый фосфором остаточный расплав внедрился между Ne-сиенитами и ийолит-уртитами по конической поверхности отслоения.

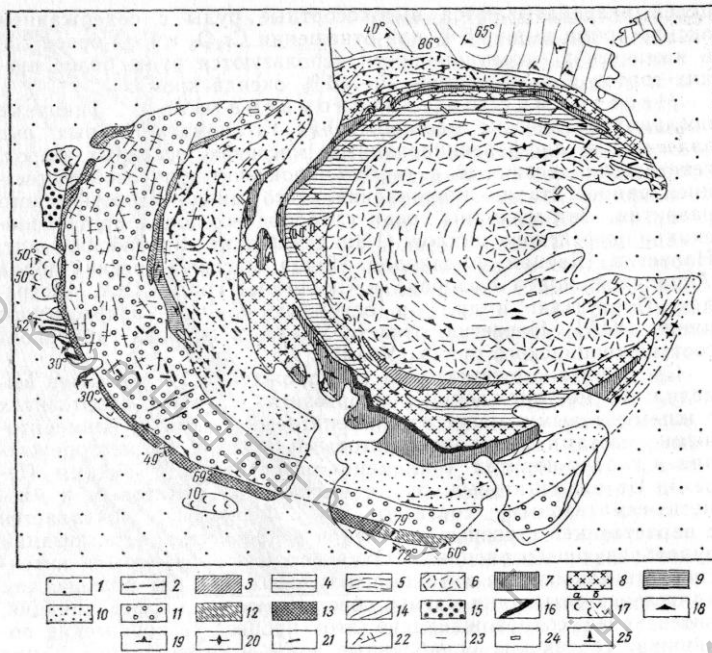


Рис. 21. Геологическое строение Хибинского щелочного массива (по Н.А.Елисееву и др.).  
 1 - четвертичные отложения; 2 - 12 - породы щелочного комплекса: 2 - поздние жильные породы; 3 - мелкозернистые слюдяные эгирин-роговообманковые сиениты; 4 - среднезернистые эгириновые нефелиновые сиениты; 5 - трахитоидные фойяиты; 6 - массивные фойяиты; 7 - ийолит-уртиты, малиниты, лувриты; 8 - пойкилитовые нефелиновые сиениты; 9 - щелочные сиенит-порфиры; 10 - трахитоидные нефелиновые сиениты; 11 - массивные нефелиновые сиениты; 12 - щелочные и нефелиновые сиениты; 13 - 17 - метаморфизованные породы и метаморфиты протерозойско-архейского возраста: 13 - роговики, 14 - гнейсы, 15 - кварцевые габбро-диабазы, 16 - метагаббро-диабазы, 17 - метабазальты, 18 - 25 - структурные элементы.

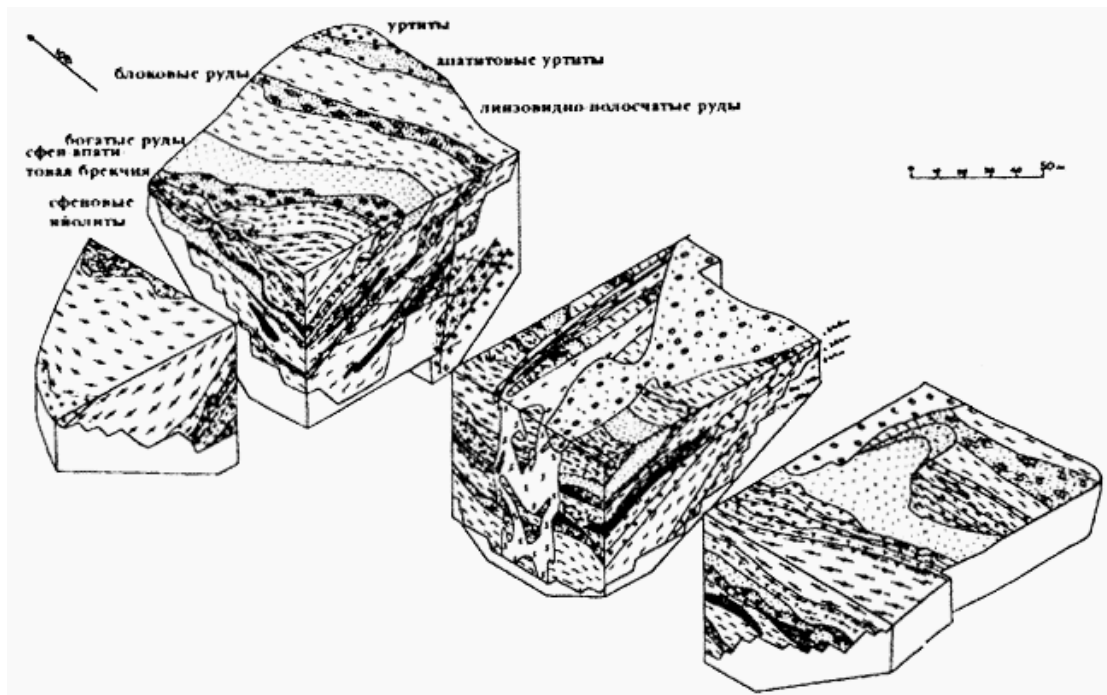


Рис. 22. Геологическое строение Кукисвумчоррского апатитового месторождения (по С.В.Синогейкину).  
<http://geo.web.ru/db/msg.html?mid=1171483&uri=img2.htm>

## Апатит-магнетитовые месторождения

Известны два типа: 1) ассоциированные с щелочными комплексами сиенитов, сформированных на этапе тектоно-магматической активизации платформ (Кирунавара, Швеция; Андирондак, США; Альгарробо, Чили, и др);

2) ассоциированные с щелочными породами - выплавками основных магм, внедрившихся в этап спрединга (Лебяжинское, Урал; Маркакульское, Алтай).

Месторождения возникали в протерозойском, каледонском, реже - герцинском этапах складчатости. Интрузии, как правило, многофазные, рудные тела проходят по контактам различных фаз щелочных пород. Так, главное рудное тело м-я Кирунавара расположено между пластовыми интрузиями кварцевых порфиров в висячем боку и сиенитовых порфиров - в лежащем боку (см. рис.23).

Морфология рудных тел - жилообразные тела и линзы.

Минеральный состав руд. Главные - магнетит и апатит (до фторапатита); второстепенные - гематит, пироксен (диопсид), амфибол, турмалин, циркон, биотит, кварц, карбонат, изредка - сульфиды. Апатит рассеян по руде, иногда образует прослои.

Содержание FeO - до 52 %, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> - 0.1-5 %.

Предполагается, что руды возникли из остаточного, богатого летучими компонентами, расплава, внедрившегося между различными породами по протоконтактам и во вмещающие - по трещинам. Следует отметить, что существуют взгляды о вулканогенно-осадочном образовании руд месторождений Кирунавара и о скарновом генезисе Лебяжинского месторождений на Урале.

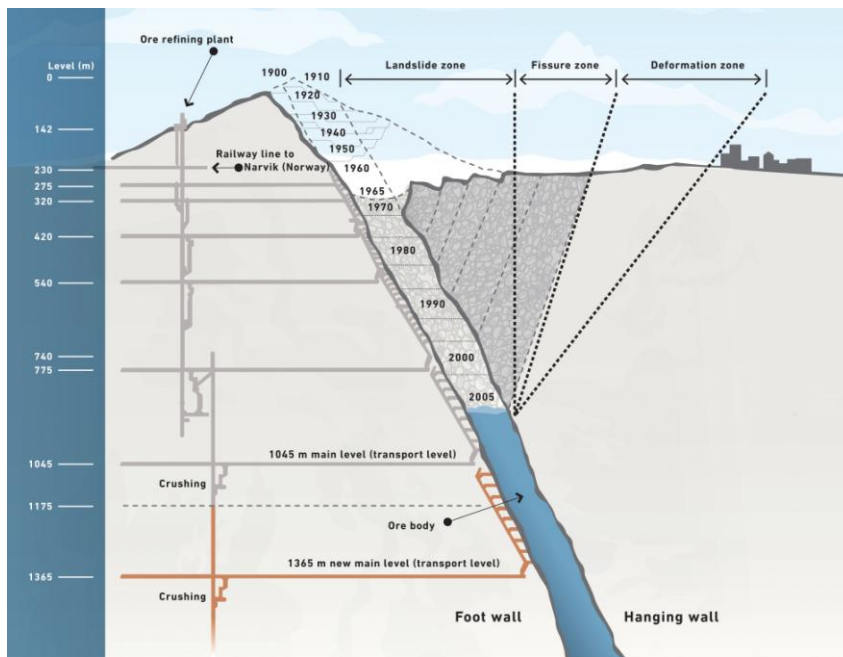


Рис. 23. Магнетитовое месторождение Кирунавара Швеция. Уровни отработки рудной залежи.

## Месторождения платины и платиноидов

В подавляющем большинстве случаев платиноиды добывают попутно из комплексных месторождений, где металлы платиновой группы образуют ценные примеси (причем, нередко в промышленных концентрациях):

а) в ликвационных месторождениях (Норильская группа; Кольский полуостров; Кингашское - В. Саян; Сёдбери - Канада, и др.);

б) в других раннемагматических месторождениях в ассоциации с хромитами (риф Меренского, Бушвельдский массив - ЮАР; Стиллуотер - США).

Риф Меренского в ЮАР разрабатывается специально на платиноиды, а золото, медь и никель извлекаются в качестве побочных продуктов. Содержание платины в рифе Меренского - 3-20 г/т, мощность рудоносной зоны - 10-200 см.

Известны также месторождения платиноидов, связанные со скоплениями хромшпинелидов в составе дунитов габбро-дунит-пироксенитовой формации. Они представлены телами с секущими границами, для руд которых характерна сидеронитовая структура, свидетельствующая о формировании рудных минералов после кристаллизации породообразующих минералов. Примером является месторождения Нижнетагильского массива на Среднем Урале. Этот массив входит в так называемый Платиноносный пояс Урала, выходы пород которого контролируются Главным Уральским разломом. Центральная часть его сложена платино- и хромитоносными дунитами, местами (по краям) серпентинизированными. Ее окаймляет полоса пироксенитов, которые сменяются зоной габбро (см. рис. 24).

Платиноиды находятся в двух формах:

- 1) в виде убогой рассеянной вкрапленности по всему полю дунитов;
- 2) в форме гнезд и трубчатых тел хромитов с повышенной концентрацией платиноидов.

Минералы платиноидов: преобладают иридиастая и железистая платина; реже встречается осмистый и платинистый иридий, лаурит, стибнопалладинит и др.

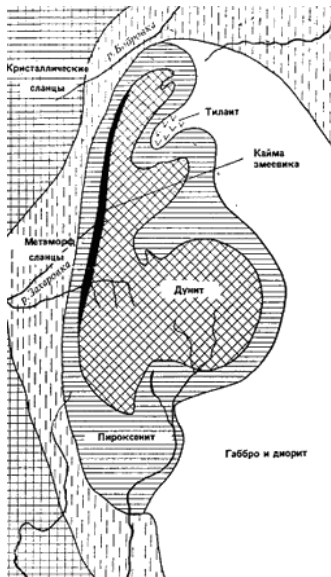


Рис. 24. Нижнетагильский массив, Ср. Урал (<http://www.alhimik.ru/read/stoik12.html>)

Другой пример - массив Кондер центрального типа (около 10-12 км в поперечнике) на Алданском щите (Хабаровский край), где находится одно из крупнейших месторождений платины и платиноидов, локализованное в дунитах центральной части массива.

### Карбонатитовые месторождения

Карбонатитами называются эндогенные скопления карбонатов: кальцита, доломита, анкерита и др, пространственно и генетически связанные со сложными интрузиями пород ультраосновного и щелочного состава. Содержание карбонатов в них - обычно более 50 %, прочие минералы представлены, главным образом, оксидами и силикатами. Термин "карбонатиты" ввел в употребление норвежский ученый В.К. Бреггер в 1921 г. при описании карбонатитового массива Фён в Норвегии. В настоящее время в

мире известно более 400 щелочно-ультраосновных массивов с карбонатитами. Среди них крупнейшими являются: Маунтин Пасс (США), Араша (Бразилия), Гулинское, Озерное (Сибирь), Ковдор (Кольский полуостров), Сокли (Финляндия) Альнё (Швеция), Палабора (Южная Африка). Идеальная схема и разрез карбонатитового штока можно видеть ниже (см. рис. 25 и 26).

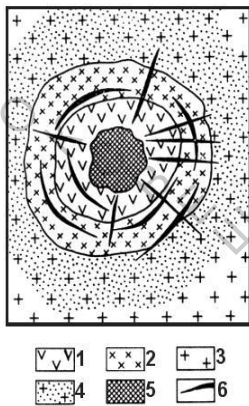


Рис. 25. Общая схема строения карбонатитового месторождения: 1 – щелочные породы; 2 – ультраосновные породы; 3 – гнейсы; 4 – фениты; 5 – шток карбонатитов; 6 – жилы карбонатитов. (Кузнецов, Ситдикова, метод. пособие, 2008).

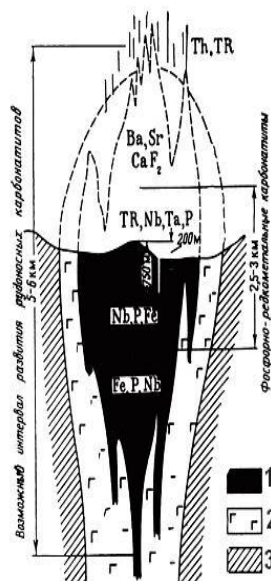


Рис. 26. Схематический вертикальный разрез рудоносного карбонатитового штока (метод. пособие О.Б.Кузнецова, Л.М.Ситдиковой, 2008)

1 – карбонатиты; 2 – ультраосновные-щелочные породы; 3 – осадочно- метаморфические породы.

Карбонатиты являются относительно новым генетическим и промышленным типом месторождений, выделенным в 50-х годах двадцатого века. Из них извлекают Ta, Nb, Zr, TR (лантан, церий, неодим и др), железные и фосфатные (апатит) руды, флогопит (вермикулит), флюорит, карбонатное сырье, а также Ti, U, Sr, Th, Pb, Zn, Mo, Cu и платиноиды, т. е. месторождения обычно являются комплексными. Бастнезит-паризит-монацитовые карбонатиты (Маунтин-Пасс, США) содержат основную долю мировых запасов редких земель (0.1 - 1 % окислов TR в руде, до 20% - в коре выветривания). Месторождения ниобия содержат иногда до нескольких миллионов тонн  $Nb_2O_5$ , содержание в руде в среднем 0.1-1 %, в коре выветривания - до 4.5 %. Запасы тантала составляют обычно несколько тысяч тонн при содержании  $Ta_2O_5$  до 0.01-0.3 %.

Важную роль играют апатит-магнетитовые карбонатитовые месторождения с форстеритом и флогопитом. Например, Ковдорское месторождение (см. рис. 27) имеет запасы в несколько сотен миллионов тонн железной руды, при содержании FeO 20-70 %, значительные запасы апатита (при содержании до 10-15 % P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, в коре выветривания - до 25 %), а также флогопита.

Формирование массивов протекало преимущественно на окраинах древних платформ (на этапе тектоно-магматической активизации) в зонах крупных глубинных разломов. Источник магматических расплавов - верхняя мантия. Рудоносные массивы формируются в течение 10-100 млн лет в два этапа - раннемагматический и позднемагматический. Первый разделяется на 3 стадии:

- 1) гипербазитовая (дуниты, перидотиты) (1350-1100 °С);
- 2) ийодит-мельтейгитовая (щелочные породы от якупирангитов до уртитов) (1100-630 °С);
- 3) нефелиновых сиенитов (750-620 °С).

Позднемагматический или собственно карбонатитовый этап разделяется на 4 стадии:

- 1) кальцитовую (сёвитовую) (630-520 °С);
- 2) магнезиокальцитовую (520-400 °С);
- 3) доломит-кальцитовую (400-300 °С);
- 4) доломит-анкеритовую (300-200 °С).

Установлена четкая последовательность минералообразования: кальцит - доломит - анкерит (Ca(Mg, Fe)[CO<sub>3</sub>]<sub>2</sub>).

Карбонатиты обычно встречаются среди сложнопостроенных интрузивных комплексов (рис. 55, 56) ультраосновного щелочного состава кольцевого, или центрального типа. Подобное кольцевое строение массивов объясняется многоэтапным внедрением расплава различного состава. Карбонатиты всегда внедряются последними.

Наиболее распространенными формами карбонатитовых тел являются штоки, кольцевые дайки и системы конических жил, падающих как к центру массива, так и от него; радиальные дайки; линейные жильные зоны, штокверки. Внедрения карбонатитов приурочены к контактам ранее внедрившихся фаз или к центральной части щелочного массива. Протяженность по вертикали - до 5-7 км.

Окружающие массив породы подвергаются метасоматическому процессу фенизации. Он проявляется в замещении исходных минералов пород альбитом, калинатровым полевым шпатом, нефелином, щелочными пироксеном и амфиболами. В эндоконтактах метасоматические изменения проявлены в виде возникновения нефелин-пироксеновых, пироксен-флогопитовых и пироксен-амфиболовых ассоциаций (по ранним магматическим породам).

Минеральный состав карбонатитов весьма разнообразен: карбонаты, щелочные пироксены (эгирин-диопсид), слюды (биотит, флогопит, тетраферрифлогопит), щелочные амфиболы, апатит, магнетит. Для карбонатов (кальцита и др) характерны повышенные содержания фтора, стронция, бария и редких земель (F, Sr, Ba, TR).

Структура преимущественно зернистая (от мелкозернистых до гигантозернистых), размер зерен минералов уменьшается от ранних этапов карбонатитообразования к поздним.

Текстура массивная, иногда полосчатая. Характерны текстуры замещения.

В вертикальном разрезе карбонатитов выделяют 4 фации глубинности:

1. Поверхностная, или вулканическая фация (0.0-0.5 км) представлена древними и современными вулканами (Олдоньо-Ленгаи, Африка). Лавы содового и кальцитового состава, температура кристаллизации около 540 °С. Полезная минерализация есть (барит, апатит и др), но запасы небольшие.
2. Субвулканическая фация (0.5-1.5 км). Месторождения этой фации приурочены к корневым частям вулканов. Представлены более чем сотней массивов Африки (Чилва, Мрима и др), с высоким (0.3-1.5, в коре выветривания - до 2 %)

содержанием  $Nb_2O_5$ . Сюда же относятся Гулинский массив и Чангит в Маймече-Котуйской провинции, флюоритовые месторождения Индии и Намибии.

3. Гипабиссальная фация (1.5-6.0 км). Широко развиты силикатные карбонатитоиды (оливиновые, мелилитовые и монтичеллитовые породы). Собственно карбонатиты слагают не более 10 % объема тел поперечником 3-4 км. Оруденение приурочено к карбонатитоидам и имеет большой вертикальный диапазон. К этой группе относятся а) апатит-магнетитовые (Ессейское, Ковдор); б) перовскит-магнетитовые (Кугдинское); в) флогопитовые (Одихинча, Ковдор); редкоземельные (Маунтин-Пасс, США). С двухкилометровой глубины развиты редкометальные, урановые и медные месторождения: г) гатчеттолитовые (У-пирохлор) и д) пирохлоровые ( $(Na, Ca, Ce)_2(Nb, Ti, Ta)_2O_6(O, OH, F)$  руды в карбонатитоидах и карбонатитах (Араша, Бразилия; Сокли, Финляндия); е) кальцититовые ( $CaZr_3TiO_9$ ) и ж) бадделеитовые ( $ZrO_2$ ) в карбонатитах (Ковдор); з) халькопиритовые (Палабора, ЮАР).

4. Абиссальная (плутоническая) фация (6.0-12.0 км) представлена пироксенитами и карбонатитами, вмещающими редкометальное оруденение (гатчеттолитовые, пирохлоровые, колумбитовые, паризит-бастнезитовые и монацитовые руды).

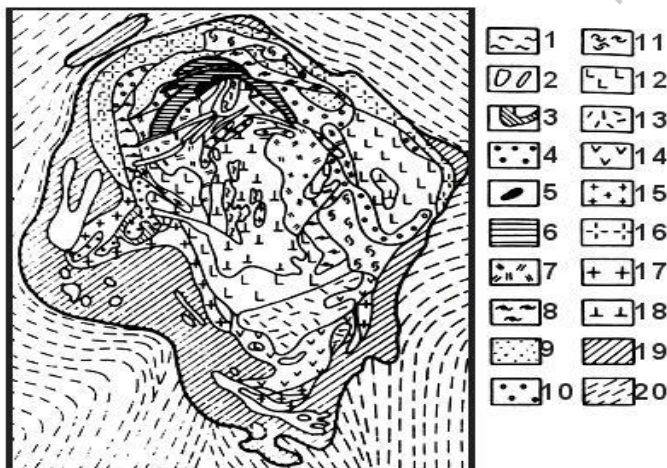


Рис. 27. Схематическая геологическая карта Ковдорского массива, по В.И. Терновому, Б.В. Афанасьеву, Б.И. Сулимову ((метод. пособие О.Б.Кузнецова, Л.М.Ситдиковой, 2008).

1 – сунгулитовые породы; 2 – карбонатиты; 3 – апатит-форстеритовые породы; 4 – магнетитовые руды; 5 и 6 – флогопит-диопсид-форстеритовые гигантозернистые (5) и средне- и крупнозернистые (6) породы; 7 – оливиниты флогопитизированные и диопсидизированные; 8 – гранатовые автоскарны; 9 – монтичеллитолиты; 10 – мелилитолиты; 11 – турьяиты; 12 – пироксениты; 13 – слюдиты и слюдяно-пироксеновые породы; 14 – нефелиновые пироксениты; 15 – полевошпатовые ийолиты и нефелиновые сиениты; 16 – ийолит-уртиты; 17 – ийолит-мельтейгиты; 18 – оливиниты; 19 – фениты; 20 – гранитогнейсы.

Физико-химические условия рудообразования. По данным геологических и экспериментальных исследований, минералообразующая среда представляла собой сложную низковязкую высококонцентрированную водную систему (200-600 г/л). Это – эндогенный рассол-расплав или "тяжелый флюид". Его главные компоненты:

- катионы: калий, натрий, кальций, стронций (K, Na, Ca, Sr);

- анионы: хлориды, фосфаты, карбонаты (Cl, PO<sub>4</sub>, CO<sub>3</sub>).

Постоянно присутствуют углеводороды: метан CH<sub>4</sub> и его производные .

Отделение расплава-рассола происходило в завершающий этап становления щелочных комплексов, при этом в карбонатитовом расплаве концентрируются компоненты, не вошедшие в состав минералов силикатных пород.

Существуют две альтернативных гипотезы о происхождении карбонатитов. Согласно первой (магматической), их возникновение связано с дифференциацией мантийных расплавов и последовательным внедрением продуктов дифференциации в



земную кору (формирование кольцевых и штокообразных комплексов). В качестве доказательства приводятся следующие факты:

- наличие ксенолитов ранее внедрившихся пород и вмещающих пород ;
- термальный метаморфизм боковых пород;
- типичные для интрузий формы тел;
- излияние карбонатитовых лав;
- полосчатость в карбонатитах как результат течения магмы.

Согласно второй (метасоматической), карбонатиты возникают в процессе метасоматического взаимодействия "тяжелого флюида" с щелочными породами путем замещения силикатов карбонатами. Необходимая для карбонатообразования углекислота поступала из ультраосновного расплава, формирующего комплекс, а кальций и другие компоненты частично заимствовались из вмещающих пород.

Аргументы в пользу метасоматического генезиса:

- интенсивное проявление метасоматоза (скарнирования и фенитизации) до образования карбонатитов;
- образование зон прожилкования и штокверков с минеральным составом, аналогичным формирующимся синхронно крупным телам карбонатитов;
- наличие в телах карбонатитов реликтов силикатных пород (карбонатизированных);
- зависимость состава темноцветных и акцессорных минералов карбонатитов от состава замещаемых силикатных пород;
- избирательный характер метасоматоза (ультраосновные породы замещаются легче сиенитов)
- метасоматическая зональность в распределении минеральных ассоциаций на контакте карбонатитов и силикатных пород.

Вероятнее всего, изначально магматические карбонатиты испытывали после внедрения и кристаллизации расплава мощные постмагматические метасоматические преобразования.

## **Пегматитовые месторождения**

Термин "пегматит" ввел в геологический язык французский ученый Гаюи в начале XIX века для обозначения письменного гранита ("пегма" в переводе с греческого языка означает "крепкая связь"). Пегматит - разноминеральная (преимущественно - крупнозернистая) порода, залегающая в форме шлиров, гнезд, жил и др. тел, главные минералы которых те же, что и материнской магматической породы. Пегматиты и связанные с ними месторождения относятся к продуктам поздних стадий кристаллизации флюидно-силикатных расплавов, насыщенных флюидными компонентами.

Выделяют два класса пегматитов – флюидно-магматогенные и флюидно-метаморфогенные. Магматогенные пегматиты представляют собой позднемагматические образования, имеющие состав, близкий родоначальной интрузии. Наибольшей пегматитоносностью обладают интрузии с повышенной кислотностью или щелочностью, полной дифференциацией и многофазностью внедрения. Среди них установлено 5 минералого-геохимических типов: гранитный, гибридный, десилицированный, щелочной и основной - ультраосновной.

1. Гранитные пегматиты, ассоциированные с интрузиями гранитоидов. Они сложены, главным образом, ортоклазом, микроклином, кварцем, альбитом, олигоклазом и биотитом. В качестве дополнительных присутствуют: мусковит, турмалин, гранаты, топаз, берилл, лепидолит (Li), сподумен (Li), флюорит, апатит, минералы редких и радиоактивных элементов и редких земель (TR). Эти пегматиты разделяют на две группы:

1) Простые недифференцированные пегматиты, сложенные главным образом микроклином и кварцем (см. рис. 28).

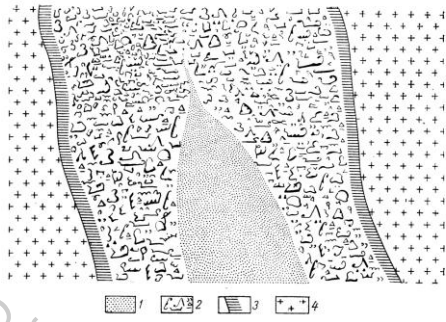


Рис. 28. Зональное строение простого пегматита (по Г.Кулешову и др.). 1 - кварцевое ядро; 2 - зона графической структуры; 3 - зона аплитовой структуры; 4 - вмещающий гранит.

2) Сложные дифференцированные пегматиты. В этой группе выделяют следующие зоны и участки минеральных скоплений - от периферии к центру (см. рис. 29):

- а) внешняя тонкозернистая мусковит-кварц-полевошпатовая оторочка;
- б) кварц-полевошпатовая масса с письменной и гранитоподобной (неяснографической) структурой;
- в) блоки крупнокристаллического микроклина;
- г) кварцевое ядро;
- д) неправильные скопления кварца, альбита, сподумена, минералов марганца и редких металлов на границе зон "в" и "г".

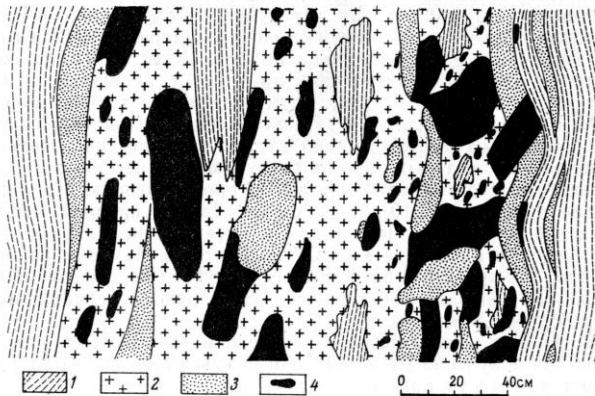


Рис. 29. Зональное строение перекристаллизованного пегматита Слюдяногорского месторождения (по Г.Кулешову и др.). 1 - гнейсы; 2 - кварц-микроклиновый блоковый (среднекристаллический) пегматит; 3 - кварц; 4 - мусковит.

Вслед за К.А.Власовым выделяют текстурно-парагенетические типы гранитных пегматитов (см. рис. 30):

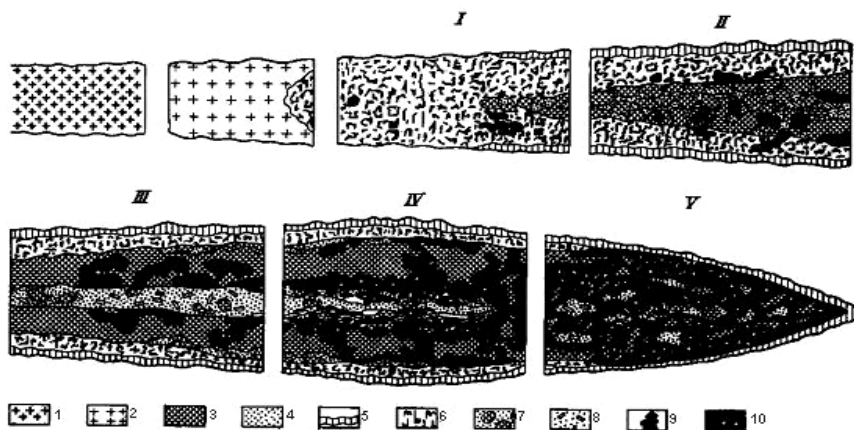


Рис. 30. Схема текстурно-парагенетических типов пегматитов (по К.А. Власову).

I – равномернoзернистый или письменный, II – блоковый, III – полиодифференцированный, IV – редкометалльного замещения, V – альбит-сподуменовый типы;  
 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 микроклиновая зона; 9 – кварц-сподумовая зона; 10 – комплексы и зоны замещения; альбит, кварц, мусковит, реликты микроклина, редкометалльные минералы (лепидолит, берилл, часто цезиевый, тантало-ниобаты, полихромный турмалин, сподумен и др.).

С увеличением дифференцированности расплава возрастает количество скоплений с рудными элементами, укрупняются минералы, расширяется их число, сокращаются размеры зоны графической и гранитоподобной структуры; около пегматитовых тел образуются ореолы метасоматоза по восстанию до 50 м и до 10 м - по мощности. В этих ореолах выделяют две зоны: внутреннюю, представленную окварцеванием и микроклинизацией пород, и внешнюю, характеризующуюся новообразованиями хлорита, амфибола и цеолитов. В геохимических ореолах фиксируются аномальные концентрации бария (Ba), рубидия (Rb), лития (Li) и бериллия (Be).

Внутренние зоны мощных пегматитовых жил и тел затем подвергаются метасоматозу и там образуются минеральные комплексы замещения с редкометалльной минерализацией. Такие пегматиты называют метасоматически замещенными (см. рис. 31).

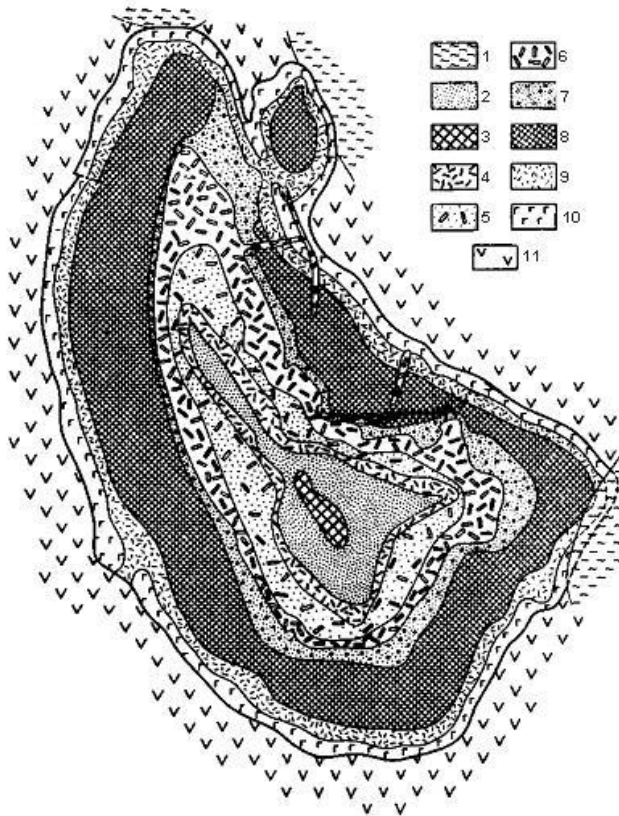


Рис. 31. Сечение метасоматически замещенного пегматита (по Н. Солодову).

1 – наносы; 2–10 – зоны: 2 – блокового кварца, 3 – крупноблокового микроклина, 4 – мелкопластинчатого альбита; 5 – кварц-сподумовая; 6 – клевеландит-сподумовая (по внешней периферии этой зоны располагается маломощная зона сахаровидного альбита, не показанная на чертеже из-за его мелкомасштабности), 7 – кварц-мусковитовых гнезд, 8 – крупноблокового микроклина, 9 – гнезд мелкозернистого альбита, 10 – графическая кварц-микроклиновая (местами сильно альбитизированная); 11 – вмещающие породы.

2. Гибридные пегматиты образуются при ассимиляции гранитной магмой различных пород. При этом происходит обогащение расплава элементами из захваченной породы и возникают дополнительные минералы соответствующего состава. Так, при переработке вулканитов основного состава отмечается увеличение содержания роговой

обманки, кальциевых пироксенов, титанита, скаполита и других обогащенных кальцием, магнием и железом минералов.

3. Десилицированные пегматиты формируются при воздействии гранитного расплава на ультраосновные и карбонатные породы. В результате образуются плагиоклазиты (от альбититов до анортозитов), в слюдитах по серпентинитам формируются пегматиты с кристаллами изумруда. При пересыщении расплава глиноземом возникают корундовые плагиоклазиты.

4. Щелочные пегматиты встречаются в щелочных магматических комплексах. Для них характерны: микроклин, ортоклаз, нефелин, щелочные пироксен (эгирин) и амфиболы, содалит, натролит. В качестве примесей отмечаются апатит, анальцит, минералы циркония, тантала, ниобия и редких земель.

5. Пегматиты основных и ультраосновных магм состоят из основного плагиоклаза, пироксена или амфибола (габбро-пегматиты), из бронзита, плагиоклаза (анортит-битовнита или лабрадор-андезина), оливина, амфибола, биотита. В небольших количествах отмечаются: апатит, гранат, сфен, циркон, титаномагнетит, сульфиды.

Минеральный состав соответствует материнским интрузивным телам (для магматогенных пегматитов), отличаясь значительно большим минеральным разнообразием.

Структуры: характерна графическая структура; крупно- и гигантозернистая структура.

Структурно-тектоническая позиция. Пегматитовые месторождения широко распространены как на древних кристаллических щитах, так и в складчатых областях.

Геолого-структурная позиция пегматитов. Магматогенные пегматиты залегают вблизи кровель интрузий и удалены от нее внутрь и наружу на расстояние до 2-3 км. Характерно поясное (цепочечное) распространение пегматитоносных интрузий. Образование пегматитовых тел осуществляется путем заполнения возникающих полостей. Поэтому тектонический фактор играет весьма существенную роль в размещении пегматитовых тел, определяя их морфологию и условия локализации.

Кроме того, выделяют еще метаморфогенные пегматиты, которые формировались на регрессивных стадиях высоких фаций регионального метаморфизма и не связаны с магматическими комплексами. Они создавались в пределах гранитогнейсовых блоков древних платформ и контролировались разрывными структурами областей тектономагматической активизации. В их составе присутствуют типоморфные метаморфические минералы - кианит, силлиманит, андалузит, ставролит, гранаты и др.

Считается, что пегматиты формировались в интервале глубин от 1.5 до 5 - 7 км, что соответствует литостатическому давлению 300-800 атм., при температурах 600-200 °С, что подтверждается экспериментами в лабораториях, а также данными геобарометрии газовой-жидких микровключений в минералах пегматитов. О генезисе пегматитов существуют разные представления и гипотезы (Ферсман А.Е., Заварицкий А.Н., Маракушев А.А. и др.), в рассмотрение которых мы здесь не входим.

**Типы пегматитовых месторождений.** Их разделение осуществляется по ведущему типу полезного компонента.

1) Керамические пегматиты. Сюда относятся магматогенные и метаморфогенные простые и перекристаллизованные пегматиты, сложенные К-Na-полевыми шпатами и кварцем. Структура письменная, гранитоидная и гигантозернистая. Соотношение кварца и полевых шпатов в промышленных сортах сырья составляет 1/3. Примером могут быть пегматиты Карелии (изучавшиеся, в частности, геологами Саратовского университета под руководством Л.Л.Гродницкого);

2) Мусковитовые пегматиты. Представлены магматогенными и метаморфогенными (кианит-силлиманитовая фация метаморфизма) перекристаллизованными пегматитами. Запасы крупных месторождений достигают нескольких тысяч тонн. Наиболее значительные провинции мусковитовых пегматитов располагаются в Карелии, на Алданском докембрийском щите, в Забайкалье, а также в Индии и Бразилии.

3) Редкометалльные пегматиты. Представлены магматогенными и метаморфогенными метасоматически замещенными пегматитами. Магматогенные формируют месторождения тантала и ниобия, небольшие месторождения олова, вольфрама, урана, тория, редких земель. Метаморфогенные (андалузит-силлиманитовая фация) образуют тантал-ниобиевые и редкоземельные месторождения. Этот класс месторождений широко развит в фундаментах всех древних платформ и в фанерозойских складчатых поясах, а также в областях тектономагматической активизации (в России - Урал, Карелия, Сибирь и др.; Бразилия; Австралия).

4) Месторождения цветных камней связаны с магматогенными и метасоматически замещенными пегматитами. Здесь особенно важны гранитные пегматиты. Им свойственны крупные (до 200 м<sup>3</sup>) открытые полости с друзами кристаллического сырья. Из этих месторождений добывают значительную часть горного хрусталя, оптического флюорита, топаза, аквамарина, граната, аметиста и других драгоценных камней (Волынь, Украина; Урал, Забайкалье, Россия; Бразилия, Южная Африка, Австралия и др.). Часто коренные месторождения служат источником образования крупных россыпей цветных камней (прибрежно-морские россыпи Индии, Мадагаскара и Австралии).

### **Контрольные вопросы**

1. Что является признаками магматических месторождений?
2. Что такое ликвидационные магматические месторождения?
3. Приведите примеры раннемагматических месторождений.
4. Чем богаты рудные районы Сёдбери и Норильска?
5. Назовите рудные минералы магматических месторождений
6. Что такое кимберлиты и каково их строение? Что в них ценного?
7. Что такое пегматиты и чем они богаты?
8. Приведите примеры позднемагматических месторождений.

## **ПОСТМАГМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

### **Скарновые месторождения**

Скарнами обычно называют породы известково-силикатного состава, образовавшиеся метасоматическим путем чаще всего (но не всегда) в приконтактной области интрузивов среди карбонатных, реже - силикатных пород. Выделяют экзоскарны, располагающиеся за пределами интрузий, и эндоскарны, находящиеся внутри интрузий. *Эндоскарны* образуются после застывания интрузии, *экзоскарны* - главным образом, до ее застывания.

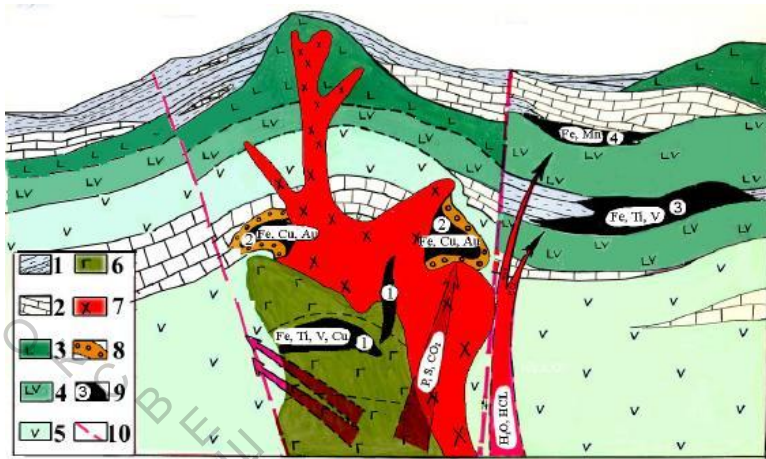


Рис. 32. Идеализированная схема размещения скарновых магнетитовых месторождений в вулканоплутонической структуре. 1 – терригенно-карбонатные отложения; 2 – известняки; 3-5 – породы вулканической серии: 3 – эффузивы и их туфы, преимущественно базальтового состава, 4 – то же андезитобазальтового состава, 5 – то же андезитового состава; 6-7 – интрузивный комплекс, комагматичный вулканитам: 6 – габбро, габбро-диориты, 7 – диориты, кварцсодержащие диориты, диорит-порфириты; 8 – пироксен-гранатовые скарны; 9 – магнетитовые месторождения и их подтипы (цифры в кружочках): 1 – магнетитовые позднемагматические, 2 – собственно скарновые, 3 – скаполитовые, 4 – гидросиликатные; 10 – разрывные нарушения (<http://www.uran.ru/structure/institutions/igg/Publications/Prokin/stat41.htm>)

Форма скарновых тел весьма разнообразна: пласты, линзы, штоки, трубы, жилы, гнезда, сложные комбинированные залежи. Размеры рудных тел скарновых месторождений: обычно - до 200-500 м по протяженности и мощностью 10-60 м; наиболее крупные - до 1.5-2.5 км при мощности до 200 м.

По составу исходных пород скарны разделяются на три типа: известковые, магнезиальные и силикатные. Известковые скарны образуются по известнякам и наиболее распространены в природе. Основные минералы: гранаты рядаgrossуляр-андрадит и пироксены ряда диопсид-геденбергит. Второстепенные минералы: везувиан, волластонит, скаполит, амфиболы и эпидот.

Магнезиальные скарны более редки (пример - месторождение Слюдянка на южном берегу оз. Байкал). Они возникают при замещении доломитов и состоят из диопсида, форстерита, шпинели, флогопита, монтичеллита, гумита, серпентина, паргасита, людвигита и др. Магнезиальные скарны более высокотемпературные.

Силикатные скарны встречаются еще реже, но, возможно, по причине худшей изученности. Они формируются по силикатным породам с повышенным содержанием кальция: гранитоидам, порфирам и их туфам, траппам, аркозовым песчаникам и алевролитам. Типоморфным минералом для них является скаполит. Пример - Дашкесанское месторождение Азербайджана. Обобщенная модель известково-скарновой зональной залежи выглядит так:

1) гранитоиды неизмененные; 2) гранитоиды осветленные (появляются мусковит и полевые шпаты); 3) пироксен-гранатовые эндоскарны с эпидотом и плагиоклазом; 4) гранатовые экзоскарны; 5) пироксеновые (салитовые) экзоскарны; 6) мраморы или мраморизованные известняки.

Обобщенная модель магнезиально-скарновой зональной залежи:

1) интрузивная порода; 2) шпинель-пироксеновые экзоскарны; 3) шпинель-форстеритовые экзоскарны; 4) кальцифиры (силикатные мраморы); 5) доломиты.

Структура: гранобластовая, порфиробластовая, волокнистая, крустификационная.

Текстура: массивная, брекчиевидная, пятнисто-гнездовая, прожилково-вкрапленная, полосчатая. Характерно неравномерное распределение рудных минералов.

Геолого-структурные условия локализации: Зоны контакта интрузии (зоны трещиноватости); слоистость вмещающих интрузию пород; складчатые и разрывные

нарушения; контакты алюмосиликатных пород и эффузивов (для силикатных скарнов). Руды залегают обычно в телах скарнов. Различают фронтальные скарны, приуроченные к контакту интрузии (преимущественно биметасоматического происхождения), и жильные скарны (инфильтрационные).

Структурно-тектоническая позиция: образуются на платформах в условиях тектономагматической активизации, в вулканоплутонических поясах островных дуг и активных окраин континентов, в зонах коллизии "континент-континент" и "континент-дуга".

**Физико-химические условия образования скарнов.** Скарны образуются в результате комбинированного воздействия тепла интрузий и горячих минерализованных газовой-жидких водных растворов. Состав растворов - преимущественно хлоридные анионы, Ca и Na - катионы.

Изменения во вмещающих интрузию породах протекают в два этапа:

1) При становлении любого интрузивного тела вмещающие породы испытывают термальный изохимический метаморфизм. По сланцам образуются роговики, по песчаникам - кварциты, по известнякам - мраморы. Зоны этих преобразований развиваются вокруг интрузии на любой глубине и при любом давлении.

2) Под влиянием тепла и флюидов, исходящих из интрузии, в ее экзоконтактах и затвердевших эндоконтактах протекали аллохимические метасоматические процессы, образовавшие скарны. Эти явления происходили на небольших глубинах, где внутреннее флюидное давление было в состоянии преодолеть литостатическую нагрузку.

Оптимальный диапазон глубин скарнообразования 0.5-2.5 км (гипабиссальная зона), температуры - 650-500 °С (ранняя стадия), 500-400 °С (поздняя гидросиликатная стадия), 400-150 °С (заключительная гидротермальная стадия).

Таким образом, скарны являются самыми ранними и высокотемпературными метасоматитами. На ранней стадии возникают сухие (без водосодержащих минералов) темные эндо- и экзоскарны, состоящие из мелкозернистых пироксенов (диопсид и диопсид-авгит, геденбергит) и гранатов ряда андрадит-гроссуляр, а также светлые волластонит-плаггиоклазовые скарны. Обычно они безрудны. На следующей - поздней стадии возникают крупнозернистые перекристаллизованные скарны с гранатами ряда андрадит-гроссуляр и диопсидом-геденбергитом, содержащие скаполит, гидрогранаты, роговая обманка, везувиан, эпидот, ильваит, кварц, карбонаты и рудные минералы - магнетит, гематит, сульфиды. Рудоносная стадия. На заключительной стадии по трещинам в скарнах возникают разнообразные минеральные ассоциации (кварц, карбонаты, сульфиды и сульфосоли, гематит и др.), накладывающиеся на ассоциации предыдущих стадий. также рудоносна.

Образование скарнов наиболее полно объясняется *инфильтрационно-диффузионной* гипотезой Д. С. Коржинского. Гипотеза базируется на концепции биметасоматоза, протекающего на разогретом контакте карбонатных и силикатных пород. Здесь возникает неравновесная химическая система и начинается встречно-диффузионный отток элементов из областей их повышенной концентрации. На фронтах подобных миграций происходят реакции между соединениями в растворе и между раствором и пороодообразующими минералами. При разной подвижности элементов в направлении к фронту диффузии будет происходить понижение их концентрации в растворе с различной скоростью, обуславливая зональность минеральных парагенезисов. Относительная подвижность зависит от температуры процесса. По степени подвижности элементы, участвующие в метасоматозе, разделяют на 4 группы:

- 1) весьма подвижные (H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>);
- 2) вполне подвижные (K, Na, Cl, S);
- 3) ограниченно подвижные (Ca, Mg, Fe, Si, O<sub>2</sub>);
- 4) малоподвижные (инертные) (P, Ti, Al).

Подвижность соединений из групп "3" и "4" весьма зависит от температуры и давления среды. Согласно данной концепции, месторождения формируются в зоне

границы силикатных и карбонатных пород в связи с циркуляцией горячих растворов, обогащенных химическими соединениями: а) выносимыми из глубинных магматических очагов; б) заимствованными из пород на пути движения флюидов (см. рис. 33). В точках входа в систему скарнообразования преобладают привносимые соединения. Далее их роль сокращается и процесс протекает за счет встречной диффузии элементов силикатных и карбонатных пород. В результате основная масса ранних скарнов образовалась биметасоматическим образом, а рудные месторождения связаны с мощным воздействием постмагматических растворов, циркулировавших в трещинных зонах (скарны - очень хрупкие породы, поэтому при остывании и тектонических подвижках в них образуется масса трещин, облегчающих рудоотложение).

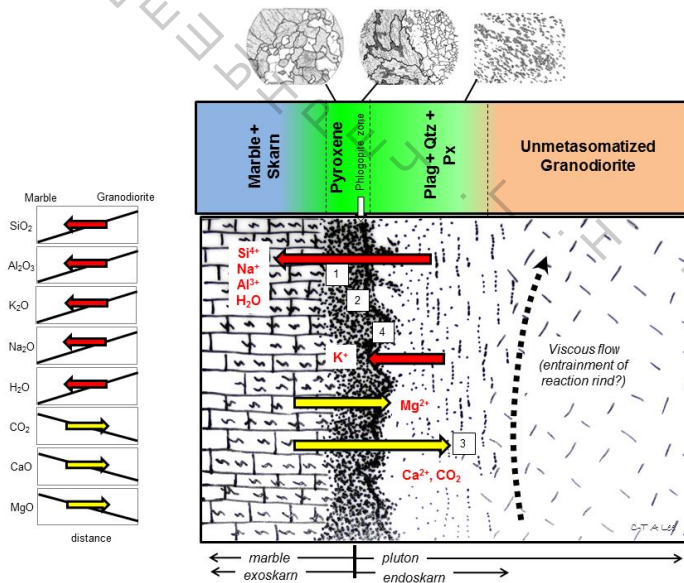


Рис. 33. Схема биметасоматоза при формировании скарнов на контакте мраморов и интрузии гранодиоритов.

Основные признаки биметасоматических скарнов:

- 1) расположение скарнов в зоне контакта на границе известняков и силикатов);
- 2) небольшая мощность залежей из-за малой скорости диффузии;
- 3) четкая зональность скарнов;
- 4) развитие скарнов в обе стороны от контакта как результат встречной диффузии компонентов;
- 5) унаследованность состава (например, гранаты эндоскарнов содержат больше Al, чем гранаты экзоскарнов).

Биметасоматические скарны составляют менее 20% от общего их числа. Очевидно, в остальных случаях происходило инфильтрационное скарнообразование. Инфильтрационные скарны возникали при инфильтрации флюидов сквозь породы различного состава. Обменные процессы происходят при этом с участием промежуточной среды - транспортирующего флюида. При этом благодаря высокой подвижности растворов, переносимые компоненты проникают на большое расстояние.

Признаки инфильтрационного скарнообразования:

- 1) скарны размещаются среди карбонатных или силикатных пород вне прямой связи с интрузивным контактом;
- 2) жильная, трубообразная форма скарново-рудных тел, что обусловлено расположением разрывных нарушений, контролирующих просачивание растворов;
- 3) большая мощность и протяженность скарновых залежей;
- 4) слабое проявление зональности;

Выделяют апокарбонатные и апосиликатные инфильтрационные скарны (В.А. Шарапов). Первые развиваются при привносе вещества из силикатных пород в карбонатные, вторые - наоборот. В зависимости от преобладания инфильтрационных или



диффузионных процессов возникают весьма разнообразные скарновые месторождения. Процесс скарнообразования при этом протекает многостадийно.

По положению скарновых тел относительно материнской интрузии выделяют несколько типов скарновых систем.

Ортомагматическая модель. Главным скарно- и рудообразующим фактором является магматизм, выступающий источником энергии скарново-рудных процессов, скарнообразующих флюидов и рудного вещества (рисунок). Скарновые месторождения приурочены к ореольным зонам плутонов, обычно - к их контакту с известняками. Рудные тела размещаются как в эндо-, так и в экзоскарнах. Метасоматические тела имеют зональное строение, скарны представлены высокотемпературными разностями (740-200 °С). Зона рудоотложения имеет небольшие размеры. Длительность формирования ортомагматических систем определяется временем "жизни" материнского плутона. Примеры - Темир-Тау (Горная Шория), Тырныауз (Сев. Кавказ), Турьинское (Урал).

Конвективная модель. Магматизм здесь выступает в роли источника тепла, поток которого прогревает окружающие породы и "запускает" конвекционную систему растворов. Пути движения последних служат зоны высокой проницаемости (пористости и повышенной трещиноватости). Рудообразующий флюид на 90-95% имеет немагматическое происхождение. Главную роль в его формировании играют нагретые морские захороненные воды и метеорные воды глубокой циркуляции. Источником вещества могут быть как вулканогенно-осадочные толщи, так и интрузивные породы. Минеральный состав руд и метасоматитов, последовательность и интенсивность протекающих реакций во многом определяются литологией вмещающих толщ. Отличаются длительным существованием, несколько меньшей температурой минералообразования (680-200 °С). Конвекционные системы создают грандиозные запасы руды, что объясняется значительно большей интенсивностью преобразования окружающих пород и извлечением большего количества рудного вещества, чем в ортомагматической системе. Примеры - Дашкесан (Азербайджан), Магнитогорское (Урал), Соколовско-Сарбайское (Тургай).

Признаки конвективного скарнообразования:

- 1) Некоторая удаленность скарново-рудных залежей от контакта с материнской интрузией;
- 2) Пластообразные, трубообразные формы рудных тел и согласное их залегание с напластованием вмещающих пород;
- 3) широкое развитие скаполитовой и гидросиликатной минерализации.

Метаморфогенно-метасоматическая модель. Разработана для магнезиальных скарнов, не связанных с магматическими процессами. Источником тепла здесь выступает мантийный тепловой поток, скарнообразование происходит в регионально метаморфизируемых толщах, источник рудного вещества - глубинные флюиды и скарнируемые породы. Скарны возникают как биметасоматическим, так и инфильтрационным способом. Глубина формирования - 5 - 15 км, температура - 850-600 °С. Месторождения флогопита (Алданский щит и др.), железа (Таежное, южная Якутия), лазурита (Прибайкалье, Памир, Афганистан).

### **Типы скарновых месторождений.**

1. Месторождения железа. Выделяют два типа месторождений - островодужный и орогенный. *Островодужные* чаще всего располагаются в связи с диоритовыми штоками в вулканогенно-осадочных комплексах (туфы и лавы андезитов и базальтов, песчаники, глинистые сланцы, мергели). Представлены известково-скарновыми и скаполит-альбитовыми скарнами (силикатными) с магнетитовыми пластообразными залежами. Форма залежей магнетита объясняется высокой растворимостью пластов карбонатных пород, нацело замещаемых магнетитом). Отмечается большой объем магнетитсодержащих эпидот-пироксен-гранатовых эндоскарнов и широкое проявление

натрового метасоматоза (альбит и скаполит). В рудах постоянно присутствуют высокие содержания кобальта и никеля. К этому типу относятся месторождения: Магнитогорское, Песчанское, Гороблагодатское (Урал), Соколовско-Сарбайское (Казахстан), Дашкесан (Азербайджан), Эмпайр (Канада).

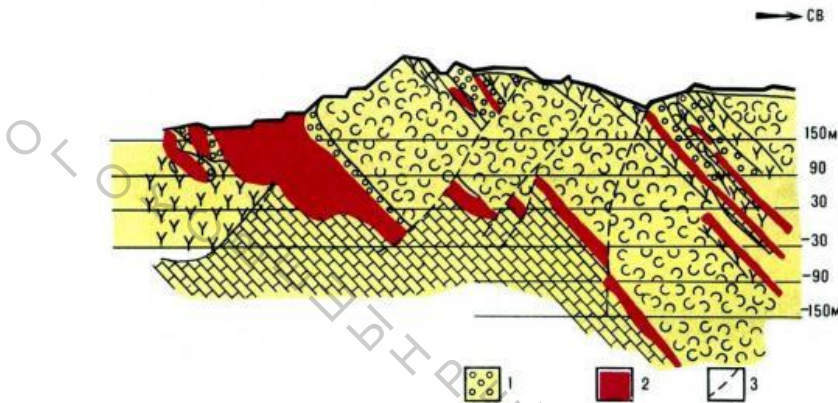


Рис. 34. Схематизированная модель строения Соколовско-Сарбайских скарновых месторождений. Кустанайская обл., Казахстан. 1 - скарны; 2 - магнетитовые руды; 3 - сбросы.

*Орогенные месторождения* кордильерского типа локализованы в вулcano-плутонических поясах окраин континентов и ассоциируют с кварцевыми монцонитами, гранодиоритами и гранитами, обедненными железом. Скарны приурочены к телам доломитов. Преобладают магнезиальные экоскарны с форстеритом, тальком, серпентином и сульфидами. Примеры месторождений: Шерегешское (Горная Шория), Игл-Маунтин (Калифорния).

*Месторождения внескладчатых областей.* Возникновение скарновых тел и оруденения связано с внедрением базальтовой магмы трапповой формации в толщу пород, насыщенных рассолами хлоридов натрия и кальция. Большой перепад температуры способствовал быстрой кристаллизации магнетита и созданию крупных рудных тел (месторождения Ангаро-Илимской группы, Тейское в Кузнецком Алатау).

2. Редкометалльные скарны. Ассоциируют с лейкогранитами и гранитами, залегающими в известняках. Месторождение Тырнауз (Северный Кавказ) принадлежит к известково-скарновым. Состав скарнов и руд: диопсид-геденбергитовый пироксен (с Mn), гроссуляр, везувиан, волластонит, амфибол, ильваит ( $\text{CaFe}_2\text{Fe}^{3+}\text{Si}_2\text{O}_7(\text{O},\text{OH})$ ), флюорит, плагиоклаз. Рудные: шеелит, молибдошеелит, молибденит (в прожилках). Скарновые тела залегают на контактах между мраморами и биотитовыми роговиками, реже внутри тех и других, а также на контакте интрузии лейкократовых гранитоидов с вмещающими породами. Шеелит ассоциирован со скарнами, молибденит встречается в виде неравномерной вкрапленности в скарнах, роговиках, а также в поздних кварцевых прожилках среди них. К этой же группе относятся месторождения Чорух-Дайрон и Майхура (Средняя Азия), Санг-Донг (Корея).

3. Свинцово-цинковое оруденение приурочено к скарнам пироксенового (волластонит-геденбергитового) состава. Пример - Дальнегорское месторождение в Приморье. Оруденение развивалось после образования скарновых тел.

Минеральный состав: рудные минералы - сфалерит, галенит, халькопирит, пирротин; сопутствующие - геденбергит, волластонит, кварц, кальцит, бораты. Следует отметить наличие радиально-лучистых ритмичных агрегатов волластонита и геденбергита, а также наличие гигантских пустот с великолепными кристаллами кварца, кальцита, сульфидов и боратов. Отложение рудных минералов сопровождается перекристаллизацией скарновых минералов или их замещением кальцитом, кварцем, актинолитом и эпидотом, т.е. гидросиликатной ассоциацией. Общим правилом зональности оруденения для свинцово-цинковых скарновых месторождений является обогащение галенитом верхних частей месторождений и возрастание с глубиной количества сфалерита, халькопирита, пирротина, появление магнетита. Галенит обогащен висмутом, а сфалерит - кадмием.

#### 4. Апомагнезиально-известковые скарновые месторождения.

Хотя по доломитам известковые скарны не образуются, в условиях малых глубин в доломитовых контактах магнезиальные скарны магматического этапа подвергаются замещению известковыми скарнами с развитием по последним медного, редкометалльного и полиметаллического оруденения. Замена магния на кальций обусловлена снижением температуры скарнообразования и меньшей подвижностью магния по сравнению с кальцием. Скарново-рудные залежи этих месторождений наследуют пространственное положение, форму и размеры изначальных магнезиальных скарнов. Для залежей характерны неоднородность строения, отсутствие зональности, сохранение в известковых скарнах реликтов замещенных магнезиальных доскарновых пород и минералов.

Минеральный состав апомагнезиальных известковых скарнов более разнообразен, чем собственно известковых скарнов, что обусловлено длительной историей развития и совмещением парагенезисов двух типов. Типоморфные минералы: клинопироксены (салит-авгит), Mg-везувиан, гроссуляр, волластонит, Са-слюды (клинтонит). Присутствуют остатки Mg-скарнов (фассаит, шпинель, минералы группы гумита, флогопит, серпентин по оливину). В продуктах окolorудного изменения типоморфны серпентин и Mg-Fe-хлорит (амезит). Месторождения: Хопунвара (Карелия), Тин-Крик (Аляска), Айрон-Маунтин (США) и др.

Общий список скарновых месторождений: Месторождения железа: Темир-Тау (Горная Шория), Магнитогорское и Гороблагодатское (Урал), Соколово-Сарбайские (Кустанай, Казахстан), Коршуновское (Сибирь), Тейское (Кузнецкий Алатау).

Месторождения меди: Турьинское (Урал), Саяк 1 (Казахстан), Бингхем (США). Обычно меденосные скарны слагают отдельные тела в пределах меднопорфировых месторождений и не имеют самостоятельного значения.

Месторождения молибдена и вольфрама: Тырны-Ауз (Кавказ) Лянгар, Ингичке (Узбекистан), Чорух-Дайрон (Таджикистан).

Месторождения свинца и цинка (полиметаллические): Дальнегорское (Тетюхе, Приморье), Николаевское (Южное Приморье), Алтын-Топкан (Узбекистан).

Месторождения бора: Титовское и др. (Якутия), Боросиликатное (Приморье).

Месторождения флогопита: Слюдянка (Прибайкалье), Гулинское, Ковдор.

Месторождения лазурита: Малобыстринское (Прибайкалье), Памир, Афганистан.

### **Грейзеновые и альбититовые месторождения**

Альбититы и грейзены представляют собой метасоматиты, образованные постмагматическими или метаморфогенными пневматолито-гидротермальными флюидами. Их объединяет общность происхождения, локализации и источника вещества. Обычно зоны альбитизации и грейзенизации развиваются в апикальных частях массивов кислых и щелочных гипабиссальных интрузивных пород.

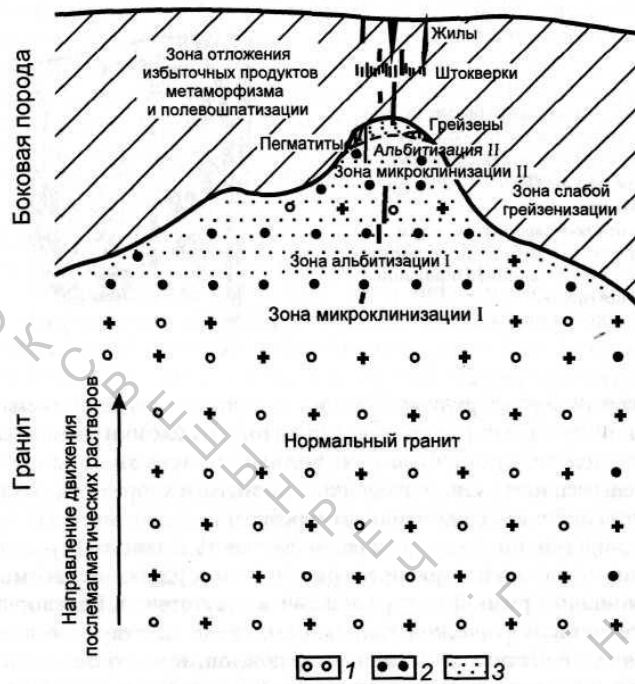


Рис. 35. Схема вертикальной зональности в массиве грейзенизированных гранитов (по Щерба и др., 1964). 1—3 - измененные граниты: 1 - микроклинизированные, 2 - альбитизированные, 3 - грейзенизированные

Региональная позиция месторождений. Интрузивные комплексы, формирующие альбититы и грейзены, встречаются в следующих условиях:

- 1) зоны столкновения "континент-континент" (заключительные стадии развития орогенных поясов);
- 2) вулcano-плутонические пояса (магматические дуги) активных окраин континентальных плит;
- 3) зоны континентальных рифтовых систем и глубинных разломов (альбититы);
- 4) области тектоно-магматической активизации (ТМА) древних платформ.

Благодаря линейному характеру всех вышеназванных структур альбититовые и грейзеновые месторождения часто группируются в пояса.

Структуры месторождений. Облик залежей определяется следующими элементами:

- 1) напластование пород кровли;
- 2) сводовые полости купольного отслоения;
- 3) конусные и радиальные трещины вертикального магматического давления;
- 4) кольцевые трещины проседания;
- 5) трещины отдельности остывания массива;
- 6) зоны взрывных (взрывных) брекчий;
- 7) упорядоченные системы трещин скола и отрыва;
- 8) неупорядоченная тектоническая трещиноватость, обуславливающая возникновение штокверков.

Особенности минералообразования

Воздействие горячих постмагматических растворов на интрузивные породы приводило к развитию процессов калиевого метасоматоза (ранняя микроклинизация) в ядерных частях массивов в обстановке повышенного давления. В этих же интрузиях вдоль верхней периферической части массивов в условиях падения давления протекала ранняя альбитизация. На фоне падения температуры с 620 до 450°C и возрастающей кислотности раствора происходила смена раннего калиевого метасоматоза натриевым. В условиях максимальной кислотности, наступавшей в момент перехода флюида из пневматолитового (надкритического) в гидротермальное состояние, протекала стадия

грейзенизации. Высокая кислотность обуславливалась появлением свободных кислых анионных компонентов в результате диссоциации неустойчивых ацидо-комплексов при появлении жидкой водной фазы. В условиях высокой активности фтора и бора из пород выносились щелочи, алюминий и многие элементы-примеси. По мере накопления щелочей и дальнейшего падения температуры кислотность раствора понижалась, и под его воздействием происходило мелкомасштабное образование позднего альбита и затем - микроклина.



Рис. 36. Схема эволюции кислотности и температуры послемагматических растворов

Следует обратить внимание на то, что для наиболее ранних постмагматических образований (пегматиты, скарны, фёниты и др.) характерны только метасоматические рудные тела, тела замещения жильного типа. Первые жилы выполнения появляются лишь в связи с грейзенами и с последующими гидротермальными формациями. Хронологически граница между чисто метасоматическим и комбинированным метасоматически-секреционным отложением минералов точно совпадает с моментом смены щелочного метасоматоза кислотным выщелачиванием. Именно в стадию грейзенообразования давление растворов достигает критической величины, достаточной для раскрытия жильных трещин, т. е. превышающее давление гидроразрыва. Флюидные потоки, фильтруясь через граниты нормальной и повышенной щелочности, альбитизируют апикальные части интрузий (особенно - выступы и апофизы), а избыток калия выносят и связывают в грейзенах, которые накапливаются на границе альбитизированных гранитоидов с вмещающими породами во вмещающих породах. При этом флюиды выщелачивают из гранитоидов ряд металлов, которые затем в метасоматитах образуют рудные концентрации. Для альбититов это: цирконий (Zr), тантал (Ta), ниобий (Nb), торий (Th), уран (U), редкие земли (TR); для грейзенов – бериллий (Be), литий (Li), олово (Sn), вольфрам (W) и молибден (Mo), висмут (Bi). Выщелачивание и транспортировка в альбититах и грейзенах обеспечивается в основном фтором. О масштабах процессов выщелачивания можно судить по данным В.Л. Барсукова: в неизменных гранитах содержание олова составляет до 26 г/т, в зоне выщелачивания - 4-5 г/т.

По мере усиления общей щелочности процесса (щелочности исходных пород) объем альбитизированных пород возрастает, а грейзенизированных - падает. В связи с этим в природе обычно встречаются грейзены и альбититы отдельно. Пример сочетания грейзенов и альбититов - месторождение Кёстёр (северо-восточная Якутия, Sn), Этыка

(Ta, Sn, Забайкалье). Одним из признаков сочетания альбититов и грейзенов является совмещение рудных ассоциаций в апикальном пространстве интрузивов.

Физико-химические условия образования. Альбититовые месторождения формируются на глубинах порядка 1.5-4 км, температура образования - 520-460 С. Процесс альбитизации протекает под воздействием надкритических гидрокарбонатно-натриевых растворов с общей минерализацией 10-15 мас.%. Среди катионов резко преобладает натрий, среди анионов - угольная, соляная, фтористо-водородная и кремневая кислоты. Ведущие факторы рудоотложения - падение температуры, изменение режима давления и показателя рН растворов (см. рис. 36).

Грейзеновые месторождения формируются на глубинах 1-4 км, что соответствует давлению 4.5-0.2 кбар, температура образования - 450-350 С. Давление в системе способно резко изменяться благодаря новым импульсам трещинообразования (в результате в трещины всасывается рудоносный раствор). Перегруппировка раствора приводит к переотложению ранее выделившихся минералов из сплошных метасоматитов в жилы выполнения. Концентрация рудоносного флюида последовательно снижается от 65 до 25 массовых процентов эквивалента NaCl, состав флюида - фторидно-хлоридно-калиево-натриевый. Примеси хлоридов Mg, Fe, Ca, Li в сумме не превышали 1 %.

Альбититовые месторождения представляют собой тела и зоны, сложенные альбититами - лейкократовыми породами, в которых на фоне мелкозернистой основной альбитовой массы отмечаются порфирировидные выделения кварца и микроклина, а также слюд, щелочных амфиболов, реже - щелочного пироксена. В этих телах выделяются участки с промышленными концентрациями редких, редкоземельных и радиоактивных металлов. Основные рудные минералы: берилл, эвксенит ((Y,Ca,Ce,U,Th)(Nb,Ta,Ti)2O6, стрюверит ((Ti,Ta,Fe3+)O6, колумбит (Fe2+Nb2O6), танталит, микролит (Ca,Na)2Ta2O6(O,OH,F), пирохлор (Ca,Na)2Nb2O6(OH,F), фергюсонит (YNb2O4), циркон (ZrSiO4).

Выделяют два типа месторождений: 1) в связи с интрузивными массивами; 2) в связи с глубинными разломами (эйситы).

Первый тип локализован в метасоматически переработанных куполах и апофизах массивов нормальных и субщелочных гранитов. В результате образуются штокообразные массы альбитизированных пород, площадь которых (в горизонтальном сечении) достигает нескольких квадратных километров, а протяженность в глубину - до 600 м. В альбитизированных биотитовых гранитах наблюдается следующая типичная вертикальная зональность снизу вверх):

- 1) неизменная порода;
- 2) мусковитизированный (Mu) гранит;
- 3) альбитизированный (Ab) гранит;
- 4) альбитит;
- 5) грейзен.

Различают альбититы, возникающие по нормальным, субщелочным и щелочным гранитам и щелочным сиенитам. По нормальным гранитам развиваются мусковит-микроклин-кварцево-альбитовые породы с бериллиевым оруденением, а по субщелочным гранитам:

- 1) литионит-микроклин-кварцево-альбитовые метасоматиты с рудами лития, ниобия, тантала;
- 2) биотит-кварцево-альбитовые породы с цирконием (Zr), ниобием (Nb) и редкими землями иттриевой группы (Tr). Пример месторождений ниобия –Катугинское (Забайкалье), Каффа (Нигерия).

Щелочные граниты формируют комплексные месторождения тантала (Ta), ниобия (Nb), циркония (Zr), гафния (Hf), тория, редких земель с большими запасами. Массивы материнских гранитов представлены изометричными в плане телами площадью около 1 км<sup>2</sup>, иногда - больше. На глубину они уходят субвертикально. Примеры: Улуг-Танзек (Тува), Орловское, Этыкинское (Забайкалье).

Альбититы развиваются также по нефелиновым сиенитам (миаскитам) - месторождения циркония, ниобия и цериевых редких земель (Вишневые горы, Урал).

Второй тип не имеет установленных связей с магматическими комплексами.

Метасоматиты альбит-карбонатной формации (эйситы) впервые были описаны для урановых месторождений Эйс, Рэй провинции Саскачеван, Канада.

Они развиты вдоль зон региональных глубинных разломов, пересекающих кристаллический фундамент древних платформ и имеет линейные секущие формы рудных тел. Эйситы – метасоматические породы низкотемпературной стадии, имеющие состав: альбит + кварц + карбонат + апатит + (хлорит). По минеральному составу выделяется две фации эйситов: альбит-карбонатная и альбит-хлоритовая.

Описываемые метасоматиты развиваются по риолитам, гранитам, диабазам, песчаникам и известнякам. Характерный признак эйситизации – появление красной, буровато-красной окраски пород, обусловленной образованием тонкодисперсного гематита, а в отдельных зонах – яблочно-зеленой их окраски, связанной с образованием гидрослюд.

Предполагается несколько вариантов генезиса материнских флюидов: мантийный, магматогенный (из глубинных интрузий) или метаморфогенный. По разломам осуществлялся приток воды, углекислоты, кремнезема и щелочей. С уменьшением температуры и давления происходил распад транспортирующих соединений, диссоциация кислот, и как следствие - рудоотложение.

С эйситами отчетливо связана урановая минерализация. Примеры: месторождение Эйс (Канада), Желтые Воды (Украина).

**Грейзеновые месторождения** формируются в апикальных выступах гранитных массивов и в алюмосиликатных (реже - основных и карбонатных) породах кровли интрузивов. Грейзен представляет собой агрегат слюды (фтормусковит (жильбертит), лепидолит, циннвальдит) и кварца, с редкой примесью турмалина, топаза, флюорита. Один из признаков грейзенообразования - жильбертитизация калиевого полевого шпата (на нем появляются желто-зеленые пятна). Грейзенизация следует за альбитизацией гранитов и скарнообразованием (еще более ранним) и предшествует отложению рудной минерализации. Образование грейзенов связано с высокотемпературным пневматолитово-гидротермальным процессом кислотного метасоматоза при высокой активности фтора в растворе, в тесной связи с гранитным постороженным магматизмом.

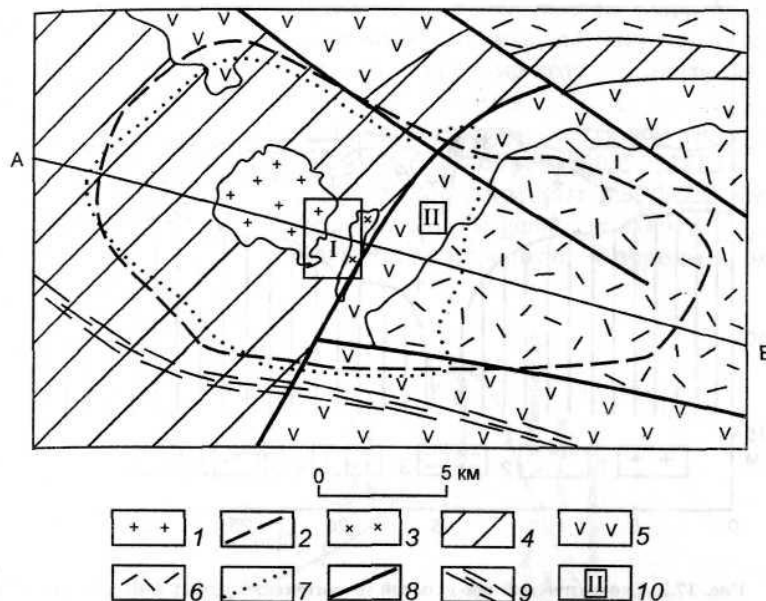


Рис. 37. Геологическая схема Акчатауского рудного поля. Казахстан.

1 - нижнепермские лейкократовые граниты акчатауского комплекса (выход купола на поверхность); 2 - контур Акчатауского интрузива на глубине по обобщенным данным гравиметрических съемок; 3 - адамеллиты С2-3; 4 - песчаники, сланцы, конгломераты S<sub>2</sub>; 5 - лавы и туфы андезитов, дацитов, липаритов

С.; 6,- кислые эффузивы С; 7 - граница ореола контактовых роговиков на поверхности; 8 - тектонические нарушения; 9-зона глубинного разлома по геофизическим данным; 10-грейзеновые месторождения: I - Акчатау, II - Аксай; А-Б - линия геологического разреза (рис. 89).

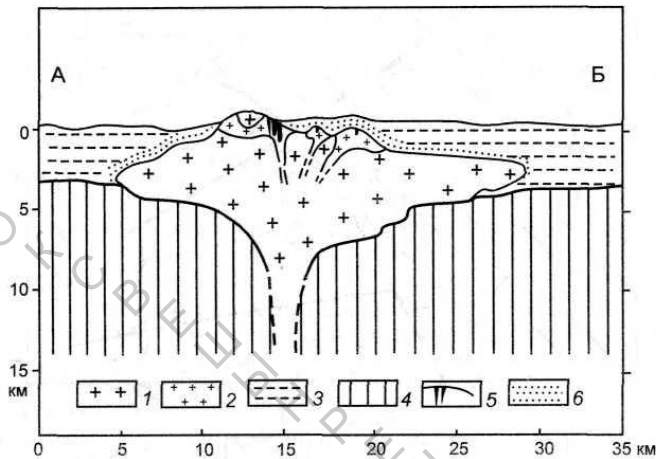


Рис. 38. Схематический продольный геологический разрез Акчатауского гранитного плутона. 1 - крупнозернистые граниты I фазы; 2 - средне- и мелкозернистые граниты фаз II и III; 3 -терригенные и вулканогенные вмещающие породы; 4 -кристаллические породы докембрийского фундамента; 5-рудные тела; 6-контактные роговики.

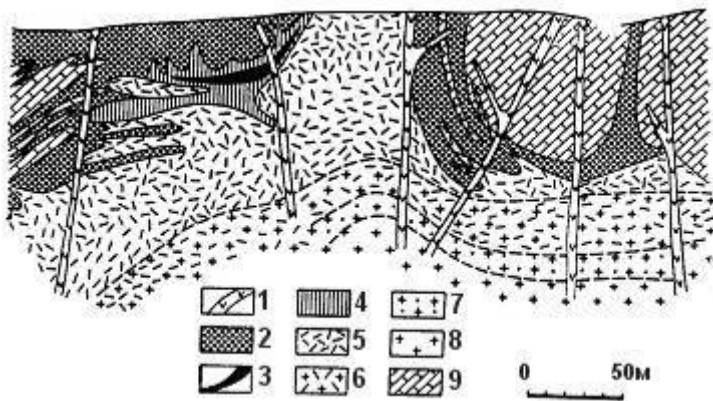


Рис. 39. Схематический поперечный геологический разрез грейзенового месторождения в известняках у контакта с гранитом. (по И. Говорову). 1 – порфиритоиды; 2 – слюдисто-флюоритовые грейзены; 3 – диаспор-топаз-флюоритовые грейзены; 4 – топаз-флюоритовые грейзены; 5 – кварц-топазовые грейзены; 6 – сильно грейзенизированные граниты; 7 – умеренно грейзенизированные граниты; 8 – слабо грейзенизированные граниты; 9 – известняки.

Рудные минералы грейзенов: арсенопирит, касситерит ( $\text{SnO}_2$ ), вольфрамит ( $(\text{Fe},\text{Mn})\text{WO}_4$ ), молибденит ( $\text{MoS}_2$ ), берилл (изумруд) ( $\text{BeAl}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}$ , бертрандит ( $\text{Be}_4\text{Si}_2\text{O}_7(\text{OH})_2$ ), фенакит ( $\text{Be}_2\text{SiO}_4$ ), гельвин ( $\text{Mn}_4\text{Be}_3(\text{SiO}_4)_3\text{S}$ , хризоберилл ( $\text{BeAl}_2\text{O}_4$ ), лепидолит ( $\text{K}(\text{Li},\text{Al})_3[(\text{Si},\text{Al})_4\text{O}_{10}](\text{F},\text{OH})_2$ ) и циннвальдит ( $\text{KLiFe}_2+\text{Al}[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{F},\text{OH})_2$  (Li). Сопутствующие: кварц, топаз, флюорит, серицит.

Стандартная грейзеновая колонка: 1) гранит (кварц + калиевый полевоый шпат + биотит + мусковит); 2) те же + турмалин; 3) кварц + мусковит + флюорит; 4а) кварц + топаз; 4б) кварц + флюорит; 5) кварц.

Выделяют эндо- и экзогрейзены. На долю эндогрейзенов приходится более 80 % от объема грейзенов. Они слагают штокверки и жилы, минерализованные купола и развиваются на 300-500 м вглубь массива. Экзогрейзены - образуют штокверки и жилы, распространяющиеся по вертикали до 1500 м от контакта интрузии (обычно - первые десятки м). При воздействии грейзенизирующих растворов на известняки образуются залежи флюорита.

Привнос рудных элементов и формирование месторождений происходили в конце



длительного и прерывистого процесса грейзенообразования, синхронно с развитием рудоконтролирующих структур.

Примеры месторождений:

Изумрудные копи (Мальшево, Урал) – бериллий (Be): изумруд, александрит;

Этыка (Забайкалье) – тантал, ниобий (олово);

Иультин (Чукотка), Кёстер (Якутия), Альтенберг (Чехия) - олово;

Циновец (Чехия), Корнуолл (Англия) - олово, вольфрам;

Акчатау (Казахстан) - вольфрам, молибден, бериллий.

### **Контрольные вопросы**

1. Определите, что такое постмагматические месторождения?
2. Скарны - их типы, минералы, в том числе рудные.
3. Где и как образуются скарны?
4. Типы скарновых месторождений.
5. Что такое грейзены, из чего они состоят (минералы и их сочетания)?
6. Что общего у грейзенов и альбититов?
7. Чем отличаются альбититы от грейзенов?
8. Из каких минералов состоят грейзены?
9. Из каких минералов состоят альбититы?
10. Назовите основные типы альбититовых месторождений.
11. Назовите основные типы грейзеновых месторождений.
12. Важнейшие полезные ископаемые альбититовых и грейзеновых месторождений.
13. Чем вызвано зональное строение альбититов и грейзенов?
14. Какие физико-химические процессы способствуют образованию грейзенов и альбититов?

## **ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

Современная классификация гидротермальных месторождений учитывает четыре главных признака: 1) связь с магматическими формациями; 2) состав руд; 3) физико-химические условия образования; 4) геолого-геохимические параметры. В.И.Смирнов подразделял гидротермальные месторождения на три класса: плутоногенный, вулканогенный и амагματοгенный (ныне – эпигенетическая группа). Часть бесспорно гидротермальных рудных образований, связанных с субмаринным базальтовым магматизмом, В.И.Смирнов выделял в самостоятельную вулканогенную *колчеданную* группу. В целом мы следуем этой классификации и выделяем месторождения (соответственно фациям глубинности): 1) собственно вулканические, 2) вулканогенные (колчеданные) и вулcano-плутоногенные (порфировые), 3) плутоногенные.

### **Вулканические месторождения**

Это месторождения, образовавшиеся в близповерхностных условиях синхронно с процессами вулканизма в результате деятельности открытых гидротермальных систем. Для этих месторождений характерны резкие изменения физико-химических условий минералообразования во времени и пространстве. Месторождения связаны главным

образом с андезит-дацитовым и риолитовым вулканизмом вулкано-плутонических поясов над зонами субдукции. Характерны месторождения, приуроченные к жерлам и периферии вулканов. Рудовмещающими структурами являются кольцевые, радиально-трещинные разломы, жерловины, бокки, зоны эксплозивных брекчий. Форма рудных тел: жилы, трубы и штокверки. Глубина образования рудных залежей от поверхности до 1 километра, в основном в приповерхностной зоне. Температура рудообразования: от 500-600 °С до 200-100 °С и ниже.

Гидротермально-измененные породы развиваются главным образом по эффузивам, их туфам и др. Разновидности изменения: окварцевание, пропилитизация, алунитизация, аргиллизация.

**Минеральный состав.** Руды характеризуются сложным, многокомпонентным составом. Характерные минералы руд: халцедон, опал, каркасно-пластинчатый кварц, адуляр (калиевый полевой шпат), серицит, карбонаты, разнообразные минералы серебра, селена, теллура, сульфосоли серебра и золота, сферолитовый касситерит («деревянистое олово»), сера, киноварь. Характерны минералы, образующиеся при условиях высокой кислотности - диккит, каолинит, алунит; минералы, образующиеся в богатой кислородом обстановке (гематит, магнетит, гетит, гипс, барит). Количество рудных минералов на большинстве вулканогенно-гидротермальных месторождений не превышает 3-5 %. Рудам свойственно разнообразие структур и текстур, обусловленное резкой изменчивостью физико-химических параметров минералообразования. **Текстуры:** наиболее характерны сферолитовые, ритмично-полосчатые, брекчиевые, каркасно-пластинчатые, прожилковые, вкрапленные и массивные.

**Структуры:** от скрытокристаллических и тонкозернистых до мелко- и среднезернистых; неравномернозернистые, друзовые, крустификационные. Появление крупных выделений минералов часто связано с перекристаллизацией мелкозернистых агрегатов.

В рудах отчетливо проявлена **телескопированность**. Обычна быстрая смена типов оруденения с глубиной при относительно небольшом вертикальном размахе оруденения (первые сотни м).

**Возраст** большинства неметаморфизованных месторождений данного типа - палеоген-неогеновый или меловой.

**Рудные формации вулканогенно-андезитоидного ряда.**

Эта группа вулканогенно-гидротермальных месторождений объединяет специфический рудный ряд: S - As - Hg - Sb - Ag - Au - Pb - Zn - U - Mo - Cu.

**Формация серных кварцитов** - месторождения Японии (Мацуо), Южной Америки (Винагре), Камчатки и Курил (Новое, Заозерное).

**Золото-серебряная формация** - месторождения США (Крипл-Крик, Голдфилд), Украины (Берегово), России (месторождения Охотско-Чукотского вулканогенного пояса - Карамкен, Дукат и др.; Забайкалья - Тасеевское и Балейское), Мексики (Гуано-Хуата), Румынии (Сэкэрымб) и многие другие. Месторождения пространственно и генетически связаны с андезитами, дацитами и риолитами, чаще - с экструзивными образованиями.

**Олово-вольфрамо-серебряная формация** - Боливия (Ллалагуа, Потоси). Связаны с риолитами, дацитами и размещаются в субвулканических телах, неках и интрузиях.

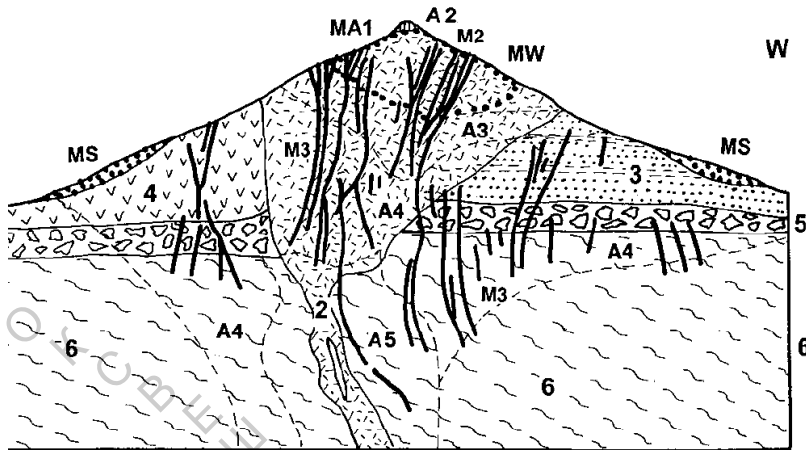


Рис. 40. Оловянно-серебряное месторождение Потоси, Боливия (По Силлитое и др., 1998 и Бартос, 2000). Условные обозначения: МА1 - привершинный "козырек" кавернозного остаточного микрокварцита; MW - обогащенная серебром зона окисления; М2 - Рой жил и прожилков Ag-Sn минерализации в измененном порфире; М3 - положение зоны высоко продвинутой зоны трещин с прожилками Ag, Sn, Pb, Sb, As, расширяющихся на верхнем уровне и окруженных вкрапленностью касситерита; А: Зоны минеральных изменений: А1 - кремнезем опализации; А2 - джаспероиды; А3 - зона аргиллизации; А4 - серицит-пиритовая зона; А5 - кварц-турмалиновая зона; 2. Купол дацитовых порфиров, переходящих в брекчии; 3 - туфы, 4 - вулканогенно-обломочные породы; 5. Эксплозивные брекчии; 6. Филлиты; MS - каменистые осыпи с обломочным касситеритом.

*Формация "деревянистого олова" (риолитовая)* - Малый Хинган (Джалинда, Хинганское), Россия; Боливия (Марагуа), Мексика.

*Ртутная формация* - Чукотка (Пламенное), месторождения Камчатки, Курил, Сахалина, Закарпатья, США и многих др. (Тихоокеанское кольцо).

*Серебро-свинцово-цинковая* - месторождения Мексики (Пачука), Боливии и др.

*Алунитовая* - Заглик, Закавказье.

### Вулканогенные колчеданные месторождения

Сюда относятся месторождения сульфидных руд, связанных с подводно-морскими базальтоидными и контрастными риолит-базальтовыми формациями.

Геотектоническая обстановка формирования. Формирование месторождений происходит главным образом в условиях растяжения земной коры. Современные обстановки рифтовых впадин и "черные курильщики" - актуалистический ключ для объяснения генезиса колчеданных месторождений. Выделяют два основных типа обстановок:

1) срединно-океанические хребты, в рифтовых зонах которых формировались медно- и медно-цинковоколчеданные месторождения офиолитовых поясов протерозойского, каледонского и герцинского возраста (*кипрский тип*: месторождения Ньюфаундленда, Скандинавии, Урала), а также мезозойского возраста (Кипра, Турции).

2) Островные дуги (*типы уральский, куроко и бесси*). В пределах островных дуг над зонами Беньофа-Заварицкого на ранних стадиях субдукции в результате переплавления главным образом погружающейся под континент океанической коры проявился интенсивный базальт-андезитовый вулканизм. С ним связаны цинково-медные месторождения (многие медно-цинковоколчеданные и полиметаллически-колчеданные месторождения Урала, Алтая, Северного Кавказа). Из колчеданных месторождений получают до 10-15 % мировой добычи меди, цинка, свинца и значительные количества попутно извлекаемых серебра, золота, кадмия, селена, висмута, таллия, бария и др.

## Современные представления о генезисе колчеданных месторождений

Месторождения колчеданного семейства представляют собой продукты деятельности конвективной гидротермальной системы. Главным компонентом системы является морская вода. Источником энергии служит либо аномально высокий тепловой поток, либо тепло остывающих интрузий. В процессе нисходящего движения морская вода нагревается и активно взаимодействует с придонными породами, выщелачивая из них Ca, Mg, Fe, Cu, Zn и Pb. В результате образуется восстановленный слабокислый раствор с высокой активностью сульфидной и сульфатной серы, обогащенный выщелоченными из окружающих пород комплексными соединениями металлов (см. рис. 88).

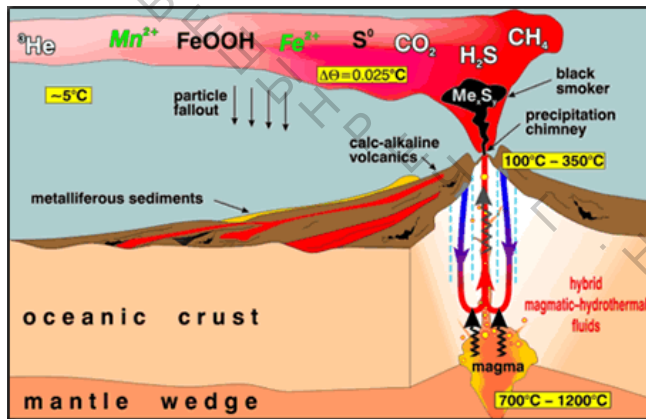


Рис. 41. Теоретическая модель формирования эксгалиционно-осадочных металлоносных осадков (metalliferous sediments) на склонах срединно-океанического хребта.  
([http://www.gns.cri.nz/research/marine/geochem\\_surv\\_cap.html](http://www.gns.cri.nz/research/marine/geochem_surv_cap.html))

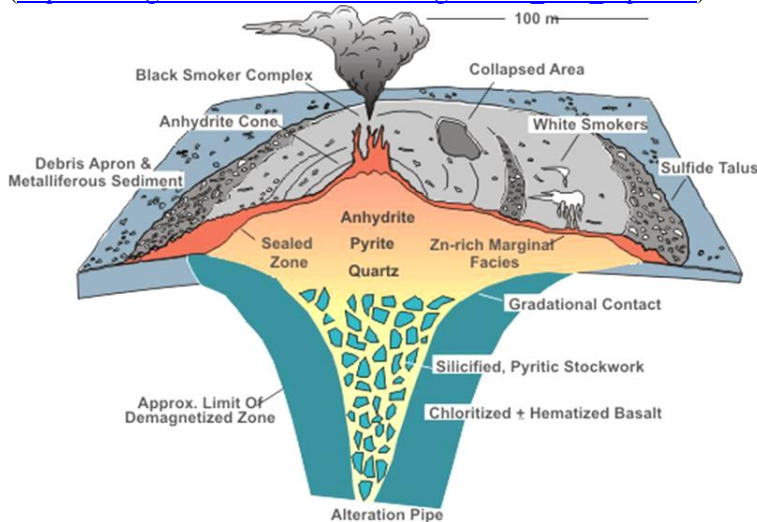


Рис. 42. Модель строения сульфидной постройки "черного курильщика"

Восходящая ветвь потока взаимодействует с вмещающими породами и производит их интенсивный метасоматоз. При резком падении давления происходит вскипание раствора и отложение кремнезема, сульфидов (пирит, марказит, пирротин, халькопирит и др.) и сульфатов (барит, ангидрит). На границе "порода-морская вода" этот процесс протекает лавинно. При этом в местах истечения сульфидообразующих гидротерм образуются сульфидные постройки конической и трубообразной формы - "черные курильщики"; в местах истечения сульфатообразующих гидротерм - "белые курильщики". Свое название они получили по цвету "дыма" - мельчайшей взвеси минералов, образующихся в верхней части конуса.

Выделяют верхнюю и нижнюю части колчеданной гидротермальной системы. В нижней при температуре  $350\text{-}300^\circ\text{C}$  под действием серной кислоты происходит выщелачивание

металлов. В верхней части на фоне падения температуры до 40 °С происходит смешение горячих флюидов с морской водой и отлагаются сульфиды и сульфаты.

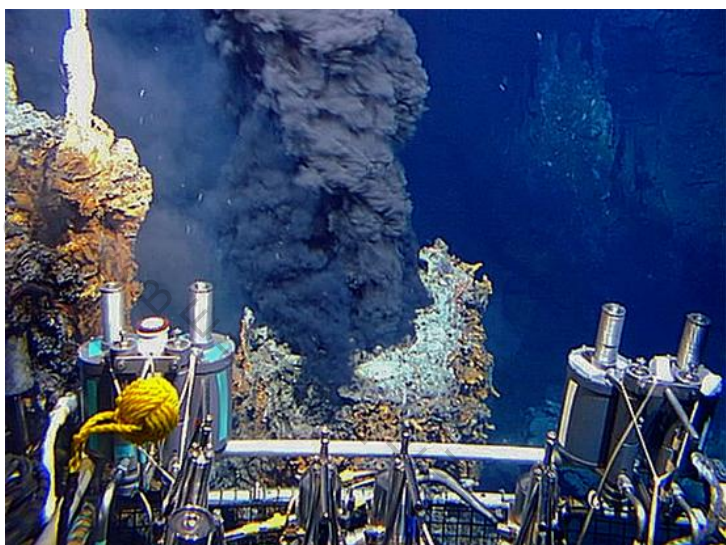


Рис. 43. Гидротермальная активность на дне океана (в рифтовых долинах): "черный курильщик".  
<http://highlyallochthonous.blogspot.com/2007/01/precambrian-black-smokers.html>

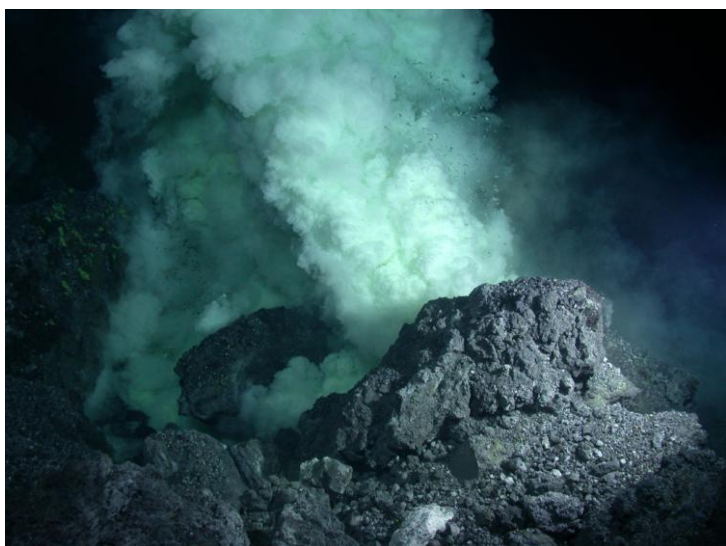


Рис. 44. Гидротермальная активность на дне океана: "белый курильщик".  
<http://highlyallochthonous.blogspot.com/2007/01/precambrian-black-smokers.html>

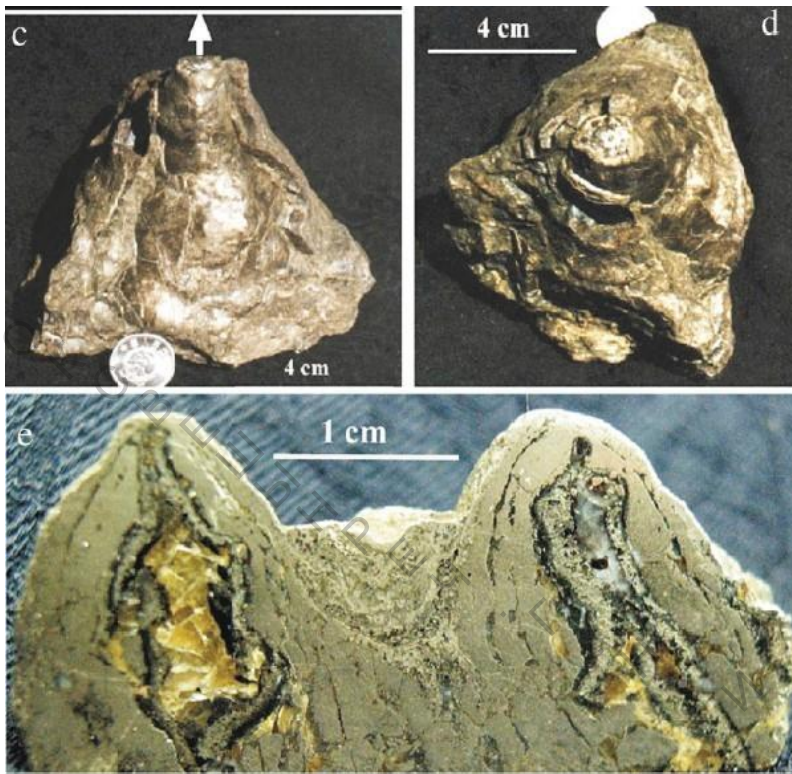


Рис. 45. Сульфидные образования "черных курильщиков" (пирит, сфалерит)  
<http://highlyallochthonous.blogspot.com/2007/01/precambrian-black-smokers.html>

Околорудные метасоматиты: рудоподводящий канал - окварцевание, кварц-пирит-серицит-хлоритовые метасоматиты; окружающие породы - зеленокаменно измененные базальты. На поверхности дна образуются массивные руды, состоящие, главным образом, из пирита, в подстилающих породах - прожилково-вкрапленное оруденение и штокверки.

**Типы колчеданных месторождений.** По комплексу признаков (связь с магматическими породами, условия залегания, особенности строения и состава) выделяют несколько типов месторождений: кипрский, уральский, куроко и бесши (филизчайский).

*Кипрский тип.* К нему относятся многочисленные медно- и медно-цинковые колчеданные месторождения, связанные с недифференцированной базальтовой формацией (характерной для срединно-океанических хребтов).

Медноколчеданные месторождения массива Троодос на острове Кипр наряду с уральскими (см. рис. 46) являются классическими представителями этого типа. Они залегают в виде линз среди базальтовых лав офиолитового комплекса мелового возраста. В нижней части месторождений устанавливается сульфидный штокверк, соответствующий рудоподводящему каналу. Над ним располагается горизонт яшмоидов с сульфидами и пласто- и линзообразные залежи сплошных колчеданных руд. Сверху рудный комплекс несет следы размыва и выветривания, продукты которого представлены охрами, умбрами и морскими терригенными осадками. Рудные тела обычно формировались в локальных впадинах вблизи рудоподводящих разломов и трещинных зон.

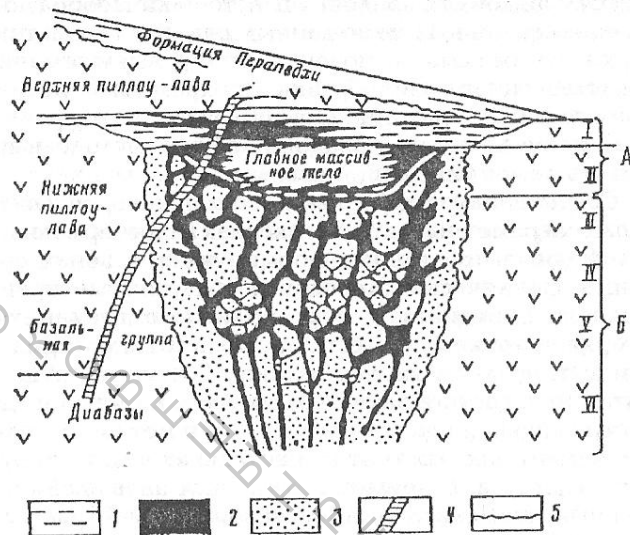


Рис. 46. Схема зонального строения медноколчеданных месторождений Кипра (по Хатчинсону, с изменениями в тексте).

1 - аргиллиты с оксидами железа (гётит, лимонит); 2 - сульфидные руды главной залежи и штокверка; 3 - вмещающие измененные базальты и метасоматиты по ним; 4 - пострудные дайки; 5 - поверхность несогласия. Зоны рудоотложения: А - эксгалиационно-осадочная (I - осадочная, II - массивные руды "фации сульфидных холмов"), Б - гидротермально-метасоматическая (III - зона заполнения трещин и полостей, IV - зона частичного замещения подушек и шаров базальтовых лав, V и VI - зоны рассеянной и прожилковой вкрапленности сульфидов в корневой части штокверка.

В России к кипрскому типу относятся некоторые колчеданные месторождения Южного Урала (см. рис. 47), в первую очередь, месторождение Бурибайское (см. рис. 48) в базальтах баймак-бурибаевской свиты нижнего девона на западном крыле Магнитогорского мегасинклинория, месторождения Летнее, Осеннее и другие в базальтовых толщах нижнего-среднего девона на восточном его крыле (см. рис. 49), а также Блявинское и Яман-Касы - среди базальтов силура в Сакмарском аллохтоне на западном склоне Южного Урала.

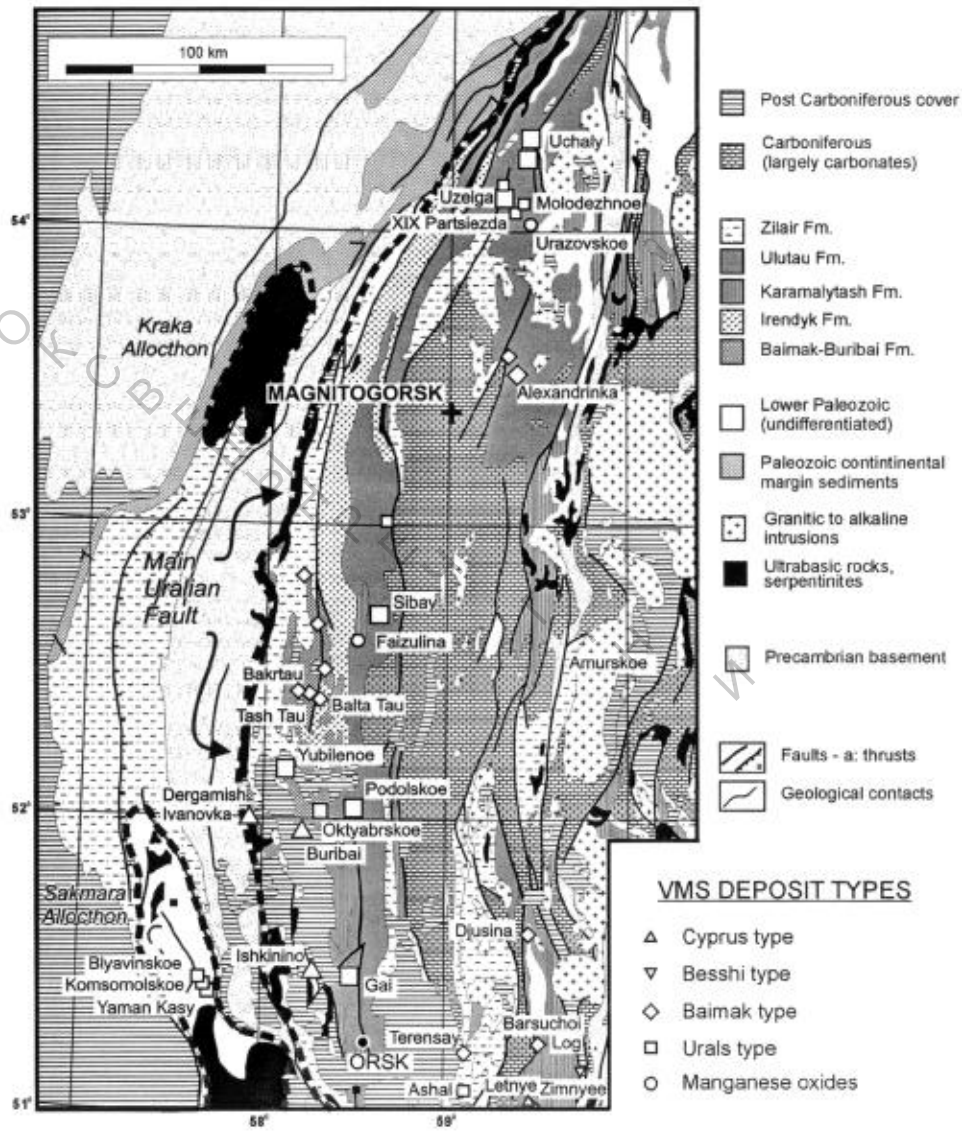


Рис. 47. Колчеданные месторождения Южного Урала (по Херрингтону и др., 2005).

В мире также широко известны докембрийские месторождения Австралии (Брокен-Хилл) и Финляндии (Оутокумпо); раннепалеозойские норвежские (Леккен) и Канады (Ньюфаундленд), меловые - Турции (Эргани-Маден) и др.

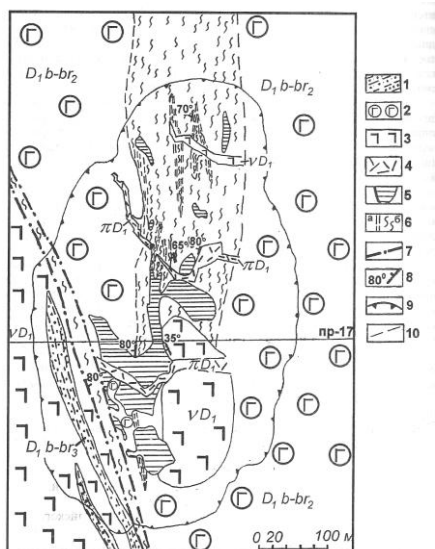




Рис. 48. Схема геологического строения Бурибайского месторождения на Ю.Урале (по В.А.Прокину, 1977, с некоторыми изменениями в тексте). 1 - кремнистые алевролиты и туффиты верхней толщи баймак-бурибаевской свиты; 2 - шаровые и полусечные лавы базальтов средней толщи той же свиты; 3 - интрузии габбро и габбро-диабазов; 4 - пострудные дайки риолитов; 5 - рудные тела; 6 - зоны трещиноватости (а) и рассланцевания (б); 7 - тектонические нарушения; 8 - элементы залегания тектонических нарушений и зон рассланцевания; 9 - контур карьера; 10 - границы зон рассланцевания.

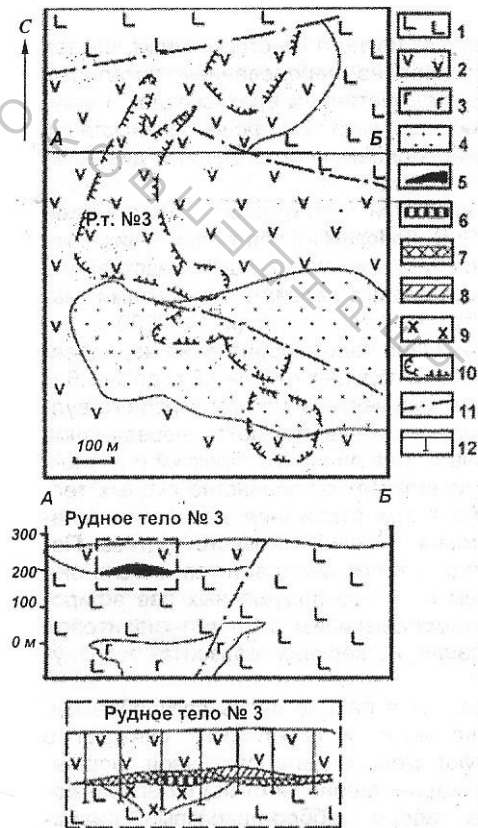


Рис. 49. Схема геологического строения колчеданного месторождения Летнее, Мугоджары, Оренбургская обл. (по А.Т.Полуэктову и др.). Условные обозначения: 1 - 4 - базальтовая формация (кимбаевская свита D1-D2e) 1 - базальты подушечные и массивные, с прослоями и линзами гиалокластитов и яшмовидных кремней (нижняя толща); 2 - базальты афировые и плагиопорфировые, силлы диабазов Ср. толща); 3 - габбро-диабазы; 4 - базальты, туффиты и кремни (верхняя толща); 5 - колчеданные тела; 6 - 8 - типы руд: 6 - магнетитовые; 7 - сфалерит-халькопирит-пиритовые; 8 - халькопирит-пиритовые; 9 - подрудные метасоматиты кварц-серицит-хлоритового состава; 10 - проекции рудных тел; 11 - разломы; 12 - буровые скважины.

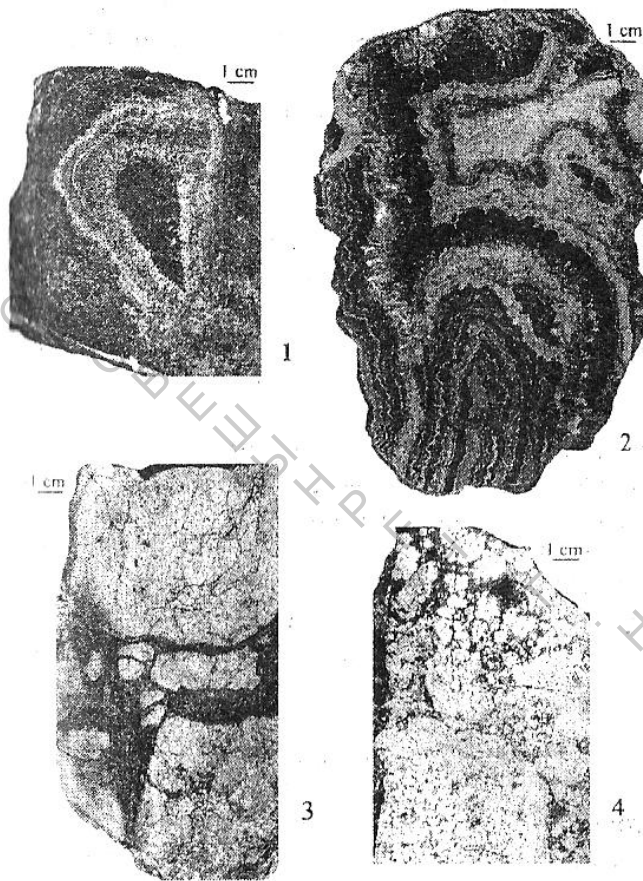


Рис. 50. Текстуры рудных фаций колчеданных месторождений Ю.Урала (колл. В.В.Масленникова и В.В.Зайкова). 1 - поперечное сечение сульфидной трубы (Александринское); 2 - сульфидно-баритовые жилы в основании колчеданной залежи (Яман-Касы); 3 - элювиальная брекчия халькопирит-пиритовых руд с тонкозернистым марказит-пиритовым цементом (Яман-Касы); 4 - коллювиальная брекчия пиритовых руд с баритовым цементом (Александринское).

*Уральский тип.* Ассоциируется с контрастно-дифференцированной базальт-риолитовой формацией островных вулканических дуг. Это месторождения обычно медно-цинково-колчеданные (Гайское, Юбилейное, Подольское, Сибай, Учалы - на Южном Урале, Уруп, Власинчихинское - на Северном Кавказе) и медноколчеданно-полиметаллические (Баймакская группа, Бакр-тау и другие - на Южном Урале). Этот тип наиболее ярко проявлен в вулканогенных комплексах островных дуг.

Оруденение развито в областях развития контрастного риолит-базальтового и дифференцированного андезит-дацит-риолитового вулканизма и отчетливо контролируется вулканическими структурами, ассоциируя с субвулканическими, экстрезивными и жерловыми фациями риолит-дацитового состава. Типичный геологический разрез представлен двумя контрастными толщами: внизу - базальтовой, наверху - риолитовой (последняя составляет не более 5-10% общей мощности формации и выклиниваясь, быстро замещается основными вулканитами). Рудные пласты, линзы и ленты обычно локализованы на границе этих толщ, венчая очередной вулканический цикл. В кровле залежей располагаются горизонты кремнистых, терригенных и вулканогенных (туфы, туффиты) пород. В разрезах дифференцированных формаций нередко присутствуют сложные, ветвящиеся тела взрывных жерловых брекчий и тела некков и куполов выжимания, обычно приуроченных к палеокальдерам и крупным вулканическим центрам (см. рис. 52 и 54-55).

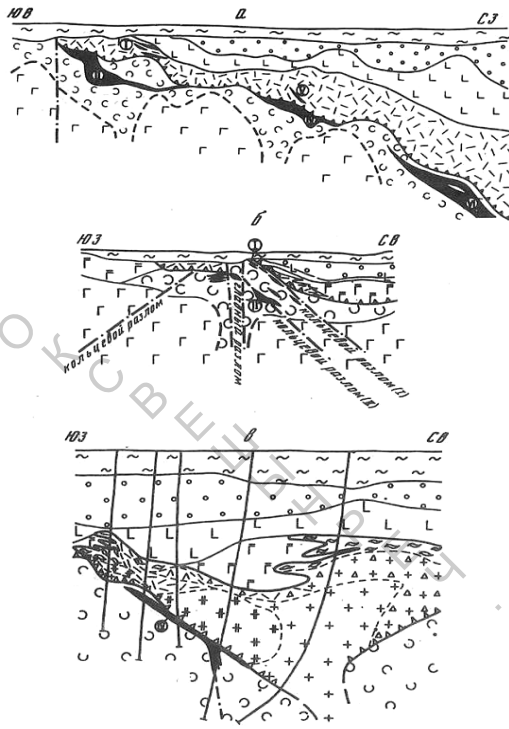


Рис. 52. Геологические разрезы вулканической постройки Юбилейного месторождения. Рудные залежи локализованы в зоне контакта базальтовых (внизу) и риолитовых толщ контрастной формации Ирландской палеодуги (ю.Урал). 1 - риолиты (а) и рио-дациты (б); 2 - дациты (а) и андезито-дациты (б); 3 - магматические брекчии: автомагматические (а) и эксплозивные (б); 4 - границы экструзивных тел (а) и их внутренних зон (б); 5 - четвертичные рыхлые отложения.

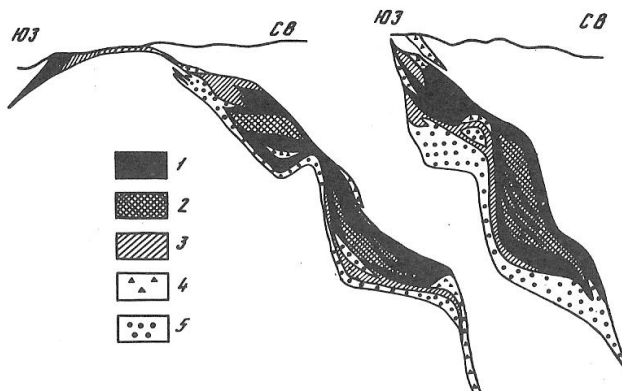


Рис. 53. Зональность 2-й рудной залежи Юбилейного месторождения (по данным геологов Переволочанской ГРЭ). 1 - 3 - сплошные руды: 1 - халькопирит-пиритовые; 2 - сфалерит-халькопирит-пиритовые; 3 - пиритовые; 4 - 5 - вкрапленные руды: 4 - халькопирит-пиритовые; 5 - пиритовые.

Рудные тела формировались на придонном и донном уровнях в рельефе вулканических островных дуг, а также на глубине до 1,5 - 2,0 км от поверхности. Они имеют обычно сложную грибообразную форму. Для некоторых крупных месторождений характерно многоэтажное кулисообразно-наклонное расположение линзовидных тел до глубины более 1,5 км (Гайское на Ю.Урале). Верхняя часть залежей сложена массивными сульфидными рудами, нижняя крутопадающая - прожилково - вкрапленными штокверкового типа (близкого к кипрскому типу). Полезные ископаемые: медь и цинк; присутствуют примеси золота, серебра и других металлов. Минеральный состав руд - пирит, халькопирит, сфалерит, реже - галенит. В распределении рудных минералов характерна зональность колчеданных залежей (см. рис. 53).

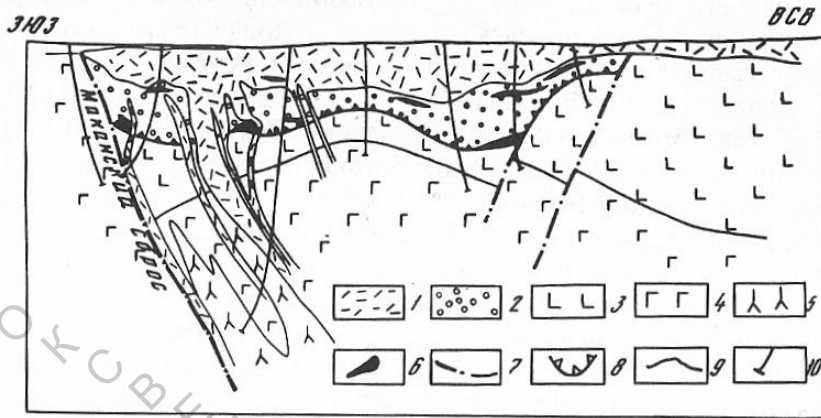


Рис. 54. Маканская палеокальдера и колчеданное оруденение (И.Б.Серавкину и др.)

1 - кальдерная риолито-дацитовая толща, с прослоями кремнистых туффитов и андезито-базальтовых туфов, экструзиями и субвулканическими интрузиями; 2 - вулканогенно-осадочная толща андезито-базальтового и смешанного состава, игнимбриты, кластолавы, прослой туффитов; 3 - лавы и туфы базальтового и андезито-базальтового состава (верхняя толща ирендыкской свиты); 4 - диабазы, диабазовые и базальтовые порфириты (нижняя толща); 5 - интрузии габбро-диабазов, диоритов и габбро-диоритов; 6 - колчеданные залежи; 7 - разломы; 8 - подошва кальдеры; 9 - геологические границы; 10 - буровые скважины.

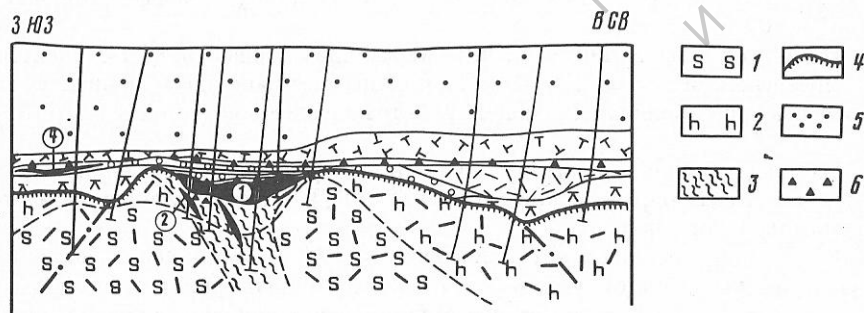


Рис. 55. Геологический разрез Подольского медноколчеданного месторождения, приуроченного к древней вулканогенной структуре риолит-дацит-базальтовой формации и перекрытого толщей улутауской свиты D2gv. 1-3 - метасоматиты окolorудных пород: 1 - серицит-хлорит-кварцевые, 2 - эпидот-хлорит-серицит-кварцевые, 3 - серицит-кварцевые и монокварцевые породы (вторичные кварциты) - центральной зоны подводящего канала; 4 - поверхность рудоносного купола; 5 - вулканогенно-осадочные отложения улутауской свиты; 6 - горизонт рудокластов. Цифры в кружках: 1 - основное рудное тело; 2 - вкрапленно-прожилковые руды.

*Tun Куроко* менее распространен, он характерен для мезо-кайнозойских вулканических зон и поясов. Месторождения приурочены к зрелым внутренним островным дугам энсиалического типа. Месторождения парагенетически связаны с дифференцированной известково-щелочной базальт-андезит-дацит-риолитовой формацией. Полезные ископаемые: цинк, медь, свинец и другие металлы.

Типичные представители - месторождения Японии (колчеданоносный миоценовый пояс Куроко), есть пока что немногочисленные примеры на Камчатке и Курильских островах. Палеоаналогами этого типа могут считаться некоторые колчеданные месторождения герцинид Урала и Рудного Алтая, каледонид Скандинавии, так называемого "пиритового пояса" Испании и Португалии, докембрийских зеленокаменных поясов древних кратонов (Старостин, Игнатов, 2006), однако здесь заметны серьезные отличия, в первую очередь, в степени глубинности и характере окolorудного метаморфизма. Поэтому все более ранние проявления колчеданной формации заслуживают отдельного рассмотрения (например, под названием "уральского" типа, хотя бы уже потому, что им нередко в том или ином районе принадлежит ведущая роль в общей добыче руд меди и цинка.

Для месторождений типа Куроко характерны сложные грибообразные рудные тела с нижней секущей штокверкообразной частью и верхней - субпластовой. Выделяются зоны (снизу вверх): брекчиевых руд, "желтых" и "черных" сульфидных руд, прикрытых панцырем оксидных железист-кремнистых образований (см. рис. 56). В нижней части

развиты руды прожилково-вкрапленные пирит-халькопиритовые, сменяющиеся кверху пирит-халькопиритовыми (реже - сфалерит-галенитовыми) и почти мономинеральными пиритовыми с небольшим количеством халькопирита. В верхней части пластовая или линзовидная залежь разделяется на несколько стратифицированных зон (снизу вверх):

- 1) пирит-халькопиритово-сфалерит-барит-кварцевая зона ;
- 2) сфалерит-галенит-халькопирит-пирит-баритовая зона;
- 3) баритовая зона (с кальцитом, доломитом и сидеритом);
- 4) яшмовая (железисто-кремнистая) зона.

**Околорудные метасоматиты.** Для месторождений данного подкласса характерна четкая метасоматическая зональность. В ядре структуры развиты (вместе с рудной ассоциацией) кварц-серицитовые метасоматиты. Далее от центра следуют серицит-монтмориллонит-магнезиальнохлоритовые и серицит-монтмориллонит -альбит-калишпат-железо-магнезиальнохлоритовые метасоматиты. По периферии отмечены монтмориллонит-цеолитовые метасоматиты.

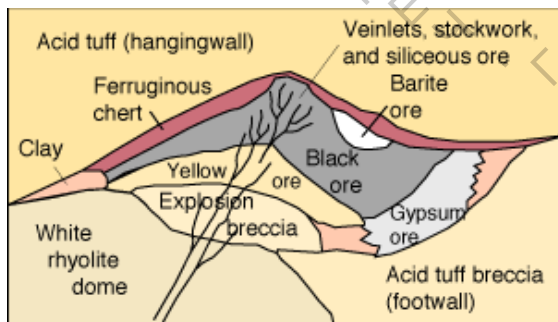


Рис. 56. Схематический разрез месторождения типа Куроко (<http://volcano.oregonstate.edu/book/export/html>)

*Тип Бессии (Бессии) или Филизчайский* менее известен (и менее изучен), его представители составляют не более 7-8 % всего количества медноколчеданных месторождений в мире. Этот тип так же, как и кипрский, представлен рудами халькопирит-пиритового состава и ассоциирует с вулканитами недифференцированных базальтовых формаций.

Ранее считалось, что позиция месторождений этого типа соответствовала зонам фаций рудоотложения удаленных от вулканических источников. Геотектонически это могло соответствовать континентальному склону и подножию внешней островной дуги.

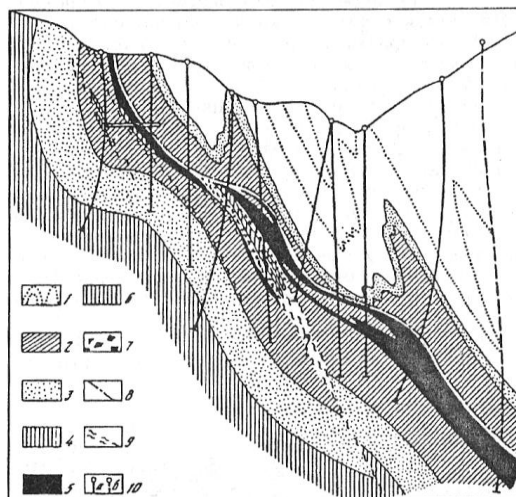


Рис. 57. Геологический разрез Филизчайского медноколчеданного месторождения, Сев.Кавказ (по Н.Шатагину и С.Сандомирскому). 1 - толщина аргиллитов с редкими прослоями алевролитов и песчаников; 2 - однородная толщина аргиллитов; 3 - пачка песчаников; 4 - нижняя пачка аргиллитов; 5 - полосчатые медноколчеданные руды; 6 - пирротиновые руды; 7 - пятнистые пирит-пирротиновые руды; 8 - разрывные нарушения; 9 - зона кварц-сульфидных прожилков; 10 - буровые скважины.

Месторождения находятся в терригенных флишоидных толщах и удалены от магматических образований. Обычно вмещающие толщи смяты в линейные складки и метаморфизованы в результате деформации (Филизчайское, см. рис. 57).

В некоторых случаях руды залегают на базальтовых вулканитах и перекрываются кремнистыми сланцами с прослоями яшм (Бесши, пояс Самбагава, Япония).

В последние годы было установлено, что медноколчеданные руды месторождений этого типа накапливаются в депрессиях на склонах срединно-океанических хребтов (см. рис. 58), вблизи континентальных окраин, в задуговых спрединговых бассейнах и, более редко - во внутриконтинентальных рифтогенных бассейнах. Для них характерны широкое развитие турбидитов в рудоносной слоистой толще, присутствие базальтовых силлов, листовидная форма рудных залежей, обогащение кобальтом медно-цинковых руд, относительно низкие содержания в них Cu, Zn, Ag и Au, и относительно большие запасы руд и металлов (Дергачев А.Л. и др., 2011). Современными аналогами месторождений типа Бесши являются: 1) сульфидное поле Гуйамас в Калифорнийском заливе - в пределах рифтовой впадины, заполненной рыхлыми осадками; 2) сульфидное поле в трогге Эсканаба хребта Горда у континентальной окраины Калифорнии; 3) сульфидные поля Миддл Велью хребта Хуан де Фука. Как правило, что они принадлежат низкосрединговым рифтам, заполненным осадками.

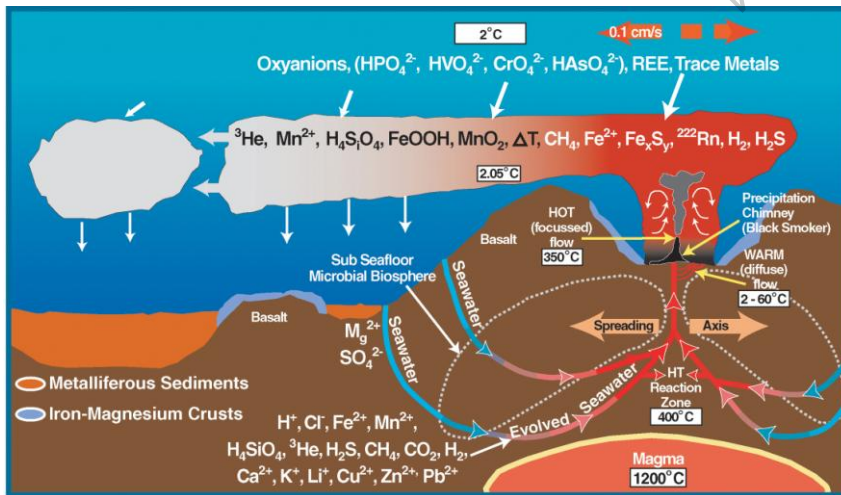


Рис. 58. Теоретическая модель образования сульфидных залежей: справа - "черных курильщиков" (колчеданных месторождений кипрского типа) и слева - ассоциирующихся с ними удаленных металлоносных осадков (колчеданных залежей типа Бесши).

Весьма важно, что в эти же годы были обнаружены новые месторождения этой рудной формации на Юго-Западном Алтае, отличные от широко известной на Рудном Алтае колчеданно-полиметаллической формации. Эти месторождения - Карчига и Вавилонское - были обнаружены в двух рудных районах Иртышской зоны смятия Иртыш-Зайсанского складчатого пояса (см. рис. 126, 127). Алтайские месторождения, отнесенные к типу Бесши, подверглись в Иртышской зоне смятия региональному метаморфизму эпидот-амфиболитовой фации, что привело к появлению регенерированного существенно халькопиритового оруденения, обогащенного медью.

Их особенностями являются следующие:

- 1) рудовмещающие породы представлены в основном пелитовыми разностями и содержат прослои вулканитов основного состава (при полном отсутствии кислых вулканитов);
- 2) рудные залежи - согласные пластовые, лентообразные, реже линзовидные;
- 3) оруденение пространственно связано с метаморфизованными породами хлорит-антофиллитового состава;
- 4) Руды имеют простой состав: пирит, халькопирит, пирротин, в меньшем количестве - сфалерит, магнетит;

5) в рудах преобладает медь над цинком и практически полностью отсутствует свинец;

6) Элементы-примеси также присутствуют в пониженном содержании, за исключением только кобальта.

Месторождения типа Бесши формировались в среднем-позднем девоне в зоне мощной аккреционной призмы над зоной субдукции, в то время как рудноалтайские месторождения типа Куроко - в вулканогенном поясе активной континентальной окраины. По своему строению, взаимоотношениям с вмещающим породами, формам рудных тел месторождение Карчига резко отличается от рудноалтайских месторождений, например, Ново-Ленингорского (см. рис. 59).

Несмотря на интенсивные деформации, руды новых алтайских месторождений обнаруживают близкое сходство с классическими осадочно-кластогенными рудами месторождений типа Бесши (см. рис. 60).

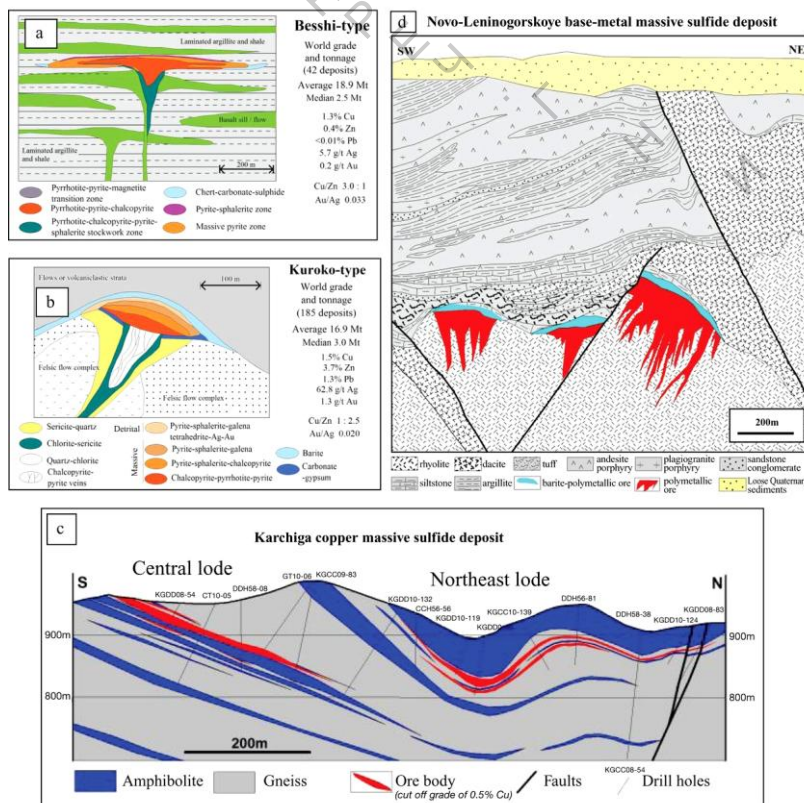


Рис. 59. Сравнение структур медноколчеданного месторождения Карчига, Юго-Зап.Алтай (с) и колчеданно-полиметаллического месторождения Ново-Ленингорское, Рудный Алтай (d), как представителей типов Бесши и Куроко (a,b). По Лобанову К.В., 2012.

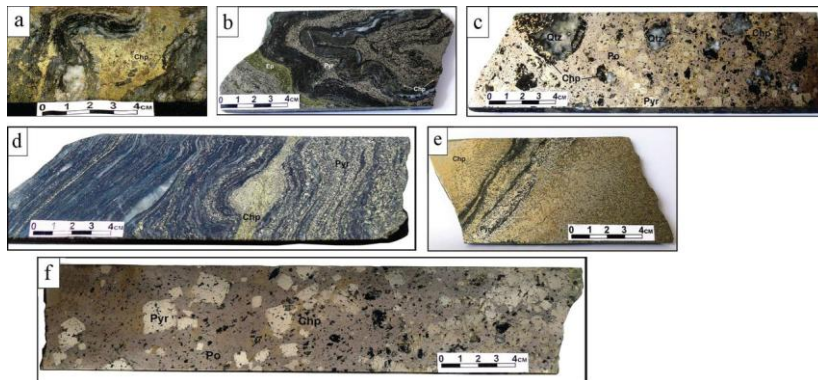


Рис. 60. Слоистые и обломочные колчеданные руды месторождения Карчига, Юго-зап. Алтай.

В завершение обзора типов медноколчеданных месторождений приведем весьма важную диаграмму, иллюстрирующую их различия в содержании главных металлов в виде примеси в пиритах (см. рис. 61). Лучшего доказательства для выделения этих типов, кажется, не требуется. Мы видим также принципиальное сходство геохимии пиритов у месторождений кипрского типа и типа Бесши.

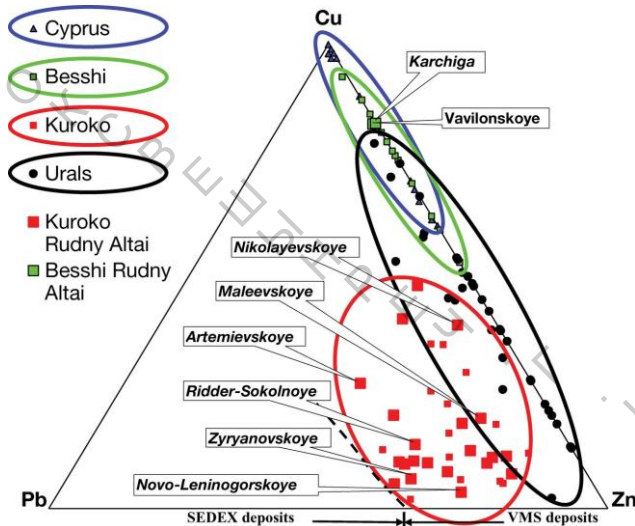


Рис. 61. Содержание меди, цинка и свинца в пиритах основных типов колчеданных месторождений (по К.В.Лобанову, 2012).

### Вулкано-плутоногенные (порфировые) месторождения

Месторождения этого класса подразделяются на медно-, медно-молибден-, золото-молибден- и медно-золото-порфировые. Они связаны с вулкано-плутоническими комплексами активных окраин континентов и зрелых (энсиалических) островных вулканических дуг (см. рис. 62). Наиболее известны и интенсивно разрабатываются месторождения мезо-кайнозойского возраста (Анды в Южной Америке и Кордильеры в Северной Америке, Иран и Тибет в Азии, а также на Малом Кавказе, Филиппинах, в Индонезии, Фиджи и др.). Только месторождения Южной и Северной Америк обеспечивают добычу почти половины руд меди в западном мире (без России), а вместе с остальными перечисленными - две трети производства этого металла. Более древние месторождения обычно принадлежат палеозойским складчатым поясам (Урал, Сев. Тянь-Шань, Аппалачи и др.), они встречаются реже, возможно потому, что еще мало изучены.

Как правило, это крупные и очень крупные объекты, уникальные по размерам запасов. Значительная часть руд залегает недалеко от поверхности, что позволяет вести открытую разработку. Руды рассеянно-вкрапленного типа занимают нередко огромные объемы, ограничиваемые лишь минимальными ("бортовыми") содержаниями металлов. Содержания меди сравнительно низкие (по сравнению с рудами медноколчеданных месторождений) - от 0,25 до 1.0 %, в среднем для отдельных месторождения составляя 0,5 - 0,7 %. Наиболее известные примеры: Бингем (штат Юта, США), Кристмас, Мишен (Аризона, США), месторождения Береговых хребтов (на западе США), Чукикамата (Чили), месторождения Филиппин, Индонезии, Новой Гвинен, Японии и других островодужных систем Тихоокеанского кольца.



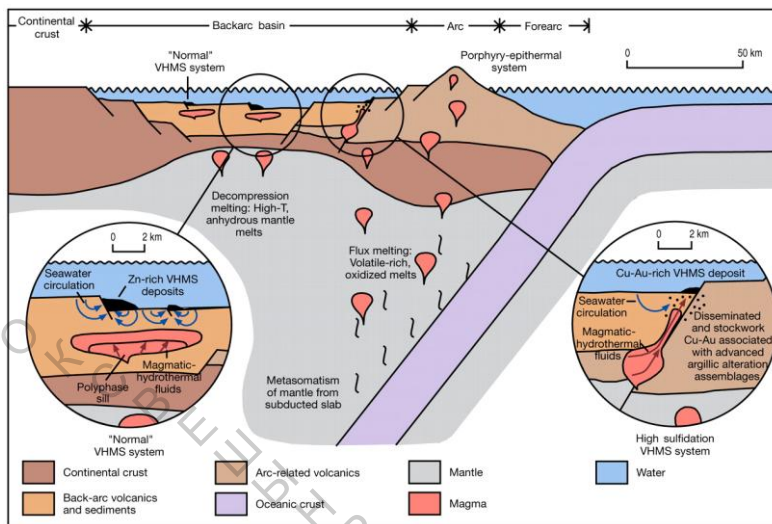


Рис. 62. Принципиальная схема образования оруденения порфирового типа (островных вулканических дуг и активных окраин континентов).

В пределах Альпийско-Гималайского коллизионного пояса отметим медно-порфировые месторождения Каджаран, Агарак (Армения), Сар-Чешме (Иран), Урало-Монгольского герцинского коллизионного пояса - Алмалык (Узбекистан), Коунрад, Бошекуль (Казахстан), Сорское (Кузнецкий Алатау), Эрденет (Монголия). Примером крупных месторождений медно-молибден-порфирового типа в России может быть Сорское, расположенное в восточных отрогах Кузнецкого Алатау, республика Хакасия (см. рис. 63). Структура его рудного поля штокверкового типа, приурочена к нижнепалеозойским гранитоидам (состав от габбродиоритов до лейкократовых гранитов). Рудное тело сформировано в несколько стадий рудной минерализации, разделённых во времени внедрением даек и штоков субщелочных гранит-порфиров. Более 80 % руд прожилково-вкрапленные. Главные рудные минералы: молибденит, пирит, халькопирит, основной жильный минерал - кварц. Парагенетически оруденение связывается с субщелочными гранит-порфирами. Разведанные запасы молибдена составляли более 45 % его балансовых запасов в России, но к настоящему времени месторождение считается выработанным и Сорский ГОК перенес свои работы на ближайшее Агаскырское месторождение того же типа.

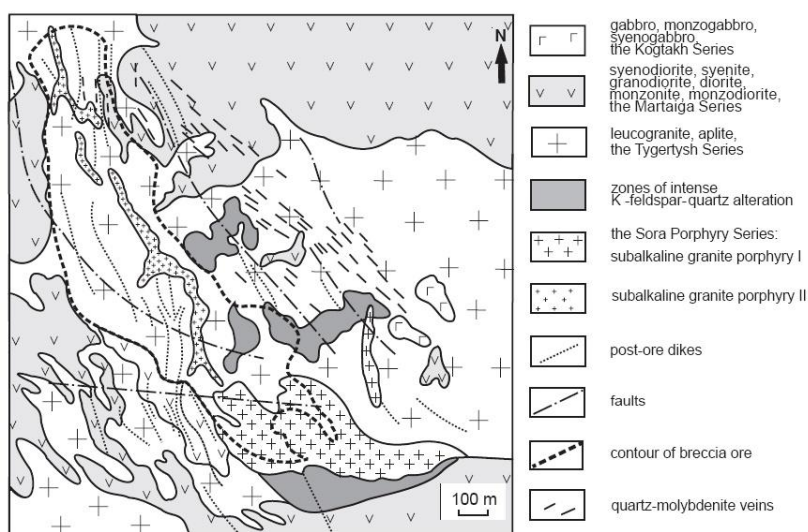


Рис. 63. Сорское медно-молибден-порфировое месторождение, Кузнецкий Алатау

На Урале крупных месторождений этого типа пока еще не найдено, хотя перспективы их обнаружения несомненны. На восточном склоне Южного Урала присутствуют фрагменты разновозрастных позднеостроводужных и раннеколлизионных

вулкано-плутонических комплексов с мелкими месторождениями и рудопроявлениями медно-порфирового типа - Салаватское и Вознесенское в тектонических пластинах зоны меланжа Главного Уральского разлома, Верхнеуральское, Тумаркольское в восточных зонах Магнитогорского мегасинклинория, Еленовское и Верхнекиембаевское - в пределах Восточно-Уральского мегантиклинория, в аллохтоне Еленовской грабен-синформы, Новониколаевское и Михеевское в Восточно-Уральском мегасинклинории, Баталинское и Спиридоновское - в Зауральском мегантиклинории. В 80-годы прошлого столетия геологами Саратовского университета на стадии поисково-оценочных работ был изучен район Еленовского месторождения и выявлено новое Верхнекиембаевское рудопроявление, связанное с ним, но гораздо больших размеров (Е.С.Тальнов, 1986, Я.А.Рихтер, 1990, 2008). Рассмотрим его подробнее.

Оруденение размещается в северо-западной части Еленовской интрузии диорит-кварцдиоритового состава, нередко имеющих порфировую структуру. Это штокообразное тело, которое вместе с вмещающими вулканитами среднего девона на глубине срезано зоной надвига и таким образом находится в аллохтонном положении. При этом возникли зоны интенсивного катаклаза и рассланцевания, подвергавшиеся гидротермальной переработке. В результате в объеме отдельных интрузивов или их блоков сформировалась характерная метасоматическая зональность, наложенная на более ранние изменения зеленокаменного метаморфизма и локальной пропилитизации. Снизу вверх выделяются: 1) зона калищпатизации и биотитизации (с магнетитом), 2) зона хлоритизации и альбитизации, 3) зона окварцевания и серитизации и 4) зона аргиллизации. Заметим, что в целом эта картина вполне соответствует классической зональности изменения околорудных пород медно-порфировых месторождений (см. рис. 64-65).

Оруденение в основном распространено в зоне окварцевания и серицитизации и представлено тонкорассеянной вкрапленностью пирита, халькопирита, реже борнита и молибденита. Рудная залежь не полностью оконтуренная, скорее всего близка по форме к штокверку. В зонах рассланцевания оруденение имеет прожилково-вкрапленный характер и тяготеет к телам кварц-турмалиновых пород (Еленовское месторождение) или к верхней части широко проявленной зоны хлоритизации и альбитизации, где также заметно окварцевание. Собственно Еленовское медное месторождение, разрабатывавшееся со времен бронзового века, представляет собой зону обогащенных при окислении прожилково-вкрапленных сульфидных руд порфирового типа. В составе руд присутствуют Cu, Mo, Co, Zn, Pb, Ag, Au. Содержание меди в интервалах опробования керны буровых скважин в целом низкое и колеблется в пределах 0,3-0,7% (заметно меньше, чем в рудах уральских медноколчеданных месторождений). Тем не менее, с учетом выявленных значительных по величине объемов оруденелых участков, разбуренных до глубины 400-550 м, Верхнекиембаевское проявление может оказаться вполне рентабельным объектом при разработке открытым способом, как большинство медно-порфировых месторождений.

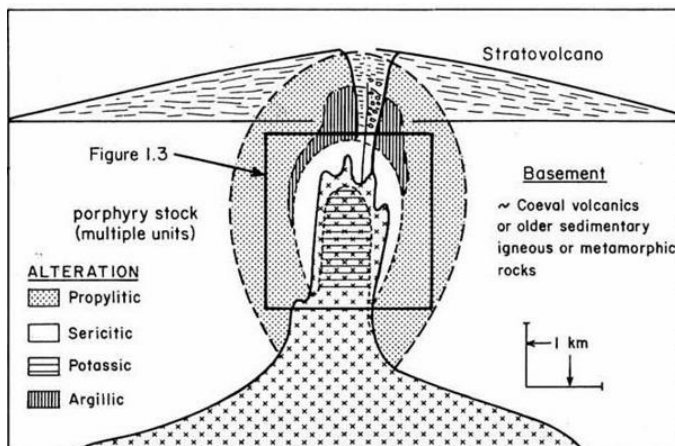


Рис. 64. Принципиальная схема зональности околорудных изменений медно-порфиrowого месторождения (<http://pacmag.com.au/faqs.11.html>)

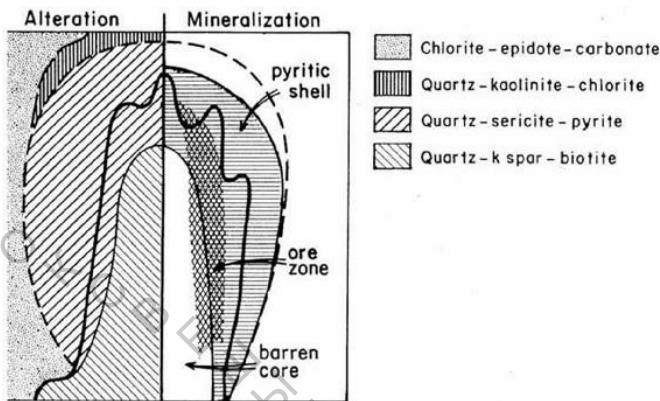


Рис. 65 (Fig. 1.3 на рис.64). Типичная зональность околорудных пород и рудной залежи медно-порфиrowого месторождения (<http://pacmag.com.au/faqs.11.html>)

## Современные процессы вулканогенного гидротермального рудообразования

К современным гидротермальным проявлениям относятся: эксгаляционные процессы срединно-океанических хребтов; ранее мы уже касались этой темы на примере "черных курильщиков" (см. рис. 66). Гораздо более наглядны термальные проявления Камчатки (кальдера Узон, Долина гейзеров) и Курильских островов, Аляски (Долина десяти тысяч дымов), Новой Зеландии и других регионов; известны также минерализованные источники Красного моря, полуострова Челекен (Каспийское море), Южной Калифорнии и многих других территорий.

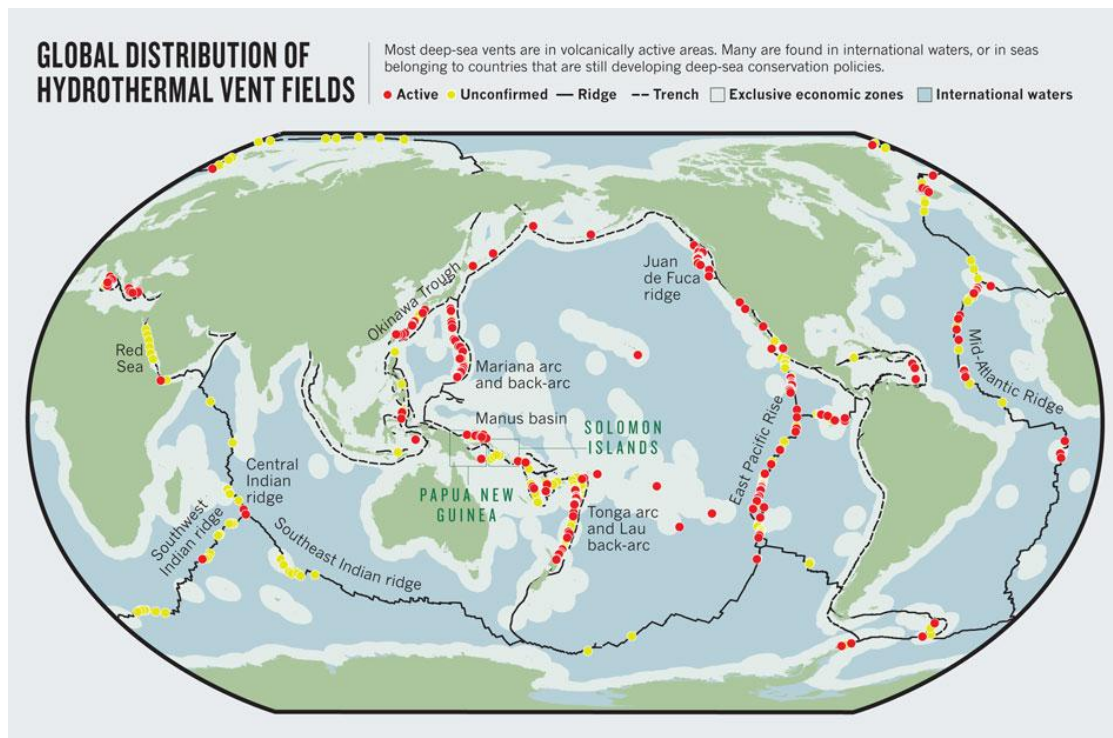


Рис. 66. Глобальное распространение современной проявлений гидротермальной активности на дне океанов и морей. ([http://www.nature.com/nature/journal/v470/n7332/fig\\_tab/470031a\\_F1.html](http://www.nature.com/nature/journal/v470/n7332/fig_tab/470031a_F1.html))

Современные гидротермальные процессы маркируют границы литосферных плит и "горячие точки" внутриплитного магматизма. Геологические условия локализации весьма разнообразны. Объединяющим для всех типов современных гидротерм служит наличие аномально высокого теплового потока различного генезиса (внедрение разогретой интрузии, близость вулканического очага). Широко представлена гидротермальная и геотермальная активность на Камчатке и Курильских островах (см. рис. 67). В изучении геотермальных полей, их режима, характера изменения слагающих их вулканогенных пород многое было сделано С.И.Набоко, Г.А.Карповым, В.М.Сугробовым, С.Н.Рычаговым. С конца 80-х годов прошлого столетия в этих исследованиях принимали участие геологи и геохимики Саратовского университета (А.Д.Коробов, О.П.Гончаренко, Я.А.Рихтер).

Для многих современных гидротермальных систем наблюдаются следующие метасоматические преобразования горных пород (сверху вниз):

- 1) поверхностная зона окремнения и карбонатизации (отложение гейзеритов и травертинов);
- 2) зона каолинизации и монтмориллонитизации;
- 3) зона цеолитизации;
- 4) зона адуляризации и альбитизации;
- 5) зона пропилитизации.

Основные типы пород, в которых концентрируются руды - кремнистые (опаловый тип рудопроявлений) и карбонатные (карбонатный тип). Кремнистый сульфидный железо-мышьяково-сурьмяно-ртутный тип рудопроявлений обусловливается действием перегретых хлоридно-натриевых гидротерм с сероводородом. Карбонатный железо-мышьяковый гидроокисный тип рудопроявлений образуется в областях разгрузки горячих хлоридно-натриевых гидротерм, богатых углекислотой, но бедных сероводородом.

Интересно, что среди минеральных образований современных паро-газо-гидротермальных систем в наши дни устанавливаются новые для них минералы, и просто новые минералы, до этого неизвестные науке. На вулкане Кудрявый (Курильские острова) известна аномально высокотемпературная металлоносная парогазовая система. При взаимодействии вулканических газов с породами на fumarолах образуются сублиматы сульфидов редких и рассеянных (Re, In, Ge, Mo, Bi) металлов. Среди них был впервые обнаружен минерал рения - чрезвычайно редкого в природе химического элемента, не встреченного ранее в собственных минералах и обычно входящего в виде примеси в минералы молибдена. Недавнее открытие этого нового минерала - рениита - произвело мировую сенсацию.

Транспорт металлов в газовой фазе осуществляется в формах хлоридов и карбониллов (СО), образующих комплексные соединения с двумя-тремя атомами металлов. Ресурсы металлов в газах вулкана Кудрявый оцениваются в 1-10 (Ag, Au), 20-50 (Re, In, Ge, Bi), и более 100 т/год (Cd, Mo). Сублиматообразование при температуре 700-350 °С зависит только от температуры: сульфиды Mo и Ge образуются при 600-700, Re - 400-600, Cd, In - 300-500, Bi - менее 350 °С. Максимальная скорость образования сульфидов наблюдается для сред, содержащих природные цеолиты, поверхность которых имеет большое количество анионных активных центров (Шадерман Ф. И., Креницкий А.А., 2000, 2008).



Рис. 67. Геотермальные и гидротермальные системы Камчатки (по Сугробову В.М.,1995).

### Плутоногенные месторождения

К плутоногенным относятся те гидротермальные месторождения, общим генетическим признаком которых является возникновение из глубинных горячих минерализованных растворов, связанных с остывающими плутонами и очагами. Несмотря на большое разнообразие гидротермальных месторождений, они достаточно четко обособлены в морфологическом и генетическом плане от месторождений других групп. Для них характерны наложенный (эпигенетический) характер оруденения по отношению к вмещающим породам, преобладание жильной формы рудных тел и структурно-тектонический контроль в их размещении, присутствие типичных парагенезисов рудных и нерудных минералов, характерных для определенных стадий гидротермального процесса.

Связь гидротермальных месторождений с магматическими процессами не всегда очевидна и трактуется чаще всего на основании пространственной или временной совмещенности этих месторождений с какими-либо магматическими породами, их телами и массивами. Лишь в некоторых случаях удается доказать прямую генетическую связь оруденения с определенной интрузией или породами какой-либо фазы внедрения этой интрузии. Чаще можно лишь указать на их парагенетическую связь (например, сонахождение тех и других проявлений в одних и тех же условиях или близкое одновременное образование). Наконец, в случае отсутствия признаков какой-либо связи с магматическими образованиями гидротермальные образования приходится относить такие месторождения к удаленно-магматическим (например, многие телотермальные месторождения) или эпигенетическим, вообще не имеющим отношения к магматизму.

Как правило, при наличии большого рудогенерирующего магматического очага или батолита вокруг него образуется ареал гидротермальных месторождений (что показали еще Эммонс, Линдгрэн, С.С.Смирнов и др.). На зональность рудоотложения влияют многочисленные факторы (температура, давление, состав вмещающих пород и др) и она различна для разных групп и классов месторождений, формировавшихся в различных геологических обстановках. Различают (В. И. Смирнов) зональность первого рода, обусловленную стадийностью процесса рудоотложения, и второго рода, связанную с фациальной (соответствующей определенным условиям температуры, давления и др.) последовательностью выпадения из раствора минералов. Например, по температуре

минералообразования ближе всего к источнику образуются высокотемпературные месторождения (W, Mo, Sn), затем - среднетемпературные (Cu, Co, Ni) и на максимальном удалении - низкотемпературные (Ag, Au, Sb, Hg).

На месторождениях выделяют три типа даек: дорудные, интарудные и пострудные. Соответственно, дорудные и интарудные дайки могут содержать оруденение, пострудные секут и метаморфизуют руды. Иногда оруденение приурочено именно к дорудным дайкам (Березовское месторождение, Урал).

Гидротермальные системы приурочены к проницаемым зонам и источникам повышенного теплового потока. Главная форма гидротермальных рудных тел - жильная. Встречаются простые и сложные жилы, штокверки, приуроченные к зонам трещиноватости и дробления, трубообразные тела, заполненные взрывными брекчиями. Различают жилы выполнения полостей вдоль трещин с резкими контактами, и жилы замещения - при инфильтрационном или диффузионном метасоматозе в твердом субстрате, с расплывчатыми и неровными контактами. Существуют жилы с признаками как свободного (в центре), так и метасоматического (по зальбандам (краям)) минералообразования. Встречаются зоны рассеянного вкрапленного оруденения метасоматического генезиса в пористых породах. Локализация рудных тел определяется тектоническими разрывными нарушениями, подводящими растворы и флюиды к зонам рудоотложения, фильтрационно-емкостными свойствами горных пород, проницаемых для флюидного потока или непроницаемых для него ( выполняющих роль "экранов" для гидротерм).

**Гидротермальные изменения вмещающих пород и оруденение.** Околорудные изменения вмещающих горных пород - совокупность изменений, с которыми генетически связано образование руд. Эти изменения могут происходить до, одновременно и после отложения руд. Соответственно, выделяют прерудный (обычно - наиболее значительный по масштабам), рудосопровождающий и пострудный метасоматоз. Основная масса околорудных (или рудоносных) метасоматитов связана с эндогенными постмагматическими процессами.

Образование руд и рудоносных (околорудных) метасоматитов - это единый рудно-метасоматический процесс минералообразования, в котором по масштабу обычно преобладает процесс изменения вмещающих пород, а рудоотложение является обычно завершающей частью этого процесса. Для метасоматического минералообразования характерны свои особенности, отличающиеся от деталей формирования магматических и метаморфических пород, а также от жильных тел выполнения открытых полостей. Уменьшение числа минералов в метасоматических зонах по мере увеличения интенсивности процесса, вплоть до образования мономинеральных зон - *наиболее характерная отличительная черта метасоматических процессов*. Метасоматическая зональность вызывается дифференциальной подвижностью компонентов: на границе каждой из зон по мере увеличения интенсивности происходит последовательный переход компонентов из инертного состава во вполне подвижное; эта последовательность носит название ряда дифференциальной подвижности компонентов.

В зависимости от кислотности среды минералообразования установлено три варианта рядов дифференциальной подвижности элементов (в порядке убывания):

- 1) для кислых и близнейтральных условий - K, Na, Ca, Mg, Fe, Si, Al, Ti;
- 2) для щелочной среды - K, Na, Si, Al, Ca, Mg, Fe, Ti;
- 3) для условий высокой щелочности - Si, Al, Ti, K, Na, Ca, Mg, Fe.

По характеру соотношения с магматическим процессом метасоматизм может быть разделен на домагматический, синмагматический и постмагматический. Наиболее широко распространен постмагматический метасоматизм, проявляющийся преимущественно локально в зонах гидротермальной переработки пород в околорудном пространстве эндогенных месторождений. Для него характерны регрессивная направленность,

отчетливая зональность, четкий структурный контроль, кислотнo-щелочная эволюция растворов, концентрация рудного вещества.

При изучении рудных месторождений выделяются различные временные интервалы, в течение которых происходит рудообразование. Обычно для этой цели используются термины "этап" и "стадия" минерализации. Применительно к рудно-метасоматическим процессам этап минералообразования - временной интервал, соответствующий закономерному развитию единого гидротермального процесса, что выражено в проявлении раннего предрудного изменения пород, рудоотложения и образования послерудных ассоциаций. Например, можно выделять березито-золоторудный, скарново-магнетитовый, эйсито-урановорудный и др. этапы. В каждом рудно-метасоматическом этапе можно выделить несколько стадий - либо по названию минеральных ассоциаций, либо по отношению к процессу рудоотложения (предрудная, рудосопровождающая и пострудная стадии метасоматоза), либо по характеру физико-химической эволюции растворов, главным фактором которой является изменение режима их pH.

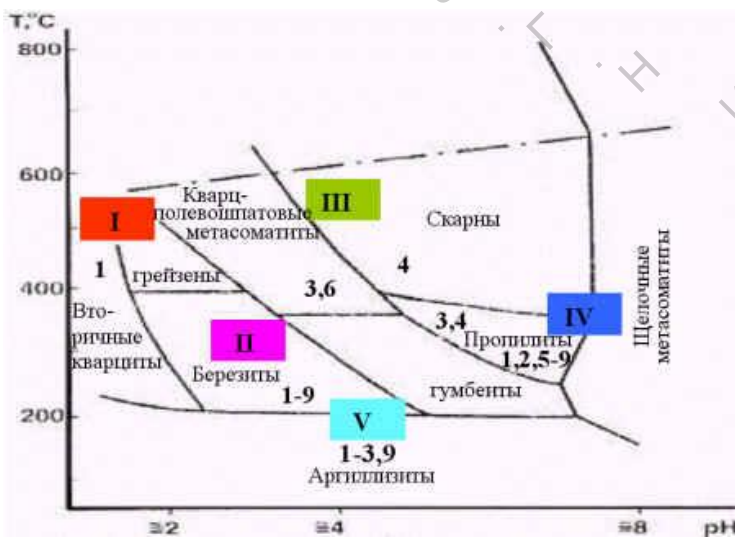


Рис. 68. Условия образования различных типов метасоматитов.

<http://imp.uiggm.nsc.ru/lab454/otch/52.htm>

В первом приближении можно выделить четыре основные группы метасоматитов, отражающие вариации кислотности-щелочности растворов (см. рис. 68):

- 1) наиболее кислотные (вторичные кварциты), в которых из алюмосиликатов устойчив каолинит, содержащий Al только в координации "6";
- 2) менее кислотные (березиты, грейзены) с мусковитом, содержащим Al в двух координациях ("4" и "6");
- 3) околoneйтральные метасоматиты (пропилиты и гумбеиты), в которых устойчивы каркасные силикаты (полевые шпаты и цеолиты) с Al только в координации "4";
- 4) нейтральные и слабoкислотные метасоматиты - скарны, в силикатах которых Al имеет шестерную координацию иона;
- 5) щелочные метасоматиты с фельдшпатоидами (координация Al = 4 и отношение Al/Si выше, чем в полевых шпатах и цеолитах).

Наиболее высокотемпературными следует считать метасоматиты щелочно-ультраосновных комплексов (фениты) и магнезиальные скарны (свыше 600 °C). В интервале от 600 до 400 °C возникают высокотемпературные метасоматиты - грейзены, кварц-альбит-полевошпатовые метасоматиты (апограниты), известковые скарны, альбититы. В интервале 400-200 °C возникают среднетемпературные метасоматиты - вторичные кварциты (от 500 °C), березиты, гумбеиты, пропилиты, эйситы (350-150 °C).

При температуре ниже 200 °С образуются низкотемпературные метасоматиты - аргиллизиты и низкотемпературные фации гумбеитов.

Необходимо отметить, что максимум кислотности флюидов и растворов проявляется в разных системах при разной температуре: 150-250 °С в пропилит-березитовом и в пропилит-аргиллизитовом рядах, 300-400 °С в ряду кварц-полевошпатовые метасоматиты - вторичные кварциты, 400-500 °С для последовательности роговики-скарны-грейзены, 700-800 °С в метасоматитах щелочно-ультраосновных магматических комплексов.

Различия температур инверсии режима кислотности-щелочности показывают, что помимо температуры рН раствора определяется некоей волновой функцией, связывающей кислотность раствора с динамикой его фильтрации через породы и с реакциями взаимодействия раствор-порода.

Положение зон измененных пород контролируется теми же структурами, которые определяют пути циркуляции рудоносных растворов и размещение рудных тел. В связи с этим наиболее часто метасоматиты облекают рудные тела со всех сторон в форме чехла. Такой чехол обычно имеет зональное строение, определяемое соответствующим типом метасоматической колонки. Контуры площади измененных пород обычно неправильные, с ответвлениями (апофизами) вдоль тектонических нарушений.

**Ореолы рассеяния.** Вмещающие породы вокруг рудных тел обычно содержат повышенное (по отношению к среднему для данной площади) количество рудообразующих металлов. Такие участки вокруг рудных тел называются *ореолами рассеяния*. Они бывают первичными (эндогенными) и вторичными (экзогенными). *Первичные ореолы рассеяния* образуются во вмещающих породах одновременно с рудными телами. При этом в породах возникает тонкая рассеянная вкрапленность рудных минералов, либо происходит изоморфное вхождение примесей в порообразующие минералы. Первичные ореолы обычно имеют форму чехла, облекающего рудные тела. Однако контуры ореолов менее правильные, чем у тел околорудных метасоматитов. Ореолы обычно более вытянуты вверх над рудными телами, проникая (для разных элементов) на расстояние до 300-500 м. Контур ореолов рассеяния в плане обычно превышает горизонтальную проекцию рудных тел и даже площади рудосопровождающих метасоматитов в несколько раз.

*Вторичные ореолы рассеяния* образуются при химическом разложении и механическом разрушении верхней части рудных тел в приповерхностной зоне в связи с разносом рудного материала по земной поверхности. На использовании ореолов рассеяния основаны методы поисковой геохимии, благодаря которым осуществляются поиски скрытых ("слепых") и погребенных под осадками рудных тел.

**Физико-химические и термодинамические условия.** Движение гидротермальных потоков с рудогенерирующими компонентами, находящимися в виде взвесей, истинных и коллоидных растворов, контролируется пористостью, проницаемостью, температурой и давлением среды рудообразования. Наиболее продуктивная фаза гидротермального процесса протекает при температуре 400-100 °С. На образование среднего месторождения необходимо  $8 \cdot 10^{10}$  КДж тепловой энергии. Это в несколько тысяч раз превышает количество энергии, соответствующее поступлению от среднего (фоновое) теплового потока. Поэтому необходимы аномально высокие тепловые потоки, создаваемые при остывании крупных магматических очагов, а также генерируемые в верхней мантии и земной коре над зонами субдукции. Такие потоки тепла и флюида характерны также и для зон спрединга, а также над мантийными плюмами "горячих точек". Температуру минералообразования определяют по минералам- геотермометрам и их равновесиям, характерным парагенетическим ассоциациям и минералам, геотермометрическими методами по газовой-жидким включениям в минералах и типоморфным элементам-примесям. Установлено, что гидротермальные месторождения формируются при литостатическом давлении от десятков до 500 МПа, наиболее часто - 150-200 МПа.



**Источники воды и вещества.** Под гидротермальными растворами - гидротермами - понимают нагретые до 600 °С многокомпонентные газово-жидкие растворы сложного состава, циркулирующие в недрах гидротермальных систем и участвующие в перемещении и отложении минерального вещества.

Основной компонент гидротерм - вода в гидротермальные системы может поступать из пяти источников: магматического, атмосферного, порового, морского и метаморфического (см. рис. 69).

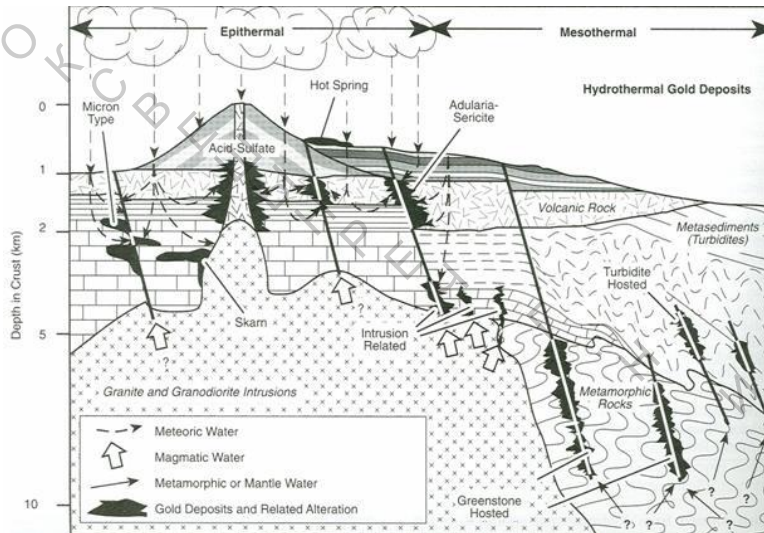


Рис. 69. Источники воды эпитермальных и мезотермальных растворов .

Источник поступления воды определяется по отношению изотопов кислорода и водорода во включениях и по их химическому составу. Важным показателем служит величина  $K_C = \text{H}_2\text{O}/(\text{CO}_2 + \text{CO})$ . Для магматических источников  $K_C$  составляет 0.1-5.0, для поровых - первые десятки, атмосферных - больше 100, морских - 400 и более, метаморфогенных - 15-50.

Источники вещества в месторождениях:

- 1) мантийные (подкоровые, базальтоидные) - **Fe, Mn, Ti, V, Cr, Ni, Cu, Pt** и др.;
- 2) коровые (гранитоидные, ассимиляционные) - **Sn, W, Be, Li, Nb, Ta** и др.;
- 3) фильтрационные (коровые немагматические, обусловленные заимствованием веществ из боковых пород на пути циркуляции растворов) - **Si, Ca, Mg, K, Cl, Fe, Mn, Zn, Pb, Au, U, Co** и др.

Основные источники вещества для гидротермальных систем – коровый и фильтрационный.

**Формы переноса вещества.** Формы переноса минеральных соединений представлены истинными растворами, коллоидами, простыми ионными и комплексными ионно-молекулярными соединениями. В природе на различных стадиях рудного процесса и в различных геологических условиях присутствуют все отмеченные формы. Однако ведущими, определяющими перенос основной массы рудного вещества являются комплексные ионно-молекулярные соединения. Они состоят из ядра и обрамляющих его лиганд, хорошо растворимы, чувствительны к физико-химическим условиям и реагируют на их изменения - легко распадаются на простые ионы и образуют труднорастворимые соединения. Ядро такого комплекса - катион, который может состоять из одного или нескольких элементов. Лиганды образуются отрицательно заряженными ионами или молекулами. Комплексы различают по составу лиганд: хлоридные, сульфидные, уран-карбонат-фосфатные и др.

Информация о формах переноса и причинах отложения рудного вещества базируется на данных изучения газово-жидких включений в минералах, экспериментальных определениях и теоретических расчетах. В результате установлено, что перенос рудных

элементов происходит во флюидах, насыщенных хлоридами щелочных металлов, углекислотой и углеводородами.

Экспериментальные данные показывают, что хлоридная форма переноса является господствующей при температуре выше 200 °С для Fe, Cu, Zn, Pb, Ag. При низкой температуре (200-50 °С) легко растворимы другие (например, гидросульфидные) ( $\text{HS}^-$ ) комплексы. Если нанести на один график данные о растворимости рудных компонентов в слабокислых хлоридных растворах, то окажется, что в области температуры 500-300 °С существует ряд (в порядке увеличения концентрации в растворе): Sn, W - Fe - Zn - Pb - Sb - Hg). Этот ряд соответствует классической схеме вертикальной зональности по Эммонсу. Важным фактором, контролирующим перенос и отложение вещества, является рН растворов. Осаждение из растворов, имевших изначально кислую реакцию, происходило при повышении рН, а из щелочных - напротив, при понижении (реакция нейтрализации). На миграцию рудного вещества большое влияние оказывает содержание в растворах сульфидной серы. Так, во флюидах зон спрединга концентрация серы составляет 130-285 мг/кг. Изотопный анализ соотношения тяжелой (коровой) и легкой (мантийной) серы показывает участие обеих типов серы в формировании руд, с преобладанием тяжелой. Это говорит о значительном участии морских растворов, насыщенных континентальных рассолов и эвапоритов в рудообразующем процессе, а также о частом смешении ювенильных и коровых вод при гидротермальном рудообразовании.

**Модели гидродинамических условий формирования гидротермальных месторождений.** Разработано несколько моделей рудообразующих гидротермальных систем: 1) *Вынужденная миграция* обусловлена действием внешних сил. Она может быть вызвана генерацией растворов при кристаллизации магм (остывание расплава и отщепление паров и газов, затем растворов) или дегидратацией минералов и отжимом поровых вод в связи с диагенезом осадков и метаморфизмом пород. При поступлении сжатых напорных вод в породу могут возникать трещины гидроразрыва, облегчающие дальнейшее продвижение гидротерм. Избыточное давление в области формирования гидротерм вызывает восходящее движение растворов вплоть до области их разгрузки на земную поверхность. Средний градиент давления равен 10 МПа/км.

2) *Свободная миграция, или тепловая конвекция.* Для тепловой конвекции характерно восходящее движение разогретой центральной части системы и нисходящее - охлажденных периферических. Система существует только благодаря трещинной проницаемости, так как градиент давления небольшой (при вертикальном перепаде температуры 200 °С на 5 км градиент давления не превышает 0.5-1.0 МПа/км. Подобным образом формируется большинство плутоногенных гидротермальных месторождений. Руды отлагаются в верхней части системы благодаря различным барьерам (термодинамическим, геохимическим).

3) *Гравитационная миграция* представлена нисходящим движением термальных растворов под действием силы тяжести. Разогрев может осуществляться благодаря внедрению интрузий, но чаще - из-за экзотермических реакций между компонентами раствора. Гидротермы такого типа формируют эпигенетические месторождения. Параметры: при перепаде высоты движения растворов 4 км, длине системы 40-80 км и плотности флюида 1000 кг/м<sup>3</sup> градиент давления равен 0.5-1.0 МПа/км.

Смешение растворов происходит вследствие общей тенденции для всех видов подземных флюидов сосредотачиваться в наиболее проницаемых элементах геологических структур. Гидродинамическое строение потоков подчиняется принципу минимизации затрат энергии на процесс фильтрации. Движение растворов самоорганизуется так, чтобы максимально использовать наиболее проницаемые каналы. Одним из важнейших условий для смешения растворов является равенство давлений в обоих флюидных потоках в зоне встречи. В связи с этим по мере понижения давления в гидротермальных системах доля метеорной составляющей в растворах будет увеличиваться от ранних этапов процесса к завершающим.

Перемещение вещества гидротермальными растворами осуществляется двумя способами - инфильтрацией и диффузией. Инфильтрация обусловлена давлением парообразной фазы, литостатическим давлением и гидростатическим напором, тектоническим стрессом (направленным давлением) и тектоническим градиентом. Диффузия - процесс исключительно медленный (скорость - 0.4 - 1.8 м за десять тысяч лет). Она определяет ход метасоматических преобразований и обуславливает минералообразование в поровых системах пород.

Основная масса гидротермальных месторождений формируется на глубинах от 0 до 5 км. Они могут возникать и на большей глубине (до 10-12 км) при наличии проницаемых зон (данные по Кольской сверхглубокой скважине).

Отложение вещества из гидротермальных растворов может вызываться:

- 1) обменными и окислительно-восстановительными реакциями;
- 2) изменением рН, влияющим на растворимость соединений;
- 3) коагуляцией коллоидных растворов;
- 4) распадом комплексных соединений;
- 5) фильтрационным эффектом;
- 6) сорбцией.

Все эти и другие эффекты обусловлены действием так называемых "*геохимических барьеров*" - обстановок, соответствующих переходу физико-химических систем гидротерм из одного равновесного состояния в другое благодаря взаимодействию с активными подвижными компонентами и их соединениями. В этих обстановках происходит фиксация части ранее растворенных соединений в виде выпавшего осадка - новых минералов, в том числе рудных.

Особую роль в гидротермальном процессе играет режим серы и кислорода. При высоком потенциале серы возникают сульфиды, кислорода - сульфаты. Количество (парциальное давление) кислорода увеличивается с приближением к земной поверхности. В результате в приповерхностных условиях сульфиды сменяются сульфатами. В ходе гидротермального процесса часто сначала потенциал серы растет, а затем к его концу понижается. Поэтому в начале и конце этапа рудообразования формируются малосернистые соединения. Максимум сульфидов выпадает в средние (рудные) стадии. Длительность образования гидротермальных месторождений составляет от нескольких десятков до нескольких сотен тысяч лет. Отдельные жилы формируются в короткие периоды (сотни и первые тысячи лет), но в целом рудное месторождение, поле и район с учетом прерывистой, пульсирующей деятельности гидротермальных систем и периодического изменения тектонических полей напряжения образуются этапами в течение десятков-сотен тысяч лет.

### **Гидротермальные месторождения, связанные с гранитами**

Эти месторождения как бы продолжают магматогенную серию и по геолого-генетическим условиям образования тесно связаны со скарновой и альбитит-грейзеновой группами месторождений. Геотектоническая обстановка формирования различная, чаще всего такие месторождения формируются в условиях субдукции на коре переходного типа и в обстановке коллизии на коре континентального типа. В образовании продуктивных комплексов принимают участие коровые (палингенные) магмы, реже дифференциаты мантийных магм. Становление гранитоидных массивов происходило на глубинах 3-10 км. Источниками рудных элементов в гранитных магмах могут быть ассимилируемые при палингенезе терригенные осадки (в том числе - метаморфизованные), в которых содержание этих элементов на 1-2 и более порядка превышает мантийные концентрации.

Сюда относятся очень разнообразные месторождения Au, Ag, Mo, W, Cu, Pb-Zn, Sn, Bi, U, As, Sb. Нередко они обнаруживают многоэлементный комплексный характер.

С позиции рудоносности важно деление гранитоидов на *магнетитовый* и *ильменитовый* типы. С первым связаны сульфидные месторождения (полиметаллические, золото-серебряные и часть молибденовых), а со вторым - касситерита, вольфрамита, берилла, флюорита, шеелита. Масштабы оруденения обусловлены масштабами предрудного метасоматоза - альбитизации и калишпатизации.

Глубина образования рудных тел обычно находится в пределах 1.5 - 5 км.

Температура гидротерм - от 500 °С ( в среднем - 400-300 °С) до 100-50 °С.

В целом класс гидротермальных месторождений относится к жильным и штокверковым.

Выделяют три подкласса: высоко-, средне- и низкотемпературные. Каждый подкласс состоит, в свою очередь, из нескольких рудных формаций.

Форма рудных тел определяется составом вмещающих пород и тектонической структурой. Главным образом это различные жилы, а также трубообразные, изометричные и неправильной формы тела и штокверки. Околорудные гидротермальные изменения: окварцевание, серицитизация, хлоритизация, карбонатизация, березитизация, лиственитизация.

Руды по своим текстурным особенностям могут быть массивные, прожилковые, вкрапленные, прожилково-вкрапленные, гнездово-вкрапленные, полосчатые.

Структуры руд - гипидиоморфнозернистые, аллотриоморфнозернистые и многие др.

Высокотемпературные месторождения формировались на глубинах от 1 до 5 км при температуре 500-300 °С. Ведущим жильным минералом является кварц. Помимо него, характерна большая группа сквозных минералов, встречающихся во всех типах месторождений: карбонаты, пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, галенит, арсенопирит, серицит, хлорит, эпидот.

Наиболее распространенные рудные формации:

касситерит-силикатно-сульфидная (Комсомольское рудное поле (месторождения Придорожное, Солнечное и др), Дальний Восток; Депутатское месторождение, Якутия);

кварц-сульфидно-вольфрамитовая (Бом-Горхон, Забайкалье; Иультин, Чукотка; Панаскейра, Португалия) и др.

Среднетемпературные месторождения:

Температура формирования продуктивных ассоциаций - 350-200 °С.

По ряду признаков эти месторождения близки к высокотемпературным, но рудные формации иные:

*полиметаллическая* (галенит, сфалерит, реже халькопирит) - Садон, Згид, Северный Кавказ (см. рис. 70);

*пятиэлементная* (Ni, Co, Ag, U, Bi) - Фрайберг, Германия; Бу-Аззер, Марокко; Хову-Аксы, Тува;

золото-кварц-сульфидная - Дарасун, Восточное Забайкалье; Березовское, Урал; Колар, Индия;

*редкометальная* (касситерит-редкометальная) - Хапчеранга, Забайкалье; Омсукчан, Магаданская обл.;

*ураноносная (сульфидно-настурановая)* - месторождения Центрального массива, Франция.

Низкотемпературные месторождения представлены рудными формациями, возникшими при температуре 200-50 °С. Часто источник флюидов неизвестен из-за большой удаленности от возможных очагов.

Рудные формации:

*сурьмяно-ртутная (антимонит-киноварная)* - Хайдаркан, Киргизия; Никитовское, Украина;

*флюоритовая* - Калангуй и многие другие месторождения Забайкалья и др. регионов.



Рис. 70. Сфалерит-галенитовая руда в подземном забое рудника Згид, Сев. Кавказ.

### Контрольные вопросы

1. Какие классы гидротермальных месторождений вам известны?
2. Какие месторождения считаются вулканическими?
3. Назовите важнейшие рудные формации вулканических месторождений.
4. Что такое колчеданные месторождения?
5. Типы колчеданных месторождений, их геотектонические позиции.
6. Расскажите о современных гидротермальных процессах.
7. Что такое "черные курильщики"?
8. Что вы знаете о колчеданных месторождениях России (Урал, Кавказ, Алтай)?
9. Что такое порфировые месторождения?
10. Почему порфировые месторождения считают вулкано-плутоногенными?
11. Что вы знаете о плутоногенных гидротермальных месторождениях?
12. Расскажите о плутоногенных гидротермальных месторождениях, связанных с гранитными интрузиями, их наиболее распространенных рудных формациях.
13. Как образуются гидротермальные месторождения (физико-химические условия и факторы, источники растворов и рудного вещества)?

## Часть V. Метаморфогенные месторождения

К метаморфогенным относят месторождения, *сформировавшиеся* в результате проявления метаморфических процессов (метаморфические) или *измененные* под влиянием метаморфизма (метаморфизованные). В эту серию входят: месторождения железа (в железистых кварцитах), марганца (в гондитах), золота, урана, титана, меди и полиметаллов, алмаза, горного хрусталя, графита, граната, флогопита, нефрита, жадеита, лазурита, корунда, кианита, андалузита, силлиманита, родусит-асбеста, кварцитов, яшм, керамического сырья, кровельных сланцев, шунгитов, мрамора, и др.

Характерными чертами метаморфогенных месторождений являются:

- 1) пространственная и временная связь оруденения с метаморфическими образованиями (главным образом – с архей-протерозойскими комплексами);
- 2) согласное залегание уплощенных (часто - пластообразных) рудных тел и метаморфических пород, часто образующих единые складчатые формы;
- 3) близкие (по температуре, давлению и др.) условия образования руд и вмещающих пород;
- 4) текстуры и структуры руд, свойственные метаморфическим породам (гнейсовая, сланцеватая, гранобластовая и др.).

Тесная связь рассматриваемых месторождений с метаморфическими образованиями заключается в соответствии различных типов оруденения проявлениям ударного, контактового, динамического или регионального метаморфизма (таблица).

Таблица

Приуроченность месторождений полезных ископаемых к различным проявлениям метаморфизма

Метаморфизм	Месторождения
Региональный	Железистых кварцитов, гондитов, комплексные древних конгломератов, золото-кварцевые, медно-полиметаллические, алмаза в эклогитах, графита, граната, наждака, родусит-асбеста, кианита, силлиманита, андалузита, апатита, хрусталя, кварцитов, мраморов, керамических и слюдоносных пегматитов, яшм
Контактный	Графита, корунда (наждака)
Динамометаморфизм	Золота, нефрита, жадеита
Ударный	Алмаза

Таблица

Метаморфогенные месторождения в фациях регионального метаморфизма

Фации регионального метаморфизма	Главные минералы	Полезные ископаемые
Цеолитовая	Кварц, альбит, хлорит, пумпеллиит	Самородная медь (типа оз. Верхнего)
Зеленых сланцев	Кварц, альбит, биотит, мусковит, тремолит, хлорит, эпидот	Магнетит-гематитовые кварциты; золото и уран; сульфидные руды; наждак; графит; асбест; нефрит; горный хрусталь
Глаукофановая	Кварц, спессартин, родонит, бустамит, глаукофан, эгирин, жадеит, лавсонит, мусковит, эпидот, хлорит, кальцит	Силикатные марганцевые и цинковые руды; магнетит-амфиболовые руды.
Амфиболитовая	Кварц, кианит, ставролит, плагиоклаз, гранат, роговая обманка, диопсид, биотит, мусковит	Железные руды; сульфидные руды; кианит, диаспор, силлиманит, андалузит, корунд; флогопит; графит; ильменит; апатит; лазурит

	гиперстен,	
Гранулитовая	Кварц, плагиоклаз, К-полевой шпат, роговая обманка, диопсид, гиперстен, гранаты, силлиманит, биотит, рутил	Амфибол-пироксен-магнетитовые кварциты; гранаты; рутил
Эклогитовая	Омфацит, гранат, кианит, энстатит, рутил	Рутил, алмаз

### Метаморфические месторождения

К *метаморфическим* относят месторождения, для которых типичны парагенезисы рудных и породообразующих минералов и постепенные переходы рудных залежей во вмещающие породы. По существу это – метаморфические горные породы, одним из минералов которых является полезным компонентом и присутствует в достаточном для извлечения количестве. Важной предпосылкой образования таких месторождений является наличие повышенной концентрации ценных компонентов в исходных породах. Например, по глинистым породам с высоким содержанием Al при метаморфизме возникают кианитовые сланцы, по прослоям органического вещества – графит и т. д. Классическим примером может служить Курейское графитовое месторождение (на правом берегу Енисея в Красноярском крае), возникшее при метаморфизме угольного пласта в контакте с крупной интрузией долеритов (траптовой формации).

При возникновении условий сильного *направленного* сжатия пород на фоне их регионального метаморфизма возникают месторождения нефрита, жадеита - в ультраосновных породах, технических алмазов - в гнейсо-гранулитах, рутила - в эклогитах (Шубинское месторождение рутила на Южном Урале).

### Типы метаморфизма и образование месторождений

Наиболее распространены месторождения, связанные с региональным метаморфизмом. Это обусловлено проявлением регионального метаморфизма в пределах практически всей земной коры, за исключением верхних осадочных горизонтов. Метаморфизованные породы обычно имеют докембрийский возраст как образования, так и метаморфизма. В комплексах регионально метаморфизованных пород выделяют ассоциации, отражающие различные термодинамические условия – фации (ступени) метаморфизма. Различные типы полезных ископаемых возникают в связи с определенными фациями (см. рис. 72).

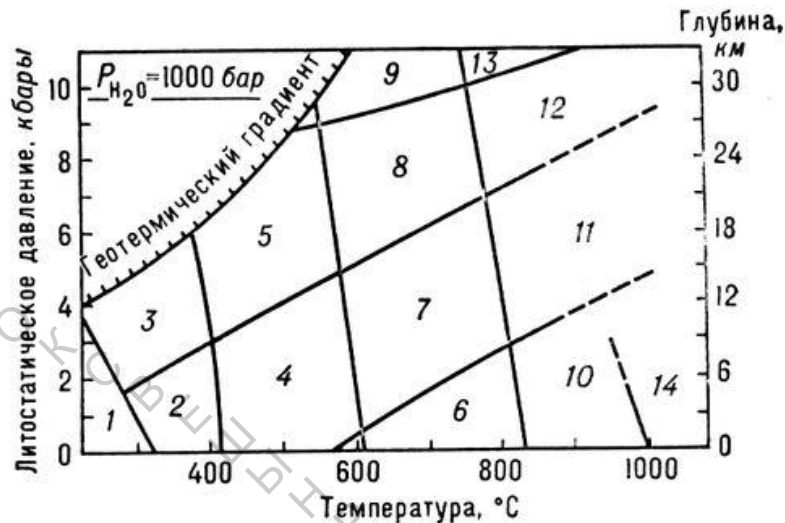


Рис. 71. Фации регионального метаморфизма: 1 - глинистых сланцев и порфиритов; 2 - филлитов и кальцит-хлоритовых зеленых сланцев, спилитов, цеолитовых пород; 3 - филлитов и глаукофан-хлоритовых сланцев с жадеитом и лавсонитом; 4 - двуслюдяных сланцев и гнейсов, антинолитовых зеленых сланцев, эпидотовых амфиболитов; 5 - альмандиновых двуслюдяных сланцев, гнейсов, жедрититов, амфиболитов, глаукофановых голубых сланцев, эклогитов; 6 - кордиерит-биотитовых и пироксен-амфиболовых роговиков; 7 - биотит-силлиманитовых и андалузитовых гнейсов и пироксеновых амфиболитов; 8 - гранатовых (альмандин-пироповых), силлиманитовых и гиперстеновых гнейсов и пироксеновых амфиболитов, эклогитов; 9 - альмандин-пироповых гиперстен-кианитовых гнейсов и кианитовых эклогитов; 10 - кордиерит-андалузитовых и пироксен-плаггиоклазовых роговиков; 11 - гиперстен-кордиеритовых гнейсов и двупироксеновых сланцев; 12 - альмандин-пироповых гиперстен-кордиеритовых гнейсов и двупироксеновых сланцев; 13 - альмандин-пироповых гиперстен-силлиманитовых гнейсов, эклогитов; 14 - санидинитов, ларнитовых и спёрритовых пород, бухитов.

На единство условий рудо- и пороодообразования метаморфогенных месторождений указывает форма рудных залежей. Так как кристаллизация полезных компонентов происходила при значительном направленном давлении, рудные тела имеют сплюснутую форму (уплощенно-линзовидные, пласто- и плитообразные, жильные). Типичны складчатые деформации рудных тел, слагающих единые ансамбли с вмещающими породами; также распространены жилы, возникающие в полостях отслоения и скалывания смятых пород. Такая форма рудных тел характерна для золото-кварцевых метаморфогенных месторождений. Согласно складчатое залегание наблюдается не только для отдельных рудных тел, но и для рудоносных зон и продуктивных пачек (т. е. – более протяженных и мощных структур); например, для железистых кварцитов, кианитовых сланцев, графитовых сланцев и др.

Процессы регионального метаморфизма происходят в разных геодинамических обстановках: зеленокаменные изменения базальтов и серпентинизация ультрабазитов при остывании и погружении океанической коры, глаукофан-сланцевый метаморфизм в зонах субдукции и коллизии (в породах аккреционных призм), зеленосланцево-амфиболитовый метаморфизм и ультраметаморфизм в коллизионных поясах на границах континентов. При метаморфизме пороодообразующие и рудные минералы либо перекристаллизуются в более устойчивые при новых условиях полиморфные модификации, сохраняя исходный химический состав, либо меняют химический состав и образуют новые минералы и их ассоциации. Повышенное давление и температура рудообразования, диффузно-метасоматические явления реализованы в соответствующих текстурах и структурах метаморфогенных руд. Для них характерны гнейсовая, сланцевая, плейчатая, полосчатая, очковая текстура и гранобластовая, порфиробластовая, лепидобластовая, нематобластовая и др. структуры. Основным явлением при возникновении метаморфических текстур и структур является *перекристаллизация* и укрупнение зерен (*бластез*) руды, что отражается в названии бластовых структур.



Месторождения, связанные с *регионально-метаморфическими* образованиями, отличаются большим разнообразием. Ведущими особенностями их размещения являются:

- 1) приуроченность к породам определенных фаций метаморфизма;
- 2) размещение рудных узлов и полей в структурах гранито-гнейсовых куполов, ядер гранитизации и зеленокаменных поясов;
- 3) локализация рудоносных зон в складчатых разломах, участках их перегибов и пересечений, на контактах пород с различными физико-механическими свойствами (хрупких пород в пластичных толщах);
- 4) отсутствие четких околорудных ореолов метасоматитов.

При развитии интенсивного сжатия создаются условия для расщепления и катаклаза горных пород, а также месторождений, в них локализованных. Благодаря деформации и разрушению пород возникают зоны проницаемости, способные служить рудоподводящими и рудовмещающими структурами. Для возникших таким образом месторождений характерны: 1) размещение рудных полей и месторождений в крупных зонах смятия и надвигов, протягивающихся на десятки километров; 2) локализация рудоносных зон в наиболее интенсивно деформированных участках разломов; 3) присутствие в рудных районах мощных сложносмятых осадочных толщ и черносланцевых углеродистых формаций; 4) сложная жило- и линзообразная форма рудных тел. Примерами таких месторождений являются многочисленные колчеданные в зонах протерозойских зеленосланцевых поясов древних щитов (Карелия, Финляндия, Канадский щит и др.), полиметаллические и колчеданно-полиметаллические на Рудном Алтае в Иртышской зоне смятия, а также некоторые колчеданные и колчеданно-полиметаллические - на Среднем и Южном Урале, в зонах расщепления, катаклаза и милонитизации, приуроченных к крупным разломам (Дегтярское, Карабашское, Джусинское, Акжарское).

### **Метаморфизованные месторождения**

К *метаморфизованным* относят многочисленные месторождения железистых кварцитов (джеспилитов), протерозойских комплексных конгломератов, колчеданных, медно-полиметаллических, силикатных марганцевых и апатитовых руд. Рудные скопления возникли *до метаморфизма* в результате процессов седиментации, вулканизма или магматизма.

Протерозойские толщи амфиболитов и метаморфических сланцев, включающие пачки железистых кварцитов, распространены в пределах щитов всех древних платформ мира. Во многих районах они включают уникальные по запасам железорудные месторождения: это группа месторождений района Курской Магнитной аномалии (см. рис. 71), и Оленегорское в России; Минас-Жераис, Бразилия; Кривой Рог, Украина, и др. Считается, что эти руды возникли осадочным или гидротермально-осадочным образом, и лишь затем были метаморфизованы. На ряде месторождений проявлены наложенные процессы метасоматоза и гипергенеза, обусловившие привнос полезных компонентов (U, Au, Sc, V, Al) и улучшение качества железных руд.

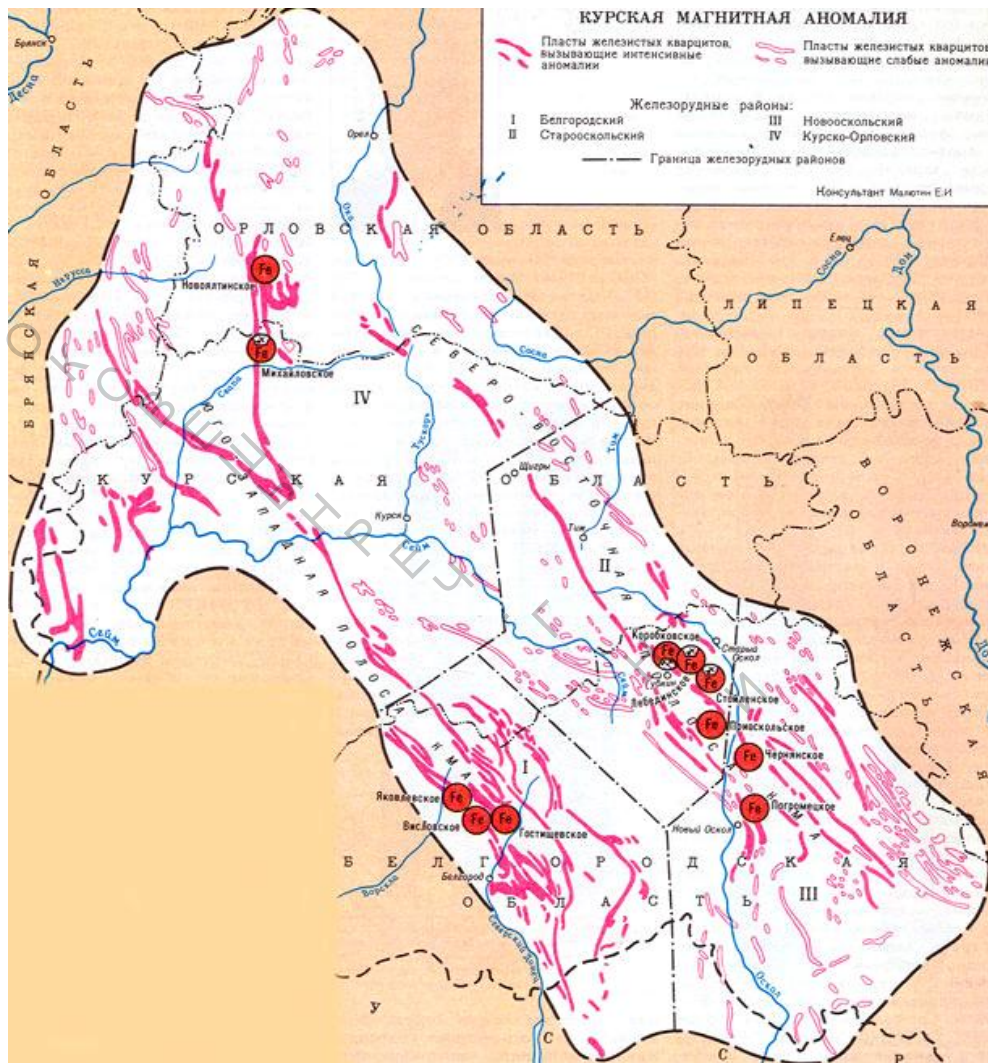


Рис. 72. Район железорудного бассейна Курской магнитной аномалии (КМА).

Ярким примером метаморфизованных месторождений является уникальное по запасам месторождение золота, платиноидов, урана, редких земель и алмазов Витватерсранд в ЮАР. Здесь лентовидные в плане и пластово-линзовидные в разрезе рудные тела приурочены к пластам кварцевых конгломератов, ритмично чередующихся с кварцитами и углеродистыми сланцами раннепротерозойской толщи. Протерозойский комплекс пород слагает многокилометровые разрезы континентальных (эпикратонных) впадин. Так как руды представлены скоплениями минералов тяжелой фракции (магнетита, монацита, циркона, золота и др.) и рудные тела имеют литолого-стратиграфическую приуроченность (вытянуты вдоль древних русел и расположены в основании трансгрессивных серий), месторождение возникло как гигантская россыпь, впоследствии регионально метаморфизованная. Часть руды отложилась биоседиментационным способом (золото в скоплениях цианобактерий), часть – при поздних гидротермальных процессах.

К метаморфизованным относят также крупное месторождение сульфидно-полиметаллических руд Брокен-Хилл в Австралии, локализованное в архейских гнейсах и амфиболитах, первичные руды которого формировались вулканогенно-осадочным путем.

К метаморфогенно-гидротермальным относят месторождения золота, горного хрусталя, урана, расположенные в метаморфических комплексах. Предполагают, что рудоформирующие гидротермальные системы образуются на этапе регрессивного метаморфизма и переотлагают полезные компоненты, заимствованные из вмещающих метаморфических пород. Для таких месторождений устанавливается ведущая роль

углекисло-водных гидротерм в образовании руд и отсутствие пространственно-временной связи с магматическими комплексами.

*Представления об условиях метаморфогенного рудообразования.* Изучение минеральных парагенезисов, экспериментальные и расчетные данные позволили оценить термодинамические параметры образования месторождений на разных ступенях регионального метаморфизма. Так, образование руд Fe, Au и U происходило при 250-550 °С и давлении 300-700 МПа на глубине 5-28 км. Руды марганца и цинка формировались, вероятно, при температуре 500-600 °С и давлении 500-1700 МПа, на глубине 15-45 км. Руды железа, цветных металлов, титана, графита, высокоглиноземистых пород, гранатов, алмаза возникали при температуре 600-950 °С и давлении 600-1400 МПа на глубине более 25 км. Слодоносные и керамические пегматиты могли генерироваться в результате ультраметаморфизма при частичном переплавлении вещества. Жилы с горным хрусталем (т. н. «жилы альпийского типа») формируются в условиях диафтореза при заимствовании компонентов (SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub> и др) из вмещающих пород.

Существование глубинных внутрикоровых флюидов, содержащих воду, углекислоту, углеводороды, водород, хлор, серу и металлы подтверждают прямые наблюдения в Кольской сверхглубокой скважине (на глубине более 10 км) и многочисленные геологические данные. Для возникновения флюидно-метаморфогенных месторождений необходимы следующие главные условия: 1) первичное дометаморфическое обогащение полезными компонентами исходных пород; 2) вынос рудного вещества из зон ультраметаморфизма и его переотложение в толщах пород зеленосланцевой и амфиболитовой фаций метаморфизма.

### **Контрольные вопросы**

1. Какие месторождения следует считать метаморфогенными?
2. Какая разница между метаморфическими и метаморфизованными месторождениями?
3. Приведите примеры метаморфических и метаморфизованных месторождений.
4. Какие типы метаморфизма наиболее продуктивны в отношении рудообразования?

## **Часть VI. Экзогенные месторождения**

### **Месторождения выветривания**

В данную группу отнесены месторождения, образование которых непосредственно связано с процессами выветривания. Сюда входят месторождения руд алюминия железа, марганца, никеля, кобальта, титана, редких металлов, золота, урана, разнообразного минерального сырья - апатита, магнезита, талька, барита, цеолитов, каолинита, монтмориллонита, маршаллита. Подавляющая масса рассматриваемых месторождений обязана своим появлением процессам выветривания, происходящим в континентальных условиях. Некоторые типы месторождений - бентонитовых глин, цеолитов, глауконита - обусловлены подводным выветриванием (гальмиролизом) выходов базальтов на морском дне.

Образование месторождений в условиях длительного континентального выветривания происходило на этапах тектонической стабилизации после денудации горных сооружений и формирования поверхности регионального выравнивания, выраженного в рельефе в виде пенеплена. Последний является сингенетичным геоморфологическим эквивалентом продуктов выветривания в его ареале. Эти продукты -

геологические образования эпох континентального выветривания - зафиксированы в разрезах древних платформ и кратонов протерозойского и палеозойского возраста в виде так называемых кор выветривания. Чаще всего они оказываются погребенными под осадочными толщами различного происхождения, но уже принадлежащими осадочному чехлу платформ. В тропических и субтропических зонах широко представлены мезозойские и кайнозойские (вплоть до современных) коры выветривания, также богатые полезными ископаемыми того же генетического класса.

Основы знаний о корях выветривания заложены в трудах Б.Б.Полынова (1933 и др.), И.И.Гинзбурга (1946,1957) и их учеников, на Урале это было сделано в результате исследований И.М.Крашенинникова (1915), А.В.Хабакова (1941), Г.В.Вахрушева (1948), А.П.Сигова (1957, 1963 и др.). Следует также отметить и вклад геологов Саратовского университета, изучавших образования коры выветривания Орского Урала и Зауралья, на Урало-Тобольском водоразделе - самом крупном сохранившемся фрагменте древнего пенеплена в России (А.Д.Наумов, 1960, 1971,1981; В.А.Гуцаки, 1960, 1961, 1963, 1965 и др.; В.В.Гудошников, 1965, 1968 и др.).

Этот район принадлежит герцинскому орогену Южного Урала, после денудации в начале среднего триаса вступившему на платформенный этап развития. Восточнее, в пределах Казахстана (вплоть до предгорий Рудного Алтая) также известны участки мезозойского пенеплена с сохранившимися образованиями кор выветривания. Они связаны с эпохами длительного и неоднократного континентального выветривания, происходившего в средне-позднетриасовую и позднеюрскую эпохи, затем в конце раннемеловой эпохи и в ранне-среднеолигоценное время. Коры выветривания на Урале характеризуются площадным и линейным типами, полным четко выраженным зональным профилем и значительной мощностью (обычно -25-30, иногда - до 100 и более метров). Лучше и раньше других были изучены никеле- и кобальтоносные коры по серпентинитам (см. рис. 73 и 74).

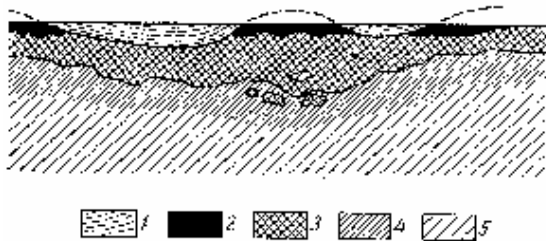
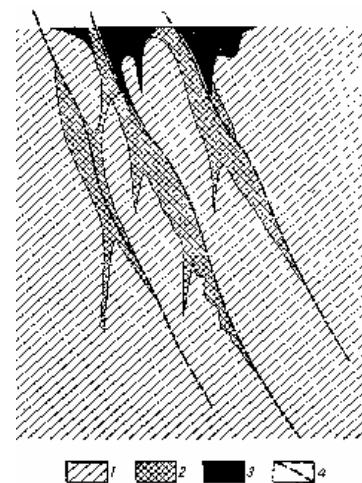


Рис. 73. Типовой разрез площадной коры выветривания по серпентинитам. 1 - наносы; 2 - охры и бурые железняки латеритного горизонта (кобальтоносные); 3 - нонтрониты (никеленосные монтмориллониты) нонтронитового горизонта; 4 - нонтронитизированные серпентиниты, переходящие книзу в магнетитоносные и опализованные серпентиниты; 5 - неизменные серпентиниты.

Рис. 74. Типовой разрез линейной коры выветривания по серпентинитам. 1 - неизменный серпентинит; 2 - сильно выветрелый трещиноватый серпентинит, содержащий минералы никеля (ревдинскит, гарниерит); 3 - охры и бурые железняки; 4 - зоны обильной трещиноватости.



**Условия образования месторождений кор выветривания.** В приповерхностных условиях из главных породообразующих минералов устойчив только кварц. Основными агентами преобразования горных пород в коре выветривания являются: вода, кислород, углекислый газ, неорганические и органические кислоты, микроорганизмы и продукты их жизнедеятельности. Главными процессами, обуславливающими разложение минералов в коре выветривания, являются: а) окислительно-восстановительные реакции с участием кислорода, воды, углекислоты, щелочей, органических соединений; б) реакции обмена, происходящие из-за изменения подвижности компонентов в растворах и кислотно-щелочных условий; Важнейшая реакция - гидролиз силикатов. Конечными продуктами глубокого химического преобразования минералов в корях выветривания являются глинистые минералы, простые окислы и гидроокислы. Также могут формироваться карбонаты (кальцит, магнезит), сульфаты (гипс), иногда - сульфиды (марказит), фосфаты (вивианит). Новообразованные минералы, как правило, слагают тонкодисперсные фазы (глины, охры, опалы).

Интенсивность химического выветривания зависит от количества осадков и среднегодовой температуры в различных климатических зонах (см. рис. 75). В корях выветривания по алюмосиликатным породам выделяется от одной до четырех вертикальных зон или горизонтов. В наиболее распространенном латеритно-каолинитовом профиле различают (снизу вверх): 1) зону выщелоченных (иногда карбонатизированных) трещиноватых и дезинтегрированных первичных пород (гранитов, гранитогнейсов, метаморфических сланцев); 2) гидрослюдистую зону - по широкому развитию гидрослюды, замещающих полевые шпаты при их гидролизе); 3) каолинитовую зону - по развитию глинистых минералов, в первую очередь, каолинита, а также галлуазита, монтмориллонита; 4) зону охр гётит-гидрогётитового или гиббсит-гётит-гидрогётитового состава, часто с опалом (так называемый латеритный горизонт).

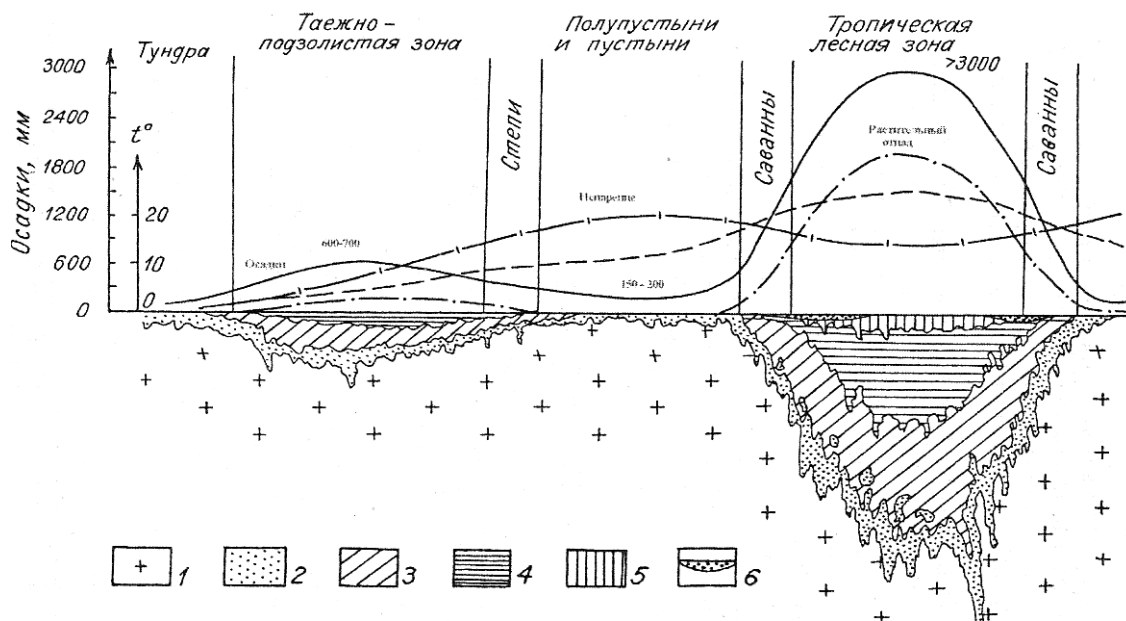


Рис. 75. Зависимость глубины и степени выветривания горных пород от от суммы ежегодных осадков и среднегодовой температуры в различных ландшафтно-климатических зонах (по Н.М.Страхову). 1 - неизменные породы; 2 - зона дресвы, химически мало измененной; 3 - гидрослюдисто- каолинитовая (монтмориллонитовая) зона; 4 - каолинитовая (монтмориллонитовая) зона; 5 - зона охр и гиббсита - латеритный горизонт); 6 - латеритный "панцырь" (плита бурых железняков).

В профиле коры выветривания пород основного состава (базальтов, габбро, диабазов) устанавливаются (снизу вверх): 1) зона дезинтеграции, с проявлениями начального гидролиза (гидрослюды) и выщелачивания; 2) гидрохлорит-гидрослюдистая

зона; 3) галлуазит-монтмориллонитовая (с каолинитом и охрами в верхней части); 4) гиббсит-гётит-гидрогётитовая зона (зона охр). Кора выветривания ультраосновных пород (серпентинитов по ним) представлена (также снизу вверх): 1) зоной трещиноватых выщелоченных и опализованных серпентинитов, часто с гнездами и прожилками магнезита и опала; 2) зоной нонtronитизированных выщелоченных серпентинитов; 3) зоной нонtronитов (никеленосных монтмориллонитов) и 4) зоной кобальтоносных гётит-гидрогётитовых охр. Практически всегда в глинистых образованиях кор выветривания остаточного (элювиального) типа сохраняются черты первичных структур и текстур материнских пород - гранитов, гнейсов, кристаллических сланцев, амфиболитов, габбро-диабазов, серпентинитов (см. фото образцов из коры выветривания, помещенные ниже).

Широкое распространение кор выветривания обусловлено тектонической консолидацией земной коры континентов, находящихся в изостатическом равновесии. Для такого режима характерно затухание вертикальных дифференцированных блоковых движений земной коры и относительно высокое "стояние" континентов, что послужило причиной медленной но постоянной денудации, способствовавшей созданию обширных территорий денудационных равнин. Это выравнивание отчетливо фиксируется синхронной региональной поверхностью несогласия в осадочных разрезах. Поэтому часто образования кор выветривания залегают в основании осадочного чехла.

**Месторождения кор выветривания** могут остаться неизменными со времени образования, а также в той или иной степени эродированными, переотложенными и преобразованными (при наложении новых изменений в последующие эпохи выветривания). *Переотложенные залежи* возникают вследствие некоторого смещения выветрелой минеральной массы по склону местности (делювиальные и коллювиальные), а также более дальнего переноса водными потоками вдоль логов и русел вплоть до низин озер и крупных речных долин (озерно-пролювиальный и аллювиальный типы). *Преобразованные тела* коры выветривания формируются в связи с дополнительным привнесом (инфильтрацией) соединений, не входящих в состав первоначальных продуктов разложения (ожелезнение, окремнение, карбонатизация и др.). Залежи месторождений выветривания могут быть *открытыми*, выходящими на поверхность, и *покрытыми* (погребенными) более молодыми осадками.

Наиболее крупные и многочисленные месторождения кор выветривания встречаются в геологических формациях, образованных в глобальные эпохи развития интенсивного химического выветривания. Выделяют архей-протерозойский, палеозойский (девонский), мезозойский (среднетриасовая - позднетриасовая - раннеюрская и раннемеловая эпохи), кайнозойский (олигоцен-миоценовая эпоха). Эти эпохи увязывают с периодами глобального потепления и широкого распространения тропического климата.

Важнейшей особенностью рассматриваемых месторождений является их приуроченность к определенным вертикальным горизонтам (зонам) кор выветривания соответствующего профиля. С корами *гидрослюдистого профиля*, которые непосредственно залегают на дезинтегрированных коренных породах (структурном элювии), связаны лишь элювиальные россыпи, расположенные в нижних горизонтах этих кор. В более проработанных образованиях *каолинит-гидрослюдистого* горизонта располагаются месторождения каолиновых глин. Они слагают мощные плащевидные залежи. Если выветриванию подвергались кремнистые породы или окремненные известняки, то возникают своеобразные рыхлые кремнисто-кварцевые породы - маршаллиты, состоящие на 90-95% из кремнезема. В некоторых случаях с корой выветривания по серпентинитам связаны месторождения магнезита.

С *латеритными* корами связаны все важнейшие месторождения этой группы, прежде всего - бокситовые. Обычно тела бокситов представлены панцирными залежами, занимающими самый верхний горизонт коры выветривания. С латеритами, развитыми по гипербазитам, связаны кобальто-никелевые месторождения. Для площадных кор

характерны плащеобразные залежи и наиболее богатые запасы руд (Халиловское, Бурыктальское и другие на Южном Урале). Линейные коры связаны с круто погружающимися разрывными нарушениями и контактами пород различного состава (Уфалейское, Рогожинское и другие на Среднем Урале). Переотложенные рыхлые образования кор выветривания локализуются в тектонических депрессиях (озерные и пролювиально-аллювиальный типы), в карстовых воронках (карстовый тип). Рудные тела в общем повторяют форму залегания образований соответствующих горизонтов кор выветривания. При этом рудные залежи оконтуривают по бортовым содержаниям рудных компонентов в образованиях этих горизонтов.

На Южном Урале и в Мугоджарах известны мезозойские бокситоносные коры выветривания и связанные с ними месторождения и рудопроявления латеритных остаточных бокситов (Ново-Бурановское), полигенных латеритно-осадочных (Актогайское, Ишкининское, Карагандысайское), осадочных карстовых (Талдык-Ащесайское, Каиндинское) бокситов.

Наиболее важные **рудные формации кор выветривания** следующие:

- 1) формации латеритных и карстовых бокситов;
- 2) формация кобальт-содержащих гётит-гидрогётитовых охр латеритного горизонта и формация никель-содержащих нонtronитов кор выветривания по серпентинитам;
- 3) каолиновая формация кор выветривания по гранитоидам и гнейсам;
- 4) редкометальных и редкоземельных выветрелых карбонатитов и щелочных гранитов;
- 5) золотоносных контактовых и переотложенных в карстовых воронках кор выветривания;

**Зоны окисления месторождений полезных ископаемых** располагаются в близповерхностной части рудных залежей. Они формируются вследствие химического и биохимического разложения неустойчивых минералов, благодаря действию поверхностных и грунтовых вод, растворённых в этих водах и находящихся в атмосфере кислорода и углекислого газа, жизнедеятельности специфических микроорганизмов. Сульфидные соединения металлов при этом заменяются окислами, гидроокислами, карбонатами и сульфатами тех же металлов. Образование зон окисления связано с эпохами древнего выветривания. На Урале, где известен целый ряд именно таких месторождений, зоны их окисления формировались в эпохи возникновения мезозойских и олигоцен-миоценовых кор выветривания. Распространению зон окисления на глубину способствовало повышение проницаемости рудных зон для грунтовых подземных вод вследствие развития трещиноватости пород около тектонических нарушений.

Минералогия зон окисления месторождений определяется главным образом составом первичных руд. Для залежей сульфидных руд различают "железную шляпу", сложенную преимущественно охрами и бурыми железняками. Зона окисления распространяется вглубь до уровня грунтовых вод, обычно от нескольких метров до нескольких десятков метров, но иногда, на отдельных участках, до нескольких сотен метров от поверхности Земли. В процессе окисления часть минерального вещества полезного ископаемого может раствориться грунтовой водой, просочиться вниз и вновь отложиться ниже уровня грунтовых вод, образовав зону вторичного минерального обогащения. Зона вторичного обогащения особенно характерна для некоторых месторождений меди, урана, золота и серебра.

В зоне окисления сульфидных месторождений выделяют несколько подзон (см. рис.76 и 77).



Рис. 76. Схема зоны окисления рудных месторождений.

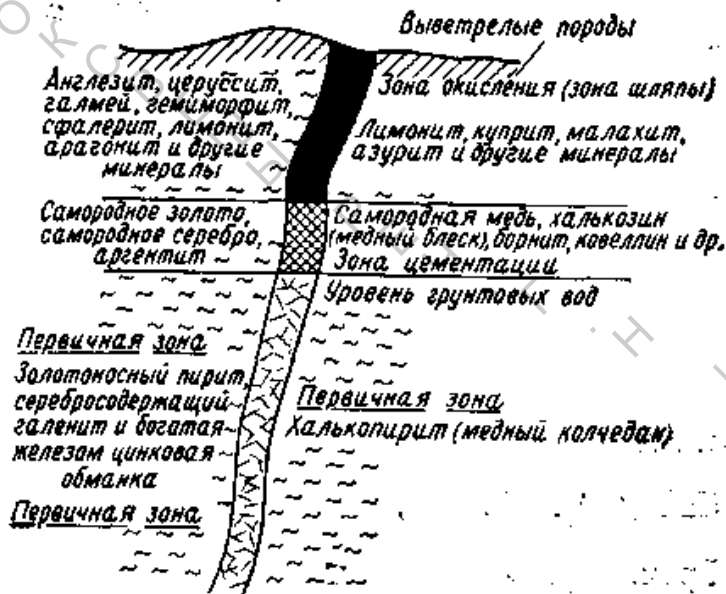


Рис. 77. Минералы и зоны гипергенного изменения сульфидных месторождений

Отметим также, что нередко в связи с окислением и выщелачиванием части сульфидных руд возникают характерные просадки грунта, напоминающие карстовые формы ("рудный" карст), что также служит важным поисковым признаком. На Южном Урале этой интересной проблемой занимался геолог Саратовского университета В.А.Гаряинов, опубликовавший сводку по этому вопросу (1980).

## ОСАДОЧНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Месторождения этой многочисленной группы своим происхождением, веществом и способами образования обязаны глобальному процессу осадконакопления (седиментогенеза) и последующего литогенеза. Они тесно связаны с осадочными породами, залегают в их толщах, обнаруживают принадлежность (или близость) к определенным типам фаций и геологических формаций.

Эти месторождения имеют весьма важное значение, поскольку они включают источники энергетического и химического сырья (каменные и бурые угли, горючие сланцы, торф, каменные и калийные соли), металлических полезных ископаемых (железные и марганцевые руды, россыпные золото и платина, руды меди, урана, редких и рассеянных металлов), сырья для производства удобрений (фосфориты, калийные соли), разнообразного горно-металлургического сырья и строительных материалов.

Общими признаками осадочных месторождений являются:

- 1) локализация в определенных фациально-палеогеографических зонах;



- 2) строгая приуроченность к стратиграфическим уровням и горизонтам в слоистых толщах;
- 3) образование полезных ископаемых на стадиях седиментогенеза и диагенеза;
- 4) пластовая, линзовидная и лентовидная форма рудных тел;
- 5) характерные седиментационно-обломочные, слоистые, конкреционные и биогенные текстуры полезных ископаемых.

Вслед за В. И. Смирновым выделяют механогенные, хемогенные и биогенные осадочные месторождения.

### Механогенные месторождения

Эти месторождения представляют собой континентальные и прибрежно-морские терригенные породы или являются их составляющими. По промышленной ценности они составляют ряд: россыпи, кварцевые пески и строительные материалы. Последние наиболее широко распространены и обычно сложены рыхлыми континентальными отложениями четвертичного возраста: элювиальные дресвяники, аллювиальные, флювиогляциальные, реже пролювиальные галечники, гравелиты и пески. Широко распространены субэральные и полигенные алевриты (супеси и суглинки) и глины (кирпичные, керамзитовые и др.). В частности, весьма ценным сырьем являются озерные глины, отличающиеся особой чистотой. и мономинеральные кварцевые пески (продукты переотложения кор выветривания), пригодные для производства оптического стекла и световодов.

**Россыпные месторождения (россыпи)** - это скопления ценных минералов среди рыхлого или цементированного обломочного материала элювиального, делювиального, пролювиального и особенно аллювиального происхождения. Полезные минералы россыпей включают алмазы, золото, платину и платиноиды, касситерит, ильменит, рутил, циркон, колумбит, шеелит и вольфрамит, монацит и другие редкоземельные и ураноносные минералы, драгоценные и поделочные камни. Как можно видеть, все это тяжелые минералы, с удельным весом более 3,0 г/см<sup>3</sup>, и часто гораздо более этой величины. Различают *древние* и *современные* россыпи. Древние россыпи часто цементированы. Среди современных россыпей выделяют поверхностные, приповерхностные и погребенные под покровом четвертичных осадков. По отношению к коренным источникам выделяют россыпи *ближнего* и *дальнего* сноса. Первые обычно располагаются не далее 15 км от источников питания. Россыпи *дальнего сноса* не имеют видимой связи с коренными источниками и формируются в результате неоднократного перемыва обломочного материала. Важнейшими характеристиками россыпей являются их размеры, минеральный состав, содержание полезных компонентов, крупность обломочного материала и количество глинистых частиц, которые определяют их *промывистость*. Согласно В. И. Смирнову среди россыпных месторождений выделяются следующие подклассы: 1) элювиальный; 2) делювиальный; 3) пролювиальный; 4) аллювиальный (в последнем различают косовой, русловой, долинный, дельтовый и террасовый типы); 5) литоральный (приливно-отливной зоны); 6) гляциальный; 7) эоловый.

Для возникновения россыпного месторождения необходимо кроме самих источников россыпных минералов сочетание ряда благоприятных тектонических и геоморфологических условий.

Источниками минералов россыпей могут быть:

- 1) магматические породы, обогащенные акцессорными минералами (редкометалльные граниты, карбонатиты и др.);
- 2) эндогенные рудопроявления и месторождения;
- 3) древние осадочные породы с повышенным содержанием полезных минералов;
- 4) древние россыпи.

Первые два источника называются *коренными (источниками)*, последние два - *промежуточными коллекторами*. Промежуточные коллекторы имеют большое значение для алмазов и золота, то есть современные россыпи часто образуются за счет древних. Интенсивное разрушение коренных источников россыпей, как правило, связано с эпохами интенсивного выветривания и перерывов в осадконакоплении.

Длительность денудации и глубокий эрозионный срез областей источников россыпей необходимы для максимально большого поступления полезных минералов и образования крупных месторождений. Россыпные районы располагаются в областях блоковой тектоники. Если в поднятом блоке имелись источники полезных компонентов, то в опущенных структурах вероятно образование россыпей. Быстрое опускание может обусловить формирование погребенных россыпей. Для большинства россыпей главным фактором непосредственной концентрации полезных минералов является гидродинамический. Иными словами, россыпь возникает там, где вода перестает переносить частицы рудных минералов, но продолжает унос легких породообразующих минералов.

*Аллювиальные россыпи.* С аллювиальными россыпями связаны значительные объемы добычи золота, платины, олова, вольфрама, алмазов и камнесамоцветного сырья. Среди аллювиальных россыпей выделяют (см. рис. 78 и 79): долинные (в днище долины), русловые, косовые, террасовые (разных уровней), приустьевых частей притоков, водораздельные (связанные с отмершими участками долин).

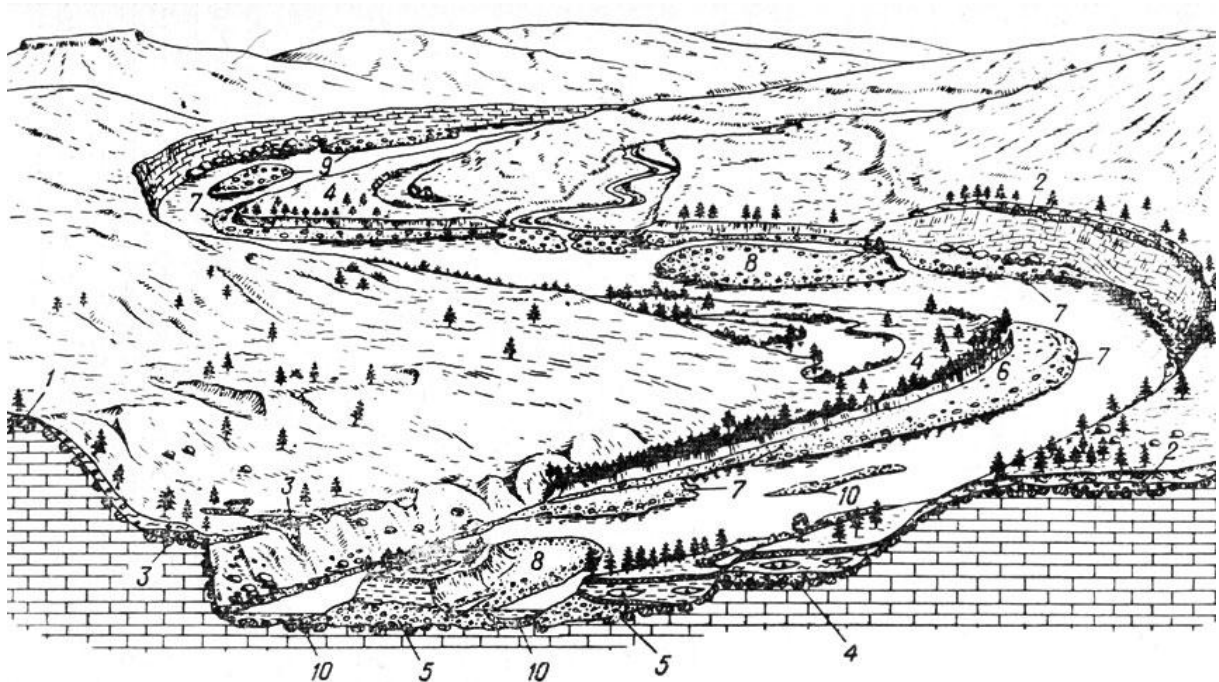


Рис. 78. Схема расположения россыпей различных типов в долине реки (по А. П. Бобричеву и др.). Террасовые россыпи: 1 - террасы 5, 2 - террасы 4, 3 - террасы 3, 4 - террасы 2, 5 - террасы 1. Долинные россыпи: 6 - пойменные, 7 - береговых отмелей, бечевников, 8 - шлейфовые размываемых террасовых останцов, 9 - косовые, 10 - собственно русловые.

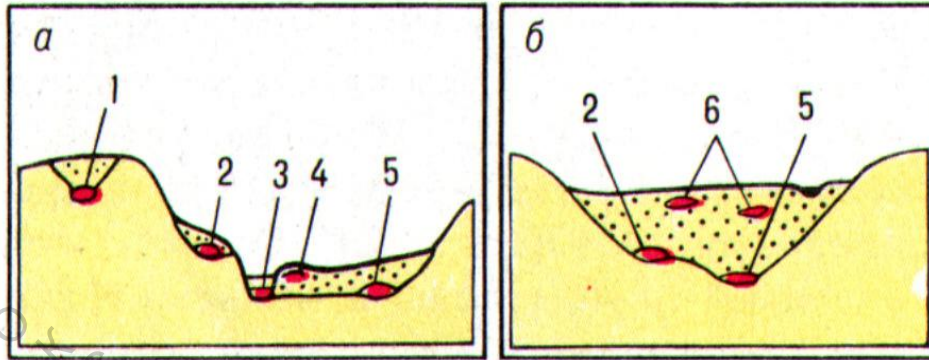


рис. 79. Россыпи: а) 1 - водораздельные; 2 – террасовые; 3 – русловые; 4 – пойменные, косовые; б) 2 - погребённые террасовые; 5 – погребённые долинные (русловые); 6 – висячие (разных типов).

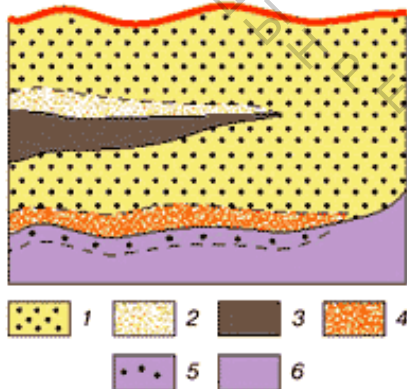


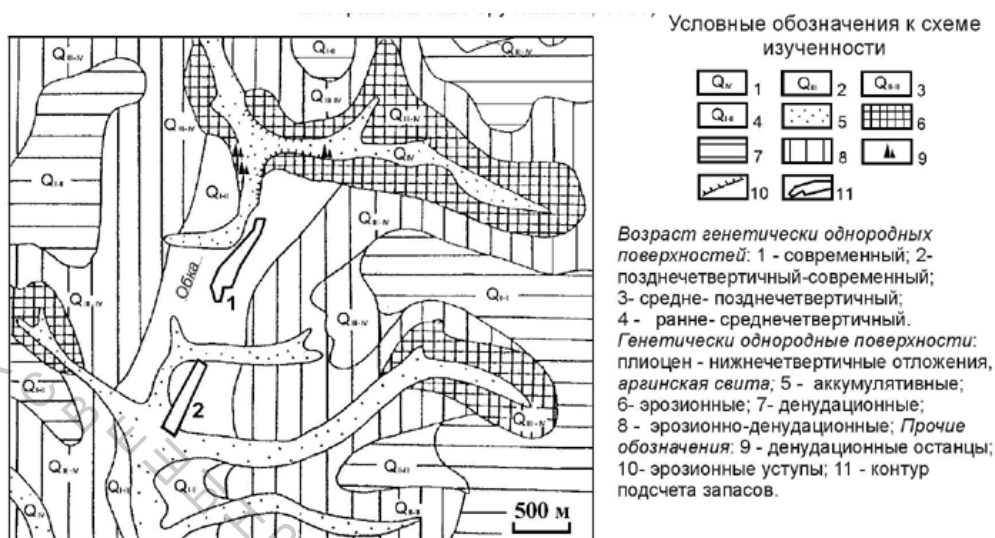
Рис. 80. Строение золотоносных россыпей: 1 - торфа; 2, 4 - пески; 3 - ложный плотик; 5, 6 - плотик.

В разрезе аллювиальных россыпей выделяют снизу вверх следующие элементы (см. рис. 80):

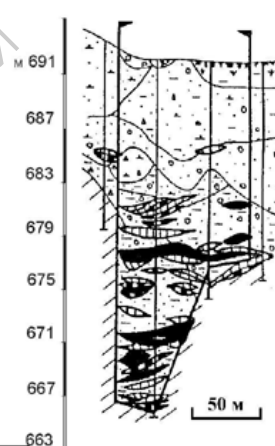
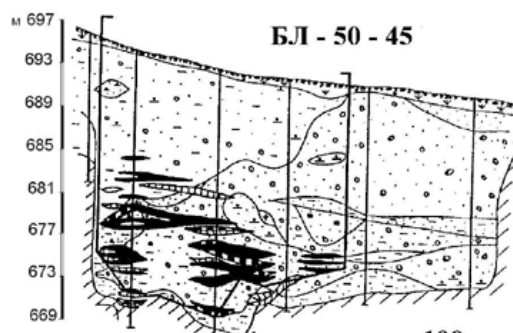
- 1) *плотик*, представляющий собой коренные породы, подстилающие промышленные пески;
- 2) *пласт* или *пески*, представленные валунно-галечным и песчаным материалом, содержащим промышленные концентрации полезного компонента.
- 3) *торфа* - "пустые", безрудные песчаные отложения;
- 4) почвенный слой.

Если в разрезе аллювия имеются два и более металлоносных пласта, тогда осадки, подстилающие второй снизу (и последующие) *пласты*, называются *ложным плотиком*. Строение плотика является важным показателем продуктивности россыпей. Чем он сложнее, тем контрастнее распределение полезных компонентов. Обычно аллювиальные россыпи слагают лентовидные тела, расходящиеся иногда веерообразно ниже по речной долине. Распределение полезного компонента внутри россыпи, как правило, неравномерное и струйчатое. Пример крупной аллювиальной россыпи приведен ниже (см. рис. 81).

В верховьях долин встречаются так называемые *ложковые россыпи*. Они являются сложными делювиальными (склоново-пролювиальными или склоново-аллювиальными) и содержат слабо переработанный водными потоками солифлюкционный и делювиальный материал. Для образования таких россыпей необходимо близкое присутствие богатых коренных источников. Как правило, ложковые россыпи трассируют (отмечают на поверхности) рудоконтролирующие разломы коренных рудоносных зон. Эти россыпи отличаются небольшими размерами, весьма неравномерным распределением полезных компонентов, присутствием самородков.

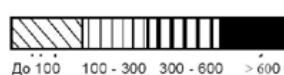


ПОПЕРЕЧНЫЕ ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ РАЗРЕЗЫ  
ХАРАКТЕР РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СОДЕРЖАНИЙ ЗОЛОТА  
(по материалам Н.Б. Трубникова, 1980)



Условные обозначения к разрезам


1- почвенно-растительный слой; 2 - торф; 3 - песок; 4 - глина; 5 - ил; 6 - галька; 7 - щебень; 8 - коренные породы; 9 - скважины; 10 - контур подсчета запасов.



ПЛАН РОССЫПИ С ИЗОСОДЕРЖАНИЯМИ ЗОЛОТА  
СХЕМА ИЗУЧЕННОСТИ  
(по материалам Н.Б. Трубникова, 1980)

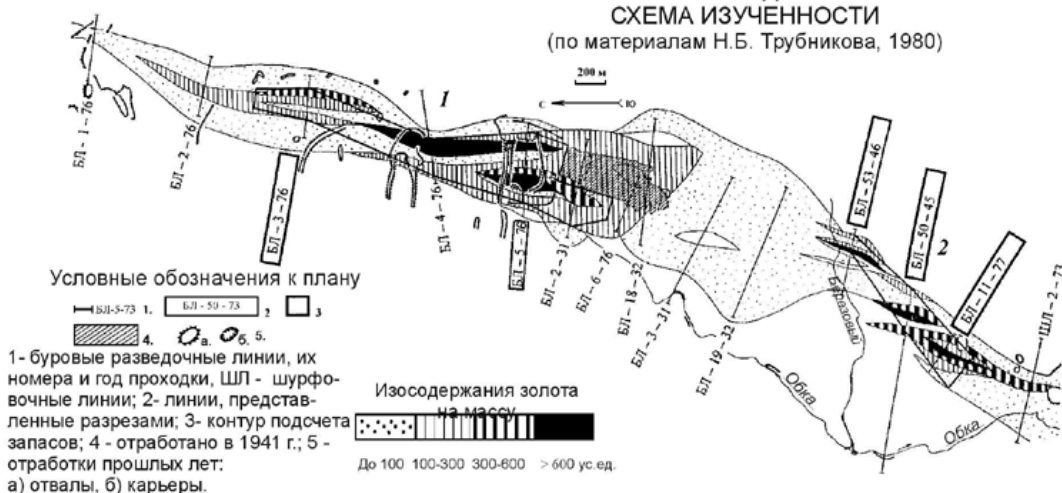


Рис. 81. Геологическое строение месторождения золота Петровская россыпь. Вост. Сибирь. (по материалам Н.Б. Трубникова, 1980, А.П. Сорокина и др., 2000). (<http://www.amurgeo.ru/ris/Ris31.gif>)

Проллювиальные россыпи встречаются в предгорьях аридных (засушливых) областей и имеют небольшое промышленное значение. Они приурочены к отложениям блуждающих русел, расположенных в срединных зонах конусов выноса. В этих местах

происходит резкое разветвление русловых вееров и скачкообразное уменьшение скорости водотоков.

*Прибрежно-морские россыпи.* В настоящее время прибрежно-морские россыпи являются важным источником ряда весьма ценных металлических и неметаллических полезных ископаемых, таких как ильменит, рутил, циркон, монацит, титаномагнетит, золото, платина, касситерит, хромит, алмазы и драгоценные камни, янтарь. Такие морские россыпи известны на побережьях В Австралии, Индии, Шри-Ланки, США (Флорида), Индонезии, Малайзии и других стран. Наиболее известные плейстоцен-голоценовые титан-цирконовые россыпи восточного побережья Австралии прослеживаются на расстояние более 1000 км (при ширине в несколько километров).

Источником многих прибрежно-морских россыпей (ильменита, рутила, титаномагнетита, циркона, монацита, гранатов и др) являются магматические и метаморфические горные породы, реже (для золота, касситерита, платины и алмазов) - близкие источники коренных руд.

*Прочие типы россыпей.* Россыпи других типов встречаются редко и не имеют значительного промышленного значения. Исключение составляют *карстовые* россыпи золота (Айдырлинско-Болотовские россыпи, Ю.Урал). Для карстовых россыпей характерно: 1) локализация в карстовых воронках и провалах пещер; 2) близкое присутствие источников россыпного материала; 3) пространственная и временная связь с корами глубокого химического выветривания; 4) расположение в основании карстовых отложений; 5) примесь хорошо сортированного песчано-щебеночного материала карбонатных пород, повышенная глинистость; 6) весьма неравномерное (гнездовое) с богатыми участками распределение полезных компонентов; 7) небольшие размеры.

*Делювиальные* россыпи встречаются редко и обычно ассоциируют с *элювиальными* и *пролювиальными*. Для них характерны приуроченность к плохо отсортированным крупнообломочным отложениям нижних частей делювия.

**Рудные формации россыпных месторождений.** Выделяют девять типов рудных формаций россыпных месторождений:

1. Золота, представленные: а) современными аллювиальными россыпями бассейнов рек Лены, Колымы, Амура, Амазонки, Параны, Конго и др.; б) древними палеогеновыми (Урал, Сибирь), мезозойскими и неогеновыми (Урал) аллювиальными и карстовыми россыпями; в) прибрежно-морскими россыпями (россыпь Ном, Аляска).

2. Платины, включающие: а) современные аллювиальные россыпи с коренным источником (Кондерский и Инаглинский массивы в Восточной Сибири); б) долинные и террасовые россыпи различного возраста (Урал); в) прибрежно-морские россыпи (Аляска).

3. Алмазов: а) современные аллювиальные россыпи Бразилии, Венесуэлы, Якутии, Урала; б) прибрежно-морские россыпи Юго-Западной Африки (Берег Скелетов, Намибия); в) древние аллювиальные и карстовые россыпи Якутии.

4. Ильменит-рутил-циркон-монацитовая, включающая современные прибрежно-морские россыпи Индии, Шри-Ланки, Мадагаскара, Тайваня, Восточной Австралии, США (Флориды) и Бразилии.

5. Олова, включающая современные аллювиальные и прибрежно-морские россыпи стран Юго-Восточной Азии (Индонезии, Малайзии, Таиланда и др.), Китая и северо-востока России.

6. Магнетита и титаномагнетита прибрежно-морских россыпей Новой Зеландии (о. Северный), Японии, Сахалина и Курил.

7. Янтаря прибрежно-морских россыпей побережья Балтийского моря России, Германии, Польши, Латвии и Литвы.

8. Камнесамоцветная, представленная аллювиальными россыпями агатов, сердолика, горного хрусталя, изумрудов и др. в местах развития коренных пород, содержащих камнесамоцветное сырье.

9. Техногенные россыпи золота, платины и др. тяжелых минералов в шламах и хвостохранилищах горно-обогатительных комбинатов и в центральных отстойниках обогащения песчано-гравийных смесей.

### Хемогенные месторождения

В эту группу относят месторождения солей, окисных и карбонатных руд железа и марганца, железомарганцевых конкреций океанического дна, часть месторождений бокситов. Среди рассматриваемых месторождений выделяют два типа – сформированные из истинных растворов и из коллоидов. К первому относят месторождения солей и рассолов, ко второму – металлов. Отличие данной группы месторождений от гидротермальных образований заключается в низкой температуре минералообразования.

### **Месторождения солей и рассолов**

Образование месторождений солей связывают с процессом соленакопления в осадочных солеродных бассейнах – *галогеenezом*. Выделяют три типа галогеenezа – хлоридный, сульфатный и содовый (карбонатный). Им соответствуют хлоридные, сульфатные и содовые соленосные толщи. В рассматриваемых месторождениях галит (NaCl) является сквозным и доминирующим во всех галогенных отложениях. Сильвин (KCl) также может присутствовать во всех ассоциациях, однако наиболее распространен в хлоридной и сульфатно-хлоридной группах. Комплексы солесодержащих пород называют *эвапоритами*.

Характерными чертами рассматриваемых месторождений являются:

- 1) отчетливый географический и палеогеографический контроль солеобразования, заключающийся в связи с аридными климатическими зонами и выровненным рельефом;
- 2) локализация в соленосных, преимущественно хемогенно-осадочных толщах и связь с первично красноцветными тонкообломочными отложениями;
- 3) отчетливый стратиграфический контроль рудных залежей;
- 4) приуроченность к эпохам соленакопления;
- 5) расположение месторождений в крупных зонах погружения (депресссионных зонах), отличавшихся некомпенсированным прогибанием и высокой скоростью накопления солей;
- 6) пластовая, иногда штоковидная форма рудных тел с большой мощностью, достигающей 700-800 м и площадью распространения от 5-6 тыс. км<sup>2</sup> до п×100 тыс. км<sup>2</sup> и более 1 млн. км<sup>2</sup>.
- 7) характерные ленточные текстуры руд, часто нарушенные оползневыми деформациями, присутствие текстур растворения.
- 8) присутствие в разрезах перекрывающих соли (бронирующих) глинистых толщ.

*Геологический возраст некоторых соленосных бассейнов (таблица)*

Возраст образования	Регион
Неогеновый	Закавказье, Средняя Азия, Турция, Северная Африка, Пакистан
Позднеюрский - раннемеловой	Средняя Азия, Франция, Англия, Северная Африка, Северная и Южная Америка
Пермский	Соликамский (Предуралье), Прикаспийский, Цехштейновый (Центрально-Европейский), Донбасский (Украина), Северо-Американский
Девонский	Минусинский, Донбасский и Припятский (Украина),

	Северо-Американский
Кембрийский	Ангарио-Ленский (Сибирь), Ирано-Пакистанский

Современные районы образования эвапоритов располагаются исключительно в аридных областях: залив Кара-Богаз-Гол, восточный Прикаспий; озеро Мертвое море на Ближнем Востоке; соляная пустыня Данакиль, на тройном сочленении рифтов Красного моря, Аденского залива и Восточно-африканского; пустыни многих регионов.

Различают собственно соляные, соленосные и вмещающие их осадочные породы. Соленосные породы чаще всего ассоциируют с хемогенными карбонатными и терригенными песчано-глинистыми красноцветными отложениями, реже с биогенными и вулканогенными образованиями. Как правило, разрез галогенной формации представляет собой регрессивную серию отложений. Наиболее распространены галитсодержащие, менее – калийно-магниевые, еще реже – содовые. Характерны фациальные переходы соленосных отложений с одной стороны в морские карбонатные, а с другой – в глинистые континентальные. Отложения, вмещающие залежи гипса, галита и сильвина, представлены красноцветными породами. Толщи, содержащие содовые минеральные ассоциации, минералы бора и цеолиты, располагаются только в сероцветных комплексах. Незначительное количество терригенного и биогенного генезиса объясняется условиями образования соленосных толщ. Большое количество терригенного материала подавляет образование эвапоритов.

Солеобразование отмечено во всех геологических периодах фанерозоя (таблица), однако наиболее крупные скопления солей сопровождают эпохи начала и завершения крупных геотектонических циклов: байкальского (кембрий), каледонского (силур - ранний девон), герцинского (пермь), киммерийского (поздняя юра – ранний мел), альпийского (миоцен). Толщи эвапоритов локализуются в протяженных бессточных водоемах рифтовых структур (Рейнский грабен, Днепрово-Донецкий авлакоген, Красноморский рифт и др.), а также в краевых прогибах перед складчатыми поясами (Предуральский, Предкарпатский и другие прогибы). Калийные соли встречаются исключительно в платформенных структурах (впадинах и депрессиях), натровые и магниевые соли не имеют этого ограничения. Депрессионные зоны соленакопления должны быть отгорожены от открытых морских бассейнов и часто включают промежуточные бассейны, в континентальных условиях они оказываются конечными водоемами стока. Солеродные бассейны существенно различаются размером (от первых тысяч до миллионов км<sup>2</sup>). Залежи каменной соли занимают от 6 до 70 % площадей бассейнов. Месторождения калийных солей всегда располагаются внутри галитовых бассейнов, занимая от 5 % (Рейнский грабен) до 24 % (Предкарпатский прогиб) и даже 40 % (Верхнекамское месторождение). Наиболее крупными солеродными бассейнами были кембрийские Восточно-Сибирский и Ирано-Пакистанский и пермские - Цехштейновый в Германии и Польше, Соликамский и Прикаспийский на восточной окраине Восточноевропейской платформы (последний - в России и Казахстане).

Пласты солей характеризуются внутренним ритмичным строением. Как правило, в основании ритмов залегают гипс-ангидритовые слои, выше переходящие в горизонты галита, далее сменяемого карналлитом ( $\text{KMgCl}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ ). Соленосные формации могут слагать толщи до 1000 м и более. Калийные соли занимают часть от галитовых толщ и встречаются либо в виде маломощных (0.5-1.5 м) прослоев и линз, либо одного или нескольких мощных (до 25 м) пластов. Типичны текстуры ленточной слоистости, интерпретируемые как сезонные или годовые слойки. Часто встречаются текстуры оползания, обрушения и растворения, свидетельствующие о сложных диагенетических и постседиментационных процессах растворения и преобразования соленосных отложений. Характерной особенностью толщ эвапоритов является проявление *соляной тектоники* – вязко-пластической деформации солей и соленосных глинистых пачек. Особенно ярко это выражается в древних месторождениях, где мощные залежи соли перекрыты

вышележащими толщами. Под действием литостатического или тектонического давления соляная залежь начинает «течь», передвигаясь в зону с меньшим давлением и формирует при этом причудливые складки нагнетания. Там, где мощность вышележащих отложений небольшая, соль может прорывать их и выдавливаться вверх, формируя *соляные купола (диатирры)*.

Известны четыре типа месторождений солей:

- 1) современные рассолы соленосных озер (рапа), представляющие собой поверхностные скопления гидроминерального сырья;
- 2) рассолы подземных вод (подземное гидроминеральное сырье);
- 3) соли современной садки в заливах и искусственных водоемах;
- 4) залежи древних солей среди толщ осадочных пород.

*Гипотезы о происхождении солей.* О механизме образования залежей солей существует несколько гипотез. По одной из них (Я. Г. Вант-Гофф, К. С. Курнаков и др.) соли образуются из морской воды путем ее естественного испарения. По Вант-Гоффу предполагается следующая последовательность солеобразования: кальцит + доломит → гипс → галит + гипс → галит + ангидрит → галит + полигалит → астраханит + эпсомит → сульфаты калия и магния → каинит → карналлит → бишофит. К. С. Курнаков предложил более простой ряд: гипс → галит → эпсомит → гексагидрит → карналлит → бишофит → бораты. Такая последовательность минералообразования подтверждается экспериментами по выпариванию морской воды. Однако в природных эвапоритах относительно повышена доля гипса и понижена – сульфатов натрия и магния. Обеднение магнием сопровождается осаждением доломита и глинистых минералов. Эти отличия можно объяснить явлениями взаимодействия рассолов и твердой фазы и участием глинистых веществ в образовании осадков.

Другая проблема возникает, когда обнаруживается необходимость выпаривания гигантских объемов воды для образования мощных (порядка 100 м) пластов. В то же время простой подсчет показывает, что при тотальном испарении трехкилометрового слоя морской воды может быть получен слой соли мощностью 140 м и полностью опресненный морской бассейн. Решение этой проблемы предложил в своей гипотезе А. Оксениус. По его представлениям соли накапливаются в замкнутом водоеме, отгороженном от открытого бассейна подводным или надводным барьером (*баром*). За счет интенсивного испарения в жарком климате уровень воды в заливе резко понижается, в результате чего из открытого бассейна туда поступают дополнительные объемы морской воды. Таким образом был предложен механизм многократного испарения морской воды, поступающей в солеродный бассейн из Мирового океана. И тем не менее масштабы эвапоритового процесса в некоторые геологические эпохи поражают.

Для сохранения месторождений от размыва они должны быть перекрыты бронирующим чехлом глинистых отложений. При отсутствии водонепроницаемого экрана залежи солей растворяются сверху, формируя так называемый «кэпрок» - покрывку из гипса, ангидрита, глины и других малорастворимых минералов и пород. Иногда здесь накапливаются минералы бора. Месторождения соды и бора возникают при вымывании натрия и бора из туфогенно-осадочных, вулканических и интрузивных пород, расположенных в древних озерных солеродных бассейнах. Образование солей происходит при испарении рассола и его взаимодействии с ранее выделившимися минералами. Такое происхождение имеют многие содовые месторождения США.



## Месторождения осадочных руд железа, марганца и алюминия

Среди месторождений железа и марганца выделяется три типа: окисных и силикатных (хлорит-шамозитовых) руд, железо-марганцевых конкреций на дне океанов, железистых и марганцевых руд в кварцитах (метаморфизованные залежи).

Для месторождений первого типа характерны следующие особенности: 1) ассоциация месторождений с вулканогенно-осадочными, сероцветными терригенными, туфогенно-осадочными, черносланцевыми и угленосными формациями гумидных климатических зон, выполняющими озерные, реже приморские впадины, а также в пределах шельфа и подводного склона; 2) фациально-геохимическая и минеральная зональность оруденения относительно береговой линии; 3) стратиграфический контроль оруденения, пластообразная форма рудных тел; 4) приуроченность оруденения к определенным металлогеническим эпохам накопления руд Fe, Mn и Al; 5) оолитовые, конкреционные и микрослоистые текстуры руд.

Железорудные месторождения, приуроченные к вулканогенной кремнисто-сланцевой формации, известны в нижнем палеозое (ордовике) по обе стороны северной Атлантики - Северного Уэльса (Великобритания), северо-западной Франции, Португалии и Чехии, а также в Ньюфаундленде и Новой Шотландии (Канада). Структуры руд преимущественно оолитовые. Первичными рудными минералами являются железистые хлориты, гематит, пирит и сидерит (магнетит связан с метаморфизмом руд). Сингенетичные осадочные образования бескарбонатны и считаются глубоководными. Источник железа - подводные эксгаляции базальтового вулканизма, благодаря дальнему переносу распространявшиеся на большие расстояния.

В среднем палеозое (среднем девоне) Арденн и Рейнских Сланцевых гор во Франции и Германии, в ассоциации с известняками встречаются другого типа осадочные руды железа. Это линзовидные и пластовые залежи Лан-Дилльских месторождений, залегающие в одноименных мульдах. Руды большей частью сплошные слоистые гематитовые и магнетит-гематитовые, в некоторых прослоях имеющие оолитовую структуру. В подчиненном количестве встречаются гидрогематит, сидерит, железистые хлориты, пирит (в нижней части рудных линз). Источником железа здесь считаются подводные вулканические эксгаляции, завершающие базальтово-андезитовый вулканизм этой области.

В иных, мелководных условиях шельфа и приморской равнины формировались неогеновые осадочные руды железа северного Причерноморья. Рудные залежи залегают в отложениях, которые накапливались в мелководных озерах, заливах, бухтах, лагунах. Наиболее крупные месторождения бурых железняков занимают обширные мульды в платформенном чехле, как, например, Камыш-Бурунская структура Керченского железорудного месторождения (см. рис. 82 и 83).



Рис. 82. Схема расположения рудоносных мульд и прогибов Керченского железорудного бассейна, Крым. (по Ю.Юрку, Ю.Лебедеву и О. Кириченко). 1 - площади распространения "табачных" руд; 2 -

площади распространения "коричневых" руд.

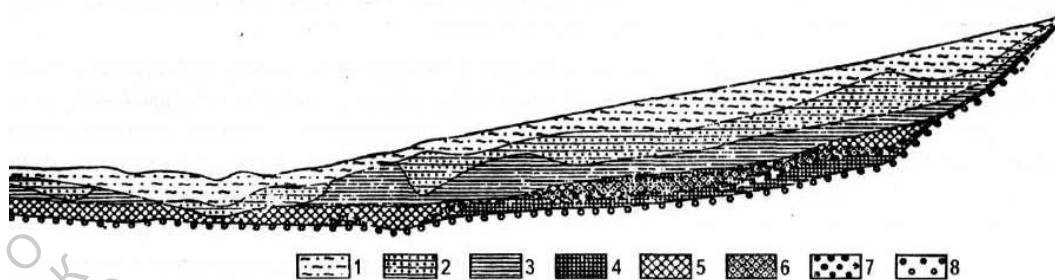


Рис. 83. Геологический разрез Камыш-Бурунской мульды, Крым. (по Ю.Юрку, Ю.Лебедеву и О.Кириченко). 1 - карбонатные суглинки; 2 - глины песчанистые; 3 - глины; 4 - 6 - железные руды: 4 - "табачные"; 5 - "коричневые"; 6 - "икряные"; 7 - шлины и пески с обильными створками раковин; 8 - ракушечники глинистые, в кровле сидеритизированные.

В связи с различной геохимической подвижностью соединений железа, марганца и алюминия происходит их дифференциация в прибрежной зоне. При этом ближе всего к берегу накапливаются бокситы (Al), затем в верхней части шельфа откладываются железные руды, а еще дальше, в нижней части шельфа, происходит садка марганцевых руд. В Керченско-Таманском рудоносном бассейне концентрации железа подчиняются определенным условиям седиментации. По мере удаления от берега наблюдается следующая последовательность рудоотложения: 1) окисные ("коричневые"); 2) окисные и гидросиликатные ("табачные"); 3) окисные с сидеритом, анкеритом и гидроокислами Mn ("икряные"); 4) сидеритовые; 5) пирит-марказитовые. То есть ближе всего к берегу формируются окисные руды, далее (через переходные разновидности) возникают преимущественно карбонатные и сульфидные залежи. Для руд характерны оолитовые, конкреционные, бобовые, микрослоистые, кластогенные и биогенные текстуры, примесь глинистого и песчаного терригенного материала. Сидерит в рудах поздний диагенетический. В оолитовых железных рудах встречаются глауконит, фосфаты и карбонаты. Пластовая форма рудных тел и согласное их залегание в осадочных толщах прямо указывают на осадочное происхождение руд. Характерно тонкое переслаивание собственно рудных слоев и прослоев ракушняков, глин или песков. Мощность залежей бурых железняков составляет метры – десятки метров, протяженность – многие километры.

В континентальных условиях скопления осадочных железных руд образуются в понижениях рельефа, занятых озерами и болотами. В крупных депрессиях восточного склона Южного Урала и Зауралья за счет переноса охр размывавшихся верхних горизонтов коры выветривания по серпентинитам накопились залежи крупных месторождений железных руд раннеюрского (Новокиевское) и олигоценового возраста (Лисаковское). Их минералы - гётит, гидрогётит, гидрогематит, гематит. Текстуры руд - слоистые, массивные, брекчиевидные, встречаются оолитовые структуры. Известны и залежи осадочных железных руд в крупных карстовых воронках - например, Аккермановское месторождение около г.Орска на Ю.Урале.

Н. М. Страхов выделил семь главных осадочных металлогенических эпох: докембрийскую, кембрийскую, ордовикскую, силурийскую, каменноугольную, юрскую и кайнозойскую, связанных в целом с периодами выравнивания и образования мощных кор выветривания. Для железа главными металлогеническими эпохами считаются докембрийская (протерозойская) и юрская, включающие громадные по запасам (десятки млрд. тонн) рудные провинции. Для марганца помимо крупных докембрийской, раннепалеозойской и каменноугольной эпох выделяется уникальная олигоценовая эпоха, к которой относятся крупнейшие в мире месторождения Украины (Никопольское и Токмакское), содержащие до 75 % мировых запасов.

Для *месторождений осадочных бокситов* важнейшими эпохами являются: девонская (месторождения Красная Шапочка, Сев.Урал), карбоновая (Средняя Азия), мезозойская и палеогеновая (Средиземноморская провинция), плиоцен-четвертичная (Ямайка и Гаити). В месторождениях бокситов, как правило, встречаются рудные тела неправильной формы, часто гнездовые, которые подстилают рудные пласты. Это объясняется приуроченностью переотложенных бокситов к закарстованной поверхности карбонатных пород. Осадочные бокситы часто ассоциируют с собственно карстовыми остаточными месторождениями. Рудоносные зоны прослеживаются на десятки километров по простиранию. В типичных разрезах бокситов нижняя часть представлена образованиями красного цвета (за счет примеси гидроокислов железа) и бобовой (оолитовой) текстурой; верхняя же часть сложена зеленовато-серыми и пестроцветными массивными и слоистыми бокситами.

*Современные железо-марганцевые конкреции* встречаются на поверхности дна океанов. Помимо основных компонентов, конкреции содержат значительное количество Co, Ni, Cu, Pb, Zn, V и др. Современные железомарганцевые конкреции дна Мирового океана прослежены до глубины 6 км и при мощности в десятки см занимают огромные площади. Запасы руды достаточны для эксплуатации в течение несколько столетий. Источниками рудообразующего вещества служили подводные вулканические эксгаляции, латеритные коры выветривания и гидротермальные системы дна океана. Перенос Fe и Mn осуществлялся в виде коллоидных и истинных растворов, Al – преимущественно в виде тонкой механической взвеси.

Рудные формации хемогенных осадочных месторождений:

- 1) Гипс-ангидрит-галитовая;
- 2) галит-карналлитовая с солями магния;
- 3) содовая;
- 4) современных и древних рассолов с промышленными концентрациями бора, йода, брома, щелочных и щелочно-земельных металлов.
- 5) бурых железняков с оолитовыми шамозит-гетит-гидрогетитовыми и сидеритовыми рудами;
- 6) псиломелан-пирролюзитовая с родохрозитом;
- 7) железомарганцевых конкреций дна Мирового океана;
- 8) диаспор-бёмитовая (бокситовая) в карстовых воронках.

### **Биохимические месторождения**

К биохимическим относятся месторождения фосфоритов, кремнистых, карбонатных пород, сапропеля, торфа, лигнита, бурого и каменного угля и горючих сланцев. Они имеют большое экономическое значение, так как являются важнейшими энергетическими источниками и обеспечивают сырьем химическую промышленность (в том числе – производство фосфатных удобрений).

Кроме того, биохимические процессы представляются важными при образовании некоторых осадочных месторождений урана, редких земель, иттрия, скандия, меди, серебра, полиметаллов (Pb и Zn), платиноидов, ванадия и серы.

### **Месторождения фосфоритов**

Фосфоритами называются породы с концентрациями скрыто- или микрокристаллического апатита. Нижний предел содержания  $P_2O_5$  для них – 5-12 %,

верхний – 35 %. В мировом балансе фосфатного сырья осадочные фосфориты составляют около 80 %.

Характерными чертами геологического строения этих месторождений являются:

- 1) приуроченность к отложениям древних шельфов и внутриконтинентальных морей, отличавшихся высокой биопродуктивностью и наличием глубинных течений;
- 2) ассоциация фосфоритов с кремнисто-карбонатными, карбонатными, сероцветными терригенными песчано-глинистыми и черносланцевыми формациями;
- 3) приуроченность к эпохам фосфатонакопления, главными из которых являются венд-кембрийская, пермская и мел-палеогеновая;
- 4) связь оруденения с депрессионными зонами, осложненными конседиментационными поднятиями и впадинами;
- 5) пластовая форма рудных залежей;
- 6) седиментационно-обломочная, конкреционная (желваковая), зернистая, слоистая и биогенная текстура руд; структура - от тонкозернистой до скрытокристаллической;
- 7) повышенное содержание ряда элементов (уран, стронций, редкие земли, фтор и др.).

В мире известно более 20 крупных фосфоритоносных бассейнов с запасами пятиоксида фосфора более 100 млн. т каждое, располагающихся в пределах шести фосфоритовых провинций (см. рис. 84).

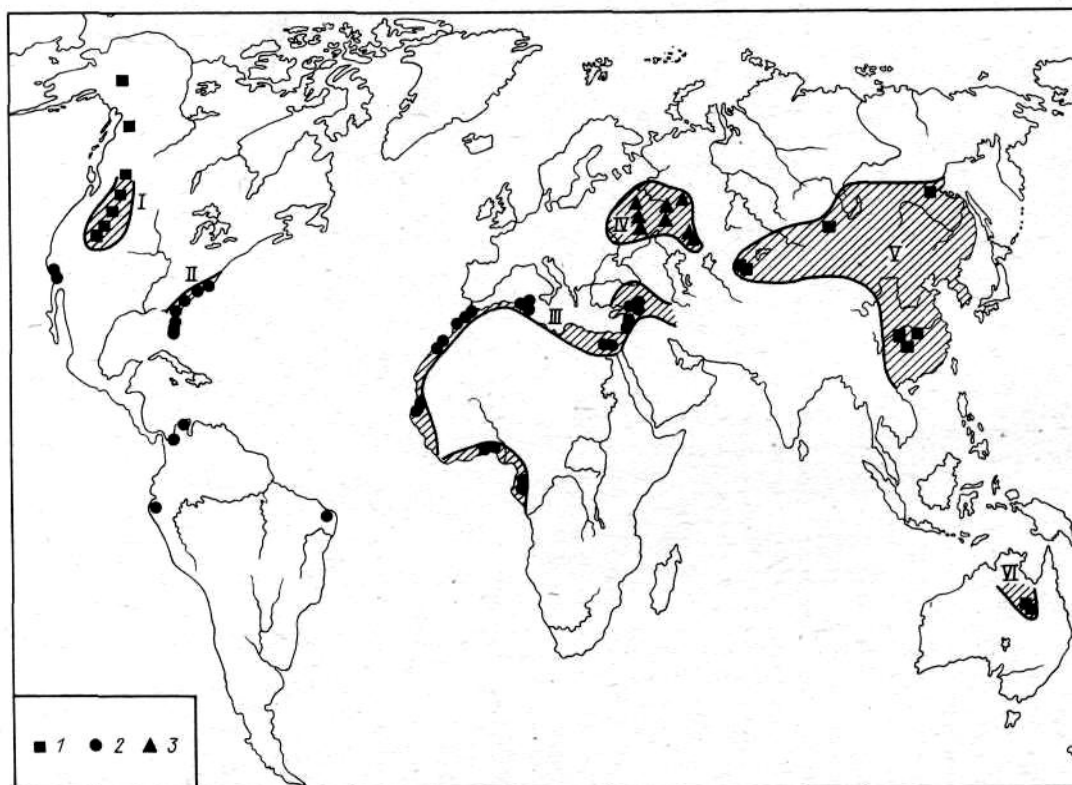


Рис. 84. Фосфоритоносные провинции мира. Месторождения фосфоритов: 1 — микрозернистых, 2 - зернистых, 3 - желваковых. Провинции: I - Скалистых гор, II - Восточно-Американской береговой равнины, I - Аравийско-Африканская, IV - Русской платформы, V - Азиатская, VI - Австралийская.

Залежи фосфоритов имеют пластовую форму и значительную мощность. Так, рудные тела зернистых фосфоритов Западно-Казахстанской Каратауской провинции имеют крутое падение и протягиваются на многие километры. Залежи желваковых и ракушняковых фосфоритов прослеживаются на сотни метров, мощность колеблется от дециметров до первых метров. Фосфатное вещество встречается в виде желваков, галек,

мелких зерен, оолитов, слойков, конкреционных, цементных и органогенных образований, распространенных внутри песчано-глинистых и карбонатных пород.

Все фосфориты характеризуются повышенным содержанием радиоактивных, рассеянных и редких элементов: U, Th, Y, TR, Sc, V, Mo, Sr, Ba, F. Характерна положительная корреляция содержания урана и фосфора, по которой можно проводить поиски и оценивать ресурсы обоих компонентов. Накопление примесей обусловлено большой сорбционной и изоморфной емкостью мелкозернистого апатита.

**Представления о рудообразовании.** В Мировой океан фосфор может поступать в результате сноса с континентов и вместе с продуктами вулканизма. В современных бассейнах седиментации основным источником фосфора является континентальный сток. Образование фосфоритов в прибрежных условиях происходит по двум причинам. Во-первых, в условиях прибрежного мелководья и поступления пищи и минеральных компонентов (в том числе – и фосфора) с континентов происходит бурный рост живого вещества, накапливающего в себе фосфаты (кости позвоночных, раковины брахиопод, остатки цианобактерий и др.). Во-вторых, при наличии больших глубин у берега происходит явление *апвеллинга* – подъема к поверхности с больших глубин холодной воды, насыщенной кислородом и фосфором. Большое количество кислорода в воде также резко увеличивает количество планктона и питающихся им организмов, накапливающих фосфор. После отмирания остатки различных организмов накапливаются на дне водоема, формируя фосфатные залежи. Кристаллизация фосфата кальция происходит в стадию диагенеза (см. рис. 85).

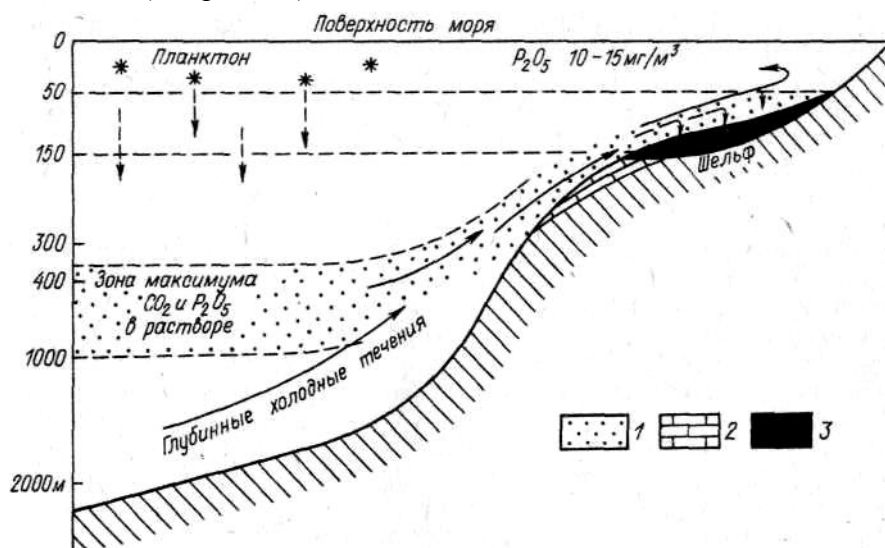


Рис. 85. Схема фосфоритообразования в зоне шельфа по хомогенной модели А. В. Казакова. / — морские воды, обогащенные  $\text{CO}_2$  и  $\text{P}_2\text{O}_5$ ; 2 — осадки глинисто-известковой фации; 3 — осадки фосфоритной фации.

Одной из причин глобальных эпох фосфоритообразования считают эндогенное поступление фосфора из мантии во время интенсивного рифтогенеза. В качестве доказательства А. С. Соколов и А. А. Фролов приводят совпадение эпох интенсивного фосфоритообразования и формирования апатитовых месторождений в интрузивных массивах щелочных пород (Хибины и др.).

## Осадочные месторождения горючих полезных ископаемых

Важнейшими типами биогенных осадочных месторождений являются месторождения твердых горючих полезных ископаемых (каустобиолитов) – торфа, лигнита, каменного и бурого угля и горючих сланцев. Все они представляют собой концентрации органического (углеродистого) вещества различной степени литификации.

### **Месторождения сапропеля, торфа и угля**

Ископаемые угли представляют собой литифицированный торф и сапропель.

Общими чертами торфяных и угольных месторождений являются:

- 1) приуроченность к отложениям заболоченных ландшафтов, распространенных в межгорных озерных котловинах, долинах равнинных рек и их пологих водоразделах, придельтовых и прибрежно-морских равнинах;
- 2) ассоциация с терригенно-карбонатными и сероцветными песчано-глинистыми формациями гумидного климата;
- 3) связь с эпохами угленакопления, главными из которых являются каменноугольная, пермская и мел-палеогеновая;
- 4) связь месторождений с зонами прогибания земной коры с режимом стабильного конседиментационного опускания;
- 5) закономерное положение угольных пластов внутри осадочных ритмов, сложенных угленосными терригенными или терригенно-карбонатными отложениями;
- 6) различная степень литификации и углефикации скоплений органического вещества, определяющая качество (марку) угля;
- 7) в некоторых случаях – повышенное содержание германия, бериллия, урана, молибдена, ванадия, редких земель и др., вплоть до формирования комплексных месторождений.

Формирование торфяных залежей происходит в условиях анаэробного (бескислородного) разложения и высокой увлажненности почв. Крупные площади современного торфообразования располагаются в обширных равнинах в пределах древних и молодых платформ в областях гумидного климата.

Месторождения сапропеля представляют собой скопления обогащенного биохимически активным органическим веществом глинистого ила озер гумидных климатических зон. Первичное органическое вещество углей может быть гумусовым (остатки высших растений) и сапропелевым (остатки зоо- и фитопланктона). Гумусовое вещество может быть автохтонным, накопившимся на месте роста, и аллохтонным, т.е. переотложенным. По мере углефикации осадков различия между сапропелевым и гумусовым веществом часто теряются.

В зависимости от обстановки накопления выделяют *лимнические* угли, возникающие в континентальных озерно-болотных обстановках, и *паралические* – в прибрежно-морских условиях. Для первых характерна ассоциация углей с терригенными континентальными толщами, для вторых – с карбонатными и песчано-глинистыми прибрежно-морскими отложениями.

Угольные месторождения располагаются внутри крупных прогибов – угольных бассейнов, охватывающих платформенный чехол или переходные области между платформами или складчатыми поясами. Месторождения известны в разновозрастных толщах начиная с силурийского периода (развитие растительности). П. И. Степанов выделил три главные эпохи угленакопления. Первая охватывает интервал с позднего карбона по раннюю пермь, вторая – с поздней юры по ранний мел, и третья – от позднего

мела до миоцена. Эпохи глобального угленакопления связывают с изменениями климата Земли.

Уплотнение торфяников, их обезвоживание в восстановительных условиях, сопровождаемое сложными биохимическими реакциями, обуславливает их преобразование в лигниты и бурые угли. По мере преобразования в органическом веществе увеличиваются: плотность, степень полимеризации, отражательная способность, калорийность угольного топлива. Растет содержание углерода при одновременном уменьшении количества кислорода, водорода и азота. По степени углефикации выделяют ряд: сапрпель или торф – лигнит – бурый уголь – каменный уголь – антрацит. При углефикации смеси органического и минерального вещества образуются горючие сланцы, при сильном метаморфизме переходящие в графитистые сланцы. В составе углей выделяют горючую и балластную (негорючую) массу. Негорючая масса состоит из влаги и золы. Горючая включает сумму летучих компонентов, кокс и серу (органическую). Сера разделяется на органическую, сульфидную и сульфатную. С ростом содержания сульфидной серы (главным образом, в виде пирита и марказита) увеличивается способность углей к самовозгоранию. Минеральная часть углей состоит из песчано-глинистой примеси алюмосиликатов, карбонатов, сульфидов, сульфатов и окислов.

Количество минеральной примеси в углях определяет их зольность. С зольной частью углей связаны основные концентрации элементов-примесей. В промышленных концентрациях в угле могут накапливаться U, Mo, Be, Ge, Ga, Re, Sc. Отмечены повышенные концентрации для Zn, Cd, As, Cu, Ni, Co, Zr, Y, TR, Th, Tl и др. Многие литофильные элементы (U, Th, Zr, Ge) связаны с зольной частью угля, халькофильные элементы (Cu, Co, Ni, Cd и др.) скапливаются в сульфидах, Mo, Be, Ga, Sc - непосредственно в органическом веществе. Образование микропримесей в углях связывают с сорбцией на органическом веществе, сосаждением с сульфидами железа, действием окислительно-восстановительного и кислотно-щелочного барьеров.

## ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Месторождения этой группы сформированы потоками грунтовых и артезианских подземных вод и углеводородных флюидов и низкотемпературных гидротермальных растворов различного происхождения. По своему происхождению они являются промежуточными между типичными гидротермальными и экзогенными образованиями, относясь по ряду признаков (вмещающие породы, околорудные изменения, температура минералообразования) к последним.

В рассматриваемую группу включены три класса месторождений:

- 1) экзодиагенетический, связанный с деятельностью *грунтовых вод* (U, V);
- 2) инфильтрационный, сформированный в результате движения нисходящих потоков *метеорных артезианских вод* (U-редкометальные);
- 3) эксфильтрационный, образованный *восходящими* потоками *седиментационных вод* артезианских бассейнов (Sr, Li, Cu, Pb, Zn).

Эпигенетическое рудообразование часто происходит на фоне ранних седиментационно-диагенетических концентраций полезных компонентов (то есть в рудообразующий процесс вовлекаются вещества, предварительно сконцентрированные в осадочный и/или диагенетический этапы формирования осадочных толщ).

Эпигенетические месторождения могут быть древними и формироваться в современную эпоху.

По гидродинамическому режиму выделяются грунтовые и артезианские подземные воды. Грунтовые воды являются *безнапорными* и развиты преимущественно в приповерхностных условиях (на первом от поверхности водоупоре). Артезианские воды развиты между двумя водоупорными горизонтами. Поэтому они являются *напорными*.

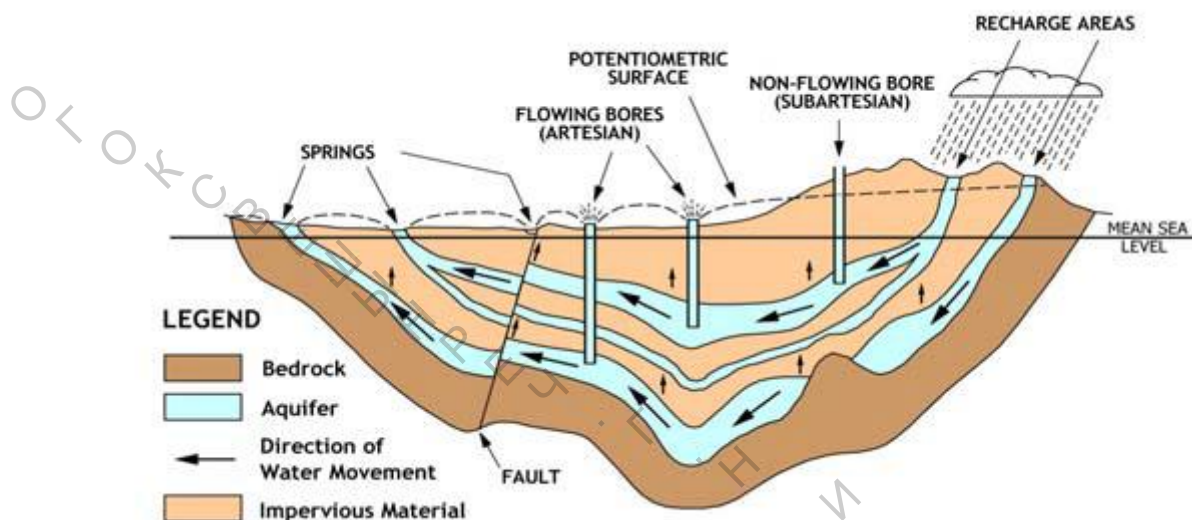


Рис. 86. Упрощённое строение Великого артезианского бассейна, Австралия  
<http://www.derm.qld.gov.au/factsheets/pdf/water/w68.pdf>

### Месторождения, связанные с грунтовыми водами.

Грунтовые воды играют большую роль в преобразовании ранее возникших месторождений (в зоне окисления). Пресные грунтовые воды являются самостоятельным видом полезного ископаемого, используемым при водоснабжении.

Для экзодиагенетических месторождений, образование которых связано с деятельностью грунтовых вод, характерны следующие особенности:

- 1) субогласное с напластованием залегание рудоносных зон;
- 2) локализация оруденения в стратиграфических уровнях крупных перерывов в осадконакоплении (несогласий);
- 3) позиция оруденелых горизонтов в основании регрессивно построенных толщ;
- 4) контрастная фациально-литологическая обстановка оруденения;
- 5) приуроченность руд к палеопроницаемым породам.

Рудные формации экзодиагенетического (грунтовых вод) класса:

- 1- медистые песчаники палеорусел;
- 2- урановые и уран-ванадиевые в палеорусловых песчаниках;
- 3- уран-ванадиевые в калькретах;
- 4- металлоносных углей и торфяников.

### Месторождения в артезианских бассейнах

В артезианских бассейнах, распространенных в осадочном чехле платформ, выявлены многочисленные месторождения нефти и газа, подземных вод, металлоносных рассолов, урана, редких и рассеянных элементов. С деятельностью вод этих бассейнов связывают также образование стратиформных месторождений свинца, цинка, меди, стронция, ванадия, серы и ряда других полезных ископаемых.



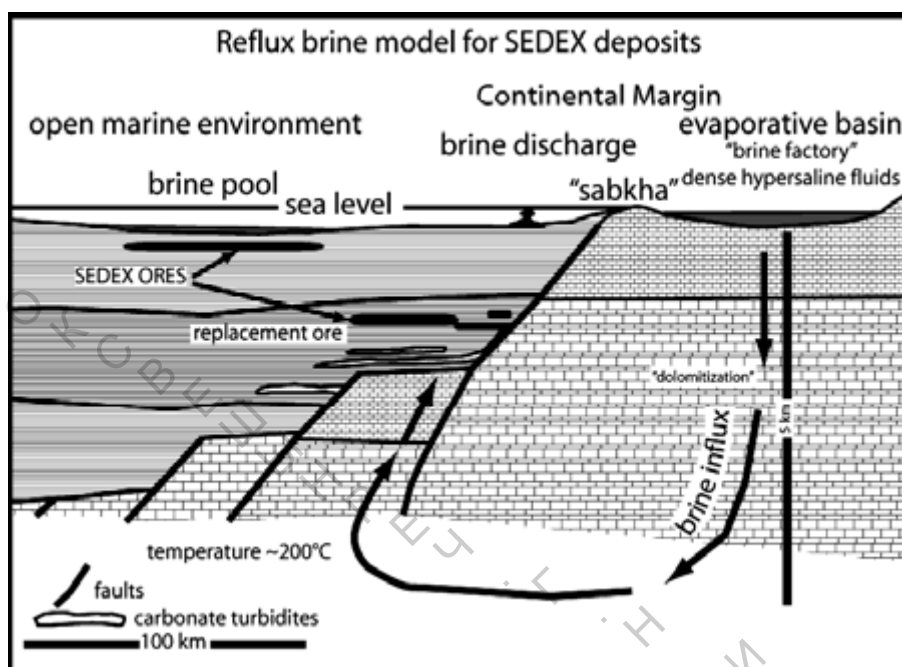


Рис. 87. Модель формирования эпигенетических месторождений благодаря восходящему движению рассолов на пассивной континентальной окраине (D. Leach et. al. The distribution of SEDEX Pb-Zn deposits through Earth history)

Различают артезианские бассейны инфильтрационного и элизионного типов. В бассейнах инфильтрационного типа движение воды и возникновение напора происходит под действием силы тяжести (литостатического давления). Для элизионных бассейнов предполагают другой источник воды, появляющейся благодаря отжиманию поровых вод при уплотнении пород, а на значительных глубинах (более 5 км) - в условиях катагенеза (при температуре 75о С и выше) глинистых толщ благодаря разбуханию пакетов смектитов и гидрослюд и удалению из них связанной воды.

### Инфильтрационные месторождения

Для них характерны следующие особенности:

- 1) расположение в областях аридного климата;
- 2) приуроченность к проницаемым водоносным горизонтам песков и песчаников, реже пористых карбонатных пород, расположенных между водоупорными пластами;
- 3) наличие рудоконтролирующих зон внутрипластового окисления;
- 4) наличие рудоконтролирующей окислительно-восстановительной минералого-геохимической и гидрогеохимической зональности;
- 5) локализация в местах скопления сингенетического органического вещества и других восстановителей (битумов, углеводородов, сероводорода и др);
- 6) пространственная связь с валами и флексурами или внутренними поднятиями, осложняющими крылья пологих синклиналей артезианских бассейнов;
- 7) ролловая форма рудных тел (серповидная – в поперечном сечении, лентовидная – в плане рудных залежей).

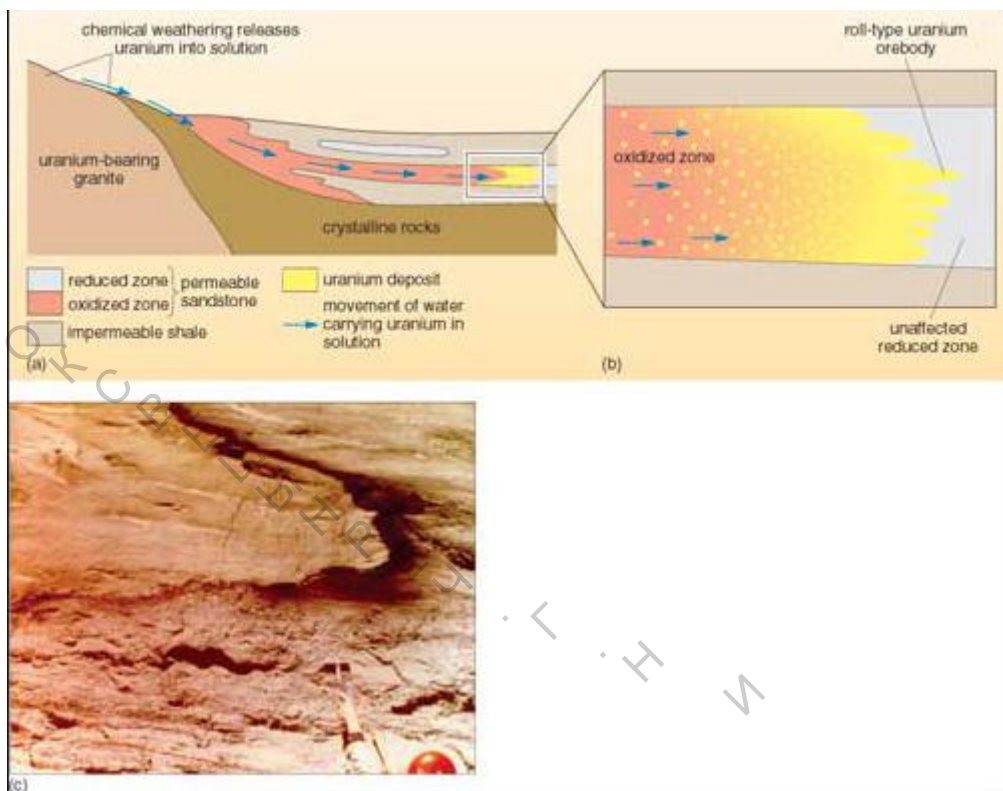


Рис. 88. Формирование роллового типа урановой минерализации инфильтрационного типа (<http://openlearn.open.ac.uk/mod/oucontent/view.php?id=398840&section=3.2>)



Рис. 89. Урановая минерализация (чёрное) в ролловом рудном теле.

Robert M. Hazen and John M. Ferry Mineral Evolution: Mineralogy in the Fourth Dimension ELEMENTS, February 2010, v. 6, p. (1): 9-12,

Нисходящие потоки кислородсодержащих вод в артезианской системе формируют *зоны пластового окисления*. Насыщенная кислородом вода переносит растворимые оксиды  $U^{6+}$ , V, Mo, Se. Источники вещества - металлоносные углеродистые сланцы, граниты, кислые эффузивы и др.

Отложение вещества происходит на восстановительном геохимическом барьере. В зоне оруденения осаждаются самородный селен, окислы урана ( $U^{4+}$ ), коффинит, пирит,

молибденит, уранованадаты и др. Весьма характерна *ролловая* форма рудных тел, обусловленная различной скоростью просачивания окисленных вод.

Большинство инфильтрационных месторождений образовалось в неоген-четвертичном возрасте, что обусловлено высокой пористостью молодых отложений. Рудовмещающими являются гравийно-песчаные отложения крупных рек, дельт и баров, расположенные между пластами водоупорных глинистых отложений (озерных и мелководно-морских).

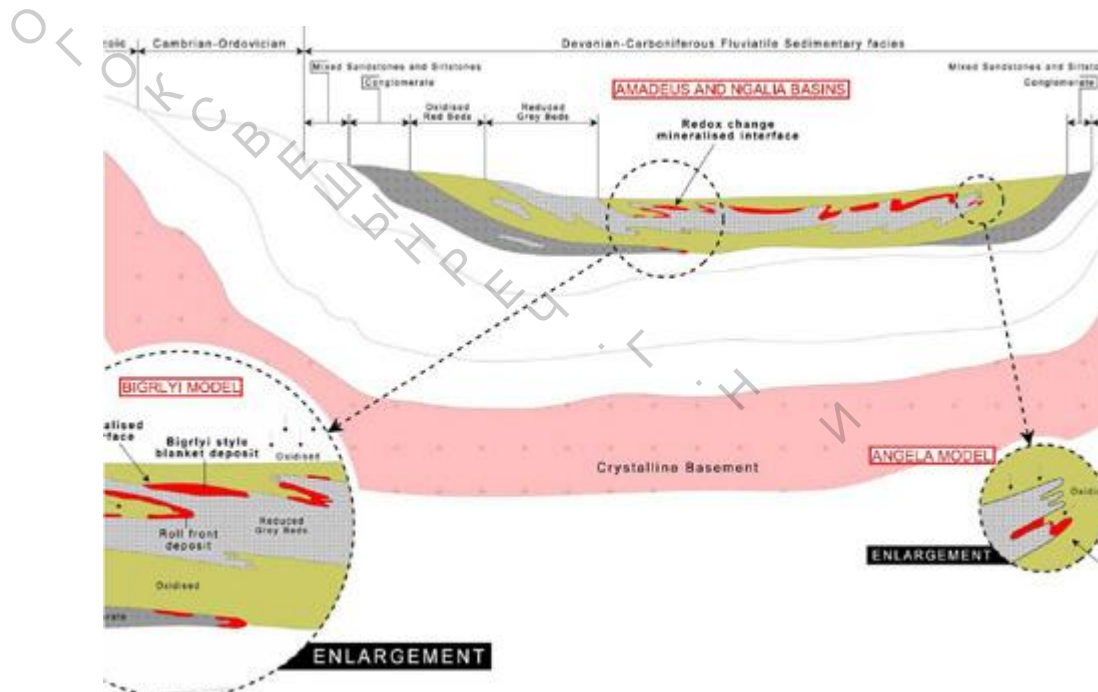


Рис. 90. Модели формирования урановых месторождений в артезианских бассейнах (Sectional Model of Ngalia and Amadeus Basin uranium mineralisation models).

Рудные формации:

Формация эпигенетических редкометально-урановых руд.

Субформации:

- 1) урановая и уран-редкометальная (Se-V-Re-TR-U) в песчаниках чехла активизированных молодых платформ;
- 2) уран-угольные в лимнических (озерных) бассейнах межгорных впадин.

### Эксфильтрационные месторождения

В этот класс объединяются стратиформные рудные объекты, природа которых до недавнего времени была неясной. В литературе их называют анагенные, стратиформные, элизионные, гидрогенно-эксфильтрационные и экзогенно-гидротермальные. К данному классу отнесены месторождения стратиформных руд меди, свинца, цинка, урана, ванадия, железа, стронция, бария, серы, нефти, газа, минеральных вод, рассолов (иодо-бромных и редкометальных). Их образование нередко связывают с *восходящими* артезианскими водами.

Для рассматриваемых объектов характерны следующие особенности:

- 1) расположение внутри крупных отрицательных структур земной коры, выполненных мощными (более километра) толщами осадочных пород;
- 2) присутствие эвапоритов в разрезе бассейна;
- 3) наличие в разрезе геохимически специализированных осадочных формаций (металлоносных битуминозных глин, красноцветных терригенных толщ, вулканогенно-осадочных пород и др.

- 4) локализация руд в пористых и/или трещиноватых горизонтах песчаников и карбонатных пород, расположенных между или под глинистыми или эвапоритовыми водонепроницаемыми толщами;
- 5) расположение в локальных антиклиналях, осевых зонах флексур, инверсионных поднятиях, границах несогласий и надвиговых зон, которые могли служить очагами разгрузки и ловушками восходящих нефтегазоносных флюидов и/или рудоносных растворов.

б) линзовидно-пластовая, лентообразная, реже сложная жило-столбообразная форма рудных тел и залежей углеводородов.

В глубоких частях артезианских бассейнах формируются разнообразные геохимические типы термальных растворов (рассолов), обогащенных различными полезными компонентами. При подъеме таких вод к поверхности может происходить их смешение с метеорными (приповерхностными) водами, либо с углеводородами (нефтью и/или газом) и сопутствующими им сероводородными водами. Также происходит взаимодействие с вмещающими породами (преимущественно карбонатными и сульфатными).

Околорудные изменения: доломитизация, битуминизация, гидрослюдизация, пиритизация, хлоритизация, огипсование, окварцевание и др.

Температура минералообразования обычно в пределах 50-100° С, иногда до 200-300° С.

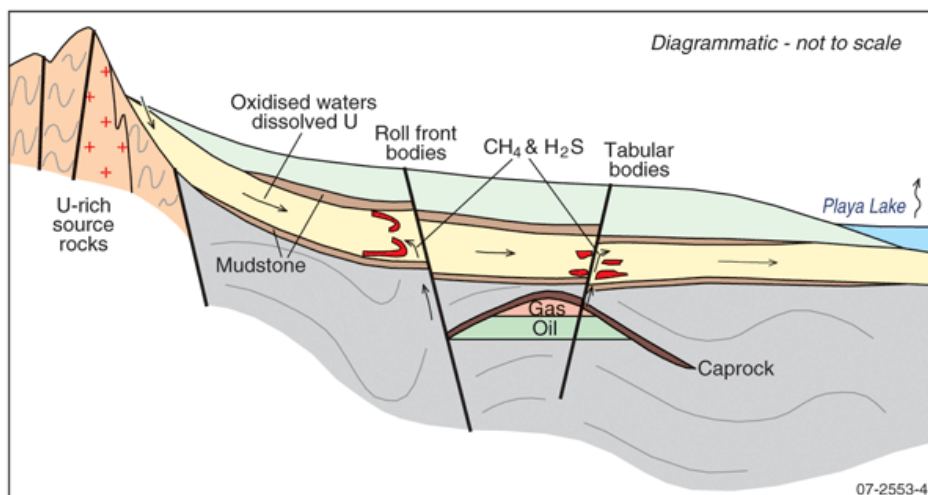


Рис. 91. Схематический разрез, объясняющий формирование инфильтрационных и эксфильтрационных месторождений. (<http://www.stockhouse.com/bullboards>).

#### *Рудные формации:*

- 1) стратиформные полиметаллические в карбонатных породах (Горевское, Красноярский край; Миргалимсайское, Казахстан; месторождения Миссисипского бассейна (США) и др.);
- 2) медистых песчаников в терригенных пестроцветных породах (Джезказганское, Казахстан; Удоканское, Россия);
- 3) битум-урановые в карбонатных и терригенных породах;
- 4) битум-ванадиевые в терригенных породах;
- 5) стратиформные целестиновые и баритовые в гипс-карбонатных породах (Арик, Туркмения);
- 6) самородной серы в гипс-карбонатных породах (Гаурдак, Туркмения; Водинское, Поволжье);
- 7) нефтегазовые в различных коллекторах и ловушках;
- 8) иодо-бромных и металлоносных рассолов.

В последние десятилетия XX века было установлено, что многие геолого-промышленные типы рудных месторождений в осадочных толщах пространственно ассоциируют с нефтегазоносными бассейнами (НГБ), выявлен парагенезис металлов и нефти в осадочных толщах нефтегазоносных бассейнов (Д. И. Горжевский, Д. И. Павлов и др, 1990, 1991). В качестве таких типов рассмотрены стратиформные свинцово-цинковые месторождения, медистые песчаники и сланцы, золото-сульфидные и ртутные месторождения, осадочные месторождения железа и марганца. Важнейшим оказался учет гидрогеологических закономерностей, способствующих формированию сопряженных рудо- и нефтеобразующих систем в ходе эволюции осадочных бассейнов. Это позволило говорить о парагенезисе месторождений руд и нефтидов, что дополнительно подтверждается наличием не только пространственных, но и временных связей рудных месторождений и нефтепродуцирующих толщ, металлоносностью подземных вод НГБ, влиянием на формирование руд и нефтидов органического вещества, присутствием в рудах нефтяных углеводородов, появлением в проницаемых породах НГБ новообразованных минералов, характерных для руд и околорудных пород сульфидных месторождений.

Специфика подземных вод НГБ во многом определяется наличием в них двух главных составляющих: седиментогенных вод, захороненных вместе с осадками, и катагенных вод, генерируемых при температурах  $80^{\circ}\text{C}$  и выше за счет минеральных преобразований разбухающих глин. Именно присутствие в подземной гидросфере катагенной составляющей приводит к возникновению термодегидратационных (термоэлизационных) геогидродинамических систем, сменяющих по мере погружения менее гидродинамически мощные элизационные системы, формирующиеся за счет одного лишь отжатия седиментогенных вод. Интенсивность катагенных преобразований разбухающих глин определяется не только плотностью теплового потока данного региона, но и возможностями оттока подземных вод - как возникающих катагенных, так и подпирающих их седиментогенных. Массы катагенных вод могут значительно превышать имеющиеся поровые объемы проницаемых пород разреза. Механизмы восходящей миграции к очагам разгрузки подземных вод обеспечивают практически неограниченные возможности для их попутного взаимодействия с вмещающими породами, что стимулирует развитие в них постседиментационных преобразований и обогащение вод металлами. Металлоносность подземных вод НГБ максимальна в тех случаях, когда их седиментогенная составляющая представлена рассолами — особенно если они подвергались длительному термометаморфизму под экраном слабо проницаемых глинистых или галогенных отложений, что типично для геологических ситуаций зоны катагенеза НГБ. Напомним, что содержания железа в таких водах достигают первых г/кг, т. е. на 4—5 порядков превышают его возможные максимальные содержания в водах поверхностных водотоков.

В этом случае зоны разгрузки подземных вод НГБ становятся металлогенически значимыми территориями (или бассейнами). Такие зоны нефтяники начали выделять под названием аконсервационных зон НГБ. По определению В. Б. Оленина, это те, преимущественно периферийные, участки бассейнов, в которых нарушены (или по тем или иным причинам отсутствуют) эффективные покрышки, в связи с чем в таких зонах имеются следы разрушенных нефтяных залежей в виде скоплений высоковязких или твердых нефтидов. Последние обнаруживаются и на прилегающих к НГБ территориях.

В качестве примеров приведем крупные стратиформные свинцово-цинковые месторождения миссисипского типа, приуроченные к аконсервационным зонам НГБ на Мидконтиненте (США) и в Западной Канаде (см. рис. 92). Отметим, что воды, мигрировавшие из глубоких частей нефтегазоносных впадин к участкам локализации оруденения в аконсервационных зонах, в обоих случаях представляли собой высококонцентрированные рассолы, состав которых отвечает составу газово-жидких включений в минералах руд.

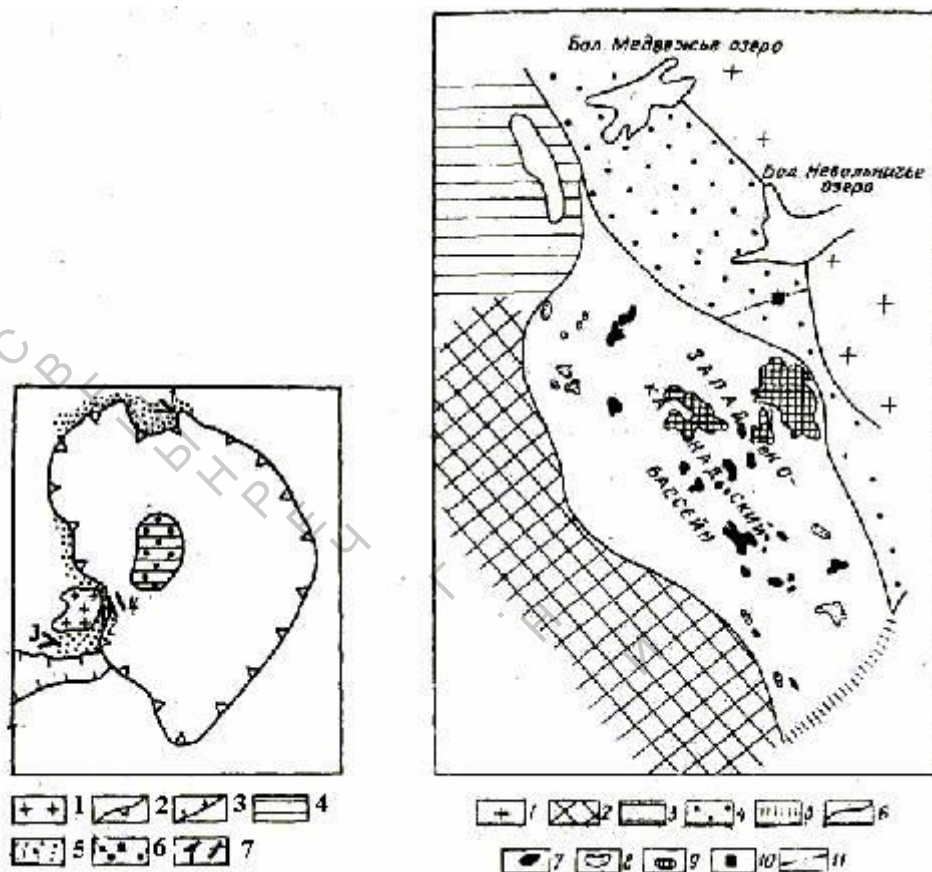


Рис. 92. Слева: Схема расположения нефтегазовых и стратиформных свинцово-цинковых месторождений Мидконтинента (США) (по [3] с добавлениями). 1 — выход докембрийских отложений (купол Озарк); 2 - границы Иллинойского нефтегазоносного бассейна; 3 — границы впадины Анадарко; 4 — площадь развития наиболее продуктивных палеозойских нефтегазовых образований; 5 - аконсервационная зона Иллинойского нефтегазоносного бассейна; 6, 7 - месторождения: 6 - нефти и газа, 7 — свинцово-цинковых руд: 1 — Верхнемиссисиппской долины, 2 — Юго-Восточного Миссури, 3 - Три-Стейт, 4 — Иллинойс-Кентукки.

Справа: Схема расположения нефтегазовых и стратиформных свинцово-цинковых месторождений западной части Канадского щита (по [3] с добавлениями). 1-2 - области складчатости: 1 - докембрийской (Канадский щит), 2 - ларамийской; 3 - ларамийский платформенный ороген на докембрийском основании; 4 - аконсервационная зона; 5, 6 — границы Западно-Канадского бассейна: 5 — со смежными бассейнами, 6 - с внебассейновыми пространствами; 7—10 - месторождения: 7 - нефтяные и газовые, 8 - газовые и газоконденсатные, 9 - высоковязких и твердых нафтидов, 10 - свинцово-цинковых руд (Пайн-Пойнт); 11 — тектоническая зона.

Если обратиться к крупнейшим провинциям стратиформных свинцово-цинковых месторождений на территории России и Казахстана - Западнему Прибайкалью, Юго-Восточной Якутии, Каратау, то окажется, что все они локализованы в участках, отвечающих аконсервационным зонам сопредельных нефтегазоносных или потенциально нефтегазоносных бассейнов и содержат твердые нефтяные битумы. Действительно, оруденение приурочено либо к длительно и устойчиво развивавшимся локальным структурам, осложнявшим общее погружение краевых частей НГБ (конседиментационные поднятия; наложенные прогибы, часто фиксируемые ростом рифовых построек), либо тяготеет к глубокопроникающим разломам, в том числе во внутренних частях бассейнов. Все это типичные позиции восходящей разгрузки нефтегазоводных комплексов и металлоносных рассолов.

Сказанное справедливо и для крупнейших провинций оолитовых железных руд России, считающихся классическими осадочными (Западно-Сибирская, Керченско-Таманская): все они локализованы в краевых частях НГБ, отвечающих их аконсервационным зонам.

Месторождения Керченско-Таманского бассейна, как и нефтегазовые залежи, локализованы в ближайшей периферии наиболее прогнутых участков Индоло-Кубанского прогиба (см. рис. 93). Здесь же широко проявлен грязевой вулканизм. Общая мощность осадочных отложений таких участков превышает 12 км. Периферия менее прогнутых участков прогиба четко оконтурена полосой бедных руд и единичными проявлениями нефти и газа. В главных по распространенности рудах бассейна (так называемых "табачных") установлено широкое развитие весьма неустойчивого в условиях поверхности триоктаэдрического железистого смектита, содержащего закисное железо, в какой-то мере предохраняемое от окисления отложенным в межслоевых промежутках смектита органическим веществом. Уже одно это свидетельствует о том, что "табачные" руды сформированы растворами никак не поверхностного характера. Присутствие таких руд не только в брахисинклиналиях, но и в грязевулканических структурах вместе с общей приуроченностью рудоносных площадей к полосе, оконтуривающей нефтегазопроизводящую западную часть Индоло-Кубанского прогиба, рассматривается как свидетельство связи рудоносных растворов с процессами нефтегазообразования. При этом немаловажно, что промышленные запасы руд локализованы в той части полосы, которая примыкает к участкам наибольших мощностей нефтепродуцирующей майкопской толщи и наиболее благоприятна для массовой разгрузки подземных вод, так как здесь их напорные градиенты и региональные уклоны бортовой части прогиба максимальны.

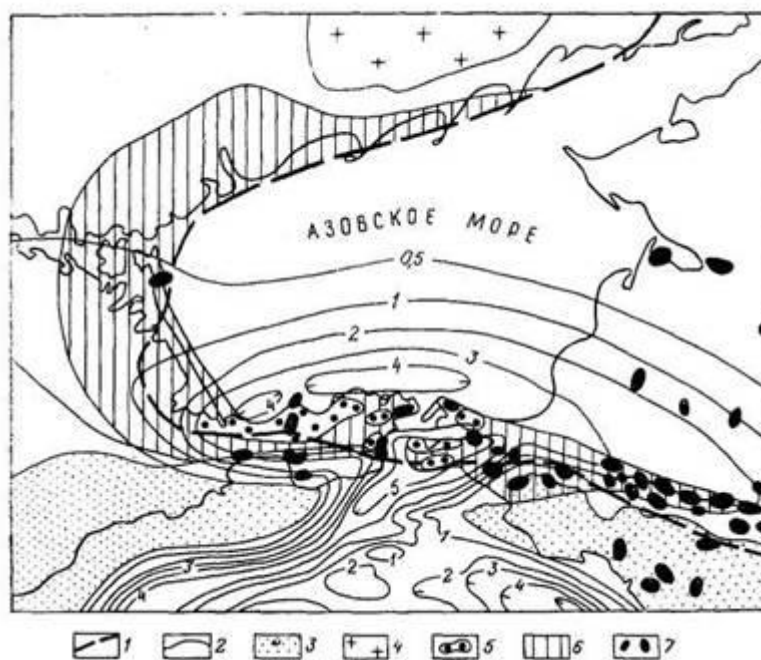


Рис. 93. Схема расположения в западной части Индоло-Кубанского прогиба площадей развития оолитовых железных руд и нефтегазовых месторождений в сопоставлении с мощностями отложений нефтепродуцирующей майкопской серии (с использованием данных [14, 26], Д. А. Туголесова, Ю. Ю. Юрка и др.)

1 — граница Северо-Кавказско-Мангышлакской нефтегазоносной провинции; 2 — изопахиты отложений майкопской серии (в км); 3 — области отсутствия майкопских отложений; 4 - выходы на поверхность пород дорифейского фундамента; площади развития: 5 - оолитовых железных руд, 6 - то же, существенно разубоженных; 7 — месторождения нефти и газа.

### Контрольные вопросы

1. Каким образом в процессах выветривания горных пород могут возникать новые месторождения?
2. Какие условия и обстановки способствуют образованию толщи рыхлых продуктов коры выветривания?

3. Коры выветривания (современные и древние) и полезные ископаемые с ними связанные.
4. Основные типы месторождений в корях выветривания.
5. Важнейшие рудные формации остаточных и переотложенных кор выветривания.
6. Зоны окисления (выветривания) сульфидных месторождений и "железные шляпы".
7. Какие типы осадочных месторождений вы знаете?
8. Какие генетические типы россыпей вам известны?
9. Какие виды полезных ископаемых могут содержать россыпи?
10. Что такое "плотик", "пески" и "торфа" в золотоносной аллювиальной россыпи?
11. Какие вы знаете хомогенные осадочные месторождения (примеры)?
12. Какие вы знаете биохимические месторождения (примеры)?
13. Что вы знаете об осадочных месторождениях горючих полезных ископаемых?
14. Что такое эпигенетические месторождения и как они могут формироваться?
15. Эпигенетические месторождения, связанные с грунтовыми водами.
16. Эпигенетические месторождения артезианских бассейнов.
17. Рудные формации инфильтрационного типа.
18. Рудные формации эксфильтрационного типа.

### ЗАКЛЮЧИТЕЛЬНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Как наверно заметил читатель, в учении о полезных ископаемых существуют еще нерешенные проблемы. Некоторые из них имеют теоретический характер и вызваны нашим недостаточным уровнем знаний. И в первую очередь это касается глубин нашей планеты, где мы еще плохо представляем возможные при полагаемых термодинамических условиях состояния вещества. Нам приходится многое предполагать и допускать, еще не зная наверно об этом состоянии. При этом мы являемся свидетелями огромного прогресса в познании недр в эпоху современной постиндустриальной революции, когда появились новые могущественные технические средства и возможности применения новаторских решений в технологии производства.

Какие же это проблемы?

В первую очередь это неудовлетворительность прежних подходов, гипотез и теорий об образовании и формировании многих эндогенных месторождений.

Мы находимся в плену старых ортодоксальных магматических представлений о происхождении многих типов месторождений, например, хромитов, о ликвационном возникновении медно-никелевых сульфидов норильского типа, классической теории о магматическом генезисе гранитных пегматитов, и в то же время признаем решающее участие процессов метасоматоза при образовании грейзенов, альбититов и карбонатитов, определяющую роль подземной гидросферы и ее систем в образовании разнообразных "псевдогидротермальных" эпигенетических месторождений. Мы сохраняем совершенно разные идейно-теоретические подходы в решении проблем прогноза и поисков новых месторождений в рудной и нефтяной геологии - при том, что всё больше осознается необходимость общего подхода, так как выясняется принципиальное единство глубинных источников вещества, сопряженность глубинных процессов его переноса, общность условий и способов локализации скоплений на верхних уровнях земной коры.

Во-вторых, доверяясь традициям и авторитетам, проложившим для нас известные пути, мы не очень прислушиваемся к сигналам со стороны практической геологии, мало интересуемся опытом современных исследований и не спешим осмыслить значение полученных результатов.



Наряду с этим существуют объективные трудности в развитии научных представлений и теорий в связи с недостаточной разработанностью вопросов об источниках рудного вещества, способах его переноса и концентрации. Здесь нужны новые общие подходы, потребность в которых всё более ощущается по мере накопления фактов. Необходимо детальное изучение современных и продолжающих свою деятельность рудогенерирующих систем, особенно на нижних этажах земной коры - с тем, чтобы разобраться с вопросами динамики их функционирования, зональности минеральных преобразований, соотношения свойств рудоносного флюида и среды, и затем использовать новые модели этих систем для исследования потенциала известных рудных поясов и районов и выявить новые перспективные объекты. В этом плане важно обратить внимание на такие структурные элементы в пределах докембрийских кристаллических щитов как авлакогены, зеленосланцевые пояса, зоны тектоно-магматической активизации, в пределах опусканий на платформах - на осадочные бассейны глубоко погруженных синеклиз и фрагментов палеоокеанических впадин, зоны сутур сочленения гетерогенных структурных элементов фундамента платформ и складчатых поясов орогенов. Все эти структуры имеют глубокое заложение, сопровождаются глубинными разломами, рудоконтролирующая роль которых нередко вполне очевидна.

## Список литературы

### *Учебная литература*

1. Старостин В.И., Игнатов П.А. Геология полезных ископаемых. М.: Академический проект. 2006.
2. Милютин А.Г. Геология. М.: Высшая школа. 2008.
3. Самородский П.Н. Лекции "Основы учения о полезных ископаемых". СФУ. Красноярск. 2010. Интернет-сайт [igd/sfu-kras.ru/umr\\_gmimr](http://igd/sfu-kras.ru/umr_gmimr)
4. Кузнецов О.Б., Ситдикова Л.М. Магматогенная серия месторождений полезных ископаемых. методич. пособие. Казанский гос. ун-т. 2008.

### *Рекомендуемая литература*

1. Гусев Г.С., Зайков В.В., Зайкова Е.В., Ковалев А.А., Леоненко Е.И., Межеловский Н.В., Минц М.В., Рундквист Д.В. Основы металлогенического анализа при геологическом картировании. Металлогения геодинамических обстановок. МАНПО, Москва. 1995 г. 468 с.
2. Ковалев А.А. Мобилизм и поисковые геологические критерии. М.: Недра. 2-е изд. 1985. 223 с.
3. Крейтер В.М. Поиски и разведка месторождений полезных ископаемых. М.:Госгеолиздат. 1960. 332 с.
4. Митчелл А., Гарсон М. Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений. М.:Мир. 1984.