

**СОДЕРЖАНИЕ**

|  |  |
| --- | --- |
| Пояснительная записка……………………………………………………. | 3 |
| 1 Содержание учебного материала……………………...………………... | 6 |
| 2 Информационно-методическая часть…………………………………... | 9 |
| 3 Тексты лекций……………………………………………………………. | 10 |
| 4 Практические работы…………………………………………………… | 196 |
| 5 Контрольные и тестовые задания………………………………………. | 339 |
| 6 Вопросы к экзамену по дисциплине «Полезные ископаемые»……….. | 344 |
| 7 Литература………………………………………………………………... | 346 |

**ПОЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА**

«Полезные ископаемые» – дисциплина компонента учреждения высшего образования необходима для изучения студентами геологических специальностей, так как она является основой для получения фундаментальных знаний о месторождениях полезных ископаемых, в том числе знаний о генезисе, геологии и экономике рудных и нерудных месторождений.

Актуальность ЭУМК «Полезные ископаемые» заключается в том, что сфера профессиональной деятельности специалиста-геолога формируется на основе фундаментальных знаний о месторождениях полезных ископаемых, в том числе знаний о генезисе месторождений полезных ископаемых.

Целью ЭУМК «Полезные ископаемые» является усвоение студентами основных закономерностей формирования и размещения в пространстве и времени месторождений полезных ископаемых.

**Задачи ЭУМК:**

* ознакомление студентов с методическими основами учения о полезных ископаемых, c условиями образования различных типов месторождений полезных ископаемых в земной коре, с классификациями по генетическим и промышленным критериям;
* усвоение основ морфологии рудных тел, вещественного состава и структурно-текстурных особенностей руд, стадий и этапов рудообразования;
* анализ взаимосвязи тектоники, магматизма и рудообразования, условий формирования эндогенных, экзогенных и метаморфогенных месторождений;
* формирование умений и навыков комплексного парагенетического анализа минералов, горных пород их ассоциаций для прогнозной оценки площадей.

В результате изучения ЭУМК:

**студент должен знать:**

* закономерности геологического строения основных промышленных типов месторождений полезных ископаемых;
* комплексные методы моделирования геологической структуры месторождений на основе всестороннего анализа геологической информации;
* важнейшие особенности геологического строения крупных регионов Земли и общие, закономерности размещения в их пределах месторождений полезных ископаемых;
* типы месторождений металлических, неметаллических, горючих полезных ископаемых и основные геохимические процессы, приводящие к их образованию в недрах и на поверхности Земли.

**студент должен уметь:**

* определять руды и вмещающие породы по коллекционным образцам;
* строить описательно-графические модели важнейших месторождений;
* выделять полезные ископаемые по комплексу геофизических методов исследования скважин;
* изучать месторождения полезных ископаемых по картам, планам, разрезам;

**студент должен владеть:**

* давать геологическую характеристику важнейших бассейнов полезных ископаемых;
* изучать в аншлифах и шлифах под микроскопом руды полезных ископаемых;

**студент должен владеть:**

* геофизическими методами исследования скважин;
* методами определения полезных ископаемых по коллекционным образцам

Материал дисциплины компонента учреждения высшего образования «Полезные ископаемые» базируется на ранее полученных студентами знаниях по таким учебным дисциплинам, как «Структурная геология», «Минералогия», «Литология», «Петрография», «Геотектоника».

Общее количество часов за 4 курс 7 семестр – 156; аудиторное количество часов – 70 (зачетные единицы – 4), из них: лекции – 28, управляемая самостоятельная работа – 14, практические занятия – 28. Форма отчетности – экзамен.

Общее количество часов за 4 курс 8 семестр – 200; аудиторное количество часов – 96 (зачетные единицы – 5), из них: лекции – 46, управляемая самостоятельная работа – 24, практические занятия – 26. Форма отчетности – экзамен.

**ПРИМЕРНЫЙ ТЕМАТИЧЕСКИЙ ПЛАН**

|  |  |  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| №  п/п | Название разделов и тем | Всего  аудиторных занятий,  часов | Лекций | Практических | СУРС |
| **1.**  1.1 | **Раздел 1 Учение о полезных ископаемых**  Понятие о генезисе полезных ископаемых и их месторождениях | **10**  8 | **6**  4 | **4**  4 | **–**  – |
| 1.2 | Классификация месторождений полезных ископаемых | 2 | 2 | – | – |
| **2.**  2.1 | **Раздел 2 Эндогенная серия**  Магматические месторождения | **30**  4 | **10**  2 | **14**  2 | **6**  **-** |
| 2.2 | Пегматитовые месторождения | 4 | 2 | 2 | – |
| 2.3 | Карбонатитовые месторождения | 4 | - | 2 | 2 |
| 2.4 | Скарновые месторождения | 4 | 2 | 2 | – |
| 2.5 | Альбититовые и грейзеновые месторождения | 4 | - | 2 | 2 |
| 2.6 | Гидротермальные месторождения | 6 | 4 | 2 | – |
| 2.7 | Колчеданные месторождения | 4 | - | 2 | 2 |
| **3.** | **Радел 3 Экзогенная серия** | **14** | **6** | **6** | **4** |
| 3.1 | Месторождения выветривания | 4 | - | 2 | 2 |
| 3.2 | Россыпные месторождения | 6 | 4 | 2 | - |
| 3.3 | Осадочные месторождения | 4 | 2 | 2 | - |
| 3.4 | Процессы метаморфизма и связь с ними месторождений полезных ископаемых | - | - | - | 2 |
| **4** | **Раздел 4 Твердые горючие полезные ископаемые** | **14** | **6** | **4** | **4** |
| 4.1 | Геология углерода и происхождение твердых горючих полезных ископаемых | 2 | 2 | - | - |
| 4.2 | Торф | 2 | 2 | - | - |
| 4.3 | Уголь | 4 | 2 | 2 | - |
| 4.4 | Сапропель | 2 | - | - | 2 |
| 4.5 | Горючие сланцы | 4 | - | 2 | 2 |
| **ИТОГО:** | | **70** | **28** | **28** | **14** |

**1 СОДЕРЖАНИЕ УЧЕБНОГО МАТЕРИАЛА**

**Раздел 1 Учение о полезных ископаемых**

**Тема 1.1 Понятие о генезисе полезных ископаемых и их месторождениях**

Цель и задачи курса. Понятие о полезных ископаемых и их месторождения. Основная терминология. Площади распространения полезных ископаемых. Уровни глубины формирования полезных ископаемых. Краткая история развития учения о полезных ископаемых. Морфология тел полезных ископаемых.Элементы залегания рудных тел и их взаимоотношение с вмещающими породами. Изометричные тела полезных ископаемых. Плоские тела полезных ископаемых. Вытянутые по одной оси тела полезных ископаемых. Стадии и эпохи рудообразования. Минеральный и химический состав руд и структуры руд.Классификация текстур руд и их краткая характеристика. Классификация структур руд и их краткая характеристика.

**Тема 1.2 Классификации месторождений полезных ископаемых**

Промышленная классификация месторождений полезных ископаемых (по В.И. Смирнову). Генетическая классификация месторождений полезных ископаемых (по В.И.Смирнову). Эндогенные месторождения. Экзогенные месторождения. Метаморфогенные месторождения. Классификация запасов и прогнозных ресурсов полезных ископаемых.

**Раздел 2 Эндогенная серия**

**Тема 2.1 Магматические месторождения**

Геологическое строение и морфологические особенности магматических месторождений. Классификация магматических месторождений. Ликвационные месторождения. Раннемагматические и позднемагматические месторождения. Формации магматических месторождений.

**Тема 2.2 Пегматитовые месторождения**

Физико-химические условия образования пегматитов. Геологическое строение и морфология пегматитов. Строение, текстуры и структуры пегматитов. Минеральный состав. Генезис пегматитов. Гипотезы образования пегматитов. Классификация пегматитовых месторождений   
(по А.Е. Ферсману).

**Тема 2.3 Карбонатитовые месторождения**

Физико-химические условия образования карбонатитов. Геологическое строение и морфология карбонатитов. Минеральный состав. Группы карбонатитовых систем. Гипотезы образования карбонатитов. Геологический возраст. Связь с магматическими формациями и другими генетическими группами.

**Тема 2.4 Скарновые месторождения**

Физико-химические условия образования скарнов. Геологическое строение. Условия залегания и морфология месторождений. Вещественный состав руд. Зональное строение месторождений. Скарнообразование по Д.С. Коржинскому. Классификация скарновых месторождений по формациям.

**Тема 2.5 Альбититовые и грейзеновые месторождения**

Физико-химические условия образования альбититов и грейзенов. Геологические условия образования. Связь с магматическими формациями и другими генетическими группами. Альбититовые месторождения. Грейзеновые месторождения.

**Тема 2.6 Гидротермальные месторождения**

Физико-химические условия образования. Геологическое строение. Гидротермальное орудунение. Классификация гидротермальных месторождений. Высокотемпературные месторождения. Среднетемпературные месторождения. Низкотемпературные месторождения.

**Тема 2.7 Колчеданные месторождения**

Физико-химические условия образования. Минеральный состав. Этапы рудообразования. Геологические условия образования. Подразделение колчеданных месторождений. Вулканогенно-метасоматические месторождения. Вулканогенно-осадочные месторождения. Комбинированные месторождения.

**Раздел 3 Экзогенная серия**

**Тема 3.1 Месторождения выветривания**

Физико-химические условия образования. Коллоиды и их роль в образовании экзогенных месторождений. Агенты выветривания. Разложение коренных пород при выветривании. Геологические условия образования. Зональное строение и типы коры выветривания. Остаточные месторождения. Инфильтрационные месторождения. Гидротермально-инфильтрационные месторождения.

**Тема 3.2 Россыпные месторождения**

Механизм образования россыпей. Геологические условия образования россыпей. Формации россыпных месторождений. Геоморфологический, тектонический, климатический и гидрографический факторы образования. Классификация. Элювиальные, делювиальные и пролювиальные россыпи. Аллювиальные россыпи, их строение и распределение ценных минералов. Латеральные, гляциальные и эоловые россыпи.

**Тема 3.3 Осадочные месторождения**

Физико-химические условия образования. Геологические условия образования. Формации осадочных пород и месторождений. Подразделение осадочных месторождений. Механические осадочные месторождения. Химические осадочные месторождения. Биохимические осадочные месторождения. Вулканогенно-осадочные месторождения.

**Тема 3.4 Процессы метаморфизма и связь с ними месторождений полезных ископаемых**

Процессы метаморфизма и их роль в образовании месторождений полезных ископаемых. Метаморфогенные месторождения. Регионально-метаморфизованные месторождения. Контактово-метаморфизованные месторождения. Метаморфические месторождения. Ультраметаморфизм и полезные ископаемые.

**Раздел 4 Твердые горючие полезные ископаемые**

**Тема 4.1 Геология углерода и происхождение твердых горючих полезных ископаемых**

Круговорот углерода в природе. Исходное углеообразующее вещество. Типы накопления исходного вещества. Процессы разложения органического вещества. Стадии преобразования органических остатков. Предпосылки углеобразования.

**Тема 4.2 Торф**

Предпосылки торфообразования. Формирование торфяников. Типы торфяников. Растения-торфообразователи. Химический состав торфа. Торфяные месторождения. Закономерности размещения торфяников. Область применения, требования к сырью, добыча. Торфяные ресурсы Беларуси.

**Тема 4.3 Уголь**

Стадийность углеобразования. Метаморфизм углей. Химический состав углей. Петрографический состав углей. Физические свойства углей. Классификации углей. Состав и строение угленосной толщи. Угольный пласт. Таксономические единицы угольных месторождений. Классификация угленосных бассейнов. Газы угольных месторождений.

Угленосные формации и их тектоническое положение. Геологический возраст и особенности распространения угольных месторождений. Область применения, требования к сырью, добыча. Техническое подразделение углей. Угольные ресурсы Беларуси.

**Тема 4.4 Сапропель**

Условия образования сапропелей и сапропелитов. Строение и состав сапропелей. Область применения, требования к сырью, добыча. Геологический возраст и особенности распространения месторождений сапропелей. Сапропелевые месторождения Беларуси и их промышленно-генетическая классификация.

**Тема 4.5 Горючие сланцы**

Условия образования сланценосных формаций. Строение и состав сланценосных формаций. Классификация сланценосных формаций. Пласты горючих сланцев. Область применения, требования к сырью, добыча. Ресурсы горючих сланцев в Беларуси.

**2 ИНФОРМАЦИОННО-МЕТОДИЧЕСКАЯ ЧАСТЬ**

***Примерный перечень практических занятий***

|  |
| --- |
| 1. Морфология тел полезных ископаемых  2 Минеральный состав, текстуры и структуры руд  3 Процессы образования месторождений полезных ископаемых  4 Магматические месторождения  5. Пегматитовые месторождения  6. Карбонатитовые месторождения  7. Скарновые месторождения  8. Альбититовые и грейзеновые месторождения  9. Гидротермальные месторождения  10. Колчеданные месторождения  11. Месторождения выветривания  12. Россыпные месторождения  13. Осадочные месторождения  14. Уголь и горючие сланцы |

***Рекомендуемые формы контроля знаний***

1. Контрольные работы

***Рекомендуемые темы контрольных работ***

1. Карбонатитовые месторождения

2. Месторождения выветривания и метаморфические месторождения

**3 ТЕКСТЫ ЛЕКЦИЙ**

**Раздел 1 Учение о полезных ископаемых**

**1.1 Понятие о генезисе полезных ископаемых и их месторождениях**

1. Основная терминология

2. Морфология тел полезных ископаемых

3. Стадии рудообразования

4. Текстуры и структуры руд

1. **Основная терминология**

Учение о геологии месторождений полезных ископаемых является одной из ветвей геологии, которая изучает условия образования и закономерности распространения в земной коре минеральных месторождений различных генетических типов.

Геология полезных ископаемых – геологическая наука, исследующая условия образования и закономерности распределения в пространстве и времени твердых, жидких и газообразных полезных ископаемых. Выделяют четыре объекта исследования: металлические (руды металлов), неметаллические (горно-химическое, агрохимическое, индустриальное и пьезооптическое, камнесамоцветное сырье, стекольнокерамическое и техническое сырье, природные строительные материалы и сырье для их производства), горючие (нефть и газ, уголь, горючие сланцы, торф) и гидроминеральные (воды, рассолы) полезные ископаемые.

При изучении состава полезных ископаемых геология опирается на данные и методы минералогии, кристаллографии, геохимии, литологии и петрологии, а при исследовании пространственных закономерностей размещения и строения месторождений полезных ископаемых – на данные структурной геологии, геофизики, тектоники, региональной и исторической геологии.

Основные методы исследования полезных ископаемых – это детальное геологическое картирование; аэрокосмические, палео-, структурно- и литолого-фациальные съемки; стадиальные, формационные и структурно-петрофизические анализы; комплекс минералого-геохимических методов (изотопной геохронологии, минераграфический, микрозондовый, спектральный и др.); трехмерное компьютерное моделирование; ГИС-технологии др.

Первые научные представления о происхождении полезных ископаемых основывались на господствовавших в XVI – XVIII вв. гипотезах нептунистов, связывающих образование горных пород, в том числе полезных ископаемых, с водной стихией, и плутони- стов, объясняющих эти процессы подземным жаром Земли. Первый фундаментальный труд о природе полезных ископаемых был написан немецким ученым Г.Агриколой, придерживавшимся нептунистических взглядов и объяснявшим образование рудных тел процессом загустения горячих насыщенных металлами растворов, циркулировавших по трещинам. С позиций плутонистов рассматривал происхождение полезных ископаемых французский философ и математик Р.Декарт, представлявший Землю остывшей звездой с раскаленным ядром, из которого в результате вихревого движения материальных частиц извлекаются рудные минералы, отлагающиеся в трещинах остывших пород вблизи поверхности. С этих же позиций француз Ж.Фурно (1853) и англичанин Т. Бельт (1861) разработали теорию происхождения месторождений из магматических расплавов. На базе нептунистических представлений выделилось инфильтрационное направление в объяснении рудообразования. Французские ученые Л. де Лоне и Эли де Бомон сформулировали гидротермальную теорию. К концу XIX в. спор нептунистов с плутонистами потерял актуальность в связи с тем, что выявилась полигенная природа полезных ископаемых. В 1906 г. американский геолог В.Лингрен создал классификацию рудных месторождений, не потерявшую своего значения и по сей день.

Начало систематическому изучению полезных ископаемых в России положено созданием Петром I в 1700 г. Приказа рудокопных дел, в 1717 г. Бергколлегии и учреждением в 1724 г. Российской Академии наук. Первые сводки о минеральных богатствах России составлены В. Н.Татищевым в начале XVIII в.

Теоретической основой учения о полезных ископаемых в этот период стали труды М. В. Ломоносова, высказавшего первые в российской науке представления о происхождении полезных ископаемых. В них развивались новые для того времени идеи о различных механизмах образования месторождений – экзогенном и эндогенном.

Важными центрами подготовки исследователей месторождений стали Петербургский и Московский университеты. Большое значение в становлении учения о месторождениях сыграл Геологический комитет, положивший начало планомерному изучению природных ресурсов России. Организованные им экспедиции (на Кавказ, Дальний Восток, в Среднюю Азию) дали богатейший фактический материал по региональной геологии и рудоносности ранее неисследованных территорий, ставший фундаментом последующих теоретических моделей рудообразования. Были открыты Донецкий и Кузнецкий угольные бассейны, крупные месторождения руд золота, платины, полиметаллов на Урале, Алтае, Забайкалье и других регионах. В работах Геологического комитета принимали участие: А.П. Карпинский, А. П. Павлов, Л.И.Луту- гин, А. П. Богданович, В. А.Обручев и другие ученые, разработавшие принципы разномасштабного картирования и выявившие условия формирования основных типов месторождений полезных ископаемых.

К началу XX в. сложилось несколько научных школ: немецкая, отличающаяся детальным изучением вещества (X. Шнейдерхен, П.Рамдор и др.); американская, развивающая структурное физико-химическое и термодинамическое направления (В.Лингрен, У. X. Эммонс и др.); японская, уделяющая большое внимание субмаринному вулканогенному рудообразованию (Т. Като, Т. Ватанабе, Т.Тацуми и др.); французская, акцентирующая внимание на региональном анализе в образовании месторождений полезных ископаемых (Л. де Лоне, Л.Эли де Бомон, П.Рутье, П.Лаффит и др.); российская, отличающаяся геолого-историческим подходом к изучению месторождений полезных ископаемых.

В XX в. учение о полезных ископаемых превращается из эмпирической в фундаментальную научную дисциплину. Разработка принципов изотопной геохронологии, становление методов поисковой геохимии, прикладной геофизики и других наук позволили выработать научный подход к поиску месторождений, на базе новых идей тектоники литосферных плит создать геодинамические модели практически всех типов полезных ископаемых. В промышленный оборот были вовлечены новые виды полезных ископаемых (урановые руды, пьезооптическое сырье, диэлектрические природные материалы, инертные газы), расширился список добываемых цветных, редких и редкоземельных элементов, химического сырья и строительных материалов. В связи с чем кардинально изменилось содержание понятия «полезные ископаемые», объединившее практически все химические элементы таблицы Д. И. Менделеева. Произошла дифференциация исследований по видам минерального сырья и выделились в самостоятельные направления: геология нефти и газа, угольная геология, рудная геология, геология неметаллических полезных ископаемых и гидрогеология.

В области рудной геологии существенный вклад был сделан

В. А. Обручевым и М. А. Усовым, разработавшими основы генетической классификации месторождений с выделением магматогенной, седиментогенной и метаморфогенной серий рудных образований. А. Н.Заварицкий обосновал существование магматических рудных месторождений ликвационного, раннемагматического и позднемагматического классов.

С 1920-х гг. формируется новая ветвь учения о полезных ископаемых – металлогения, исследующая глобальные и региональные условия формирования и размещения месторождений полезных ископаемых в связи с процессами осадкообразования, тектоники, магматизма и метаморфизма. В ее развитие большой вклад внесли

В. И. Вернадский, В. А. Обручев, А. Е. Ферсман, С. С. Смирнов,   
Ю.А. Билибин, В. И. Смирнов, Д. В. Рундквист, А.Д. Щеглов и др.

В середине XX в. был выявлен новый генетический тип рудных образований – карбонатитовые месторождения апатита, а также редких и редкоземельных элементов. Их изучение связано с именами А. И. Гинзбурга, М. И. Бородина, Е. М. Эпштейна и др. Большие научные споры связаны с происхождением скарновых месторождений. Равноправно рассматриваются три представления: о стадийном гидротермально-метасоматическом генезисе руд (П.П. Пилипенко), их диффузионно-инфильтрационном метасоматическом образовании (Д.С. Коржинский) и о стратиформном эксгаляционно-осадочном формировании на океаническом дне большинства относимых к скарновым редкометалльных и железорудных месторождений (А. А. Ковалев). А. Н.Заварицкий (1950) и С. Н. Иванов (1960) высказали представление о субмаринной вулканогенной природе колчеданных месторождений, позднее развитое В. И.Смирновым (1965), Г.С.Дзоценидзе, Г. Н.Котляром, обосновавшими их комплексное гидротермально-осадочное и гидротермально-метасоматическое происхождение. Процессы рудообразования в коре выветривания изучались И. И. Гинзбургом,

С.С. Смирновым, Ф.В. Чухровым, Е. М. Шмариновичем и др. Крупный вклад в осадочный рудогенез внесли Н.М. Страхов, Ю.А. Билибин, Н.А.Шило, Н.Г.Патык-Кара, М.А. Великанов и др.

В 1980-е гг. выделены и описаны эпигенетические и осадочно-катагенетические месторождения руд полиметаллов, урана, ванадия, редких земель и других полезных ископаемых, образованных потоками грунтовых вод и низкотемпературных гидротермальных растворов (А.М.Лурье, В.Е. Бойцов, Л. Ф. Наркелюн, В.С.Домарев, В. М. Попов, Ю. В. Богданов и др.). Разработаны основы теории метаморфогенного рудообразования (Я.Н. Белевцев, К.О.Кратц и В. С. Соболев).

Развитие геологии неметаллических полезных ископаемых, обособившейся в самостоятельное научное направление в середине XX в., связано с именами российских геологов: В. П. Петрова, П.М.Татаринова, И.Ф. Романовича, Е.Я. Киевленко, А. Е. Корякина, Н. П. Ермакова, Б. Я. Меренкова, М. В. Муратова и др. Большой вклад внесли также К. С. Курнаков, М. Г. Валяшко (генезис солеродных бассейнов), А. В. Казаков и В. И. Синяков (теория фосфоритообразования).

К началу XXI в. установлено, что в процессе постоянного циклического круговорота минеральных масс в эволюционном развитии Земли формируются все известные типы месторождений полезных ископаемых, принадлежащие к трем основным сериям: эндогенной, экзогенной и метаморфогенной, разделяющимся на группы, классы и генетические типы. Для каждого генетического типа месторождений созданы геолого-генетические модели и разработаны прогнозно-поисковые комплексы. Сформировано учение о рудных формациях. Активно разрабатывается единая флюидодинамическая теория образования месторождений полезных ископаемых: металлических, неметаллических и углеводородных, согласно которой перевод полезных компонентов из рассеянного состояния в твердых породах во флюиды, их последующие миграция и концентрация в месторождениях осуществляются различными типами флюидных систем по общим законам саморазвития земной коры. В учении о рудных месторождениях весьма значительным стало применение геодинамических критериев прогноза.

*Месторождение* – природное скопление полезного ископаемого, разработка которого при данной экономической конъюнктуре целесообразна.

*Рудопроявление –* природное скопление в горных породах полезных минералов в небольших или невыясненных размерах. Иногда в результате разведки и дальнейшего изучения рудопроявление может быть переведено в месторождение.

*Геологическое тело* – это различные по форме, размерам и условиям залегания образования земной коры (пласты, жилы, линзы, штоки и т.д.), сложенные полезным минеральным веществом или содержащие его в рассеянном виде. В ряде месторождений наблюдается несколько геологических тел.

*Полезное ископаемое* – природное минеральное образование, которое в сыром или переработанном виде может быть использовано в практической деятельности человека.

Полезные ископаемые используются либо в естественном состоянии (высококачественный уголь, кварцевый песок), либо после предварительной обработки путем сортировки, дробления, обогащения.

По характеру использования различают три вида полезных ископаемых: рудные (металлические), неметаллические и горючие.

*Руда* – природное или техногенное образование, содержащее полезный компонент в таких концентрациях и количествах, которые определяют его рентабельную добычу из недр. В настоящее время рудами называют и некоторые нерудные, неметаллические полезные ископаемые. Например, говорят: «асбестовая руда», «апатитовая руда», «графитовая руда» и др.

Текстура руды определяется формой, размерами и особенностями срастания минеральных агрегатов. Она может быть массивной при сплошном распространении рудных минералов, вкрапленной, прожилковой, полосчатой и др. Размеры минеральных агрегатов в в основном составляют несколько сантиметров или дециметров. Поэтому текстуры определяются при описании обнажений, горных выработок и керна буровых скважин. Выделяют генетические и морфологические типы текстур руд. Очень часто текстуры руд являются комбинированными и включают различные разновидности.

Структура руды определяется формой, размерами и особенностями срастания минеральных индивидов рудных и жильных минералов. Минералы могут быть разной кристаллической оформленное™ (идиоморфизма). Их размеры варьируют от гигантокристаллических до скрытокристаллических (афанитовое строение). Срастание минералов бывает типа соприкосновения, врастания или включения одного индивида в другой. Поскольку в подавляющем большинстве случаев размеры зерен рудных минералов составляют доли миллиметра, то структура руд определяется при изучении под микроскопом прозрачных или полированных шлифов.

По форме зерен структуры руд подразделяют на три группы: с совершенной кристаллической огранкой (идиоморфно-зернистые); с элементами граней и вершин кристаллов (гипидиоморфно-зернистые); практически лишенные форм правильных кристаллов (аллотриоморфно-зернистые). По размерам минеральных зерен выделяют шесть градаций – от грубозернистых до субмикроскопических. Для большинства руд металлических полезных ископаемых размер зерен во многом определяет схему их технологической переработки и прежде всего предельного измельчения руд. Структуры срастания также во многом определяют технологические сорта руд. Если рудные и нерудные минералы только соприкасаются, то потери при измельчении полезных минералов будут минимальными. В случае контактов прорастания значительная часть рудных минералов при дроблении будет теряться. Если же имеются структуры включения рудного минерала в нерудный или менее ценный рудный, тогда потери при дроблении и измельчении будут максимальными.

Процессы минералообразования при формировании месторождений по своей длительности сопоставимы с геологической шкалой времени. Они протекают в течение ряда этапов и стадий. Этап охватывает длительный период, при котором происходило накопление руд одного генетического типа, например, магматического, пегматитового, гидротермального и т.д. Многие месторождения формировались в два, три этапа и более. Стадии фиксируют части этапов, в течение которых происходило накопление минералов определенного состава. Стадия отделяется одна от другой перерывом в минерализации, фиксируемых пересечением разновозрастных жил, брекчированием и цементацией минеральных агрегатов ранних стадий более поздними; контрастным изменением физико-химических параметров процессов минералообразования. Выделяются моно- и полистадийные месторождения. Минеральные ассоциации последовательных стадий называют минеральными генерациями. Выделяют парагенетические минеральные ассоциации (или парагенезисы минералов), в которые объединяют совместно залегающие агрегаты минералов, имеющих общее происхождение и одновременно близко отлагавшихся.

Руды, образовавшиеся синхронно с вмещающими породами, называют сингенетическими, а возникшие в уже существовавших породах – наложенными (эпигенетическими).

*Неметаллическое полезное ископаемое* – минеральное неметаллическое вещество, которое по качеству и количеству пригодно для использования в естественном или переработанном виде в практической деятельности человека.

*Горючее полезное ископаемое* – это минеральное вещество, извлекаемое из недр Земли в массовом количестве и используемое в естественном или переработанном виде как энергетическое топливо или служащее сырьем для металлургической и химической промышленности.

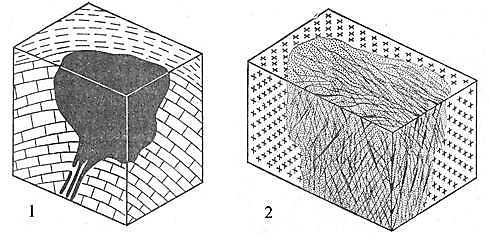
**2 Морфология тел полезных ископаемых**

Для твердых полезных ископаемых наиболее характерны три морфлогических типа тел полезных ископаемых: 1) изометричные, 2) плоские, 3) вытянутые по одному направлению.

*Изометричные тела полезных ископаемых* представляют собой скопления минерального вещества, примерно равные во всех измерениях. К ним относятся штоки, штокверки и гнезда.

*Шток* – крупная более или менее изометричная залежь сплошного или почти сплошного минерального сырья. Примером могут служить штоки каменной соли, медно–сульфидных, железных и других руд (рисунок 1).

*Штокверк* – изометричное рудное тело, представляющее собой массу горной породы, пронизанную густой сетью различно ориентированных прожилков и насыщенное вкрапленностью рудных минералов. Примером штокверков являются тела некоторых месторождений меди, олова, молибдена, асбеста и других полезных ископаемых (рисунок 1).



1 – шток, 2 – штокверк

Рисунок 1 – Изометричные тела полезных ископаемых

*Гнездо* – относительно некрупное локальное скопление полезного ископаемого. Подобную форму залегания имеют некоторые тела свинцово–цинковых, хромитовых, ртутно–сурьмяных месторождений.

*Плоские тела полезных ископаемых* характеризуются двумя протяженными и одним коротким размером. Их представителями являются пласты и жилы.

*Пласт* – тело полезного ископаемого, имеющее плоскую форму, при которой его мощность во много раз меньше размеров площади распространении, и ограниченное двумя более или менее параллельными поверхностями напластования. Различают пласты *простые* (без прослоев вмещающих пород) и *сложные* (с прослоями пород). Пластовая форма залегания характерна для месторождений осадочных полезных ископаемых (каменные и бурые угли, горючие сланцы, калийные соли, фосфориты, марганцевые железные руды и др.).

*Жила* – трещина в горных породах, выполненная минеральным веществом полезного ископаемого. Жилы бывают простые и сложные. К *простым жилам* относятся одиночные минерализованные трещины; к *сложным* – пучки переплетающихся трещин, зон дробления или рассланцевания. По особенностям морфологии среди жил выделяются четковидные, камерные, седловидные, лестничные и оперенные.

Тела полезных ископаемых, вытянутые по одной оси, называются *трубами, трубками* или *трубообразующими залежами*. Такая форма залегания характерна для коренных месторождений алмазов.

**Площади распространения полезных ископаемых.** В зависимости от масштабов проявления и распространения полезных ископаемых выделяются следующие таксономические единицы: провинция, область (пояс, бассейн), район (узел), поле, месторождение, рудное тело. Такое иерархическое подразделение является общепризнанным и излагается во всех классических учебниках (В. И. Смирнов, П. М. Татаринов, С. А. Вахромеев, В. И. Старостин, П. А. Игнатов и др.).

*Провинция полезных ископаемых* представляет собой крупный участок земной коры, относящийся к платформе, складчатому поясу или дну морей и океанов с размещенными в их пределах специфических ассоциаций месторождений. Например, Уральская, кавказская, Андийская металлогенические провинции. Угленосным провинциям обычно придается географическое название: например, юрская Забайкальская, Московско–Уральская и т.д.

*Область полезных ископаемых* является составным элементом провинции и характеризуется определенным набором минеральных месторождений, схожих по составу и генезису и приуроченных к тектоническим структурам первого порядка – впадинам, грабенам, поднятиям и т. д. Вытянутые линейные области, контролируемые обычно глубинными разломами, зонами субдукции и рифтовыми системами, называются *рудными поясами*. Площадь их измерения от сотен тысяч квадратных километров. В пределах континентальных и океанических плит выделяют *бассейны*, представляющие собой площади непрерывного распространения металлических или неметаллических полезных ископаемых. Например, Керченский железорудный, Никопольский марганцеворудный, Подмосковный буроугольный бассейн и другие. Площади бассейнов измеряются сотнями – тысячами квадратных километров.

*Рудный район* – местное скопление месторождений в пределах более крупных таксонов (провинция, область, бассейн), обусловленное их приуроченностью к определенным тектоно–магматическим и литолого–фациальным обстановкам. В случае концентрации месторождений в местах пересечения разломов, такой район называется *рудным узлом*. Площади рудных узлов достигают сотен и первых тысяч квадратных километров. Примером могут служить узлы полиметаллических месторождений, выделенные С.С. Смирновым в Восточном Забайкалье.

*Рудное поле* – группа месторождений, объединяемых общностью происхождения и единством геологической структуры. Поля полезных ископаемых состоят из *месторождений*, а последние из *тел полезных ископаемых*.

**3 Стадии рудообразования**

Процесс рудообразования расчленяется на этапы и стадии   
(А.Г. Бетехтин, С. В. Смирнов и др.).

*Этапом рудообразования* называется длительный период минералообразования одного генетического процесса. Например, магматического, пегматитового, гидротермального и др. Обычно руды месторождений формировались в течение одного, реже двух–трех этапов. Так, на некоторых месторождениях глубинные части рудных залежей образовались в течение одного этапа (например, гидротермального), а верхние их части – в течение другого, поверхностного, обусловленного развитием процессов окисления первичных гипогенных руд.

*Стадия рудообразования* – период времени, находящийся в рамках лдного этапа, в течение которого происходило накопление рудообразующих минералов определенного состава при более или менее устойчивых геологических и физико–химических условиях, отделенный перерывом минерализации от других стадий.

По количеству стадий рудообразования выделяются месторождения простые – одностадийные и сложные – многостадийные. Критериями выделения стадий рудообразования являются: 1) пересечение ранних минеральных образований жилами и прожилками иного состава последующих стадий; 2) брекчирование минеральных агрегатов ранней стадии и цементация их минеральной массой новой стадии.

***Эпохи рудообразования и пространственное размещение месторождений.*** В истории формирования месторождений полезных ископаемых можно выделить следующие эпохи рудообразования: докембрийскую, палеозойскую, мезозойскую и кайнозойскую. Рудообразующие процессы разных эпох отличались своими специфическими особенностями, характером и интенсивностью минерализации, и районами ее проявления; это обусловило и весьма неравномерное географическое размещение полезных ископаемых, и большое разнообразие их генетических типов.

*Докембрийская эра рудообразования*, продолжительностью 2900 млн. лет, характеризуется широким развитием месторождений кобальта, никеля, мусковита, флогопита, железа, марганца, золота, платины, урана, меди, хрома, титана, магнезита, графита, свинца, цинка, асбеста, а также редких и рассеянных элементов. В то же время в докембрии нет промышленных месторождений ртути, сурьмы, вольфрама, молибдена, бора, калийных солей, плавикового шпата, серы, бокситов, фосфоритов, угля, горючих сланцев, нефти и газа. В докембрии не было, вероятно, благоприятных условий для образования промышленных месторождений калийных солей, серы, фосфоритов, угля, горючих сланцев, нефти и газа. Докембрийские месторождения ртути, сурьмы, вольфрама, молибдена и плавикового шпата, формирование которых обычно происходит на малых и средних глубинах. могли быть уничтожены последующими процессами эрозии, а месторождения бокситов под влиянием метаморфизма преобразованы в корундовые, кианитовыс и силлиманитовые породы.

По континентам и странам месторождения полезных ископаемых докембрийского воэраста размещены крайне неравномерно. Однако весьма продуктивно докембрийские рудообразующие процессы проявились в пределах всех древних платформ и щитов, где в это время сформировались крупнейшие в мире месторождения важнейших видов минерального сырья.

Докембрийские породы составляют основание современных материков и занимают значительную часть всей поверхности суши: в Европе они слагают Русскую платформу с Балтийским и Украинским кристаллическими щитами; в Азии – Сибирскую платформу с Анабарским и Алданским щитами, Китайскую платформу с Синийским и Южно-Китайским щитами и Индийскую платформу; в Северной Америке – Северо-Американскую платформу с Канадским щитом; в Южной Америке – Южно-Американскую платформу с Бразильским и Гвианским щитами; а Африке – Африканскую платформу с Сахаро-Аравийской плитой и Южно-Африканским щитом; в Австралии – Австралийскую платформу.

Для Украинского и Балтийского кристаллических щитов кроме широко распространенных железистых кварцитов и связанных с ними богатых железных руд (Кривой Рог, Курская магнитная аномалия, Оленегорскос) весьма характерны мусковитовые (Карелия) и хрусталеносные пегматиты (Волынь). На северной окраине Балтийского щита известны месторождения сульфидных медно-никелевых (Мончетундра, Печенга, Оутокумпу) и железных руд (Кирунавара, Люоссавара, Гелливара, Грэпгсберг).

В Азии сосредоточена большая часть мировых ресурсов мусковита (Восточная Сибирь, Китай, Индия), магнезита (Маньчжурия, КНДР, Индия) и известные крупные месторождения марганца (Индия, штаты Мадрас, Орисса, Мадхья-Прадеш), формирование которых происходило в докембрии.

Наиболее продуктивно докембрийские рудообразующие процессы проявились в Южной Африко и в Канаде. В Южной Африке в докембрии образовались уникальные концентрации золота и урана в конгломератах (Вит-ватерсранд), меди и кобальта в песчаниках и доломитах (Катанга – Родезийский меденосный пояс), а также хромитов и платины, генетически связанных с расслоенными основными и ультраосновными интрузивами (Бушвельдский массив и Великая дайка). Здесь известны также крупные докембрийские месторождения титаномагнетитов, марганца, редкометальных пегматитов и асбеста.

В пределах Канадского щита к докембрийскому возрасту относятся крупнейшие в мире месторождения урана в конгломератах (Блайнд-Рнвер) и залежи сульфидных медно-никелевых руд (Садбери). В докембрии образовались уникальные месторождения полиметаллических руд (Сулливан) и самородной меди (Верхнее озеро), а также многочисленные месторождения железа, золота, редкометальных пегматитов и флогопита.

В Южной Америке в докембрийских отложениях заключены огромные ресурсы железных руд. Особенно широко железорудные формации докембрия распространены на территории Бразилии, которая по запасам железных руд занимает иервое место среди капиталистических стран (штаты Минас-Жераис и Мату-Гросу). Бразилия располагает крупными запасами марганцевых руд (Морро-де-Мипна и Урукум), бериллия (Боа-Виста), золота (Морро-Велью, Канавиейрас и Гонго-Сокко), алмазов и слюды докембрийского возраста.

В Австралии к докембрию относятся крупные месторождения свинца и цинка (Брокен-Хилл, Маунт-Айза, Лейк-Джордж), а также урана (Мэрп-Кетлин, Андерсон, Каунтер) и золота (Калгурли, Грейт-Боулдер).

*Палеозойская эра рудообразования*, продолжительностью в 345 млн. лет, может быть подразделена на раннепалеозойскую (170 млн. лет) и позднепалеозойскую (175 млн. лет).

Среди известных в настоящее время месторождений полезных ископаемых раннепалеозойского возраста заметная роль в мировых ресурсах и добыче принадлежит Прибалтийскому бассейну горючих сланцев, месторождениям фосфоритов в Каратау, каменной соли на Сибирской платформе, плавикового шпата на Дальнем Востоке, аморфного графита в Южной Корее, фосфоритов в Китае, нефти в Северной Америке и Северной Африке, хризотил-асбеста, оолитовых железных руд, каменной соли в Канаде и США.

Большое значение имеют месторождения позднепалеозойского возраста, которые содержат значительную часть мировых ресурсов каменных углей, нефти, калийных солей, свинца и цинка, меди, а также крупные запасы вольфрама, ртути, асбеста, фосфатного сырья и плавикового шпата.

В позднепалеозойскую эпоху образовались крупнейшие месторождения и бассейны каменных углей Европы, Азии и Северной Америки, заключающие 50% мировых разведанных запасов и обеспечивающие 60 % мировой добычи углей. Для позднего палеозоя, особенно для среднего девона и ранней перми, весьма характерно развитие мощных соленосных толщ, к которым приурочены крупнейшие месторождения калийных и магниевых солей в Европе и Северной Америке, а также широкое распространение медистых песчаников каменноугольного и пермского возраста преимущественно в Германии, Польше и СНГ. В США к позднему палеозою, главным образом к ранней перми, относится формирование крупнейшего в мире фосфоритоносного бассейна (Скалистые горы).

Весьма интенсивно, особенно на Урале, в Казахстане и в Средней Азии, проявилась позднепалеозойская эндогенная минерализация. В этих районах сосредоточены многочисленные верхнепалеозойские месторождения магнетитовых, медноколчеданных, меднопорфировых, полиметаллических, вольфрамовых, молибденовых, сурьмяно-ртутных, флюоритовых руд, известны крупные промышленные месторождения хромитов, асбеста и других полезных ископаемых.

Широко распространены верхнепалеозойские месторождения минерального сырья в Западной Европе, где к ним отноептся большая часть известных полиметаллических, медноколчеданных, оловянно-вольфрамовых, урановых, флюоритовых руд и редкометальных пегматитов. Эти месторождения характеризуются преимущественно мелкими и средними масштабами, но сравнительно высоким содержанием полезных компонентов и комплексным составом руд.

Разнообразно в позднем палеозое проявилась эндогенная минерализация и в Северной Америке. К этому времени относится образование крупных полиметаллических и флюоритовых месторождений долины р. Миссисипи в США, свинцово-цинкового месторождения Пайн-Пойт и флюоритовых месторождений Ньюфаундленда в Канаде. С девонскими граннтоидами генетически связаны многочисленные месторождения золота и редкометальных пегматитов в Аппалачах.

*Мезозойская эра рудообразования*, продолжительностью 155 млн. лет, характеризуется разнообразными и богатыми месторождениями полезных ископаемых. Наиболее крупные из них сосредоточены в Азии, где к ним относятся богатейшие месторождения нефти и газа на Среднем Востоке (около половины запасов всех зарубежных страп), огромные бассейны каменного угля и оолитовых железных руд, а также месторождения сульфидных медно-никелевых руд с кобальтом в Сибири, коренные месторождения олова и вольфрама в Китае и Малаккской провинции, заключающие большую часть мировых запасов этих металлов, крупные шток, верковые месторождения молибдена в Китае, алмазов в Якутии и многочисленные месторождения плавикового шпата в Восточной Сибири, Монголии, Китае и КНДР. На других континентах месторождения мезозойского возраста отличаются небольшими, реже средними размерами и, за исключением месторождений железных руд в Западной Европе, вольфрама и золота в Северной Америке и сурьмы в Южной Африке, не имеют существенного значения в мировых запасах и добыче.

*Кайнозойская эра рудообразования*, продолжительностью 70 млн. лет, представлена исключительно широко распространенными и разнообразными месторождениями полезных ископаемых. Они составляют большую часть мировых ресурсов бокситов, никеля и кобальта, приуроченных к коре выветривания, около 75 % разведанных запасов марганца, почти все достоверные запасы бора и серы и значительную часть ресурсов нефти, меди, свинца, цинка и особенно серебра, золота, молибдена, алмазов и фосфоритов. Формирование многих из этих месторождений началось еще в позднемеловое время, и нижнюю границу кайнозойской эпохи рудообразования следовало бы провести где-то в позднем мелу.

Особенно продуктивно кайнозойская магматическая деятельность проявилась в Кордильерах, где с нею генетически связаны крупнейшие месторождения меди, молибдена, олова, а также многочисленные месторождения свинца, цинка, серебра, ртути; в Южной Африке, где распространены многочисленные алмазоносные кимберлитовые трубки этого возраста; в Западной Европе, где в кайнозое образовались крупные месторождения ртути и сурьмы.

Для кайнозоя весьма характерны приповерхностные условия эндогенной минерализации, ассоциация ее с вулканогенными образованиями (в том числе с вулканическими жерлами) и гипабиссальными интрузивными массивами, широкое развитие телескопированных руд и гипогенной концентрической зональности.

Большое значение имеют олигоценовые осадочные месторождения марганца в СНГ, а также латеритные месторождения бокситов, никеля и кобальта, приуроченные к кайнозойской коре выветривания в странах Южной Америки, Юго-Восточной Азии, Африки и Океании. Широко распространены многочисленные россыпные месторождения алмазов, золота, касситерита, вольфрамита, шеелита, ильменита, рутила, циркона, монацита.

Учитывая характерные особенности кайнозойской эндогенной минерализации, свидетельствующие о близповерхностном формировании большинства месторождений полезных ископаемых, можно предполагать, что и в предыдущие эпохи образовывались аналогичные месторождения, но затем они были уничтожены процессами эрозии. Вполне вероятной также представляется возможность обнаружения в районах; проявления кайнозойского магматизма месторождений полезных ископаемых, формирование которых происходило на больших глубинах, еще не вскрытых эрозией.

**4 Текстуры и структуры руд**

Изучение формы рудных зерен, их размеров и строения, расположения минеральных агрегатов позволяет выбрать наиболее рациональный метод обогащения руды, а также получить ценные данные для определения условий образования руд и, следовательно, генезиса месторождения.

Изучение текстур и структур руд производится различными методами: наблюдения в естественных или искусственных обнажениях и зарисовки строения руд; макроскопическое или с помощью лупы изучение штуфов руд и образцов керна из скважин; изучение и фотографирование приполированных штуфов руд; микроскопическое исследование полированных шлифов в отраженном свете, сопровождающееся иногда травлением и выполнением микрофотографий.

*Текстура руды (горной породы)* – это совокупность признаков, обусловленных ориентировкой и относительным расположением, и распределением составных частей руды. Морфологической единицей текстурного рисунка является агрегат минералов.

*Структура* руды определяется формой, размерами и расположением зерен минералов. Морфологической единицей структурного рисунка является кристаллическое зерно.

В понятие структуры и текстуры руды, А. Г. Бетехтин вкладывает определенный генетический смысл. Различные текстуры руд формируются при разных геологических процессах, при этом особое значение для формирования текстурного рисунка имеет способ отложения минерального вещества. Так, при кристаллизации магмы, инъекции магматических расплавов, при процессах метасоматического замещения вмещающих пород, выполнения рудоносными растворами открытых трещин или полостей, выпадения минеральных масс из водных растворов и осаждения их на дне водного бассейна образуются различные текстуры руд, характерные лишь для данного геологического процесса.

Текстуры руд А. Г. Бетехтин, В. И. Смирнов, С. А. Юшко разделяют на 10 групп, с разным количеством их видов внутри каждой группы: массивная, пятнистая, полосчатая, прожилковая, сфероидальная, почковидная, дробления, пустотная, каркасная, рыхлая.

*Массивные текстуры* очень широко распространены в эндогенных месторождениях (магматических и постмагматических) и реже в осадочных и метаморфогенных. Они характеризуются однородным строением руды, состоящей из агрегатов тесно соприкасающихся зерен. Это наиболее богатые руды, содержащие повышенное количество рудных минералов. В массивных рудах всегда присутствуют (5–40 %) нерудные минералы, не видные невооруженным глазом.

На метаморфогенных месторождениях известны руды массивной текстуры, образовавшиеся в результате переотложения и перекристаллизации ранее отложенных рудных масс.

*Полосчатые текстуры* представляют собой чередование полос, разных по строению или минеральному составу. Например, полосчатая хромитовая руда, образовавшаяся магматическим путем, представлена чередующимися полосами, сложенными мелко– и крупнозернистым хромитом, полосчатая колчеданная руда гидротермального происхождения – чередующимися полосами различного минерального состава – преимущественно пиритовыми с халькопиритовыми и сфалеритовыми прослоями. Иногда встречаются полосчатые руды, в которых отдельные полосы отличаются строением и составом одновременно.

Полосчатость может возникнуть в результате ритмичных отложений минерального вещества. Таковы, например, так называемые бурундучные руды Кадаинского свинцово–цинкового месторождения в Восточном Забайкалье.

Как разновидность полосчатой текстуры можно отметить псевдослоистую, образующуюся путем избирательного метасоматического замещения тонкослоистых осадочных пород, Псевдослоистая текстура наблюдается, например, на полиметаллическом свинцово–иинковом месторождении Текели в Средней Азии.

*Жильные текстуры, или текстуры пересечений*, характерны для руд, в которых развиты секущие поперечные или диагональные прожилки, сложенные различным минеральным веществом. Такие прожилки, образованные преимущественно халькопиритом, теннантитом и сфалеритом, наблюдаются в колчеданных рудах Урала.

*Крустификационные текстуры* образуются в рудах при заполнении минеральным веществом открытых трещин. Нередко эти текстуры обладают симметричной полосчатостью, т. е. в лежачем и висячем боках жилы наблюдаются одни и те же минеральные вещества, располагающиеся послойно, согласно с очертанием других слоев руды. Крустификационные текстуры характерны для постмагматических– (гидротермальных) месторождений. Поскольку крустификационные текстуры образуются путем выполнения открытых трещин, они являются показателем отложения руд на небольшой глубине и при малом давлении.

Частный случай крустификационной текстуры – текстура гребенчатая, в которой отдельные полоски имеют столбчатое или шестоватое строение, причем эти столбики или шестики располагаются перпендикулярно зальбандам жилы. Такое гребенчатое строение могут иметь кварц, кальцит и некоторые рудные минералы (сфалерит и др.)

*Слоистые текстуры* широко распространены в осадочных месторождениях. Они представляют собой чередование слоев, сложенных рудным и нерудным материалом или рудными минералами различного состава и строения. Например, слоистая текстура марганцевой руды в Чиатурского месторождения в Грузии. В Керченском и Аятском (Казахстан) месторождениях слоистую текстуру имеют железные руды. Как частный случай слоистой текстуры различают параллельнослоистые текстуры (слои, параллельные между собой) и косослоистые (одна пачка слоев располагается под углом к другой).

*Линзовидные текстуры* наблюдаются в рудах многих осадочных месторождений. Они характеризуются тем, что некоторые слои имеют непостоянную мощность, быстро выклиниваются по простиранию или по падению, принимая форму линзы. Такие линзовидные текстуры характерны, например, для Тихвинского месторождения бокситов и месторождений углей Подмосковного буроугольного бассейна. Линзовидная текстура руд довольно обычна и для эндогенных месторождений (магматические месторождения хромита, гидротермальные руды некоторых колчеданных месторождений Урала).

*Сланцеватые текстуры* наблюдаются в метаморфизованных месторождениях. Они возникают в результате ориентированного, одностороннего давления. Например, сланцеватая текстура железных мартитовых руд Кривого Рога. В результате метаморфизма могут образовываться и полосчатые текстуры руды. Характерные полосчатые текстуры наблюдаются в месторождениях железистых кварцитов Кривого Рога и Курской Магнитной Аномалии (КМА), а также в метаморфизованных марганцевых рудах Урала и Казахстана. Полосчатость в этих рудах в основном унаследована от первоначальной слоистости осадков.

По мнению А. Н. Заварицкого, полосчатые колчеданные руды уральских месторождений образовались в результате одностороннего сжатия рудных масс, причем минералы, обладающие большей пластичностью (халькопирит, сфалерит), оказались податливыми, текучими и расположились в виде полос вдоль рудного тела согласно с его контактами.

*Бобовая (нодулярная) текстура* характерна для магматических хромитовых месторождений. В них часто наблюдаются округлые выделения хромита (бобы), имеющие в поперечнике 1–2 см, причем каждый из таких бобов представляет собой агрегат тесно сросшихся между собой хромитовых зерен. По даннным А.Г. Бетехтина и Г.А. Соколова, подобные бобовые текстуры в рудах образовались в результате процесса ликвации, т. е. выделения жидкого хромитового расплава из жидкой силикатной массы.

*Очковые текстуры* характеризуются округлыми или эллипсовидными выделениями в руде нерудных минералов. Они наблюдаются, например, в рудах Сарановского месторождения хромита. Такие текстуры показывают, что в момент выделения из расплава твердых нерудных минералов (по–видимому, оливина) хромит находился еще в жидком состоянии. Если зерна нерудных минералов тесно соприкасаются между собой, а выделения рудных минералов (магнетит), заполняя их промежутки, имеют неправильную форму или форму петель, то такое строение руды принято называть *сидеронитовой текстурой*.

*Кокардовые текстуры*, встречающиеся в ряде постмагматических месторождений, образуются за счет обломков породы более или менее изометричной формы, обрастающих корками руды. Кокардовая текстура может образоваться только в том случае, когда рудные растворы свободно циркулируют по открытым полостям. Эти текстуры являются показателем образования руд на малых глубинах при незначительном давлении.

*Колломорфные (почковидные) текстуры* представляют собой сложную систему извилистых параллельных полосок или зональных почек.

Руды колломорфной текстуры образовались из коллоидных растворов. По представлениям Д.П. Григорьева (1953), колломорфные текстуры не являются обязательным критерием отложения минерального вещества из коллоидных растворов. Подобные текстуры могут образовываться и в процессе кристаллизации из истинных растворов. Обычно колломорфные текстуры наблюдаются под микроскопом, хотя в некоторых случаях их можно различить и невооруженным глазом. Они встречаются среди сульфидных руд, образовавшихся на малой или умеренной глубине, но особенно характерны для окисленных руд месторождений выветривания.

*Оолитовые текстуры* образуются обычно в прибрежных частях морей путем отложения минерального вещества (рудного и нерудного) в виде тонких слоев вокруг взвешенных в воде песчинок. Отдельные округлые тельца (оолиты) имеют размеры от нескольких миллиметров до 1–2 см. Оолитовые текстуры могут образовываться как при выпадении вещества в виде геля из коллоидных растворов, так и из истинных молекулярных растворов при их пересыщении. Оолитовые руды особенно характерны для железо– и марганцеворудных осадочных или слабометаморфизованных месторождений. В бокситах можно наблюдать частный случай оолитовой текстуры, так называемую *пизолитовую текстуру,* которая характеризуется сферолитами послойно–зонального строения.

*Оолитовая (реликтовая) текстура* возникает при метаморфизме оолитовых осадочных руд. При этом бурожелезняковые оолитовые руды могут переходить в гематитовые руды, сохраняющие прежнюю оолитовую текстуру.

*Конгломератовые текстуры* характерны для руд осадочных месторождений, в которых наблюдаются округлые гальки, сцементированные минеральным веществом. Гальки и цемент могут быть сложены как рудными, так и нерудными минералами. Такие текстуры обычны для руд Халиловского железорудного месторождения на Урале или Нижнеангарского в Восточной Сибири.

*Конкреционные текстуры* наблюдаются в месторождениях выветривания. Они образуются в рыхлых породах под действием поверхностных вод. В виде конкреций (минеральных стяжений), имеющих размеры в поперечнике от нескольких миллиметров до десятков сантиметров, встречаются бурожелезняковые или марганцевые руды, марказит, фосфориты и др. На Полуночном месторождении марганцевых руд на Северном Урале наблюдаются прекрасно выраженные конкреции пиролюзита.

Текстуры с неправильными и сложными формами развиты в рудах эндогенных и экзогенных месторождений.

*Такситовые (шлировые) текстуры* характеризуются выделением крайне неправильных по форме минеральных агрегатов, имеющих неоднородное строение в центральной и периферической частях. Такситовые текстуры обычны для магматических месторождений, например, для месторождений самородной платины и хромита.

*Пятнистые текстуры* характеризуются выделением неправильных по форме пятен, сложенных преимущественно одним минералом, например, сфалеритом или галенитом. Они наблюдаются в сульфидных рудах гидротермальных месторождений, например, в свинцово–цинковых рудах Алтая или Садона.

*Друзовая текстура* – это агрегат кристаллов, выделяющихся на стенках какой–либо полости или трещины. Она характерна для гидротермальных месторождений, но наблюдается также в рудах скарновых и пегматитовых месторождений.

*Брекчиевые текстуры* представляют собой угловатые обломки руд, сцементированные нерудным материалом, или, наоборот, обломки горной породы, сцементированные рудой. Если обломки имеют полуокруглую форму – текстура называется брекчиевидной. Брекчиевые и брекчиевидные текстуры встречаются в рудах различных генетических типов как эндогенных, так и экзогенных и метаморфогенных месторождений.

К этой же подгруппе текстур относятся *колломорфные текстуры*, представляющие собой сложнопетельчатые и пятнистые агрегаты. Эти текстуры наблюдаются главным образом в сульфидных рудах гидротермального происхождения. Примером может служить колломорфная текстура золотоносного кварца с сульфидами Балейского месторождения Восточного Забайкалья.

Среди месторождений выветривания так же широко распространены неправильные, сложные текстуры, например, *корковая и натечная*, представляющие собой корки или натеки минерального вещества в рудах, образующихся при поверхностных процессах (лимонитовые руды, малахит, смитсонит и др.).

*Жеодовые текстуры* образуются в результате выполнения минеральным веществом полостей в рудах и горных породах. Жеоды имеют концентрически–зональное, послойное строение. Иногда они достигают огромных размеров.

**Структуры руд.** Выделяется большое разнообразие структур, которые В. И. Смирнов объединил в тринадцать важнейших групп:   
1) равномернозернистая, 2) неравномернозернистая, 3) пластинчатая,   
4) волокнистая, 5) зональная, 6) кристаллографически–ориентированная,   
7) тесного срастания, 8) окаймления, 9) замещения, 10) дробления,   
11) колломорфная, 12) сферолитовая, 13) обломочная.

Самое существенное в изучении текстур руд – это не определение названия текстурного типа, а анализ возрастных взаимоотношений минеральных агрегатов, вскрывающих сущность генетического процесса. Это довольно трудная задача, осложняющаяся тем, что руды различного генезиса могут иметь текстуры с одинаковыми морфологическими особенностями. Например, полосчатые текстуры могут наблюдаться в магматических, гидротермальных и метаморфизованных месторождениях, друзовая текстура – в скарновых, гидротермальных и экзогенных месторождениях. Поэтому изучение только текстур недостаточно для определения генезиса месторождения. Текстура руды в совокупности с морфологическими, минералогическими и геологическими критериями позволяет решать сложный и важный вопрос происхождения месторождения.

Очень важное значение для познания генезиса месторождений имеет установление возрастных взаимоотношений минералов и их агрегатов. Критерии, определяющие последовательность выделения минералов, весьма разнообразны.

Форма зерен – хорошо образованные идиоморфные кристаллы часто (но не всегда) выделяются первыми. Исключение представляют метакристаллы, которые возникают вследствие весьма значительной силы кристаллизации; они моложе окружающих их минералов. Коррозия и замещение одного минерала другим являются надежным возрастным критерием: замещающий минерал моложе минерала замещаемого. Секущие жилки – наиболее надежный возрастной признак. Минералы, слагающие жилки, моложе окружающего минерального вещества. Взаимные пересечения жилок разного состава могут указывать на несколько стадий минерализации.

1. **Классификация месторождений полезных ископаемых**

1. Промышленная классификация

2. Генетическая классификация

3. Классификация запасов и прогнозных ресурсов полезных ископаемых

**1 Промышленная классификация**

Классификация месторождений полезных ископаемых как природных объектов должна удовлетворять ряду принципов:

1. наличию цели разделения;
2. системности или соответствию рангов классифицируемых объектов (например, нельзя сравнивать рудопроявления и месторождения);
3. непрерывности классификационных ячеек;
4. выдержанности оснований подразделений;
5. невозможности вхождения одного и того же объекта в разные классификационные ячейки;
6. непрерывности подразделений;
7. предсказуемости свойств классифицируемых объектов и др.

Из практически важных надо отметить подразделения месторождений по следующим критериям: форма рудных тел и рудоносных зон; степень сложности их строения – классификация Государственной Комиссии по запасам (ГКЗ) РФ; промышленные или геолого-промышленные типы месторождений; типы рудных формаций; генетические типы месторождений. Понятие геолого-промышленного типа месторождений близко промышленному, но при его выделении большее значение уделяется геологическим условиям рудолокализации.

В процессе постоянного круговорота минеральных масс в эволюционном развитии Земли формируются все известные типы месторождений полезных ископаемых. В соответствии с элементами этого циклического круговорота выделяют три серии образующихся горных пород, геологических структур и рудных месторождений: эндогенные, экзогенные и метаморфогенные.

Промышленная классификация полезных ископаемых основана на их использовании. Она предусматривает деление полезных ископаемых на четыре крупные серии: металлические (рудные), неметаллические (нерудные), топливно–химические, гидро– и газоминеральные, которые в свою очередь подразделяются на группы по отраслям промышленности и способу применения (таблица 1).

Таблица 1 – Промышленная классификация полезных ископаемых

|  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- |
| Серия | Группа | | Полезные ископаемые |
| Металлические  (рудные) | Руды черных металлов | | Руды железа, хрома, марганца |
| Руды легирующих  металлов | | Руды титана, ванадия, никеля, кобальта, вольфрама, молибдена |
| Руды цветных  металлов | | Руды олова, меди, цинка, свинца, сурьмы, ртути |
| Руды лёгких металлов | | Руды магния, алюминия |
| Руды благородных металлов | | Руды золота, серебра, платиноидов: платины, рутения, родия, осмия, иридия, палладия |
| Руды радиоактивных металлов | | Руды урана, тория, радия |
| Руды редких металлов | | Руды лития, бериллия, ниобия, тантала, циркония, гафния, редких земель (лантаноиды) |
| Руды рассеянных  элементов | | Руды галлия, германия, кадмия, индия, рубидия, цезия, селена, теллура |
|
| Неметаллические  (нерудные) | Техническое сырье | Алмаз, графит, слюды, вермикулит, асбест, тальк, барит, кварц, исландский шпат, монтмориллонит | |
| Драгоценные и поделочные камни | Ювелирные: алмаз, изумруд, рубин, сапфир, топаз, аметист, пироп; ювелирно–поделочные: горный хрусталь, лазурит, малахит, чароит, родонит, уваровит; поделочные: яшма, письменный гранит, лиственит, офикальцит, селенит и др. | |
| Химическое сырье | Фосфорное, серное, фторное, борное, соли, минеральные пигменты, торф | |
| Сырье для производства строительных материалов | Естественные строительные камни: лабрадорит, габбро, диорит, граниты, базальт, песчаник, карбонаты, туфы, кварциты, мраморы и др.; вяжущие материалы: мергель, известняк, глина, гипс; песчано–гравийные: песок, гравий, галька; стекольные: кварцевый песок, карбонаты, мирабилит; керамические: глины | |
| Металлургическое сырье | Флюсовое: известняк, флюорит и др.; огнеупорное: хромшпинелиды, дуниты, магнезиты и др. | |
| Топливно–химические  (горючие) | Твердые | Каменные угли, торф | |
| Жидкие | Нефти | |
| Газообразные | Горючие газы, газовые конденсаты | |
| Гидро– и газомине–ральные | Поверхностные и подземные воды и рассолы | Питьевые, технические, сырьевые (технологические), тепло–энергетические, лечебные воды и рассолы | |
| Газы | Гелий, сероводород и др. | |

**Промышленная классификация полезных ископаемых**

|  |  |  |
| --- | --- | --- |
| Серия | Группа полезных ископаемых | Виды полезных ископаемых |
| Металлические (рудные) | Руды черных металлов | Руды железа, хрома, марганца |
| Руды легирующих металлов | Руды титана, ванадия, никеля, кобальта, вольфрама, молибдена |  |
| Руды цветных металлов | Руды олова, меди, цинка, свинца, сурьмы, ртути |  |
| Руды лёгких металлов | Руды алюминия, магния |  |
| Руды благородных металлов | Руды золота, серебра, платиноидов: платины, рутения, родия, осмия, иридия, палладия |  |
| Руды радиоактивных металлов | Руды урана, тория, радия |  |
| Руды редких металлов | Руды лития, бериллия, ниобия, тантала, циркония, гафния, редких земель (лантаноидов) |  |
| Руды рассеянных элементов | Руды галлия, германия, кадмия, индия, рубидия, цезия, селена, теллура |  |
| Неметаллические (нерудные) | Технические полезные ископаемые | Алмаз, графит, слюды, вермикулит, монтмориллонит, асбест, тальк, барит, кварц, исландский шпат |
| Драгоценные и поделочные камни | *Ювелирные*: алмаз, изумруд, рубин, сапфир, топаз, аметист, пироп. *Ювелирно–поделочные*: горный хрусталь, лазурит, малахит, чароит, родонит, уваровит. *Поделочные*: яшма, письменный гранит, лиственит, офикальцит, селенит и др. |  |
| Химические (агрохимические) полезные ископаемые | Фосфорные, серные, фторные, борные, солей, минеральных пигментов, торфа |  |
| Строительные полезные ископаемые | *Естественные строительные камни*: лабрадорит, габбро, диорит, гранит, базальт, песчаник, карбонаты, туфы, кварциты, мраморы и др. *Минераловатные и камнелитейные*: базальт, долерит (диабаз), габбро–долерит (габбро–диабаз), горнблендит, амфиболит и др. *Вяжущие материалы*: мергель, известняк, глина, гипс. *Песчано–гравийные*: песок, гравий, галька. *Стекольные*: кварцевый песок, карбонаты, мирабилит. *Керамические*: глины, каолины, полевые шпаты |  |
| Металлургические полезные ископаемые | *Флюсовые*: известняк, флюорит и др. *Огнеупорные*: хромшпинелиды, дуниты, магнезиты и др. |  |
| Топливно–химиче–ские | Твердые | *Угли*: бурые, каменные, антрациты. *Торф* |
| Жидкие | Нефти |  |
| Газообразные | Горючие газы, газовые конденсаты |  |
| Гидро– и газомине–ральные | Поверхностные и подземные воды и рассолы | Питьевые, технические, сырьевые (технологические), тепло–энергетические, лечебные воды и рассолы |
| Газы | Гелий, сероводород, азот и др. |  |

**2 Генетическая классификация**

В большинстве случаев месторождения полезных ископаемых являются составными частями окружающих горных пород и формируются вместе с ними или являются конечными продуктами процессов образования горных пород. С позиций геохимии образование месторождений полезных ископаемых представляет собой возникновение концентраций химических элементов и минералов, происходящее на геохимических барьерах – участках земной коры, где резко изменяются механические, физико–химические или биологические условия миграции химических элементов, т. е. на участках изменения внешних факторов миграции элементов.

В основу генетической классификации положены физико–химические и геологические условия образования полезных ископаемых. Ее классификационными единицами являются: серия – группа – класс – подкласс – ряд – формация полезного ископаемого. По источникам энергии и вещества, необходимым для образования месторождений, они подразделяются на три крупные серии: эндогенную, экзогенную и метаморфогенную. В свою очередь серии месторождений по ведущему генетическому процессу подразделяются на группы (таблица 2).

Группы по способу концентрации полезного ископаемого или геохимическому барьеру делятся на классы. В некоторых случаях выделяются подклассы и ряды. Последние выделяются по составу вмещающих горных пород в эндогенной серии и по степени преобразования полезных ископаемых – в экзогенной. Наименьшей единицей классификации является формация полезного ископаемого, выделяемого главным образом по продуктам минералобразования.

***Эндогенные месторождения*** называют также гипогенными и связывают с внутренней энергией Земли. В данной серии выделяют шесть групп, которые рассмотрены в гл. 1.

***Экзогенные (поверхностные, гипергенные) месторождения*** формировались вследствие механической, химической и биохимической дифференциации вещества земной коры под влиянием солнечной энергии. Здесь выделяют: группу выветривания, месторождения в которой связаны с древней и современной корой выветривания; осадочную группу, руды которой возникли при механической, химической, биохимической и вулканической дифференциации минерального вещества в бассейнах седиментации, включающую россыпи; эпигенетическую группу, рудообразование в которой происходило в осадочно-породных бассейнах в связи с деятельностью грунтовых или артезианских подземных вод.

***Метаморфогенные месторождения*** возникают в глубинных зонах земной коры под воздействием господствующих там высоких давлений и температур. В этой серии выделяют две группы рудных образований: метаморфизованную, включающую преобразованные в новой термодинамической обстановке ранее возникшие месторождения любого генезиса; метаморфическую, образовавшуюся впервые в результате метаморфогенного преобразования минерального вещества или обусловленную процессами гидротермально- метаморфогенного концентрирования рассеянных рудных элементов или их соединений.

Таблица 2 – Общая характеристика генетических групп месторождений полезных ископаемых

|  |  |  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| Серия | Группа | Ведущий генетический  процесс | Фазовое  состояние среды минералообразования | Геологические условия размещения | Характерные полезные  ископаемые |
| **Э Н Д О Г Е Н Н А Я** | Магматическая | Магматический | Расплав | Комплексы магматических пород | Руды хрома, титана, ванадия, платины; алмазы, нефелин, апатит |
| Карбонатитовая | Магматический, (автометасомати–  ческий) | Расплав, (пар, гидротермальный раствор) | Комплексы ультраосновных–щелочных пород | Руды ниобия, циркония; флогопит |
| Пегматитовая | Магматический, автометасомати–  ческий | Расплав, пар, гидро–  термальный раствор | Интрузии кислых или щелочных пород, гнейсы и кристаллические сланцы | Руды лития, бериллия; драгоценные камни; мусковит |
| Альбитит–грейзеновая | Автометасомати–  ческий | Пар, гидротермальный раствор | Периферия интрузий кислых или щелочных пород, гранито–гнейсы | Руды олова, вольфрама, молибдена |
| Скарновая | Контактово–метасоматический | Пар, гидротермальный раствор | Экзоконтактовые зоны интрузий гранитоидов | Руды железа, вольфрама и молибдена, свинца и цинка; борное сырье |
| Гидротермаль–ная | Гидротермальный | Гидротермальный раствор | Области распространения кислых плутонических и вулканических, проницаемых осадочных и метаморфических пород | Руды золота, меди, поли–  металлов, сурьмы и ртути |
| **ЭНДОГЕННАЯ** | Вулканогенно–осадочная | Вулканогенно–осадочный | Гидротермальный раствор, поверхност–ные воды | Вулканогенно–осадочные горные породы | Руды меди, свинца, цинка, железа, марганца; пирит |
| **ЭКЗОГЕННАЯ** | Выветривания | Выветривание | Метеорные воды, живое вещество | Коры выветривания, палеогоризонты подземных вод | Руды никеля, урана, меди, алюминия; самородная сера, глины |
| Осадочная | Литогенез | Метеорные воды, живое вещество | Растворы поверхностных  и подземных бассейнов, осадки, осадочные горные породы | Нефть, уголь, соли, подземные воды, фосфориты; руды железа, марганца, алюминия |
| **МЕТАМОРФОГЕННАЯ** | Регионального метаморфизма | Региональный метаморфизм | Метаморфогенные растворы, твёрдая  фаза | Метаморфические горные породы | Руды железа, золота, урана; мраморы, кварциты, графит |
| Контактового метаморфизма | Контактовый  метаморфизм | Твердая  фаза | Экзоконтактные зоны интрузивных и эффузивных горных пород | Мрамор, графит,  корунд |

**3 Классификация запасов и прогнозных ресурсов полезных ископаемых**

В настоящее время существуют следующие основные положения, на основании которых ориентируются при классификации запасов и прогнозных ресурсов твёрдых полезных ископаемых:

***I. Общие положения***

1. Запасы твердых полезных ископаемых подсчитываются по результатам геологоразведочных и эксплуатационных работ, выполненных в процессе их изучения и промышленного освоения.

2. Прогнозные ресурсы твердых полезных ископаемых оцениваются по металлогеническим (минерагеническим) зонам, бассейнам, рудным районам, полям, рудопроявлениям, флангам и глубоким горизонтам месторождений твердых полезных ископаемых.

2. Качество полезных ископаемых изучается с учетом необходимости их комплексного использования, технологии переработки на основе определенных в установленном порядке требований к качеству полезных ископаемых и технических условий. При этом определяются содержания основных и попутных ценных, токсичных и вредных компонентов, формы их нахождения и особенности распределения в продуктах обогащения и переработки.

4. Объектом подсчета запасов полезных ископаемых является месторождение (часть месторождения) твердых полезных ископаемых. Объектом оценки прогнозных ресурсов являются металлогенические (минерагенические) зоны, бассейны, рудные районы, поля, рудопроявления, фланги и глубокие горизонты месторождений, оцененные на основании благоприятных геологических предпосылок, обоснованной аналогии с известными месторождениями, по результатам геологосъемочных, геофизических, геохимических, поисковых и оценочных работ.

5. Подсчет и учет запасов по месторождению (или его части), оценка и учет прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых по участку недр производится в единицах массы или объема в целом, в соответствии с экономически обоснованными параметрами кондиций, без учета потерь и разубоживания при добыче, обогащении и переработке полезных ископаемых.

При определении запасов месторождений твердых полезных ископаемых обязательному раздельному подсчету и учету подлежат запасы основных и совместно с ними залегающих твердых полезных ископаемых, а также содержащихся в них основных и попутных компонентов (металлов, минералов, химических элементов и их соединений), целесообразность государственного учета которых определена технико–экономическими обоснованиями кондиций для подсчета запасов.

***II. Группы запасов твердых полезных ископаемых по их экономическому значению***

6. По экономическому значению запасы твердых полезных ископаемых и содержащихся в них полезных компонентов, подлежащих государственному учету, подразделяются на две основные группы:

– балансовые (экономические);

– забалансовые (потенциально экономические), которые подлежат раздельному подсчету и учету.

К *балансовым (экономическим) запасам* относятся запасы, разработка которых на момент оценки согласно технико–экономическим расчетам экономически эффективна в условиях конкурентного рынка при использовании техники, технологии добычи и переработки минерального сырья, обеспечивающих соблюдение требований по рациональному использованию недр и охране окружающей среды.

К *забалансовым (потенциально экономическим)* относятся:

1) запасы, разработка которых на момент оценки согласно технико–экономическим расчетам экономически не эффективна (убыточна) в условиях конкурентного рынка из–за низких технико–экономических показателей, но освоение которых становится экономически возможным при изменении цен на полезные ископаемые, появлении оптимальных рынков сбыта или новых технологий;

2) запасы, отвечающие требованиям, предъявляемым к балансовым запасам, но использование которых на момент оценки невозможно в связи с расположением в пределах водоохранных зон, населенных пунктов, сооружений, сельскохозяйственных объектов, заповедников, памятников природы, истории и культуры.

Забалансовые запасы подсчитываются и учитываются в случае, если технико–экономическими расчетами установлена возможность их последующего извлечения или целесообразность попутного извлечения, складирования и сохранения для использования в будущем.

Забалансовые запасы подсчитываются раздельно в зависимости от оснований отнесения к данной группе.

7. Оценка балансовой принадлежности запасов полезных ископаемых производится на основании технико–экономических обоснований, подтвержденных государственной экспертизой. В рамках оценки должны быть предусмотрены наиболее эффективные способы разработки месторождений и предложены параметры кондиций, обеспечивающие максимально полное и комплексное использование запасов с учетом требований законодательства Российской Федерации.

***III. Категории запасов и прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых по степени геологической изученности***

8. Запасы полезных ископаемых по степени геологической изученности подразделяются на категории: A, B, C1, C2.

9. Запасы категории A выделяются на участках детализации разведываемых и разрабатываемых месторождений 1–й группы сложности геологического строения и должны удовлетворять следующим основным требованиям:

1) установлены размеры, форма и условия залегания тел полезного ископаемого, изучены характер и закономерности изменчивости их морфологии и внутреннего строения, выделены и оконтурены безрудные и некондиционные участки внутри тел полезного ископаемого, при наличии разрывных нарушений установлены их положение и амплитуда смещения;

2) определены природные разновидности, выделены и оконтурены промышленные (технологические) типы и сорта полезного ископаемого, установлены их состав и свойства; качество выделенных промышленных (технологических) типов и сортов полезного ископаемого охарактеризовано по всем предусмотренным промышленностью параметрам;

3) изучены распределение и формы нахождения ценных и вредных компонентов в минералах и продуктах переработки и переделов полезного ископаемого;

4) контур запасов полезного ископаемого определен в соответствии с требованиями кондиций по скважинам и горным выработкам по результатам их детального опробования.

10. Запасы категории B выделяются на участках детализации разведываемых и разрабатываемых месторождений 1–й и 2–й групп сложности геологического строения и должны удовлетворять следующим основным требованиям:

1) установлены размеры, основные особенности и изменчивость формы и внутреннего строения, условия залегания тел полезного ископаемого, пространственное размещение внутренних безрудных и некондиционных участков; при наличии крупных разрывных нарушений установлены их положение и амплитуды смещения, охарактеризована возможная степень развития малоамплитудных нарушений;

2) определены природные разновидности, выделены и при возможности оконтурены промышленные (технологические) типы полезного ископаемого; при невозможности оконтуривания установлены закономерности пространственного распределения и количественного соотношения промышленных (технологических) типов и сортов полезного ископаемого; качество выделенных промышленных (технологических) типов и сортов полезного ископаемого охарактеризовано по всем предусмотренным кондициями параметрам;

3) определены минеральные формы нахождения полезных и вредных компонентов;

4) контур запасов полезного ископаемого определен в соответствии с требованиями кондиций по результатам опробования скважин и горных выработок.

11. Запасы категории C1 составляют основную часть запасов разведываемых и разрабатываемых месторождений 1–й, 2–й и 3–й групп сложности геологического строения, а также могут выделяться на участках детализации месторождений 4–й группы сложности и должны удовлетворять следующим основным требованиям:

1) выяснены размеры и характерные формы тел полезного ископаемого, основные особенности условий их залегания и внутреннего строения, оценены изменчивость и возможная прерывистость тел полезного ископаемого, а для пластовых месторождений и месторождений строительного и облицовочного камня также наличие площадей развития малоамплитудных тектонических нарушений;

2) определены природные разновидности и промышленные (технологические) типы полезного ископаемого, установлены общие закономерности их пространственного распространения и количественные соотношения промышленных (технологических) типов и сортов полезного ископаемого, минеральные формы нахождения полезных и вредных компонентов; качество выделенных промышленных (технологических) типов и сортов охарактеризовано по всем предусмотренным кондициями параметрам;

3) контур запасов полезного ископаемого определен в соответствии с требованиями кондиций по результатам опробования скважин и горных выработок, с учетом данных геофизических и геохимических исследований.

12. Запасы категории C2 выделяются при разведке месторождений всех групп сложности, а на месторождениях 4–й группы сложности геологического строения составляют основную часть запасов, вовлекаемых в разработку, и должны удовлетворять следующим требованиям:

1) размеры, форма, внутреннее строение тел полезного ископаемого и условия их залегания оценены по геологическим, геофизическим и геохимическим данным и подтверждены вскрытием полезного ископаемого ограниченным количеством скважин и горных выработок;

2) контур запасов полезного ископаемого определен в соответствии с требованиями кондиций на основании опробования ограниченного количества скважин, горных выработок, естественных обнажений или по их совокупности, с учетом данных геофизических и геохимических исследований и геологических построений.

13. Запасы комплексных руд и содержащихся в них основных компонентов подсчитываются по одним и тем же категориям. Запасы попутных компонентов, имеющих промышленное значение, подсчитываются в контурах подсчета запасов основных компонентов и оцениваются по категориям в соответствии со степенью их изученности, характером распределения и формами нахождения.

14. На разрабатываемых месторождениях вскрытые, подготовленные и готовые к выемке, а также находящиеся в охранных целиках горнокапитальных и горноподготовительных выработок запасы полезных ископаемых подсчитываются отдельно с подразделением по группам и категориям в соответствии со степенью их геологической изученности.

15. При квалификации запасов полезных ископаемых по категориям в качестве дополнительного классификационного показателя должны использоваться количественные и вероятностные оценки точности и достоверности определения основных подсчетных параметров.

16. Прогнозные ресурсы участков недр по степени их обоснованности подразделяются на:

прогнозные ресурсы категории P1;

прогнозные ресурсы категории P2;

прогнозные ресурсы категории P3.

17. Прогнозные ресурсы категории P1 учитывают возможность расширения границ распространения полезного ископаемого за контуры запасов C2 или выявления новых рудных тел полезного ископаемого на рудопроявлениях, разведанных и разведываемых месторождениях. Для количественной оценки ресурсов этой категории используются геологически обоснованные представления о размерах и условиях залегания известных тел. Оценка ресурсов основывается на результатах геологических, геофизических и геохимических исследований участков недр возможного нахождения полезного ископаемого, на материалах структурных и поисковых скважин, а в пределах месторождений – на геологической экстраполяции структурных, литологических, стратиграфических и других особенностей, установленных на более изученной их части, ограничивающих площади и глубину распространения полезного ископаемого, представляющего промышленный интерес.

18. Прогнозные ресурсы категории P2 учитывают возможность обнаружения в бассейне, рудном районе, узле, поле новых месторождений полезных ископаемых, предполагаемое наличие которых основывается на положительной оценке выявленных при крупномасштабной (в отдельных случаях среднемасштабной) геологической съемке и поисковых работах проявлений полезного ископаемого, а также геофизических и геохимических аномалий, природа и возможная перспективность которых установлены единичными выработками. Количественная оценка ресурсов, представления о размерах предполагаемых месторождений, минеральном составе и качестве руд основано на комплексе прямых и косвенных признаков рудоносности, на материалах отдельных рудных пересечений, а также по аналогии с известными месторождениями того же формационного (геолого–промышленного) типа. Прогнозные ресурсы выявляются при крупномасштабной геологической съемке, поисках и (частично) при геологических съемках с комплексом прогнозно–поисковых работ, геолого–минерагеническом картировании масштаба 1:200000. Прогнозные ресурсы в количественном выражении с привязкой к локальным площадям служат основой для постановки детальных поисковых работ.

19. Прогнозные ресурсы категории P3 учитывают лишь потенциальную возможность открытия месторождений того или иного вида полезного ископаемого на основании благоприятных геологических и палеогеографических предпосылок, выявленных в оцениваемом районе при средне–мелкомасштабных геолого–геофизических и геологосъемочных работах, дешифрировании космических снимков, а также при анализе результатов геофизических и геохимических исследований. Прогнозные ресурсы категории P3 оцениваются при геологосъемочных работах масштаба 1:200000 с комплексом прогнозно–поисковых работ, геолого–минерагеническом картировании масштабов 1:200000 и 1:500000, а также по итогам геологического картографирования масштаба 1:1000000. Их количественная оценка проводится без привязки к конкретным объектам.

Количественно оцененные ресурсы служат основанием для постановки геологического картографирования масштаба 1:50000 и поисковых работ.

Количественная и качественная оценка прогнозных ресурсов производится до глубин, доступных для эксплуатации при современном и возможном в ближайшей перспективе уровне техники и технологии разработки месторождений, на основе ориентировочных технико–экономических расчетов.

***IV. Группы месторождений (участков недр) твердых полезных ископаемых по сложности геологического строения***

20. Необходимая и достаточная степень разведанности запасов твердых полезных ископаемых определяется в зависимости от сложности геологического строения месторождений, которые подразделяются по данному признаку на следующие группы:

1) 1–я группа. Месторождения (участки недр) простого геологического строения с крупными и весьма крупными, реже средними по размерам телами полезных ископаемых с ненарушенным или слабонарушенным залеганием, характеризующимися устойчивыми мощностью и внутренним строением, выдержанным качеством полезного ископаемого, равномерным распределением основных ценных компонентов. Особенности строения месторождений (участков недр) определяют возможность выявления в процессе разведки запасов категорий A, B, C1 и C2.

2) 2–я группа. Месторождения (участки недр) сложного геологического строения с крупными и средними по размерам телами с нарушенным залеганием, характеризующимися неустойчивыми мощностью и внутренним строением, либо невыдержанным качеством полезного ископаемого и неравномерным распределением основных ценных компонентов. Ко второй группе относятся также месторождения углей, ископаемых солей и других полезных ископаемых простого геологического строения, но со сложными или очень сложными горно–геологическими условиями разработки. Особенности строения месторождений (участков недр) определяют возможность выявления в процессе разведки запасов категорий B, C1 и C2.

3) 3–я группа. Месторождения (участки недр) очень сложного геологического строения со средними и мелкими по размерам телами полезных ископаемых с интенсивно нарушенным залеганием, характеризующимися очень изменчивыми мощностью и внутренним строением либо значительно невыдержанным качеством полезного ископаемого и очень неравномерным распределением основных ценных компонентов. Особенности строения месторождений (участков недр) определяют возможность выявления в процессе разведки запасов категорий C1 и C2.

4) 4–я группа. Месторождения (участки недр) с мелкими, реже средними по размерам телами с чрезвычайно нарушенным залеганием либо характеризующиеся резкой изменчивостью мощности и внутреннего строения, крайне неравномерным качеством полезного ископаемого и прерывистым гнездовым распределением основных ценных компонентов. Особенности строения месторождений (участков недр) определяют возможность выявления в процессе разведки запасов категорий C2.

21. При отнесении месторождений к той или иной группе могут использоваться количественные показатели оценки изменчивости основных свойств оруденения, характерные для каждого конкретного вида полезного ископаемого.

***V. Группы месторождений твердых полезных ископаемых по степени их изученности***

22. Месторождения полезных ископаемых по степени их изученности подразделяются на разведанные и оцененные.

23. К разведанным относятся месторождения (участки недр), запасы которых, их качество, технологические свойства, гидрогеологические и горнотехнические условия разработки изучены по скважинам и горным выработкам с полнотой, достаточной для технико–экономического обоснования их вовлечения в промышленное освоение в установленном порядке.

Разведанные месторождения по степени изученности должны удовлетворять следующим требованиям:

1) обеспечивается возможность квалификации запасов по категориям, соответствующим группе сложности геологического строения месторождения;

2) вещественный состав и технологические свойства промышленных типов и сортов полезного ископаемого изучены с детальностью, обеспечивающей получение исходных данных, достаточных для проектирования рациональной технологии их переработки с комплексным извлечением полезных компонентов, имеющих промышленное значение, и определения направления использования отходов производства или оптимального варианта их складирования или захоронения;

3) запасы других совместно залегающих полезных ископаемых, включая породы вскрыши и подземные воды, с содержащимися в них компонентами, отнесенные на основании кондиций к балансовым, изучены и оценены в степени, достаточной для определения их количества и возможных направлений использования;

4) гидрогеологические, инженерно–геологические, геокриологические, горно–геологические и другие природные условия изучены с детальностью, обеспечивающей получение исходных данных, необходимых для составления проекта разработки месторождения с учетом требований природоохранительного законодательства и безопасности горных работ;

5) достоверность данных о геологическом строении, условиях залегания и морфологии тел полезного ископаемого, качестве и количестве запасов подтверждены на представительных для всего месторождения участках детализации, размер и положение которых определяются недропользователями в каждом конкретном случае в зависимости от геологических особенностей полезного ископаемого;

6) подсчетные параметры кондиций установлены на основании технико–экономических расчетов, позволяющих определить масштабы и промышленную значимость месторождения с необходимой степенью достоверности;

7) рассмотрено возможное влияние разработки месторождения на окружающую среду и даны рекомендации по предотвращению или снижению прогнозируемого уровня отрицательных экологических последствий.

24. К оцененным относятся месторождения, запасы которых, их качество, технологические свойства, гидрогеологические и горнотехнические условия разработки изучены в степени, позволяющей обосновать целесообразность дальнейшей разведки и разработки.

Оцененные месторождения по степени изученности должны удовлетворять следующим требованиям:

1) обеспечивается возможность квалификации всех или большей части запасов по категории C2;

2) вещественный состав и технологические свойства полезного ископаемого оценены с полнотой, необходимой для выбора принципиальной технологической схемы переработки, обеспечивающей рациональное и комплексное использование полезного ископаемого;

3) гидрогеологические, инженерно–геологические, геокриологические, горно–геологические и другие природные условия изучены с полнотой, позволяющей предварительно охарактеризовать их основные показатели;

4) достоверность данных о геологическом строении, условиях залегания и морфологии тел полезного ископаемого подтверждены на участках детализации;

5) подсчетные параметры кондиций установлены на основании укрупненных технико–экономических расчетов или приняты по аналогии с месторождениями, находящимися в сходных географических и горно–геологических условиях;

6) рассмотрено и оценено возможное влияние отработки месторождения на окружающую среду.

**Раздел 2 Эндогенная серия**

**2.1 Магматические месторождения**

1. Геологическое строение магматических месторождений

2. Классификация магматических месторождений

**1 Геологическое строение магматических месторождений**

Магматические месторождения формируются в процессе дифференциации и кристаллизации магмы при высокой температуре (1500–800°С), высоком давлении и на значительных глубинах (3–5 км и более). Первоисточником вещества магматических месторождений является верхняя мантия Земли.

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

Магма содержит помимо силикатного материала, определенное количество воды, углекислого газа, серы, хлора, фтора и других летучих компонентов, а также разнообразные металлы. Внедрившись в верхние горизонты земной коры, она вступает во взаимодействие с вмещающими породами. В результате происходят процессы ассимиляции и переплавления твердых и относительно холодных вмещающих пород. Изменяется также и первичный состав магмы, которая нередко обогащается различными металлами, позаимствованными из окружающих пород.

При остывании магмы, заключенные в ней металлы могут вести себя по–разному: 1) могут оставаться рассеянными в виде тех или иных соединений по всей массе изверженных пород, не давая значительных скоплений; 2) могут быть вынесенными вместе с летучими компонентами за пределы кристаллизующегося расплава и рассеяться во вмещающих породах;   
3) образовать значительные местные концентрации – рудные месторождения.

Интрузивные породы, вмещающие магматические месторождения, обычно относятся к основным и ультраосновным разностям – это габбро, нориты, пироксениты, перидотиты и дуниты. С основными породами (габбро, норитами, анортозитами) пространственно и генетически связаны месторождения титана, ванадия, меди, никеля, кобальта и платиноидов; с ультраосновными породами (дунитами, перидотитами, пироксенитами) – месторождения платины, хромитов, алмаза, иногда меди и никеля.

В кислых и средних породах магматические месторождения встречаются довольно редко. Следует отметить месторождение железных руд Кирунавара в Северной Швеции, генезис которого трактуется как результат глубинной дифференциации сиенитовой магмы.

Приуроченность магматических месторождений к основным породам можно объяснить двояко: в основных породах отмечается повышенное содержание железа и других металлических компонентов, что благоприятствует формированию в них рудных залежей. Основная магма, содержащая относительно небольшое количество кремнезема, обладает меньшей вязкостью, лучшей подвижностью и, следовательно, она более способна к процессам дифференциации. Значительное влияние на процесс дифференциации магмы оказывают летучие компоненты (Н2О, С1, В, Н, Р и др.), которые снижают температуру плавления руд и способствуют лучшей подвижности соединений. Многие магматические месторождения залегают среди полосчатых, псевдостратифицированных пород. Таковы гипербазиты Урала, Бушвельдский комплекс, щелочные породы Кольского полуострова и др.

Магматические месторождения включают металлические и неметаллические полезные ископаемые, образовавшиеся в процессе дифференциации металлоносной магмы основного, ультраосновного и щелочного состава. Этот процесс протекает тремя путями.

1. Из рудно-силикатной магмы при охлаждении отделяется рудная компонента, кристаллизация которой приводит к образованию ликвационных месторождений: а) сульфидные Cu-Ni в основных и ультраосновных комплексах (Садбери, Дулут, Канада; Норильск-Талнах, Россия);   
б) хромитовые, Ti-магнетитовые и элементы платиновой группы (ЭПГ) в расслоенных ультраосновных комплексах (Бушвельд, ЮАР; Великая дайка, Зимбабве; Пе- ченга, Россия; Камбалда, Австралия); в) редкие, редкоземельные и рассеянные элементы в щелочных платформенных комплексах зон тектономагматической активизации (мелкие проявления).

2. В магме при ее затвердевании полезные компоненты входят в состав минералов ранних стадий кристаллизации, формируя раннемагматические месторождения: а) магматические горные породы: строительные и облицовочные материалы: б) алмазоносные кимберлиты и лампроиты (месторождения Якутской и Архангельской провинций, Россия; Южно-Африканской и Северо-Австра- лийской провинций).

3. В магмах, обогащенных летучими соединениями, минералы с полезными компонентами кристаллизуются после затвердевания породообразующих силикатов, формируя позднемагматические месторождения: а) хромиты, ассоциирующиеся с перидо- титовой формацией (Кемпирсайское, Казахстан; Сарановское, Россия; Булькиза, Албания); б) Ti-магнетитовые, связанные с габброидными комплексами (Мало-Тагульское, Россия; Лак-Тио, Канада; Тегавус, США); в) апатитовые, иногда с магнетитом, приуроченные к щелочным массивам (Хибины, Россия).

Таким образом, среди магматических месторождений выделяют три класса: ликвационный, раннемагматический и позднемагматический.

**2. Классификация магматических месторождений**

Магматические месторождения, относящиеся к группе эндогенных образований, согласно А. Н. Заварицкому (1926 г.) могут быть подразделены на следующие классы и типы.

А. Кристаллизационные:

1. ранней кристаллизации (аккумулятивные);
2. поздней кристаллизации (фузивные).

Б. Ликвационные:

1. собственно ликвационные;
2. отщепленные месторождения

***Кристаллизационные* *месторождения*** образуются в процессе кристаллизационной дифференциации, т. е. в результате обособления кристаллов (твердая фаза) в магматическом расплаве (жидкая фаза). Поскольку образование указанных месторождений происходит в процессе кристаллизации магмы путем выделения (сегрегации) из нее тугоплавких минералов, то нередко они носят название *сегрегационных*. Эти месторождения образуются в ранний период кристаллизации магмы и являются почти одновременными (сингенетичными) с вмещающими их магматическими породами.

*Раннемагматические месторождения***.** Они встречаются чаще ликвационных. Среди них известны месторождения хромитов, в том числе в перидотитах геосинклинальной стадии развития, содержащих также платину и алмазы. К раннемагматическим относятся также титаномагнетитовые месторождения габброидов и чешуйчатого графита в щелочных породах (месторождение Ботогол в Восточном Саяне). Однако единственным представителем крупных объектов этого класса являются коренные месторождения алмазов, генетически связанные со своеобразной формацией кимберлитов или лампроитов, выполняющей трубки взрыва.

В процессе кристаллизационной дифференциации магмы из нее нередко в первую очередь выделяются тугоплавкие минералы такие как хромит, платина, а также отдельные редкоземельные минералы (лопарит, монацит, циркон и др.), обладающие способностью кристаллизоваться раньше силикатных минералов либо одновременно с основными силикатами (оливин, пироксин и др). Выкристаллизовавшиеся тяжелые рудные минералы опускаются в жидком еще силикатном расплаве на дно магматического резервуара и перемещаясь под влиянием силы тяжести или конвекционных потоков, образуют обогащенные рудными минералами участки в магматических породах – нередко в виде шлиров.

Для месторождений ранней кристаллизации (аккумулятивных) характерны следующие основные признаки:

1. неправильная или пластообразная форма рудных тел;
2. затухающие контакты, т.е. постепенный переход между рудой и вмещающей породой;
3. кристаллически–зернистые структуры руд.

Характерными примерами месторождений ранней кристаллизации являются Бушвельдское месторождение хромита и платины в ЮАР, месторождения алмазов в Трансваале и Республике Саха–Якутия.

*Позднемагматические месторождения***.** В месторождениях этого типа в первую очередь кристаллизуются силикатные породообразующие минералы, а затем – рудные. При кристаллизации рудных минералов в почти затвердевшем геологическом теле (интрузиве) будет находиться остаточный рудный расплав, который может несколько перемещаться в пределах интрузии как под влиянием внешних тектонических сил, так и вследствие своего внутреннего фазового напряжения. Образующиеся при этом позднемагматические месторождения характеризуются следующими чертами:

1) вытянутой, жилообразной или плитообразной формой рудных тел;

1. резким, как правило, контактом между рудой и вмещающей породой;
2. сидеронитовой структурой руд (рудный минерал располагается в промежутках между нерудными и цементирует последние).

Позднемагматические месторождения генетически связаны с тремя формациями глубинных магматических пород. С перидотитовой формацией ассоциированы месторождения хромитов и платиноидов, с габбро–пироксенит–дунитовой – титаномагнетитов, с формацией щелочных пород – месторождения апатито–магнетитов, апатито–нефелининов и редких земель.

Примером позднемагматических месторождений могут служить титаномагнетитовые Кусинское и другие на Урале, хромитовые Сарановское, Кемпирсайское, Хибинское апатит–нефелиновоеКольского полуострова и др.

*Месторождения титаномагнетитов*. Среди них выделяются две группы: 1) месторождения в анортозитах и габбро– анортозитах с ильменитовыми, магнетит–ильменитовыми, гематит–ильменитовыми, реже рутил–ильменитовыми рудами; 2) месторождения в габбро и габбро–норитах с ильменит–магнетитовыми рудами. Минеральный состав титаномагнетитовых руд определяется вхождением в них трех главных минералов: рутила, ильменита и титаномагнетита, представляющих собой тонкое срастание ильменита и магнетита. Второстепенное значение имеют группы рутила (анатаз, брукит и др.), группы ильменита (гейкилит, пирофанит, браннерит и др.), магнетит, апатит, сульфиды и др. Рудные тела этих месторождений представлены жилами, линзами, гнездами и вкрапленниками. Однако промышленные зоны руд связаны в основном с жилами.

В Беларуси выявлено *Новоселковское месторождение* ильменит–магнетитовых руд. Оно контролируется интрузией габброидов, испытавшей метаморфизм в условиях амфиболитовой толщи. Возраст интрузии раннепротерозойский (около 2 млрд лет). Руды образуют единую зону в лежачем боку интрузии, которая прослеживается в северо–восточном направлении на 1200 м и на глубину 720 м. Падение рудной зоны юго–восточное, крутопадающее. Разломами типа сбросов территория разбита на три блока с амплитудой смещения около 100 м. Границы рудных тел с вмещающими амфиболитами и мегагабброидами постепенные, нечеткие и определяются только по данным опробования. Главными рудными минералами являются магнетит (до 60 %)и ильменит (до 30 %), второстепенными – пирит, пирротин (до 1–5 %), редко встречающимися – халькопирит, марказит, галенит, сфалерит, титаномагнетит. Из породообразующих минералов в рудах широко развиты амфиболы, плагиоклаз, пироксены, встречаются биотит, гранат, шпинель, скаполит и др.

***Ликвационные месторождения*.**

Ликвационные месторождения ассоциируются с расслоенными интрузиями и включают месторождения: медно-никелевые сульфидные; хромитовые, титаномагнетитовые и платиноидные; редких, редкоземельных и рассеянных элементов.

**Медно-никелевые сульфидные месторождения** связаны с двумя основными геотектоническими обстановками: областями тектономагматической активизации и зеленокаменными поясами докембрия. Основными рудными минералами являются: пирротин, пентландит и халькопирит. Месторождения развиты в областях тектономагматической активизации и встречаются в трех тектонических позициях: 1) в зонах глубинных докембрийских расколов (тип Садбери); 2) в континентальных докембрийских рифтовых зонах (Дулутский тип); 3) в мезозойских континентальных рифтовых зонах (Норильско-Талнахский тип). Два последних типа – Дулутский и Норильско-Талнахский – связаны с габбро-долери- товыми интрузиями, ассоциирующимися с платформенными пла- тобазальтами.

*Тип Садбери* представлен единственным в мире огромным уникальным рудным объектом. О происхождении этого гиганта имеется две гипотезы. Согласно одной, месторождение приурочено к докембрийской кальдере, расположенной на глубинном расколе, по другой – рудоносная магма внедрилась также в древний раскол, но образованный экзотическим способом – упавшим огромным метеоритом. В любом случае на Канадском щите среди метаморфизованных вулканогенно-осадочных пород гуронской серии на площади 60x20 км располагается лополитообраз- ный никеленосный габбро-норитовый плутон. Он отличается от других рудоносных массивов отсутствием циклических образований, минеральной расслоенности и повышенным содержанием кварца. Богатые руды представлены тремя текстурно-структурны- ми типами: сплошным, вкрапленным и прожилковым. На южном фланге плутона в лежачем боку выделяются залежи, представленные в нижней части сплошными рудами, в верхней – вкрапленными, а на северном в подстилающих нориты брекчиях имеются прожилково-вкрапленные тела. За пределами плутона в дайках норитов и габбро установлена промышленная вкрапленная минерализация.

*Дулутский тип* характерен для интрузивных комплексов, ассоциирующих с протерозойскими платобазальтами и приуроченными ко внутриконтинентальным рифтовым структурам. На типичном Дулутском месторождении комплексные интрузивы залегают в платобазальтах озера Верхнего (Канада). Оруденение наиболее тесно связано с норитами, в меньшей степени с троктолитами и редко с дунитами и перидотитами. Судя по изотопным данным, серы сульфидов более 75 % ее количества было получено путем контаминации осадочных пород. Предполагают, что магма, обогащенная оливином и сульфидами, образовала сульфидоносную зону в дунитах. В результате последовавшей дифференциации возникли циклические триады: перидотит-троктолит-анортозит. Сульфидные залежи накапливались в основании перидотитовых членов.

*Норильско-Талнахский тип* связан с мезозойскими траппами. Уникальный Норильско-Талнахский рудно-магматический центр расположен на северо-западе Сибирской платформы и тесно связан с минерализованными триасовыми гипабиссальными силла- ми. Интрузии контролировались крупным разломом, имеют зональное строение и в основании сложены пикритами и пикритовыми долеритами, а в кровле – фельзитовыми разностями. В лежачем боку силлов выделяются горизонты сплошных руд, с которыми ассоциирует наиболее богатая медно-никель-платиновая минерализация. В кровле интрузивов развиты вкрапленные руды, а в подошве во вмещающих породах – прожил ко во-вкрап- ленные. Согласно существующей генетической модели базальтовые магмы, пересекая осадочный чехол, ассимилировали серу и оксид кальция из эвапоритов. Сера из сульфатной восстанавливалась до сульфидной. Сульфиды в форме капелек собирали рассеянные в расплаве никель, медь и элементы платиновой группы. Этому процессу способствовал содержащийся в расплаве углерод, захваченный магмой из карбоновых угленосных горизонтов.

В докембрийских зеленокаменных поясах развито два рудномагматических типа месторождений: толеитовый и коматиитовый.

*Толеитовый тип* локализуется в раннепротерозойских вулканогенно-осадочных мобильных прогибах. К наиболее известным месторождениям этого типа относятся Печенга на Кольском полуострове и Линк-Лейк в Канаде. Печенгский рудный район приурочен к мощной протерозойской многофазовой вулканогенной серии. После проявления заключительной фазы основного вулканизма протекали процессы складкообразования и происходило внедрение базитов и гипербазитов в осадочные горизонты, разделяющие третью и четвертую вулканические толщи. Возникшие силлы имеют три слоя: базальный перидотит–пироксенит–габбро. Сульфидные залежи связаны с перидотитами и серпентинитами и развиты преимущественно в синклинальных прогибах.

*Коматиитовый тип* связан с архейскими зеленокаменными поясами. По глубинам формирования и фациальному составу рудовмещающих магматических пород выделяют три группы месторождений: вулканогенные, субвулканические и плутоногенные.

Наиболее известным примером вулканогенной группы служат месторождения района Камбалда в Западной Австралии. Здесь рудовмещающий разрез слагают породы двух циклов вулканизма, каждый из которых сложен вулканитами, последовательно меняющими состав от основного до кислого. Венчает цикл пачка осадочных пород и горизонт железистых кварцитов. Рудные тела располагаются в пределах нижней коматиитовой части нижнего цикла, фациально переходящей в базальты. Для вулканогенных месторождений характерны невысокие общие запасы руд (около 5 млн. т), но повышенные концентрации никеля (1,5–3,5 %).

Анализ рудной минерализации ликвационных медно-никелевых месторождений показал, что оруденение в основных породах более обогащено медью, а в ультраосновных – никелем. В вертикальном разрезе рудных залежей наблюдается увеличение к подошве содержания Си, Pt, Pd, Аи и понижение Со, 1г и Os.

Существует пять гипотез генезиса данных месторождений:

1) ликвационное расслоение магмы на глубине и затем послойные инъекции; 2) ликвация или кристаллизационная дифференциация магмы на глубине и последующее одноактное внедрение таких гетерогенных расплавов; 3) ликвация или дифференциация магмы на месте становления массивов; 4) постмагматическое метасоматическое происхождение полосчатых рудоносных массивов, 5) магматическое замещение слоистых эффузивно-осадочных толщ.

**Хромитовые, титаномагнетитовые и платиноидные месторождения** развиты в расслоенных массивах, относящихся к тектоно- плутоническому типу областей протоактивизации докембрия. К наиболее известным рудоносным массивам относятся: Бушвельд и Великая Дайка Зимбабве в Южной Африке, Чинейский в Забайкалье, Стиллуотер в США и др.

*Бушвельдский комплекс* сформировался в раннем протерозое в пять стадий: андезитового вулканизма; фельзитового вулканизма; ультраосновного магматизма и образование расслоенной серии (норитовый комплекс); внедрение гранитной магмы; образование щелочных даек.

*Норитовый комплекс* представляет собой гигантский лополит мощностью более 7 км, в котором снизу-вверх выделяются следующие слои: нориты (350 м); переслаивание норитов с перидотитами (1500 м); рудоносная, так называемая критическая, зона норитов с прослоями дунитов и пироксенитов (100 м); габбро- нориты (3500 м); габбро-диориты (2000 м). В критической зоне выделяются три рудных горизонта: дунитовый с хромшпинелидами и платиноидами; анортозитовый с титаномагнетитами и норитовый с платиноносными сульфидами. В его пределах расположен риф Меренского – горизонт диаллаговых норитов, содержащих линзы хромитов и скопления сульфидов, обогащенных платиной и палладием.

*Великая Дайка* рассекает весь архейский кратон Зимбабве (длина 550 км и ширина 4–12 км) и представляет собой единое интрузивное тело в зоне глубинного раскола. Весь комплекс возник в течение 50 тыс. лет. Верхняя часть дайки до глубины 2–4 км имеет горизонтальное, а ниже вертикальное плитообразное залегание. В верхней части отмечается расслоение пород (сверху вниз): габбро; тонкий мощностью 0,3 м горизонт переслаивающихся дунитов, пироксенитов и перидотитов, обогащенный медно-никелевыми сульфидами с платиной; пачка слоистых ультраосновных пород с горизонтами хромитовых руд. Ниже следует безрудная не- расслоенная вертикальная часть интрузива, сложенная ультраосновными породами.

**2.2** **Пегматитовые месторождения**

1. Физико–химические условия образования пегматитов

2. Генезис пегматитов

3. Классификация пегматитовых месторождений

**1. Физико–химические условия образования пегматитов**

Пегматиты и связанные с ними месторождения относятся к продуктам поздних стадий раскристаллизации силикатных расплавов, насыщенных флюидными компонентами. Для них характерно крупнокристаллическое строение, присутствие скоплений, совершенных по форме и крупных по размерам кристаллов породообразующих, а также акцессорных минералов.

Известны два генетических типа пегматитов – магматогенные и метаморфогенные.

*Магматогенные пегматиты*. Представляют собой позднемагматические образования имеющие тождественный родоначальной интрузии состав. Они обычно генетически и пространственно связаны с интрузиями следующих групп изверженных пород: 1) гранитами и гранодиоритами; 2) сиенитами и нефелиновыми сиенитами; 3) габбро и норитами; 4) ультраосновными–щелочными комплексами.

Наиболее широко распространены в земной коре гранитные пегматиты, имеющие и наибольшую промышленную ценность. Значительно уступают им по распространению и значению пегматиты щелочных пород – сиенитов и нефелиновых сиенитов. Пегматиты основных и ультраосновных пород практического значения почти не имеют.

Пегматитовые тела залегают среди материнских интрузий и во вмещающих породах. В первом случае они располагаются ближе к периферии интрузивных тел (гранитов, гранодиоритов); во втором – находятся среди пород кровли (осадочных или метаморфических), чаще вблизи контакта с интрузией или на небольшом удалении от нее.

Соотношения пегматитовых тел с боковыми породами различны и зависят, по А.Е. Ферсману, от условий остывания и геологической обстановки. В зависимости от условий остывания контакты могут быть как постепенными (медленное остывание пегматитового тела во вмещающей породе), так и довольно резкими (быстрое остывание).

Если пегматитовое тело залегает среди гранитного массива материнской магмы, то переходы гранита в пегматит постепенные, и границу пегматитового тела трудно установить. Если же пегматитовое тело залегает среди пород кровли интрузива, то контакты пегматитовых жил резкие и минеральный состав их зависит от состава боковых пород: в кислых гранитоидных породах в зальбандах образуется аплит, в основных и ультраосновных – биотитовая оторочка.

*Гранитные пегматиты*. Они связаны с интрузиями гранитоидов и сложены, главным образом ортоклазом, микроклином, кварцем, альбитом, олигоклазом и биотитом. В их составе также присутствуют: мусковит, турмалин, гранаты, берилл, топаз, лепидолит, сподумен, флюорит, апатит, минералы редких, радиоактивных элементов и редких земель.

А. Е. Ферсман подразделил гранитные пегматиты на два класса:

1. пегматиты чистой линии;
2. пегматиты линии скрещения.

*Пегматиты чистой линии* – это продукты кристаллизации магматического остатка без привноса и выноса веществ, образующихся при застывании кислого пегматитового расплава среди гранитоидной породы. В такой замкнутой физико–химической системе выделение минералов происходит в процессе постепенного его охлаждения вследствие понижения температуры.

*Пегматиты линии скрещения* образуются в том случае, когда кислый пегматитовый остаток внедряется в инородные породы. При этом между кислым веществом пегматита и основаниями вмещающей породы происходит активная реакция, вследствие чего неизбежны некоторый привнос и вынос вещества.

*Пегматиты* чистой линии (простые пегматиты) по минеральному составу соответствуют исходным породам и обладают письменной или гранитной структурой и не несут видимых следов перекристаллизации метасоматической переработки.

*Сложные (дифференцированные) пегматиты* характеризуются зональным строением.

Для пегматитов характерно образование крупных кристаллов (нередко гигантских размеров), особенно в центральной части пегматитовых тел. Например, масса кристаллов микроклина в пегматитовых жилах Норвегии достигает 100 т, а на Урале описана каменоломня, расположенная в одном кристалле амазонита. Размеры пластин мусковита достигают 3–5 м2, а биотита – 7 м2. Кристаллы берилла имеют иногда массу до 18 т и достигают в длину 5,5 м (штат Мэн в США).

*Десилицированные пегматиты* формируются при воздействии гранитного расплава на ультраосновные и карбонатные породы. В результате образуются плагиоклазы. При перенасыщении расплава глиноземом возникают корундовые плагиоклазиты.

*Щелочные пегматиты* образуются в щелочных магматических комплексах и характеризуются специфическим минеральным составом: микроклин, ортоклаз, нефелин, содалит, эгирин, натролин и содержат в качестве примесей апатит, анальцим, циркон, редкие земли.

*Пегматиты ультраосновных магм* имеют следующий состав: бронзит, анортит–битовнит, лабрадор–андезин, амфибол, биотит.

*Метаморфогенные пегматиты*. Образование их происходит в регрессивные стадии высоких фаций регионального метаморфизма. Эти пегматиты не связаны с магматическими комплексами и развиты в пределах гранито–гнейсовых блоков древних кратонов и контролировались разрывными структурами зон протоактивизации. В их составе присутствуют типоморфные метаморфические минералы – силлиманит, дистен, андалузит и др.

**2 Генезис пегматитов**

Генезис пегматитов является очень сложным и в настоящее время дискуссионным вопросом. Даже место пегматитов в генетической классификации нельзя считать твердо установленным: одни исследователи выделяют их в самостоятельную категорию пегматитовых месторождений, другие – относят к магматическим, а третьи – к постмагматическим образованиям. Многочисленные гипотезы образования пегматитов можно свести к трем группам:

а) выделение пегматитов из остаточного расплава магмы;

б) образование их метасоматическим путем;

в) образование путем перекристаллизации пород и их последующего метасоматоза.

*Гипотеза остаточных расплавов.* Эта гипотеза, предложенная В. Бреггером в 1890 г., наиболее детально была разработана А.Е. Ферсманом (1932 г.) По представлениям А. Е. Ферсмана, пегматит является определенным геологическим и геохимическим телом, образование которого связано с остаточным расплавом магмы, характеризующимся высоким содержанием летучих компонентов. Пегматиты образуются на больших глубинах (несколько километров) при очень высоком внешнем давлении (сотни или тысячи кгс/см2) и температуре от 700 до 400 °С.

Роль летучих компонентов в пегматитах сводится к следующему. Они понижают температуру кристаллизации расплава и обусловливают меньшую вязкость магмы, что способствует ее дифференциации и образованию более крупных и совершенных по форме кристаллов. Например, при содержании   
1 % Н2О температура плавления расплава понижается на 30–50 °С, а при содержании 10–12 % Н2О – на 300–400 °С. Кроме того, летучие компоненты вызывают известное внутреннее напряжение магматического расплава, что способствует большой подвижности его среди окружающих пород. Когда расплав, отделившись от магматического очага, внедряется в открытую полость или тектонически нарушенную зону, начинается его кристаллизация. Так как расплав в этом случае не имеет связи с магматическим очагом, то система в физико–химическом отношении будет замкнутой, или закрытой.

Кристаллизацию расплава А.Е. Ферсман рассматривает в соответствии с эволюционной теоретической схемой Фогта–Ниггли, которая допускает неограниченную растворимость в магме летучих соединений.

В физико–химической диаграмме кристаллизации гранитных пегматитов, принятой А.Е. Ферсманом, выделяются пять условных этапов: магматический (900–800 ºС), эпимагматический (800–700 ºС), пневматолитовый (700–400 ºС), гидротермальный (400–500 ºС) и гипергенный (50 º). Этапы в свою очередь разделяются на одиннадцать фаз и стадий. Недостатки гипотезы: недоучет ограниченной растворимости в расплаве воды; проблема пространства (необходимы большие открытые пространства); не объяснена смена калиевых полевых шпатов натровыми за счет метасоматоза.

*Гипотеза метасоматоза.* Эта гипотеза впервые была предложена американскими учеными Ф. Хессом, В. Шаллером и К. Ландесом. Сущность гипотезы заключается в следующем. Вначале путем раскристаллизации пегматитового расплава возникали крупнокристаллические кварц–полевошпатовые породы, а затем под влиянием постмагматических растворов метасоматическим путем образовывались письменные граниты, слюды и редкие минералы. Метасоматические явления сопровождались привносом в жилы и выносом из них большого количества минеральных веществ, т. е. этот процесс протекал по принципу открытой системы.

Недостатком этой гипотезы является противоречие физико–химическим законам кристаллизации расплавов, установленным на основе экспериментальных данных.

Близкие взгляды на образование пегматитов высказал Д. С. Коржинский, изучавший пегматиты Мамского слюдоносного района. По его представлениям, путем прямой кристаллизации из пегматитового расплава образовались гранитоподобные породы, письменные граниты и крупнокристаллический биотит в граните. Пегматоидные образования и гнезда сливного кварца возникли в результате перекристаллизации письменных гранитов, мусковит – вследствие гидролиза полевых шпатов. Апатит, турмалин и берилл сформировались в пегматитах путем метасоматического замещения полевых шпатов. Д. С. Коржинскии первым из исследователей указал на возможность перекристаллизации гранитоподобных пород и образование крупных блоков кварца и других минералов. Метасоматические процессы, определяющие заключительную стадию пегматитообразования, по данным Д. С. Коржинского, протекали по принципу открытой системы.

*Гипотеза перекристаллизации магматических пород и их последующего метасоматоза* А. Н. Заварицкий рассматривал пегматиты как промежуточные образования между изверженными горными породами и рудными жилами и относил их к постмагматическим месторождениям.

*Метаморфогенная гипотеза.* Разработана В. Н. Мораховским. Она касается многочисленных пегматитовых провинций и полей, развитых в кристаллическом фундаменте древних платформ и для которых отсутствует пространственно–генетическая связь с интрузивными комплексами. Образование этих пегматитов тесно ассоциирует с возникновением и развитием очаговых структур и протекает на фоне падения температур и давлений. Этот процесс разделяется на шесть стадий.

**3. Классификация пегматитовых месторождений**

В. И. Старостин и П. А. Игнатов (2004 г.), используя промышленно–генетический принцип выделили четыре класса месторождений:   
1) керамический, 2) мусковитовый, 3) редкометальный и 4) цветных камней.

*Керамические месторождения.* К этому классу относятся различные по генезису пегматитовые тела, сложенные почти исключительно калинатровыми полевыми шпатами и кварцем. Важнейшее минеральное сырье этих месторождений – полевые шпаты и кварц, которые используются, главным образом, в керамической промышленности.

*Мусковитовые месторождения*. Обычно встречаются в перекристаллизованных магматогенных и метаморфогенных пегматитах. Наиболее крупные мусковитовые месторождения пегматитов располагаются в Забайкалье, Карелии, а также в Индии и Бразилии.

*Редкометальные месторождения*. С ними связаны промышленные концентрации бериллия, лития, ниобия, тантала, редких земель (TR), олова, вольфрама, урана и др. Эти месторождения приурочены к породам кристаллического фундамента древних платформ и известны в России, Канаде, Австралии, Бразилии и других странах.

*Месторождения цветных камней*. Пространственно и генетически они связаны с магматогенными метасоматически замещенными пегматитами. На месторождения этого класса приходятся значительные запасы горного хрусталя, топаза, оптического флюорита, гранатов, изумрудов, аметиста и других драгоценных камней.

**2.3 Карбонатитовые месторождения**

1. Физико–химические условия образования карбонатитов

2. Морфология, гипотезы образования карбонатитов и формации карбонатитовых месторождений

**1. Физико–химические условия образования карбонатитов**

***Карбонатитами*** называются эндогенные скопления карбонатов, пространственно и генетически связанных с формациями ультраосновных и основных щелочных пород, и нефелиновых сиенитов. Термин «карбонатиты» впервые был предложен норвежским геологом В Брёггером, изучавшим в   
1921 г. месторождение Фён в Норвегии. Карбонатиты образуют самостоятельную группу месторождений, которая приобрела промышленное значение намного позже других групп. Это связано с тем, что они сравнительно редко встречаются. В настоящее время в мире известно боле 400 массивов интрузивных пород, с которыми ассоциируются карбонатитовые месторождения. Среди них крупнейшими являются Араша (Бразилия), Томор, Гулинское (Сибирь), Ковдор (Кольский полуостров), Сокли (Финляндия), Палабора (Южная Африка) и др. В последние годы появилась информация о наличии ассоциаций щелочных лампроитов и карбонатитов в Беларуси в пределах Жлобинского поля трубок взрыва.

Формирование массивов протекало главным образом на древних платформах в интервале времени от позднего докембрия до четвертичного периода включительно. В пределах сложных комплексных полифазных интрузий выделяют карбонатитовый комплекс, представляющий собой пространственно–генетическую совокупность карбонатитов – пород, в составе которых выделяются три группы:

1) карбонатсодержащие породы: силикатные (с оливином, мелилитом), алюмосиликатные (с нефелином, калишпатом, альбитом, биотитом, канкринитом, хлоритом), фосфатные (с апатитом), оксидные (с магнетитом, гематитом) и сульфидоносные (с пирротином, халькопиритом, пиритом и другими сульфидами), для них характерно среднее содержание СО2 4 %;

2) карбонат–силикатные, карбонат–апатитовые и карбонат магнетитовые, в них содержится в среднем 15 % СО2;

3) карбонатиты – породы со средним содержанием СО2 35 %, что соответствует концентрациям карбонатов 50 % и более.

По данным геологических и экспериментальных исследований, минералообразующая среда представляла собой сложную низковязкую высоконцентрированную водную систему (200–600 г/л). Это эндогенный рассол, близкий к расплаву, тяжелому флюиду. Его главными копмонентами являются: катионы – калий, натрий, кальций, анионы – хлориды, фосфаты, карбонаты. Кроме того, постоянно присутствуют углеводороды.

Обогащение этого флюида силикатными минералами происходило при его взаимодействии с ранними ультраосновными и щелочными породами. Процесс протекал постадийно и эволюционировал по мере падения температуры. Сначала в карбонатоидах формировались рудные фации: перовскит–флогопитовая, затем гатчеттолит–пирохлор–флогопитовая и пирохлоровая. В заключительную 4–ю стадию образовывались месторождения колумбит–бастнезитовой фации преимуществено в карбонатитах. Во времени состав рудных фаций по мере перехода от ранниих высокотемпературных к поздним низкотемпературным менялся; происходило уменьшение объёма карбонатоидов и возрастание карбонатитов. При этом по мере перехода от первой к четвёртой фации флюид обогащался магнием и железом, а в посткарбонатитовый этап – вновь кальцием.

***Геологические условия образования карбонатитов.*** Впервые обнаруженные скопления карбонатного материала среди ультраосновных щелочных пород были столь необычными, что их рассматривали как ксенолиты, т. е. чужеродные тела осадочных карбонатных пород, вынесенные из глубин интрузиями. При этом одни геологи (Р. Дэли, С. Шенд) полагали, что имеют дело с ксенолитами известняков подстилающих пород, другие   
(А. Мак Грегор) – с ксенолитами известняков, погрузившихся в магму из покрывающих пород. Однако по мере изучения карбонатитов от этих взглядов отказались, так как реальные факты противоречили этим представлениям.

1. В толщах вмещающих пород в большинстве районов распространения карбонатитов отсутствуют осадочные карбонатные породы.

2. Необычная, цилиндрическая или дайкообразная форма залегания карбонатитов.

3. Признаки метасоматического замещения карбонатитами вмещающих вулканогенных пород.

4. Наличие в карбонатитах специфических минералов (перовскит, пирохлор, гатчеттолит, эгирин и др.), отсутствующих в осадочных карбонатах.

5. Обогащенность карбонатитов редкими элементами, обусловившими в них аномальные содержания, например, Sr в 5 раз, La в 500 раз, Nb в 6000 раз выше, чем в осадочных известняках.

6. Повышенные значения отношения изотопов C13:C12 и Mg26:Mg24 по сравнениюс осадочными карбонатными породами, что свидетельствует об их ювенильном источнике.

Формирование карбонатитов протекало главным образом на древних платформах в интервале времени от позднего докембрия до четвертичного периода включительно. В пределах сложных комплексных полифазных интрузий выделяют карбонатитовый комплекс, представляющий собой пространственно–генетическую совокупность карбонатитов – пород, в составе которых выделяются три группы: 1) карбонатсодержащие породы: силикатные (с оливином, мелилитом), алюмосиликатные (с нефелином, калишпатом, альбитом, биотитом, хлоритом), фосфатные (с апатитом), оксидные (с магнетитом, гематитом) и сульфидоносные (с пирротином, халькопиритом, пиритом и другими сульфидами), для них характерно среднее содержание СО2 около 4 %; 2) карбонат–силикатные, карбонат–апатитовые и карбонат–магнетитовые, в них содержится в среднем 15 % СО2;   
3) карбонатиты – породы со средним содержанием СО2 35 %, что соответствует концентрациям карбонатов 50 % и более.

Рудоносные массивы обычно формируются в течение 10–100 млн лет в два этапа: раннемагматический и позднемагматический. Первый этап разделяется на четыре стадии: 1) гипербазитовую (дуниты, перидотиты),   
2) щелочную гипербазитовую (щелочные пироксениты, биотитовые перидотиты); 3) ийолит–мельтейгитовую; 4) нефелиновых сиенитов. Позднемагматический, или собственно карбонатитовый, этап также разделяется на четыре стадии: 1) кальцитовую, 2) магнезиокальцитовую,   
3) доломит–кальцитовую; 4) доломит–анкеритовую. Установлена четкая последовательность минералообразования – кальцит–доломит–анкерит.

В объяснении происхождения карбонатитовых месторождений в настоящее время конкурируют две гипотезы – *магматическая и гидротермальная*. Формирование данных образований связано с эволюцией щелочного ультраосновного магматизма: начиналось с магматических процессов, а завершалось метасоматическими гидротермальными преобразованиями.

В настоящее время разработана общая генетическая модель карбонатитового рудообразования, согласно которой перенос углерода из мантийных источников осуществляется восстановительными флюидами, состоящими из CH4, СО, Н2, и других газов.

По данным геологических и экспериментальных исследований, минералообразующая среда представляла собой сложную низковязкую высоконцентрированную водную систему (200 – 600 г/л). Это эндогенный рассол, близкий к расплаву, тяжелому флюиду. Его главными копмонентами являются: катионы – калий, натрий, кальций, анионы – хлориды, фосфаты, карбонаты. Кроме того, постоянно присутствуют углеводороды.

Обогащение этого флюида силикатными минералами происходило при его взаимодействии с ранними ультраосновными и щелочными породами. Процесс протекал постадийно и эволюционировал по мере падения температуры. Сначала в карбонатоидах формировались рудные фации: перовскит–флогопитовая, затем гатчеттолит–пирохлор–флогопитовая и пирохлоровая. На заключительной стадии образовывались месторождения колумбит–бастнезитовой фации преимущественно в карбонатитах. Во времени состав рудных фаций по мере перехода от ранних высокотемпературных к поздним низкотемпературным менялся; происходило уменьшение объема карбонатоидов и обогащение их магнием, железом, а в посткарбонатитовый этап – вновь кальцием.

С карбонатитами связаны крупные ресурсы тантала, ниобия н редких земель, значительные запасы железных руд титана, флюорита, флогопита, апатита, вермикулита, стронция, меди и в меньшей степени свинца и цинка. Месторождения ниобия содержат иногда до нескольких млн т Nb2O5 со средними концентрациями этого окисла 0,1–1,0 % которое повышается в коре выветривания до 4,5 %. Запасы тантала составляют обычно несколько тыс. т при содержании Та205 – 0,01–0,3 %. Особенно велика роль бастнезит–паризит–монацитовых карбонатитов, аккумулирующих львиную долю мировых запасов редкоземельных элементов.

Крупнейшим месторождением этих элементов является Маунтин Пасс (США), где концентрация TR2O5 составляет от десятых до единиц процента, достигай в коре выветривания 20 %. Важную роль играют апатит–магнетитовые с форстеритом и флогопитом месторождения, известные на всех древних платформах.

В России этот тип представлен Ковдорским месторождением, где имеется несколько сотен млн т железной руды при содержании железа   
20–70 %, значительные запасы апатита с концентрацией Р2О5 – 10 – 15 %, а в коре выветривания до 25 %, и промышленные запасы флогопит. Крупнейшим месторождением редких металлов с исключительно богатыми рудами является карбонатитовый массив Томтор, недавно разведанный в Якутии

Типичными чертами карбонатитовых месторождений являются:

1. малая распространенность в земной коре, из порядка 400 карбонатитовых массивов в мире около 40 включают месторождения.
2. расположение в фундаменте древних платформ и в срединных массивах и приуроченность к осевым
3. карбонатнты вместе с интрузивными ультраосновными и щелочными массивами слагают сложные комплексы, они образуют структуры центрального типа, в которых карбонатиты залегают концентрически, диконцентрнчески, центробежно или центростремительно;
4. для карбонатитов характерны повышенные содержания летучих соединений (фтора, хлора, СО2, ОН) и сидеро– и литофильных элементов (Fe, Cu, Nb, Та, TR, Zr, Sr,Th, Mo);
5. вертикальная зональность рудоносности карбонатитов представляет собой снизу вверх: Fe>P>Nb *=>* Nb>P>Fe => Sr+Ba+Zr => TR + U+Th + Cu + Mo.
6. имеют место фации карбонатитов: лавовая, некковая, интрузивные и дайковая–жильная;
7. изотопный состав углерода карбонатов и серы сульфидов указывает на мантийное происхождение карбонатитов.

Типичными рудными формациями карбонатитовых месторождений являются: апатит–форстерит–магнетитовая (Ковдор в России, Люлекоп в ЮАР), флогопитовая (Гулинский и Ковдорский в России), пирохлоровая (Араша в Бразилии, Ковдор вРоссии), колумбит–бастнезит–паризитовая (Томтор в России), флюорит–баритоцелестин–бастнезитовая (Маунтин–Пасс в США).

**2. Морфология, гипотезы образования карбонатитов и формации карбонатитовых месторождений**

Структурные условия нахождения месторождений карбонатитов весьма своеобразны. Они связаны исключительно: 1) с платформенным этапом геологического развития крупных участков земной коры; 2) ассоциированы только с комплексами ультраосновных – щелочных пород платформенных интрузивов центрального типа.

По данным Ю. М. Шеймана и А. И. Гинзбурга (1968) выделяются следующие структурные обстановки локализации карбонатитовых месторождений: 1) краевые части платформ, в которых развиты ультраосновные щелочные карбонатитовые комплексы (УЩКК); 2) зоны сочленения платформ со складчатыми областями. УЩКК приурочены к разломам и располагаются как в активизированной части платформы, так и в зонах консолидированной складчатости; 3) зоны сквозьструктурных разломов, рассекающих как платформы, так иногда и прилегающие складчатые области; 4) срединные массивы, в разломах которых формируются УЩКК. Таким образом, вне связи с глубинными разломами древних платформ и консолидированных участков складчатых областей карбонатиты не встречаются.

Наиболее распространенными формами карбонатитовых тел являются системы конических даек и жил, падающих как к центру массива, так и от него; радиальные дайки; линейные жильные зоны и крутопадающие линзовидные штокверки.

В длительном процессе образования ультраосновных – щелочных пород магматических комплексов обычно последующие сери пород смещаются к центру концентрически зональной структуры, в связи с чем карбонатиты выполняют ее ядро (центростремительный тип)**.** Однако известны и более редкие случаи и обратного развития – от центральной части к периферии структуры, и тогда карбонатиты находятся в краевых зонах концентрически–зонального комплекса (центробежный тип).

С описываемыми интрузивными комплексами связаны ореолы экзо– и энодоконтактного метасоматоза. В экзоконтактах развивается фенитизация, представленная вторичными выделениями ортоклаза, альбита и эгирина, а в эндоконтактах – образование разнообразных минеральных ассоциаций: нефелин–пироксеновых, пироксен–флогопитовых и пироксен–амфиболовых.

Выделяются два типа карбонатитовых массивов: «открытые» и «закрытые». К первым относятся массивы, достигшие земной поверхности. В этом случае возникали вулканы, жерлы которых выполнены эффузивами, интрузивными породами и карбонатитами. «Открытые» массивы широко распространены в Африке, особенно в области развития рифтовых зон на востоке этого континента. Площадь их измеряется от одного до десятков квадратных километров. Для них характерна следующая вертикальная зональность: с глубиной уменьшается количество карбонатитов и щелочных пород и увеличивается количество гипербазитов, т. е. ультраосновных пород.

«Закрытые» массивы во время формирования не имели выхода на земную поверхность и представляли интрузивы. В массивах этого типа максимальное развитие карбонатитов наблюдается на более глубоких горизонтах, в отличие от «открытых» массивов.

***Гипотезы образования карбонатитов.*** В настоящее время конкурируют две гипотезы образования карбонатитов. Одна из них рассматривает карбонатиты как породу, образовавшуюся при раскристаллизации магматического расплава. По другой гипотезе карбонатиты формировались как типичные постмагматические гидротермальные месторождения при различном соотношении отложения вещества в пустотах вмещающих горных пород и при их замещении.

*Магматическая гипотеза*. Наблюдения над телами карбонатитов некоторых месторождений говорят о возможном образовании их при раскристаллизации из магматического расплава. Об этом свидетельствует наличие в карбонатитах типичных ксенолитов окружающих пород, в том числе обломков ультраосновных–щелочных и измененных фенитизированных пород. Магматическому происхождению соответствуют флюидная текстура некоторых карбонатитов и ориентировка длинных осей слагающих их карбонатов вдоль карбонатитовых даек. В пользу этого говорит независимость состава карбонатитов от состава пересекаемых ими пород. Известны случаи излияния карбонатных лав. Так из современных вулканов Олдонио и Налианго в Африке изливались щелочно–углекислые и кальциево–углекислые лавы, которые могут рассматриваться как прототипы карбонатной лавы. Важным доказательством магматического происхождения служит обнаружение в составе карбонатитов расплавленных включений с температурой гомогенизации 880–550°С, что позволило некоторым исследователям этих включений поставить вопрос о явлениях магматической ликвации с отделением карбонатного расплава при температуре 900±50°С.

*Гидротермальная гипотеза*. Весьма существенное возражение против магматического генезиса карбонатитов основано на наблюдениях за характером эволюции химического состава комплексов ультраосновных–щелочных пород, с которыми они связаны. На некоторых месторождениях отмечается постепенное сокращение количества магния и кальция, главных элементов карбонатитов, от ранних к поздним порциям магматических пород.

Гидротермальная природа карбонатитов некоторых месторождений подтверждается при их полевом и лабораторном исследовании. В пользу такого генезиса говорят следующие данные (А. Гинзбург, Е. Эпштейн):

1) постепенные переходы от карбонатитов к замещаемым ими породам;

2) наличие наряду с прямолинейно ограниченными сложных по очертаниям тел карбонатитов, часто развивающихся по тончайшим трещинкам;

3) реликты незамещенных силикатных пород, пронизанные сетью прожилков;

4) метасоматическая зональность в распределении минеральных ассоциаций, наблюдающаяся у контактов карбонатных и силикатных пород, например, переход карбонатита в карбонат–апатитовую породу, затем в флогопит–магнетит–апатитовую, далее в пироксеновую, вслед затем в нефелин–пироксеновую и, наконец, в мелилитовую породу (Л. Бородин);

5) зависимость состава темноцветных и акцессорных минералов карбонатитов от состава силикатных пород, рассматривающихся в качестве замещенных;

6) избирательный характер карбонатного метасоматоза, при котором гипербазиты и ийолит–мельтейгиты замещаются охотнее нефелиновых и щелочных сиенитов:

7) закономерная смена минеральных парагенезисов при многостадийном развитии карбонатного процесса в соответствии с изменением кислотности – щелочности растворов и химических потенциалов Ca, Mg, Fe, CO2.

***Рудные формации.*** С карбонатитовыми массивами связано шесть типоморфных рудных формаций: 1) перовскит–титаномагнетитовая (Гулинское месторождение), 2) апатит–форстерит–магнетитовая (Ковдор),   
3) редкометальных пирохлоритовых карбонатитов, 4) редкоземельных карбонатитов, 5) флюоритовых карбонатитов и 6) апатит–нефелиновых руд.

В вертикальном разрезе этих массивов выделяют 3 фации глубинности: 1) поверхностная, 2) гипабиссальная и 3) абиссальная.

*Поверхностная или вулканическая* (0,0–0,5 км) представлена древними и современными (Олданио и Наманго в Африке) вулканическими конусами. Изливались щелочно–углекислые и кальциево–углекислые лавы. Эта фация безрудная.

*Гипабиссальная фация* (0,5–6,0 км) выделяется в вулкано–плутонических коплексах. Широким развитием пользуются силикатные карбонатоиды (оливиниты и мелилитовые породы). Собственно карбонатиты слагают не более 10 % объема тел, имеющих сечение 3–4 км (массивы Сокли, Гулинский). Оруденение приурочено к карбонатитоидам и имеет большой вертикальный размах (4–6 км). Здесь установлены следующие типы месторождений: апатит–магнетитовые (Ессейское, Ковдор), редкоземельные (Маунтин–Пасс, США). С глубины 2 км развиты редкометальные, урановые и медные месторождения: гатчеттолитовые и пирохлоровые руды в карбонатоидах и карбонатитах (Араша, Бразилия; Сокли, Финляндия); кальцититовые и бадделеитовые в карбонатитах; халькопиритовые (Палабора, Южная Африка).

*Абиссальная (плутоническая) фация* (6–12 км). Широко развиты пироксениты и карбонатиты, с которыми ассоциирует редкометальное оруденение. С описываемыми интрузивными комплексами связаны ореолы экзо– и эндоконтактового метасоматоза. В экзоконтактах развивается фенитизация, представленная вторичными выделениями ортоклаза, альбита и эгирина, а в эндоконтактах – образование разнообразных минеральных ассоциаций: нефелин–пироксеновых, пироксен–флогопитовых и пироксен–амфиболовых.

В карбонатитах сосредоточены крупные ресурсы тантала, ниобия и редких земель, значительные запасы железных руд титана, флюорита, флогопита, апатита, вермикулита, стронция, меди и в меньшей степени свинца и цинка. Месторождения ниобия содержат иногда до нескольких миллионов тонн Nb2O5 со средними концентрациями этого оксида 0,1–1,0 %. Запасы тантала составляют обычно несколько тысяч тонн при содержании Та2О5 – 0,01–0,3 %. Особенно велика роль бастнезит–паризит–монацитовых карбонатитов, с которыми связана значительная часть мировых запасов редкоземельных элементов. Крупнейшим месторождением этих элементов является Маунтин Пасс (США).

**2.4 Скарновые месторождения**

1. Физико–химические и геологические условия образования скарнов.

2. Классификация скарновых месторождений по формациям.

**1. Физико–химические условия образования скарнов**

Эта группа месторождений относится к наиболее сложной и противоречивой. При внедрении магмы в земную кору вмещающие породы испытывают преобразования двоякого рода: 1) породы подвергаются перекристаллизации (известняки превращаются в мраморы, песчаники в кварциты, алевролиты – в роговики и др.). Такой процесс называется *контактовым метаморфизмом*; 2) проявляются процессы метасоматоза, приводящие к глубокому минеральному и химическому преобразованию вмещающих относительно холодных пород.

*Скарнами* обычно называют породы известково–силикатного состава, образовавшиеся метасоматическим путем чаще всего в приконтактовой области интрузивов среди карбонатных, реже силикатных пород. В тех случаях, когда в них сосредоточено ценное минеральное сырье, формируются скарновые месторождения полезных ископаемых. Такие месторождения чаще всего развиваются в контактах с интрузиями среднего состава, такими как гранодиориты, кварцевые диориты, монцониты. В контактах с кислыми интрузиями минеральные месторождения образуются редко.

Различают месторождения эндоскарновые и экзоскарновые. *Эндоскарновыми* называются месторождения, образовавшиеся вследствие метасоматического замещения пород периферической части интрузива. *Экзоскарновые месторождения* – это те, которые располагаются в породах, непосредственно примыкающих к интрузиву.

Отмечается большое разнообразие скарновых тел. По степени усложнения морфологии среди них выделяют: 1) пластообразные и пластовые; 2) линзовидные; 3) штоки; 4) трубы; 5) жильные и жилообразные; 6) гнезда;   
7) сложные ветвящиеся тела. Наиболее мощные скарновые зоны образуются там, где известняки около интрузивного массива пересечены сетью даек и апофиз.

***Типы скарнов*.** По составу исходных пород скарны разделяются на три типа: известковый, магнезиальный и силикатный. *Известковые скарны* наиболее распространены в природе и образуются по известнякам. В число главных скарнообразующих минералов известковых скарнов входят: гранат (ряда гроссуляр–андрадит) и пироксен (ряда диопсид–геденбергит). Существенное развитие нередко имеют везувиан, волластонит, скаполит, амфиболы, эпидот, магнетит, карбонаты (таблица 3).

*Магнезиальные скарны* образуются при замещении доломитов или доломитизированных известняков. Они встречаются реже известковых скарнов. Типоморфными минералами этих скарнов являются: диопсид, форстерит, шпинель, флогопит, гуммит, серпентин, паргасит, людвигит, доломит, кальцит (таблица 4). Особенностью минерального состава этих скарнов является развитие боратов, нередко образующих промышленные местоскопления.

*Силикатные скарны* формируются по породам силикатного состава. Месторождения этого типа известны на Урале, в Западной Сибири, Средней Азии, Северной Америке и других регионах Земли. Наиболее характерным минералом силикатных скарнов является скаполит. В остальном состав их мало отличается от известковых скарнов.

Таблица 3 – Характерные минералы известковых скарнов   
(по В. И. Смирнову)

|  |  |  |
| --- | --- | --- |
| Группа минерала | Главные | Второстепенные |
| Силикаты | Пироксены (главным образом диопсид–геденбергит), гранаты (главным образом андрадит–гроссуляр), волластонит, скаполит | Ортоклаз, плагиоклазы, циркон, титанит, турмалин, силлиманит, андалузит, кордиерит, бустамит, родонит, гельвинданилит, данбурит, лазурит, хризоберилл, фенакит, берилл |
| Гидросиликаты | Амфиболы, везувиан, эпидот, ильваит, хлориты | Аксинит, датолит, пренит, топаз, серпентин, антофиллит, ортит, цоизит, биотит, мусковит, флогопит, серицит, дафнит, норбергит, хондродит, цеолиты, тальк, хризотил–асбест, каолин |
| Оксиды | Магнетит, гематит, кварц | Шпинель, касситерит, халцедон, уранинит, франклинит, кошит, перовскит |
| Сульфиды | Пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, галенит, молибденит, арсенопирит | Марказит, борнит, ковеллин, халькозин, висмутин, блеклые руды, станнин, кобальтин, глаукодот, скуттерудит, леллингит, кубанит, линнеит, антимонит, герсдорфит, шмальтин, хлоантит, сперрилит, куперит, стибиопалладинит |
| Прочие | Кальцит, флюорит, барит, шеелит | Апатит, витерит, сидерит, анкерит, магнезит, графит, висмут, золото, серебро |
| Примечание: Разделение на группы нестрогое. К гидросиликатам отнесены минералы с гидроокислом и водой, к сульфидам отнесены также их аналоги. | | |

Таблица 4 – Характерные минералы магнезиальных скарнов   
(по В. И. Смирнову)

|  |  |  |
| --- | --- | --- |
| *Группа минералов* | *Главные* | *Второстепенные* |
| Силикаты | Пироксены (главным образом диопсид–геденбергит), гранаты (главным образом андрадит–гроссуляр), форстерит | Монтичеллит, ортоклаз, плагиоклазы, скаполит, турмалин, титанит |
| Гидросиликаты | Серпентин, амфиболы, флогопит, гуммит, хлоритоид | Паргассит, биотит, клиноцоизит, эпидот, хлориты, тальк, гидроталькит, гриналит |
| Бораты | Людвигит, котоит | Суанит, флюоборит, варвикит, сингалит, серендибит |
| Оксиды | Магнетит, гематит, шпинель, кварц | Периклаз, брусит |
| Сульфиды | Пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит | Марказит, борнит, блеклые руды |
| Прочие | Кальцит, магнезит, брейнерит | Барит, апатит, сидерит, анкерит |

***Зональность скарнов*.** Для превалирующего большинства скарновых залежей характерно зональное строение. Ф. Хесси и Э. Ларсен выделили в сложении известковых скарновых месторождений четыре зоны:

1) измененные граниты;

2) темноокрашенные скарны (тактиты);

3) светлоокрашенные скарны в основном диопсидового состава;

4) мраморы.

*Физико–химические условия* *образования.* Скарны образуются в результате комбинированного воздействия тепла интрузий и горячих минерализованных газово–жидких водных растворов.

Скарновые месторождения образуются в результате комбинированного воздействия тепла интрузий и горячих минерализованных газово–водных растворов. Почти все исследователи отмечают приуроченность скарнов к гипабиссальным интрузивам и отсутствие их связи с абиссальными изверженными породами. Например, по данным В. Линдгрена, интрузии и скарновые месторождения Нью–Мексико формировались на глубине 650–1000 м и лишь весьма редко до 2500 м.

По мнению российских геологов (С. Д. Коржинский, П. П. Пилипенко и др.) глубины скарнообразования оптимальны в интервале 200–500 м. Судить о возможном температурном режиме образования скарнов позволяют следующие данные: 1) синтез минералов в обстановке высокого потенциала кальция и присутствия легкорастворимых солей, наличие минералов–термометров: андрадит и гроссуляр – 950–225 °С; диопсид, тремолит и волластонит – 750–350 °С, геденбергит – 320 °С; 2) по сводным диаграммам (В.А. Жариков), построенным по экспериментальным материалам (расчет плавления силикатных пород реакции образования силикатов, температуры дегидратации водных силикатов и диссоциации карбонатов и т. д.).

При становлении любого интрузивного тела вмещающие породы испытывают термальный изохимический метаморфизм. По сланцам образуются контактовые роговики, по песчаникам – кварциты, по известнякам – мраморы. Зоны таких преобразований получают развитие вокруг интрузий при любых глубинах и давлении. Под влиянием флюидов, выделявшихся в процессе отвердевания интрузии в её эндо– и экзоконтактах происходили аллохимические и метасоматические процессы, образовывавшие скарны. Данные явления происходили на незначительных гипабиссальных глубинах, где внутреннее флюидное давление было в состоянии преодолеть внешнюю литостатическую нагрузку. Глубины скарнообразования оптимальны на интервале 0,2– 0,5 км.

Скарны могут быть связаны с любыми фазами интрузивного процесса, иногда со всеми. В областях их развития выделяют дайки: 1) доскарновые, представленные комагматичными (гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры, аплиты и т.п.) и некомагматичными (спессартиты, порфириты, диабазы) типами; 2) интраскарновые (сначала кислого, а затем основного состава);   
3) постскарновые (диабазы, лампрофиры).

Геологические структуры скарновых образований определяются поверхностью контакта интрузий, слоистостью вмещающих интрузии пород, складчатыми и разрывными нарушениями.

Скарны образуются в результате комбинированного воздействия тепла интрузий и горячих минерализованных газово-жидких водных растворов. При становлении любого интрузивного тела вмещающие породы испытывают термальный изохимический метаморфизм. По сланцам образуются контактовые роговики, по песчаникам – кварциты, по известнякам – мраморы. Зоны этих преобразований сплошным ореолом развиваются вокруг интрузий на любой глубине и при любом давлении. Под влиянием флюидов, выделявшихся из затвердевавшейся интрузии в ее эндо- и экзоконтактах протекали аллохимические метасоматические процессы, образовавшие скарны. Эти явления происходили на гипабиссальных глубинах, где внутреннее флюидное давление смогло преодолеть внешнюю литостатическую нагрузку. Оптимальный диапазон глубин скарнообразования составляет 0,5–2,5 км.

Скарны начали образовываться при температуре около 900 °С, а завершили этот процесс при среднетемпературном гидротермальном режиме (около 300 °С). Фациальная смена минеральных ассоциаций во времени и пространстве в связи со снижением температуры обусловлена возрастанием кислотности процесса, регулирующего химические потенциалы кальция, магния и железа (по В.А.Жарикову). Эти ассоциации характеризуются вытеснением кальция магнием, а затем магния железом. В результате возникает последовательный ряд: волластонит-диопсид-салит-геденбергит- андрадит.

Происхождение скарнов и скарновых месторождений наиболее детально рассматривается в двух гипотезах: инфильтрационно-диффузионной, разработанной Д. С. Коржинским, и стадийной, предложенной П.П. Пилипенко.

*Инфильтрационно–диффузионная* гипотеза базируется на концепции биметасоматоза, объясняющей природу многих процессов, протекающих на разогретом контакте интрузивных силикатных пород и известняков. Здесь возникает неравновесная химическая система начинается встречно–диффузионный отток элементов областей их повышенных концентраций. При разной подвижности элементов в направлении к контакту разных сред (фронту диффузии) будет происходить понижение их концентрации в растворе с различной скоростью, обусловливая зональность минеральных парагенезисов. Относительная подвижность компонентов зависит от температуры процесса.

Классическим примером исследования биметасоматических преобразований может служить анализ трехкомпонентной диаграммы СаО: SiO2 :А12O3 проведенный Д. Скоржинским. Исходная порода – кварцевый диорит. В процессе метасоматоза щелочи, кислород, магний и железо вполне подвижны. При этом магнетит растворяется, роговая обманка и биотит замещаются диопсидом, ортоклаз олигоклазом. По мере поступления в результате диффузии кальция кварц исчезает и образуется диопсид–плагиоклазовая околоскарновая порода. Дальнейший привнос кальция приводит к образованию диопсид–гранатовой и затем мономинеральной гранатовой породы. Массированное поступление магния, железа и кремнезема уже в известняках способствует появлению диопсид–геденбергитовой зоны.

Зональная структура создается разрастанием зон в направлении диффузионного потока при наступлении тыловых на фронтальные. В соответствии с законами кинетики метасоматоза между зонами образуются резкие границы. При переходе от авангардных к тыловым зонам уменьшается число минералов вплоть до мономинеральной последней.

Состав зон отвечает определенной ступени равновесия, характеризуется соответствующей минеральной ассоциацией, устойчивой в фиксированном диапазоне температур. Д. С. Коржинский выделил 10 ступеней равновесия: высокотемпературные: 1) пироксен–гранатовая, 2) пироксен–эпидотовая; среднетемпературные: 3) актинолит–эпидотовая, 4) хлорит–эпидотовая и низко­температурные: 5) пренитовая, 6) пумпеллиитовая, 7) кальцит–альбитовая, 8) кальцит–кварц–серицит–хлоритовая, 9) кальцит–кварц–серицит–доломитовая и 10) цеолитовая.

Из рудных элементов только железо может формировать месторождения согласно рассмотренной выше модели биметасоматоза. Итак, сначала железо выносится, вместо салита возникает волластонит. В направлении внешних границ интрузивного контакта в скарнах возрастает концентрация железа. Здесь появляются вместо гроссуляра андрадит и в массовых количествах накапливается магнетит. На поздних низкотемпературных стадиях железо представляет собой инертный элемент, а среди подвижных появляются сера и медь. В результате взаимодействия этих элементов с ранее выделившимся магнетитом образуются халькопирит. Поэтому на многих железорудных скарновых месторождениях постоянно отмечаются участки, обогащенные сульфидами.

Концепция биметасоматоза обладает следующими недостатками:   
1) баланс кремнезема и СаО для скарнов, формировавшихся соответственно в известняках и в гранитондах, не может быть обеспечен диффузным переносом вещества, необходим дополнительный при–внос этих компонентов; 2) нельзя объяснить образование скарнов, залегающих исключительно среди силикатных или карбонатных пород, и тем более удален­ных от интрузий; 3) в предложенной схеме нет места для рудных месторождений за исключением железорудных.

Концепция биметасоматоза в дальнейшем Д. С. Коржинским была преобразована в инфильтрационно–диффузионную гипотезу. В новой модели скарнового процесса предполагалось, что месторождения формируются в зоне границы силикатных и карбонатных пород в связи с циркуляцией горячих растворов, обогащенных химическими соединениями, выносимыми как из глубинных магматических очагов, так и заимство­ванных из пород на путях движения этих растворов. В точке входа в систему преобладали привносимые со­единения. Далее их роль сокращается и процесс осуществляется за счет встречной диффузии элементов из силикатных и карбонатных пород. В результате основная масса скарнов образовалась биметасоматическим способом, а рудные месторождения связаны с мощным воздействием постмагматических растворов, циркулировавших в трещинных зонах. Тем не менее и этот усовершенствованный вариант гипотезы не объяснял причины разнообразия рудных минералов в скарнах и не увязывал стадийность скарнового процесса и рудообразования.

П.П. Пилипенко, разработавший стадийную гипотезу, считал, что главная масса вещества скарнов и руд привносится извне специфическими растворами. По мере снижения температуры состав привносимых веществ менялся, обусловливая минеральную зональность. Предполагается, что доминировали метасоматические процессы, протекавшие в шесть стадий:

1. Кремневая характеризовалась высокой температурой, привносом кремния и приводила к образованию диопсидовых пород (светлые роговики).

2. Алюмосиликатная осуществлялась в обстановке привноса кремния и алюминия и завершалась формированием железистых гранатов и пироксенов.

3. Галоидная протекала в условиях поступления хлора и появления скаполита.

4. Железная отличалась привносом железа и выделения его в форме закисных и окисных соединений. Накапливались магнетит, гематит и железистые алюмосиликаты – геденбергит, лиеврит, гранаты и др.

В течение первых стадий формировались безводные скарны. Далее флюидный режим резко менялся.

1. Флюидно–водная стадия – в систему поступали Н2О и СО2 и возникали породы, состоящие из роговой обманки, эпидота, иногда с примесью шеелита и кальцита.
2. Процесс завершала сульфидная стадия, в течение которой при низких температурах и постоянном привносе Н2О, Н2S и металлов образовывались сульфиды и сульфосоли. Хотя основная идея гипотезы подтверждена практикой, но и она не объясняет причину разнообразия продуктов рудогенеза для различных тектоно–магматических обстановок.

**3. Классификация скарновых месторождений по формациям**

*Типы скарновых месторождений.* Существуют пять вариантов их систематики.

1. По составу замещаемых пород: известковые, магнезиальные и силикатные.

2. По стадиям скарнового процесса: 1) простые ранних стадий (железо, вольфрам 2) сложные поздних (полиметаллы).

3. По формациям магматических пород: 1) плагиограниты, сиениты (железо, медь), 2) гранитные батолиты (вольфрам), 3) малые интрузии диоритового состава (полиметаллы).

4. По положению относительно интрузивного контакта: эндоскарны и экзоскарны.

5. Главная общепринятая систематика по составу полезных ископаемых: 1) железо, 2) вольфрам, 3) медь, 4) свинец–цинк, 5) молибден, 6) олово, 7) бор и другие.

*Месторождения железа.* По геологическим условиям образования выделяется два типа месторождений – островодужный и орогенный. Островодужные чаще всего располагаются внутри диоритовых штоков в вулканогенно–осадочном разрезе (туфы и лавы андезитов и базальтов, песчаники, глинистые сланцы, мергели). Представлены извесгково–скарновыми и скаполит–альбит–скарновыми магнетитовыми плитообразиыми залежами. Отмечается большой объем магнетитсодержащих эпидот–пироксен–гранатовых эндоскарнов и широкое проявление натрового метасоматоза (альбит и скаполит). В рудах постоянно имеются высокие концентрации кобальта и никеля.

Формирование месторождений протекало в *две стадии*. В раннюю возникла зональность: 1) эпидот–пироксен–гранатовые эндоскарны с главным оруденением, 2) экзоскарны: гранат–пироксеновые с магнетитом и диопсид–геденбергитовые с сульфидами. В позднюю стадию образовалась ассоциация минералов: ильваит, актинолит, хлорит, кальцит, кварц, к этому типу относятся месторождения: Песчанское, Гороблагодатское (Урал), Сарбайское (Казахстан), Дашкесан (Азербайджан), Эмпайр (Канада). Месторождения кордильерского типа локализованы в магматических дугах и ассоциируют с гипабиссальными штоками и дайками в обедненных железом кварцевых монцонитах, гранодиоритах и гранитах. Они приурочены только к толщам доломитов. Резко преобладают магнезиальные экзоскарны с форстеритом, тальком, серпентинитом и сульфидами. В раннюю стадию вблизи интрузий формировались диопсид–шпинелевые скарны, а на удалении – форстерит–кальцитовые. Поздняя стадия представлена флогопитом, серпентином, людвигитом, магнетитом. Примеры месторождений: Тейское (Красноярский край), Шерегешское (Горная Шория), Игл–Маунтин (Калифорния).

*Месторождения вольфрама и молибдена* связаны со штоками и батолитами порфировых гранодиоритовых комплексов и малыми интрузиями кварцевых монцони–тов, развитых в орогенных поясах и областях тектоно–маг–матической активизации. Месторождения локализованы в известковых скарнах и представлены пластовыми телами. В целом для ранней стадии их формирования характерны: температуры – 500–600°С; давления –   
100–150 МПа; ХСО2 = 0,2–0,03; для поздней: 450–300°С, состав флюидов: 10–15 экв% NaС1.

Выделяют два типа месторождений – восстановленный и окисленный.

*С восстановленными* связана основная масса рудных объектов, которые формировались на контактах интрузивов нижних частей гипаабиссальных уровней с известняками. Становление интрузий происходило в обстановке растяжения. В раннюю стадию возникали геденбергит–альмандиновые скарны (в них пироксенов в 2 – 10 раз больше гранатов), а в позднюю – две ассоциации, биотнт–плагиоклаз–кальцитовая и рог обманка – кварц–кальцитовая. Примеры месторождений: Майхура (Средняя Азия), Салу (Франция), Мак–Миллан–Пасс (Канада), Сангдонг (Южная Корея).

*Окисленные месторождения* образуются в некарбонатных. часто обогащенных гематитом породах на меньших глубинах, чем восстановленные. В раннюю стадию здесь формировались андрадит–эпидото–вые скарны, на которые в позднюю накладывались минеральные ассоциации: эпидот–хлорит–кальцит–кварцевая и актинолит–кварц–кальцитовая. Месторождения этого типа встречаются редко и не образуют крупных объектов: Кинд–Ай–Ленд (Австралия), Эль–Жаралито (Мексика) и др.

*Месторождения молибдена* относятся к редким образованиям. Они связаны с лейкократовыми гранитами н гранит–порфирами орогенных областей (зон столкновения континентальных плит). С ранними высокотемпературными фациями скарнов волластонит–геденбергит–гроссулярового состава связано вкрапленное и прожилково–вкрапленное молибденитовое и молибдошеелитовое оруденение. С поздними стадиями ассоциируют метасоматиты, сложенные роговой обманкой, актинолитом, эпидотом, хлоритом, кварцем, серицитом и флюоритом, и широкий спектр рудной минерализации: халькопирит, висмутин, теллуриды золоте и серебра, самородное золото, полиметаллы. Примером может служить уникальный рудномагматический центр Тырныауэ на Северном Кавказе и несколько мелких месторождений (Азгур в Марокко и др.).

*Месторождения меди* ассоциируют со штоками известково–щелочных гранодиоритов и кварцевых монцонитов, располагаются в орогенических поясах окраин континентов и формировались от мезозойского до третичного времени включительно. Небольшое число мелких месторождений связано с океаническими островными дугами. Наиболее значительные медоносные скарны связаны с ларамийскими меднопорфировыми плутонами, внедрившимися в карбонатные породы. Для них характерно доминирующее развитие граната при подчиненных количествах пироксенов и типоморфная ассоциация: андрадит–диопсид–магнетит–гематит с высоким содержанием сульфидов.

В раннюю стадию процесс протекал при температуре 500 – 300°С. По известнякам образовывались андрадит, диопсид, пирит, халькопирит и магнетит, а по доломитам – форстерит, серпентин, магнетит, халькопирит. В известковых скарнах установлена минеральная зональность: экзоскарны – волластонит, гранат, геденбергит, борнит, эндоскарны – андрадит, геденбергит, халькопирит. Рудные минералы отлагались в течение всего процесса скарнообразования. В гранатовых зонах развиты пирит–халькопирит–магнетитовые руды, в которых отношение пирита к халькопириту колеблется в пределах 1:2 – 5:1. В волластонитовых зонах формировались борнит–халькопирит–сфалерит–теннантитовые руды Поздняя стадия характеризовалась образованием тремолита, актинолита, карбонатов, талька, эпидота и хлорита. Меденосные скарны не имеют самостоятельного промышленного значения. Обычно они слагают отдельные залежи на месторождениях гидротермального меднопорфирового типа. Кристмас, Мишен (Аризона, США), Бингхем (Юта, США), Саяк 1 (Казахстан), Тоншанькоу (Китай).

*Месторождения цинка и свинца* встречаются в самых разнообразных геологических ситуациях и ассоциируют с интрузиями от гранодиоритов до лейкогранитов; часто приурочены к гипабиссальным штокам и дайкам. В геотектоническом отношении они формируются в областях тектоно–магматической активизации, а также на завершающих стадиях развития внутриконтинентальных орогенных поясов и в зонах субдукции на активных континентальных окраинах. Общими чертами месторождений этой обширной группы являются: галенит-сфалеритовый состав, развитие оруденения в экзо–скарнах; четкий контроль минерализации разрывными структурами; преобладание в скарновой ассоциации пироксенов. Наиболее приемлемым критерием для систематики данных месторождений служит их связь с интрузивными породами.

С этих позиций можно выделить четыре типа рудных объектов: батолитовый, малых интрузий, дайковый и удаленный от интрузий:

1*. Батолитовый тип* представлен минерализованными прожилки и вкрапленность) известковыми геден–бергитовыми экзоскарнами в ореоле крупных плутонов лейкократовых гранитов. Известны мелкие месторождения, например, Минерал–Кинг (Калифорния, США).

2. *Месторождения малых интрузий* характеризуются ассоциацией марганцевого клинопироксена и граната со сфалеритом и галенитом. По мере удаления от интрузии происходит смена граната пироксеном, бустамитом и мрамором. С глубиной в скарнах возрастает количество граната и сфалерита и сокращается – пироксена и галенита. В эндоконтактной зоне интрузий широко развиваются родонитовые и гранат–везувиановые жилы. В позднюю скарновую стадию образовывались эпидот, амфибол, хлорит. Рудообразование протекало при давлениях 50–200 МПа и температурах 550 – 350°С из флюидов с соленостью 23,3 экв% NаС1. Сера заимствовалась из магматических пород и из подстилающих эвапоритов. Примеры месторождений: Карамазар (Средняя Азия), Симапан (Мексика).

3. *Дайковый тип* связан с интрузиями гранодиоритового и риолитового состава. Дайки служили каналами фильтрации флюидов. В их контактных зонах образовывались ранние эпидот–гранат–бустамит–пироксеновые скарны. Поздняя стадия выразилась в появлении обогащенных марганцем родонита и ильваита, амфибола и хлорита. Широко распространены околорудные серицит–аргиллитовые и серицит–топазовые метасоматиты. Примеры месторождений: Алтьш–Топкан (Узбекистан).

4. *Удаленные от интрузий месторождения* локализуются в разломных, часто надвиговых структурах. Скарновые тела в виде линз, гнезд и жил сложены гранатом, бустамитом, волластонитом' ильваитом и хлоритом. В центре залежей доминируют гранаты, далее – пироксены, а потом – мрамор. Рудные тела обогащены свинцом, с глубиной – сменяются цинком, а в корневых частях месторождений – медью. Месторождения – Бен–Бен (Австралия), Камиока (Япония), Верхнее (Россия)

*Скарны в рудах.* Из анализа материалов по месторождениям скарновой группы можно выделить три типа взаимоотношений руд и скарнов.

1. Они образуются одновременно в течение единого генетического процесса. Руды входят естественным компонентом в скарновые ассоциации. В качестве примеров условно можно назвать только железорудные и борные месторождения. В этом случае рудные тела должны полностью совпадать с контурами развития скарнов. В последние годы появляется все больше данных о том, что магнетитовые тела, ассоциирующие со скарнами, представляют собой эпигенетическое внедрение рудного расплава и связаны с последними сложными парагенетическими связями. И руды, и скарны – продукты деятельности одной гранодиоритового состава

*Типичными чертами скарновых месторождений являются*: геологическая позиция скарнов в зоне контактов интрузий и вмещающих карбонатных пород; признаки метасоматического происхождения скарнов минеральные зоны, тыловые и передовые зоны, метазернистые структуры, ксенолиты неизмененных пород и др.).

*Зональность скарновых образований* относительно: контакта интрузивный массив – вмещающая порода устанавливается по минеральным парагенезисам, минеральным видам и геохимическим данным; существование эндо– и экзоскарнов; присутствие минералов, указывающих на резкие перепады давления, температур; создание в скарнах контрастной физико–химической обстановки за счет резких градиентов температур, давления, концентраций различных компонентов и высокой активности СО2 и Н2О, присутствие В, Р, а, S, соответственно падению температуры и участию воды выделяют два этапа «сухих» и «водных» скарнов; зависимость типов скарновых месторождений от индивидуального состава интрузивов и вмещающих их пород; плито– и жилообразные формы рудных тел; друзовые и вкрапленные текстуры и метазернистые структуры руд.

Типичные рудные формации скарновых месторождений: *железорудная* (Магнитогорское и др. в Южном Зауралье, Кузнецкий Алатау, Коршуновское в южной Сибири); *свинцово–цинковая в известковистых и магнезиальных скарнах* (Дальнегорское на Дальнем Востоке, Алтын–Топкан в Таджикистане и др.); *борная в магнезиальных скарнах* (Верхнее в Приморье); *молибден–вольфрамовая* (Тырны–Ауз в Осетии, Лянгар в Узбекистане); *золоторудная* (Тарданское в Кузнецком Алатау, Синюхннское на Алтае); *медная в известковистых скарнах* (Турьинское на Северном Урале, Саяк 1 в Казахстане); *флогопитовая в магнезиальных скарнах* (Слюдянка в Южной Сибири); *лазуритовая в магнезиальных скарнах* (месторождения на Памире в Афганистане).

**2.5 Альбититовые и грейзеновые месторождения**

1. Физико–химические условия образования альбититов и грейзенов

2. Альбититовые месторождения

3. Грейзеновые месторождения

**1. Физико–химические условия образования альбититов и грейзенов**

Альбититы и грейзены представляют собой щелочные метасо- матиты, образованные постмагматическими или метаморфическими пневматолитогидротермальными флюидами. Их объединяет общность происхождения, локализации и источника вещества. Обычно зоны альбитизации и грейзенизации развиваются в апикальных частях массивов кислых и щелочных гипабиссальных изверженных пород. Формирование этих метасоматитов началось с появлением на Земле больших масс гранитоидов (2,5 млрд лет назад) и возрастало вплоть до киммерийского времени. Затем ус тановился равномерный прирост их объемов. Интрузивные комплексы, с которыми связаны альбититы и грейзены, являются ти- поморфными образованиями, маркирующими определенные геодинамические обстановки: зоны столкновения континентальных литосферных плит; заключительные стадии развития орогенных поясов; магматические дуги активных окраин континентальных плит; зоны глубинных разломов и сопутствующих им рифтовых систем; области активизации древних платформ.

Флюидные потоки, фильтруясь через граниты нормальной и повышенной щелочности и просто щелочные породы, альбитизируют апикальные части интрузий, особенно интенсивно выступы и апофизы, а избыток калия выносят и связывают в грейзе- нах, которые накапливаются на границах альбитизированных гра- нитоидов с вмещающими породами и среди последних. Эти потоки особенно активно выщелачивают из пород, по которым фильтруются многие металлы, которые затем в метасоматитах образуют аномальные вплоть до рудных концентраций. Такими типо- морфными элементами для альбититов являются цирконий, ниобий, торий, а для грейзенов – бериллий, литий, олово и вольфрам. О масштабах процессов выщелачивания и выноса элементов можно судить, например, по поведению олова (по В. Барсукову). В неизмененных гранитах его содержание составляет 26 г/т, при этом в биотите 200 – 300 г/т; в зоне выноса – 4 – 5 г/т, а в образовавшемся здесь мусковите – 20 – 30 г/т. Установлено, что по мере усиления общей щелочности процесса объем альбитизированных пород возрастает, а грейзенизированных падает. В связи с этим в породе обычно встречаются грейзены без альбититов и, наоборот, альбититы без грейзенов.

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 °С и возрастающей кислотности раствора происходила смена раннего калиевого метасоматоза натриевым. В условиях максимальной кислотности, наступавшей в момент перехода флюида из надкритического (пнев- матолитового) в гидротермальное состояние, протекала стадия грейзенизации. Высокая кислотность была обусловлена появлением свободных кислых анионных компонентов в результате диссоциации неустойчивых ацидокомплексов 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 происходили мелкомасштабные выделения поздних альбита и затем микроклина.

*Геологические и физико–химические условия образования***.** Альбитит–грейзеновые месторождения формировались в различные эпохи рудообразования: в докембрийскую (Африка), каледонскую (Сибирь), герцинскую (Австралия, Африка, Западная и Центральная Европа, Казахстан, Сибирь), киммерийскую (Китай, Монголия, Сибирь) и сравнительно редко в альпийскую (Кавказ).

По мнению А.А. Ковалева, В.И. Старостина и других исследователей, придерживающихся мобилистской концепции развития литосферной оболочки Земли, интрузивные комплексы, с которыми связаны альбититы и грейзены, возникали в определенных геодинамических обстановках. Это – зоны столкновения континентальных и литосферных плит, заключительные стадии развития орогенных поясов, магматические дуги активных окраин континентальных плит, зоны глубинных разломов, области активизации древних платформ.

Формирование альбитит–грейзеновых месторождений происходило в обстановке воздействия горячих химически активных постмагматических растворов на раскристаллизовавшиеся породы интрузива. А.А. Беус, изучавший зональное строение массивов изверженных пород, подвергшихся щелочному метасоматозу, наметил схему процесса их преобразования. В первую, прогрессивную стадию процесса (восходящая ветвь кривой) происходит последовательно: калиевый метасоматоз, выражающийся в ранней микроклинизации в обстановке повышенного давления и температуры; затем вследствие инверсии процесса активизирования натровый метасоматоз, приводящий к ранней альбитизации периферийных частей интрузивного массива в условиях пониженного давления. Прогрессивная часть процесса развивалась на фоне возрастающей кислотности растворов. После перелома, отвечающего стадии грейзенизации, началась регрессивная стадия процесса, протекавшего в обратном направлении на фоне снижения кислотности растворов вследствие накопления в них щелочей и прошедшая через позднюю альбитизацию, завершающуюся поздней микроклинизацией (нисходящая ветвь кривой). На начальной стадии процесс протекал под воздействием надкритических растворов, переходивших по мере снижения температуры, в высокотемпературные растворы, насыщенные минерализаторами.

Альбититы м грейзены объединяет общность происхождения, локализации и источники рудообразующих веществ. Они, как правило, связаны с апикальными частями массивов кислых щелочных гипабиссальных пород, подвергшихся постмагматическому щелочному метасоматозу.

Главным регионом распространения альбититовых и грейзеновых месторождений в России является Забайкалье. Значительные месторождения имеются в Казахстане, на юге Китая, в Африке, Южной Америке, а в Европе – в Португалии, Германии, Англии и Чехии.

Альбититовые и грейзеновые месторождения известны как на платформах, так и в складчатых областях. Пространственно они тесно связаны с гранитами кислыми и повышенной щелочности, а на платформах тяготеют к щелочным гранитам и нефелиновым сиенитам.

**2. Альбититовые месторождения**

Альбититовые месторождения представляют собой тела и зоны, сложенные альбититами – лейкократовыми породами, в которых на фоне мелкозернистой основной альбититовой массы отмечаются порфировые выделения кварца и микроклина, а также слюд, щелочного амфибола, реже пироксена. В этих телах выделяются участки с промышленными концентрациями редких, редкоземельных и урановых элементов. Выделяют два типа месторождений: 1) в связи с интрузивными массивами; 2) без связи с магматическими комплексами.

Первый тип локализован в метасоматически переработанных куполах и апофизах массивов нормальных и субщелочных гранитов. В результате образуются штокообразные массы минерализованных альбитизированных пород (иногда их называют эписиенитами), имеющих в горизонтальном сечении площадь несколько квадратных километров и протяженность на глубину до 600 м. В измененных материнских биотитовых гранитоидах наблюдается следующая примерная вертикальная метасоматическая зональность (снизу вверх): неизмененная порода –появление мусковита –аль- битизированная порода – альбитит–грейзен. По нормальным гранитам развиваются мусковит-микроклин-кварцево-альбититовые породы с бериллиевым оруденением, а по субщелочным гранитам: 1) литионит-микроклин-кварцево-альбитовые метасомати- ты с литиевыми, ниобиевыми и танталовыми рудами; 2) биотит- кварцево-альбититовые породы с цирконием, ниобием и иттрие- выми редкими землями. Пример месторождения ниобия – Каффа (Нигерия).

Второй тип не имеет установленных связей с магматическими комплексами. Он развит вдоль зон региональных глубинных разломов, рассекающих кристаллический фундамент древних платформ, и имеет линейные секущие формы рудоносных тел. Существует две точки зрения на происхождение этих альбититов. Одни считают, что они представляют собой продукты деятельности флюидов, производных скрытых на глубине интрузивных массивов. Другие исследователи предполагают метаморфогенную природу растворов. В этом случае в их составе вполне подвижным поведением обладали вода, углекислота, кремнезем и щелочи. С уменьшением температуры и давления происходили распад комплексных соединений и диссоциация сильных кислот. В результате взаимодействия растворов стадии раннего калиевого метасоматоза с вмещающими породами снижалась щелочность раствора, увеличивалась активность слабых оснований и происходила смена калиевого метасоматоза натриевым.

Выделяют три главные рудные метасоматические формации: 1) калиевая (микроклиновая) с бериллиевыми рудами; 2) кали натровая (альбит-микроклиновая) с тантал-ниобиевым оруденением; 3) натровая (эгирин-рибекитовая и эпидот-хлоритовая) с урановой минерализацией. По глубинности формирования рудоносные метасоматиты распределяются следующим образом: калиевые – 8–10 км, калинатровые – 6–8 км и натровые – 4–6 км. В линейных альбититах сконцентрированы существенные запасы урана, тория и бериллия, в меньшей степени тантала, ниобия и редких земель.

**3. Грейзеновые месторождения**

Грейзеновые месторождения формируются в апикальных выступах гранитных массивов и в алюмосиликатных породах, реже в основных и карбонатных породах их кровли. Грейзен представляет собой агрегат слюды (мусковит, биотит, циннвальдит) и кварца с примесью турмалина, топаза, флюорита и сопровождающих их рудных минералов (касситерита, вольфрамита, молибденита, берилла, литиевых слюд). Выделяют эндо- и экзо- грейзены. На долю эндогрейзенов приходится более 80 % объема

этих метасоматитов. Они слагают штоки и жилы и развиваются на 300 – 500 м вглубь от кровли массива. Экзогрейзены образуют штокверки, распространяющиеся по вертикали до 1 500 м от контакта интрузии. Привнос рудных элементов и формирование месторождений происходили в конце длительного и прерывистого процесса грейзенообразования, синхронно с развитием рудоконтролирующих структур.

Различными авторами выделяются от 8 до 13 стадий рудообразования, составляющие три группы: 1) раннюю – отлагаются минералы молибдена, вольфрама и олова; 2) среднюю – выделяются минералы тантала, ниобия, бериллия и лития; 3) позднюю – образование сульфидов, флюорита и карбонатов. На месторождениях установлены интрарудные дайки гранит-аплитов. Грейзеновые месторождения формируются на глубинах 5–1 км; температурный градиент на 100 м вертикального разреза составляет в начале процесса 20 – 5°С, а в конце – 2,5 °С. Концентрация рудоносного флюида последовательно снижается от 460 до 100 г на 1 кг Н2О. С грейзенами связаны месторождения олова (касситерит), вольфрама (вольфрамит), лития (литиевые слюды), бериллия (в грейзенах: силикатных – берилл; карбонатных – фе- нит, бертрандит и гельвин; по основным породам – хризоберилл и изумруд). Обычно месторождения комплексные: олово-вольф- рамовые, вольфрам-молибденовые, молибден-бериллиевые, ли- тиево-бериллиевые и вольфрам-молибден-бериллиевые. Обычно месторождения богатые, но запасы невелики.

Таким уникальным комплексным скарновым и скарново-грей- зеновым обьектом является гигантское месторождение Шичжую- ань, расположенное в Индо-Азиатском прогибе, на юге провинции Хунань (КНР). Оно содержит 800 тыс. т – WО3, 500 тыс. т – Sn, 200 тыс. т – Bi, 100 тыс. т – Мо и громадные запасы фтора. Район сложен протерозойскими и девонскими породами. Протерозой представлен сланцами и метаалевролитами, а девонские – терригенно-карбонатными отложениями, в которых содержание Sn, Pb, Zn и Си в несколько раз превышают кларковые, a W, Мо и Bi – ниже кларковых. Девонские толщи смяты в пологие складки северо-севе- ро-восточного простирания, разбитые северо-восточными и меридиональными разломами, играющими рудоконтролирующую роль, и северо-западными пострудными нарушениями. Центральную часть рудного поля занимает гранитоидный шток, сложенный ультра- глиноземистыми гранитами трех фаз внедрения (порфировидные биотитовые граниты, биотитовые граниты и дайки гранит- порфиров), которым соответствуют Rb-Sr изохронные возраста, соответственно, 152, 136–137 и 131 млн. лет. Гранитоиды прорваны дайками лампрофиров. Месторождение расположено в ореоле контактовых роговиков плутона. Минерализация в соответствии с фазами внедрения гранитоидов разделена на три этапа.

В первый этап внедрились гранитоиды первой фазы, возник ореол контактовых роговиков, затем образовались скарны вокруг штока. Известняки были превращены в мраморы, а мергели и сланцевые прослои – в гроссуляр-диопсидовые, волласто- нитовые, диопсидовые, волластонит-везувиановые, мусковит-ка- лишпат-анортитовые и пренит-вермикулитовые роговики. Затем эти роговики были преобразованы в массивные известковые скарны, сложенные фанатом, пироксеном, везувианом и волласто- нитом, интерстиции между которыми заполнены флюоритом, шеелитом, висмутином и оловом. Скарновая зона прослеживается до 1200 м по простиранию, 1000 м по падению при мощности от 50 до 500 м. На скарны наложены метасоматиты флюорит-магнетит-салитового и магнетит-флюорит-хлоритового состава. Они содержат шеелит, касситерит, молибденит и висмутин. Молибденит имеет изохронный Re-Os изотопный возраст 151 млн лет.

Во второй этап внедрились граниты второй фазы, возникли скарновые жилы, а затем грейзеновые штокверки (топазовые, протолитионитовые, мусковитовые и маргаритовые) с W, Sn, Мо, Bi. Имеются также прожилки марганцевого скарна, сложенные родонитом, спессартин-альмандиновым твердым раствором, спессартином и гельвином. Относительным распределением грейзенов разного типа обусловлена рудная зональность с переходом от W-Sn-Mo-Bi зоны к Sn-Be-Cu-F зоне в направлении от контакта гранитов со скарнами в сторону вмещающих пород, к периферии месторождения. В этом направлении в пироксенах скарнов все более возрастает доля геденбергитового минерала, в гранатах уменьшается доля андрадитового, а вольфрамит все более замещается шеелитом, преобладая над ним лишь в первых десятках метров от контакта гранита. В мелкопрожилковых штокверках много флюорита в ассоциации с корундом, а бериллиевые минералы представлены гадолинитом, бериллом, гельвином, фенакитом, бавенитом и таафеитом.

Третий этап связан с гранит-порфирами третьей фазы и представлен Pb-Zn жилами, которые также сопровождаются марганцевыми скарнами, состоящими из спессартина, родонита, марганцовистого пироксена, гельвина, тефроита, флюорита, турмалина и богатого марганцем флогопита.

Грейзены, возникающие в различных породах, обладают зональным строением и характерным набором фаций, отвечающих последовательности их образования. Наиболее сложные и разнообразные фации образуются при грейзенизации алюмосиликатных пород.

Грейзены располагаются как среди активных магматических пород, так и в породах их кровли. Среди них выделяются *эндогрейзены и экзогрейзены*. Грейзеновые месторождения имеют форму: 1) штоков, 2) штокверков и 3) жил. Первые две формы характерны для эндогрейзенов, а третья (жильная) – для экзогрейзенов.

В грейзенах всех разновидностей сосредоточены промышленные скопления: 1) олова в форме касситерита, 2) вольфрама главным образом в виде вольфрамита, 3) лития в литиевых слюдах (циннвальдит, лепидолит), 4) бериллия в форме берилла в силикатных грейзенах, в форме фенакита, бертрандита и гельвина в карбонатных грейзенах и в виде хризоберилла и изумруда в грейзенах по основным породам.

Грейзеновые месторождения обычно небольшие по запасам минерального сырья, но часть содержат богатые руды. В грейзеновых месторождениях сосредоточены значительные запасы олова. Они достаточно распространены в России – на Чукотке (месторождение Экуг, в Забайкалье (Этыка), Приморье (Чапаевское), Республике Саха (Кестер, Бутыгычаг), Германии (Альтенберг), США (Лост–Ривер), Китае (Лиму) и других странах. Они связаны с аляскитовыми гранитными интрузиями гипабиссальной фации. Возраст их – от архейского до альпийского включительно. Рудные тела представлены жилами, штокверками, трубами. Главные рудные минералы: касситерит, вольфрамит, арсенопирит, циннвальдит; нерудные – кварц, альбит, ортоклаз, мусковит, топаз, флюорит, турмалин.

**2.6 Гидротермальные месторождения**

1. Физико–химические условия образования

2. Гидротермальное оруденение

3. Классификация гидротермальных месторождений

**1. Физико–химические условия образования**

Гидротермальные месторождения представляют собой обширную и очень ценную в практическом отношении группу, к которой относятся многочисленные месторождения руд цветных, редких, благородных, черных и радиоактивных металлов, а также некоторые неметаллические полезные ископаемые, как, например, асбест, тальк, магнезит, флюорит. Гидротермальные месторождения широко развиты не только в подвижных складчатых областях, но также и на щитах, активизированных щитах и платформах. Они возникали на протяжении всей истории развития Земли от раннего архея до современной эпохи включительно. К современным аналогам палеогидротермальных систем относятся: 1) эксгаляционные процессы срединноокеанических хребтов; 2) фумарольные воды Камчатки, Исландии, Аляски (Долина десяти тысяч дымов), Чили; 3) минерализованные источники Красного моря, полуострова Чемкен, Калифорнии (США) и других регионов.

Связь гидротермальных месторождений с магматическими породами может быть: 1) генетической (плутоногенное оруднение); 2) парагенетической (характерно для вулканогенных образований); 3) агенетической (месторождения и интрузии образовывались в различные эпохи); 4) амагматической (отсутствие видимой связи с интрузиями).

Гидротермальные месторождения создаются циркулирующими в земной коре горячими газово-жидкими растворами. Они образуются вследствие отложения минеральных масс как в пустотах (порах, кавернах, трещинах и т. д.) горных пород, так и в результате замещения последних. Поэтому форма тел полезных ископаемых гидротермального генезиса часто зависит от морфологии рудовмещающих полостей, а также очертаний замещаемых пород. Наиболее типичны для гидротермальных месторождений разнообразные жилы, а также штоки, штокверки, гнезда и сложные комбинированные тела. Тела полезных ископаемых, как правило, размещаются среди пород, подвергшихся гидротермальному изменению в процессе рудообразования. В связи с этим они часто не имеют четких границ и оконтуриваются по данным опробования на основе установления минимального промышленного содержания полезного компонента в руде. Размеры тел гидротермального происхождения варьируют в широких пределах – от нескольких метров до десятков и первых сотен метров, а Материнская жила в Калифорнии прослеживается на расстоянии до 200 км.

В зависимости от состава выделяют три наиболее распространенных типа гидротермальных растворов: 1) умеренно-кислые калиевые; 2) хлоридно-борно-силикатные; 3) хлоридно-сульфатно-бикарбонатные (В. И. Старостин, П. А. Игнатов, 2004).

Характерной особенностью гидротермальных месторождений является зональность, которая широко используется при поисках промышленного оруднения. Первые схемы зональности этой группы месторождений были предложены французским геологом Де Лоне в 1900 г. и содержали три зоны, размещавшиеся вокруг интрузива:

1) Sn–Bi–Mo;

2) Pb–Zn–Ag–Ni–Co;

3) Au–Hg.

Позже английский геолог В. Эммонс (1924) разработал гипотезу о последовательном отложении в порядке, обратном растворимости минералов по мере понижения температуры растворов, удалявшихся от материнского плутона. Он выделил 16 зон. В центральных (ядерных) частях высокотемпературных зон отлагались минералы Sn, W, As, Bi, а в периферийных низкотемпературных – Ag, Au, Sb, Hg. Советский геолог академик С. С. Смирнов предложил пульсационную гипотезу зональности. В соответствии с этой гипотезой гидротермальный процесс был прерывистым, стадийным, что существенно осложняет общую эволюцию рудоносной флюидной системы.

В настоящее время установлено, что на зональность рудоотложения влияют многочисленные факторы, поэтому она отличается у разных классов месторождений, формировавшихся в неодинаковых геодинамических обстановках. В. И. Смирнов (1969) и предложил различать зональность первого рода, обусловленную стадийностью процесса, и второго рода, связанную с фациальной последовательностью выпадения из растворов минеральных веществ.

*Физико-химические условия образования.* Гидротермальные месторождения, как указывалось выше, образуются главным образом за счет горячих минерализованных растворов. Источник воды гидротерм может быть: 1) магматический; 2) атмосферный, включая морские и океанические воды; 3) породно-поровый (формационный); 4) метаморфогенный. Выявление природы вод осуществляется по соотношению изотопов кислорода и водорода во включениях минералов и по их химическому составу.

Минеральное вещество гидротерм может быть представлено тремя источниками: 1) ювенильным (базальтоидным, подкоровым, мантийным) – Fe, Ti, Mn, V, Cr, Ni, Co, Cu, Pt и др.; 2) ассимиляционным (гранитоидным, коровым) – Sn, W, Be, Li, Ta, Nb и др.; 3) фильтрационным (внемагматическим) – Si, Ca, Mg, K, Cl, Fe, Mn, Au, U, Ni и др.

Формы переноса минеральных соединений – коллоидные, истинные растворы в виде простых ионов и комплексных ионно-молекулярных соединений. В природных условиях на полифазных стадиях гидротермального процесса в различных геологических условиях присутствуют всуказанные формы. Однако доминирующей формой переноса являются комплексные ионно-молекулярные соединения, состоящие из ядра и обрамляющих его лиганд. Эти соединения хорошо растворимы, чувствительны к физико-химическим условиям и реагируют на их изменения, легко распадаются на простые ионы и образуют труднорастворимые соединения. Ядро комплекса – катион, который может состоять из одного или нескольких элементов. Лиганды образуются отрицательно заряженными ионами или молекулами. По составу лиганд различают комплексы: хлоридные, сульфидные, уран-карбонат-фосфатные и др.

Важным фактором, контролирующим перенос и отложение веществ, является кислотность: осаждение из растворов, имеющих кислую реакцию, происходит при повышении величины pH, а из щелочных, наоборот, при ее понижении. На миграцию рудного вещества большое влияние оказывает содержание в растворах сульфидной серы. Так, во флюидах зон спрединга концентрация серы составляет 130–285 мг/кг. Экспериментальные данные свидетельствуют, что хлоридная форма переноса является основной при температурах более 200 °С для Fe, Cu, Pb, Zn и Ag. Величина концентрации металлов в растворах является одним из важнейших факторов, определявших объемы и количество запасов руд конкретных месторождений. Как правило, осаждение сульфидов халькофильных элементов начинается из растворов, в которых содержание металлов составляет сотни миллиграмм на литр воды.

Параметры, характеризующие состояние флюидной системы, разделяются на экстенсивные, величина которых возрастает с увеличением массы системы или фазы (масса, объем, энтропия, теплосодержание и др.), и интенсивные, величина которых не зависит от размеров системы (температура, давление, концентрация и др.). Изменение интенсивных параметров системы приводит к нарушению вида равновесия, что меняет соотношение между фазами.

Одним из важнейших факторов формирования месторождений рассматриваемой группы являются гидродинамические условия.   
В. И. Старостин и П. А. Игнатов (2004) отмечают, что гидродинамические обстановки можно условно описать тремя моделями рудообразующих конвективных систем: вынужденная, свободная и гравитационная. Перемещение вещества гидротермальными растворами осуществляется двумя способами – инфильтрацией и диффузией. Инфильтрациобусловлена давлением парообразной фазы, литостатическим и гидростатическим, тектоническим стрессом и термическим градиентом. Это основной способ перемещения вещества. Интервал глубинного гидротермального образования по эмпирическим наблюдениям и теоретическим расчетам составляет около 10 км.

Высший температурный предел гидротермальных месторождений ранее определялся критической температурой воды 374 °С. Исследуя включения водных растворов в гидротермальных минералах, Э. Ингерсон показал, что растворы с содержанием 10 % NаСl имеют критическую температуру 437 °С. по экспериментальным данным Н. И. Хитарова, в случае присутствия в водном растворе 0,25 моль/л Н2СО3 критическая температура его повышается до   
398 °С. Определение температуры осаждения минералов некоторых гидротермальных жил по их газово-жидким включениям показывает ее максимальное значение 540–560 °С. Поэтому верхний температурный предел для образования гидротермальных месторождений может достигать 600 °С. Нижний температурный предел для них устанавливается в 50 °С или даже ниже, вплоть до средней годовой температуры поверхности Земли для данной местности. Наиболее обильное гидротермальное рудообразование происходит при температуре 400–100 °С.

Глубина образования гидротермальных месторождений различная. Они могут формироваться на больших глубинах – порядка 3–5 км и более, умеренных глубинах – 1–3 км и на малых – менее 1 км или вблизи земной поверхности. Примерная глубина формирования гидротермальныместорождений может быть установлена на основе геологических, морфологических, текстурно-структурных и минералогических критериев.

*Высокотемпературные месторождения*. Эти месторождения образуются при температурах около 500–300 °С. В их формировании значительную роль играют летучие компоненты, что дало основание некоторым исследователям (П. М. Татаринов и др.) выделять отдельно пневматолитовые месторождения, образующиеся только из газовой фазы. По мнению В. И. Смирнова, образование рассматриваемых месторождений происходит из жидких гидротермальных растворов и газовой фазы, богатой минерализаторами.

*Вещественный состав руд* определяется, во-первых, наличием минералов с минерализаторами: флюорит, топаз, берилл, турмалин, хлорит. Во-вторых, характерны высокотемпературные минералы: магнетит, гематит, пирротин, касситерит, вольфрамит, гюбнерит, шеелит, молибденит, висмутовый блеск, арсенопирит, золото, флогопит, графит, апатит, корунд, силлиманит, кианит. Встречаются и среднетемпературные минералы: халькопирит, сфалерит, галенит. Главные жильные минералы: кварц, полевые шпаты, мусковит, литиевые слюды, флюорит, скаполит, амфибол, гранат, родонит.

*Изменение рудовмещающих пород.* Околорудные изменения боковых пород представлены грейзенизацией, турмалинизацией и скарнированием. Процессы изменения рудовмещающих пород гидротермальных месторождений, длительные по времени и широко распространенные в пространстве, имеют весьма важное значение в практике поисково-разведочных работ.

*Среднетемпературные месторождения*. Эти месторождения образуются в интервале 300–200 °С на умеренных и больших глубинах, а также в приповерхностных условиях. Участие летучих веществ в рудообразовании очень ограничено, за исключением газов Н2S, СО2. Месторождения этого типа имеют большое практическое значение. Из них добывают основную массу цветных металлов (медь, свинец, цинк), значительную часть молибдена и олова, большую часть золота и серебра, урановые руды и почти целиком продукцию таких нерудных ископаемых, как асбест, магнезит, горный хрусталь, значительную часть плавикового шпата.

*Вещественный состав руд*. Среднетемпературные месторождения связаны с интрузивными породами самого разнообразного состава – от кислых до ультраосновных. Залегают месторождения нередко внутри массивов изверженных пород, но в большинстве случаев в осадочных и метаморфических породах кровли интрузива. Образовывались гидротермальные среднетемпературные месторождения как метасоматическим путем, так и путем выполнения пустот, в результате чего встречаются метасоматические залежи и типичные жилы выполнения.

Вещественный состав руд этих месторождений отличается большим разнообразием. Рудные минералы: золото и серебро, гематит, сидерит, пирит, арсенопирит, халькопирит, энаргит, борнит, тетраэдрит, теннантит, галенит, сфалерит, сульфоарсенаты и сульфоантимониты свинца и цинка (буланжерит, джемсонит, кобальтин), арсениды и сульфоарсениды никеля и кобальта (шмальтин, раммельсбергит), урановая смолка, касситерит, станнин, реже молибденит и самородный висмут. Из неметаллических минералов характерны: хризотил-асбест, тальк, магнезит, флюорит, горный хрусталь. Главные жильные минералы: кварц, карбонаты (кальцит, доломит, сидерит, анкерит, редко родохрозит), барит, а в приповерхностных месторождениях – адуляр.

*Низкотемпературные месторождения*. Указанные месторождения образуются при температурах от 200 до 50 °С. Экономическое значение их, особенно для золота и серебра, очень велико. Кроме того, из месторождений этого типа извлекается вся мировая добыча ртути, сурьмы, исландского шпата, алунита и барита.

Вещественный состав руд определяют низкотемпературные минералы: киноварь, антимонит, реальгар, аурипигмент, золото и серебро в самородном виде, теллуриды и селениды золота и серебра, самородная медь, халькопирит, тетраэдрит, халькозин, энаргит, галенит, сфалерит, аргентит, сложные сульфоантимониты и сульфоарсениты серебра (пираргирит, прустит, стефанит), марказит, кальцит, халцедон, флюорит, барит, алунит. Главные жильные минералы: кварц, халцедон, опал, карбонаты (кальцит, родохрозит), барит, алунит, каолинит, цеолиты и адуляр.

**2 Гидротермальное оруденение**

*Высокотемпературные месторождения* образуются при температурах около 500–300°С. В их формировании значительную роль играют летучие компоненты, что дало основание некоторым исследователям выделять особо пневматолитовые месторождения, образующиеся только из газовой фазы. По мнению автора, образование рассматриваемых месторождений происходит из жидких гидротермальных растворов и газовой фазы, богатой минерализаторами. Месторождения обычно связаны с кислыми интрузивными породами (гранитами, гранодиоритами и др.) и залегают как в самих интрузивах, так и в породах кровли – осадочных, метаморфических и даже эффузивных, но близко от интрузивных пород.

*Форма рудных тел* – жилы неправильные, четочные, рубцовые, типа конского хвоста; часты штокверки; изредка залежи вкрапленных руд. Размеры рудных тел чаще средние и небольшие, реже весьма крупные. Руды имеют преимущественно массивную текстуру, но встречаются текстуры жилообразные и вкрапленные.

*Вещественный состав* руд определяется, во–первых, минералами с минерализаторами: флюорит, топаз, берилл, турмалин, хлорит. Во–вторых, характерны высокотемпературные минералы: магнетит, гематит, пирротин, касситерит, вольфрамит, гюбнерит, шеелит, молибденит, висмутовый блеск, арсенопирит, золото, флогопит, графит, апатит, корунд, силлиманит, кианит. Встречаются и среднетемпературные минералы: халькопирит, сфалерит, галенит. Главные жильные минералы: кварц, полевые шпаты, мусковит, литиевые слюды, флюорит, скаполит, амфибол, гранат, родонит.

Околорудные изменения боковых пород представлены грейзенизацией, турмалинизацией и скарнированием. Процессы изменения рудовмещающих пород гидротермальных месторождений, длительные по времени и широко распространенные в пространстве, имеют весьма важное значение в практике поисково–разведочных работ. Это один из наиболее надежных поисковых признаков для обнаружения медноколчеданных, свинцово–цинковых, золото–сульфидных, оловянно–вольфрамовых и других месторождений грейзенизация – высокотемпературный процесс пневматолит–гидротермального изменения интрузивных, осадочных, метаморфических и частично эффузивных пород. Минеральный состав грейзенов (в %): кварц 40–70; мусковит и литиевые слюды до 40; турмалин, топаз, флюорит до 20; рудные минералы (касситерит, вольфрамит, пирит, арсенопирит, висмут, молибденит, пирротин и др.) до 10. В небольшом количестве присутствуют берилл, хлорит, рутил, серицит и др.

Грейзены являются не только важным поисковым признаком на редкометальные руды, но и сами используются как месторождения олова, вольфрама, лития и бериллия.

Высокотемпературные гидротермальные месторождения возникают как на больших и средних глубинах, так и в условиях, близких к поверхности земли; но преобладают месторождения глубинные. Выделяют несколько типичных формаций глубинных месторождений:

* *Формация кварц–золоторудная* – месторождения Кочкарское (Урал), Коммунар (Западная Сибирь), Колар (Индия), Корнуэлле (Англия). Кварцевые жилы содержат сульфиды (пирит, пирротин, арсенопирит и др.), с ними связано тонкорассеянное золото.
* *Формация кварцево–вольфрамитовая* – Джидинское (Холтосонское) месторождение в Бурятиии, месторождения Португалии и Китая. Кварцевые жилы содержат гюбнерит, реже сульфиды.
* *Формация кварц–молибденитовая* – месторождение Восточный Коунрад, образованное кварцевыми жилами с молибденитом, сопровождающимся пиритом и вольфрамитом.

Из неметаллических полезных ископаемых для высокотемпературных гидротермальных месторождений следует отметить: месторождения графита (Шри-Ланка), апатита (Кесерес в Испании), корунда, силлиманита и кианита (Семизбугы в Казахстане и Чайнытское в Якутии).

*Среднетемпературные месторождения* образуются в интервале 300–200°С на умеренных и больших глубинах, а также в приповерхностных условиях. Участие летучих веществ в рудообразовании очень ограниченно, за исключением газов Н2S, СО2. Месторождения этого типа имеют большое практическое значение. Из них добывают основную массу цветных металлов (медь, свинец, цинк), значительную часть молибдена и олова, большую часть золота и серебра, урановые руды и почти целиком продукцию таких нерудных ископаемых, как асбест, магнезит, горный хрусталь, значительную часть плавикового шпата.

Среднетемпературные месторождения связаны с интрузивными породами самого разнообразного состава – от кислых до ультраосновных. Залегают месторождения нередко внутри массивов изверженных пород, но в большинстве случаев в осадочных и метаморфических породах кровли. Образовывались гидротермальные среднетемпературные месторождения как метасоматическим путем, так ипутем выполнения пустот, в результате чего встречаются метасоматические залежи и типичные жилы выполнения. Формы рудных тел – главным образом простые жилы; встречаются и другие типы жил: седловидные, сетчатые, лестничные, жилы разлистовывания. Иногда наблюдаются линзы, пластообразные залежи и штоки. Размеры рудных тел весьма различны – от громадных до малых, но преобладают большие и средние.

Вещественный состав руд этих месторождений отличается большим разнообразием. Рудные минералы: золото и серебро, гематит, сидерит, пирит, арсенопирит, халькопирит, энаргит, борнит, тетраэдрит, теннантит, галенит, сфалерит, сульфоарсенаты и суль–фоантимониты свинца и цинка (буланжерит, джемсонит, кобальтин), арсениды и сульфоарсениды никеля и кобальта (шмальтин, раммельсбергит), урановая смолка, касситерит, станнин, реже молибденит и самородный висмут. Из неметаллических минералов характерны: хризотил–асбест, тальк, магнезит, флюорит, горный хрусталь. Главные жильные минералы: кварц, карбонаты (кальцит, доломит, сидерит, анкерит, редко родохрозит), барит, а в приповерхностных месторождениях – адуляр.

* *Формации глубинных и приповерхностных месторождений.* Среди гидротермальных среднетемпературных месторождений могут быть выделены глубинные и приповерхностные. Выделяют несколько формаций глубинных месторождений.
* *Формация касситерит–сульфидная* – Хапчерангинское и Ингодинское месторождения (Забайкалье). Сульфидные руды состоят преимущественно из пирита, пирротина, арсенопирита, касситерита, в небольшом количестве содержится станнин. По минеральному составу руд эти месторождения иногда относят к высокотемпературным. Промышленное значение имеют сульфидно–касситеритовые месторождения Северо–Востока РФ (Якутия) – Эге–Хайское, Депутатское, Джагынское и др.
* *Формация порфировых медных и молибденовых руд:* Коунрад (Казахстан), Алмалык (Узбекистан), Каджаран, Агарак, Дастакерт (Армения), Юта–Коппер, Клаймакс (США) и др. Руды представляют собой редкую рассеянную вкрапленность сульфидов (халькопирит, блеклая руда, молибденит и др.) в измененных порфирах и порфиритах (вторичных кварцитах). Объектом промышленного использования в медных месторождениях этого типа чаще всего служат халькозиновые руды зоны цементации.
* *Формация колчеданных руд*: месторождения Дегтярское, Кировоградское и др. на Среднем Урале. Руды состоят главным образом из пирита (до 80 %); прочие сульфиды представлены халькопиритом, пирротином (редко), сфалеритом, блеклой рудой, галенитом, арсенопиритом (редко), борнитом и др. Из окислов иногда присутствуют магнетит и гематит. Главные нерудные минералы –кварц, кальцит, серицит, хлорит, барит.
* *Формация полиметаллическая*; месторождения Садонское, Алтайские, Нерченские. Вещественные состав руд: сфалерит, галенит, блеклая руда, пирит, арсенопирит пирротин, буланжерит, джемсонит и др.
* *Формация золото – кварцецевая* – месторождения Урала, Казахстана, Материнская жила (Калифорния), Бендигс (Австралия). Кварцевые жилы содержат сульфиды (пирит, халь­копирит, блеклая руда, галенит, айкинит) и золото.

Среднетемпературные гидротермальные месторождения неметаллических полезных ископаемых многочисленны. Среди них можно отметить ряд важных промышленных объектов: месторождения хризотил–асбеста (Баженовское и Джетыгаринское) на Урале, Ильчирское и Молодежное в Восточной Сибири, месторождения Канады и Южной Африки; месторождения амфибол–асбеста Сысертское на Урале, месторождения ЮАР; месторождения талька и талькового камня Шабровское и Миасское на Урале, Онотское в Восточном Саяне; магнезитовые месторождения Саткинское на Урале и Савинское в Восточном Саяне; месторождения плавикового шпата Абагайтуйское и др. в Забайкалье, Аурахматское в Казахстане, Такобское в Таджикистане.

Для приповерхностных месторождений характерны следующие формации:

* *Формация Си* (колчеданные руды) – месторождения Кавказа и Закавказья – Аллаверды, Шамлуг и др., залегающие среди молодых (юрских) вулканогенных пород. Руды состоят из пирита халькопирита, сфалерита, блеклых руд и борнита. Из нерудных минералов в большом количестве встречается гипс. Для этих месторождений очень характерны колломорфные текстуры руд. Из уральских колчеданных месторождений к этому типу близки Блявинское месторождение Оренбургской области, а из зарубежных – Церро–де–Паско в Перу.
* *Формация Со–Ni–Аs* – месторождение Кобальт в Канаде, представленное карбонатными жилами в древних вулканогенных породах и конгломератах. Минеральный состав руд очень сложен: серебро, висмут, никелин, брейтгауптит, шмальтин, аргентит, кобальтин, дискразит, прустит, пираргирит и др. Характерны колломорфные текстуры руд.
* *Формация Со–Ni–Аs–U –* месторождение Большого Медвежьего озера в Канаде. Представляет собой веерообразную систему кварцевых жил в гранитах. Минеральный состав жил сложный: магнетит, пирит, сульфоарсениды и антимониды никеля и кобальта, висмутин, галенит, сфалерит, аргентит, урановая смолка и др. Широко развиты метаколлоидные текстуры руд.

*Низкотемпературные месторождения* Указанные месторождения образуются при температурах от 200 до 50°С. Экономическое значение их, особенно для золота и серебра, очень велико. Кроме того, из месторождений этого типа поступает вся мировая продукция ртути, сурьмы, исландского шпата, алунита и барита. Низкотемпературные месторождения располагаются обычно очень далеко от магматических очагов и поэтому вмещающими породами для них являются осадочные или вулканогенные и изредка интрузивные. Связь с магматическими очагами для этих месторождений устанавливается с трудом и очень редко.

Рудные тела образуют в основном жилы, причем характерны камерные жилы (с раздувами). Когда месторождение формируется метасоматическим путем, возникают пласто– и линзообразные залежи. Размеры месторождений чаще средние и крупные, иногда мелкие.

Вещественный состав руд определяют низкотемпературные минералы: киноварь, антимонит, реальгар, аурипигмент, золото и серебро в самородном виде, теллуриды и селениды золота и серебра, самородная медь, халькопирит, тетраэдрит, халькозин, энаргит, галенит, сфалерит, аргентит, сложные сульфоантимониты и сульфоарсениты серебра (пираргирит, прустит, стефанит), марказит, кальцит, халцедон, флюорит, барит, алунит. Главные жильные минералы: кварц, халцедон, опал, карбонаты (кальцит, родохрозит), барит, алунит, каолинит, цеолиты и адуляр.

Наиболее типичны для описываемых месторождений текстуры, образующиеся в открытых трещинах и полостях: друзовая, кокардовая, крустификационная, гребенчатая. Широко развиты колломорфные (натечная и почковидная), тонкополосчатые метаколлоидные, а также брекчиевые текстуры.

Низкотемпературные гидротермальные месторождения могут быть подразделены на глубинные и приповерхностные, причем последние преобладают. Выделяют две главные формации глубинных месторождений:

* *Формация сурьмяная* – месторождения Кадамжай (Средняя Азия), Тургайское (Казахстан), Си–Гауань–Хань (Китай). Главный рудный минерал – сурьмяный блеск, встречающийся в кварцевой или кремнисто–карбонатной жильной массе.
* *Формация ртутная и ртутно–сурьмяная* – месторождения Никитовское (Донбасс), Хайдаркан (Средняя Азия), Альмаден (Испания). Руды представлены киноварью, которая иногда ассоциирует с сурьмяным блеском и пиритом. Жильными минералами обычно являются кварц, кальцит и флюорит.

Среди приповерхностных низкотемпературных месторождений выделяются следующие формации:

* *Формация Аu–Аg–Pt* – месторождения Крипль–Крик в Колорадо, Комсток в Неваде, Нагиаг в Венгрии, месторождения Сибири. Характерна связь месторождений с молодыми вулканогенными породами, подвергшимися пропилитизации. Рудные минералы – золото, серебро, калаверит, креннерит, гессит, сильванит, нагиагит, пираргирит, полибазит; иногда встречаются пирит, марказит, аргентит, стибнит и др. Жильные минералы– кварц, халцедон, адуляр, флюорит, карбонаты. Текстуры руд: друзовая, кокардовая, брекчиевидная.
* *Формация Аs* – месторождение Пахука в Мексике, представляющее собой крупную жилу в андезитах и дацитах. Рудные минералы – пирит, галенит, аргентит, стефанит, полибазит; нерудные – кварц, халцедон, опал, сидерит, адуляр. Текстуры руд – брекчиевидная, полосчатая, жеодовая, крустификационная. Вмещающие породы подвергались пропилитизации, окремнению и каолинизации.
* *Формация Нg* – месторождение Монте–Амиата в Италии. Ртутное оруденение в виде киновари связано с молодыми трахитами.

Руды гидротермальных месторождений образуются обычно в несколько стадий минерализации, которые устанавливаются по текстурным и структурным признакам. Довольно часто наблюдается повторное выделение одного и того же минерала на разных стадиях процесса. Отложение нескольких генераций одного и того же минерала называется *рекурренцией*.

Иногда наблюдается повторение условий рудообразования на последовательных стадиях гидротермального процесса; например, возрождение высокотемпературного уровня в последующую стадию после падения температуры к концу предшествующей стадии. Такое явление называется *реювинацией.* Метасоматические изменения боковых пород, имеющие очень важное поисковое значение, разнообразны и отчетливо выражены.

*Серицитизация* – широко распространенный процесс изме­нения полевошпатовых пород кислого и среднего состава (граниты, кварцевые диориты), а также эффузивов, туфов, метаморфических и осадочных пород. Химическая сущность процесса серицитизации заключается в выносе из породы натрия, магния, кальция и привносе калия, а также воды и кислотных радикалов. Минеральный состав серицитсодержащих пород: серицит, кварц карбонаты, рутил, хлорит, сульфиды (пирит, халькопирит и др.) Менее постоянные минералы: турмалин, флюорит, барит, тальк эпидот. Серицит образуется главным образом в результате разложения полевых шпатов, но может получаться также за счет биотита, андалузита, топаза, хлорита.

Серицитизация наиболее характерна для месторождений цветных металлов; она наблюдается на уральских и закавказских медноколчеданных месторождениях, алтайских, салаирских и Кавказских свинцово–цинковых месторождениях; в некоторых прожилково–вкрапленных медных рудах. Кроме того, серицитизация про является в ряде редкометальных и золоторудные месторождений. Мощность зон серицитизации обычно значительнс превосходит мощность рудных залежей, что имеет важное поисковое значение, например, для колчеданных месторождений Урала Красногвардейского в 1,6 раза, Дегтярского в 6,4 раза, Новолевихинского в 5,4 раза.

*Березитизация*. Сущностью процесса березитизации является разложение полевых шпатов, новообразование за счет их серицита и кварца с одновременной пиритизацией породы. Следовательно, березиты представляют собой кварц–серицитовые породы, образовавшиеся в результате гидротермально–метасоматического изменения гранитов Отличительная особенность березитов – присутствие довольно крупных кристаллов серицита, которые могут быть отнесены к мусковиту. Кроме Березовского месторождения эти породы встречаются и на других золоторудных и редкометальных месторождениях

*Окварцевание* – широко развитый гидротермальный процесс, которому подвергаются осадочные и изверженные породы Различные сланцы и мелкозернистые песчаники переходят при этом в роговики, известняки, а также – в кремнистые известняки. Особенно важное значение имеет окварцевание кислых и средних изверженные пород (порфиров), переходящих в так называемые вторичные кварциты.

Вторичные кварциты Н.И. Наковник относит к гидротермально–метасоматическим образованиям. Минеральный состав их: кварц, серицит, пирит, гематит, рутил, алунит, каолинит пирофиллит, андалузит, диаспор, корунд, топаз и др. Особенно широко развиты вторичные кварциты в Восточном Казахстане где они связаны с кислыми породами. Вторичные кварциты имеют крупное промышленное значение как месторождения медных и медно–молибденовых руд, а также глиноземистого, огнеупорного сырья. В последние годы с вторичными кварцитами установлена также связь месторождений золота и полиметаллов.

*Хлоритизация* редко проявляется самостоятельно и большей частью тесно связана с серицитизацией, турмалинизацией, окремнением и пропилитизацией. Хлоритизация главным образом проявляется на медноколчеданных, полиметаллических золоторудных и других гидротермальных средне– и низкотемпературных месторождениях. Минеральный состав хлоритизированных пород: хлорит, кварц, серицит, иногда биотит, амфиболы, турмалин, гранат, карбонаты.

*Лиственитизация* – процесс гидротермального изменения ультраосновных и основных пород, происходящий за счет растворов, содержащих значительное количество углекислоты. В результате этого процесса образуется лиственит – зернистая порода серовато–зеленого цвета, состоящая из карбоната (преимущественно магнезиально–железистого), кварца, фуксита (хромовой слюды) и хлорита. Иногда присутствует вкрапленность пирита. Листвениты могут образоваться за счет змеевиков, габбро и порфиритов. Эти породы широко развиты, например, на Березовском и Пышминско–Ключевском месторождениях Урала.

Изменения рудовмещающих пород представлены следующими процессами:

*Пропилитизация –* гидротермальное изменение средних и основных эффузивных пород (андезитов, дацитов, базальтов) и реже кислых (риолитов и др.), при котором темноцветные компоненты породы разлагаются и за их счет образуются хлорит и эпидот. Происходит также альбитизация полевых шпатов, кроме того, возникают карбонаты, алунит, серицит, цеолиты, пирит. Химизм процесса пропилитизации заключается в выщелачивании натрия и частично калия и потере некоторого количества кальция и магния. В результате этого процесса образуются измененные породы зеленого или светло–зеленого цвета, весьма характерные для золото–серебряных месторождений, приуроченных к третичным эффузивам (Трансильвания, Комсток в США, Пахука в Мексике).

*Аргиллизация* – низкотемпературный метасоматический процесс, обусловленный проявлением поствулканической деятельности, приводящей к замещению исходных минералов вулканической породы глинистым веществом.

*Алунитизация (или оквасцевание)* – сравнительно низкотемпературный процесс, происходящий вблизи поверхности земли и захватывающий иногда большие площади. В результате этого процесса в районе вулканической деятельности кислые и средние полевошпатовые породы изменяются под воздействием сольфатар. Минеральный состав алунитовых пород: алунит, кварц, пирит, серицит, пирофиллит, каолинит, цуниит и др. Скопления алунита представляют собой не только рудоносную породу, но и самостоятельные месторождения квасцового камня, как, например, Загликское месторождение в Закавказье.

*Каолинизация* – изменение полевошпатовых пород под воздействием кислых вод, содержащих углекислоту, а также гуминовую или серную кислоту и фтористый водород. В результате этого процесса накапливается каолинит или диккит; кроме того, в измененной породе присутствуют кварц, рутил, пирит, гематит и как примеси диаспор, алунит, серицит.

*Окремнение* – процесс образования вторичного кварца и халцедона вблизи рудных залежей; иногда содержание кремнезема во вмещающих породах достигает 90 % (месторождение Потози в Боливии). Вторичные кварциты в ряде областей и стран, приурочены к близповерхностным внедрениям магмы и представляют собой гидротермальные образования, связанные с вулканической деятельностью. Он рассматривает термин «вторичные кварциты» широко, алунитизацик и каолинизацию относит к отдельным фациям вторичных кварцитов.

**3 Классификация гидротермальных месторождений**

Наиболее распространенной систематикой, используемой многими геологами в различных странах на протяжении многих лет является классификация, разработанная американским геологом В. Линдгреном. Он подразделил гидротермальные месторождения по температурам и глубине образования на три класса: 1) гипотермальный – большие глубины, высокие давления и температуры (500–300 ºC); 2) мезотермальный – средние параметры, температуры – 300–200º C и 3) эпитермальный – небольшие глубины и низкие температуры (200–50 ºC).

Во второй половине XX века стала разрабатываться новая классификация, учитывающая четыре главных признака: 1) связь с магматическими формациями, 2) состав руд, 3) физико–химические условия образования, 4) геолого–геохимические параметры. В законченном виде эта систематика была изложена в трудах Ф.И. Вольфсона, В.И. Смирнова и других советских геологов. Было предложено гидротермальные месторождения подразделять на три класса: плутоногенный, вулканогенный и амагматогенный (телетермальный).

*Плутоногенные месторождения* продолжают магматогенную серию и по геолого–генетическим образованиям связаны с альбитит–грейзеновыми и скарновыми группами месторождений. Они формировались в широком диапазоне геологических и термодинамических условий. Основная масса их относится к жильным и штокверковым образованиям. Среди них известны высоко– средне– и низкотемпературные рудные формации.

Наиболее распространены *высокотемпературные рудные формации* с примерами типичных месторождений: кварц–молибденитовая, кварц–халькопиритовая (Браден, Чукитамата в Чили); кварц–золотая (Березовское, Урал); кварц–молибденитовая (Клаймакс, США); кварц–висмутиновая (Адрасман, Средняя Азия) и др.

*Среднетемпературные месторождения* включают многочисленные, преимущественно жильные месторождения, в составе которых, кроме кварца, широко представлены сульфиды и сульфосоли.

*Низкотемпературные (амагматические) месторождения* представлены рудными формациями, образовавшимися при температурах 200–50 ºC. Это наиболее спорная в генетическом отношении группа месторождений. Типичными примерами подобных минеральных образований являются сурьмяно–ртутная формация в джаспероидах (Хайдаркан в Узбекистане, Альмаден в Испани), родохрозит–родонитовая (Бьют, США), сидеритовая (Бакал, Урал) и др.

*Вулканогенные гидротермальные месторождения*. Среди них различают: 1) вулканогенные андезитовые и 2) вулканогенные базальтоидные субморинные (колчеданные) месторождения.

*Вулканогенные андезитовые месторождения*. Они обычно приурочены к окраинным магматическим дугам, связанным с глубинными частями зон субдукции. Это, как правило, изогнутые в плане (в сторону континента) вулканно–плутонические пояса андезитового и риолитового состава. Наиболее грандиозными структурами подобного типа являются вулканические пояса Тихоокеанского континентального обрамления. В азиатской его части выделяются Чукотско–Катазиатский планетарный пояс, протяженностью более 10 тыс. км, а в восточной его части – вулканно–плутонические пояса Анд и Кордильер и Северной Америки. Оруднение обычно приурочено к палеовулканам, их жерловым и периферийным частям, где концентрируются в конических, кольцевых, радиальных и трубчатых разрывных структурах.

Месторождения формировались на небольших глубинах – от нескольких десятков–сотен метров до первых километров в условиях резкого спада температуры и давлении при быстро возрастающем кислородном потенциале.

Наиболее типичны следующие рудные формации: 1) серебро–оловянная; 2) серебро–золотая; 3) серебро–сульфидная; 4) серебро–арсенидная. Месторождения серебро–оловянной формации широко распространены в оловянном поясе Боливии. Среди них по экономической значимости выделяется *месторождение Потоси*. Оно сложено вулканическими породами позднемелового–третичного возраста, залегающими на дислоцированных ордовикских песчаниках и сланцах. Вулканические породы представлены ингимбритами, туфами и лавами андезитового, дацитового и риолитового состава общей мощностью до 1500 м. Они прорваны средне– и позднетретичными субвулканическими штоками диоритовых порфиритов и риолитов. Рудные жилы сосредоточены вокруг штока порфиров, но прослеживаются также во вмещающие породы.

Рудные тела представлены отдельными жилами, пучками жил или отдельными зонами линейных прожилков. Жилы прослеживаются до глубины 800–900 м, но богатые руды развиты до глубины 350 м. Рудообразование развивалось в пять стадий. На первой стадии выделялись кварц, касситерит, вольфрамит, арсенопирит, висмутит, пирротин, на второй – халькопирит и станнин, на третьей – сфалерит, тетраэдрит, андорит (AgPbSb3S6) и матильдин (AgBiS2), на четвертой – пираргирит, джемсонит, буланжерит, сфалерит, галенит, а на пятой – формировались прожилки алунита. Процесс рудообразования начинался при температуре 500–400 ºC, а завершался при температуре 50–100 ºC.

*Вулканогенные базальтоидные субморинные (колчеданные) месторождения* генетически связаны с подводно–морскими базальтоидными формациями. В геологической истории Земли месторождения этого класса образовывались непрерывно, начиная с раннего архея и кончая современным колчеданным рудогенезом в океанических структурах. Выявлены четыре характерных типа геотектонических обстановок колчеданного рудообразования: 1) островные дуги, 2) срединно–океанические хребты, 3) тыловодужные бассейны, 4) зоны разломов на границе палеоконтинентов.

С месторождениями данного класса связаны промышленные скопления сульфидных руд меди, цинка, свинца, а также значительные запасы серебра, золота, висмута и других элементов.

**2.7 Колчеданные месторождения**

1. Физико–химические условия образования

2. Этапы рудообразования

3. Подразделение колчеданных месторождений

**1. Физико–химические условия образования**

К колчеданным относятся месторождения, руды которых сложены преимущественно сульфидами железа, с редким преобладанием пирита, пирротина, марказита, с которыми ассоциируют халькопирит, борнит, сфалерит, блеклые руды. Нерудные минералы развиты слабо и представлены обычно баритом, кварцем, кальцитом, серицитом, хлоритом, гипсом.

Изменения боковых пород, вмещающих колчеданные залежи, проявляются чаще всего в хлоритизации, серицитизации, окварцевании и пиритизации.

Колчеданные месторождения ассоциируют с базальт–риолитовыми или и вулканогенными формациями ранней стадии геологического развития эвгеосинклиналей. В связи с этим они входят в состав офиолитовых или зеленокаменных поясов, возникающих при последующем метаморфизме, на месте геосинклинальных трогов, выполненных плутоническими и вулканическими производными базальтоидной магмы, а также их пирокластами, перемежающими с прослоями терригенных осадков. В пределах этих поясов колчеданные месторождения вытягиваются прерывистыми цепями, длина которых достигает нескольких тысяч километров.

Рудные тела колчеданных месторождений имеют сложную конфигурацию. В них различают согласную с вмещающими породами пластообразную часть и систему секущих прожилково–вкрапленных руд. Типичные формы рудных тел – линзы, жило– и пластообразные залежи и штоки, вкрапленные и прожилковые зоны. По текстурным особенностям различают массивные, слоистые и прожилково–вкрапленные руды.

Колчеданные залежи сопровождаются ореолами измененных вмещающих вулканогенных пород, превращенных в пиритизированные кварц–серицитовые, кварц–серицит–хлоритовые и другие метасоматиты.

Рудокласты – обломки и катуны колчеданной руды в вулканогенно–осадочных отложениях.

Колчеданные руды служат сырьем для добычи серной кислоты, меди и цинка с попутным получением барита, золота, серебра и других металлов. Все колчеданные месторождения рассматриваются как продукты восходящих минерализованных газогидротермальных потоков, генерированных глубинными вулканическими очагами. Часть рудного вещества этих потоков отлагается на путях их подъема, фильтруясь сквозь колонну возникших перед этим вулканических пород и формируя вулканогенные гидротермально метасоматические залежи прожилково–вкрапленных руд. Другая часть достигла дна геосинклинального бассейна и выпала, образуя вулканические гидротермально–осадочные пластовые залежи массивных руд.

*Геологический возраст.* В архейском цикле образованы месторождения Канады, США, Австралии, Карелии. В протерозойское время возникли колчеданы Прибайкалья, Полярного Урала, Индии, ЮАР. Каледонские колчеданы характерны Бурятии, Западных Саян, Канады, Бирмы. Герцинские колчеданные месторождения очень распространены Урал, Рудный Алтай, Казахстан, Испания и т.д. Киммерийские колчеданы известны на Кавказе, в Якутии. Японии. Альпийская металлогения – Турция, Греция, Франция, Куба и т.д.

*Глубина, температура и давление образования колчеданных месторождений.* Колчеданные месторождения формируются в начальную стадию геосинклинального цикла связи с базальтоидным вулканизмом, причем лавная масса колчеданов накапливается в конце каждого вулканического цикла после изменения кислых лав, сменяющихся длительной поствулканической газо–гидротермальной деятельностью. При возрождении вулканической активности новому вулканическому циклу будет соответствовать новая, более молодая генерация колчеданных залежей.

Большая часть полученных данных говорит о том, что колчеданные месторождения формировались в придонных частях палеоморей. При этом вулканогенно–осадочные пластовые залежи массивной руды отлагались при сравнительно низком давлении, а колонна подстилающих их прожилково–вкрапленных руд, уходящая до глубины свыше 1000 м, формировались в обстановке высокого давления. В первом случае давление определяется столбом морской воды, которое при глубине в 500 м составляло 5 МПа, а при максимальной глубине 10000 м могло достигать 100 МПа.

Температуры образования колчеданных месторождений с учетом всех тонкостей – от переработки боковых пород до выпадения последних порций рудообразующих минералов находится в широком интервале от 500 до 40 0С.

**2. Этапы рудообразования**

В общей истории колчеданного рудообразования достаточно отчетливо намечаются три этапа.

*Первый (предрудный) этап* обусловлен высокотемпературными кислыми газовыми растворами, приводящими к интенсивной перегруппировке минеральной массы вулканогенных пород, без заметного превноса вещества. В этих условиях возникает метасоматическая колонна гидротермально измененных пород, состоящая из четырех зон по мере удаления: кварцитовой, кварц–серицитовой, серицит–хлоритовой, хлоритовой или проталитовой.

*Второй (колчеданный) этап* постепенно сменяет первый. В этот этап происходит накопление основной массы сульфидов железа из гидротермальных растворов, циркулирующих вдоль трещин в измененных кварц–серицитовых породах.

*Третий (рудный) этап* отмечается лишь на некоторых колчеданных месторождениях. В отличие от первых слитных этапов, он отделяется длительным перерывом, во время которого минеральные массы ранних этапов могут претерпеть некоторый метаморфизм, тектонические деформации и внедрение даек изверженных пород.

**3. Подразделение колчеданных месторождений**

По составу руд, связям с различными вулканическими формациями, геодинамическим обстановкам колчеданные месторождения могут быть представлены следующими основными типами: серноколчеданным (кипрский тип), медно–колчеданным (уральский тип), колчеданно–полиметаллическим (алтайский тип или тип Куроко).

*Серноколчеданные месторождения* *(кипрский тип).* Образуются в спрединговых обстановках, пространственно и генетически связаны с недифференцированным базальтоидным вулканизмом, сложены пиритовыми рудами с небольшой примесью кварца. Месторождения этого типа известны на Кипре, Урале (Карабашское), Австралия (Броккен–Хилл), в Испании, Японии. Пирит служит источником для получения серной кислоты.

*Медно–колчеданные (уральский тип),* месторождения пространственно и генетически связаны с контрастными риолит–базальтовыми формациями и образуются в субдукционных обстановках. Руды представлены преобладающими сульфидами железа (пиритом, мельниковитом, марказитом) и халькопиритом; второстепенные рудные минералы – сфалерит, пирротин, блеклые руды, галенит и др. Этот тип месторождений широко распространен и детально исследован в герцинских комплексах Урала (Сибай, Гай, Учалы, Блявинское).

*Колчеданно–полиметаллические месторождения* пространственно и генетически связаны непрерывными вулканогенными формациями – риолит–андезит–базальтовыми. Главными рудными минералами являются пирит, сфалерит, галенит, реже халькопирит, среди жильных минералов преобладают кварц, барит. Месторождения данного типа развиты на Рудном Алтае (Риддер–Сокольное, Зыряновское, Тишинское), в Прибайкалье (Холодненское), Забайкалье (Озерное), в Казахстане (Жайрем, Текели), в Грузии (Маднеули), в Японии (Куроко), в Испании (Рио–Тинто).

**Раздел 3 Экзогенная серия**

**3.1 Месторождения выветривания**

1. Физико–химические условия образования месторождений выветривания.

2 Агенты выветривания.

3. Классификация месторождений выветривания.

**1. Физико–химические условия образования**

Экзогенные месторождения, разделяющиеся на месторождения выветривания и осадочные, формируются на поверхности Земли или вблизи нее за счет внешней энергии. Источником энергии для их образования служит Солнце, под действием которого на Земле происходят изменение минеральных масс, круговорот воды, движение атмосферы и различные биохимические процессы. Важную роль в происхождении экзогенных месторождений играют также коллоидные растворы.

*Месторождения выветривания* по условиям образования и месту своего нахождения связаны с корой выветривания. *Кора выветривания* – это континентальная геологическая формация, образующаяся при воздействии энергии жидких и газообразных атмосферных и биогенных агентов на коренные породы, в результате на их месте возникают новые минеральные ассоциации со свойственными им особыми текстурами, структурами и вещественным составом. К корам выветривания приурочены характерные месторождения полезных ископаемых – бокситов (около 95% мировых запасов), железа, марганца, никеля, кобальта, золота, редких металлов, каолина, цеолитов, монтмориллонита и др. В Беларуси в них локализованы месторождения каолина и боксит–давсонитовых руд. Подавляющая часть рассматриваемых месторождений связана с процессом выветривания, происходящими в континентальных условиях. Однако некоторые типы месторождений (бентонитовых глин, цеолитов и др.) обусловлены подводным выветриванием – гармиролизом.

Процессы выветривания протекают в самой верхней части литосферы (первые сотни метров) при атмосферном давлении и небольших колебаниях температур (от +50 до –50 ºC). В зоне гипергенеза ограничены вариации окислительно–восстановительных и кислотно–щелочных показателей. В этих условиях породообразующие, а также рудные и акцессорные минералы ведут себя по–разному. По степени устойчивости к разложению выделяют четыре минеральные группы (таблица 5).

Таблица 5 – Относительная устойчивость минералов в зоне выветривания

|  |  |  |
| --- | --- | --- |
| Группы | Породообразующие минералы | Акцессорные минералы |
| 1. Весьма устойчивые | Кварц | Хромшпинелиды, топаз, турмалин, брукит, анатаз, лейкоксен, рутил. шпинель, платина, осмистый иридий, золото, циркон, иридий, корунд, алмаз |
| 2. Устойчивые | Мусковит, ортоклаз, микроклин, кислые плагиоклазы | Альмандин, гематит, магнетит, титаномагнетит, колумбиттанталит, сфен, силлиманит, дистен. торианит, перовскит, ильменит, ксенотим, монацит, касситерит, андалузит, гранаты |
| 3. Мало устойчивые | Амфиболы, пироксены, диопсидгеденбергит | Вольфрамит, шеелит, апатит, андрадит, гроссуляр, ортит, актинолит, цоизит, эпидот, хлоритоид. ставролит |
| 4. Неустойчивые | основные плагиоклазы, фельдшпатоиды, щелочные амфиболы, биотит, авгит, оливин, глауконит, доломит, кальцит, гипс | Пирротин, сфалерит, халькопирит, арсенопирит, киноварь, пирит |

Минералы первой и второй групп могут образовывать концентрации, в том числе рудные, в элювиальных образованиях. В таких случаях формируются *элювиальные россыпи.* Для разложения минералов третьей и четвертой групп необходимо глубокое химическое выветривание.

В группу месторождений выветривания отнесены месторождения, образование которых непосредственно связано с процессами выветривания, протекавшими на континентах, реже в подводно-морских условиях. Они включают в себя месторождения бокситов, железа, марганца, никеля, кобальта, редких металлов, золота, каолина, апатита, магнезита, талька, барита, цеолитов, монтмориллонита, маршаллита и камнесамоцветного сырья.

Типичными особенностями рассматриваемых месторождений следует считать: связь их с тропическим климатом; приуроченность месторождений к региональным поверхностям несогласия; положение руд в определенных вертикальных минералого-геохи- мических зонах кор выветривания; преимущественно плащеобразную форму рудных тел; слабую сцементированность вмещающих пород, пористые, цементные, каркасные текстуры, колломорф- ные и тонкодисперсные структуры руд. Кроме того, благоприятными факторами являются состав исходных пород, синхронные выветриванию особые геоморфологические и гидрогеологические условия и проявления вулканизма (рисунок 2.1).

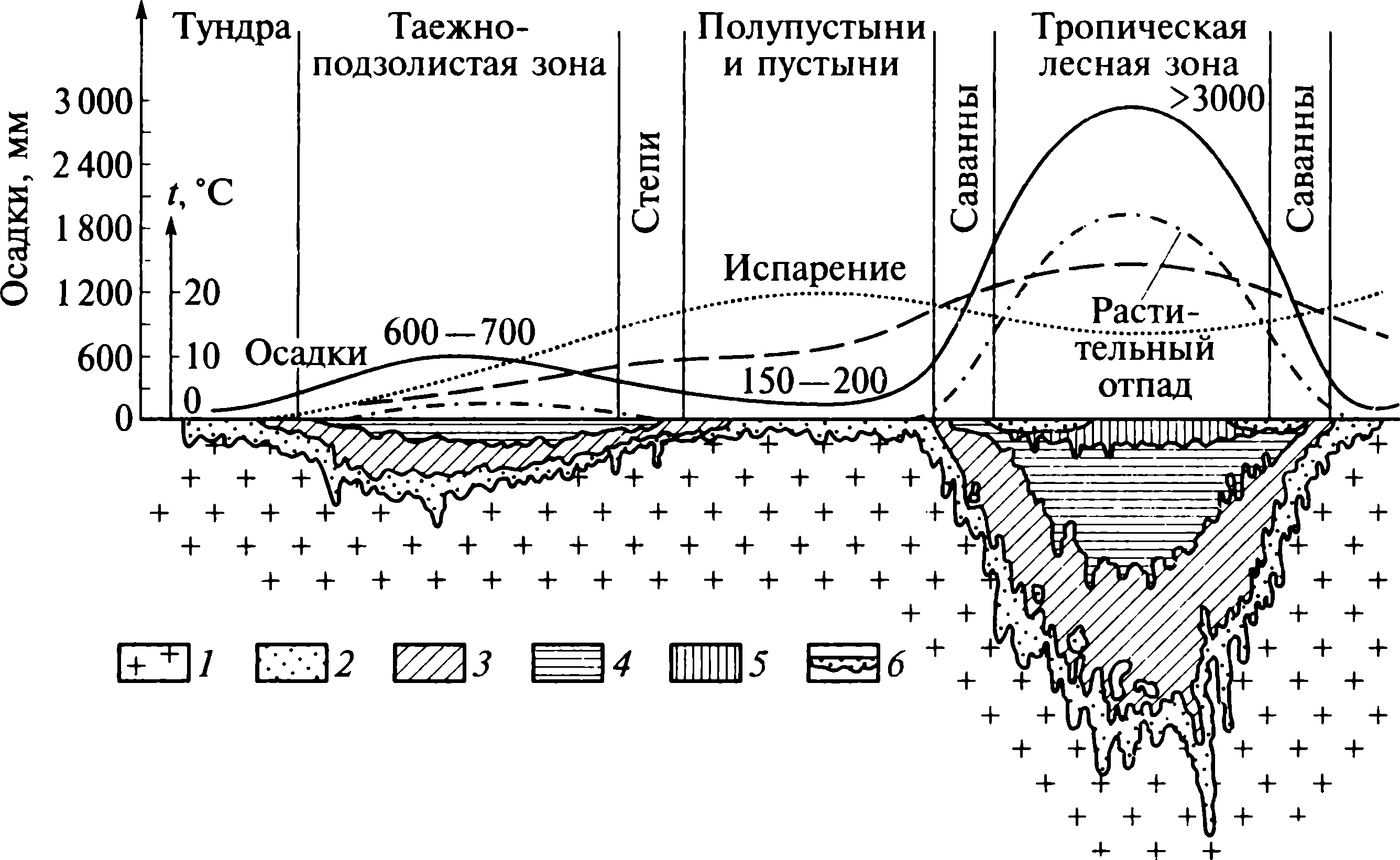


Рисунок 2.1 – Схема образования коры выветривания на тектонических неактивных площадях (по Н. М. Страхову, 1963):

1 – свежая порода; 2 – зона дресвы, химически малоизмененной; 3 – гидрослюдисто-монтмориллонитово-бейделлитовая зона; 4 – каолиновая зона; 5 – охры, оксиды алюминия; 6 – панцирь, оксиды железа и алюминия

Процессы выветривания протекают в самой верхней части литосферы. По степени устойчивости к разложению в гипергенезе выделяют четыре минеральные группы. Минералы первой и второй групп могут давать концентрации, в том числе рудные в элювиальных образованиях, формируя россыпи. Для разложения минералов второй и третьей групп требуется глубокое химическое выветривание. Минералы последней группы наиболее легко подвергаются разложению. К ним следует отнести урановые минералы, органическое вещество углей и углеродистых сланцев.

Главные процессы, обусловливающие разложение минералов в коре выветривания, следующие: окислительно-восстановительные реакции (кислород, сера, железо и углерод); реакции обмена, происходящие из-за изменений состава и кислотно-хцело- чных условий; гидролиз безводных соединений; микробиальная деятельность.

Конечные продукты глубокого химического преобразования в корах выветривания – это глинистые минералы, простые оксиды и гидроксиды. Кроме них могут формироваться карбонаты, сульфаты, сульфиды, фосфаты (апатит, черчит, вивианит). Все они составляют группу новообразованных минералов и, как правило, слагают дисперсные фазы.

Полезные компоненты, образующиеся в корах выветривания, могут накапливаться как непосредственно в них (остаточные месторождения), так и на удалении (переотложенные или инфильтрационные). Кроме того, принято различать разные профили выветривания (снизу-вверх): гидрослюдистый, или насыщенный, сиалитный, в котором широко распространены гидрослюды, гидрохлорит, бейделлит и монтмориллонит, ассоциирующие с остаточными скоплениями кремнезема; глинисто-каолиновый, или ненасыщенный, сиалитный, в составе которого типичны каолинит, галлуазит, нонтронит, кварц; характерен вынос кремнезема, в ряде случаев вынос алюминия и железа, при котором образуется плотная кремнистая глиноподобная порода – литомарж; латеритный, или алитный, характеризующийся почти полным выносом кремнезема и концентрацией простых гидроксидов алюминия (гиббсит, гидраргилит, бёмит, диаспор), железа (лимонит, гидрогетит) и титана (лейкоксен).

Параллельно с преобразованием минеральной части пород в коре выветривания протекают процессы выщелачивания. В корах распространены сорбционный, окислительно-восстановительные, кислотно-щелочные, в меньшей мере механический и испарительный геохимические барьеры. На окислительном могут накапливаться руды железа, марганца, меди, ванадия, селена, церия, на восстановительном – урана, меди, ванадия. При изменении кислотно-щелочных условий и в результате реакций обмена концентрируются никель, кобальт, бериллий, молибден, серебро, частично золото, образуются магнезит, барит, апатит, целестин, стронцианит. Сорбционные концентрации характерны для радия, урана, лития и редких земель. Испарительный барьер действует в пустынных условиях, где могут накапливаться уран, радий и ванадий. Механическим путем в результате гравитационных просадок возможны концентрации золота, платиноидов, касситерита, тантало-ниобатов и других тяжелых устойчивых полезных компонентов.

С латеритными корами выветривания связаны все важнейшие месторождения, прежде всего бокситовые. В наиболее типичном случае бокситовые залежи представляются панцирными корами, занимающими самые верхние горизонты кор. С латеритами, развитыми по ультрабазитам, связаны месторождения кобальт-желе- зо-никелевых руд. Обычно они подразделяются на площадные, комбинированные и линейные. Первые наиболее распространены и составляют основные запасы на месторождениях. Вторые также часто встречаются и являются комбинацией плащевидных горизонтов кор с крутопадающими зонами, распространенными вдоль зон разломов и трещиноватости. Наиболее ярким примером месторождений со сложной формой рудных тел являются лимонити- зированные залежи месторождений Курской магнитной аномалии (КМА) и никеленосных кор выветривания.

Для образования остаточных месторождений тектонический режим предопределяет три условия: большие объемы гиперген- ной проработки исходных пород и, как следствие, крупные запасы руд; стабильность действия геохимических условий рудонакоп- ления и соответствующую длительность формирования кор выветривания; сохранность месторождений.

Продолжительность формирования 100-метровой коры оценивается в   
1 млн. лет. Рассматриваемые месторождения можно объединить в несколько рудных формаций: латеритные и карстовые бокситы; железо-кобальт-никелевая в серпентинизиро- ванных гипербазитах; редкометалльные и редкоземельные вы- ветрелые карбонатиты и щелочные граниты; золотоносные контактные и карстовые коры выветривания; каолиновая в выветре- лых гранитах; мартитовая в выветрелых железистых кварцитах; оксидные марганцевые руды в выветрелых марганцевоносных метаморфических породах.

В процессе природных реакций, протекающих в коре выветривания, на месте горных пород, не содержащих промышленно ценной минерализации или слабоминерализованных, при определенных физико–химических и геологических условиях могут возникнуть залежи полезных ископаемых. Накопление полезного минерального вещества может происходить двумя путями. Во–первых, вследствие растворения и выноса приповерхностными водами не имеющей ценной минеральной массы горных пород и накопления в остатке вещества полезного ископаемого. Такие месторождения называются *остаточными*. Во–вторых, определенные ценные составляющие горных пород могут растворяться этими водами и переотлагаться в нижней части разреза коры выветривания. Такие месторождения называются *инфильтрационными*. Таким образом, группа месторождений выветривания разделяется на два класса: остаточный и инфильтрационный.

**2. Агенты выветривания**

К основным агентам выветривания относятся вода, кислород, углекислота, микроорганизмы, аминокислоты, колебания температуры.

***Вода*** является наиболее действенным агентом выветривания. Она осуществляет – растворение, перенос, и отложение природных химических соединений в коре выветривания. Главным источником воды в коре выветривания являются атмосферные осадки просачивающиеся в глубь земли. Наиболее активные реакции разложения горных пород с участием подземных вод происходит в зоне аэрации выше уровня грунтовых вод. ***Кислород и углекислота*** играют важную роль в процессах окисления. Кислоты неорганического и органического состава учувствуют в процессе разложения горных пород, придавая определенную химическую направленность. ***Живые организмы***, главным образом бактерии и растения, принимают участие в преобразовании гонных пород у поверхности земли. ***Температура*** колеблется в узких рамках (от + 20 до –20 С0). Изменение температуры меняет растворимость газов в воде и в связи с этим изменяет темп реакции по разложению породообразующих минералов.

При разложении коренных пород в коре выветривания важную роль играют реакции окисления, гидратации, гидролиза и частично, диализа. Химическое выветривание чаще всего начинается с окисления. Окисление происходит по–разному в различных геологических обстановках и климатических условиях. Обычно этому процессуподвержены соединения железа, магния, никеля, кобальта, т. е. металлов, сравнительно легко вступающих во взаимодействие с кислородом. В то же время алюмосиликаты и силикаты (наиболее развитые породообразующие минералы) при воздействии на них поверхностных растворов, богатых кислородом, разлагаются. При этом слагающие их компоненты – щелочные металлы и даже кремнезем переходят в раствор. При разложении легче удаляются неметаллические элементы, тогда как металлы часто накапливаются в коре. К энергично выносимым относятся хлор, бром и сера, к легко выносимым – кальций, натрий, калий и фтор, к подвижным кремнезем фосфор, марганец, кобальт, никель и медь, а к инертным – железо, алюминий и титан.

*Профили выветривания.* В результате разложения коренных пород и избирательной миграции элементов возникает кора выветривания разного состава (или разного профиля выветривания) с характерными полезными ископаемыми. Профиль выветривания определяется, прежде всего, по степени разложения породообразующих силикатов, выражаемой соотношением кремния и алюминия в её минеральной массе. Различают следующие профили выветривания:

1. *гидрослюдистый* с элювиальными россыпями характеризуется изменением силикатов в реакциях гидратации и гидролиза без существенного выноса кремнезема. Типорфные минералы – гидрослюда, гидрохлорит, бейделлит, монтмориллонит. Для полезных ископаемых этот тип малосущественен. Иногда с ним связывают золотоносные коры выветривания.

2. *каолин–гидрослюдистый (глинистый* с месторождениями глин и каолинита, маршаллита, фосфоритов, магнезита, бирюзы. Профиль отличается частичным выносом кремнезема. Типоморфными минералами являются каолинит, галлуазит, нонтронит и кварц. Характерны месторождения глин и каолина.

3. *латеритный* с бокситами, кобальт–железо–никелевыми месторождениями. Характерно полное нарушение связей между глиноземом и кремнеземом, интенсивная миграция (вынос из субстрата) щелочей, кремнезема и накопление гидрооксидов алюминия, оксидов и гидроксидов железа, водных силикатов никеля и кобальта, окислов марганца.

*Предпосылки для образования месторождений выветривания.*

К главным факторам выветривания относятся: климат, состав исходных пород, тектонический режим, геоморфологические и гидрогеологические условия.

*Климат.* Главными элементами климатических условий являются температура воздуха и количество осадков. Наиболее совершенные климатические условия для формирования кор выветривания складываются в тропиках с круглогодичной высокой температурой воздуха и с длительными периодами непрерывного увлажнения почвы, а наименее благоприятные – в суровом климате заснеженных приполярных областях (рис. 38). Климат со временем меняется и там, где раньше были тропические условия (например, на Южном Урале или на Колыме), сейчас установился климат средних и северных широт.

*Состав исходных пород*. Непременным условием для формирования рудоносных кор является также наличие ценных компонентов в исходных породах (субстрате). Ультраосновные и основные породы, в состав которых входят фемические минералы, разлагаются быстрее и наиболее легко образуют коры выветривания. К коре выветривания этих пород приурочены месторождения железа (бурый железняк), никеля (силикатные руды), бокситов. Кислые породы, состав которых определяется преобладанием сиалических минералов, преобразуется медленнее. В корах выветривания кислых пород возникают месторождения глин и бокситов.

*Тектонический режим*. Для месторождений выветривания особое значение имеют расколы площадей распространения коры выветривания на тектонические блоки и перемещения этих блоков друг относительно друга. При этом могут возникнуть три ситуации, влияющие на сохранность месторождений выветривания;

1. месторождения оказываются на приподнятых блоках, разрушаются эрозией и не сохраняются;

2. месторождения погружаются в нисходящих блоках, перекрываются мощными толщами молодых осадков, оказываются глубоко захороненными и труднодоступными;

3. месторождения кор выветривания сохраняются под тонким покровом молодых отложений стабильных тектонических блоков.

*Рельеф.* Сильно расчлененный высокогорный рельеф местности, в условиях которого физическое разрушение склонов ущелий опережает химическое разложение слагающих их пород, неблагоприятен для развития коры выветривания. Также не благоприятен сильно сглаженный равнинный ландшафт, особенно с высоким стоянием грунтовых вод. Оптимальные условия среднегорный, холмистый рельеф. По данным Б. Михайлова при одинаковом климате и субстрате на речных террасах формируются каолины, а на пенепленах – бокситы. Благоприятный рельеф формируются с тесной связи с тектоническим фактором.

*Уровень грунтовых вод*. Месторождения кор выветривания развиваются вниз от дневной поверхности до уровня грунтовых вод. Если этот уровень медленно опускается и на него наступает химическое разложение, это приведет к образованию мощной коры выветривания. Если со временем уровень грунтовых вод поднимется и перекроет кору выветривания, то развитие ее прекратится, а созданные месторождения законсервируются под грунтовыми водами.

Выявленные коры выветривания с их месторождениями, принадлежат разным эпохам – от древнейших до самых юных.

**3. Классификация месторождений выветривания**

*Остаточные месторождения.*

По условиям образования и форме А. И. Гинзбург (1947) выделил три разновидности кор выветривания: 1) площадная; 2) линейная; 3) приконтактовая.

Площадная кора выветривания и связанные с ней месторождения плащом покрывают коренные породы, за счет которых они образовались. Нижняя поверхность таких залежей имеет сложную морфологию и постепенный переход к неизмененным породам. Внутри такой залежи могут встречаться блоки неизмененной породы. Размеры залежей, форма которых пластообразная, колеблются от нескольких десятков до тысяч метров в поперечнике; мощность – от десятков сантиметров до первых десятков метров.

Месторождения линейной коры выветривания формируются вдоль систем трещин в коренных породах и имеют форму жилообразных тел. Такие тела прослеживаются по простиранию, как правило, на сотни метров, а на глубину – на несколько десятков метров, реже – на 100–200 м.

*Месторождения приконтактовые* локализуются вдоль поверхности контакта породы, поставляющей вещество полезного ископаемого при его разложении, и породы, осаждающей это вещество из приповерхностных водных растворов.

*Месторождения выветривания* могут быть неизмененными, а также переотложенными и преобразованными. Переотложенные залежи возникают вследствие некоторого смещения выветрелой минеральной массы под влиянием силы тяжести или энергии воды. Преобразованные тела коры выветривания формируются в связи с дополнительным привносом (инфильтрацией) соединений, не входящих в состав первоначальных продуктов разложения (ожелезнение, окремнение, омарганцевание, огипсование и т. п.). Залежи месторождений выветривания могут быть открытыми, выходящими на земную поверхность, и погребенными под более молодыми осадками. Среди них выделяются современные и древние, сформировавшиеся в прошлые геологические эпохи.

*Физико-химические условия образования*. Формирование месторождений выветривания обусловлено перегруппировкой минеральной массы глубинных горных пород, химически неустойчивых в термодинамических условиях в приповерхностных частях земной коры. Нижнюю границу коры выветривания, по мнению В. И. Вернадского, образует кислородная поверхность, которая близка к уровню грунтовых вод и обычно располагается на глубине 60–100 м, реже – до 200 м и более.

Основными агентами преобразования горных пород в коре выветривания являются: вода, кислород, углекислота, различные кислоты, организмы, колебания температуры.

Вода представляется наиболее действенным агентом выветривания. Действие ее определяют: 1) растворение, перенос и отложение природных химических соединений в коре выветривания; 2) растворение твердых, жидких и газовых агрессоров (кислород, углекислота, кислоты и др.); 3) разложение породообразующих минералов материнской породы при гидратации и гидролизе; 4) регулирование физико-химической обстановки процессов преобразования горных пород, обусловленных вариациями ее кислотности – щелочности (pH), окислительно-восстановительного потенциала (Eh) и химического состава растворенных в ней веществ.

По данным А. И. Гинзбурга, все процессы химического выветривания пород сводятся к четырем основным: 1) окислению; 2) гидратации; 3) выносу катионов (Na, K, Mg и др.); 3) накоплению в осадке SiO2, Al2O3, Fe2O3, MnO.

В остаточных продуктах химического выветривания в зависимости от климатических условий могут присутствовать либо водные силикаты глинозема из группы каолинита состава Al2O3×2SiO2×2H2O, либо глинозем в свободном состоянии в виде гидратов оксида: моногидрата Al2O3×H2O – бёмита и диаспора; тригидрата Al2O3×3H2O – гиббсита или гидраргиллита.

В зависимости от того, в какой форме накапливается Al2O3 – в виде гидросиликата или в форме гидроксидов, различают глинистое выветривание в первом случае и латеритное во втором.

Глинистое *выветривание* происходит в условиях умеренного климата и обусловливает формирование месторождений остаточных глин, состоящих из смеси гелей и кристаллических водных алюмосиликатов (каолинит, монтмориллонит, бейделит, аллофан и др.) с примесью трудно разлагающихся минералов (кварц, рутил, циркон и др.).

В условиях тропического климата происходят латеритное и коалиновое выветривания. В обстановке пологого (слабо расчлененного) рельефа при распаде силикатов образуются свободные Al2O3, Fe2O3 и SiO2 в виде золей. Возникающие при распаде силикатов соединения щелочей и щелочных земель не уносятся водами с арены выветривания. Они создают щелочную реакцию раствора, препятствующую коагуляции золя SiO2. В результате золи Al2O3×mH2O и Fe2O3×pH2O сразу же коагулируют и остаются на месте, а золь кремнекислоты большей частью уносится щелочными растворами вниз разреза и отлагается в более глубоких горизонтах. Таким образом, на поверхности происходит накопление оксидов алюминия и железа и образование латерита.

В условиях латеритного выветривания формируется определенный латеритный профиль. В области тропических лесов различают пять зон (сверху вниз): 1) зона охр; 2) каолиновая зона; 3) гидрослюдистая зона; 4) зона дресвы; 5) свежая порода.

На кислых, богатых глиноземом породах формируются преимущественно глиноземистые латериты. На ультраосновных породах, богатых железом и бедных алюминием, возникают железистые латериты.

В условиях расчлененного рельефа выветривание в тропическом климате протекает несколько иначе и называется каолиновым выветриванием. Щелочные земли уносятся в растворе проточными водами. Вместо Al2O3 происходит накопление SiO2. Так как поверхностные воды содержат в растворе много гуматов, то под их защитным действием золи железа не коагулируют, а выносятся с арены выветривания. В результате остается смесь гелей двух оксидов – Al2O3 и SiO2, что ведет к образованию каолинита Al2O3×2SiO2×2H2O и формированию залежи каолина.

*Месторождения бокситов*. Формировались при разложении различных глиноземсодержащих пород: щелочных, кислых, основных и др. Образование их происходит в условиях жаркого и влажного субтропического и тропического климата. Крупнейшие месторождения этого типа находятся в Австралии, Африке, Индии, Южной Америке, США, странах Карибского бассейна и др.

Основными рудообразующими минералами бокситовых залежей являются гиббсит и гематит с примесью в верхней части разреза бёмита (до   
10 %), каолинита (2–3 %) и титановых минералов. В небольших количествах присутствуют Mn, Ni, Co, V, Cr, Mo, Cu, Pb, Sn, Be.

*Месторождения каолинов*. В СНГ крупнейшие остаточные месторождения каолинов находятся в Украине и приурочены к коре выветривания допалеозойских кристаллических пород. Главная масса их связана с продуктами разложения кислых и отчасти щелочных пород: гранитов, сиенитов, гранито-гнейсов и пегматитов. В Беларуси с каолиновой корой выветривания в пределах Микашевичско-Житковичского выступа кристаллического фундамента связаны месторождения первичных каолинов Ситница, Дедовка, Березина и Люденевичи. Каолины светло-серые, белые, жирные, слабохлоритизированные, слюдистые с примесью зерен кварца и полевых шпатов. Состоят из каолинита с примесью гидрослюд и монтмориллонита.

***Инфильтрационные месторождения.*** К ним относятся такие месторождения выветривания, ценное вещество которых выщелочено из одних пород, перенесено грунтовыми водами и отложено в других породах, расположенных по соседству. Таким путем образуются инфильтрационные месторождения железа, марганца, ванадия, урана, фосфатов, гипса, боратов, магнезита и др. В образовании этих месторождений определяющее значение имеют геохимические барьеры, представляющие собой участки резкой смены условий миграции. Среди геохимических барьеров различают механические и физико-химические, обусловленные резким изменением химической обстановки, особенно щелочно-кислотных и окислительно-восстановительных условий.

*Месторождения железа*. При химическом выветривании железо переходит в раствор обычно в коллоидном состоянии. Растворы, содержащие железо, попадая в зону действия грунтовых вод и встречаясь с карбонатными породами, отлагают в них железо. В пустотах и трещинах известняков отлагается гель водного оксида железа, переходящий позже в лимонит.

Если растворы приносят карбонаты или сульфаты железа, то между раствором и известняком происходят реакции обмена и известняк метасоматически замещается сидеритом, который в зоне окисления переходит в лимонит. Подобные железорудные месторождения развиты достаточно широко. Наиболее крупные месторождения этого типа на Урале – Алапаевское и Билимбаевское.

*Месторождения меди*. Отложение меди происходит либо путем замещения карбонатного цемента песчаников, либо при участии восстановителей (битуминозных остатков растительности, а также животных, бактерий и др.). Руды обычно тонко рассеяны во вмещающих породах, нередко образуют обогащенные участки в виде струй, лент, чечевиц и т. п. Преобладают кислородные соединения меди – малахит и азурит. Крупные месторождения медистых песчаников имеются среди пермских терригенных отложений Приуралья, а также в Боливии, США и других странах.

*Месторождения урана.* В коре выветривания четырехвалентные соединения урана окисляются и переходят в легкорастворимые шестивалентные соединения. Особенно интенсивно этот процесс развивается в кислой среде сульфидизированных пород. В результате образуется весьма подвижный сульфат уранила (UO2SO4). Нередко большая часть урана выносится грунтовыми водами на значительное расстояние, за пределы источников его выщелачивания, и переотлагается с образованием инфильтрационных месторождений. Промышленные концентрации соединений урана могут быть сосредоточены в трещинах горных пород, в песчаниках и конгломератах, в пластах углей, в залежах битуминозных пород. Урановые месторождения выветривания создавались на всем протяжении геологической истории развития Земли. Они известны в ЮАР, Канаде, Франции, США и других регионах мира.

**3.2 Россыпные месторождения**

1. Механизм образования россыпей, типы россыпей

2. Формации россыпных месторождений

**1. Механизм образования россыпей**

*Россыпи* – скопления рыхлого или сцементированного материала, содержащегося в виде зёрен, их обломков либо агрегатов ценные минералы. Полезные минералы россыпей включают в себя: золото, платину и платиноиды, уран, терра–роса, ниобий, вольфрам, бериллий, ртуть, железо, медь, драгоценные и поделочные камни – алмазы, изумруды, гранаты, корунд и др., а также – формовочные, строительные и стекольные пески.

*Россыпями* называются скопления рыхлого или сцементированного обломочного материала, содержащего в виде зерен, их обломков или агрегатов ценные минералы. Россыпи образуются в результате разрушения коренных источников – эндогенных месторождений, рудопроявлений, минерализованных пород, а также путем перемыва промежуточных коллекторов – осадочных пород с повышенными концентрациями ценных минералов. Россыпное месторождение может быть представлено одной россыпью или группой пространственно сближенных россыпей (залежей), каждая из которых является самостоятельным объектом разведки.

Россыпи занимают видное место среди месторождений металлов и отдельных видов нерудного сырья, являясь для некоторых из них одним из основных источников добычи. Промышленное значение имеют россыпи золота, металлов платиновой группы (МПГ), олова, вольфрама, титана, циркония, тантала, ниобия, редкоземельных элементов, алмазов, ювелирных и ювелирно– поделочных камней и некоторых других полезных ископаемых. Нередко они являются также источниками получения ценных элементов, содержащихся в виде примесей в основных рудных минералах.

Месторождения россыпей обычно встречаются группами, объединяемыми в россыпные поля и районы. В последних встречаются коренные источники россыпей – рудопроявления и месторождения первичных руд. В таких случаях выделяют рудно–россыпные районы. В этой связи россыпи имеют важное прогнозно–поисковое значение.

*Механизм формирования россыпей* сводится к сортировке обломочного материала по крупности, плотности, форме частиц и химической устойчивости в процессе транспортировки. Все россыпные месторождения образуются под влиянием силы тяжести в связи с деятельностью поверхностных вод. Как отмечают В. И. Старостин и П. А. Игнатов (2004), механизм концентрирования россыпеобразующих минералов в воздушных, речных и бассейновых (озерных, морских, океанических) потоках вплоть до настоящего времени во многом не ясен. Единой модели для всех гидро- и аэродинамических условий не существует. Тем не менее практически все исследователи, изучавшие россыпи, едины во мнении, что для их образования необходимо сочетание следующих факторов:

1) присутствие в области питания россыпеобразующих минералов;

2) предварительная концентрация этих минералов;

3) интенсивное разрушение источников и глубокий эрозионный срез в областях денудации;

4) тектонически устойчивые разнонаправленные движения крупных блоков земной коры;

5) присутствие долгоживущих динамических ловушек полезных минералов.

Россыпеобразующие минералы – это, как правило, абразивно и химически стойкие высокоплотные минералы. Они концентрируются в тяжелой фракции отложений терригенного происхождения. Возможности формирования россыпей тех или иных минералов зависят от их физических свойств – твердости, способности к истиранию, спайности, хрупкости, смачиваемости, гидродинамических характеристик. Так, киноварь и вольфрамит, обладая совершенной спайностью, подвержены истиранию и разрушению. Вязкость янтаря и его низкий удельный вес, обусловливающий способность к всплыванию, приводят к его высокой подвижности и сохранности в потоках рассеяния. Мягкость и большой удельный вес пластинчатого золота не препятствует его переносу на большие расстояния. Гидравлические и физические параметры россыпеобразующих минералов определяют дальность их переноса. Так, в водной среде предельные расстояния переноса для танталита – 5 км, для пирохлора – 1,5, касситерита 3–6, золота – 8–10, платины – 4–8, нефрита – до 200 км, алмаза – десятки – первые сотни километров, сотни километров для рутила, ильменита, монацита и циркона. Хорошая транспортабельная способность в потоках рассеяния проявляется у алмаза, который, обладая высокой твердостью и химической стойкостью, а также гидрофобностью, способен к длительному переносу.

Источниками россыпей служат: магматические породы, обогащенные акцессорными минералами, например, редкометальные граниты; эндогенные рудопроявления и месторождения (коренные); древние осадочные породы, обогащенные полезными компонентами; древние россыпи (промежуточные коллекторы).

Интенсивное разрушение коренных источников россыпей взаимосвязано с предшествующими эпохами выветривания и перерывов в осадконакоплении. Разрушение коры выветривания создает предпосылки для первичного обогащения россыпей полезными компонентами.

По генезису и условиям формирования россыпи подразделяются на следующие типы: *элювиальные, склоновые, пролювиальные, аллювиальные, прибрежно–морские, озерные, гетерогенные, техногенные*. Кроме того, для некоторых видов полезных ископаемых практический интерес представляют эоловые, ледниковые, вводно–ледниковые, карстовые и другие россыпи. *Элювиальные россыпи* сложены неперемещенными продуктами выветривания (щебнисто–дресвяными или глинистыми), в которых содержание полезного компонента близко к его концентрации в коренном источнике или несколько выше вследствие выноса части продуктов выветривания. Эти россыпи обычно имеют вид плоской залежи, контуры которой в плане примерно совпадают с контурами выхода коренного источника на дневную поверхность.

*Склоновые россыпи (солифлюкционные, делювиальные и др.)* образуются при сползании по склону продуктов разрушения коренных источников и материала элювиальных россыпей. На относительно ровных склонах они имеют в плане плащевидную форму.

*Пролювиальные россыпи* приурочены к отложениям конусов выноса и пролювиальным шлейфам, образующимся в результате деятельности временных водотоков. К пролювиальным россыпям близко примыкают ложковые россыпи, залегающие на дне логов, распадков, лишенных постоянного водотока, и в долинах небольших ключей. Они тяготеют к коренным источникам, часто характеризуются резкими колебаниями мощностей продуктивных отложений и по условиям образования являются промежуточными между склоновыми и аллювиальными россыпями. Для указанных типов россыпей характерна слабая окатанность обломочного материала, плохая сортировка и неравномерное распределение полезных компонентов, часто по всей толще рыхлых отложений.

*Аллювиальные россыпи* образуются в результате размыва и переотложения водными потоками элювия, склоновых и других рыхлых образований, содержащих полезные минералы. Для аллювиальных россыпей характерна слоистость отложений и сортированность обломочного материала по крупности. В зависимости от положения в долине среди них выделяются русловые, долинные и террасовые россыпи.

*Русловые россыпи* залегают в русле водного потока или под ним. Они образуются там, где в сферу влияния водотока, врезающегося в рыхлые или скальные породы, попадают коренные источники россыпей или ранее образовавшиеся россыпи. Русловые россыпи характерны для молодых долин, находящихся в стадии врезания или только недавно ее завершивших. Разновидностью русловых россыпей являются щеточные россыпи, в которых полезный минерал концентрируется в трещинах пород плотика, и косовые россыпи, залегающие на галечных островах, косах и отмелях и содержащие наиболее подвижные в аллювиальной среде мелкие частицы полезных минералов.

*Долинные россыпи* залегают в пределах современного днища речных долин как на коренных породах, так и внутри рыхлой толщи, вне зависимости от расположения современного русла. Они формируются на разных стадиях развития рек.

*Террасовые россыпи* представляют собой реликтовые участки долинных россыпей прежних эрозионно–аккумулятивных циклов, сохранившиеся от разрушения при последующей глубинной эрозии и склоновой денудации. При смещении по склону полезных минералов террасовые россыпи преобразуются в террасо–увальные.

Помимо россыпей современных долин, широко распространены также *аллювиальные россыпи древних долин*. К ним относятся, в основном, россыпи долин неогенового, палеогенового, мелового, юрского периодов. В современном рельефе среди этих россыпей выделяются приподнятые (на водоразделах, где перекрывающие их более молодые отложения денудированы) и погребенные. Последние обычно перекрыты четвертичными отложениями аллювиального, ледникового, вулканогенного и другого происхождения, не содержащими россыпного полезного компонента.

*Прибрежно–морские россыпи* образуются в прибрежной полосе морей под действием волн, прибоя, приливов, отливов и береговых течений за счет материала, приносимого реками, или в результате абразии минерализованных пород, коренных рудопроявлений и месторождений, а также россыпей различного генезиса, расположенных на берегу. Среди прибрежно–морских россыпей выделяются надводные – пляжевые и террасовые и россыпи подводного берегового склона – донные и бенчевые.

*Надводные россыпи:* *пляжевые россыпи* образуются в волноприбойной зоне между уровнями прилива и отлива. *Террасовые россыпи* (или россыпи приподнятых береговых линий) являются остатками прибрежно–морских россыпей прежних абразионно–аккумулятивных уровней.

*Россыпи подводного берегового склона: донные россыпи* образуются в результате размыва прибрежно–морскими течениями подводных дельт и затопленных морем пляжевых россыпей. *Бенчевые россыпи* формируются при абразии коренных пород на участках подводного берегового склона – бенча, представляющих собой обширные участки скального дна, покрытого маломощным слоем наносов.

Переходными от аллювиальных к прибрежно–морским являются *дельтовые россыпи.* Они образуются в нижнем течении рек и состоят из отдельных веерообразно расположенных продуктивных пропластков с высоким содержанием полезных компонентов среди песчано–глинистых отложений дельты.

*Озерные россыпи* крупных водоемов по условиям формирования близки к прибрежно–морским, но обычно характеризуются меньшей концентрацией полезных минералов. Особое место занимают озерные россыпи малых водоемов (малых озер), которые 7 формируются в низкоэнергетической обстановке, где могут накапливаться минералы малой плотности и устойчивости.

*Эоловые россыпи* возникают в результате концентрации полезных компонентов под воздействием ветровой денудации. Они наиболее характерны для аридных областей, но развиты также вдоль морских побережий и крупных речных долин. Большие объемы песков создают благоприятные условия для разработки эоловых образований, несмотря на низкое содержание в них полезных минералов. Эоловые россыпи обычно приурочены к тыловым шлейфам отдельных дюн, к дефляционным ваннам, мелким котловинам и западинам. Они представляют собой скопления зерен тяжелых минералов в тонком плаще на поверхности пустынных отложений, часто в виде отдельных пятен, гнездовых скоплений и мелких струй.

*Ледниковые и водно–ледниковые россыпи* образуются в результате разрушения коренных источников или доледниковых, преимущественно аллювиальных, россыпей и захвата продуктивных отложений движущейся мореной. Различают россыпи боковых, донных, конечных морен и флювиогляциальных отложений. Для ледниковых (гляциальных) россыпей характерна незначительная концентрация полезного компонента и плохая сортированность обломочного материала. В большинстве своем, за исключением водно–ледниковых, они не имеют промышленного значения.

*Карстовые россыпи* приурочены к карстовым воронкам, колодцам, чашеобразным или вытянутым в плане углублениям в коренном днище или на склонах долин, развивающимся при совместном проявлении склоновых процессов, речной эрозии, химического выветривания и карстообразования. Россыпи отличаются сложной формой. Встречаются подземные карстовые россыпи. Содержание полезных минералов достигает высоких значений при крайне неравномерном распределении. Гетерогенные (смешанные) россыпи имеют наиболее сложное строение и формируются в отложениях различных генетических типов (аллювиальных, пролювиальных, морских и т. д.).

*Техногенные россыпи* представлены отвалами вскрышных пород (отвалы торфов), галеэфельными отвалами и накоплениями илов бывших илоотстойников. По распределению полезных компонентов и их содержаний они резко отличаются от первоначальных природных россыпей. Россыпи отвалов вскрышных работ формируются за счет непромышленных концентраций полезных минералов, содержащихся во вскрышных породах, и маломощных висячих пластов, селективная отработка которых была нерентабельной.

Россыпи галеэфельных отвалов формируются за счет неполноты извлечения минералов из добытых песков вследствие несовершенства применявшихся технических средств обогащения, несоответствия схем промывки технологическим свойствам песков, нарушений технологических процессов. Размер частиц полезных компонентов в этих отвалах меньше, чем в «первичных» месторождениях, хотя иногда могут попадаться и крупные самородки.

В техногенных россыпях золота может быть заключено, по различным оценкам, до 30 % и более от запасов первичной золотоносной россыпи. Разрабатываются техногенные россыпи обычно открытым и дражным способами. К техногенным россыпям также могут относиться хвосты обогатительных фабрик, перерабатывающих коренные руды, в том числе поступающие в среду активного гидродинамического воздействия (сброса в акватории заливов, озер, выноса рек, размывающих хвосты). Важнейшими факторами их образования служат сепарация и обогащение 8 материала в зоне активного волнового воздействия, способствующего возникновению повышенных концентраций полезных минералов преимущественно мелких классов.

С определенной долей условности к техногенным россыпям можно отнести остаточные целиковые части месторождения, частично или полностью погребенные под отвалами (хвостами) предшествующих отработок, состоящие из бортовых, внутриконтурных, недоработанных участков первичной россыпи и охранных целиков. Распределение полезного компонента и средние содержания в них определяются природными условиями залегания «первичных» россыпей. Условием отнесения «остаточных» россыпей к техногенному типу служит соотношение запасов полезного компонента в целиковых участках месторождения и отвалах

**2. Формации россыпных месторождений**

В настоящее время существует несколько классификаций россыпных месторождений. В генетическом отношении наиболее приемлема та, которая основывается на определении генетических типов отложений, с которыми связаны россыпи. В классе россыпных выделяются *2 подкласса – континентальных и прибрежно–морских (латеральных).*

В *первый класс* включены аллювиальные, пролювиальные, элювиальные, делювиальные, ледниковые, карстовые и эоловые типы; во второй – дельтовые, подводные аллювиальные, пляжевые, баровые, пересыпные (косовые), береговых валов, подводного склона и лагунные. Помимо природных выделяют и россыпи техногенного характера. По мере убывания экономической значимости россыпи составляют такую последовательность генетических типов: мелководно–морские – аллювиальные – дельтовые – эоловые – пролювиальные – делювиальные – эоловые – озёрные – гляциальные.

По связи с коренными источниками выделяют россыпи ближнего (элювиальные, делювиальные, пролювиальные, карстовые, некоторые аллювиальные, эоловые, озёрные) и дальнего сноса – латеральные (часть аллювиальных, дельтовые, мелководно–морские). Различают россыпи древние и современные, сформированные в голоцене.

Важнейшими характеристиками россыпей являются их размеры, минеральный состав, содержание полезных компонентов, крупность обломочного материала и количество илистых частиц, которые определяют их промывистость. Последнее характеризует способность отделять минеральные зёрна от глины в одном потоке. Если количество примеси глинисто–алевритового материала более 10 %, то значительное количество полезных компонентов уходит в отвалы за счёт формирования агрегатов, устойчивых к воздействию водных потоков.

Полезными компонентами в россыпях бывают рудные и нерудные ископаемые, которые в связи с этим подразделяются на следующие формации:

1. Формация золота представлена современными аллювиальными, древними (палеогеновыми и мезозойскими) аллювиальными и карстовыми, а также прибрежно-морскими россыпями. 2. Формация платины включает в себя современные аллювиальные долинные и террасовые, прибрежно-морские террасовые россыпи. 3. Формация алмазов представлена современными аллювиальными, прибрежно-морскими, древними аллювиальными и карстовыми россыпями. 4. Формация ильменит-рутил-циркон- монацитовая включает современные прибрежно-морские россыпи. 5. Формация олова включает современные аллювиальные и прибрежно-морские россыпи. 6. Формация магнетита и титаномагнетита представлена прибрежно-морскими россыпями. 7. Формация янтаря включает прибрежно-морские россыпи. 8. Формация камнесамоцветная представлена аллювиальными россыпями агатов, сердолика, горного хрусталя, изумрудов и других драгоценных и поделочных камней. 9. Формация техногенная представлена россыпями золота и минералов платиновой группы в шламах и хвосто- хранилищах обогащения медно-никелевых сульфидных руд и в центральных отстойниках обогащения строительных песков и гравия.

**3.3 Осадочные месторождения**

1. Физико–химические условия образования

2. Подразделение осадочных месторождений

**1. Физико–химические условия образования**

*Осадочными* называются месторождения, возникшие в процессе осадконакопления на дне водоема. По месту образования они разделяются на речные, болотные, озерные и морские. Среди последних различают континентальные и геосинклинальные.

По характеру осадконакопления в группе осадочных месторождений выделяют четыре класса: 1) механических, 2) химических, 3) биохимических и 4) вулканогенных осадков.

Тела полезных ископаемых этой группы залегают согласно с вмещающими их осадочными породами, обычно занимают, строго определенную стратиграфическую позицию и имеют форму пластов, иногда плоских линз. Лишь вследствие метаморфизма и тектонических движений они могут быть деформированы и приобрести более сложные очертания. Осадочные месторождения, особенно морские, как правило, имеют крупные размеры.

*Минеральный состав определяется тремя группами минералов:*

1) устойчивыми при выветривании обломочными минералами, принесенными с континента (кварц, рутил, иногда полевые шпаты, пироксены, амфиболы, слюды и др.);

2) продуктами химического, выветривания (каолинит, монтмориллонит, гидрослюды, опал, гидроокислы железа и марганца и др.);

3) осадочными новообразованиями карбонаты, соли, фосфаты, рудные минералы, кремнистые продукты, углеводородные соединения и др.

Осадочные месторождения полезных ископаемых имеют огромное промышленное значение. Среди них известны крупные месторождения строительных материалов (гравий, песок, глины, сланцы, известняк,мел, доломит, мергель, цементное сырье, гипс, яшма, трепел), ископаемых солей, фосфоритов, руд железа, марганца и алюминия, а также некоторых цветных и редких металлов (уран, медь, ванадий и др.). К ним принадлежат все месторождения горючих ископаемых – уголь, горючие сланцы, нефть и горючий газ.

В общем ходе формирования осадочных пород и связанных с ними месторождений полезных ископаемых Н. Страхов выделяет три стадии:   
1) седиментогенеза, 2) диагенеза, 3) катагенеза.

Группа месторождений осадочного генезиса разделяется на четыре класса: механических, химических, биохимических и вулканогенных образований.

**2. Подразделение осадочных месторождений**

Типичными представителями механических, или обломочных осадочных месторождений полезных ископаемых служат месторождения гравия, песка и глины. Эти образования различаются по крупности зерен.

***Месторождения гравия****.* Среди гравийных месторождений выделяются образования: 1) временных горных потоков и их конусов выноса, 2) отложения рек, 3) отложения ледников и потоков (перигляциальные – зандровые, озы, камы и камовые террасы), 4) прибрежные озерные и морские. Все они, особенно последние, могут быть как современными, так и древними. В последнем случае они обычно сильно уплотнены и малопригодны для использования в рыхлом виде.

***Месторождения песка****.* По условиям образования пески разделяются на: 1) элювиальные, 2) делювиальные, 3) пролювиальные, 4) аллювиальные,   
5) флювиогляциальные, 6) озерные, 7) морские, 8) эоловые. Наибольшее щра1ктичеокое значение имеют аллювиальные, озерные и морские пески. Последние могут быть как платформенными, так и геосинклинальными. Разрабатываются современные и более древние пески, хотя чем они древнее, тем более уплотнены и менее пригодны для употребления в рыхлом виде. По составу среди песков выделяются мономинеральные (олигомиктовые) и полиминеральные (полимиктовые) разности.

***Месторождения глин*.** По условиям образования выделяются месторождения: 1) коры выветривания, 2) делювиальные, 3) аллювиальные,   
4) озерные, 5) морские, 6) ледниковые, 7) лесовые. Главные глинообразующие минералы: каолинит, галлуазит, монтмориллонит, пирофиллит, каллофан и гидрослюды; кроме того, в состав глин входят различные окислы и гидроокислы, а также примесь неразложенных породообразующих минералов (кварц, полевые шпаты и др.). При содержании песка в количестве 50–60 % порода называется *суглинком,* а в количестве более 80 % – *супесью.*

Геологический возраст промышленных месторождений глин шире возраста гравийных и песчаных месторождений, распространены глины четвертичные, третичные, много мезозойских и палеозойских месторождений; примером последних могут служить синие кембрийские глины побережья Финского залива Балтийского моря.

***Химические осадочные месторождения.***

В рассматриваемый класс входят месторождения эвапоритов (каменных солей), бурых железняков, оксидных и карбонатных руд марганца, железомарганцевых конкреций океанического ложа, части бокситов. Эвапоритовые месторождения включают в себя все запасы галита, сильвинита, природной селитры, соды (троны), бишофита, мирабилита, тенардита, гипса, ангидрита, боратов, части цеолитов, известняков и доломитов. Из рассолов, сопровождающих эвапоритовые отложения, извлекают такие ценные элементы, как J, Вг, В, Rb, Cs, Sr, Li, Tl. Только из морской воды ежегодно добывается порядка 250 тыс. т магния, 100 тыс. т брома.

Среди рассматриваемых месторождений выделяется два типа: сформированные из истинных растворов и из коллоидов. К первому типу относят месторождения солей и рассолов, ко второму – металлов. Образование месторождений каменных солей связывают с процессом соленакопления в осадочных солеродных бассейнах – галогенезом. Выделяют три типа галогенеза: хлоридный, сульфат ный и содовый. В рассматриваемых типах галит является сквозным и доминирующим во всех галогенных отложениях. Сильвин также может присутствовать во всех ассоциациях, однако наиболее широко распространен в хлоридной и сульфатно-хлоридной группах.

Характерными чертами рассматриваемых месторождений являются: отчетливый географический и палеогеографический контроль солеобразования, который заключается в связи с аридными климатическими зонами и выравненным рельефом; локализация в соленосных преимущественно хемогенно-осадочных толщах и связь с первично-красноцветными тонкообломочными отложениями; отчетливый стратиграфический контроль рудных залежей; хроностратиграфическая неравномерность распределения запасов солей, наличие эпох солевого осадконакопления; расположение месторождений в крупных депрессионных зонах, отличавшихся интенсивным некомпенсированным опусканием и высокой скоростью накопления каменных солей; пластовая, иногда штоковидная форма рудных тел с большой мощностью, достигающей 700 – 800 м, и площадью распространения, составляющей от 5 – 6 до 100 тыс. км2 и более 1 млн. км2; характерные тонколистоватые текстуры руд, часто нарушенные оползневыми деформациями, присутствие текстур растворения; частые проявления соляной тектоники, обусловленной способностью каменных солей к вязкому течению; обязательное присутствие в разрезах перекрывающей соли бронирующих глинистых толщ.

Солеобразование отмечено во всех геологических периодах начиная с раннего докембрия и до современной эпохи. Однако наиболее крупные скопления каменных солей сопровождают эпохи завершения крупных геотектонических циклов – байкальского (кембрий), каледонского (силур – ранний девон), герцинского (поздняя пермь), киммерийского (поздняя юра–ранний мел), альпийского (миоцен).

Солеродные бассейны существенно различаются своими размерами (от первых тысяч до миллионов квадратных километров). Залежи каменной соли занимают различные части от площадей бассейнов, составляя от 6 до 70%. 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 – Восточно-Европейский и Западно-Европейский.

Пласты каменных солей характеризуются внутренним ритмичным строением. Как правило, в основании ритмов залегают гипс- ангидритовые слои, выше переходящие в галитовые, сменяющиеся карналитом. Соленосные формации могут слагать толщи мощностью до 700 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 многих мощных (до 25 м) пластов. Характерными особенностями эвапоритовых месторождений являются проявления галотектоники — вязкопластических деформаций солей и соленосных глинистых пачек.

О механизме образования каменных солей существует несколько гипотез. По одной из них (Я. Г. Вант-Гофф, К. С. Курнаков и др.), соли образуются из морских вод путем их естественного солнечного испарения. По Я.Г. Вант-Гоффу, предполагается следующая последовательность солеобразования: кальцит + доломит – гипс – галит + гипс – галит + ангидрит – галит + полигалит – астраха- нит + эпсомит – сульфаты калия и магния – каинит – карналлит – бишофит.

Согласно А. Оксениусу (гипотеза баров) соли накапливаются в замкнутом водоеме, отделенном 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 поступают дополнительные объемы морской воды. Привнос растворенных солей при постоянном объеме воды в заливе обусловливает последовательную их концентрацию и выпадение из пересыщенных рассолов.

М. Г. Валяшко развил эти представления, разделив солеродные бассейны на два типа: рапного озера и «сухого» озера. В первом из них существует рапа – густой раствор плотностью до 1,3 г/см3, в ассоциации с которым последовательно накапливаются карбонат, гипс, галит и сильвинит. Во втором типе преобладает твердая масса солей, в межзерновом пространстве которых имеется маточный рассол плотностью 1,3 – 1,4 г/см3. Кристаллизация калийных и магниевых солей из маточного рассола в «сухом» озере может происходить лишь в условиях его накопления в прогибах и испарения с открытой поверхности.

Таким образом, накопление солей может происходить двумя путями: 1) в результате последовательного уменьшения площади солеродного бассейна; 2) путем концентрирования в межзер- новой жидкой фазе в разрезе ранее сформированных эвапоритов. Наиболее распространен первый механизм, который обусловливает формирование месторождений гипса, галита и небольших по мощности калийных пластов. Второй механизм встречается редко, но обусловливает мощный калийный или содовый рудогенез.

Месторождения, образованные из коллоидных растворов, являются главным поставщиком промышленных руд марганца (Чиатури, Никополь, Болыие-Токмакское в СНГ, Моанда в Габоне, объекты добычи в Марокко, ЮАР). Они представляются важным источником промышленных оолитовых (бурожелезняковых) руд железа (месторождения Керченское, Аятское, Колпашевское в СНГ, Лотарингского бассейна в Германии, Клинтон в США, п-ва Ньюфаундленд в Канаде и др.). К этому типу относятся перспективные по своим огромным ресурсам железомарганцевые конкреции дна Мирового океана. Заметную роль играют относящиеся к этому типу осадочные бокситовые месторождения Северо-Ураль- ского бокситорудного района, Венгрии, Сербии и Черногории, Боснии и Герцеговины, Ямайки и Гаити.

Рассматриваемые месторождения имеют следующие характерные особенности: ассоциация месторождений с сероцветными терригенными, туфогенно-осадочными, черносланцевыми и угленосными формациями гумидных климатических зон, выполняющими озерные, морские и океанические впадины; фациально- геохимическая и минеральная зональность оруденения относительно береговой линии; стратиграфический контроль оруденения, наличие металлогенических эпох, в которых сосредоточены наибольшие мировые запасы железа, марганца и алюминия; пластовая форма тел, оолитовые, конкреционные и микрослоистые текстуры руд.

Месторождения располагаются в отложениях, которые накапливались в мелководных озерах, заливах, бухтах, лагунах и на океаническом дне с неактивным гидродинамическим режимом. Характерна ассоциация руд с мелководными глинистыми, мелкозернистыми песчаными, кремнистыми, туфогенными и карбонатными породами, слагающими трансгрессивно-регрессивные серии. Наиболее крупные месторождения бурых железняков и оксидных марганцевых руд занимают обширные мульды в платформенном чехле. В целом Н. М. Страховым отмечено закономерное распределение концентраций алюминия, железа и марганца в направлении от континента к морским обстановкам, т.е. от их источника –– латеритных кор выветривания. Для железа наблюдается следующая зональность руд по мере удаления от береговой линии: оксидные (коричневые); оксидные и гидросиликатные (табачные); оксидные с сидеритом и анкеритом и гидроксидами марганца (икряные); сидеритовые; пирит-марказитовые концентрации. Похожие изменения выявлены для марганцевых руд: пиролюзит-псиломелановые; манганитовые; родохрозитовые.

Выделяют семь главных металлогенических эпох: докембрийскую, кембрийскую, ордовикскую, силурийскую, каменноугольную, юрскую и кайнозойскую, которые в целом связаны с периодами выравнивания и образования интенсивных кор выветривания. Для железа главными эпохами считаются протерозойская и юрская. Для докембрийских месторождений характерны преимущественно силикатные марганцевые руды, для палеозойских — оксидные и карбонатные, для олигоцена – гидроксидные.

Для месторождений осадочных бокситов важнейшими эпохами являются: девонская, карбоновая, мезозойская, палеогеновая и плиоцен-четвертичная. Пластовая форма рудных тел и согласное их залегание в осадочных толщах прямо указывают на седиментационно-диагенетическое происхождение руд. Характерно тонкое переслаивание собственно рудных слоев и прослоев ра- кушняков, глин или песков, содержащих полезные компоненты в примесных концентрациях. Мощности рудных тел бурых железняков и оксидно-марганцевых руд составляют метры – десятки метров, протяженность – многие километры.

Современные железомарганцевые конкреции дна Мирового океана прослежены до глубины 6 км и при дециметровых мощностях занимают огромные площади и соответствующие запасы.

Выделяются следующие рудные формации собственно хемо- генных осадочных месторождений: гипс-ангидрит-галитовая; галит-карналлитовая с солями магния; содовая; современных и древних рассолов с концентрациями бора, йода, брома, щелочных и щелочно-земельных металлов; бурых железняков с оолитовыми шамозит-гетит-гидрогетитовыми и сидеритовыми рудами; псиломелан-пиролюзитовая с родохрозитом; железомарганцевых конкреций дна Мирового океана; диаспор-бемитовая (бокситовая) в известняковых толщах; хемогенных известняков и доломитов.

Среди хемогенных осадочных месторождений различают образованные из истинных растворов, к которым принадлежат соли, гипс, ангидрит, бораты, барит, и месторождения руд железа, марганца, алюминия, а также некоторых цветных и редких металлов, возникшие из коллоидных растворов.

*Соли*. Галогенные, или эвапоритовые, месторождения минеральных солей состоят из хлоридов и сульфатов натрия, калия, магния, и кальция, с примесью бромидов, йодидов, боратов. Галит – главный компонент большинства залежей солей. Почти во всех из них в том или ином количестве содержатся ангидрит или гипс, а также примесь карбонатно–глинистого материала. Содержание остальных минералов колеблется в широких пределах в зависимости от условий образования соляных месторождений.

По условиям образования выделяются: 1) природные рассолы современных соляных бассейнов, 2) соляные подземные воды, 3) залежи минеральных солей современных бассейнов, 4) ископаемые, или древние залежи минеральных солей.

*Современное солеобразование* совершается в бассейнах двух типов:   
1) связанных с морем или питающихся морской водой, 2) континентальных, питающихся водами суши.

Соленосные бассейны морских побережий возникают вследствие колебательных движений земной коры. При опускании пониженных прибрежных участков они заливаются морской водой; в дальнейшем такие участки отшнуровываются от моря барами, пересыпями, косами, с образованием лиманов, лагун, сивашей и прибрежных озер. В условиях сухого и жаркого климата, при ограниченном притоке воды, полностью компенсируемом испарением, с течением времени они осолоняются и превращаются в соляные и солеродные бассейны. Такие соленосные бассейны известны на Крымском побережье Черного моря (Данузлав), на побережье Азовского моря (Сиваш), у берегов Каспийското моря (Кара–Багаз–Гол), Аральского моря (Джаксыкльгч).

Континентальные соляные озера возникают в плоских бессточных котловинах сухих и жарких областей, при систематическом выпаривании поступающих в них поверхностных и подземных вод. Они известны в Западно–Сибирской и Туркменской низменностях, в Волго–Урало–Эмбенском районе, а также в Монголии, Центральном Иране, Малой Азии, Северной и Южной Америке, Восточной Африке, Австралии.

*Бор.* Некоторые соляные месторождения содержат бор в виде рассеянного калиборита. В зоне выветривания борные соединения растворяются, переотлагаются и накапливаются в гипсовой шляпе в виде разнообразных боратов – ашарита, гидроборацита, улексита и др.

*Барий.* Барий переносится поверхностными водами в виде легкорастворимого хлористого бария. При соприкосновении с содержащей сернокислый ион морской водой он выпадает, образуя стяжения, локальные скопления и сплошные пластовые массы барита среди морских, обычно карбонатных осадков. К ним принадлежит месторождение Мегген в Германии и месторождения желвакового барита в бассейне Миссури в США.

*Литий.* В рассолах некоторых соляных озер накапливается литий; в озере Сильвер Пик, США, его содержание составляет 0,04 %, а запасы   
3,5 млн. т.

В соляных водах некоторых озер сосредоточены *бром* и *йод.*

*Руды железа, марганца и алюминия*. Осадочные месторождения железа, марганца и бокситы формируются из суспензий и коллоидных растворов на дне водных бассейнов в сходных геологических условиях и поэтому рассматриваются совместно. Перенос соединений этих металлов осуществляется реками и грунтовыми водами и происходит в форме тонких взвесей, коллоидных и истинных растворов.

Источник материаладля этих месторождений – континентальная кора выветривания, продукты разложения которой сносятся поверхностными и грунтовыми водами. Максимальное количество железа мобилизуется при разложении основных пород с высоким содержанием этого металла. Для накопления бокситов, наоборот, наиболее благоприятны кислые породы, а для марганца – толщи пород с повышенным против среднего количеством марганца.

Отложение соединений всех трех металлов происходит в прибрежной зоне озер и морей, главным образом под воздействием электролитов, растворенных в водах этих водоемов, коагулирующих коллоиды металлических соединений и переводящих их в осадок. Поэтому в природе достаточно часто встречаются железо–марганцевые и железо–алюминиевые осадочные месторождения. На крайних флангах этого ряда находятся алюминий и марганец, обычно совместно не встречающиеся.

*Месторождения железа* имеют форму пластов, эллиптически вытянутых линз, пластообразных залежей и гнезд. Размеры их достигают крупных величин – в длину отдельные пласты протягиваются на десятки, а их свиты на сотни километров; ширина их несколько километров, а мощность – десятки метров. Примером таких железорудных залежей могут служить тела Керченского бассейна, выполняющие отдельные мульды.

По минеральному составу руды осадочных месторождений железа разделяются на три группы: окисные, карбонатные и силикатные. Окисные руды бурых железняков состоят в основном из лимонита, гидрогетита, гетита, гематита, иногда магнетита с примесью других минералов. Основным рудообразующим минералом карбонатных руд является сидерит. В состав силикатных руд входят железистые хлориты типа шамозита и тюрингита.

*Месторождения марганца,* также, как и железа, имеют форму пластов, пластообразных и линзовидных залежей. Размеры их обычно несколько меньше железорудных, но все же достигают длины нескольких километров, ширины нескольких сот метров и мощности до 20 м. По минеральному составу руд среди осадочных и метаморфизованных осадочных марганцевых месторождений выделяют гидроокисные, окисные, карбонатные и силикатные образования.

Гидроокисные руды состоят из псиломелана, пиролюзита, лимонита, глинистых минералов и опала. В состав окисных руд входит, кроме того, в качестве ведущего минерала манганит. Карбонатные руды состоят из родохрозита, манганокальцита, опала, марказита, пирита, глауконита, барита.

*Месторождения марганца и железа на дне современных океанов* выявлены океанографическими экспедициями разных стран. Грандиозные запасы их руд сосредоточены в железо-марганцевых конкрециях выстилающих крупные площади дна Тихого, Атлантического и Индийского океанов, а также содержащихся в подстилающих их рыхлых отложениях. Конкреции, плиты и корки имеют поперечник от десятых долей сантиметра до нескольких метров. Главными рудными минералами конкреций являются вернадит, псиломелан, гидрогетит и монтмориллонит; присутствуют пиролюзит, тодорокит, бернессит, вудраффит, рамсделлит, гетит, филлипсит, халцедон, хлорит.

Средний состав конкреций (в %): Мn 20(40–8 %); Fе 16(26– 2,5 %);   
Со 0,33 (2,5–0,2 %); Ni 0,6 (2–0,2 %.); Сu 0,35 (1,6 – 0,03 %); Рb 0,35–0,2; Zn 0,08–0,4; Аg 0,0003.

Основная масса конкреций сосредоточена в пелагических отложениях, характеризующихся минимальными скоростями седиментации. В центральных частях полей конкреций, среди радиоляриевых илов, наблюдается повышение содержаний марганца, никеля и меди, обусловливающее горизонтальную зональность в распределении металлов.

Запасы железо–марганцевых конкреций в придонной части Мирового океана на 2–4 порядка выше суммарных запасов, учтенных во всех месторождениях железа и марганца на земном шаре.

По поводу источника железа и марганца океанических конкреций существуют шесть главных точек зрения:

1) континентальный снос и последующее осаждение на дне океана;

2) биологическая экстракция отмирающим животным миром океана;

3) химическое осаждение из вод океана;

4) подводное разложение океанической водой богатых железом и марганцем вулканических пород основного состава;

5) поступление из подводных вулканических газов и гидротерм;

6) комбинированные образование из разных источников.

*Месторождения алюминия (боксит)* разделяются на три группы:   
1) остаточные, или латеритные, 2) осадочные платформенные, 3) осадочные геосинклинальные.

К остаточным месторождениям латеритной коры выветривания принадлежат бокситы Воронежской антеклизы, Украинского щита, Тиманского и Енисейского кряжа, Бразилии, США, Западной Африки, Индии, Индонезии, Австралии, Гаити. Среди осадочных платформенных различаются бокситы древних и молодых платформ, а по условиям нахождения месторождения склонов (делювиально–пролювиальные), долин (аллювиальные), котловин и карстовые. К ним принадлежат палеозойские месторождения Северо–Онежской, Тихвинской и Южно–Тиманской групп на Русской платформе, Чадобецкой и Приангарской группы на Сибирской платформе, мезозойские месторождения Северного Казахстана и Тургая, а также Арканзаса в США, Австралии, Индии и других стран. Геосинклинальные месторождения представлены Северо–Уральской, Южно–Уральской, Салаирской группой и Боксонским месторождением Восточного Саяна, мощным поясом Средиземноморской бокситовой провинции, месторождениями Ямайки, Гаити и др.

Залежи бокситов имеют форму пластов, линз, лентовидную и гнездообразную. Они достигают длины и ширины нескольких километров при мощности до первых десятков метров. Для многих из них характерна сложная, раскарстованная поверхность почвы залежей. По структуре различают метасоматические бобовые, бобово–оолитовые, брекчиевые, песчаниковые и афанитовые бокситы. Они бывают каменистые, плотные, кавернозные и рыхлые. В состав боксита входят: 1) глинозем, преимущественно свободный, 2) окислы железа, преимущественно в форме гематита, гидрогематита, гетита и гидрогетита, 3) кремнезем, связанный главным образом с каолинитом, реже с галлуазитом и хлоритом, 4) окислы титана.

По минеральным формам обособления глинозема различают две главные разновидности бокситов: 1) моногидратную (одноводную), состоящую из бемита или его кристаллической разновидности – диаспора А12О3–Н2О; 2) тригидратную (триводную), состоящую из гиббсита А12О3–3Н2О.

*Руды цветных и редких металлов***.** Реальными месторождениями цветных и редких металлов осадочного генезиса представляются месторождения урана, меди, ванадия, молибдена, стронция, германия. Подавляющая часть минеральной массы этих месторождений формировалась при концентрации в осадке металлических веществ отмирающих морских организмов, а также вследствие процессов сорбции и реакций окисления–восстановления в среде осадка. Они приурочены в основной массе к четырем группам осадочных пород: 1) так называемым черным сланцам битуминозной формации ранней стадии геосинклинального развития, встречающимися также среди платформенных образований, 2) фосфорсодержащим породам,   
3) пестроцветным отложениям поздней стадии геосинклинального развития, 4) обломочным толщам делювиально–пролювиальных фаций предгорных условий посторогенной стадии.

*Черные сланцы* содержат рассеянную вкрапленность сульфидов железа, меди, молибдена, окислов урана и ванадия, иногда достигающую промышленной концентрации; кроме того, в их состав входят никель, хром, титан, кобальт, цинк, свинец, серебро, золото, цирконий, лантан, скандий, бериллий, торий и другие элементы.

Ураноносные углеродсодержащие черные сланцы известны среди осадков – протерозойских, рифейских, каледонских, герцинских, киммерийских и альпийских геосинклиналей. Первичная концентрация урана в них очень низкая и составляет тысячные – сотые доли процента. Однако огромные массы ураноносных черных сланцев нередко сосредоточивают грандиозные запасы урана. Так, например, запасы урана в толще девонских сланцев формации Чаттануга в США оцениваются в 5 млн. т при содержании металла всего лишь 0,066%. Уран в них находится в форме уран–органических комплексов, сорбированных ионов и изоморфного замещения кальция в коллофане.

*Фосфорсодержащие породы* часто содержат повышенное количество урана, местами сопровождаемого ванадием, серебром, свинцом, хромом, молибденом и другими элементами. Хорошо известным примером их является фосфоритовый пояс Скалистых гор формации Фосфория пермского возраста в США. Этот пояс протягивается на 1500 км при мощности фосфорсодержащей ураноносной формации от 100 до 300 м. Крупные размеры пояса даже при очень убогом содержании урана в сотые и тысячные доли процента обеспечили накопление в пределах формации Фосфория 600 тыс. т урана.

*Пестроцветные отложения* содержат осадочные месторождения меди, урана и стронция. Их примером, согласно М. Рубо, могут служить ураноносные пестроцветные толщи пород пермо–карбона и пермо–триаса Восточных Альп и Центрального плато Франции. Первичная рудная минерализация локализуется в серо–зеленых пачках, сформированных в восстановительных условиях и разделенных пластами красного цвета, свидетельствующих о режиме окисления. На фоне обширных площадей убогого оруденения пестроцветных толщ местами возникают локальные скопления богатых руд, обусловленные перегруппировкой рудных минералов при позднейшем воздействии пластовых вод.

*Осадочные месторождения меди* формировались среди континентальных, подводных дельтовых, лагунных и заливно–морских фаций при смене аридного климата гумидным. По направлению от берега к открытому морю в них наблюдается обогащение вначале свинцом, а затем цинком.

*Осадочные месторождения германия* связаны с повышенным содержанием этого элемента в золе некоторых углей.

Предположительно осадочные и вулканогенно–осадочные месторождения *вольфрама* (шеелита) и *олова* (касситерита) установлены в докембрийских комплексах Швеции, Австрии, Франции, Турции, Германии и СНГ. Предположительно к вулканогенно–осадочным относятся месторождения *серебра* типа Сильвер Риф в США.

Среди полезных ископаемых осадочного происхождения исключительно важное экономическое значение имеют *эвапоритовые месторождения*, образующиеся из истинных растворов. С ними связаны все известные в мире месторождения каменной соли, калийных и калийно–магниевых солей, мирабилита, гипса, ангидрита, а также частично доломита, боратов и др. Из рассолов, сопровождающих эвапоритовые отложения, извлекают ряд ценных элементов: Br, Rb, Li, Cs, J и др. Эвапоритовые отложения широко распространены на территории Беларуси Они включают промышленные месторождения гипса и ангидрита (Бриневское), каменной соли (Старобинское, Мозырское, Давыдовское), калийных солей (Старобинское, Петриковское, Октябрьское), а также иодо–бромные рассолы.

Образование месторождений солей связывают с процессами осадконакопления в осадочных солеродных бассейнах – галогенезом.

*Галогенез* – стадия в развитии водоемов аридных зон, когда осадок начинает формироваться в основном в виде легко растворимых солей: CaSO4, NaCl, KCl, двойных и тройных солей сульфатов и хлоридов K, Mg, Ca, а также карбонатов и сульфатов Na. Эта стадия отвечает обычно среднему и высокому осолонению воды бассейна, а солевой раствор называется *рапой*.

По гидрохимическим особенностям современного соленакопления выделяются 3 типа галогенеза: хлоридный, сульфатный, содовый и соответственно хлоридные, сульфатные и содовые соленосные формации. В данных минеральных парагенезисах галит представлен как преобладающий во всех без исключения группах.

Современные районы формирования эвапоритов располагаются исключительно в аридных областях. В некоторых местах при испарении грунтовых вод могут формироваться приповерхностные селитренники (предгорья Чили и Перу). В других при интенсивном испарении грунтовых вод и мелких озер происходит накопление доломитов, гипсов и ангидритов, галита (пустыни Намибии, Сомали, Эфиопии и Средней Азии или прибрежной равнины Персидского залива. В озерах, содержащих вулканогенный материал, могут формироваться месторождения соды, бора, цеолитов (Чили, США и др.).

Солеобразование отмечалось с раннего докембрия до настоящего времени. Однако, существовали крупные этапы соленакопления, которые сопровождали эпохи завершения крупных геотектонических циклов – байкальского (кембрий), каледонского (силур – ранний девон); герцинского (поздняя пермь), киммерийского (поздняя юра – ранний мел), альпийского (миоцен).

В мире насчитывается более 100 галогенных осадочных формаций. Среди них, наиболее распространены галитсодержащие, подчиненное значение имеют – калийно–магниевые, а наименее распространенные формации – содовые. Малочисленность содовых формаций определяется редким сочетанием континентального осадконакопления в озерах, содержащих вулканогенный материал. Экзотическими являются современные азотистые соли – калийные селитренники. Для формирования данных соединений необходимы сочетание предгорных впадин и интенсивного испарения в очагах разгрузки обогащенных воздухом грунтовых вод.

***Условия образования солей.*** По источнику питания выделяются два типа галогенеза: континентальный и морской. Начало современным представлениям о формировании эвапоритовых отложений из морской воды положено работами Я. Вант–Гоффа и учениками его школы, проводившимися в конце XIX века.

Анализ и систематизация данных о составе природных вод, исследование особенностей развития солеродных бассейнов, геохимических и физико–хомических закономерностей формирования отложений легкорастворимых солей позволили М.Г. Валяшко сделать вывод о том, что в прошлые геологические эпохи основным источником солей, обеспечивающих формирование мощных соленосных толщ, являлась морская (океаническая) вода. Известно, что морская вода их 98 элементов таблицы Менделеева содержит 50, но распространены они неравномерно: из них резко преобладает хлор в виде хлоридов – NaCl (77,7 %), MgCl2 (10,9 %); MgSO4 составляет   
4,7 %, CaSO4 – 3,6 %, K2SO4 – 2,5 %, CaCO3 – 0,3 %, MgBr2 – 0,2 %. Среднее содержание солей в морской воде с нормальной соленостью составляет 3,5 %. Предполагается (Валяшко, 1962), что в течение фанерозоя состав морской воды и прежде всего ее главных компонентов менялся очень незначительно. Океаническая вода – динамически равновесная система, и в конечном счете стационарная.

Наряду с морскими водами определенную роль в питании солеродных бассейнов играли: 1) воды континентального стока;   
2) формационные воды; 3) продукты эксгаляционной деятельности, выделявшиеся в процессе вулканизма; 4) десцендентные растворы.

Для накопления эвапоритовых отложений в морских бассейнах необходимо благоприятное сочетание определенных условий: 1) наличие полузамкнутых бассейнов, имеющих затрудненный водообмен с морем (океаном); 2) интенсивное прогибание дна бассейна; 3) аридный климат; 4) положительный баланс солей, способствующий ходу процессов галогенеза в течение длительного отрезка времени.

Классические физико–химические исследования двух наиболее крупных школ геологи галогенеза – немецкой и российской – позволили дать объективную оценку порядка отложения солей и выделения стадий сгущения морской воды.

С увеличением минерализации морских вод закономерно меняется и химический состав растворенных солей. Сохраняются более растворимые и устойчивые в растворе ионы, а в осадок в первую очередь выпадают менее устойчивые. При сгущении океанической воды среднего неизменного состава первой солью, выпадающей на ранних стадиях, является карбонат кальция, затем долмит, к ним при достижении концентрации 15–17 % (d=1,1г/см3) присоединяется гипс.

Порядок кристаллизации солей, начиная с сульфата кальция (гипс, ангидрит) может быть установлен по химической диаграмме N+, K+, Mg2+, Ca2+, SO2–4, Cl; –H2O с учетом степени метаморфизации и метастабильных солнечных равновесий.

При концентрации ~26 % (d=1,2г/см3) происходит кристаллизация галита (NaCl) – главного солевого компонента океанической воды (галитовая стадия). После выделения основной части галита при концентрации ~ 31–32 % к нему присоединяется эпсомит (MgSO4·7H2O), который при дальнейшем концентрировании сменяется гексагидритом (MgSO4·6H2O), при 33–34 % начинает кристаллизоваться сильвин (KCl), при 35 % – карналлит (KCl·MgCl2·6H2O). Последней солью, выпадающей в эвтонической точке, является бишофит (MgCl2·6H2O). Такая последовательность кристаллизации солей из нормальной океанической воды при ее испарении в природных условиях дает возможность составить нормальную стратиграфическую колонку соляных отложений морского происхождения и выделить основные зоны – карбонатную, гипс–ангидритовую, галитовую, сульфатов магния, сильвинитовую, карналлитовую и бишофитовую.

Обычно карбонатная и гипс–ангидритовая зоны объединяются в подготовительную стадию существования бассейна. С момента кристаллизации галита бассейн переходит в стадию солеродного.

Наблюдаются существенные различия в минеральном составе солей при выпадении их из растворов сгущения нормальных морских вод (сульфатная ветвь) и в различной степени обессульфаченных (до хлоридных) растворов. В последних постепенно сокращается, а затем и полностью исчезает зона сульфатов магния.

В природных месторождениях сульфатной ветви морского галогенеза минеральный состав отложений значительно многообразнее, чем при кристаллизации солей по метастабильному пути в процессе сгущения океанической (морской) воды. Это объясняется формированием стабильных равновесий, исходя из диаграммы Я. Г. Вант–Гоффа, в стадию существования соляной залежи.

***Формирование ветвей морского галогенеза.*** Средняя минерализация (35 ‰) и сульфатный состав океанической воды являются тем естественным рубежом, который может быть принят за своеобразный «метаморфический нуль» (по образному выражению А. Е. Ходькова), и от него устанавливается степень измененности природных вод, в том числе и формирующих эвапоритовые отложения.

Переход их одного химического типа вод в другой носит название процессов *метаморфизации*, осуществляющихся путем взаимодействия с веществом окружающей среды. Эти изменения сказываются в дальнейшем на последовательности и характере выдающихся соляных минералов, формирующих месторождения. Для солеродных бассейнов главным является потеря иона сульфата и эквивалентного ему количества иона магния. Этот труднообратимый процесс осуществляется в результате поступления бикарбоната кальция, привноса ветром и континентальными водами мелкодисперсного глинистого материала, сульфатредукции и т. д. При этом в качестве основной труднорастворимой соли выделяется сульфат кальция (гипс, или ангидрит).

В последнее время обессульфачивание морских вод рассматривается и как следствие взаимодействия с разгружающимися подземными водами хлоркальциевого состава.

Неодинаковая степень развития этих процессов приводила к более или менее глубокому изменению состава растворов. Прежде всего это сказывается на постепенном сокращении, а затем и полном исчезновении зоны сульфатов магния. Из сульфатных минералов в отложениях сохраняется только гипс (ангидрит). Большинство калийных месторождений формировалось из обессульфаченных растворов. Более редки нормальные морские калиеносные отложения сульфатного типа.

***Гипотезы и модели образования солей.*** Г. Бишоф высказал представления о том, что образование солей могло осуществляться только в водоемах на поверхности Земли в аридной зоне, где в результате испарения выпадали менее, а затем более растворимые соли. Кроме того, Г. Бишоф полагал, что рапа солеродных водоемов расслоена по плотности, т. е. она «многослойна».

До середины XX века популярностью пользовалась гипотеза К. Оксениуса, которая повторяла основные положения гипоьезы Г. Бишофа, только дополненные представлениями о «шлюзовом устройстве». Природным объектом этой модели служил залив Каспийского моря Кора–Богаз–Гол. Процесс соленакопления, по мнению К. Оксенидса, определялся условиями водообмена между лагуной и морем.

Первым условием, необходимым для образования соляных месторождений, является существование баров, т. е. песчаных пересыпей, валов, благодаря которым от моря отшнуровывался залив, соединяющийся с открытым морем лишь с помощью очень узкого пролива. Второе условие – жаркий, сухой (аридный) климат, при котором испарение воды в заливе превышает ежегодный приток воды через бар. В таких условиях постепенно начинает повышаться концентрация солей в заливе. Когда концентрация солей повысится в 5 раз (против нормальной), начинает осаждаться гипс, несколько раньше которого из раствора выпадает CaCO3. При продолжении испарения воды в заливе и притоке свежих порций воды из открытого моря через бар плотность воды будет все время повышаться и, когда содержание солей возрастет в 11 раз, начнется осаждение NaCl. Поверх отложившейся каменной соли остается маточный раствор, в котором присутствуют легко растворимые соединения – магнезиальные, калийные и др. С постепенным заполнением залива твердым осадком уровень маточного раствора должен повышаться. При этом может наступить момент, когда он достигнет высоты бара и вследствие значительной плотности начнет вытекать через бар в открытое море. Поверх вытекающего маточного раствора в залив будет поступать морская вода, но уже в значительно меньшем количестве. Наступает новая фаза: поверх залежей каменной соли будет отлагаться слой гипса или ангидрита. В случае полного отделение залива от открытого моря процесс соленакопления может дойти до осаждения легко растворимых солей калия и магния.

*Модель «сухого озера».*

М. Г. Валяшко, учитывая относительно редкое распространение ископаемых калийных залежей предложил модель солеобразования исходя из порядка отложения солей по «солнечной диаграмме». По мере испарения морской воды в бассейне происходит ее сокращение, т. е. уменьшение объема, увеличение плотности. Происходит сближение жидких и твердых фаз в бассейне.

М. Г. Валяшко различает два типа бассейнов – рапное озеро (это первая стадия) и «сухое озеро». В первом находится в жидком виде сгущенный раствор плотностью 1–1,2 г/см3; во втором преобладает твердая фаза солей, между кристаллами которой находится маточный раствор   
(плотность 1,3–1,4 г/см3).

В «сухом озере» калийные и магниевые соли могут кристаллизоваться только при условии прогибания какой–либо его части и возникновении депрессии, в которую будут дренироваться маточные рассолы. При дальнейшем сгущении при условии появления открытой поверхности маточного рассола могут образоваться калийные соли.

*Глубоководная модель Р. Шмальца.*

Эта модель предложена американским исследователем Р. Шмальцем (1969). Простейшая физическая модель глубоководного бассейна, которая удовлетворяет основным требованиям эвапоритого отложения – это ограниченный бассейн, похожий батиметрически на норвежские фиорды или Средиземное море. Он должен располагаться в климатической области, где испарение превышает речной сток. Глубина бассейна не является критической величиной и может достигать нескольких сотен метров и более. От открытого моря он должен отделяться мелководным порогом.

В эволюции такого бассейна выделяется несколько стадий, в результате смены которых глубоководный бассейн превращается в мелководный.

Все рассмотренные модели имеют те или другие недостатки. Процесс соленакопления мог идти с учетом сочетания разных моделей.

Анализ особенностей размещения соленосных формаций с позиций литосферных плит впервые в мире выполнен Н.М. Джоноридзе.   
Г.А. Беленицкая (2000) на основе обобщения обширного геологического материала и литературных источников разработала геодинамическую классификацию и модели обстановок галогенеза. Она выделила три группы геодинамических обстановок. Две из них – деструктивно–дивергентные и конвергентные – подчинены границам (палеограницам) плит (включая их зарождающиеся и отмирающие типы), третья – объединяет обстановки внутренних частей плит.

Обстановки деструктивно–дивергентной группы отвечают рифтовым и спрендинговым режимам, типичным для рифтовых поясов континентов и океанов, конвергентный – субдукционным и коллизионным режимам, характерным для активно–окраинных (острово–дужных и окраинно–континентальных) и коллизионных поясов. Подавляющее большинство солеродных бассейнов относится к этим двум группам.

Третья группа обстановок свойственна собственно внутриплитным частям океанов и континентов, и не контролируется границами плит. Для этой группы галогенез не характерен или крайне ограничен по масштабу.

Э.А. Высоцким с позиций мобилизма выделены *5 тектонических типов морских калиеносных бассейнов геологического прошлого;*

1. Бассейны авлакогенов или внутриматериковых рифтовых зон, зарождавшихся в условиях растяжения земной коры, не приведшего к перемещению литосферных плит на значительные расстояния. В них создавались благоприятные условия для соленакопления. Типичными примерами накопления калийных солей в подобных геодинамических обстановках являются позднедевонские (франский и фаменский) бассейны Припятско–Днепровско–Донецкого авлакогена. С внутриматериковыми рифтовыми зонами связаны также залежи калийных солей во впадине Афар (Эритрея), Верхнерейнском грабене (Франция, Германия), рифтовых зонах приморских провинций Канады, в бассейне Парадокс (США) и др.

2. Бассейны, возникавшие при расколе мегаплит с континентальной корой, раздвижении и дрейфе их частей, и раскрытии нового океана. В этих условиях формировались эвапоритовые серии, которые трансгрессивно залегают на континентальных осадочных или вулканогенных образованиях и перекрыты морскими карбонатными или карбонатно–глинистыми отложениями. Таких бассейнов в геологической истории развития Земли было немного. Классическим примером является эвапоритовый бассейн, возникший в раннемеловую эпоху (апт) в пределах Южно–Атлантической впадины, представлявшей собой узкий, вытянутый в субмеридианальном направлении залив, разделенный относительно мелководной перемычкой вулканических сооружений на две котловины – северную и южную. Калийные и калийно–магниевые соли накапливались в северной части, наиболее удаленной от открытого моря. В связи с дрейфом фрагментов Гондваны и раскрытием Атлантического океана в позднем мезозое рассматриваемые эвапоритовые отложения ныне залегают в переходных зонах Атлантического побережья Африки (Габон, Конго) и Южной Африки (бассейн Сержипи–Алагоас в Бразилии), которые удалены друг от друга на многие тысячи километров.

3. Бассейны, располагавшиеся в пределах поясов и зон поддвигание и столкновения литосферных плит на заключительных стадиях закрытия океанов. В подобных геодинамических обстановках в связи с закрытием океана Тетис в кайнозое возник обширный пояс эвапоритовых (калиеносных) бассейнов, приуроченный к Альпийско–Гималайской области сжатия литосферы. Этот пояс простирался от Испании на западе до Пакистана на востоке и включал ряд калиеносных бассейнов: Наваррский, Каталонский, Сицилийский, Предкарпатский, Приереванский, Кум, а также бассейны в иранском Азербайджане и, по–видимому, бассейн Соляной Кряж.

4. Бассейны так называемых «карбонатных платформ», формировавшиеся в гигантских депрессиях земной коры, которые образовались в результате коллизии (фронтальной либо тангенциальной) двух или более континентальных макро– или мезоплит. В этих бассейнах накоплению соленосных предшествовало образование на обширных пространствах карбонатных отложений. К этому типу могут быть отнесены раннекембрийский Восточно–Сибирский и цехштейновый Среднеевропейский бассейны. Эвапоритовые отложения в каждом из них распространены на громадных площадях (до 1 млн км2).

5. Бассейны синеклиз и впадин в пределах стабильных частей мегаплит, формировавшиеся во время спокойного их перемещения. В таких бассейнах накапливались эвапоритовые отложения небольшой мощности и с непромышленными скоплениями калийных солей. Типичным примером подобного типа является Морсовский бассейн (средний девон) Восточно–Европейской платформы.

***Биохимическим путем*** образуется достаточно обширная группа полезных ископаемых, имеющих важное экономическое значение. Это – месторождения фосфоритов, серы, кремнистых, карбонатных пород, сапропеля, каустобиолитов и др. Кроме того, биохимические процессы играют важную роль при формировании осадочных месторождений урана, редких земель, меди, иттрия, скандия, германия и др. Для образования месторождений этого типа определенное значение имеют климатические, ландшафтные и историко–геологические факторы.

Биохимические осадки накапливаются в результате жизнедеятельности организмов. По данным В.И. Вернадского общая масса органической материи составляет примерно 0,001 % от массы всей земной коры. Большая часть этой материи находится в водах Мирового океана. Исключительная роль организмов проявляется в круговороте углерода, кислорода, азота, серы, фосфора и других элементов. Некоторые организмы концентрируют в себе очень большое количество тех или иных элементов. Примерами являются концентрации углерода в месторождениях ископаемых углей, углерода и водорода в нефтях, кальция и углерода в известняках, кремния в диатомитах, фосфора и углерода в фосфоритах.

*Фосфориты.*Круговорот фосфора в природе исключительно сложен и многообразен. Он встречается во множестве форм и участвует в огромном количестве природных процессов. Фосфор – один из важнейших химических элементов вселенной и входит в число 20 наиболее распространенных элементов Солнечной системы. Элементарный фосфор существует в виде нескольких модификаций, главные из них – белая, красная и черная. *Белый фосфор* представляет собой воскоподобное прозрачное вещество, которое в присутствии примесей имеет желтоватый оттенок. Он ядовит и на воздухе при температуре 40 ºC воспламеняется, используется в зажигательных бомбах и снарядах. *Красный фосфор* аморфен, в воздухе не воспламеняется вплоть до температуры 240–250 ºC, но воспламеняется при трении или ударе. *Черный фосфор* по внешнему виду похож на графит, но с трудом воспламеняется при зажигании.

Фосфор может быть, как отрицательно трехвалентным, так и положительно пятивалентным. В природе он встречается почти исключительно в виде пятивалентной формы. При окислении переходит пентоксид P2O5, который активно реагирует с водой, образуя метафосфорную (HPO3), ортофосфорную (H3PO4) и пирофосфорную (H4P2O7) кислоты. В земной коре почти все известные минеральные соединения фосфора являются солями ортофосфорной кислоты. Известно около 200 минералов, содержащих P2O5. Большая часть фосфора в земной коре присутствует в минералах группы апатита, которая охватывает почти 95% всех природных фосфатов. Общая формула апатита Ca(PO4)3(F,Cl,OH).

Источником фосфора для фосфоритовых месторождений является сравнительно легко растворимый апатит магматических пород. Этот минерал растворяется при химическом выветривании изверженных пород углекислыми поверхностными водами и переносится реками в морские водоемы. Здесь фосфор осваивается животными организмами и растениями. Содержание фосфорнокислого кальция в костях, панцирях, тканях и крови морских организмов достигает до 60 % и более. Обычно фосфор активно осваивается морскими организмами в приустьевых частях рек, создающих своеобразный биофильтр, не пропускающий растворенные фосфаты в центральные части водных бассейнов. Фосфор поступает туда исключительно в биомассе, из которой он может накапливаться на дне. Частично в морские водоемы фосфор может поступать с вулканическими эксгаляциями.

*Условия образования фосфоритов*. Образование залежей фосфоритов может происходить двумя путями: биологическим и биохимическим.

*Биолитная теория*. Образование фосфоритов происходит в результате разложения огромных масс фоссилизированных на морском дне организмов. При их разложении морская вода обогащается углекислотой и аммиаком, которые соединяясь образуют углекислый аммоний. Углекислота, углекислый аммоний и хлорид натрия в воде повышают растворяющую способность ее в отношении фосфорнокислой извести костей, тканей, раковин, которая, перейдя в раствор, реагирует с углекислым аммонием, образуя фосфорнокислый аммоний. Последний соприкасаясь с твердыми частицами осадка, в том числе и с раковинами организмов, отлагает на их поверхности или в осадке фосфорнокислый кальций конкреционного типа. Таким путем образовались некоторые пласты фосфоритовых месторождений Эстонии, сложенные почти нацело скоплениями раковин *Obolus Appolinis*.

*Биохимическая теория*. Фосфор может накапливаться в области шельфа платформенных морей и в геосинклинальных бассейнах. Для возможности образования фосфоритовых месторождений по этой схеме необходимо наличие двух условий: 1) прямой связи шельфа с глубокими (200–500 м) частями открытого бассейна и 2) наличие восходящих к шельфу глубинных донных течений как основного источника фосфатов.

Верхние слои морской воды, насыщенные фитопланктоном, примерно до глубины 60 м, почти лишены фосфора; максимальное содержание в них P2O5 составляет 50 мг/м3, но часто опускается до 2–5 мг/м3. Парциальное давление углекислоты в этой зоне не превышает 3·10–4 атм. Такое явление объясняется тем, что организмы, населяющие эти слои воды, энергично поглощают фосфор. Отмирая и падая на дно, они непрерывно уносят фосфор из поверхностных слоев воды в более глубокие. Основным агентом, способствующим переводу фосфатов организмов в раствор, является CO2, повышенное содержание которого в слоях воды ниже зоны фитопланктона обусловлено процессами окисления органических веществ, то есть минерализацией падающих на дно организмов. так как значительная часть их успевает разложиться, не доходя до глубины 500–1500 м. Именно эти слои океанических вод являются наиболее богатыми CO2 и фосфором. Содержание P2O5 на глубине 300–800 м достигает 300–600 и даже 1000 мг на 1 м3 воды, а парциальное давление CO2 возрастает до 12·10–4 атм. Вследствие вертикальной циркуляции вод фосфаты из глубины выносятся на поверхность и снова вступают в круговорот. В тех случаях, когда восходящие течения подводили глубинные воды, богатые CO2 и P к мелководной части шельфа, парциальное давление CO2 уменьшалось и на глубине 100–150 м выпадал фосфат. Таким путем образовались фосфориты хребта Каратау (Казахстан), месторождения формации Фосфория в США, фосфориты Северной Африки, Западной Сахары и др.

*Сера.*Помимо месторождений серы, образовавшихся путем возгонов и окисления сульфидов, большое значение имеют осадочные месторождения, сформировавшиеся биохимическим путем. Во многих морских и лагунных бассейнах наблюдается повышенная концентрация сероводорода, связанного с деятельность анаэробных бактерий, живущих в бескислородной среде. Эти бактерии разлагают не только органические вещества, но и сернокислый кальций – Ca3(PO4)2, находящийся в морской воде.

Процесс окисления сульфатов заключается в окислении вследствие жизнедеятельности бактерий органического вещества в CO2 за счет кислорода сульфата, причем энергия для этого разложения заимствуется из высокомолекулярных органических веществ.

Биохимическим путем образовались месторождения серы Поволжья (Водинское, Алексеевское, Сюкеевское и др.), Туркмении (Гаурдакское), Предкарпатья (Раздольное, Немировское, Язовское), Мишрак в Ираке и др.

Большинство крупных месторождений серы биохимического генезиса связано с галогенными формациями, образовавшимися в эвапоритовых бассейнах сульфатной ветви развития процессов галогенеза. Формирование залежей серы в бассейнах хлоридной ветви не происходило. Этим фактом можно объяснить отсутствие проявлений и залежей серы в эвапоритовых палеобассейнах Беларуси.

В настоящее время установлено, что большинство месторождений серы приурочено к границам литосферных плит. В подобных геодинамических условиях сформировались месторождения крупнейших сероносных провинций – Тихоокеанской и Средиземноморской.

*Карбонатные породы.* Биогенным путем образуются известняки, мел и другие разновидности карбонатных пород. Органогенные известняки возникают вследствие накопления кальция в раковинах отмирающих морских организмов. Они чаще всего представляют скопления скелетов кораллов, фораминифер, мшанок, губок и других организмов. В результате скопления этих остатков на дне моря формируются подводные известковистые рифы, а также органогенные постройки, которые часто являются вместилищами нефти и газа. Они образуются, как правило, на мелководных участках морского дна, в теплой и прозрачной воде. Известняки органогенного происхождения разделяются на три типа: 1) цельнораковинные, сложенные целыми или почти цельными скелетными частями, которые легко определяются макроскопически; 2) крупнодетритусовые, сложенные обломками раковин, которые определяются под микроскопом; 3) мелкодетритусовые, сложенные мельчайшими обломками раковин, лишь с трудом определяемые под микроскопом. Примером месторождений органогенных известняков являются каменноугольные отложения Подмосковного бассейна, используемые как цементное сырье и строительный камень, известняки третичного возраста Керченского полуострова.

*Мел* – белая полусвязная осадочная порода, состоящая преимущественно из кальцитовых остатков морских планктонных водорослей–кокколитофорид. Представляет собой осадок теплых морей, отлагавшийся на глубинах от 100 до 200–300 м и более. Мел характерен исключительно только верхнего отдела меловой системы. Что связано с пышным развитием кокколитофорид в позднемеловую эпоху. Мел представляет значительную ценность; месторождения его разрабатываются во многих регионах мира. В Беларуси мел используется в основном в качестве цементного сырья. Месторождения мела размещены преимущественно в пределах Могилевской и Гродненской областей.

*Кремнистые породы.*Источником кремния является кремнезем, находящийся в морской воде в виде истинного раствора H4SiO4. Среди осадочных кремнистых пород различают диатомиты, трепелы и опоки. Кремнистые породы образуют пластообразные залежи мощностью от 0,4 до 55 м. По условиям образования различают морские и пресноводные озерные месторождения. В озерах накопление органических остатков происходило в холодноводных бассейнах, воды которых содержали значительное количество кальция и углекислого газа. В этих условиях простейшие организмы осваивали из воды растворенный кремнезем для образования своих скелетных частей и панцирей.

В морских условиях накопление диатомитов чередовалось с образованием тонких прослоев глинистых осадков. В докембрии и раннем палеозое преобладали хемогенные кремнистые образования. Затем они постепенно вытеснились биогенными осадками, питательной средой которых являются как кремнезем, привносимый водами в эпиконтинентальные и геосинклинальные моря, так и кремнезем подводных вулканических эксгаляций. В геологической истории Земли отмечался периодический расцвет кремнистого осадконакопления вслед за вспышками тектонической активности.

*Уран и ванадий.*В формировании месторождений урана и ванадия большое значение имеют биохимические процессы. Основными первоисточниками *ванадия* являются титаномагнетит и темноцветные минералы основных и ультраосновных пород, подвергшиеся выветриванию. Извлечение ванадия из вод бассейнов осуществляется фито– и зоопланктоном. При гибели планктона в процессе диагенеза ванадий переходит в металлоорганическое соединение, а потом в более устойчивое соединение – минерал роскоэлит – KV2[AlSi3O10](OH)2. Минералы ванадия в осадочных месторождениях сопровождаются соединениями молибдена, свинца и бария. Наиболее типичными являются месторождения ванадиеносных сланцев, представленных чередованием пачек углисто–глинистых и кремнистых сланцев. Ванадий концентрируется главным образом в углистых прослоях, где содержание его достигает 1–2 %, в то время как в кремнистых прослоях снижается до 0,2–0,3 %. Состав таких руд очень сложный: углистое вещество с участием карбонатов и ванадатов (ванадинит, узбекит, фольбортит), фосфаты, барит, роскоэлит и др.

*Месторождения урана* осадочного происхождения приурочены в основном к битуминозным глинистым сланцам. Уран парагенетически тесно связан с органическим веществом в виде ураноорганических соединений. Примером могут являться месторождения кембрийских сланцев Швеции, в которых наиболее высокие концентрации урана наблюдаются в слоях, обогащенных особым органическим веществом. Содержание U3O8 составляет 0,15–0,20 %.

***Осадочные месторождения, образованные из коллоидных растворов.*** К этому типу относятся месторождения железа, марганца и алюминия (бокситов), формирующиеся из суспензий и коллоидных растворов в осадочных бассейнах в сходных геологических условиях. Руды этих металлов имеют важное экономическое значение. Условия их образования изучались в основном Н. М. Страховым, А. Д. Архангельским и другими исследователями.

Коллоиды представляют собой растворы с относительно крупными частицами размером порядка 10–5–10–7 см (или от 1 до 0,0001 мм).

В коллоидах различают дисперсионную среду (растворитель) и дисперсную фазу (растворенное вещество). Агрегатное состояние дисперсионной среды и дисперсной фазы может быть различным: твердым, жидким и газообразным. Среди коллоидных образований различают золи и гели.

*Золи* характеризуются резким преобладанием дисперсионной среды над дисперсной фазой (например, желто–бурые железистые воды). Гели имеют вид студнеобразных и желееподобных масс; дисперсионная среда в них содержится в незначительном количестве, дисперсная же фаза резко преобладает.

В зависимости от природы дисперсионной среды различают гидрозоли и гидрогели (дисперсионная среда – вода), аэрозоли и аэрогели (дисперсионная среда – воздух), пирозоли и кристаллогели (дисперсионная среда – кристаллическое вещество).

Коллоидные частицы имеют определенный электрический заряд. Все частицы одного коллоида имеют одинаковый заряд, вследствие чего они отталкиваются друг от друга и находятся поэтому во взвешенном состоянии в дисперсионной среде.

Если к коллоиду, имеющему положительный заряд, прилить коллоид с отрицательным зарядом, или наоборот, то произойдет осаждение, или коагуляция, коллоида. Коагуляция наиболее полно происходит лишь в том случае, когда суммы положительных и отрицательных зарядов частичек равны.

Осаждение коллоидов из растворов может происходить не только от смешения коллоидов различных зарядов, но и от других причин, например, от добавления к коллоидному раствору электролита или молекулярного раствора, повышения температуры вследствие увеличения концентрации раствора при испарении растворителя и в результате действия радиоактивных веществ.

В коллоидах проявляются процессы, связанные с поверхностным состоянием вещества. Действию поверхностных сил следует приписать прежде всего явление адсорбции, т. е. поглощение коллоидным веществом из раствора тех веществ, которые уменьшают поверхностную энергию данного коллоида. Кроме того, различают абсорбцию – поглощение вещества всей массой коллоида. Часто оба эти явления обозначают одним объединенным термином – сорбция. Сорбируются ионы противоположного электрического знака. Очень сильно сорбционные явления выражены в марганцевых рудах и глинах.

Гели, выпадающие из коллоидных растворов, с течением времени подвергаются старению, изменяются их состав и строение. Прежде всего, они теряют воду (дегидратация). Так, например, из студенистых масс кремнезема возникают стекловатые и микропористые опалы. Последние в результате перекристаллизации переходят в скрытокристаллические агрегаты халцедона или кварца.

Гели, перешедшие в кристаллически–зернистые агрегаты, называются *метаколлоидами*.

***Условия образования руд алюминия, железа и марганца.*** Основным источником накопления металлов (Fe, Mn и др.), а также алюминия является континентальная кора выветривания, которая интенсивно формируется в пределах регионов с жарким тропическим климатом. Иногда источником образования железорудных месторождений могут служить зоны окисления сульфидных месторождений, как пример, железная шляпа колчеданного месторождения Рио–Тинто в Испании. Максимальное количество железа мобилизуется при разложении основных и ультраосновных пород с высоким содержанием этого металла. Для образования бокситов, наоборот, наиболее благоприятны кислые породы, а для марганца – геологические формации с повышенным содержанием этого элемента. Для перехода соединений рассматриваемых элементов в раствор необходима высокая зрелость коры выветривания, а также предварительный вынос из нее разного рода электролитов – сульфатов, карбонатов, хлоридов, которые затрудняют перенос металлов в коллоидных растворах.

*Условия переноса.* Под защитным действием гумусовых веществ коллоиды железа и марганца могут находиться в поверхностных водах в растворенном виде и таким образом переноситься из мест выветривания в моря и океаны. Перенос соединений железа, марганца и алюминия речными водами происходит в форме: 1) тонких взвесей; 2) коллоидных растворов;   
3) истинных растворов. Соотношение между этими тремя формами миграции различны для разных рек. Так, в р. Припять 25 % железа мигрирует в виде взвеси, 75 % в форме раствора, в основном коллоидного; река Кубань 99,7 железа переносит во взвеси и лишь 0,3 % в растворенном состоянии. При переносе марганца реками Черноморского бассейна преобладают взвеси, составляющие от 72,5 до 99 % этого металла. Железо в растворимых соединениях мигрирует главным образом в виде золя Fe(OH)33+, защищенного органическим коллоидом или золем кремнезема; часть его мигрирует в органических соединениях оксидного и закисного железа и еще меньшая часть – в истинных растворах карбоната, бикарбоната, сульфата и хлорида закиси железа.

*Условия осаждения*. Осаждение соединений Fe, Mn и Al происходит в прибрежной зоне озер и морей. Основной причиной их осаждения является смешивание коллоидных растворов этих металлов, привносимых реками с истинными растворами. В результате такого смешения происходит коагуляция коллоидов и выпадение Fe, Mn и Al на дне морей. В этом процессе определенную роль играют также бактерии.

Н.М. Страхов отметил закономерное распределение концентраций алюминия, железа и марганца в направлении от континента к более глубоким частям морей. В ходе этой дифференциации вначале ближе к берегу концентрируются бокситы, затем в верхней части шельфа отлагаются соединения железа, а еще дальше в сторону открытого моря происходит выпадение соединений марганца и формирование марганцевых руд. Железо в этом ряду находится между алюминием и марганцем. Поэтому в природе достаточно часто встречаются железо–марганцевые и железо–алюминиевые осадочные накопления. На крайних флангах этого ряда находятся алюминий и марганец, которые обычно совместно не встречаются.

В каждом конкретном рудоносном бассейне промышленные концентрации железа, марганца и алюминия подчиняются определенным геохимическим условиям, которые в свою очередь обусловлены различными обстановками осадконакопления. Осаждение железа и марганца происходит на щелочном, карбонатном, окисном или сульфидном барьерах. Пространственное положение барьеров определяется в основном глубиной и удаленностью зоны осадконакопления от берега. Выпадение из растворов гидратов окиси алюминия не зависит от окислительно–восстановительных условий и определяется двумя главными факторами – увеличением щелочности среды при росте pH от 5 до 9 и выносом кремнезема. В этой связи закономерна приуроченность месторождений бокситов к карбонатным породам, практически лишенным кремнезема и обычно имеющим щелочную реакцию среды в гумидных условиях.

*Месторождения железа.*Осадочные месторождения железа имеют форму линз, пластов и пластообразных залежей. Размеры их достигают десятки, а железорудных свит – сотни километров. По минеральному составу руды осадочных месторождений железа разделяются на три группы: оксидные, карбонатные и силикатные. *Оксидные руды* бурых железняков состоят в основном из лимонита, гидрогётита, гематита и гётита, иногда магнетита с примесью других минералов. Основной рудообразующий минерал карбонатных руд – сидерит. В состав силикатных руд входят железистые хлориты типа шамозита и тюрингита. Кроме того, во всех трех группах железных руд в том или ином количестве присутствуют гидроксиды марганца, халцедоны, полевые шпаты, кальцит, барит, гипс, сульфиды (пирит, марказит) и др.

Для руд железа характерна определенная зональность по мере удаления от береговой линии. Л.В. Пустовалов выделил четыре фации:   
1) окислительную (оксиды и гидроксиды железа и марганца), 2) шамозитовую, 3) сидеритовую, 4) сероводородную (сульфиды тяжелых металлов).

*Окислительная фация*. Осадки отлагаются в прибрежной части моря в среде богатой кислородом при pH 2–4. Кислородная граница (нижняя граница распространения кислорода) проходит по дну бассейна. В связи с этим в иловом слое наблюдается большой избыток кислорода. Процесс рудообразования протекает в резко окислительной обстановке, что приводит к образованию оксидов и гидроксидов железа. Подобные руды, сформировавшиеся в окислительной среде, развиты в Керченском, Аятском (Кустанайская обл., Казахстан) железорудных бассейнах.

*Шамозитовая фация*. Процесс рудообразования происходит при pH 4–6 и кислородная граница располагается у поверхности дна, но в иловом слое нет избытка кислорода. Это приводит к образованию силикатных соединений железа типа шамозита, поскольку активную роль начинает играть кремнекислота, находящаяся в растворе. Собственно, шамозитовые месторождения встречаются редко, однако шамозит как один из составляющих минералов осадочных месторождений железа распространен весьма широко.

*Сидеритовая фация*. Кислородная граница находится выше дна, окислительный потенциал еще больше падает (pH = 7). В иловом слое присутствует органическое вещество, что способствует образованию карбонатов, и в частности, сидерита. Примером месторождений, где сидерит встречается в значительном количестве, является Лотарингский железорудный бассейн.

*Сероводородная фация.* Осадки отлагаются в условиях щелочной среды при pH 8–9. Нижняя граница распространения кислорода в бассейне расположена высоко над дном. Разложение органических веществ происходит при участи бактерий, что вызывает сероводородное заражение придонной части бассейна и образование сульфидных соединений тяжелых металлов.

Н.М. Страхов в геологической истории Земли выделил 7 главных и несколько мелких эпох накопления железных руд. В первую, наиболее древнюю докембрийскую эпоху, произошло накопление железа в железистых кварцитах Курской магнитной аномалии (Россия), Криворожском бассейне (Украина), Хамерсли (Австралия), на Северо–Американской, Южно–Американской платформах и в других регионах мира. Железистые кварциты формировались вдали от морских побережий.

Среди осадочных морских железорудных месторождений различают геосинклинальные и платформенные. Первые представлены сидеритовыми пластовыми месторождениями в морских терригенокарбонатных отложениях (Бакальская группа месторождений Западного склона Южного Урала) и морскими гематитовыми месторождениями в терригенокарбонатных отложениях (Нижнеангарское, Клинтон в США и др.). Платформенные морские месторождения представдены сидерит–лептохлорит–гидрогематитовыми рудами (Аятский, Керченский, Западно–Сибирский, Лотарингский бассейны).

*Месторождения марганца.*Они также как месторождения железных руд имеют форму пластов и линзовидных залежей. Размеры пластообразных залежей простираются на несколько километров при ширине их до нескольких сотен метров и мощности до 20 м. А.Г. Бетехтин в составе марганцеворудных месторождений выделил три основные фации: 1) оксидных пиролюзитовых руд, 2) манганитовых и 3) карбонатных руд.

*Оксидные пиролюзитовые руды*, представляющие собой соединения четырехвалентного марганца, образуются вблизи береговой линии при полном доступе кислорода. Они обогащены марганцем и содержат незначительное количество вредных примесей – серы, фосфора и железа.

*Манганитовые руды* представляют собой соединения двухвалентного и четырехвалентного марганца. Они образуются глубже, в условиях неполного доступа кислорода и по качеству уступают богатым оксидным рудам.

Карбонатные руды, представляющие собой соединения двухвалентного марганца, слагаются родохрозитом (MnCO3) и олигонитом – (Fe, Mn)CO3. Они бедны марганцем и содержат значительную примесь фосфора и серы. Таким образом, образование осадочных месторождений марганца разных фаций зависит от кислородного режима среды, в которой происходило осадконакопление.

В геологической истории Земли накопление марганца имело четко выраженную периодичность. Помимо крупных докембрийской, раннепалеозойской и каменноугольной эпох выделяется уникальная олигоценовая эпоха. К которой относятся крупнейшие в мире месторождения Украины Никопольское, содержащее 75 % мировых запасов этого металла, месторождения Грузии (Чиатури), Казахстана (Мангышлакское), Болгарии (Оброчиште) и другие.

*Месторождения марганца и железа на дне Мирового океана.* Океанографическими экспедициями на дне Тихого и Атлантического океанов выявлены железо–марганцевые конкреции. Они представлены скоплениями желваков неправильной формы диаметром от 1 мм до 25 см. Это окрепшие коллоидные сгустки, состоявшие из тонкодисперсной смеси оксидов и гидроксидов железа и марганца, адсорбировавших редкие элементы. Состав желваков Тихого и Атлантического океанов несколько различается. Современные железо–марганцевые конкреции дна Мирового океана прослежены до глубины 6 км и при дециметровых мощностях занимают огромные площади, запасы этого вида минерального сырья человечеству может хватить на несколько столетий. На плато Клипертон в центре Тихого океана проведено экспериментальное крупнообъемное опробование. Геологи и металлурги США доказали экономическую целесообразность и техническую возможность добычи марганца, никеля, кобальта и меди из железо–марганцевых конкреций.

*Месторождения бокситов.*Они разделяются на три группы:   
1) остаточные (латеритные), 2) осадочные платформенные и 3) осадочные геосинклинальные. К группе *осадочных платформенных* относятся бокситы Тихвина, Мугоджар, мезозойские бокситы Северного Казахстана (Кустанайская обл.), штата Арканзас (США), Австралии, Индии и др. *Геосинклинальные месторождения бокситов* известны среди осадочных пород различного возраста. Наиболее широко они распространены в Средиземноморской бокситовой провинции (Венгрия, Франция, Хорватия, Греция, Турция и др.). Залежи бокситов имеют форму пластов, линз, лентовидную и гнездовидную форму. Они достигают в длину нескольких километров при мощности до первых десятков метров. По структуре различают метасоматически бобовые, бобово–оолитовые, песчаниковые и афанитовые бокситы.

В состав их входят: 1) глинозем, преимущественно свободный; 2) оксиды железа, преимущественно в виде гематита, гидрогематита, гётита, гидрогётита; 3) кремнезем, связанный главным образом с каолинитом, реже галлуазитом и хлоритом; 4) оксиды титана.

Наиболее сложной стороной генезиса осадочных месторождений бокситов является форма переноса глинозема в растворе. По мнению советских ученых (С. Малявкин, А. Архангельский, Г. Бушинский и др.) глинозем может переноситься в основном в виде взвесей.

***Осадочные месторождения горючих полезных ископаемых.*** Важнейшими типами биогенных осадочных месторождений являются месторождения твердых горючих полезных ископаемых – торфа, лигнитов, бурых и каменных углей и горючих сланцев. Все они представляют собой в той или иной степени литофицированные концентрации собственно углеродистого органического вещества. Главным образом они сложены остатками низших и высших растений и микроорганизмов. Помимо углеродистого вещества в составе рассматриваемых осадочных образований принимают участие карбонатный, сульфидный, сульфатный, кремнистый и терригенный материалы.

*Месторождения сапропеля, торфа и угля.* Ископаемые угли представляют собой литофицированные торф и сапропель. Общими чертами торфяных и угольных месторождений являются: приуроченность к отложениям заболоченных ландшафтов, распространенных в межгорных озерных котловинах, долинах равнинных рек и их пологих водоразделах, придельтовых и прибрежно-морских равнинах; ассоциация с терригенно-карбонатными и сероцветными песчано-глинистыми формациями, образование которых происходило в гумидном климате в различных геотектонических обстановках; неравномерность распределения запасов в геологическом времени, наличие эпох угленакопления, главными из которых являются каменноугольная, пермская и мел-палеогеновая; связь месторождений с депрессионными зонами, отличающимися оптимальным для торфонакопления и углеобразования режимом стабильных конседиментационных опусканий; закономерное положение угольных пластов внутри осадочных ритмов, сложенных угленосными терригенными или терригенно-карбонатными отложениями; различная степень литофикации и углефикации скоплений органического вещества, согласующаяся с изменениями состава и калорийности топлива и способности углей к коксованию; повышенные скопления ряда элементов (германий, бериллий, уран, молибден, ванадий, редкие земли и др.), концентрация которых в ряде случаев обусловливает формирование комплексных металл-угольных и металл-торфяных месторождений.

Крупные площади современного торфообразования располагаются в обширных равнинах в пределах древних и молодых платформ в областях гумидного климата. Ближе к полярным областям преобладают верховые болота, которые постепенно на юг сменяются низинными. Мощность торфяного слоя может достигать 50 см и более. Торфяные залежи формируются в условиях анаэробного окисления и высокой увлажненности почв. Вначале в низинных таежных болотах определяющее влияние имеют высокостоящие грунтовые воды. В этих условиях торф формируется за счет травянистых осоково-злаковых и лиственных древесных растений. Затем лиственные деревья сменяются болотной сосной и кустарниковыми (багульник, подбел, вереск и пр.). В заключительной стадии преобладают сфагновые мхи. В таких условиях формируются торфяные залежи верховых болот.

*Месторождения сапропеля* представляют собой скопления обогащенного биохимически активным органическим веществом глинистого ила озер гумидных климатических зон. Сапропель является хорошим органическим удобрением. Кроме того, во многих случаях сапропель представляет собой лечебную грязь. Первичное органическое вещество углей может быть гумусовым (остатки высших растений) и сапропелевым (остатки низших растений и простейших животных, главным образом, отмершего планктона). Гумусовое вещество может быть автохтонным, накопившимся на месте роста, и аллохтонным, представленным переотложенными остатками растений. По мере преобразования и уг- лефикации различия между сапропелевым и гумусовым веществом теряются.

*Угольные месторождения* подразделяют не только по генетическому типу первичного органического вещества, но и по преимущественному накоплению в континентальных озерно-болотных обстановках (лимнические угли) или прибрежно-морских условиях (паралические угли). Для первых характерна ассоциация углей и угленосных терригенных континентальных отложений, для вторых – ассоциация углей с угленосными карбонатными и песчано-глинистыми прибрежно-морскими отложениями.

Угленосные формации подразделяют на платформенные, геосинклинальные и промежуточные. Первые залегают в чехле древних и молодых платформ. Они включают месторождения Подмосковного, Канско-Ачинского, Тунгусского, Иркутского и других угольных бассейнов. Для них характерны: относительно небольшая мощность угленосных толщ, достигающая первых сотен метров в чехле древних платформ и первых тысяч метров в молодых платформах; небольшое количество угольных пластов, редко превышающее 2 – 3 (до 10 – 20); встречающаяся очень большая мощность угольных пластов, превышающая 100 м, как, например, в Канско-Ачинском бассейне; почти горизонтальное залегание пластов и практически отсутствие их нарушенности и слабый метаморфизм углей.

Геосинклинальные угленосные толщи также широко распространены и представлены в Донецком, Кузнецком, Карагандинском, Печорском и других бассейнах. Примером такого типа формаций может служить пермская продуктивная толща Кузбасса.

Угольные месторождения располагаются внутри крупных депрессий – угольных бассейнов, охватывающих платформенный чехол или переходные области между платформами и складчатыми поясами. Месторождения известны в разновозрастных толщах начиная с силурийского периода.

С позднего палеозоя наземная растительность начинает интенсивно охватывать континенты, что связывают с резким увеличением площади континентов в конце раннего палеозоя. Характерно, что геосинклинальные угленосные формации преобладают в палеозое, а платформенные – в кайнозое. П.И. Степанов выделил три главные эпохи углеобразования, которые охватывали: поздний карбон – раннюю пермь, позднюю юру – ранний мел и поздний мел – миоцен. А.К. Матвеев установил относительно равномерное распределение мировых запасов углей по основным эпохам угленакопления (каменноугольной, пермской, юрской, меловой и кайнозойской). Чередование эпох накопления углей и безугольных эпох связывается с неравномерностью глобальных изменений климата. В целом биологическая продуктивность суши, главным образом связанная с накоплением растительности, по сравнению с накоплением органического вещества в морях и океанах начиная с раннего палеозоя увеличилась в несколько раз.

Угленосные толщи отличаются ритмичным строением. В них чередуются более или менее угленасыщенные пачки (продуктивные и безугольные свиты). Угольные пласты занимают закономерное положение в более мелких ритмах. Для паралических толщ строение пачки трехчленное: песчаники в основании, угли в средней части и глинисто-карбонатная кровля. Для лимнических отложений выделяется четыре элемента: внизу песчаники, затем угли, выше глины и алевролиты, в кровле – вновь песчаники. Трансгрессивно-регрессивное ритмичное строение угленосных толщ объясняется неравномерными конседиментационными движениями, которые обусловливали изменение палеоландшафтов.

Уплотнение торфяников, их обезвоживание в восстановительных условиях, сопровождаемое сложными биохимическими превращениями, обусловливают их преобразование в лигниты и бурые угли. В результате метаморфизма последних формируются каменные угли и антрациты. В этой схеме, предложенной И. А. Амосовым, соответственно выделяется три стадии углеобразования: торфяная, буроугольная и каменноугольная.

*Месторождения горючих сланцев*. Горючими сланцами считают карбонатные, кремнистые или глинистые породы, содержащие органическое вещество в количестве 15 – 40 %. Они являются низкокалорийным топливом и ценным химическим сырьем. Горючие сланцы могут быть гумусовыми, сапропелевыми и смешанными. Промышленное значение имеют лишь сапропелевые сланцы. Типичные геологические черты месторождений горючих сланцев следующие: связь с массовым накоплением остатков планктона или водорослей; ассоциация с глинистыми, кремнистыми, карбонатными и фосфатоносными осадочными формациями; неравномерность распределения во времени, наличие геологических эпох сланцеобразования; связь с замедленными конседиментационными опусканиями, обусловившими оптимальные скорости накопления органического вещества; повышенные концентрации ряда элементов-примесей (V, Mo, U, Re, Ge и др.).

Органическое вещество горючих сланцев имеет седиментационную природу, и в отличие от углей и угленосных пород, оно накапливалось на дне озерных и морских бассейнов. Удаленность от областей терригенной седиментации предопределяет ассоциацию горючих сланцев с карбонатными и глинистыми породами. Месторождения горючих сланцев известны в разновозрастных толщах начиная с раннего палеозоя. Основное количество горючих сланцев образовалось в кайнозое (55 %) и палеозое (36 %), в меньшей мере – в мезозое (9 %). А. К. Матвеев и Е. И. Стефанова выделяют шесть эпох накопления горючих сланцев: кембрийскую, ордовик-силурийскую, позднедевонско-раннекаменноугольную, пермскую, юрскую и палеогеновую. Горючие сланцы слагают пласты в первые метры мощности. Они могут накапливаться в геосинклинальном, орогенном и платформенном геотектонических режимах и являются составными частями сланценосных бассейнов. Максимальные концентрации в собственно органическом веществе отмечаются для Re, Те, Se, U, Mo, Cd, Bi, Ag, V, Ni, минимальные – для Со, Sn, Ge и Ga.

***Эпигенетические месторождения.*** Месторождения этой группы сформированы потоками грунтовых и артезианских подземных вод и углеводородных флюидов и низкотемпературных гидротермальных растворов различного происхождения. Они включают в себя месторождения нефти, газа, подземных вод, полиметаллов, целестина, меди, урана, ванадия, стронция, рения, селена, скандия, редких земель, серы и других полезных ископаемых. Помимо этого, более половины мировых запасов свинца и около 40 % цинка связывают именно с такими месторождениями. Сюда же относятся месторождения урана, составляющие порядка 50 % мировых запасов. Поскольку рассматриваемые месторождения сопровождаются вторичным минерало- образованием, то их часто называют эпигенетическими.

В рассматриваемую группу включены три класса месторождений:   
1) экзодиагенетические, связанные с деятельностью грунтовых вод; 2) инфильтрационные, сформированные в результате движения нисходящих потоков метеорных артезианских вод; 3) эксфильтрационные, образованные восходящими потоками седимен- тационных вод артезианских бассейнов. Эпигенетические месторождения могут быть как древними, так и формироваться в современную эпоху. Ведущее значение в их образовании имеет деятельность подземных вод (грунтовых и артезианских).

*Экзодиагенетические месторождения.* С деятельностью грунтовых вод связывают образование экзо- диагенетических месторождений меди, редких земель, урана, легированных железных руд, марганца, бокситов, каолина, магнезита, талька, малахита, бирюзы, хризопраза и других полезных ископаемых. Грунтовые воды имеют важное значение при формировании зон окисления сульфидных месторождений, где могут образоваться руды меди, кобальта, никеля, урана, ванадия и благородных металлов. Особое значение имеют пресные грунтовые воды, широко используемые в качестве источников хозяйственно-питьевого водоснабжения.

Для месторождений характерны: I) стратиформное субсогласное с напластованием залегание рудоносных зон; 2) линзовидная в разрезе, изометричная и полосовидная в плане форма рудных тел и сопровождающих их геохимических ореолов, небольшие мощности рудных интервалов, не превышающие нескольких дециметров; обхват рудных интервалов в разрезах лагунно-морских углеродистых пачек их нижних слоев, расположенных на контакте с подстилающими красноцветными отложениями; 3) приуроченность оруденения к стратиграфическим уровням крупных перерывов в осадконакоплении; 4) стратиграфическое положение ору- денелых горизонтов в основании регрессивно построенных толщ; 5) фациально-формационный контроль оруденения, выраженный в приуроченности рудных зон к местам резких литологических переходов; 6) связь рудообразования с эпохами аридизации климата; 7) присутствие экзодиагенетических минеральных новообразований в породах, с которыми связаны рудные концентрации.

К экзодиагенетическим следует относить следующие рудные формации: медистые сланцы; медистые песчаники палеорусел пестроцветных толщ; урановые и битумно-урановые в палеорус- ловых песчаниках пестроцветных толщ; урановые и ванадий-ура- новые в зонах окисления черносланцевых комплексов; урановые в зонах окисления гранитоидов, обогащенные пирротином; ванадий-урановые в калькретах; металлоносные угли и торфяники.

*Инфильтрационные месторождения (в артезианских бассейнах).* В артезианских бассейнах, распространенных в осадочном чехле древних и особенно молодых платформ, выявлены многочисленные месторождения нефти и газа, подземных вод, металлоносных рассолов, урана, редких и рассеянных элементов. С этими водами многие исследователи связывают образование стратифор- мных месторождений свинца, цинка, меди, стронция, ванадия, серы и других элементов. Среди рудоносных бассейнов следует выделять два крайних типа. В первом из них нисходящее движение подземных вод происходит из-за гидростатического давления. Во втором имеет место восходящее движение напорных вод, отжимающихся из осадочных отложений при преобладании литостатического давления. В некоторых бассейнах в разных горизонтах существуют оба типа гидродинамических обстановок.

Соответственно ведущей гидродинамической обстановке следует выделить два класса месторождений. В первый входит редкометалльно-урановое оруденение, локализованное в зонах выклинивания внутрипластового окисления. Образование основной массы таких руд связывают с нисходящими потоками напорных подземных вод инфильтрационных артезианских бассейнов. Время рудообразования оценивается в сотни тысяч – десятки миллионов лет. Рудная минерализация формировалась в мелу, палеогене и неогене. Второй класс включает месторождения стронция, ванадия, меди, полиметаллов, серы, нефти и газогидроминерального сырья, связанные элизионным режимом. Месторождения, сформированные в древних артезианских системах, могут иметь очень крупные масштабы. Известны рудные провинции с уникальными по запасам инфильтрационными уран-редкометалльными месторождениями в Средней Азии (Кызыл-Кумекая и Аму-Дарьинская) и в штате Вайоминг США. В них протяженность рудоконтролирующей зоны выклинивания внутрипластового окисления составляет сотни километров. Не менее крупными оказываются месторождения, которые связывают с элизионными бассейнами. Так, к ним относят Джезказганское и Удоканское уникальные по запасам месторождения меди, крупнейшие месторождения свинца и цинка Верхнемиссисипской долины и хребта Каратау.

Инфильтрационные месторождения объединяют в группы с различными синонимическими названиями – эпигенетические, экзогенно-эпигенетические, гидрогенные, песчаникового типа, инфильтрационные, ролловые, связанные с зонами пластового окисления и пр. Для них характерны следующие особенности: расположение в областях аридного климата; наличие рудоконтролирующих зон внутрипластового окисления; приуроченность к проницаемым водоносным горизонтам песков и песчаников, реже пористых карбонатных пород, расположенным внутри глинистых водоупоров; наличие рудоконтролирующей окислительно-восстановительной минералого-геохимической и гидрогеохимической зональности; локализация в местах скоплений сингенетического органического вещества или наложенных вторичных восстановителей (водорода, сероводорода, битумов и др.); пространственная связь с валами, флексурами или внутренними поднятиями, осложняющими крылья пологих синклиналей артезианских бассейнов; ролловая форма рудных тел, выраженная в серповидных в поперечном сечении и лентовидных в плане рудных залежах.

Для локализации инфильтрационного оруденения считается благоприятным наличие локальных антиклинальных структур, осложняющих артезианские бассейны. На большинстве месторождений формируются в плане сложные лентообразные залежи, а в разрезе – роллы. Мощности рудовмещающих горизонтов изменяются незначительно от первых метров до 15 – 20 м.

Крупные масштабы оруденения можно связать с протяженностью линии выклинивания зон пластового окисления, составляющей от сотен метров до сотен километров, и временем рудообразования, которое по ряду данных оценивается от десятков и сотен тысяч до первых десятков миллионов лет. Рассмотренные инфильтрационные месторождения объединяются в одну рудную формацию редкометалльно-урановых руд. Она включает в себя ряд субформаций: урановые и уран-редкометалльные (селен-ванадий-рений-редкоземельно-урановые) в песчаниках чехла активизированных молодых платформ; уран-угольные в лимнических бассейнах межгорных впадин; урановые в эрозионных палеодолинах.

*Эксфильтрационные месторождения.* В рассматриваемую группу месторождений объединяются стратиформные рудные объекты, генетическая природа которых дискуссионна. 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, бальнеологических вод, йодобромных и редкометалльных рассолов.

Рудообразование связывается с деятельностью восходящих формационных вод элизионных артезианских систем. Для рассматриваемых объектов характерны следующие особенности: расположение внутри крупных отрицательных структур земной коры, выполненных мощными (более 1 км) толщами осадочных пород; присутствие в полных разрезах продуктивных бассейнов пачек эва- поритов; наличие в разрезах геохимически специализированных осадочных формаций (металлоносных битуминозных глин, красноцветных терригенных толщ, вулканогенно-осадочных пород и др.); локализация руд в пористых горизонтах песчаников и карбонатных пород, расположенных внутри глинистых или эвапорито- вых водонепроницаемых и экранирующих (для углеводородов и подземных вод) толщ; наличие ореолов вторичных минеральных образований, отражающих развитие окислительно-восстановительных и кислотно-щелочных геохимических реакций; расположение в локальных антиклиналях, осевых зонах флексур, инверсионных поднятиях, местах эрозионно-стратиграфических несогласий, которые могли служить очагами разгрузки и ловушками восходящих нефтегазоносных флюидов или рудоносных растворов; линзовидно-пластовая и в меньшей мере сложная жильно-стол- бообразная форма рудных тел и залежей углеводородов.

Крупные депрессионные зоны земной коры, в которых накапливались мощные комплексы осадочных пород, принято называть осадочно-породными бассейнами. Они имеют различное геотектоническое положение и представляют собой: синеклизы чехла древних и молодых платформ; краевые и межгорные прогибы; впадины шельфа. Площади таких бассейнов составляют десятки и сотни тысяч квадратных километров. В мире известны многие сотни таких бассейнов, в которых распространены месторождения подземных вод, углеводородов и руд. Из 600 осадочных бассейнов на поверхности Земли в 400 обнаружены проявления нефти и газа, из них в 160 найдены около 50 000 промышленных месторождений углеводородов.

В платформенных прогибах преимущественно распространены палеозойские нефтегазовые толщи, в краевых прогибах – мезозойские, во впадинах альпийских горных сооружений и на шельфе – палеоген-неогеновые. Во многих осадочно-породных бассейнах имеется пространственная связь стратиформных рудных месторождений со скоплениями углеводородного сырья. Рудные месторождения располагаются в краевых частях нефтегазовых бассейнов или в примыкающих к ним депрессиях. Длительность деятельности элизионных систем оценивается в десятки миллионов лет. Примером локализации полиметаллических руд в линзах пористых рифовых и вторичных доломитов может служить месторождение рудного района Пайнт-Пойнт в Канаде. Здесь рудовмещающими являются кавернозные и высокопористые доломиты живетского возраста. Предполагается, что в них поступали хлоридные металлоносные растворы по крутопадающим зонам разломов из нижележащей эвапоритовой толщи.

Современное эксфильтрационное рудообразование известно на полуострове Челекен в Восточном Прикаспии. Здесь на месторождении йодобромных вод, локализованных в неогеновой красноцветной терригенной толще, в эксплуатационных скважинах происходит взаимодействие нижних металлоносных хлоридных рассолов с расположенными выше сероводородсодержащими подземными водами и отлагаются разнообразные сульфиды. Металлоносные рассолы кроме высоких концентраций J и Вг обогащены В, Sr, Pb, Си, Zn, Cd и Tl.

Среди рудных формаций и типов месторождений, связанных с элизионными артезианскими бассейнами, следует выделять: стратиформные полиметаллические в карбонатных породах; медистые песчаники в терригенных красноцветных формациях; битумноурановые в карбонатных и терригенных породах; битумно-ванадиевые в терригенных толщах; стратиформные целестиновые и баритовые в гипс-карбонатных породах; самородной серы в гипс- карбонатных породах; нефтегазовые в различных коллекторах и ловушках; йодобромные и металлоносные рассолы.

**3.4** **Процессы метаморфизма и связь с ними месторождений полезных ископаемых**

1. Метаморфогенные и метаморфические месторождения

2. Ультраметаморфизм и полезные ископаемые

**1. Метаморфогенные месторождения**

К метаморфогенным относятся месторождения, которые сформировались в результате метаморфических процессов или же изменены под влиянием метаморфизма. Они включают месторождения железа в железистых кварцитах, марганца в гондитах, золота, урана, титана, меди, полиметаллов, алмазов, графитов, кварцитов, яшм, граната, флогопита, флюорита, корунда, керамического и высокоглиноземистого сырья (андалузита, силлиманита, кианита), родусит–асбеста, кровельных сланцев, мрамора, нефрита и др.

Среди метаморфогенных месторождений различают метаморфизованные и метаморфические. *Метаморфизованные месторождения* возникают в результате метаморфизма ранее образовавшихся месторождений полезных ископаемых. *Метаморфические месторождения* в отличие от метаморфизованных формируются за счет горных пород, а не ранее существовавших руд, и возникают в процессе метаморфизма в связи с перегруппировкой минерального вещества метаморфизуемых пород.

*Метаморфические процессы*. Метаморфизм – это «разнообразные эндогенные процессы, с которыми связаны те или иные изменения в структуре, минеральном и химическом составе горных пород в условиях, отличающихся от их первоначального образования (поверхностного или глубинного). К метаморфизму не относятся процессы, происходящие в зоне выветривания и цементации, а также процессы плавления горных пород». Главными факторами метаморфизма являются температура, давление, состав и химическая активность растворов и флюидов. Существенное значение имеют также состав и строение исходных горных пород и геологические условия метаморфизма (пространственные и генетические взаимосвязи с тектоническими движениями, магматизмом и т. п.). Метаморфические изменения заключаются в распаде первоначальных минералов, в молекулярной перегруппировке и образовании новых, более устойчивых ассоциаций минеральных видов, то есть сводится к частичной или полной перекристаллизации пород с образованием новых структур и в большинстве случаев – новых минералов. Метаморфические процессы весьма разнообразны по форме проявления и характеру преобразования пород. Они классифицируются с учетом роли отдельных факторов, термодинамических, физико–химических и геологических условий. Существует значительное разнообразие классификаций метаморфических процессов, основанных на различных природных и породивших многочисленные названия типов и видов метаморфизма.

Метаморфические процессы имеют локальный и региональный характер. К *локальным разновидностям* относятся автометаморфизм и ореольный (контактовый) метаморфизм, динамометаморфизм. *Региональный метаморфизм* развивается вследствие интегрального действия статической и динамической нагрузки горных пород, в обстановке повышенного давления, температуры и воздействия различных минерализаторов, особенно воды. В своих крайних формах он переходит в *ультраметаморфизм*, обусловливающий выборочное или полное переплавление изменяющихся пород. Региональный метаморфизм, вызванный повышением температуры и давления, называется *прямым,* или *прогрессивным*, способствующим реакциям с выделением воды и углекислоты из минералов. Метаморфизм, связанный со сменой высокотемпературных минеральных ассоциаций низкотемпературными, способствующими обратному поглощению воды и углекислоты, называется *обратным*, *регрессивным* или *диафторезом*. Наибольшее значение для формирования метаморфогенных месторождений имеет прогрессивный региональный метаморфизм.

Парагенезис минералов в метаморфогенных месторождениях подчиняется «минералогическому правилу фаз» В.М. Гольдшмидта, которое гласит: число одновременно присутствующих минералов в горной породе не может превышать число компонентов. В метаморфогенных горных породах обычно присутствуют девять главных компонентов: 1) SiO2, 2) Fe2O3, 3) FeO, 4) MgO, 5) CaO, 6) Na2O, 7) K2O,8) Al2O3, 9) H2O. Поэтому число минералов в этих породах не может быть больше девяти. Обычно в состав метаморфических пород входят два–три, реже пять–шесть оксидов.

При процессах метаморфизма прежде всего изменяется минеральный и химический состав руд и пород и их физические свойства. Так, лимонит и другие гидроксиды железа преобразуются в гематит; псиломелан – MnO·MnO2·nH2O – в браунит (Mn2O3), мангонит – Mn2O3·H2O – в гаусманит (Mn3O4). Минералы модификации малой плотности вытесняются минералами более высокой плотности; в связи с этим марказит замещается пиритом, вюртцит – сфалеритом и т. п.

***Физико–химические условия образования.*** Формирование метаморфогенных месторождений происходит при повышенной температуре, которой обычно сопутствует высокое давление, при участии минерализаторов – воды, углекислоты, сероводорода и других летучих соединений.

*Температура.* Теоретически и экспериментально установлено, что нижняя температурная граница регионального метаморфизма (по пределу устойчивости каолина) колеблется в пределах 450–550 ºС, а верхняя – определяется в 900–950 ºС (по парагенезу пироксена и гиперстена).

*Давление.* Величина давления при региональном метаморфизме определяется по смене минералов и минеральных парагенезисов одинакового химического состава, но разного удельного объема. Для этих целей могут сопоставляться такие пары, как например, гиперстеновые сланцы и эклогиты, нефелиновые и жадеитовые породы и др. По этим данным давление может достигать 15–17 *кбар*.

*Вода*. В метаморфических процессах принимают участие четыре главных типа воды; 1) вода порового пространства неметаморфизированных пород, 2) вода, связанная в минералах–гидратах, 3) вода, поступающая в зоны низких ступеней вследствие дегидратации зон высоких ступеней метаморфизма, 4) ювенильная вода магматического происхождения.

В процессе метаморфизма вода выполняет ряд важных функций. Во–первых, пары воды развивают высокое давление, обусловливающее соответствующее течение метаморфизма. Во–вторых, вода понижает температуру метаморфических преобразований. В–третьих, она многократно ускоряет ход этих преобразований. В–четвертых, увеличивает кристаллизационную способность минералов в метаморфическом процессе. В–пятых, вода выступает в роли активного растворителя химических соединений, участвующих в метаморфических реакциях, обеспечивая избирательный вынос и переотложение части из них, и тем самым играет важную роль в формировании метаморфогенных месторождений.

*Углекислота.* При метаморфизме карбонатсодержащих пород большое значение приобретает парциальное давление углекислоты. Оно увеличивается с глубиной за счет усиления разложения содержащих углекислоту минералов. Это в свою очередь приводит к тому, что по мере увеличения ступени метаморфизма карбонаты постепенно вытесняются силикатами, более бедными кальцием, марганцем и железом.

***Метаморфические фации и полезные ископаемые.*** Возрастание температуры и давления при метаморфизме приводит к формированию серии следующих друг за другом преобразований, характеризующих последовательные ступени метаморфизма. В наблюдаемых в настоящее время регионально–метаморфических комплексах пород выделяются ассоциации, отражающие различные термодинамические условия – фации (ступени) метаморфизма. Различные типы месторождений отчетливо ассоциируются с определенными фациями регионального метаморфизма (таблица 6).

*Фация зеленых сланцев*. С ней связаны магнетит–гематитовые железистые кварциты, метаморфизованные разности колчеданных руд, золоторудные месторождения типа Витватерсранд, образования наждака и графита.

*Глаукофановая фация*. Ей отвечают месторождения силикатных руд марганца и цинка, а также магнетит–амфиболовых сланцев.

*Амфиболитовая фация.* С этой фацией ассоциируются месторождения железных руд таконитов и итабиритов, месторождения высокоглиноземистого сырья – кианита, диаспора, андалузита, а также корунда, гранатов, кристаллического графита и апатита.

*Гранулитовая фация*. Она вмещает месторождения амфибол–пироксен–магнетитовых кварцитов, граната и рутила.

*Эклогитовая фация*. Важнейшие полезные ископаемые этой фации – алмазы и рутил.

Таблица 6 – Соотношение месторождения фациями метаморфизма

|  |  |  |
| --- | --- | --- |
| Фации метаморфизма | Месторождение | Промышленное значение |
| Зеленых сланцев | Магнетит–гематитовые кварциты, колчеданные, металлоносные конгломераты, золото–кварц–сульфидные с мышьяком и ртутью, наждака, графита | Главное |
| Глаукофановая | Силикатные руды марганца и цинка | Небольшое |
| Амфиболитовая | Гематитовые кварциты, свинца, цинка и меди, кианита, диаспора, андалузита, корунда, графита, флогопита, апатита | Важное |
| Гранулитовая | Амфибол–пироксен–магнетитовые кварциты, граната, рутила, керамических пегматитов | Важное |
| Эклогитовая | Алмаза, рутила | Небольшое |

***Особенности метаморфогенных месторождений.*** Для них свойственны характерные черты, отличающие их от месторождений других генетических серий. Главные особенности этих месторождений следующие:

1. пространственная и временная связь оруднения с метаморфическими образованиями, среди которых главное значение имеют архей–протерозойские комплексы;

2. согласное залегание уплощенных рудных тел и метаморфических пород, нередко образующие единые складчатые формы;

3. особенности состава руд и вмещающих пород, указывающие на неодинаковые термодинамические условия их образования;

4. текстуры и структуры руд, свойственные метаморфическим породам (гнейсовидные, сланцевые, граноблентовые и др.);

5. развитие оруднения в зонах контактового, динамического, ударного или регионального метаморфизма.

*Серия, метаморфогенных месторождений разделяется на две группы: метаморфизованных и метаморфических образований.*

*Метаморфизованные месторождения* подверглись изменению одновременно с окружающими их породами в такой степени, что метаморфические признаки в форме, строении и составе тел полезных ископаемых оказываются резко доминирующими.

К *метаморфизованным месторождениям* относят многочисленные месторождения железистых кварцитов (джеспилитов), протерозойских металлоносных конгломератов, колчеданных, медно-полиметаллических, силикатных марганцевых и апатитовых руд. Рудные скопления были образованы до метаморфизма в результате различных 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 регионах они включают уникальные по запасам железорудные месторождения (Минас-Жерайс в Бразилии, Курская магнитная аномалия, Оленегорское в России, Костомукшское в России, Криворожский бассейн в Украине и др.).

Многие исследователи считают концентрации железа первично-осадочными, или гидротермально-осадочными, которые позднее метаморфизовались. На некоторых месторождениях проявлены наложенные процессы метасоматоза и гипергенеза, обусловившие привнос полезных компонентов (U, Au, Sc, V, А1) и улучшение качества железных руд.

Ярким примером метаморфизованных месторождений служит уникальное по запасам месторождение золота, платиноидов, урана, редких земель и железного колчедана Витватерсранд в ЮАР. Здесь лентовидные в плане и пластово-линзовидные в разрезе рудные тела (рифы) приурочены к пластам кварцевых конгломератов, ритмично чередующихся с кварцитами и углеродистыми сланцами раннепротерозойской толщи. Последняя слагает многокилометровые разрезы эпикратонных впадин. Поскольку полезная минерализация связана с минералами тяжелой фракции (магнетитом, монацитом, цирконом и др.), а рудные тела имеют литолого-стратиграфическую приуроченность (вытянуты вдоль палеорус- ловых каналов, расположены в основании трансгрессивных серий), то месторождение представляется в качестве регионально метаморфизованной древней россыпи.

*Метаморфические месторождения* возникли вновь в процессе метаморфизма в связи с перегруппировкой минерального вещества метаморфизуемых пород.

К метаморфическим относят месторождения, для которых типичны минеральные парагенезисы рудных и породообразующих минералов и постепенные контакты рудных залежей с вмещающими породами. Важной предпосылкой образования таких месторождений является наличие ранних повышенных концентраций полезных компонентов (углеродистых отложений для месторождений графита, глинистых пород с высокими концентрациями алюминия для кианитовых сланцев, бокситов для корунда и наждака, диопсида для флогопита и др.).

К гидротермально-метаморфическим относят месторождения золота, горного хрусталя, урана, расположенные в метаморфических комплексах. Предполагают, что рудоформирующие гидротермальные системы образуются на этапах регрессивного метаморфизма и перераспределяют полезные компоненты, заимствованные из вмещающих метаморфических пород. Для таких месторождений устанавливается ведущая роль углекисло-водных гидротерм в образовании руд и отсутствие пространственной связи с определенными магматическими комплексами.

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 давлениях 300 – 700 МПа (на глубинах 5 – 28 км). Руды марганца и цинка вероятно формировались в узких пределах температур (500 – 6000 °С) и широких колебаниях давлений (500 – 1 700 МПа), что соответствует глубинам от 15 до 45 км. Руды железа, цветных металлов, титана, графита, высокоглиноземистых пород, гранатов, алмаза, вероятно, образовались в условиях широкого диапазона температур (600 – 9500 °С) при высоких давлениях (600 –   
1 400 МПа) на глубинах более 25 км. Слюдоносные и керамические пегматиты могли генерироваться в результате ультраметаморфизма при частичном переплаааении вещества. Жилы с горным хрусталем могли формироваться в условиях диафтореза при низких термобарических параметрах.

Высокие температуры метаморфо генного рудообразован ия обусловлены: большими значениями геотермического градиента; явлениями радиоактивного распада урана и тория, повышенные концентрации которых часто фиксируются в гнейсах и гранитах; разогревом пород за счет трения в региональных зонах смятия; экзотермическими реакциями преобразования органического вещества в стрессовых зонах.

Высокобарические условия определяются литостатическим и тектоническим давлением. Достаточно убедительно выглядят метаморфогенные источники рудоносных флюидов (вода, углекислота, углеводороды, водород, хлор, сера, металлы). Помимо имеющихся геолого-минералогических данных существование такого рода флюида было подтверждено прямыми наблюдениями в Кольской сверхглубокой скважине. Здесь на глубине более 10 км встречены хлоридно-натровые углеводородные термальные рассолы с повышенными концентрациями Li, Sr, Ni, Со, Zn, Си, Sn и Мо.

Для того чтобы сформировались метаморфогенные месторождения, необходимы следующие условия: первичное дометамор- фическое обогащение полезными компонентами пород; установление повышенных концентраций урана, золота, железа, марганца, фосфора, полиметаллов, меди; диффузионный вынос вещества, включая породные и рудные элементы, из зон ультраметаморфизма и гранулитов и их перераспределение в зеленосланцевых и амфиболитовых фациях.

Для минеральных ассоциаций метаморфогенных месторождений характерны минеральные парагенезисы соответствующей фации метаморфизма.

Метаморфизм, особенно региональный, способен уничтожить месторождения полезных ископаемых, радикально их изменить и создать новые. При метаморфизме в первую очередь уничтожаются месторождения, чувствительные к высоким температурам, такие как битуминозные и месторождения самородной серы.

К радикально измененным метаморфизованным принадлежат значительные месторождения железа, марганца, а также некоторые месторождения фосфора, цветных, благородных и радиоактивных металлов.

К возникающим в процессе метаморфизма собственно метаморфическим месторождениям относятся месторождения мрамора, кварцита, кровельных сланцев, высокоглиноземистого сырья (кианит, андалузит, силлиманит), флогопита, амфибол–асбеста, нефрита, лазурита, графита, корунда и наждака, граната, титана, горного хрусталя. Практическое значение некоторых перечисленных месторождений весьма существенно.

В настоящее время все фации метаморфических пород принято разделять на две группы – контактового и регионального метаморфизма.

*Породы контактового метаморфизма* образуются при высокой температуре, но при низкой нагрузке и изменчивом давлении газовой фазы. Среди них, в порядке повышающейся температуры формирования, выделяются четыре фации: 1) альбит–эпидот–роговиковая,   
2) роговообманково–роговиковая, 3) пироксен–роговиковая, 4) санидинитовая.

*Породы регионального метаморфизма* возникают при высокой температуре, нагрузке пород и давлении газовой фазы. Среди них, в порядке повышающейся температуры образования, различается шесть фаций, разделяющихся на субфаций со свойственными им минеральными ассоциациями, описанными в курсах петрографии:

1) цеолитовая (самородная медь месторождения Верхнего озера в США);

2) зеленых сланцев (которой соответствуют магнетит–гематитовые железистые кварциты; метаморфизованные разности колчеданных руд; золото–урановые месторождения типа Витватерсранд (ЮАР) и Блайнд Ривер (Канада); кварц–сульфидные золотоносные штокверки; образования наждака, плотного и чешуйчатого графита, асбеста, нефрита, горного хрусталя);

3) глаукофановая, которой отвечают месторождения силикатных руд марганца и цинка, а также магнетит–амфиболовых сланцев;

4) амфиболовая, с которой ассоциируют железные руды таконитов и итабиритов; метаморфизованные месторождения сульфидных руд в кристаллических породах платформ; месторождения кианита, диаспора, андалузита и силлиманита; керамические, слюдоносные и редкометальные пегматиты, а также месторождения корунда, гранатов, флогопита, кристаллического графита, апатита и лазурита;

5) гранулитовая, с месторождениями амфибол–пироксен–магнетитовых кварцитов, гранатов, рутила;

6) эклогитовая, полезные ископаемые которой скорее всего ограничиваются вкраплениями рутила.

***Геологические условия образования.*** Метаморфогенные месторождения локального контактового происхождения, обусловленного воздействием интрузии, так же, как и последние, могут иметь самый различный возраст – от наиболее древнего до самого юного. Среди метаморфогенных месторождений, связанных с регионально метаморфизованными комплексами горных пород, резко преобладают древние образования. Большинство из них принадлежит докембрийским – архейским, ранним, средним и поздним протерозойским формациям. Известны нижнепалеозойские метаморфогенные месторождения, к которым, например, относятся наждачные месторождения Урала. Среди более молодых пород рассчитывать на встречу метаморфогенных месторождений регионального характера труднее.

*Особенности геологической структуры*. Метаморфогенные месторождения полезных ископаемых регионального характера возникают на значительной глубине в обстановке высоких температур и давлений. По совокупности существующих данных для регионально метаморфизованных образований могут быть намечены три группы структур месторождений полезных ископаемых: 1) складчато–трещинные, 2) складчато–разрывные,   
3) зон смятия.

Складчатые, структуры метаморфогенных месторождений характеризуются наличием уплотненных, разбитых густой сетью трещин изоклинальных складок, с очень характерным крутым погружением шарниров которых часто связаны рудные столбы.

Складчато–разрывные структуры встречаются чаще и определяют локализацию рудных тел не только вдоль пластов сильно смятых трещиноватых пород, но также и по осложняющим их взбросами сдвигам, а также на их пересечениях.

Зоны смятия, представляющие собой плоские, интенсивно развальцованные нарушения, обычно согласные с общим планом рассланцевания, относятся к наиболее типичным геологическим структурам, свойственным региональным метаморфогенным месторождениям.

***Регионально метаморфизованные месторождения.*** В классе регионально метаморфизованных месторождений известны месторождения железа, марганца, свинца, цинка, меди, золота, урана, фосфора; все они залегают среди докембрийских, отчасти нижнепалеозойских метаморфических пород. В качестве примеров ниже кратко охарактеризованы: 1) железорудные месторождения Кривого Рога, 2) марганца в Бразилии, Индии, Африке, Австралии и других странах, 3) свинца и цинка месторождения Брокен Хилл в Австралии, 4) золота и урана месторождения Витватерсранд в ЮАР, 5) апатитов в Сибири.

*Регионально метаморфизованные месторождения железистых руд* широко распространены среди докембрийских, отчасти нижнепалеозойских пород всех девяти платформ земного шара. Эти руды составляют подавляющую часть мировых запасов железа и являются главным источником его на Мировом рынке. Среди них выделяются три разновидности – железистые кварциты, такониты и итабириты.

К *месторождениям железистых кварцитов*, помимо Кривого Рога, относятся известные месторождения Курской магнитной аномалии, Оленегорское на Кольском полуострове, Чаро–Токкинское в Читинской области, Хинганское на Дальнем Востоке и др. К месторождениям таконитов принадлежат низы некоторых железорудных формаций КМА, Кривого Рога, а также, районов Малого Хингана. Они представляют собой грубополосчатые руды, в состав которых, кроме магнетита и кварца, входят куммингтонит, гранат, и амфибол, что позволяет относить их к амфиболовой фации метаморфизма,

К *месторождениям итабиритов* относятся некоторые залежи Австралии, Бразилии, Венесуэлы, Швеции, Норвегии. Их состав определяется тонкополосчатым чередованием гематита, магнетита и кварца с небольшим количеством амфибола, граната, пироксена, полевого шпата, что свидетельствует о их принадлежности также к амфиболовой фации метаморфизма.

*Марганцевые месторождения Индии и других стран.* Среди метаморфизованных первично–осадочных месторождений марганцевых руд выделяются две разновидности. К одной из них принадлежат месторождения, сформированные вследствие изменения первичных окисных руд, а к другой – месторождения, образовавшиеся в связи с метаморфизмом опал–карбонатных марганцевых руд. В первой группе в свою очередь намечаются месторождения слабой и сильной степени метаморфизма. Примером относительно слабо метаморфизованных первично–осадочных окисных руд марганца могут служить месторождения Центрального Казахстана, руды которых сложены главным образом браунитом и гаусманитом. Интенсивно метаморфизованные залежи первичных окисных руд распространены в Индии, Бразилии, Австралии, странах Западной и Южной Африки. Рудные тела этих месторождений, в составе которых доминируют кварц, марганцевые гранаты, марганцевые пироксены и амфиболы, залегают среди гнейсов, кристаллических сланцев, кварцитов и мраморов (гондитовый тип Индии).

*Апатиты Сибири.* В южном Прибайкалье известны глубокометаморфизованные фосфорит содержащие пласты докембрийских геосинклинальных пород. Согласно Б. Гиммельфарбу и М. Сахаровой, площадь месторождения Слюдянка сложена интенсивно дислоцированными амфиболовыми и пироксеновыми гнейсами, биотит–полевошпатовыми сланцами с пачками мраморов и кварц–диопсидовых пород.

***Контактово–метаморфизованные месторождения.*** В классе контактово–метаморфизованных могут находиться разнообразные месторождения, не всегда легко выделяемые среди эндогенных скарновых образований, развитых в интрузивных ореолах. В качестве их примеров будут описаны некоторые месторождения железа, графита, корунда и наждака.

*Железные руды*. Осадочные пласты окисных и карбонатных руд под воздействием прорывающих их интрузий преобразуются, приобретая черты сходства с согласными залежами скарновых месторождений железа. К подобного рода контактово–метаморфизованным месторождениям железных руд некоторые геологи относят месторождения Южной Якутии и Балеивское в Забайкалье, Ковары в Польше, Остеродер и некоторые участки Зигерланда в Германии, Мансье в Швеции.

На месторождении Бивабик в США метаморфизующему воздействию габбрового массива подверглись пласты, в состав которых входят кварц, гематит, сидерит, анкерит и водные силикаты железа. При этом произошло: 1) исчезновение сидерита, анкерита и водных силикатов, 2) восстановление гематита до магнетита, 3) образование грюнерита–куммингтонита, сопровождаемых пироксенами и фаялитом. Своеобразно месторождение самородного железа Овифак в Гренландии, возникшее в контактовом ореоле базальтов за счет преобразования скоплений сульфидного, карбонатного и окисного железа в присутствии углерода, поглощенного магмой из угольных пластов.

*Месторождения графита*. Графитовые месторождения возникают в ореоле интрузий, рвущих пласты каменного угля. Их примером может служить Курейское месторождение, генетически связанное с пластами Каменного угля Тунгусского бассейна Красноярского края позднепалеозойского возраста, подвергшихся сильному контактовому метаморфизму под воздействием Сибирских траппов.

*Месторождения корунда и наждака*. Эти месторождения возникают вследствие контактового влияния интрузий на залежи бокситов. При слабом метаморфизме образуются диаспоровые породы, а при более сильном метаморфизме бокситы переходят в наждак, который состоит из корунда, шпинели, магнетита, пирита, андалузита, диаспора и некоторых других минералов. Такие месторождения известны в Греции.

*Прочие месторождения*. Осадочные фосфориты Каратау в Казахстане на контакте с прорывающими их гранитами превращены в апатиты. В месторождении Нагпура в Индии окисные руды марганца при таких же обстоятельствах преобразованы в силикатные. В контактовых ореолах за счет песчано–сланцевых пород возникают роговики, используемые как строительные и огнеупорные материалы. По минеральному составу выделяется десять классов роговиков.

Метаморфические месторождения возникли вследствие перекристаллизации, собирательной кристаллизации и перегруппировки вещества тех толщ пород, в которых они обнаруживаются. В отличие от метаморфизованных, они образованы не за счет ранее существовавших месторождений, а в результате метаморфизма горных пород. При этом метаморфизм совершался с участием того или иного количества летучих соединений, но без привноса вещества из–за пределов рудовмещающих толщ пород, при высоких температурах и давлении, но недостаточных для выборочного или полного переплавления пород. Типичными метаморфическими образованиями являются многочисленные месторождения мраморов, возникшие при изменении известняков, месторождения кварцитов, образовавшиеся при метаморфизме песчаников и месторождения кровельных сланцев, сформировавшиеся при низкой ступени метаморфизма глинистых сланцев. К фации зеленых сланцев принадлежат метаморфические месторождения асбеста, и амфиболовой фации – флогопита, а также кианита, наждака и графита, к гранулитовой – граната, к эклогитовой – рутила (титана). Некоторые геологи месторождения золота в породах докембрия относят к метаморфическим. Особый случай представляет возникновение месторождений алмазов вследствие ударного метаморфизма при падении на землю метеоритов.

*Амфибол–асбестовые месторождения.* Согласно Ю. Андрееву, месторождения щелочно–амфиболовых асбестов встречаются: 1) в виде родусит–асбеста среди глинисто–доломитовых толщ; 2) в виде крокидолита в железистых и яшмовидных кварцитах; 3) в виде магнезиоарфведсонита в серпентинитах; 4) в той же минеральной форме среди доломитов и приуроченных к ним магнетитовых скарнов. Все они располагаются в толщах пород, претерпевших региональный метаморфизм низкой, обычно зеленокаменной фации. Минеральный и химический состав залежей отвечает составу вмещающих пород, что позволяет рассматривать их в качестве продуктов метаморфической перегруппировки элементов вмещающих пород под воздействием щелочных растворов. Не исключено, что в некоторых случаях эти растворы имеют магматогенное происхождение.

*Флогопитовые месторождения.* Известны в архейских метаморфических комплексах Алданского щита. Проявляются в форме согласных тел флогопитоносных пород на контакте алюмосиликатных и карбонатных пород, пластово–секущих тел аналогичного состава среди гнейсов, сланцев и гранитов, а также в виде жил и штокверков, сложенных диопсидом, паргаситом, флогопитом и кальцитом в алюмосиликатных породах и флогопитоносных диопсидовых породах первых двух типов. Диопсидовые породы рассматриваются как магнезиальные скарноиды, возникшие на контакте алюмосиликатных и карбонатных пород на прогрессивной стадии метаморфизма гранулитовой фации при температуре 800–700°С. Флогопиты сформировались позднее на регрессивной стадии метаморфизма амфиболитовой фации при температуре 600–550¤С.

*Кианитовые и силлиманитовые месторождения.* Три модификации состава А12SiO5 представлены метаморфическими минералами амфиболитовой фации – андалузитом, кианитом и силлиманитом. По данным Н. Елисеева, андалузит устойчив при высокой температуре и низком давлении, кианит – при средней температуре и высоком давлении, силлиманит – при высокой температуре и высоком давлении. Совместное нахождение всех трех минералов при региональном метаморфизме оказывается возможным в связи с тем, что кривая деградации лежит левее тройной точки.

Кианитовые и силлиманитовые месторождения известны на Кольском полуострове, в Якутии (Чайнытское), Карелии, Северной Индии и в других районах мира. Наиболее полно изученное месторождение находится в Карелии среди глубоко метаморфизованных докембрийских пород свиты Кейв, превращенных в гнейсы, слюдяные, гранатовые, ставролитовые, кианитовые и другие сланцы, амфиболиты, мраморы и доломиты, развитые непрерывной полосой протяжением около 200 км и шириной до 10–14 км.

*Месторождения наждака.* Метаморфические месторождения наждака известны среди древних метаморфических пород амфиболовой фации Урала (Прииртышская группа). Штокообразные тела этих месторождений залегают среди мраморизованных известняков и состоят из корунда, хлоритоида и пирита, с примесью магнетита, рутила, диаспора, апатита, биотита и серицита. Рассматриваются они как продукты воздействия на карбонатные породы глиноземсодержащих десилицированных химически активных водных растворов метаморфического происхождения.

*Месторождения графита* известны среди древних метаморфических комплексов пород преимущественно амфиболовой фации Украины, Урала, Восточного Саяна, Дальнего Востока и других районов. Представляют собой полосы гнейсов и сланцев, содержащих рассеянную вкрапленность кристаллического графита, варьирующего в пределах 5–15 %. Его образование связывается с региональным метаморфизмом толщ пород, содержащих первично–осадочное битуминозное вещество.

*Месторождения горного хрусталя* зеленосланцевой фации прогрессивной стадии метаморфизма описаны в Восточной Сибири, а той же фации регрессивной стадии – в Якутии, Средней Азии, на Урале.

*Месторождения граната.* Переход от амфиболитовой к гранулитовой фации сопровождается исчезновением гидроксилсодержащих минералов, в частности слюд. Вместо слюд в породах гранулитовой фации, образуются гранат и ортоклаз. При этом за счет биотита и мусковита возникает альмандин, а за счет флогопита при более высокой температуре формируется пироп. Вообще состав граната зависит от температуры метаморфических преобразований Метаморфические гранатовые месторождения среди кристаллических, обычно ставролит–полевошпатовых сланцев известны на Урале, в Карелии и других районах распространения пород средних ступеней метаморфизма.

*Месторождения, титана.* В. Вертушковым месторождение титана описано среди амфиболитов Урала. Оно возникло вследствие метаморфизма пород габброидного состава в условиях эклогитовой фации. При этом большая часть силикатов очистилась от изоморфной примеси титана и последний обособился в форме самостоятельных минералов рутила и ильменита. Вследствие собирательной кристаллизации титановых минералов рутил и ильменит на ранней стадии метаморфизма образовали заметные индивидуальные стяжения вкрапленных руд.

*Месторождения золота.* Золотое месторождение Хоумстейк в Северной Америке, по данным Д. и Р. Роя, основанным на детальном анализе вариаций дейтерия, изотопов углерода и серы, мольных отношений СО2 и Н2О, содержании СН4 в жидких включениях рудообразующих минералов, принадлежит к метаморфическим образованиям.

*Месторождения алмазов.* Эти месторождения возникают при стремительном и огромном возрастании давления и температуры вследствие соударения с Землей крупных метеоритов, создающих метеоритные кратеры или астроблемы. Пиковые давления при этом могут достичь нескольких сотен тысяч мегапаскалей, а температуры 2000°С и более.

**2. Ультраметаморфизм и полезные ископаемые**

*Ультраметаморфизм* – региональный метаморфизм, сопровождаемый образованием мигматитов. Термин «ультраметаморфизм» введён в 1909 шведским геологом П. Хольмквистом, т.к. образование мигматитов связывалось с крайним по температуре и давлению проявлением метаморфизма (*ultra* – крайний, чрезмерный).

Ультраметаморфизм имеет резко аллохимический характер и сопровождается магматическим замещением и дебазификацией пород: выносом из них оснований (CaO, MgO и др.) и накоплением SiO2, К2О, Na2О. С этим процессом в основном связывается образование гранито–гнейсового слоя континентальной земной коры и экстенсивное развитие корового гранитного магматизма.

На ранней стадии ультраметаморфизма, в связи с избирательным переплавлением исходных пород, среди гнейсов возникают пегматиты, иногда содержащие промышленные скопления мусковита, биотита и минералов редких элементов, описанные в главе о пегматитовых месторождениях.

Других значительных месторождений полезных ископаемых, ассоциирующих с палингенными изверженными породами глубоко преобразованных метаморфических комплексов, не известно.

На ранней стадии ультраметаморфизма, в связи с избирательным переплавлением исходных пород, среди гнейсов возникают пегматиты, иногда содержащие промышленные скопления мусковита, биотита и минералов редких элементов, описанные в главе о пегматитовых месторождениях.

Других значительных месторождений полезных ископаемых, ассоциирующих с палингенными изверженными породами глубоко преобразованных метаморфических комплексов, не известно. Эта их бесплодность объясняется тем, что мобилизация вещества полезных ископаемых под воздействием метаморфизующих растворов происходит раньше расплавления пород. Вследствие этого компоненты полезных ископаемых, в частности металлы, выносятся выше по фронту рудного метаморфизма, опережающего фронт гранитизации. Будучи отложенными в верхних зонах из вещества, привнесенного из глубинных источников горячими минерализованными водными растворами, они пока не могут отличаться от магматогенных гидротермальных месторождений и рассматриваются в общей группе гидротермальных образований.

*Метасоматические горные породы* – породы, возникшие в результате метасоматизма. Метасоматические горные породы подчиняются определённой зональности. Совокупность одновременно образованных зон образует т.н. метасоматическую колонку, построенную закономерно в зависимости от первоначального состава породы и физико–химических условий процесса. Качественно одинаковые метасоматические колонки образуют метасоматические фации. Сходные по закономерной геологической обстановке, строению и составу фации составляют метасоматические формации. Таковы формации магнезиальных и известковых скарнов, грейзеновая, вторичных кварцитов, березит–лиственитовая и др. Отдельные зоны часто называются по минеральному составу и формационной принадлежности (например, шпинель–пироксеновый скарн, кварц–мусковитовый грейзен) или просто по минеральному составу (калишпатовый метасоматит, турмалиновый метасоматит и пр.) слагающих их пород.

Метасоматические горные породы распространены широко, при региональном развитии метасоматитов зональность в породах трудно различима, возникают региональные метасоматические горные породы (например, аргилизиты, пропилиты). Иногда необоснованно термин «метасоматические горные породы» распространяют и на магматические породы, кристаллизовавшиеся из расплавов, например, «метасоматический гранит», «метасоматическое габбро» и т.д.

Метасоматические горные породы часто являются рудовмещающей средой или представляют собой полезные ископаемые (флогопитовые, магнетитовые и другие руды). Некоторые метасоматические горные породы используются как облицовочный, поделочный или строительный камень.

*Импактный (ударный) метаморфизм* – процесс преобразования структуры и минерального состава горных пород в результате падения крупных метеоритов на поверхность Земли. Не имеет никаких генетических связей со всеми остальными типами метаморфизма.

Импактный метаморфизм характеризуется высокими и сверхвысокими температурами и давлениями, а также кратковременностью метаморфических превращений. Породы, образующиеся в результате импактного метаморфизма, называются импактитами. Для них характерны такие высокобарные фазы, как алмаз, коэсит, стишовит. Импактиты обычно локализуются в пределах астроблем.

*Ударный метаморфизм* – это изменения в горных породах и минералах, обусловленные прохождением мощной ударной (метеоритной) волны. Единственным известным природным процессом, при котором может проявиться ударный метаморфизм, является падение крупных метеоритов. Ударный метаморфизм характеризуется мгновенностью проявления, высоким пиковым давлением (от 10–100 кбар до Мбар) и остаточной температурой (свыше 1500 оС), кинетическими реакциями преобразования вещества. При ударном метаморфизме возникают высокобарические фазы ряда соединений (коэсит, стишовит, алмаз, рингвудит), происходит дробление минералов, разрушение их кристаллических решеток (появление диаплектовых минералов и стекол), плавление минералов и горных пород. Ударный метаморфизм в земных и лунных горных породах является критерием метеоритного удара; он воспроизводится при подземных взрывах больших энергий и экспериментально в лабораторных условиях.

**Раздел 4** **Твердые горючие полезные ископаемые**

**4.1 Геология углерода и происхождение твердых горючих полезных ископаемых**

*Круговорот углерода в природе.* Образование твердых горючих ископаемых обязано происходящему в биосфере, в частности в растениях, процессу фотосинтеза. Кларк углерода в литосфере равен 0,23 %. Среднее содержание углерода составляет (%): в ультраосновных и основных породах – 0,01, в средних – 0,02 и в кислых – 0,03. В осадочных породах 4/5 углерода находится в карбонатной форме, значительная доля приходится на органический углерод (угли, горючие сланцы, нефть и т. д.).

Общее количество углерода в природе достигает 610×109 т. Ежегодно не менее 1 млрд т углерода захороняется в осадок на длительное время, а значительное количество его навсегда уходит из системы атмосфера–гидросфера–биосфера. За 1–1,5 тыс. лет весь углерод атмосферы мог быть связан в карбонатных и органических отложениях. Однако этого не происходит в связи с систематическим пополнением углекислого газа атмосферы за счет вулканических эманаций.

Часть органического вещества после отмирания организмов подвергается разложению бактериями с выделением при этом углерода в газообразном состоянии в виде СО2 и СН4. Другая часть органического вещества минерализуется, и углерод переходит в состав минеральных соединений (СаСО3, MgСО3, FeСО3 и др.). Минеральные соединения углерода в процессе погружения осадочных образований при нагревании разлагаются, в результате чего образуются СО2 и частично СH4, которые снова возвращают углерод в атмосферу. Циклический процесс круговорота углерода в природе имеет очень большое геохимическое значение. По подсчетам В.А. Успенского, длительность круговорота углерода колеблется от 100 до 300 лет.

*Исходное углеообразующее вещество.* По составу, строению и условиям жизни исходные для образования твердых горючих ископаемых растения разделяются на две основные группы: высшие и низшие. Высшим растениям свойственны отчетливо выраженная корневая система, ствол, стебель, листья. Они приспособлены к жизни в наземных условиях. Низшие растения сложены преимущественно одинаковыми клетками и обитают в водной среде. Высшие растения состоят главным образом из целлюлозы, или клетчатки, лигнина, белков, жиров, восков и смол, а также гемицеллюлозы. Кроме того, каждая растительная клетка содержит некоторое количество минеральных веществ, дающих при сжигании смолу. Из–за преобладания в растениях тех или иных тканей, как, например, в высших растениях целлюлозы и лигнина, а в низших – жиров, восков и смол, химический состав различных групп растений (альги, папоротника, хвоща, хвойных и лиственных деревьев, травы) существенно различен.

*Типы накопления исходного вещества.* Различают два типа отложения исходного вещества – автохтонный и аллохтонный. *Автохтонный тип –* это такой тип отложения, при котором первичные организмы обитали на местах современного залегания каустобиолитов. Существуют две разновидности автохтонии – водная и наземная. *Аллохтонный*, или приносной, тип– это такой тип отложения, при котором растения после гибели транспортируются с места произрастания.

Главным признаком автохтонии служат корневые остатки или пни в почве пласта, наличие и сравнительно хорошая сохранность мелких частиц растений, в большинстве случаев не очень большое количество минеральных примесей. Для аллохтонного накопления характерны плохая сохранность и измельченность растительных остатков и в большинстве случаев – высокая минерализация полезного ископаемого.

*Процессы разложения органического вещества.* Характер разложения растительности зависит от среды, в которую она попадает после гибели, где могут идти четыре различных процесса: тление, перегнивание, оторфение и гниение. *Тление* происходит при полном доступе кислорода, вследствие чего органическая часть растения полностью окисляется и уходит в форме газов в атмосферу. Из минеральной части растений образуются твердые остатки. *Перегнивание* – неполное тление при недостаточном доступе воздуха. В результате происходит неполное окисление. Этот процесс характерен образованием твердых продуктов, богатых кислородом, – гумусовых веществ. *Оторфение* – промежуточное звено между перегниванием и гниением. Образующиеся в результате этого процесса твердые продукты состоят главным образом из гумусовых веществ, в состав которых входят гуминовые кислоты. *Гниение* – восстановительный процесс, происходящий при полной изоляции от доступа воздуха в илах и застойных водах и приводящий, как правило, к образованию сапропелитов.

*Стадии преобразования органических остатков.* Выделяются три стадии преобразования органического вещества: биогенная, химическая и геологическая. На *первой, биогенной* (*или биохимической*),стадии происходят преобразования исходного вещества, агентами разложения являются грибки, микробы и бактерии, которые в процессе жизнедеятельности перерабатывают погибшие растительные организмы.

*Вторая, химическая*, стадия преобразования происходит довольно длительный период времени и включает огромное число цепных химических реакций. Эти реакции идут в направлении создания коллоидной массы. В условиях обводненности без доступа кислорода исходное вещество подвергается гелификации. Процесс *гелификации* – это преобразование исходной растительной массы в коллоидные вещества – гель. Гелифицированные микрокомпоненты углей образуются либо путем набухания гумифицирующихся растительных тканей, либо при коагуляции гумусовых растворов. При спорадически ограниченном доступе кислорода, создающем окислительную реакцию, происходит фюзенизация. *Фюзенизация* – это процесс изменения углеобразующего растительного материала в окислительной среде, при котором лигнин и целлюлоза превращаются в необратимый твердый продукт – фюзен.

*Третья, геологическая,* стадия начинается с захоронения осадка под минеральной кровлей. Исходное органическое вещество (ОВ) претерпевает изменение под воздействием возрастающей температуры и давления. Происходящие в результате этого процессы изменения органического осадка называются *углефикацией*. При этом осадок обезвоживается, уплотняется в 5–6 раз, полимеризуется, жидкие вещества превращаются в твердые. Гумусовая кислота, окрашивающая болотную воду в коричневый цвет, превращается в твердое гуминовое вещество, слагая так называемую «основную массу» угля. Процесс разложения низших растений и организмов, приводящий к образованию веществ, близких к углеводородам (УВ), называется *битуминизацией*.

*Необходимые предпосылки для углеобразования.* Важнейшими предпосылками являются: фитологические, климатические, геоморфологические и тектонические. *Фитологические предпосылки* создают возможность накопления исходного вещества. Уже в раннем архее   
(3,7–3,5 млрд. лет тому назад) установлено наличие биогенных формаций с относительно высоким содержанием органического углерода. Активное накопление углеобразующей растительности началось в позднем силуре–раннем девоне, когда произошел выход водной растительности на сушу. Весь отрезок времени эволюции растений от кембрийского периода до нашего времени подразделяется на четыре эры развития растительности: талассофит, палеофит, мезофит и кайнофит.

*Климатические предпосылки* определяют, как масштабы накопления исходного материала, так и его морфологию. В глобальном геолого–исто­рическом плане выделялись области с гумидным климатом, благоприятные для торфо– и углеобразования, и области с аридным климатом, менее благоприятные для образования больших масс растительности.

*Геотектонические предпосылки* играют важную роль в торфо– и углеобразовании, особенно медленные эпейрогенические вековые колебания с преобладанием нисходящих движений. Этими движениями обеспечивается наращивание мощности массива исходного органического материала, компенсирующего амплитуду погружения и его захоронение в недрах.

*Геоморфологические предпосылки* обусловливают обстановку для сохранения накопившегося массива исходного вещества. Они действуют на стадии торфообразования вплоть до перекрытия торфяного массива осадочными минеральными образованиями.

**4.2 Торф**

1. Предпосылки торфообразования

2. Типы торфяников

3. Торфяные месторождения

4. Торфяные ресурсы Беларуси

**1. Предпосылки торфообразования**

Торф – горючее полезное ископаемое, образовавшееся в результате неполного распада растений и содержащее в сухой массе не менее 50 % органического вещества. По внешнему виду торф в естественном состоянии представляет собой волокнистую или пластинчатую массу не вполне разложившихся растительных остатков от светло–бурого до землисто–черного цвета. По теплоте сгорания органической массы торф занимает промежуточное положение между древесиной и бурыми углями. Современные торфяные залежи относятся к голоцену, занимают при мощности торфа 0,3 м общую площадь около 5 млн км2, или около 3,3 % суши.

Торф не обладает геологической устойчивостью в масштабах геологического времени. Из торфяников современной геологической эпохи в ископаемое состояние с образованием угольных месторождений может перейти лишь незначительная часть существующих залежей, которые территориально располагаются в зоне отрицательных движений земной коры.

*Предпосылки торфообразования.* Основными предпосылками торфообразования являются: 1) развитие растительности, способствующей накоплению биомассы в значительных масштабах на 1 м2; 2) больший и равный единице коэффициент увлажнения; 3) наличие отрицательной формы макро– или микрорельефа, обеспечивающей развитие водоема, в пределах которого происходит торфообразование; 4) преобладание процесса фотосинтеза над процессом распада.

*Торфообразование.* Формирование торфяников – сложный биохимический процесс преобразования растительной массы, произрастающей на торфяном болоте, в торф. Все свойства торфа формируются в верхнем «торфогенном» слое торфяного болота. Степень разложения торфа, т. е. соотношение гумусового вещества и сохранившихся растительных остатков, определяется высотой и постоянством уровня грунтовых вод. Процессы диагенеза могут проявляться только в торфах, находящихся под сильным давлением большой мощности минеральных отложений. По данным Л.И. Боголюбовой и П.П. Тимофеева, торф со степенью разложения 0–25, 25–50 и 50–75 % подвергается изменениям главным образом в направлении гелификации, и в нем образуются гелинитовые, постгелинитовые и преколинитовые компоненты.

**2. Типы торфяников**

*Типы торфяников.* В зависимости от приуроченности к элементам рельефа местности выделяются три типа торфяников: 1) верховой – на водоразделах; 2) переходный – на террасах склона водораздела; 3) низинный – в поймах. Каждый из них подразделяется на подтипы и группы.

*Низинный тип торфов* возникает в условиях богатого минерального питания и увлажнения. Здесь формируется большое разнообразие фитоценозов и, следовательно, видов торфа. *Переходный тип торфов* образуется в условиях несколько обедненного минерального питания в слабокислой среде и с пониженным привносом аллохтонного материала. *Торфы верхового типа* формируются в условиях бедного минерального питания с разнообразной, перемежающейся степенью увлажнения.

*Растения–торфообразователи.* Растительность болот по видовому составу довольно разнообразна. По этому показателю выделяются три группы: 1) мхи; 2) травы; 3) древесные формы и кустарники. *Мхи* представлены в основном белым (сфагнум) и зеленым (гипнум), реже кукушкиным льном. Сфагнувые мхи произрастают при очень бедном минеральном питании. Они составляют главную часть торфообразователей залежей верхового типа. Характеризуются низким содержанием целлюлозы и небольшим количеством битумов. В отличие от них зеленые мхи, свойственные переходному и низинному типам торфяных болот, обладают повышенной зольностью, высокой концентрацией азотсодержащих веществ и большей устойчивостью против разлагающих агентов.

*Травянистые растения* представлены тростником, камышом, пушицей, осоками и др. Эта группа торфообразователей характерна для низинного и переходного типа торфяников. В них наблюдается более высокое (до 38 %) содержание целлюлозы, а также повышенное по сравнению с другими растениями количество белковых веществ и относительно высокое содержание битумов.

*Древесные торфообразователи* чаще всего представлены сосной, елью, лиственницей, березой, ольхой, ивой, а полукустарниковые – багульником, подбелом, голубикой, кассандрой, клюквой, вереском и др. Торфяные болота зарастают не одним каким–то типом растений, а растительными ассоциациями.

*Торфяники тропических широт.* Торфяники Северного полушария в Евразии и Америке принадлежат к образованиям умеренных широт и не отвечают условиям происхождения палеозойских и мезозойских крупных угольных бассейнов, чаще всего возникавших вблизи морского побережья. Природной моделью древних торфообразующих болот может служить Большое Дисмальское (Гиблое) болото в штатах Северная Каролина и Виргиния. Оно было изучено еще известным английским геологом Ляйеллем.

Это болото расположено на берегу Атлантического океана и лишь на несколько метров возвышается над его уровнем. Оно простирается на 60 км при ширине 40 км. Вся площадь болота покрыта лесом, причем наиболее характерны следующие древесные породы: болотный кипарис, лавровый тополь, белый кедр, сосна. Наиболее приспособлен для жизни на местах, залитых водой, болотный кипарис, развивающий особые корневые образования – пневматофоры, выступающие из воды и служащие путями доставления необходимого воздуха в корневую систему растения. Стволы деревьев у основания сильно расширены, так как своими корнями не могут в воде глубоко проникать в почву. Для устойчивости они нуждаются в других приспособлениях – в расширенной части ствола с расходящимися во все стороны корнями. Подобные приспособления имели деревья палеозойского возраста, которые были описаны А. А. Гапеевым в угленосной толще Кузнецкого бассейна. При сильном ветре деревья легко падают. В этом бассейне толщина торфа, сплошь состоящего из перегнивших корней, листьев, фрагментов ветвей и семян, доходит до 5 м. Прирост торфа за 1 год может составить 2–2,5 мм.

Болота тропического пояса достаточно широко распространены на о. Суматра, на морских побережьях о. Шри Ланка и полуострова Индостан, островах Малайского архипелага и т. д. Здесь широко распространены мангровые деревья. Между их ходулевыми корнями накапливается большое количество материала, привносимого реками и морской водой. Приливы и отливы перемалывают и перетирают этот материал. Полученный из него таким образом черный ил не похож на осадки спокойных вод.

*Химический состав торфа.* Свойства и химический состав торфа определяются соотношениями образующих его видов растительности и степенью их разложения. Элементный состав горючей массы торфа следующий: углерод 50–60, водород 5–6, кислород 30–40, азот 1–3, сера 1,5–2,5 %. Влажность торфа очень высокая и в естественном состоянии составляет до 96 %. Пористость также высокая и достигает 95 %. У слабо разложившегося торфа теплота сгорания при 40 % влажности составляет 9–10 МДж/кг, а при повышенной степени разложения – до 13 МДж/кг.

В процессе диагенеза торфа происходят изменения в химическом составе: снижается содержание гемицеллюлозы (на 30–60 %), фульвокислот (на 50 %) и негидролизуемого остатка (на 17–35 %), увеличивается содержание гуминовых кислот (на 35–52 %) и битумоидов. По зольности выделяются торфа: 1) бедные золой (содержание золы 0,5–5 %); 2) среднезольные (5–10 %) и 3) богатые золой (10–50 %).

**3. Торфяные месторождения**

*Торфяное месторождение.* Торфяным месторождением называется территориально обособленный участок земной поверхности, характеризующийся избыточной увлажненностью, покрытый влаголюбивой растительностью, имеющий торфяную залежь в неосушенном состоянии мощностью не менее 0,7 м и площадью, обеспечивающей возможность практического использования торфа. Месторождения при их объединении во взаимосвязанную систему образуют торфяной бассейн.

Мощность торфяных залежей варьирует от 0,3 до 7–8 м, реже больше. В среднем мощность у торфяников верхового типа с флорой сфагнум–фускум составляет 3,6–4,8 м, у переходного – 2,0–2,5 м, низинного – 1,6–2,0 м.

*Закономерности размещения торфяников.* Размещение торфяников на земном шаре определяется оптимальным сочетанием предпосылок торфообразования в различных широтах и появлением так называемых поясов торфонакопления. Интенсивное торфонакопление располагается в средних широтах Северного полушария. Протяжность этого пояса составляет 10 000 км, ширина местами превышает 1500 км, а общая площадь составляет 9 млн км2. Ему заметно уступают по протяжности и масштабу торфообразования другие пояса (умеренных широт, полярных и горных областей), в том числе торфяники тропической полосы.

В мировом топливо–энергетическом балансе торф играет незначительную роль: его мировые ресурсы при влажности 30–40 % составляют около 350 млрд т, из них около 150 млрд т сосредоточено в России, по 30–35 млрд т в Канаде и Финляндии, 15 млрд т в США. Мировая добыча торфа составляет 110–140 млрд т.

**4. Торфяные ресурсы Беларуси**

*Торфяные ресурсы Беларуси.* В Беларуси около 12,4 % территории покрыто торфяниками. Общая площадь распространения торфяных залежей составляет около 2,5 млн га, в границах промышленных залежей – 1,62 млн га (при мощности пласта не менее 0,7 м). Запасы торфа–сырца оцениваются в 30,4 млрд т. Низинные залежи по площади составляют 80,4 %, по запасам торфа–сырца – 75 %, верховые – соответственно 13,6 и 18,5 %, переходного типа – 6 и 6,5 %.

Естественная влажность современных торфов достигает 88–95 %. Зольность верховых торфов обычно колеблется от 1,5 до 4 %, низинных – от 5 до 15 %. Низинный торф по сравнению с верховым отличается повышенным содержанием СаО (в низинных – 2,25 %, в верховых – 0,28 %) и Fe2О3 (1,33 и 0,13 % соответственно). Элементный состав органической части торфа следующий: углерод 45,5–61,7 %, кислород 28,0–46,1 %, водород 4,8–6,2 % и азот 0,5–2,9 %.

В республике выявлено около 6500 месторождений торфа. Промышленные запасы торфа составляют 2,5 млрд т, прогнозные ресурсы –   
3 млрд т. Разрабатывается несколько сотен месторождений.

В недрах Республики Беларусь находятся значительные запасы твердых горючих ископаемых: торфа, бурых углей, горючих сланцев, сапропелей, освоение которых может оказать значительное влияние на топливно–энергетический потенциал страны и производство материалов промышленного, сельскохозяйственного, химического и природоохранного назначения. Из всех твердых горючих ископаемых наиболее широкое применение в экономике республики получил торф, издавна используемый в Беларуси как топливо, органические и органо–минеральные удобрения, химико– технологическое сырье, продукты и материалы для охраны окружающей среды. Известна роль торфяных месторождений в охране биологического и ландшафтного разнообразия.

Гидротехнически мелиорированные торфяные месторождения   
(около 1 млн га) коренным образом изменили экономику аграрного сектора страны. В недавнем прошлом машиностроение, в том числе и оборонное, широко использовало торфяной воск (по разработкам Института торфа производилось около 400 т в год) в точном литье по выплавляемым моделям и в производстве полиуретановых изделий для автомобильной промышленности. Многие работы института по торфу и сапропелям были освоены сельским хозяйством.

Торфяные месторождения занимают 14,2 % территории Беларуси с первоначальными запасами 5,4 млрд т. Ныне общая площадь торфяного фонда оценивается в 2,4 млн га с геологическими запасами 4,0 млрд т, в том числе 3,3 млрд т пригодны для топливно–энергетических целей. Широкая распространенность торфа в Беларуси и высокая ценность его органической части обусловливают необходимость комплексного подхода к использованию торфа и в особенности тех его видов, которые обеспечивают получение широкого набора разнообразных продуктов и материалов, не имеющих аналогов при переработке других видов природных ресурсов.

**4.3 Уголь**

1. Стадийность углеобразования

2. Петрографический состав углей

3. Классификация углей

4. Угольные ресурсы Беларуси

**1. Стадийность углеобразования**

Уголь – горная порода растительного происхождения, состоящая из органического и минерального вещества, прошедшего стадию оторфения. Процесс углеобразования является единым и стадийным – от молодых образований (торфов) до качественных углей и далее антрацитов.

*Торфяная стадия.* Происходит формирование торфяников главным образом за счет высших растений, которые после отмирания подвергаются различным процессам, приводящим к образованию органических кислот. По степени устойчивости составные части растений располагаются следующим образом: легче всего разлагается протоплазма, за которой следуют жиры, лигнин и целлюлоза, затем кутикула, споры и пыльца, наиболее устойчивыми к разложению являются воски и смолы. В результате разложения преобладающих в растениях лигнино–целлюлозных тканей образуются гуминовые кислоты. Эти кислоты сохраняются в торфе и по мере дальнейшего преобразования переходят в твердое состояние в виде гуминовых веществ, составляющих основу гумолитов.

Установление границы торф–бурый уголь по внешним признакам весьма затруднительно. В качестве пограничных данных чаще всего принимают содержание углерода в бурых углях не менее 64 %, влаги 14 %, теплоту сгорания 20,2 МДж/кг, показатель отражения витринита в масле 0,3.

*Буроугольная стадия.* На этой стадии углеобразовательного процесса торф превращается в бурый уголь. Бурые угли отличаются от торфов более высокой степенью разложения остатков отмерших растений и большим обогащением их углеродом. Для бурых углей характерна бурая и очень редко черная черта, бурое окрашивание раствора едкой щелочи и густо–желтое (до красно–бурого) окрашивание раствора азотной кислоты.

По степени уплотненности, содержанию гуминовых кислот и приближению по внешнему виду к каменным углям бурые угли обычно разделяют на три группы: 1) землистые (в зарубежной литературе «мягкие») – Б1; 2) матовые – Б2; 3) блестящие – Б3.

На многих месторождениях среди бурого угля слабой степени углефикации встречаются залежи слабо разложившейся, сохраняющей свою структуру древесины – лигнина, иногда образующего самостоятельные пласты среди бурых углей.

*Превращение бурых углей в каменные.* Следующая, более высокая стадия – образование каменных углей. Для разграничения бурых и каменных углей используют методы черты, окрашивания раствора едкой щелочи (КОН) или кипящего раствора разбавленной азотной кислоты. В отличие от бурых каменные угли содержат больше углерода, меньше кислорода и водорода, не имеют свободных гуминовых кислот и не окрашивают раствор едкой щелочи. Химико–технологические свойства каменных углей отличаются от свойств бурых углей и существенно разнятся между собой в пределах каменноугольных стадий в зависимости от вещественного состава.

По принятой общей классификации граница между бурыми и каменными углями проводится по содержанию углерода (75 %), летучих веществ (45–50 %) и водорода (не более 5,5 %).

*Антрацитовая стадия.* Наиболее углефицированным является антрацит – высокометаморфизованный уголь с повышенной плотностью (1,4–1,7 г/см3), черный с металлическим оттенком, с высоким содержанием углерода (не менее 95 %), низким – летучих веществ (8–2 %). Вследствие сильного уплотнения угля на этой стадии его структура и текстура почти неразличимы, резко возрастает вязкость, показатель преломления увеличивается до 2,06.   
У антрацита выход летучих веществ менее 10 %, водорода до 3 %, углерода не менее 95 %, азота менее 1 %, температура воспламенения 500–600 о С.

*Шунгит.* Высокообуглероженное аморфное ОВ, занимающее место между антрацитом и органическим графитом. Химический состав шунгита непостоянен. В среднем он содержит 60–70 % углерода, остальная часть – минеральные примеси. Цвет шунгита черный с сильным блеском, твердость 3–4, плотность 1,8–2,0 г/см3, не горюч.

***Химический состав углей.*** В зависимости от назначения углей производятся технический и элементный анализы.

*Технический анализ.* При техническом анализе в стандартных условиях определяют влагу, зольность, выход летучих веществ, характер коксового остатка, содержание серы, теплоту сгорания. Влага и зола угля как вещества, понижающие теплоту сгорания, считаются балластом, остальная часть составляет так называемую горючую массу.

*Влага (W)* ископаемого угля состоит из общей (или рабочей) и внутренней (или гигроскопической). Внешняя влага на воздухе улетучивается, и уголь переходит в воздушно–сухое состояние. Гигроскопическая влага   
(*W* гигр.) удаляется при нагревании угля при температуре 105о С, и уголь переходит в абсолютно сухое топливо. Содержание рабочей влаги в торфе до 90 %, в бурых углях до 60 %, в каменных углях менее 15 %, в антрацитах до   
3 %.

*Зола (А)* – это твердый остаток, получаемый при сжигании угля. Для сопоставления различных по зольности углей и углей из разных бассейнов вместо аналитической зольности (Аа) пользуются зольностью, пересчитанной на сухое вещество (Ас). По зольности угли подразделяются на малозольные (Ас < 10 %), среднезольные (Ас = 10–30 %) и высокозольные (Ас > 30 %). При содержании золы более 40–45 % порода считается углисто–глинистой, а не углем.

*Летучие вещества* – смесь газообразных и парообразных веществ, выделяющихся из угля при нагревании до температуры 850 оС без доступа воздуха. В состав их наряду с парами воды входят диоксид и оксид углерода, УВ, кислород, сернистый газ и др. Содержание летучих веществ обычно вычисляют на безводный и беззольный уголь, на так называемую горючую массу (Vг).

*Кокс* – нелетучий горючий остаток после термического разложения угля и удаления из него летучих веществ. По внешнему виду и прочности он меняется от порошкообразного (бурые угли и антрациты) до хорошо сплавленного, с серебристым металлическим блеском (коксовые угли, некоторые жирные). Процесс образования кокса сопровождается переходом его в пластическое состояние, при котором происходит связывание отдельных зерен в однородную массу, т. е. его спекание. *Спекаемость* углей в лабораторных условиях определяется различными методами. Наиболее широко применяется метод Л. М. Сапоженикова и Л.П. Базилевича. По этому методу в процессе термического разложения угля регистрируются изменение объема – вспучивание и усадка *Х* (мм) – и толщина возникшего пластического слоя *Y* (мм). Последний параметр принят в промышленной классификации углей в качестве основного показателя, имеющего оптимальную величину в среднем 16–20 мм, а для жирных и коксовых углей – более 20 мм.

*Сера* в углях по типу соединений разделяется на пиритную (колчеданную), сульфатную и органическую. Колчеданная сера наиболее распространена в углях в виде тонких растительных частиц или в виде желваков. Сульфатная сера присутствует в форме гипсовых пленок, содержание ее низкое (не более 0,3 %). Количество органической серы составляет разность между общей серой и суммой пиритной и сульфатной серы: *SОРГ = SОБЩ – (SСУЛЬФ + SПИР).*

*Удельная теплота сгорания* – количество тепла, выделяемого при полном сгорании единицы массы твердого топлива (обычно 1 кг). Этот показатель определяется на рабочее (Qр) и абсолютно сухое топливо (Qс), на аналитическую пробу (Qа) и на горючую массу (Qг). Удельную теплоту сгорания (МДж/кг) можно определить экспериментальным путем с помощью калориметрической бомбы, а также по результатам элементного анализа по эмпирическим формулам. Теплота сгорания органической массы составляет (МДж/кг): торфа 20,9–23,8, бурых углей 29,3–31,10, каменных углей 32–37, антрацита 33,0–35,9.

*Элементный анализ.* Выполняется с целью определения процентного соотношения химических элементов, входящих в состав угля. При элементном анализе определяют содержание углерода, кислорода, водорода, азота, органической серы, а для установления пригодности коксующегося угля для черной металлургии – содержание серы.

*Углерод* определяет удельную теплоту сгорания углей. Содержание углерода служит одним из главных параметров в классификации углей всех стран независимо от направления их использования. По мере перехода углей от бурых к антрациту содержание углерода повышается от 58–75 до 95–98 %.

*Водород* повышает удельную теплоту сгорания углей. Содержание водорода уменьшается от бурых углей (4–6 %) к антрацитам. В сапропелитах количество водорода достигает 7–9 % и даже 11 %.

*Кислород* убывает от бурых углей (10–30 %) к антрацитам, где его содержание составляет всего 1–2 %.

*Азот*, содержащийся в углях, варьирует от 1 до 3 %. В углях более высокой степени углефикации количество его, как правило, уменьшается. В процессе коксования часть азота образует аммиак, который используется для получения нашатырного спирта, азотной кислоты, азотных удобрений и др.

*Сера* органическая, связанная с углем химически, входит в состав растений, из которых образовался уголь.

*Фосфор* – очень вредная примесь в коксующихся углях, так как он из кокса полностью переходит в чугун. Содержание фосфора в коксующихся углях не должно превышать 0,03 %.

***Физические свойства углей.*** Физические свойства отражают внутреннюю структуру угольного вещества. В понятие «физические свойства углей» входят: цвет, блеск, отражательная способность, плотность, твердость (или вязкость), излом и др.

*Блеск* – служит одним из главных диагностических признаков классификации углей. Различают оттенки блеска: смолистый (жирный), стеклянный, алмазный и шелковистый. Смолистый блеск у кларена, стеклянный у витрена, шелковистый у фюзена, матовый у дюрена. По мере увеличения степени углефикации блеск углей усиливается.

*Цвет* ископаемых углей варьирует от серо–коричневого до черного. Бурый цвет характерен для углей низкой степени углефикации. Каменные угли имеют черный или темно–серый цвет, антрациты – черный с желтоватым или сероватым оттенком.

*Плотность* – одна из основных физических характеристик угля и выражается в кг/м3. Плотность непрерывно возрастает от рыхлого торфа к антрациту.

*Отражательная способность* – основной оптический показатель углефикационных изменений, который определяется обычно макроскопически путем сравнения серии образцов, а также фотометрами с графическим изображением результатов измерения.

*Хрупкость* углей определяют по степени их сопротивления раздавливанию, истиранию и удару. Наиболее хрупкие фюзеновые угли, а наиболее стойкие – дюреновые. Хрупкость углей в значительной мере связана также и со степенью метаморфизма: от антрацитов к газовым углям она понижается.

*Твердость* измеряется в полевых условиях путем царапания угля эталоном. У бурых углей она составляет 2 (по шкале Мооса), увеличивается у каменных углей, а у антрацитов достигает 3,5–4.

*Излом* углей раковистый, землистый, занозистый, зернистый, листоватый, волокнистый и неровный. Раковистый излом характерен сапропелевым углям (иногда антрацитам), землистый и неровный – бурым, зернистый – каменным углям.

*Трещиноватость* углей по генетическому признаку разделяется на первичную, вторичную и гипергенную. Первичная трещиноватость вызвана сокращением объема угольного вещества в процессе метаморфизма («трещины усыхания»), вторичная – возникает при тектонических процессах, гипергенные трещины образуются при выветривании углей.

*Люминесценция* – характер излучения под действием ультрафиолетовых лучей. Для люминесцентного анализа используются битумы, извлекаемые из углей бензолом.

**2. Петрографический состав углей**

В углях различают макроскопически обособленные составные части – ингредиенты: витрен (vitrum – стеклянный); фюзен (fusian – вытянутый); кларен (clarus – светлый, ясный); дюрен (durus – твердый). Эти термины введены в 1919 г. английской ученой леди Маргарет Стопс. Витрен и фюзен – простые ингредиенты, образованные из единого растительного обрывка (фрагмента) растений; дюрен и кларен – сложные, состоят из нескольких разнообразных компонентов, образующих тесное парагенетическое сочетание, относительно обособленное в массе угля.

*Витрен* – блестящий уголь, почти совершенно утративший признаки какой–либо растительной структуры и представляющий собой коллоидальную массу с раковистым стеклообразным изломом. В угле встречается в виде линзообразных прослойков, резко отграниченных от других ингредиентов, и сравнительно легко отделяется от них ножом. В прозрачных шлифах витрен может быть совершенно однородным и бесструктурным (коллинит) или структурным, сохранившим структуру исходных тканей (телинит), и имеет бурую, оранжевую или красную окраску. В аншлифах цвет его от серого до белого. Витринизированные вещества образуются в процессе гелификации.

*Кларен* – полублестящий, более вязкий, менее трещиноватый с выраженным наслоением уголь. В нем преобладает основная бесструктурная масса, а среди форменных элементов, кроме спор и кутикулы, встречаются еще измененные ткани коры и древесины. В угольных пластах он нередко слагает мощные пачки. Под микроскопом в шлифах кларен представляет гелифицированное прозрачное вещество, содержащее обрывки спор, кутикулу, смоляные тела, обрывки гелифицированных и фюзинизированных тканей.

*Фюзен* – волокнистый, с характерным шелковистым блеском, напоминает древесный уголь, мягкий (твердость меньше 2 по шкале Мооса), рыхлый и легко растирается пальцами в порошок. По этим признакам его безошибочно можно определить макроскопически. Цвет его серовато–черный или бархатисто–черный. Под микроскопом в шлифах фюзен непрозрачен и имеет сплошную клеточную структуру; стенки клеток черные и непрозрачные, а их отверстия просвечивают и свободны или заполнены минеральными образованиями.

*Дюрен* является вторым матовым ингредиентом полосчатых углей, относительно твердый (твердость 3), вязкий, плотный, макроскопически однородный. Цвет преимущественно черный, излом зернистый. Дюрен под микроскопом неоднороден. Его составные части – цементирующая масса, обычно непрозрачная (реже прозрачная), содержит скопления спор, пыльцы, кутикулы, смолы, обрывки гелифицированных и фюзенированных тканей и минеральных примесей. Этот комплекс свидетельствует о неспокойном режиме торфяника, обусловливающем окисление, перераспределение и минерализацию. Типичные дюреновые угли характерны для углей каменноугольного возраста (Подмосковный, Карагандинский, Кизеловский и другие бассейны).

*Органические компоненты.* Органические компоненты угля представляют собой растительные остатки, которые по степени разложения подразделяются на две группы: 1) не потерявшие исходной растительной структуры – так называемые «форменные (или структурные) элементы»; 2) имеющие вид бесструктурного вещества, так называемая «основная масса».

В группу форменных элементов входят оболочки спор, кутикула, смоляные тельца, водоросли и измененные ткани, но сохранившие признаки принадлежности к растительности. Основная масса угля (в гумитах) состоит из «гумусовых» веществ и растительного шлама (дисперсно раздробленных остатков растений).

*Неорганические компоненты.* Они представлены различными минеральными включениями и примесями, которые переходят в золу при сжигании. В клареновых углях преобладают аутигенные, а в дюреновых – терригенные минеральные включения.

1. **Классификация углей**

**Классификация углей.** Существует несколько направлений классификации углей: генетическое, геолого–генетическое, петрографическое, технологическое и др.

***Генетическая классификация.*** Эта классификация была разработана немецким палеоботаником Г. Потонье. Она достаточно проста и основывается на природе и происхождении твердых горючих ископаемых:

*Биолиты:* 1) акаустобиолиты; 2) каустобиолиты: сапропелиты, гумусовые породы, липтобиолиты.

*Акаустобиолиты* представляют собой неорганический остаток, образующийся после полного разложения ОВ растительных и животных организмов. Гумусовые каустобиолиты образуются в результате разложения остатков высших растений (торф, большинство углей). Сапропелиты возникают при восстановительном разложении в основном низших организмов. К ним относятся богхеды и битуминозные сланцы. Липтобиолиты (от греческого слова лейптос – оставлять, остаточный) образуются в проточных болотах, где течение обеспечивает повышенный по сравнению с обычными условиями доступ кислорода. В результате возникают условия для быстрого разложения лигнино–целлюлозных тканей и выноса этих продуктов с одновременным скоплением наиболее стойких форменных элементов – спор, кутикул, коровых элементов и др.

***Геолого–генетическая классификация.*** Разработана   
Ю.А. Жемчужниковым на основе усовершенствования классификации   
Г. Потонье. В своей классификации он учел исходный материал и условия его превращения. Согласно этой классификации, выделяются две группы твердых горючих ископаемых: 1) гумолиты (происходят из высших растений) и   
2) сапропелиты (происходят из низших растений и зоопланктона).

Гумолиты разделяются на два класса: 1) собственно сапропелиты и 2) сапроколиты. Сапроколиты – это угли, образовавшиеся из низших растений, которые в процессе углефикации полностью разложились.

***Технологическая классификация.*** При исследовании углей появилась необходимость их классификации по параметрам, отвечающим запросам промышленности. Такие классификации основаны на степени углефикации углей и включают показатели, имеющие большое практическое значение (содержание углерода, выход летучих веществ, теплоту сгорания, спекаемость и др.) В СНГ наиболее широкое распространение имеет технологическая классификация донецких углей.

**4. Угольные ресурсы Беларуси**

Углепроявления в Беларуси связаны с отложением нижнего и среднего карбона, средней юры и неогена. Территориально они приурочены в основном к двум крупным отрицательным структурам – Припятскому прогибу и Подлясско–Брестской впадине. Наиболее широкое распространение углепроявления имеют в кайнозойских отложениях: кроме двух вышеотмеченных структур, они выявлены также в пределах Полесской, Жлобинской, Брагинско–Лоевской седловин и на южных склонах Белорусской антеклизы. В юго–западной части Припятского прогиба разведаны два месторождения бурых углей – Житковичское и Бриневское.

*Житковичское месторождение* расположено в Гомельской области и в тектоническом отношении приурочено к зоне сочленения Туровской депрессии и Микашевичско–Житковичского выступа кристаллического фундамента. Угленосными являются олигоцен–миоценовые континентальные терригенные отложения. На месторождении выделяются четыре разобщенные залежи бурого угля. Форма залежей линзовидная, мощность от 0,3 до 15,6 м, средняя глубина залегания 21,2–44,4 м. По качеству угли Житковичского месторождения гумусовые, низкой степени метаморфизма, относятся к бурым углям Б1. Запасы угля по категориям А+Б+С1 составляют 69,1 млн т и по категории С2 – 1,9 млн т.

*Бриневское месторождение* находится в Петриковском районе Гомельской области. Мощность угленосной толщи колеблется от 6,2 до   
47,9 м, коэффициент угленасыщенности в среднем составляет 25–30 %. Развита одна залежь угля мощностью от 0,4 до 19,9 м, глубина залегания 39,7–82,8 м. По данным предварительной разведки, балансовые запасы углей оценены в 38 млн т. По качеству угли относятся к гумусовым марки Б1. Теплота сгорания на сухой уголь составляет 10,88–20,13 МДж/кг, зольность – 20,1–31,7 %, выход летучих веществ на горючую массу – 52,0–60,1 %, содержание серы – 0,6–1,4 %. По условиям залегания угольная залежь Бриневского месторождения пригодна для разработки карьерным способом.

**4.4 Сапропель**

1. Условия образования сапропелей и сапропелитов

2. Сапропелевые месторождения Беларуси и их промышленно–генетическая классификация

**1. Условия образования сапропелей и сапропелитов**

Сапропели являются донными озерными отложениями и образуются из следующих основных компонентов: минеральных примесей привностного характера, неорганических компонентов биогенного происхождения, органического вещества отмерших водных организмов и растений, обитающих в воде озера, населяющих его дно и берега.

Количество минеральных наносов особенно велико в начальных стадиях развития озер. Затем, по мере распространения прибрежной растительности и выполаживания склонов, количество минеральных наносов уменьшается. Большое значение в формировании донных отложений имеют степень проточности озера, величина и характер водосбора. Обилие притоков, несущих с собой взвешенные минеральные частицы, сильно увеличивает минеральную часть озерных отложений, осаждающихся в спокойных водах озера. Чем меньше размеры озера, тем больше сказывается влияние проточности и сноса минеральных частиц с его берегов. Размеры водосбора и эродированность поверхности определяют величину мутности поверхностного стока.

Органическое вещество сапропелей образуется непосредственно в водоеме, но может также приноситься притоками или заноситься ветром. В некоторых водоемах они являются одним из важных факторов формирования донных отложений. Гумусирование сапропеля образуется, например, при обильном подтоке болотных вод. Ветром обычно приносятся листья, пыльца и споры растений.

Гораздо большее значение имеет синтез органического вещества в водоемах, который осуществляется зелеными организмами планктона и прибрежной растительностью. Совокупность всех происходящих в озере процессов образования органического вещества из минеральных путем фотосинтеза характеризует собой продуктивность озера.

Выделяют первичную, промежуточную и конечную продукцию ззера. Первичная продукция является первым звеном сложного процесса, состоящего из целого ряда “пищевых” цепей.

Фотопланктон и водные растения, используя солнечную энергию, создают органическое вещество, которое затем поедается зоопланктоном и травоядными животными. Последние, в свою очередь, поедаются хищниками и т. д. Здесь важно отметить, что фитопланктон и водные растения являются единственными производителями органического вещества. Они создают определенный запас для остальных потребителей пищевого цикла. Все последующие стадии представляют собой этапы разрушения, минерализации и деструкции органического вещества, сопровождающиеся потреблением кислорода и рассеиванием энергии.

В конце каждой из последовательных стадий пищевого цикла образуется материал для пополнения донных отложений. Чем выше продуктивность озера, тем больше поступает материала для образования органических донных отложений, но количество их лимитируется процессом деструкции (разложения). Взаимодействие этих противоположных процессов – продукции и деструкции органического вещества – и определяет в конечном счете, наряду с другими факторами, характер донных отложений.

Сапропелевые отложения образуются из последовательных напластований различных видов сапропелей, погребенных под слоем торфа, иногда под слоем минеральных наносов или продолжающих свое формирование на дне озера и водоемов.

Формирование сапропелевых отложений всецело связано с возникновением и развитием того озера или водоема, в котором они образуются.

Доказано, что характерные черты и особенности озер под действием внешних условий неоднократно изменялись. Путь к обмелению и заболачиванию был неравномерным. Климатические изменения влекли за собой изменения и в характере озерных отложений, которые более или менее четко прослеживаются почти во всех озерах.

Исследование сапропелевых отложений различных озер в голоцене показывает, что образование наиболее древних осадков в озерах датируется субарктическим и арктическим временем. Осадки – преимущественно озерные глины и глинистые сапропели. Скорость отложения осадков (прирост) колеблется от 0,1 мм/год в маленьких непроточных озерах, до 4,3 мм/год в больших хорошо проточных озерах.

В теплый, но сухой бореальный период уровень озер несколько понизился, сток уменьшился, в озерах начала развиваться органическая жизнь. Скорость отложения осадков несколько уменьшилась. Отлагаются преимущественно диатомово – кремнеземистые и глинистые сапропели. Начинают образовываться водорослевые органические сапропели.

В теплый и влажный атлантический период ежегодный прирост осадков увеличился почти у всех озер до 0,3 – 5,5 мм / год. В тех озерах, где усилился подток карбонатных вод, отлагаются известковистые сапропели, в слабопроточных водоемах – водорослевые органические, в проточных – глинистые сапропели.

В следующий за этим засушливый суббореальный период уровень многих озер снижается. Отлагаются цианофицейные м в проточных озерах – глинисто – известковистые сапропели. Некоторые мелкие водоемы заторфовываются. скорость образования осадков снижается (0.4 –   
1,5 мм / год).

В более влажный субатлантический период скорость отложения осадков вновь возрастает (максимальная – 4 мм/год). Характерны органические водорослевые и торфянисто – водорослевые сапропели, почти совершенно отсутствуют известковистые сапропели. В хорошо проточных водоемах продолжают образовываться водорослево–глинистые сапропели. Усиленно развиваются торфяники, похоронившие под толщей торфа многочисленные мелкие озера.

Установлено, что средний долголетний годичный прирост ила равен: в небольших озерах без заметных притоков – 1,05 мм, в небольших озерах с притоками – 3,56 мм, в больших озерах с многочисленными притоками –   
6,64 мм постоянное отложение осадков на дне водоема в конечном счете являеться решающим фактором изменения его характерных черт и особенностей. Если под влиянием климата режим озер может изменяться и в сторону понижения уровня воды (засушливые периоды), и в сторону его повышения (влажные периоды), то осадкообразование неуклонно и постоянно ведет к обмелению озера. Это налогает свой отпечаток на всю историю развития водоемов.

Органическое вещество сапропелей отличается сравнительно однородным составом, в то время как минеральная часть – разнообразным составом, в то время как минеральная часть – разнообразным составом компонентов; содержание последней колеблется от 5 до 85 %. Поэтому классификация сапропелей построена с учетом содержания органического вещества, а также состава минеральных и органических компонентов (таблица 7).

Таблица 7 – Генетическая классификация сапропелей

|  |  |  |
| --- | --- | --- |
| Типы | Содержание  органического  вещества, % | Вид |
| Органические  грубодетритовые  Органические  тонкодетритовые  (водорослевые)  Органогенные  (минерально –  органические)  Органо –  минеральные  Минерализованные | Свыше 70  (малозольные)  50 –70  (среднезольные)  30 –50  (повышенно–  зольные)  10 – 30  (высокозольные) | Торфянистый  Гумусированный  Цианофицейный  Протококковый  Хризомонадовый  Смешанно –  водорослевой  Диатомовый  Зоогеновый  Смешанно –  водорослевый  Кремнеземи –  стый  Известковистый  Железистый  Глинистый  Песчанистый |

***Особенности формирования сапропелевых отложений.*** С целью уточнения и конкретизации особенностей формирования сапропелевых отложений в связи с постепенным заилением озер составляется график зависимости глубины озера от степени заполнения озерной котловины осадками. Степень заполнения озерной котловины «**С»** характеризует относительную скорость ее заполнения осадками, в отличие от абсолютной скорости осадконакопления (мм/год). Значения «**C»** изменяются от 0 для возникших до 1 – для отмирающих озер, превращающихся в торфяники.

Прослеживается довольно тесная зависимость (корреляционное отношение равно 0,95) между глубиной озера и степенью заполнения озерной котловины: с уменьшением глубины степень заполнения озерной котловины, естетсвенно, увеличивается.

Для олиготрофных озер (глубиной более 30 м) характерны значения   
С = 0.1, осадки представленны озерными глинами и глинистыми сапропелями, относительная скорость заполнения озерной котловины невелика. В мезотрофных озерах (глубиной 12 – 25 м) С = 0.1 – 0,25, отлагаются глинистые и кремнеземистые сапропели. Далее с уменьшением глубины озер продуктивность быстро возратает, относительная скорость осадконакопления резко увеличивается. Степень заполнения осадками озерной котловины эфтрофных озер (глубиной 5 – 12 м) колеблется от 0.25 – до 0,6. Развитие их идет в убыстренном темпе, отлагаются органо – минеральные и органические, преимущественно водорослевые, местами известковистые сапропели. Мощность озерных отложений растет. Политрофные озера имеют большие значения С = 0,6 – 0,8, для них характерны органические водорослевые и торфянистые сапропели. Дистрофным озерам, завершающим путь естественного развития, свойственны значения, близкие к единице (С > 0,8). Отложения представлены преимущественно торфянистыми сапропелями.

Необходимо учитывать, что все процессы, в результате которых образуются озерные осадки, обуславливают отложение их в виде концентрических зон. Выделяются три зоны:

1 зона – гидродинамических процессов (береговая отмель);

2 зона – макрофитов (склон береговой отмели);

3 зона – гидрохимических и микробиологических процессов (профундаль)

3 зона разделяется на четыре яруса: А) ярус образования планктона и карбонатов – до 5 м глубины; Б) ярус начального разложения планктона и растворения карбонатов – от 5 – 6 м до 10 – 12 м: В) ярус интенсивного разложения планктона и растворения карбонатов – от 10 – 12 до 25 м;   
Г) бескарбонатный ярус окончательного разложения планктона – глубже 25 м.

Для береговой отмели (1 зона) характерны песчанистые отложения с гравием, на склоне береговой отмели (2 зона) отлагаются песчанистые сапропели, за склоном береговой отмели до глубины 5 – 6 м (ярус А) образуется известковистый сапропель, от 5 – 6 м до 10 – 12 м (ярус Б) отлагается наибольшее количество сапропеля. Глубже сапропеля мало, развиты сульфидные, железистые и другие минерализованные отложения. В зависимости от глубины озера можно судить о характере донных отложений. К этому можно добавить, что для образования известковистых сапропелей решающим фактором явдяется подток карбонатных вод. При наличии постоянного притока кальция образуются известковистые сапропели, а при отсутствии – органические.

При интенсивном зарастании озер в 1 зоне (на береговой отмели) отлагаются торфянистые, а во 2 зоне – торфянисто – водорослевые сапропели.

Концентрические зоны отложений наблюдаются на всех стадиях развития озера, но ширина их во многом зависит от морфометрии озерной котловины, направления озерных течений, связанных с его прочностью, направления и силы господствующих ветров. Несомненно, одно, что характер донных отложений связан с глубиной озера и что он более резко изменяется у берегов, чем вдали от них, за склоном береговой отмели.

Минерализация сапропелевых отложений изменяется как с глубиной, так и в плане. Она обычно мало колеблется в пределах генетически однородного слоя, представленного тем или иным видом сапропеля, и претерпевает резкие изменения при переходе от одного слоя к другому. Поэтому при описании сапропелевых отложений следует четко выделять границы разнородных слоев и отбирать образцы послойно, а не через определенные интервалы без учета строения залежи.

Изменение минерализации в плане связано с концентрическим распределением сапропелевых отложений. Как правило, на береговой отмели отлагаются наиболее крупные фракции, резко увеличивающие минерализацию сапропелевых отложений. На склоне береговой отмели механический состав сапропелей характеризуется более мелкими фракциями и увеличивается содержание органического вещества. В глубокой части озера (профундали) оседают обычно самые тонкие фракции с наименьшей минерализацией.

Описанный порядок распределения отложений по механическому составу и минерализации типичен для небольших непроточных озер без заметного притока грунтовых вод. Только в таких озерах (а также в защищенных заливах больших озер) образуются органические сапропели. С увеличением акватории увеличивается водосбросная площадь и озеро, как, правило, становится проточным. Кроме того, с увеличением открытой поверхности под влиянием ветра способно развиваться волнение. Волны перемешивают верхний сой воды, снабжая его кислородом, и разрушают берега озера. Все это значительно увеличивает минерализацию отложений. Максимальные размеры озера, в котором могут образовываться органические сапропели, изменяются в зависимости от площади водосбора и защищенности от ветрового воздействия в пределах 100 – 500 га. Отсюда следует, что органические сапропелевые отложения представляют собой только небольшие по площади месторождения.

Проточность озера является важным фактором, регулирующим минерализацию сапропелей. Направление течения воды в озере всегда отмечены пониженным содержанием органического вещества сапропелей. Это обусловлено и механическим приносом минеральных частиц, и лучшей аэрацией воды, благодаря чему здесь происходит более полное разложение органического вещества. Проточность озера часто нарушает концентрическое распределение сапропелей по механическому составу и зольности. Иногда в центральной проточной части озера минерализация отложений гораздо выше и здесь отлагаются более крупные фракции, чем в прибрежных, относительно спокойных заводях и бухтах. У проточных озер отложения обычно имеют повышенную минерализацию в прибрежной полосе и вдоль основных направлений течения воды

При разведке сапропелевых отложений необходимо сгущать частоту пунктов опробования в прибрежной полосе и в зоне основных течений. нельзя просто ограничиваться бурением скважин и отбором проб по сетке квадратов, потому что редкая сетка не позволит достаточно полно охарактеризовать залежь в прибрежной полосе и в зоне течений.

Залежи сапропелей довольно разнообразны. При инженерно – геологическом изучении залежей необходим объективный подход в зависимости от их свойств и условий залегания.

Поскольку сапропели образуются в озерах, конечной фазой развития которых часто является превращение в торфяники, сапропелевые отложения генетически связаны с историей возникновения и развития озерной котловины и частично с условиями образования торфяных месторождений. Установлена определенная типологическая зависимость торфяных месторождений от характера рельефа, и на этой основе разработана их геоморфологическая классификация. Вместе с тем известно, что происхождение и развитие озерных котловин тесно связано с общими условиями формирования рельефа данной территории. Рельеф поверхности образуется под влиянием геологических, гидрогеологических и гидрологических условий на фоне изменения климата и растительности, в результате чего геоморфологические особенности становятся весьма показательными для характеристики сапропелевых отложений. Приуроченность к определенным формам рельефа часто определяют размеры и форму сапропелевых отложений, их строение и мощность, условия водного и минерального питания, характер минерализации.

Выделяются три основные группы сапропелевых отложений: отложения пойм; отложения высоких террас и зандровых равнин; отложения холмисто – моренного ландшафта.

Предлагаемая классификация составлена по данным исследований сапропелевых отложений средней полосы Европейской части России, которая охватывает территорию лесной зоны с наиболее благоприятными условиями сапропеленакопления.

Прежде чем перейти к подробной характеристике выделенных групп сапропелевых отложений, необходимо их классифицировать по геолого-литологическому и генетическому принципу.

По характеру строения сапропелевые отложения можно разделить на три типа: силикатные, карбонатные и органические.

Отложения силикатного типа слагаются преимущественно сапропелями силикатного состава (глинистыми, песчанистыми и кремнеземистыми), отложения карбонатного типа образуются в основном за счет известковистых сапропелей, органического типа – сложены преимущественно органическими и органогенными сапропелями.

В природе довольно часто встречаются различные комбинации этих типов. Чаще всего сверху залегают органические сапропели, которые подстилаются карбонатными или силикатными. В этом случае тип отложений определяется по соотношению мощности слагающих пластов сапропелей.

К органическому типу следует относить отложения со средней мощностью органических сапропелей не менее 2 м для открытых и не менее 1 м для погребенных отложений. При такой мощности органические сапропели приобретают самостоятельное значение, а при меньшей мощности – это обычно прослойки и линзы, играющие второстепенную роль.

Если органические сапропели подстилаются карбонатными или силикатными сапропелями такой же или большей мощности, то их можно классифицировать как органо – карбонатные или органо – силикатные отложения.

Кроме того, по ряду генетических признаков сапропелевые отложения делятся на два типа: открытые и погребенные.

Открытые сапропелевые отложения приурочены к различного рода озерам, на дне которых образуются разнообразные сапропели. Это развивающиеся отложения с открытой поверхностью, над которой имеется лишь слой воды. Ежегодно на поверхность сапропелевых отложений поступает новая порция органического и минерального материала, за счет чего происходит увеличение их мощности.

Верхний слой сапропелей находится в текучем состоянии в стадии суспензии, влажность их выше верхнего предела пластичности, плотность незначительная, структурная прочность минимальная.

Погребенные сапропелевые отложения обычно залегают в основании торфяной залежи под слоем торфа. Встречаются также сапропелевые отложения, погребенные под минеральными наносами. Характерной особенностью погребенных сапропелевых отложений является то, что они полностью прекратили свой рост, начали уплотняться и обезвоживаться, находятся в скрыто – текучем или пластичном состоянии и обладают определенной структурной прочностью. Стадия седиментогенеза закончилась, и начинается стадия диагенеза.

Переход от открытых сапропелевых отложений к погребенным совершается постепенно, по мере обмеления и зарастания озер. Часто можно наблюдать, как в почти совершенно заросших озерах остаются небольшие просветы воды, так называемые “окна”, приуроченные к наиболее глубоким участкам. На этих участках существенного роста сапропелей не происходит, но они могут служить косвенным указателем наиболее мощных отложений. Если суммарная площадь остаточных озер по сравнению с общей площадью сапропелевых отложений не велика, то такие отложения можно относить к погребенному типу.

Указанные два типа сапропелевых отложений следует четко разграничивать, так как они отличаются друг от друга по физико – механическим свойствам.

Сапропелевые отложения пойм приурочены к пойменным озерам, преимущественно эрозионно – речного происхождения. Это обычно маленькие озера удлиненной формы, являющиеся старицами реки или возникшие благодаря заполнению полыми водами пойменных понижений и западин.

Интенсивное минеральное питание стимулирует развитие органической жизни, но обильный приток кластического материала приводит к образованию минерализованных, чаще всего глинистых, реже песчанистых сапропелей. Поймы крупных рек обычно изобилуют такими озерами. Озерность поймы может достигать 1 – 3 %, а в пойме р. Оби она достигает даже до 10 %. По мере зарастания озер доступ в них кластического материала несколько уменьшается и в погребенных отложениях (в верхней части) часто прослеживается небольшой слой органических сапропелей.

В озерах пойменно – притеррасных, питаемых грунтовыми водами, обогащенными кальцием или железом, встречаются известковистые или железистые сапропели. В качестве примера можно привести торфяное месторождение «Шуваловское» Ленинградской области с сапропелевыми отложениями погребенного типа. Площадь сапропелевых отложений составляет 25 га. Наибольшая мощность сапропелей 2,5 – 3 м. сапропели глинисто – ожелезненные. Приток железистых вод объясняется близким залеганием кристаллических пород, так как месторождение находится на Карельском перешейке у южной границы Балтийского щита. Верхняя часть залежи (0.5 м) представлена торфянисто–водорослевыми сапропелями, выше которых залегает сфагновый низинный торф.

Сапропелевые отложения высоких террас и зандровых равнин образовались в древнепойменных и остаточно–ледниковых озерах, которые располагались в основном среди древнеаллювиальных и флювиогляциальных песчаных отложений. Благодаря слабым уклонам поверхности и бедным песчаным почвам в озера поступало мало биогенных элементов и кластического материала.

Низкие песчаные берега озер быстро зарастали и заторфовывались. Под воздействием наступающих торфяных болот мелкие озера быстро отмирали, а глубокие продолжали развиваться в окружении торфяников. Слабый приток минеральных компонентов приводил к образованию органических или кремнеземистых сапропелей различной мощности (от 1 до 15 м). Площадь сапропелевых отложений изменяется в широких пределах – от 16 до 6900 га.

Сапропелевые отложения холмисто–моренного ландшафта приурочены к озерам преимущественно ледниково–аккумулятивного происхождения, которые остались после таяния ледника в многочисленных котловинах, понижениях и западинах моренного рельефа.

В целом для сапропелевых отложений моренного ландшафта характерна повышенная минерализация. С крутых склонов берегов, сложенных легкоразмываемыми суглинистыми породами, происходил интенсивный принос в озера кластического материала, за счет которого образовывались глинистые сапропели, имеющие довольно широкое распространение. Они выстилают понижения дна многих озерных котловин, а местами слагают всю толщу залежи.

Приток карбонатных грунтовых вод из межморенных и межледниковых отложений, а также процесс выщелачивания морены обусловили образование известковистых сапропелей, которые приурочены обычно к средней или нижней части залежи и имеют мощность от 1 до 4–5 м.

После того как берега озер достаточно зарастут, чтобы препятствовать механическому заилению, начинают отлагаться органические сапропели. Они, как правило, образуют верхнюю часть сапропелевых отложений, но иногда, в небольших замкнутых озера, мощность их в несколько раз превышает подстилающие слои минерализованных сапропелей, и залежь относится к органическому типу.

Холмисто–моренная равнина последнего валдайского оледенения имеет значительное количество озер. Озерность составляет 1–2 %. Озерные котловины располагаются в понижениях между моренными грядами и на склонах холмов. Они имеют округлую форму или удлиненную со слабыми следами размыва берегов поверхностными водами. Высокие и крутые берега иногда снижаются, давая выход ручьям или речкам. В свою очередь озера могут получать воды поверхностного стока за счет небольших притоков или питаться грунтовыми водами из межморенных водоносных горизонтов.

Первой стадией образования *сапропелитов* являлось сапропелеобразование. Сапропелеобразование соответствует торфяной стадии углеобразования гумитов и липтобиолитов и зависит, в основном, от восстановительных реакций, протекающих в застойных водоёмах под толстым слоем непроточной воды без доступа кислорода к отмершему органическому материалу.

Исходным материалом для образования сапропеля являются простейшие одноклеточные микроводоросли (альги) и более сложные водоросли (зелёные, сине–зелёные, красные и др.), бактерио– и зоопланктон. В результате гнилостного брожения (гниения) образовывались преимущественно водородсодержащие газы (CH4, NH3, H2S) и твёрдые продукты (гнилостный ил или сапропель), обогащенные водородом. Мощность отложений сапропеля в придонной зоне таких водоёмов постепенно увеличивалась, достигая нескольких метров, а на дне морей и океанов – сотен метров.

Время от времени слои сапропеля покрывались минеральными породами и происходили последующие химические его превращения в направлении постепенного увеличения степени зрелости. Под действием физико–химических и геологических факторов из сапропеля сначала образуются сапропелиты буроугольной, а затем и каменноугольной стадии химической зрелости.

Превращение сапропелитов буро– и каменноугольной стадий зрелости описано Г.Л. Стадниковым как декарбоксилирование полимеризированных жирных кислот, образующихся при гидролизе жиров водорослей.

Сапропели представляют собой илистую массу, содержащую большое количество воды – до 70–90 %, и заключающую в себе огромное количество микроорганизмов, остатков живых организмов и водорослей различной степени превращения. Свежедобытый сапропель – это маслянистая на ощупь масса различной вязкости, хорошо режущаяся ножом. В отличия от гумусового торфа сапропели после добычи быстро теряют воду (остается до 2–5 % воды) и превращаются в затвердевший, матовый материал различной окраски. Во многих современных озерах в настоящее время формируется сапропель, который используется как удобрение (оз. Нерль).

Сапропелиты часто называют по их местоположению: богхеды (г. Богха, Шотландия), куронгиты (зал. Куронг, Австралия), балхашиты (оз. Балхаш), будаговские сапропелиты (Иркутская область) и т.д.

По внешнему виду сапропелиты похожи на гумусовые угли – черные или темно–коричневые, матовые или полуматовые. Среди них выделяют две разновидности: плотные и слоистые. Плотные разности – однородные с раковистым изломом, легко обрабатываются и шлифуются c образованием блестящей поверхности; слоистые – менее плотные и менее пластичные, легко раскалываются на тонкие пластинки, слоистая текстура возникает за счёт разного соотношения минеральных и органических компонентов, для них характерно высокое содержание золы.

По элементному составу сапропелиты различных месторождений не существенно отличаются друг от друга.

Содержание в органической массе углерода колеблется в пределах 74,8–83,2 %, кислорода – от 6,0 до 10,7 %, водорода – от 9,7 до 10,8 %, серы – от 0,6 до 2,7%, азота – от 0,6 до 1,3 %. Как видно из этих данных, в сапропелитах по сравнению с гумусовыми углями отмечается повышенное содержание водорода, что связано с составом исходного водорослевого органического вещества, богатого липидами.

Выход летучих веществ высокий и изменяется от 60 до 95 %, что свидетельствует о малой термической устойчивости молекул органического вещества сапропелитов. Влажность может меняться от 1 до 10 %, зольность – от 10 до 40 %.

Основным отличием группового состава сапропелей и сапропелитов буроугольной стадии углефикации от торфов и бурых гумусовых углей является отсутствие гуминовых кислот, поскольку большинство гуминовых кислот образуется из лигнина, которого нет в водорослях и животных организмах. В групповом составе выделяют битуминоиды, нерастворимое органическое вещество и минеральную часть.

Типичными сапропелитами в буроугольной стадии зрелости являются богхеды. Они обладают исключительной твёрдостью и вязкостью, массивной однородной структурой, матовым блеском, а также низкой действительной плотностью (менее 1000 кг/м3). Цвет их серый, бурый, чёрно–бурый и чёрный. При нагревании до 100–120°С тонкие пластинки богхедов начинают проявлять заметную гибкость, легко воспламеняются от спички и горят яркосветящимся и коптящим пламенем. Встречаются как в самостоятельных залежах, так и среди гумусовых бурых углей. Третичный водорослевый сапропелит, известный под наименованием марагунит (найден в Бразилии вблизи селения Мараху), резко отличается по своим свойствам от типичных богхедов. Он имеет светло–жёлтый цвет и легко растирается в порошок пальцами. Он настолько лёгок, что плавает на воде, быстро загорается от спички и горит ярким коптящим пламенем.

К сапропелитам каменноугольной стадии химической зрелости относятся кеннельские угли (кеннели). Это наименование происходит от английского Candl–coal, означающего «уголь, горящий как свеча». Легко загораясь от спички, кеннели горят ярким коптящим пламенем. По внешнему виду типичные кеннели имеют буровато–чёрную и чёрную окраску с сероватым оттенком. Угли эти матовые, плотные, вязкие и твёрдые. Богхеды в каменноугольной стадии превращения встречаются в Арктике (оленёкский богхед), Львовско–Волынском бассейне в виде прослоек в пластах гумусовых углей, а также образуют самостоятельные залежи в Иркутском каменноугольном бассейне. Иркутские сапропелиты представляют собой чаще всего очень плотные, массивного сложения образования, имеющие матовый блеск и бурый или чёрный цвет.

Сапропелевые антрациты отличаются от гумусовых тем, что они полуматовые, а не блестящие, и характеризуются несколько меньшей величиной действительной плотности.

**2. Сапропелевые месторождения Беларуси и их промышленно–генетическая классификация**

Беларусь относится к странам, не обладающим в достаточной мере собственными ресурсами ценных руд и высококачественных горючих ископаемых, на которых базируется современная тяжелая и химическая промышленность. В условиях нашей республики основной местной сырьевой базой для развития промышленности могут служить значительные запасы древесины, калийной соли, песчано-гравийных материалов, отложения торфа и сапропеля, накопившиеся в течение тысячелетий в болотах и озерах. Ресурсы практически нетронутого человеком сапропеля в озерах и болотных массивах составляют более 4 млрд м3. Территория Беларуси отличается хорошей изученностью озерного сапропеля. Первые геологоразведочные работы были проведены в 30-х гг. прошлого века. Планомерные изыскания осуществлялись в 70–90-х гг.

К настоящему времени детальная разведка сапропеля (категория оценки запасов А) выполнена на 71 озере. Поисково-оценочные работы (категория оценки запасов С2) проведены на 590 водоемах. Кроме того, насчитывается около 200 озер, запасы сапропеля в которых оценены прогнозно по незначительному количеству разведочных пунктов бурения. Для остальных 1070 неизученных озер прогнозные ресурсы сапропеля подсчитаны с учетом их площади и средней мощности осадков в исследованных водоемах в пределах каждого административного района (категория прогнозных ресурсов Р).

Разведанные запасы составляют 690,2 млн т. Прогнозные ресурсы в неисследованных озерах оцениваются в 174,1 млн т. Общие геологические запасы сапропеля составляют 864,3 млн т, из которых 10 % разведано по категории А и 70 % предварительно оценено по категории С2. Неисследованными являются около 20 % общих ресурсов сапропеля в озерах. Наибольшие ресурсы сапропеля озер сосредоточены в Витебской области, на севере Минской, в Гродненском, Ивацевичском, Житковичском и некоторых других районах.

В зависимости от озерности и природных факторов запасы сапропеля и их вещественный состав заметно отличается. Как показывает опыт проведения геологоразведочных работ, даже в пределах одного месторождения иногда насчитывается до четырех типов осадков, несколько классов и видов сапропеля. Сапропель органического типа, имеющий зольность до 30 %, сосредоточен в основном в озерах Брестской и Могилевской областей. Кремнеземистый сапропель зольностью более 30 % (с преобладанием алюмосиликатов в золе) превалирует в озерах Витебской, Гомельской и Минской областей. В Гродненской области велика доля карбонатного сапропеля (с преобладанием в золе СаСО3).

**4.5 Горючие сланцы**

1. Условия образования сланценосных формаций

2. Ресурсы горючих сланцев в Беларуси

**1. Условия образования сланценосных формаций**

*Горючие сланцы* – это карбонатно-глинистые, глинистые, известковые или кремнистые породы с содержанием 10 % и более керогена, обладающие способностью загораться от спички, издавая при этом специфический запах горящей резины. В отличие от битумов, которые эпигенетически пропитывают песчаные породы, битумы в собственно горючих сланцах сингенетичны вмещающим породам. Содержащееся в горючих сланцах ОВ низших растений в процессе преобразования сохраняет иногда их клеточное строение, образуя так называемые талломоальгиниты, или же теряет его, переходя в коллоидоподобную массу – коллоальгиниты. В горючих сланцах нередко содержатся гумусовые компоненты преимущественно в диспергированном виде.

*Условия образования сланценосных формаций.* Горючие сланцы являются чисто водными образованиями. В отличие от угленосных толщ, формирующихся в основном в условиях влажного климата, при образовании горючих сланцев климат не играет решающей роли.

Фациальные условия образования горючих сланцев определяются в основном двумя факторами – накоплением в осадках достаточного количества ОВ и наличием восстановительной среды, обеспечивающей сохранность (не окисление) в илах отмерших растительных организмов с последующим их превращением в кероген. Горючие сланцы образуются в разнообразных условиях: 1) открытые морские бассейны во время медленных региональных трансгрессий; 2) лагуны и большие лиманы; 3) пресноводные озера – от небольших водоемов до обширных внутриконтинентальных или межгорных бассейнов (например, эоценовые сланцы формации Грин-Ривер в США).

Сопоставление микроэлементов горючих сланцев показало, что главная масса их накапливалась в краевых участках морских бассейнов в обстановке сероводородного заражения, определявшей восстановление многих металлов из вод с последующей их сорбцией донными илами.

Месторождениям горючих сланцев несвойственна избирательная способность по отношению к глобальным геоструктурам: они приурочены в одинаковой степени и к различному типу платформам, и к внешним областям геосинклиналей, и к переходным между ними областям, но в целом тяготеют к древним устойчивым платформам. Оптимальные обстановки для накопления горючих сланцев существовали во время стабилизации морских трансгрессий, следовавших за фазами складчатости.

*Строение и состав сланценосных формаций.* Сланценосные формации представлены в основном глинисто-алевролитово-терригенными и известково-мергелистыми отложениями с сапропелевым органогенным составом. Песчаный и другой, более грубый, материал в них, как правило, отсутствует. В сланценосных формациях, в особенности в известняках и мергелях, нередко присутствует разнообразная морская фаза – остатки рыб, брахиоподы, пелециподы, аммониты, белемниты и др. В породах часто наблюдаются неорганические включения, преимущественно в виде карбонатных конкреций (Прибалтийский бассейн). В горючих сланцах карбонового возраста и более молодых встречаются также остатки высших растений в виде спор, пыльцы, стеблевых тканей, гелифицированные и фюзенизированные компоненты и гумусовые угли.

Ограниченный набор слагающих сланценосных формаций литологических типов пород, в основном пелитовых и органогенных с очень тонким переслаиванием, создает характерную для этих формаций очень мелкую, на первый взгляд слабо выраженную ритмичность.

*Классификация сланценосных формаций.* Сланценосные формации отчетливо подразделяются на две группы – платформенные и геосинклинальные. Платформенные формации характеризуются широким распространением по площади, относительно малой мощностью (десятки метров, реже – больше), небольшим количеством пластов горючих сланцев.

Геосинклинальные сланценосные формации выделяются большой мощностью (от нескольких сотен метров до 1000 м и реже более), большим числом (до 20) достаточно мощных пластов горючих сланцев, которые не выдержаны по простиранию (Карпаты, Кавказ, Гиссарский хребет и др.).

По происхождению и промышленному значению сланценосные формации разделяют также на две группы: лагуно-морского происхождения и озерно-пресноводного. Основное промышленное значение имеют месторождения первой группы.

*Пласты горючих сланцев.* Пласты горючих сланцев в отличие от угольных менее четко выделяются во вмещающих их породах. Они представляют собой более или менее частое чередование слоев горючего сланца мощностью 10–20 см (изредка до 1 м) и прослоев пустых пород мощностью от единиц до десятков сантиметров. В рабочие слои горючего сланца объединяются наиболее мощные и сближенные слои, которые в сумме составляют от 1–1,5 до 2–3 м. В маломощных сланценосных формациях обычно выделяются 1–3 рабочих пласта.

Пласты горючих сланцев обычно хорошо выдержаны по мощности и строению в пределах отдельных месторождений и прослеживаются по латерали на десятки километров. В платформенных бассейнах они имеют, как правило, пластовую форму залегания, а в геосинклинальных обычно сильно дислоцированы. В пластах горючих сланцев, залегающих в карбонатных толщах, нередко наблюдаются нарушения и замещения, обусловленные карстовыми явлениями (Прибалтийский бассейн).

Макроскопически пласты горючих сланцев имеют тонкослоистое строение и ленточную структуру. Цвет их – от светло-коричневого, желтоватого до темно-коричневого, от темно-серого до почти черного. Как правило, это плотная и компактная порода. Микроскопически органическая часть почти всех горючих сланцев характеризуется наличием гомогенной, часто хлопьевидной, основой массы (коллоальгинит), светло-желтой или коричневой. В основной массе часто наблюдаются одиночные ярко-желтые тела или их скопления, представляющие относительно сохранившиеся остатки микроводорослей (альгинит). В керогене горючих сланцев присутствуют также микрокомпоненты группы витринита, липтинита и реже фюзенита.

*Элементный состав керогена*. В зависимости от генетического типа горючих сланцев горючий состав керогена варьирует в широких пределах: СГ 56–82 %, НГ 5,8–11,5 %, ОГ 9–10 %, S ОБЩ 1,5–9 %, NГ 1–6 %. По М. Бертрану, химическая формула керогена, в зависимости от содержания водорода, изменяется от С10Н15О до С6Н10О.

Для качественной характеристики горючих сланцев, кроме элементного анализа, определяется также в расчете на горючую массу содержание ОВ, выход смолы, химический состав золы и соотношение типов слагающего материала – органического, карбонатного, обломочного, реже вулканогенного.

Горючие сланцы с содержанием керогена от 15 до 30–68 % формировались в открытых морях в раннем палеозое. В сланцах, образовавшихся в кайнозойских пресноводных озерах, содержание органического вещества более низкое (5–50 %). Максимальное количество керогена (30–90 %) характерно для сланцев Восточно-Австралийской провинции. Наиболее высокий выход смолы (в расчете на сухое вещество) имеют горючие сланцы Восточно-Австралийской и Восточно-Европейской платформ (39–54 %), в сланцах других провинций он составляет 12–21 %.

*Глобальные закономерности распространения.* Горючие сланцы встречаются в больших количествах в разных регионах мира. Особенно широко они распространены в Северной Америке и Евразии. Основные массы горючих сланцев связаны с отложениями верхнего девона – нижнего карбона (более 2,3 млрд т в расчете на сланцевую смолу), верхней перми (более 1,2 млрд т) и палеогена (более 1,2 млрд т). Образовавшиеся в протерозое горючие сланцы практически не сохранились, поскольку превращены в высокометаморфизованные углеродсодержащие породы и графит.

Горючие сланцы промышленного значения обычно занимают небольшие отрезки стратиграфической шкалы, но распространены на обширных площадях в десятки и сотни тысяч квадратных километров. На земном шаре выделяется двенадцать крупных провинций: Оленекская, Прибалтийская, Аппалачская, Западно-Североамериканская, Бразильская, Восточно-Австралийская (палеозойские); Волжско-Печорская, Западно-Европейская, Центрально-Африканская (мезозойские); Центрально-североамериканская, Карпатская, Туранская (кайнозойские).

*Ресурсы.* По произведенным в США в 1973 г. подсчетам, мировые геологические ресурсы горючих сланцев с нижним пределом получения нефти в сланцах в 4 % составляют 53 трлн т. Ресурсы сланцевой смолы оценены в 335 млрд т, из которых к доказанным извлекаемым относятся лишь 42 млрд т. Месторождения горючих сланцев эксплуатируются в Эстонии, России, Китае и некоторых других странах. Разработка их осуществляется открытым и шахтным способами.

*Геология сланцевых месторождений.* В Прибалтийской сланцевой провинции разведаны Эстонское, Ленинградское, Веймарнское и Чудово-Бабинское месторождения, из которых первые два разрабатываются. В 1970–1990-х гг. добыча составляла около 30 млн т горючего сланца. Промышленными являются сланценосные отложения кукерского горизонта среднего ордовика мощностью 10–20 м. В разрезе этого горизонта насчитывается 20–30 прослоев и слоев горючего сланца суммарной мощностью 3–5 м. Промышленный интерес представляет так называемый «промпласт», состоящий из 4–6 сближенных слоев сланца, разделенных слоями известняка. Мощность «промпласта» составляет 1,8–3,2 м. На Эстонском месторождении слои горючих сланцев в разрезе «промпласта» (снизу-вверх) обозначаются латинскими буквами А, В, С, D, Е и F, а на Ленинградском – римскими цифрами I, II, III и IV (сверху вниз разреза).

На Эстонском месторождении разрабатывается пять слоев сланца: подземным способом – слои А–Е суммарной мощностью 2,0–2,2 м. Рабочая мощность по этим слоям составляет на шахтах 2,35 м и на карьерах 2,7 м. По качеству эстонские сланцы считаются одними из лучших в мире. Элементный состав эстонского сланца следующий: СГ 77,1–77,8 %, НГ 9,5–9,8 %, ОГ 9,7–10,2 %, NГ 0,3–0,4 %, SОБЩ 1,7–2,0 %, Cl 0,6–0,9 %. Теплота сгорания керогена 36,4–38,5 МДж/кг. При термическом разложении сланца характерен высокий выход летучих веществ – 80–85 % исходного керогена; выход жидких продуктов при полукоксовании достигает 65–70 % органической массы. Негорючая часть сланца состоит в основном из минеральной золы и углекислоты карбонатов. Содержание золы в сухой массе колеблется по отдельным слоям сланца в пределах 40–55 %, углекислоты 22–23 % и влаги 9–13 %.

Теплота сгорания горючего сланца на сухую массу в пределах рабочих слоев А–Е составляет 14,65 МДж/кг и слоев А–F – 12,56 МДж/кг. При валовой выемке (вместе с породными прослойками) всей мощности пласта теплота сгорания составляет 9,21 МДж/кг, а на рабочее топливо –   
7,53 МДж/кг.

**2. Ресурсы горючих сланцев в Беларуси**

*Горючие сланцы Беларуси.* В платформенном чехле на территории Беларуси выявлено 14 уровней сланцеобразования. Промышленный интерес имеют сланценосные отложения верхнего девона в Припятском прогибе. Мощность сланценосных отложений составляет 100–150 м. Разрез представлен переслаиванием мергелей, глин с подчиненными прослоями алевролитов и песчаников. Разведаны два месторождения – Любанское и Туровское. Основная проблема месторождений горючих сланцев Беларуси – это низкое их качество, и в частности невысокая теплотворная способность (5,32–8,58 МДж/кг) и высокое содержание золы (65–85 %).

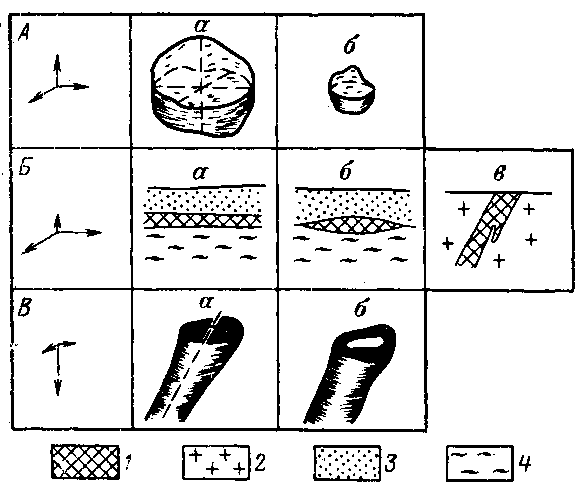
**4 ПРАКТИЧЕСКАЯ ЧАСТЬ**

**Практическая работа № 1 МОРФОЛОГИЯ ТЕЛ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ**

***Цель работы:*** изучить морфологические особенности тел полезных ископаемых.

***Теоретическая часть.***

В зависимости от геометрической формы тела полезных ископаемых подразделяются на изометрические, плоские, столбообразные и сложные (рисунок 1).



*А –* изометрические *(а –* шток, *б –* гнездо); *Б –* плоские (*а –* пласт, *б –* линза, *в –* жила);   
*В* – столбообразные (*а* – рудный столб, *б –* трубообразное тело); *1* – рудные тела;   
*2 –* гранит; *3* –пески; *4 –* глины

***Рисунок 1 – Геометрические формы тел полезных ископаемых:***

Изометрические тела (шток, гнездо, штокообразное тело) имеют одинаковые или очень близкие измерения в различных направлениях. Плоские тела (пласт, жила, линза, пластообразное тело и др.) вытянуты в двух направлениях при очень небольшой мощности.

Столбообразные тела протягиваются на значительном интервале в одном направлении, обычно по падению; в поперечном сечении они имеют округлую, линзовидную или неправильную форму.

Сложные тела полезных ископаемых возникают в результате сочетания тел изометрической, плоской и столбообразной формы.

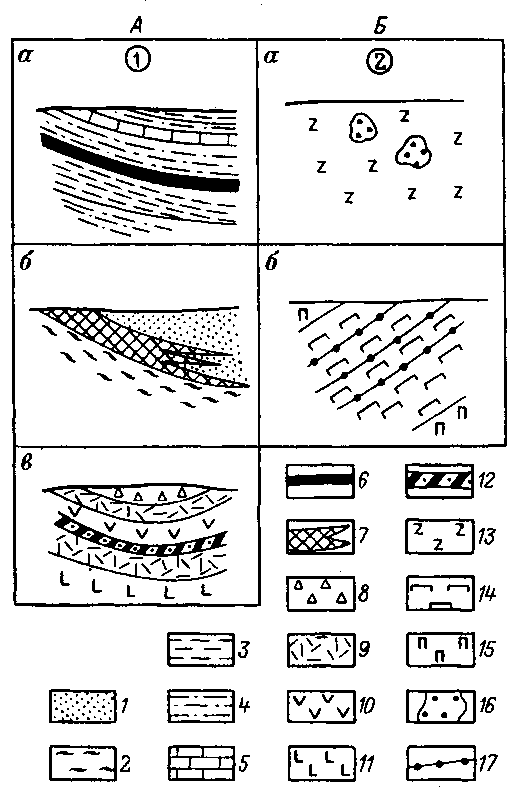
Положение в пространстве плоских тел определяется азимутом их линии простирания или падения и углом падения. Определение этих элементов залегания обычно производится без затруднений. Значительно сложнее находить элементы залегания столбообразных или линзообразных рудных тел. Для рудного столба следует, прежде всего, установить его ось, горизонтальную проекцию оси и азимут ее простирания. Затем можно определить угол падения (ныряния) рудного столба (рисунок 2).



аб – ось рудного столба (бв – горизонтальная проекция; аг – горизонтальная проекция, вынесенная на поверхность); α – азимут простирания горизонтальной проекции оси рудного столба;   
β – угол падения или ныряния

***Рисунок 2 – Схема, иллюстрирующая элементы залегания рудного столба с овальным (1) и эллипсовидным (2) горизонтальным сечением***

Сингенетические тела полезных ископаемых образуются в процессе формирования стратифицированных осадочных и вулканогенно-осадочных толщ (пласты, линзы, чечевицы, сложные пласты), а также в ходе кристаллизации ультраосновных, основных и щелочных интрузивных массивов (гнезда, штоки и пластовые рудные тела хромитов, титаномагнетитов, сульфидных и редкометалльных руд (рисунок 3).



*1 –* пески; *2 –* глины; *3 –* алевролиты; *4 –* песчаники; *5 –* карбонатные породы; *6 –* пласт бурого угля; 7 – сложный пласт осадочных руд марганца; *8–11 –* вулканические породы *(8 –* брекчии,

*9 –* туфы, *10 –* андезитовые порфириты, *11 –* базальтовые порфириты); *12 –* медноколчеданная рудная залежь; *13 –* дуниты; *14 –* нориты; *15 –* пироксениты; *16 –* гнезда хромитов; *17 –* пластовые хромитовые тела

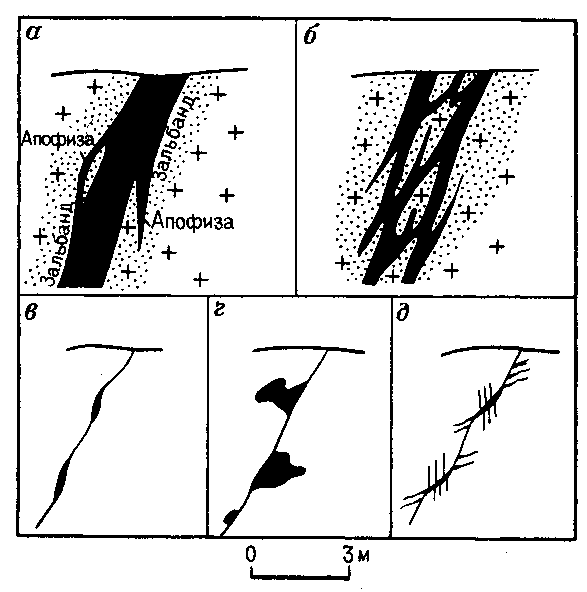
***Рисунок 3 – Схематические разрезы сингенетических тел полезных ископаемых в стратифицированных толщах (1) и в интрузивных породах (2)***

Поперечные размеры гнездообразных тел обычно не превышают нескольких метров, параметры штокообразных тел измеряются десятками и сотнями метров. Эпигенетические рудные тела образуются после вмещающих их пород в различной геологической обстановке. В связи с этим форма их весьма разнообразная (таблица 1).

Основными структурными элементами, определяющими морфологию рудных тел, являются складки, разрывные нарушения, контакты интрузивных массивов, вулканические аппараты, трубки прорыва газа. Разрывные нарушении по отношению к рудным телам бывают рудоконтролирующими, рудоподводящими и рудовмещающими, а также дорудными и послерудными. Существенное влияние на морфологию эпигенетических рудных тел оказывают физико-механические свойства и химический состав вмещающих пород (например, благоприятные горизонты для локализации оруденения).

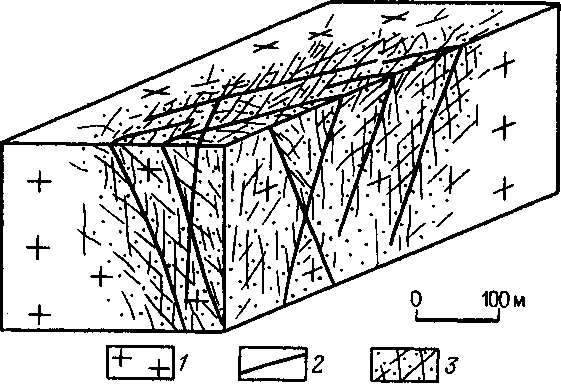
В складках, осложненных разрывными нарушениями, рудные тела имеют форму штоков, гнезд, жил, линз, пластов, рудных столбов, штокверков, минерализованных зон и др. В интрузивных породах к разрывным нарушениям приурочены жилы, рудные столбы, минерализованные зоны, а также штокверки. В зонах контактов интрузивных массивов, осложненных разрывными нарушениями, чаще всего возникают пластообразные и штокообразные рудные тела, рудные столбы, штокверки, минерализованные зоны. В вулканических аппаратах образуются рудные гнезда, линзы, столбы, трубообразные тела, штокверки, жилы.

Среди эпигенетических тел полезных ископаемых наиболее распространены жилы (простые плитообразные, сложные, четковидные, камерные, оперенные; (рисунок 4), штокверки (рисунок 5), рудные столбы (рисунок 6).



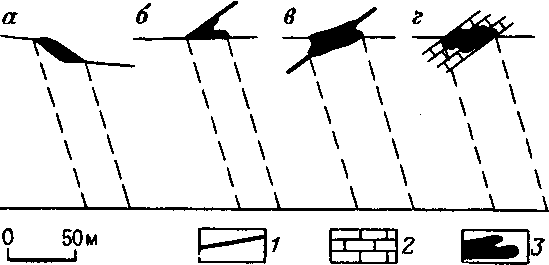
*а –* простая; *б –* сложная; *в –* четковидная; *г –* камерная; *д –* с многочисленными апофизами, приуроченными к оперяющим трещинам скалывания и отрыва

***Рисунок 4 – Схематические разрезы рудных жил***



*1 –* гранит, *2 –* крупные разрывные нарушения, *3 –* прожилково-вкрапленная минерализация

***Рисунок 5 – Схематическая блок-диаграмма штокверкового месторождения***

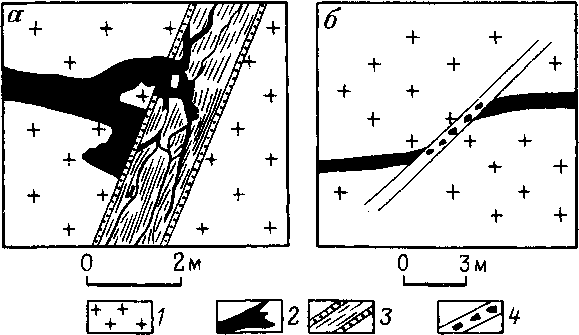


*1 –* тектонические трещины, *2 –* известняк, *3 –* рудные столбы

***Рисунок 6 – Схема, иллюстрирующая различные типы рудных столбов:***

Рудные столбы (рисунок 6) образуются на участках искривления тектонических трещин (*а*), в узлах сопряжения (*б*)и пересечения трещин различного направления (*в*), а также в местах пересечения разрывными нарушениями пластов пород, благоприятных для замещения рудой (*г*).

Вблизи разрывных нарушений форма рудных тел, а также элементы их залегания часто изменяются. На рисунке 7 показано соотношение рудных жил с более ранним по времени возникновения (дорудным) и с более поздним (послерудным) нарушениями. В первом случае образовался раздув жилы (обогащенный участок), внутри нарушения появились лишь мелкие рудные прожилки; произошло выклинивание жилы. Во втором случае жила лишь смещена. Направление этого смещения можно определить по наличию рудных обломков.



*1* – граниты, *2 –* рудные жилы, *3 –* дорудное разрывное нарушение с тектонической глиной вдоль контактов, *4 –* послерудное разрывное нарушение с обломками рудной жилы

***Рисунок 7 – Схемы, иллюстрирующие соотношение рудных жил с дорудным (а) и послерудным (б) разрывными нарушениями***

***Контрольные вопросы***

1. Каковы морфологические типы рудных тел.
2. Как образуются и какова форма сингенетических тел полезных ископаемых.
3. Как образуются и какова форма эпигенетических тел полезных ископаемых.
4. Как образуются рудные столбы и каким образом определяются их элементы залегания.
5. Какие рудные тела называют штокверками и как они образуются.
6. Каким образом разрывные нарушения оказывают влияние на морфологию рудных тел.

Таблица 1 – Систематика тел полезных ископаемых по форме в зависимости от их возрастного соотношения с вмещающими породами

|  |  |  |  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- |
|  | Сингенетические тела | | Эпигенетические тела | | | |
| Геометрическая форма тел | в стратифи-цированных толщах | в основных и щелочных интрузивных породах | в складках, осложненных разрывными нарушениями | в интрузивных породах, пересекаемых разрывными  нарушениями | на контактах интрузивных  массивов, осложненных разрывными нарушениями | в вулканических аппаратах и трубках взрыва |
| Изометрическая | – | Гнездо,  шток | Шток,  гнездо | Шток,  гнездо | Штокообразное тело, гнездо | Гнездо |
| Плоская | Пласт, линза, чечевица | Пласт | Жила, пласт, линза, седловидная залежь | Жила | Пластообразное тело, линза | Жила, линза |
| Столбо­образная | – | – | Рудный  столб | Рудный  столб | Столбообразное тело | Рудный столб, трубообразное тело |
| Сложная | Сложный пласт | – | Штокверк, сложная  жила,  минерализованная зона | Штокверк, сложная жила, минерализо­ванная зона | Штокверк, ми­нерализованная зона | Штокверк, |

**Практическая работа № 2 МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ, ТЕКСТУРЫ И СТРУКТУРЫ РУД**

***Цель работы:*** изучить минеральный состав, текстуры и структуры руд.

***Теоретическая часть.***

Минеральный состав металлических и неметаллических полезных ископаемых включает рудные и нерудные минералы.

К категории рудных обычно относят оксиды и сульфиды тяжелых металлов, самородные металлы и интерметаллические соединения; к категории нерудных – силикаты, карбонаты, галоиды, сульфаты, фосфаты, бораты и самородные элементы, не обладающие металлическими свойствами. Из минералов извлекаются как основные компоненты, так и попутные, заключенные в них химические или механические примеси. Например, в комплексных титаномагнетитовых рудах магматического происхождения главными ценными минералами являются ильменит и магнетит, используемые для извлечения из них титана, железа и ванадия. Последний заключен в магнетите в виде изоморфной примеси. Минералы, входящие в состав руд, но не имеющие промышленной ценности, называют сопутствующими. Количественные соотношения минералов в рудах оценивают по трем категориям: главные (> 10 %), второстепенные (1–10 %) и редкие (< 1 %).

Важнейшие элементы внутреннего строения рудных тел – их текстурные и структурные особенности, характеризующие пространственное распределение минералов, условия их образования, этапность и стадийность рудообразующего процесса. Важное значение имеют текстурно-структурные особенности при качественной оценке руд и технологии их переработки.

***Текстура руды*** определяется пространственным взаиморасположением минеральных агрегатов, отличающихся друг от друга по составу, форме, размерам и структуре.

***Структура руды*** определяется формой, размером и способом сочетания отдельных минеральных зерен или их обломков в пространственно обособленных минеральных агрегатах.

Текстуры и структуры руд месторождений эндогенной, эндогенно-экзогенной и экзогенной серий отличаются по морфологическим особенностям и условиям образования. Для каждой серии выделены характерные группы и подгруппы текстур, возникающие в рудах определенного типа в связи с проявлениями различных геологических процессов (таблицы 2 и 3).

Таблица 2 – Генетическая классификация текстур эндогенных руд

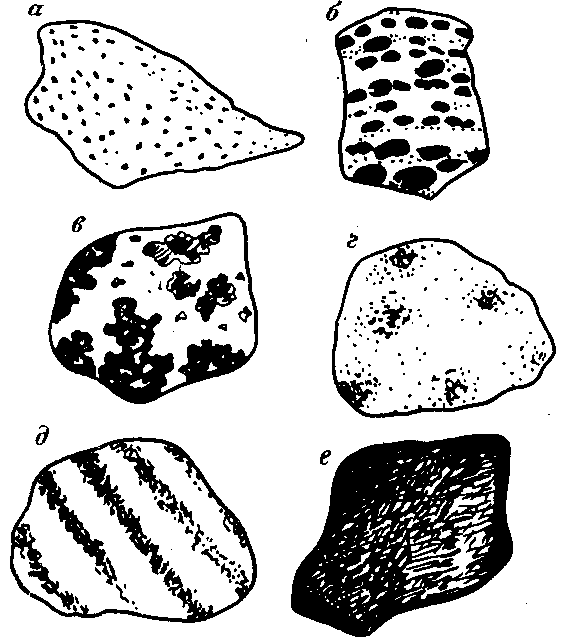
|  |  |  |  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- |
|  | Текстуры магматического образования | | Текстуры постмагматического образования | | Текстуры метаморфического образования | |
| Генетические группы текстур | ликвационной и кристаллизационной дифференциации расплава | отжимания расплава по тектоническим нарушениям | отложения из гидротермальных растворов в открытых полостях | метасоматического  замещения | метаморфического преобразования | метаморфического новообразования |
| Морфологические виды текстур | Вкрапленная, нодулярная, гнездовая, шлировая, псевдослоистая, массивная | Жильная, прожилковая, сетчатая, брекчиево-цементная, брекчиевидно-цементная, поточная | Жильная, прожилковая, пересечения прожилков, сетчатая, брекчиево-цементная, брекчиевидно-цементная, кокардовая, полосчатая, крустификационная, друзовая, колломорфная, массивная, гнездовая, вкрапленная | Прожилковидная, каемчатая, унаследованно-массивная, унаследованно-полосчатая, вкрапленная замещения, реликтовая | Полосчатая, плой-чатая, сланцеватая, развальцевания, брекчирования, будинажа, просечковая | Прожилковая, жильная, массивная, полосчатая, вкрапленная, гнездовая |
| Генетические группы место­рождений | Магматическая, отчасти карбонатитовая и пегматитовая | | Гидротермальная, отчасти скарновая | Скарновая, отчасти гидротермальная, альбититовая, грейзеновая,  пегматитовая,  карбонатитовая | Метаморфизованная | Метаморфическая |

Таблица 3 – Генетическая классификация текстур эндогенно-экзогенных и экзогенных руд

|  |  |  |  |  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- |
|  | Эндогенно-экзогенные руды | | | Экзогенные руды | | | |
| Генетические группы текстур | Текстуры поствулканического образования | | | Текстуры выветривания | | | Текстуры осадочного образования |
| метасоматического замещения | гидротермально-осадочного отложения | конденсации из газовой фазы | химического и механического изменения | метасоматического замещения | заполнения полостей | химического, биохимического и механического образования |
| Морфологические  виды текстур | Вкрапленная замещения, гнездовая замещения, про­жилковидная, унаследованно-полосчатая, массивная | Слоистая, линзо-видно-слоистая, послойно-вкрапленная, послойно-гнездовая, конкреционная, обломочная, массивная, колломорфная | Корковая, друзовая, порошковатая, прожилковая, гнездовая | Трещиноватая, пористая, ка­вернозная, кар­касная, обло­мочная, по-рошковатая, реликтовая | Прожилковидная, каемчатая, сетчатая, вкрапленная замещения, массивная замещения, колломорфная | Прожилковая, сетчатая, це­ментная, кор­ковая, друзовая, колломорфная | Слоистая, линзовидно-слоистая, оолитовая,  конкреционная,  обломочная, органогенная |
| Генетические группы ме­сторождений | Вулканическая,  вулканогенно-осадочная | | | Коры выветривания, зоны окисления | | | Осадочная |

**Текстуры эндогенных руд. Текстуры магматического образования.**

**Текстуры ликвационной и кристаллизационной дифференциации рудоносного расплава** (рисунок 8).



*а –* вкрапленная; *б –* нодулярная;

*в* – гнездовая; *г* – шлировая;

*д –*псевдослоистая; *е –* массивная

***Рисунок 8 –******Текстуры ликвационной и кристаллизационной дифференциации рудоносного расплава***

***Вкрапленная текстура*** характеризует распределение единичных минеральных обособлений – кристаллов и их сростков – в виде включений во вмещающей интрузивной породе. Размеры вкрапленников в рудах магматического происхождения обычно не более нескольких миллиметров (рисунок 8, *а*). В зависимости от густоты вкрапленности и ее ориентировки выделяют густо-, рассеянно-, неравномерно- и ориентированно-вкрапленную текстуры. В зависимости от величины вкрапленников различают крупно- (>3 мм), средне- (1–3 мм), мелко- (0,2–1 мм), тонко- (0,05–0,2 мм) и дисперсновкрапленную (< 0,05 мм) текстуры. Вкрапленные текстуры возникают как при кристаллизационной, так и при ликвационной дифференциации рудоносного расплава.

***Нодулярная текстура*** характеризует распределение рудных обособлений округлой, овальной или уплощенной формы в виде включений в породах основного или ультраосновного состава (рисунок 8, *б*). Размеры нодулей колеблются в широких пределах и достигают иногда в поперечнике 15 мм. Известны нодулярные обособления, состоящие из сульфидов меди, железа и никеля, нодули хромитового состава и др. Для сульфидных нодулей характерно расслоенное строение: донная часть обогащена более тяжелым пирротином, верхняя – халькопиритом. Происхождение нодулей объясняется ликвацией рудоносного расплава, то есть разделением его на несмешивающиеся жидкости – сульфидную и силикатную – до начала кристаллизации. Разновидности нодулярных текстур – ориентированно-нодулярная, нодулярно-полосчатая, густонодулярная, переходящая в массивную и др.

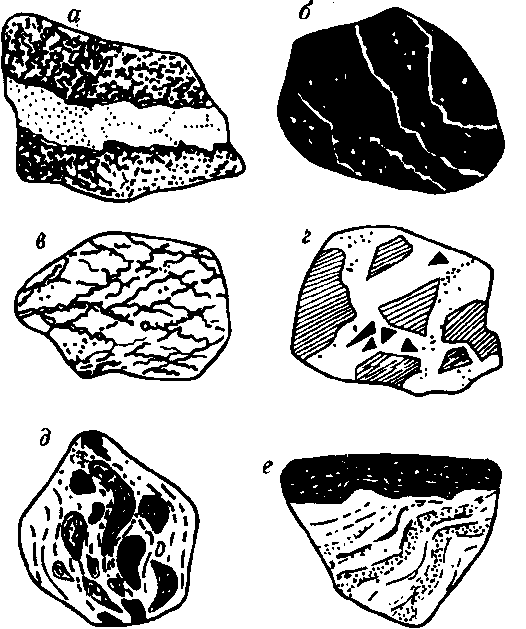
***Гнездовая текстура*** характеризует распределение крупных, агрегатных обособлений рудного вещества во вмещающих интрузивных породах. Размеры гнезд достигают в поперечнике нескольких сантиметров (рисунок 8, *в*). Для руд магматического происхождения весьма характерно пространственное сочетание вкрапленных и гнездовых обособлений. Текстура таких руд получила название гнездово-вкрапленной.

***Шлировая текстура*** возникает в результате сгущения рудных обособлений в определенных участках интрузивных пород (рисунок 8, *г*). Обособления представляют собой тесно соприкасающиеся или рассеянные вкрапленники или небольшие гнезда, иногда сопровождающиеся выклинивающимися маломощными прожилками.

***Псевдослоистая текстура*** образована чередованием зон в интрузивной породе, обогащенных и обедненных рудным веществом. Подобные зоны ориентированы параллельно друг другу и часто имеют выдержанный по мощности и протяженности характер. Возникновение псевдослоистых текстур объясняется кристаллизационной и гравитационной дифференциацией рудоносного расплава (рисунок 8, *д*).

***Массивная текстура*** характеризует строение руды, почти нацело состоящей из рудных минералов (рисунок 8, *е*); количество сопутствующих минералов не превышает 10 % общего объема. Руды с массивной текстурой слагаются одним, двумя или целой группой рудных минералов. Распределение их может быть равномерным и неравномерным. В связи с этим различают разновидности массивных текстур – однородно-массивную, массивную с элементами полосчатой, массивную с элементами пятнистой ит. д.

Текстуры отжимания рудоносного расплава по тектоническим нарушениям (рисунок 9)



*а* – жильная; *б* – прожилковая; *в* – сетчатая;

*г* – брекчиево-цементная; *д* – брекчиевидно-цементная; *е* – поточная

***Рисунок 9 – Текстуры отжимания рудоносного расплава по тектоническим нарушениям***

***Жильная текстура*** возникает в результате выполнения рудоносным расплавом крупных единичных трещин в интрузивных породах (рисунок 9, а).

***Прожилковая текстура*** образуется в результате проникновения рудоносного расплава в маломощные трещины, разбивающие вмещающие породы (рисунок 9, *б*).

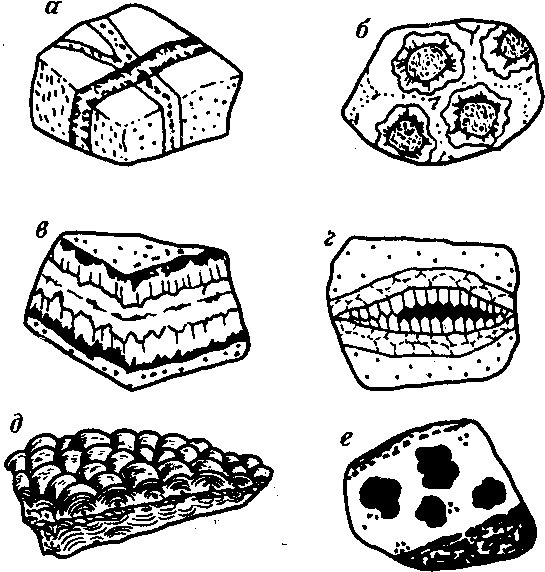
***Сетчатая текстура*** характеризует положение рудного вещества в системе трещин, разбивающих вмещающие породы (рисунок 9, *в*).

***Брекчиево-цементная текстура*** образуется в результате тектонического дробления вмещающих интрузивных пород с последующей цементацией угловатых обломков веществом рудоносного расплава (рисунок 9, *г*).

***Брекчиевидно-цементная текстура*** возникает в том случае, когда тектоническому дроблению подвергаются достаточно хрупкие породы. Одновременно происходящая цементация обломков рудным веществом приводит к их округлению и развальцеванию (рисунок 9, *д*).

***Поточная или флюктуационная текстура*** образуется в результате вязкого пластичного перемещения кристаллизующегося рудоносного расплава. Отдельные минеральные агрегаты в этом случае удлинены, разлинзованы или округлены (рисунок 9, *е*).

**Текстуры постмагматического образования. Текстуры отложения минерального вещества из гидротермальных растворов в открытых полостях** (рисунок 10)



*а* – пересечения прожилков;

*б –* кокардовая; *в –* рустификационная;

*г –* друзовая; *д –* колломорфная;

*е* – гнездовая

***Рисунок 10 – Текстуры отложения из гидротермальных растворов в открытых полостях***

***Жильная текстура*** возникает в результате выполнения рудным и часто жильным веществом крупных трещин во вмещающих горных породах различного состава.

***Прожилковая текстура*** образуется в результате отложения рудного и жильного вещества в маломощных трещинах, разбивающих вмещающие породы. Для месторождений гидротермального типа весьма характерно пространственное сочетание двух видов текстур – прожилковых текстур выполнения пустот с вкрапленными текстурами метасоматического замещения. Руды, имеющие подобное строение, получили название штокверковых. Разновидности прожилковых текстур: ориёнтированно-прожилковая, параллельно-прожилковая, текстура пересечения прожилков и др.

***Текстура пересечения прожилков*** широко распространена в рудах гидротермального генезиса. Ее происхождение объясняется неоднократным возобновлением тектонических подвижек, сопровождаемых отложением гидротермальной минерализации. Пересечение прожилков, имеющих различный минеральный состав, нередко свидетельствует о стадийном характере рудообразующего процесса (рисунок 10, *а*). Сетчатая текстура является результатом отложения рудного и жильного вещества в системе соединяющихся трещин.

***Брекчиево-цементная текстура*** образована сочетанием обломков минерального вещества угловатой формы с цементом иного состава и строения. В качестве обломков в рудном или жильном веществе часто наблюдаются гидротермально измененные вмещающие породы. В зонах долгоживущих тектонических нарушений при многократном приоткрывании трещин обломки могут содержать ранние ассоциации рудных и жильных минералов, в то время как в цементе могут присутствовать поздние продукты гидротермальной деятельности. В этом случае брекчиево-цементные текстуры, так же, как и текстуры пересечения прожилков, могут свидетельствовать о стадийном характере рудообразующего процесса.

***Брекчиевидно-цементная текстура*** отличается от брекчиево-цементной лишь сглаженным, округленным характером обломков минерального вещества. Изменение их формы может происходить в результате частичного замещения веществом цемента краевых зон обломков. Часто форма обломков зависит и от физико-механических свойств разрушаемых пород.

***Кокардовая текстура*** – разновидность брекчиево-цементной или брекчиевидно-цементной. Вокруг обломков разнообразных размеров и форм цементирующее вещество располагается в виде кайм различной конфигурации и мощности (рисунок 10, *б*). Иногда развиваются несколько зон различного состава и строения, облекающие не только единичные обломки, но и их группы. Смена состава зон от границ обломка к периферии свидетельствует об изменении состава рудоносного раствора по мере развития рудообразующего процесса.

***Полосчатая текстура*** характеризует строение руды, образованной сочетанием последовательно отложенных агрегатов различного минерального состава или структуры. Ранние агрегаты обычно отлагаются непосредственно на стенках трещин, тогда как поздние нарастают на поверхности ранее отложенных. Разновидности полосчатых текстур: неяснополосчатая, тонкополосчатая, ритмично-полосчатая, симметрично-полосчатая, крустификационная.

***Крустификационная текстура*** – разновидность полосчатой и характеризует хорошо заметную закономерность в образовании минеральных агрегатов различного состава или строения, начиная от обеих стенок трещин к ее центральному замыканию (рисунок 10, *в*). Наблюдаются симметрично и асимметрично крустификационные текстуры, обусловленные примерно равной или резко различной мощностью зон, отложенных на обеих стенках трещин.

***Друзовая текстура*** обусловлена нарастанием щеток кристаллов на стенках жеод-пустот, остающихся свободными от минерального вещества по мере заполнения им зияющих трещин. Друзы кристаллов часто расположены симметрично относительно друг друга в центральных частях раздувов мощных гидротермальных тел. Наличие таких друзовых замыканий в теле жилы наглядно свидетельствует о способе образования минеральных агрегатов путем выполнения открытых полостей (рисунок 10, *г*).

***Колломорфная текстура*** наблюдается в рудах, образованных в результате коагуляции коллоидных растворов. Рудные обособления имеют, как правило, сферическое строение (глобули, почки, сферолиты). Располагаясь в открытых полостях на стенках трещин или на поверхности ранее отложенных агрегатов, рудные обособления часто принимают форму полусфер-фестонов (рисунок 10, *д*). Текстуры, характеризующие строение подобных колломорфных агрегатов, получили различные наименования: почковидные, фестончатые, глобулярные, колломорфно-полосчатые и др.

***Массивная текстура*** возникает в результате заполнения открытой полости минеральным веществом, имеющим преимущественно рудный или преимущественно жильный состав. Массивная текстура может быть характерна для всего рудного тела на всем его протяжении, но может быть проявлена и на отдельных участках.

***Гнездовая текстура*** характеризует положение отдельных рудных обособлений изометричной или неправильной формы и значительных размеров, находящихся в виде включений в жильной массе, выполняющей открытую полость (рисунок 10, *е*).

Вкрапленная текстура характеризует положение единичных минеральных обособлений небольших размеров в жильной массе, выполняющей открытую полость.

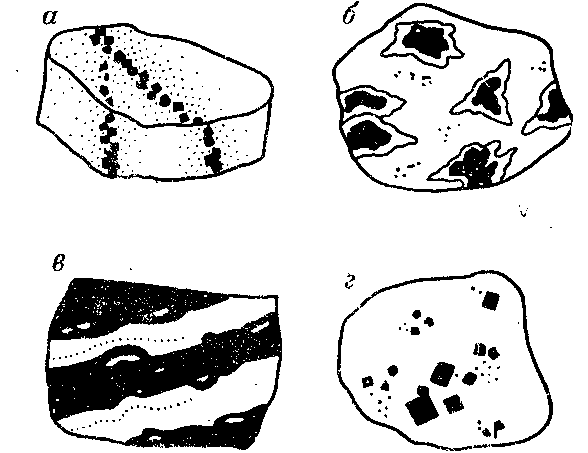
**Текстуры метасоматического замещения** (рисунок 11). Для текстур этой подгруппы характерны следующие особенности:

1. Границы новообразованных и замещаемых агрегатов носят неровный, извилистый характер.

2. В массе новообразованных агрегатов наблюдаются реликты – участки вмещающих пород, не подвергшиеся замещению.

3. Морфологический облик текстур часто является унаследованным от первичных текстур замещаемого субстрата.

***Прожилковидная текстура*** образуется в отличие от прожилковой путем избирательного метасоматического замещения минеральным веществом околотрещинного пространства. Рудные и жильные минералы, представляя собой метакристаллы, часто имеют хорошо образованные ограничения и располагаются в виде цепочковидных обособлений вдоль тончайших волосовидных трещин, служащих каналами для проникновения рудоносных растворов (рисунок 11, *а*). Разновидностью прожилковидной текстуры является цепочковидная.



*а –* прожилковидная; *б* – каемочная;

*в –* унаследованно-полосчатая;

*г* *–* вкрапленная замещения

***Рисунок 11 – Текстуры метасоматического замещения***

***Каемчатая текстура*** возникает в результате избирательного замещения рудным или жильным веществом периферических зон отдельных агрегатов, их обломков или зерен (рисунок 11, *б*).

***Унаследованно-массивная текстура*** возникает в результате полного замещения породы или руды новообразованным агрегатом. С помощью микроскопических исследований, иногда и макроскопических, в рудах с унаследованно-массивной текстурой можно иногда увидеть реликты незамещенных минералов.

***Унаследованно-полосчатая текстура*** образуется в результате процесса избирательного замещения. Метасоматические преобразования проходят лишь в отдельных слойках первичных пород, обладающих оптимальной пористостью и благоприятным химическим составом (рисунок 11, *в*). Наиболее активно процессы замещения проходят в карбонатных слойках и в прослоях песчаника, наименее интенсивно – в глинистых сланцах.

***Вкрапленная текстура замещения*** широко развита в рудах скарнового типа и в ореолах гидротермального изменения вмещающих пород. Она характеризует положение отдельных мелких и крупных метакристаллов или их сростков, находящихся в виде рассеянных включений в замещаемой среде (рисунок 11, *г*).

***Реликтовая текстура*** обусловлена наличием единичных, неправильной формы, часто мелких остатков замещаемого субстрата среди минералов-новообразований. Особенно хорошо реликты видны при микроскопических исследованиях.

**Текстуры метаморфического образования. Текстуры метаморфического преобразования** (рисунок 12).

***Полосчатая текстура*** возникает в процессе пластичной деформации неоднородных по составу, часто первично слоистых руд. Метаморфические преобразования приводят в этом случае к изменению первоначальной мощности слойков, перемещению минерального вещества отдельных слойков относительно друг друга, утрате тонких деталей первичного строения в самих слойках. Руды, претерпевшие активные метаморфические преобразования и обладающие полосчатой текстурой, при внимательном изучении обнаруживают иногда признаки изоклинально-складчатого строения. В этих случаях заметно уменьшение мощности слойков на крыльях складок и увеличение мощности в замковой части, отрыв замковой части складки от ее крыльев, переход от полосчатой текстуры к линзовидно-полосчатой. Текстура руды, претерпевшей столь значительные метаморфические преобразования, может быть названа вторично-полосчатой (рисунок 12, *а*).

|  |  |
| --- | --- |
|  | *а* *–* вторично-полосчатая;  *б* – плойчатая; *в* *–* птигматитовая;  *г* *–* сланцеватая;  *д* – развальцевания;  *е* – брекчирования;  *ж* – будинажа; *з* – просечковая  ***Рисунок 12 – Текстуры метаморфического преобразования*** |

***Плойчатая текстура*** возникает как результат пластичной деформации руд, сминаемых в мелкие складки различной амплитуды, интенсивности и ориентировки (рисунок 12, *б*).Разновидность плойчатой текстуры – складчатая, проявляющаяся в крупном масштабе и хорошо заметная лишь в обнажениях или забоях горных выработок. Интересной разновидностью складчатой текстуры является птигматитовая. Последняя характеризует строение минеральных прожилков, рассекавших ранее горную породу и смятых вместе с ней в складки под влиянием метаморфических преобразований (рисунок 12, *в*).

***Сланцеватая текстура*** характеризует строение метаморфически преобразованной руды, минеральные индивиды которой приобрели ориентированное положение, согласное с общей ориентировкой минеральных агрегатов (рисунок 12, *г*). При раскалывании подобной руды она хорошо выявляет взаимно-параллельные поверхности, называемые плоскостями сланцеватости. Сланцеватость может совпадать или не совпадать с ориентировкой первичной слоистости руды или породы.

***Текстура развальцевания*** возникает в результате уплощения, изгибания и раздавливания отдельных хрупких минеральных агрегатов, находящихся в массе более пластичных. Разновидность текстуры развальцевания – ***очковая текстура*** (рисунок 12, *д*). Последняя характеризует положение наиболее хрупких составляющих рудного вещества в виде округлых или чечевицеобразных обособлений в пластичной минеральной массе.

***Текстура брекчирования*** возникает в рудах, подвергшихся интенсивной хрупкой деформации. Она характеризует строение руды, состоящей из обломков различных размеров, формы и состава. Наряду с угловатыми обломками в брекчированных рудах могут присутствовать обломки неправильной формы и даже округлые, что обусловлено явлениями их развальцевания. Крупные обломки нередко цементируются более тонко измельченным минеральным веществом того же состава (рисунок 12, *е*).

***Текстура будинажа*** возникает в рудах, имеющих неоднороднослоистое строение и подвергшихся интенсивному дислокационному метаморфизму. В результате складкообразования или сильного одностороннего сжатия в таких рудах происходит нарушение сплошности хрупких слойков, их разрыв с последующим облеканием образовавшихся обломков веществом соседних слойков, состоящих из более пластичного материала (рисунок 12, *ж*).

***Просечковая текстура*** характеризует строение слоистой или неоднородно-полосчатой руды, рассеченной короткими, быстро выклинивающимися трещинками, ориентированными вкрест или под углом к направлению полосчатости (рисунок 12, *з*). Часто подобные трещинки, рассекая один из слойков, быстро затухают и выклиниваются при переходе в соседние. Подобные трещинки обычно минерализованы веществом, заимствованным из метаморфизованных руд или горных пород.

**Текстуры метаморфического новообразования.**

***Прожилковая текстура*** характеризует положение в пространстве минерального вещества, мобилизованного метаморфическими растворами и отложенного в тонких трещинках руды или горных пород. Часто местом отложения такого вещества являются тонкие волосовидные трещинки-просечки, идущие вкрест или под углом к первичной полосчатости руды или породы.

***Жильная текстура*** характеризует строение минерального вещества, образованного также с участием метаморфических растворов, но отложенного в открытых, зияющих трещинах значительных размеров. Особенностью таких рудных тел является то, что слагающее их вещество заимствовано метаморфическими растворами из вмещающих пород и имеет регенерированный характер. Подобный генезис имеет, напри­мер, вещество жильных хрусталеносных тел в горных породах, обогащенных кремнистой составляющей.

***Массивная текстура*** характеризует строение руд, имеющих однородное, сплошное, часто мономинеральное сложение. Такие руды возникают при глубокой метаморфической перестройке вещества с изменением первичного минерального состава и текстурно-структурных признаков, а также в результате новообразования руд в контактовой зоне интрузий. Например, известны графитовые руды с массивной текстурой, возникшие за счет контактово-метаморфических преобразований каменного угля.

***Полосчатая текстура*** характеризует строение руд, возникших в процессе глубоких метаморфических преобразований и обладающих неоднородным, полосчатым строением. Подобная текстура характерна для рудных масс, возникших в условиях регионального метаморфизма высоких ступеней, когда практически все минеральное вещество оказывается переотложенным, регенерированным. Такими текстурами обладают, например, железные руды архейского и протерозойского возраста, претерпевшие метаморфизм высоких ступеней.

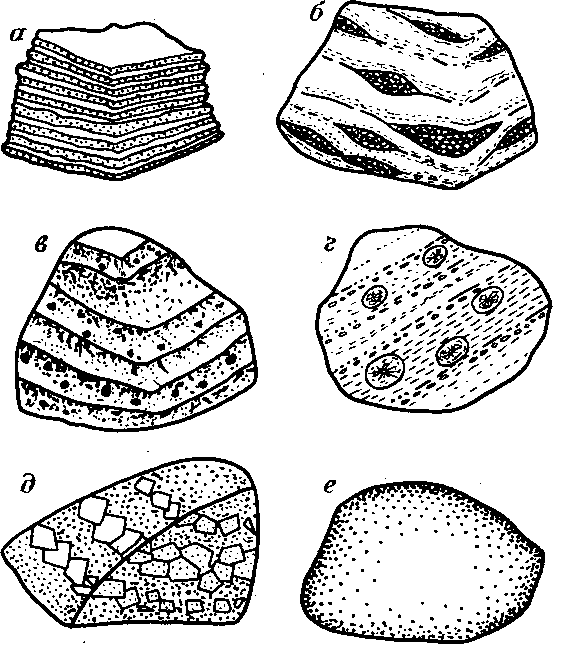
***Вкрапленная текстура*** характеризует строение руд, образованных с участием метаморфических растворов. Такие руды имеют спорадический, рассеянный характер распределения рудного вещества.

***Гнездовая текстура*** – разновидность вкрапленной текстуры руд, в которых минеральные агрегаты достигают значительных размеров (несколько сантиметров и более). Подобным строением характеризуются некоторые метаморфические месторождения золота, редких и радиоактивных металлов, графита, меди, никеля.

**Текстуры эндогенно-экзогенных руд. Текстуры поствулканического образования.**

**Текстуры метасоматического замещения.** Текстуры метасоматического замещения руд поствулканического генезиса по морфологическим особенностям мало чем отличаются от текстур руд постмагматического генезиса. Широко распространены следующие их виды: вкрапленная и гнездовая замещения, прожилковидная, в отдельных участках – унаследованно-полосчатая и унаследованно-массивная. Отличительная осо­бенность руд этого типа – приуроченность к метасоматически измененным вулканогенным или вулканогенно-осадочным породам. Характерны перечисленные виды срастаний минеральных агрегатов для многих колчеданных месторождений: серноколчеданных, медноколчеданных и колчеданно-полиметаллических. Характерные для руд этого типа вкрапленные текстуры имеют обычно метасоматическое происхождение. Вкрапленные метасоматические руды всегда располагаются в лежачем боку массивных руд и приурочены к проницаемым зонам в вулканогенных породах, подвергшихся хлоритизации, серицитизации, окварцеванию и активной пиритизации.

**Текстуры гидротермально-осадочного отложения** (рисунок 13). Текстуры данной подгруппы характеризуют строение поствулканических руд, возникающих из гидротермальных растворов и рассолов, вулканических эксгаляций и эманаций, поступающих из земных глубин. Отложение рудных масс происходит на дне водоемов, часто в совокупности с собственно осадочным хемогенным и терригенным материалом. Рудные агрегаты приобретают вид уплощенных линз, слоев, гнезд, вкрапленников, разнообразных по величине конкреций.



а – слоистая; *б –* линзовидно-слоистая;

*в –* послойно-вкрапленная; *г* *–* конкреционная;

*д* – обломочная; *е* –массивная

***Рисунок 13 – Текстуры гидротермально-осадочного отложения***

Своеобразие текстур данной подгруппы обусловлено морфологическими особенностями минеральных агрегатов и характером их образования.

***Слоистая текстура*** характеризует строение руды, образованной сочетанием чередующихся уплощенных минеральных агрегатов., отличающихся друг от друга составом, строением, мощностью, протяженностью, ориентировкой (рисунок 13, *а*). Разновидности слоистых текстур: грубослоистая, тонкослоистая, неравномерно-слоистая, ритмично-слоистая, неясно-слоистая, линзовидно-слоистая и др. (рисунок 13, *б*). Подобные виды текстур характерны, например, для вулканогенно-осадочных, отчасти метаморфизированных железных руд – железистых кварцитов, наблюдаются в рудах колчеданного, телетермального (стратиформного) типа.

***Послойно-вкрапленная текстура*** характеризует строение слоистой руды, неравномерно (послойно) обогащенной небольшими по величине рудными включениями (рисунок 13, *в*). Внутреннее строение обогащенных слойков может быть густовкрапленным, рассеянно-вкрапленным, спорадически-вкрапленным и т. д. Наряду с небольшими включениями в послойно-обогащенных рудах иногда наблюдаются более крупные гнездовые обособления. Текстура руды в таком случае называется послойно-гнездовой. В рудах вулканогенно-осадочного типа часто наблюдаются сочетания крупных и мелких послойных обособлений рудного вещества. Текстура таких руд называется послойно-гнездововкрапленной. Вышеописанные разновидности текстур распространены, например, в свинцово-цинковых и медных рудах стратиформных месторождений.

***Конкреционная текстура*** характеризует строение осадков, состоящих из оксидов кремнезема, алюминия, карбонатов. Образуются скопления агрегатов сферической, иногда блинчатой формы, имеющих концентрически-зональное, реже однородное внутреннее строение. Размеры конкреций колеблются в широких пределах (рисунок 13, *г*). Наиболее крупные, достигающие в поперечнике десятков сантиметров, получили название конкреционных линз.

В зависимости от величины конкреций и их морфологии выделяют следующие разновидности конкреционных текстур: маковая или пороховидная (0,3–0,5 мм); дробовая (0,5–1 мм); гороховая (2–5 мм); бобовая (0,5–1 см); ореховая (1–3 см); монетная (1,5–2 см); блинчатая (2–15 см). Разновидностью кон­креционной текстуры является также конкреционно-цементная, характеризующая строение осадочных и вулканогенно-осадочных пород, содержащих конкреционные включения. Различают конкреции ископаемые и современные. Последние нередко покрывают огромные пространства дна океанов, образуя рудные скопления. Такие конкреции слагаются в основном оксидами железа и марганца. Известны конкреции, состоящие из оксидов кремнезема, алюминия, карбонатов кальция, магния, железа, сульфатов кальция, бария, сульфидов железа.

***Обломочная текстура*** характеризует строение руды, в образовании которой принимали участие вулканические взрывы – эксплозии. Обломки представляют собой механические осколки рудного вещества, раздробленного в результате взрывной деятельности вулкана (рисунок 13, *д*). Форма обломков – неправильная, угловатая, иногда округлая. Размеры колеблются в широких пределах, достигая в поперечнике десятков сантиметров. Наиболее хорошо изучены рудокласты медноколчеданных месторождений. Находятся они здесь обычно в виде включений в пирокластических породах кровли массивных сульфидных залежей.

***Массивная текстура*** широко распространена в рудах вулканогенно-осадочного происхождения. Наиболее распространенной ее разновидностью является массивная с элементами слоистой и массивная с элементами вкрапленной и пятнистой (рисунок 13, *е*). Возникают подобные текстуры в результате последовательного отложения мало отличающихся по составу, существенно рудных слойков, почти лишенных примеси сопутствующих жильных минералов. Наиболее часто встречаются такие текстуры в рудах колчеданных месторождений.

***Колломорфная текстура*** характерна для руд гидротермально-осадочного происхождения. Она свидетельствует о том, что отложение минерального вещества происходило в виде геля (часто сложного состава) из коллоидных растворов. Колломорфное строение минерального вещества иногда трудно распознается макроскопически и требует детального изучения руды под микроскопом.

**Текстуры конденсации минерального вещества из газовой фазы.** В результате выхода горячего вулканического газа в относительно холодные приповерхностные зоны вулкана происходит кристаллизация минерального вещества в виде корок, друз, порошковатых, гнездовых и прожилковых скоплений в трещинах, вокруг обломков и просто на поверхности вулканических пород. Процесс отложения твердого вещества из газовой фазы путем кристаллизации называется конденсацией. Переход твердого вещества в газовую фазу, минуя жидкое состояние, называется сублимацией. Названные процессы имеют место при образовании месторождений самородной серы. Известны скопления порошковатых, корковых и прожилковых масс – конденсатов нашатыря, реальгара, аурипигмента, киновари, гематита, висмутина и других минералов. Промышленного значения такие скопления обычно не имеют.

**Текстуры экзогенных руд. Текстуры выветривания.**

**Текстуры химического и механического изменения** (рисунок 14). Поверхностные преобразования, связанные с выветриванием различных по составу горных пород и руд, приводят к возникновению в них новых, ранее несвойственных черт строения. Плотные горные породы и руды могут приобрести пористое, кавернозное, обломочное или даже порошковатое сложение. Под влиянием поверхностных агентов выветривания в них появляется густая сеть трещин.

|  |  |
| --- | --- |
|  | *а* – пористая; *б* – кавернозная; *в* – каркасная ящичная; *г* – каркасная губчатая; *д* – реликтовая;  *е* – обломочная  ***Рисунок 14 – Текстуры химического и механического преобразования*** |

Текстуры горных пород и руд, претерпевших поверхностные изменения, имеют обычно весьма сложный характер. С одной стороны, в них отчасти сохраняются так называемые реликтовые текстуры, или первичные, существовавшие до начала процессов выветривания. Вместе с тем, появляются текстуры вторичные, возникшие под влиянием поверхностных изменений. К их числу относятся, прежде всего, текстуры химического и механического преобразования: трещиноватая, пористая, кавернозная, каркасная, обломочная, порошковатая, реликтовая.

***Трещиноватая текстура*** возникает в результате физического изменения первичных руд и горных пород путем их механического растрескивания. Появление мелких трещинок, объединяющихся в целую систему трещиноватости, способствует активному не только физическому, но и химическому преобразованию исходного вещества как в близповерхностных условиях, так и в более глубоко залегающих зонах.

***Пористая текстура*** характеризует строение пород и руд, подвергшихся выщелачивающему воздействию грунтовых вод. Растворение и вынос минерального вещества происходят обычно избирательно, в связи с чем возникают отдельные разрозненные небольшие пустоты, называемые порами (рисунок 14, *а*). Пористые текстуры образуются обычно в верхних зонах кор выветривания или зон окисления, в обстановке активного движения и просачивания вод. Внутренние поверхности таких пор выстилаются иногда минералами-новообразованиями – гидроксидами железа или марганца в сочетании с опалом или халцедоном.

***Кавернозная текстура*** является разновидностью пористой текстуры. Она характеризует строение руды или породы, пронизанной крупными (до нескольких десятков сантиметров в поперечнике) полостями, возникшими в результате выщелачивающего воздействия поверхностных вод (рисунок 14, *б*).

***Каркасная текстура*** получила свое наименование благодаря своеобразному, похожему на каркас, строению кремнисто-гидроксидных агрегатов, остающихся на месте выщелачивания ранее сплошных сульфидных руд. Форма кремнисто-гидроксидного каркаса определяется характером первичной трещиноватости сульфидов и особенно характером трещинок спайности отдельных минералов. Поверхностные растворы, циркулируя по таким трещинкам, отлагают в них кремнистое вещество, насыщенное включениями гидроксидов железа. Вместе с тем, последующий активный вынос самого сульфидного вещества приводит к образованию открытых полостей. В итоге создаются минеральные агрегаты с каркасно-пористым строением, резко различным по морфологическим признакам. Так, цементация прямолинейных, пересекающихся под прямым углом трещинок приводит к возникновению каркаса с прямыми ровными перегородками. Возникающие в этом случае текстуры получили наименование ***ящичных*** (рисунок 14, *в*).

Цементация криволинейных трещинок ведет к возникновению соответствующего каркаса губчатой формы. Текстуры образований такого типа получили наименование ***губчатых*** (рисунок 14, *г*). По форме каркаса, размеру ячеек, положению их в пространстве опытный геолог может решить вопрос о составе ранее существовавших минеральных масс. Так, по галениту и сфалериту образуются обычно каркасы ящичной формы, по пириту, не обладающему спайностью, – каркасы губчатого строения.

***Обломочная текстура*** характеризует строение руд, претерпевших значительные физические и химические изменения. Обломочное строение часто имеют те минеральные агрегаты, которые оказались устойчивыми к химическому разложению. Накапливаясь в определенных зонах коры выветривания или зоны окисления, они образуют так называемое сыпучие агрегаты, состоящие из большого числа мельчайших зерен и обломков первичных руд – кварца, барита, пирита и т.д. (рисунок .14, *е*).

***Порошковая текстура*** характеризует строение весьма тонко измельченного несцементированного минерального вещества, состоящего из обломков различной формы и состава. Разновидностью порошковатой текстуры является землистая, комковатая.

***Реликтовая текстура*** относится к числу микротекстур. Она характеризует сочетание различных минеральных агрегатов, один из которых сохраняется в массе другого в виде небольших остатков от замещения (рисунок 14, *д*).

**Текстуры метасоматического замещения** (рисунок 15). В процессе выветривания горных пород и руд наряду с физическим и химическим разрушением первичного минерального вещества происходит образование новых минеральных агрегатов, устойчивых в поверхностных условиях.

|  |  |
| --- | --- |
|  | *а* – прожилковидная; *б* – каемочная;  *в* – сетчатая; *г* – петельчатая;  *д* – вкрапленная замещения;  *е* – колломорфно-прожилковая  ***Рисунок 15 – Текстуры метасоматического замещения*** |

Такое минеральное вещество отлагается как путем выполнения пор, каверн, трещин, так и путем метасоматического замещения первичных пород или руд. К числу главнейших разновидностей текстур, образованных метасоматическим путем, относятся следующие: прожилковидная, каемчатая, сетчатая, массивная, вкрапленная, колломорфная.

***Прожилковидная текстура*** возникает в тех случаях, когда вновь образованное минеральное вещество располагается вдоль тонких трещинок, имеющих невыдержанный, прерывистый характер (рисунок 15, *а*). Подобная текстура является результатом метасоматического замещения первичных руд и характерна для многих новообразований коры выветривания и зоны окисления. Широко распространены, в рудах прожилковидные агрегаты гидроксидов железа и марганца, карбонатов магния, меди, цинка, железа, сульфатов свинца, цинка и т. д.

***Каемчатая текстура*** возникает в результате избирательного замещения первичных минералов веществом-новообразованием. Последнее располагается по границам рудных выделений, следуя контурам таких обособлений (рисунок 15, *б*). Известны каемчатые микротекстуры, образованные вторичными минералами меди (ковеллином, халькозином, борнитом) вокруг выделений халькопирита. Весьма характерна каемчатая микротекстура замещения гаденита церусситом и англезитом. Каемчатые выделения гидроксидов железа часто располагаются по периферии зерен пирита и т. д.

***Сетчатая текстура*** характеризует строение первичных руд и горных пород, густо пронизанных прожилками вторичных минералов. При микроскопических исследованиях хорошо заметны неровные, извилистые границы между реликтовыми и замещающими минералами, а также неоднородное, часто зональное строение самих прожилков (рисунок 15, *в*). Разновидностью сетчатой текстуры является петельчатая. Отличается она от ранее описанной текстуры извилистыми, плавно изогнутыми очертаниями минеральных агрегатов, имеющих вторичный характер (рисунок 15, *г*). Сетчатая и петельчатая текстуры характерны как для верхних, так и для глубоких зон коры выветривания и зоны окисления.

***Массивная текстура*** замещения возникает в результате полного изменения первичного состава руд. Возникающие в поверхностных условиях минеральные агрегаты приобретают массивное строение t в значительном объеме рудного вещества. Образуются они в результате метасоматического преобразования первичных агрегатов. Массивной текстурой в отдельных участках зоны цементации обладают, например, руды, нацело сложенные вторичными сульфидами меди. Массивной текстурой могут обладать залежи вторичных смитсонитовых руд, массивное сложение имеют в отдельных участках гарниерит-нонтронитовые залежи, возникающие в результате выветривания ультраосновных пород, и т. п.

***Вкрапленная текстура*** замещения отличается от вышеописанной разновидности только морфологически. Она характеризует строение и положение в пространстве вторичных минеральных агрегатов, рассеянных в виде отдельных включений в массе первичных пород или руд (рисунок 15, *д*). Вкрапленный характер имеют, например, вторичные сульфиды меди в зоне цементации. Там они наложены на первичные сульфидные руды. Такой процесс имеет место в глубоких частях зоны окисления, располагающихся ниже уровня грунтовых вод.

***Колломорфная текстура*** замещения – своеобразный вид текстуры, характеризующий строение и формы выделения минеральных агрегатов, образованных метасоматическим путем и вместе с тем обладающих колломорфным строением. Наиболее широко распространенным морфологическим видом является колломорфно-прожилковая текстура (рисунок 15, *е*).Минеральные обособления, имеющие такое стро­ение, чаще всего представлены совокупностью различных по составу гидроксидов железа, иногда в сочетании с коллоидным кремнистым веществом.

**Текстуры заполнения полостей** (рисунок 16). К числу наиболее широко распространенных текстур настоящей подгруппы относятся следующие: прожилковая, сетчатая, брекчиевидно-цементная, корковая, друзовая, колломорфная или натечная.

|  |  |
| --- | --- |
|  | *а* – прожилковая; *б* – сетчатая;  *в* – обломочно-цементная;  *г* – корковая; *д* – друзовая;  *е* – колломорфно-почковидная  ***Рисунок 16 – Текстуры заполнения открытых полостей*** |

***Прожилковая текстура*** возникает при цементации открытых единичных трещин в первичном рудном субстрате минеральным веществом вторичного происхождения. Границы образованных таким образом прожилков имеют обычно довольно четкий и даже резкий характер в отличие от границ прожилковидных образований, возникших метасоматическим путем (рисунок 16, *а*).

***Сетчатая текстура*** отличается от вышеописанной прожилковой лишь морфологически. Она возникает при наличии густой сети трещин в замещаемом первичном минеральном веществе, заполненных минералами-новообразованиями (рисунок 16, *б*).

***Обломочно-цементная текстура*** возникает как результат цементации частично замещенных обломков первичных руд или горных пород минеральным веществом поверхностного происхождения (рисунок 16, *в*). Например, обломки интенсивно метасоматически измененных пород основного состава (серпентинитов) могут быть сцементированы минеральными агрегатами гарниерит-нонтронит-асболанового состава. Мелкие обломки полуразрушенного кварца могут быть сцементированы сложно построенной массой гидроксидов железа и т. д.

***Корковая текстура*** характеризует положение в пространстве и форму выделения минеральных агрегатов, отложенных на поверхности обломков первичных руд или горных пород, а также положение и форму минеральных агрегатов, выстилающих стенки крупных пустот выщелачивания – каверн. Такие минеральные агрегаты часто имеют небольшую мощность, зональное или полосчатое внутреннее строение и часто коллоидальное происхождение. Наружная поверхность корочек часто имеет бугристую почковидную форму, внутренняя поверхность, то есть поверхность соприкосновения с субстратом, повторяет форму обломка или полости, в которой отлагается минеральное вещество (рисунок 16, *г*).

***Друзовая текстура*** характеризует строение и характер расположения минеральных агрегатов, состоящих из хорошо образованных, тесно сросшихся кристаллических индивидов, называемых друзами или щетками. Такие минеральные агрегаты, подобно вышеописанным корковым образованиям, выстилают стенки каверн, трещин или нарастают на обломках первичных руд и горных пород (рисунок 16, *д*). Основания кристаллов располагаются на поверхности минерального субстрата, вершины их находятся в открытом пространстве, благодаря чему такие кристаллы могут приобретать совершенные кристаллографические ограничения.

***Колломорфная, или натечная, текстура*** возникает в поверхностных условиях в результате отложения минеральных масс путем коагуляции коллоидных растворов. Разновидности натечных текстур: почковидная, колломорфно-полосчатая, колломорфно-корковая, сталактитовая, сталагмитовая, фестончатая, глобулярная и др. Для минеральных агрегатов подобного типа характерна сферическая, полусферическая, ци­линдрическая, конусовидная форма. Образуются такие агрегаты путем отложения в открытых полостях. Их образование обычно идет постепенно, путем послойного или зонального отложения минерального вещества, в связи с чем внутреннее строение таких агрегатов бывает неоднородным полосчатым или концентрически-зональным (рисунок 16, *е*).

**Текстуры осадочного образования.** Своеобразие текстур данной группы (рисунок 17) обусловлено морфологическими особенностями минеральных агрегатов, образованных хемогенным, терригенным или биогенным путем на дне водоемов, представляющих собой океаны, моря, озера, русла, долины и дельты рек, болота. Такие агрегаты имеют обычно уплощенную, реже округленную или неправильную форму, а также форму органических остатков живых организмов, населявших некогда водоемы, где имел место седиментогенез.

***Слоистая текстура*** относится к числу наиболее распространенных. Она характеризует строение руды, образованной сочетанием последовательно отложенных уплощенных минеральных агрегатов, отличающихся друг от друга составом или строением, а иногда и составом, и строением, часто мощностью и ориентировкой слоиков. Такие минеральные агрегаты имеют выдержанный характер по простиранию и мало меняют особенности строения на значительном расстоянии (рисунок 17, *а*). К числу разновидностей слоистых текстур можно отнести грубослоистую, тонкослоистую, неравномерно-слоистую, ритмично-слоистую, неяснослоистую, косослоистую, волнистослоистую и др. Подобные виды текстур характерны для осадочных руд железа, марганца, алюминия, для минеральных солей, многих месторождений строительных материалов – глин, песков, известняков, доломитов и т. д.

|  |  |
| --- | --- |
|  | *а* – слоистая; *б* – линзовидно-слоистая; *в* – оолитовая;  *г* – конкреционно-цементная;  *д* – обломочная; *е* – органогенно-обломочная  ***Рисунок 17 – Текстуры осадочного образования*** |

***Линзовидно-слоистая текстура*** в отличие от слоистой характеризует строение руды, сложенной невыдержанными быстро выклинивающимися, резко меняющими мощность уплощенными минеральными агрегатами (рисунок 17, *б*).

***Оолитовая текстура*** является разновидностью колломорфной текстуры, т. е. текстуры, образованной в результате отложения минерального вещества из коллоидных растворов путем их коагуляции. Отдельный оолит представляет собой округлое концентрически-зональное, небольшое по размеру образование, в центральной части которого часто находится небольшой обломок кварца, полевого шпата, магнетита или другого минерала. Подобный обломок служит центром, вокруг которого происходит послойное отложение коллоидного вещества. Минеральный состав отдельных зон оолита может быть неодинаков (рисунок 17, *в*). Руды, образованные большим скоплением тесно привыкающих друг к другу оолитов, сцементированы часто песчано-глинистым или глинисто-карбонатным веществом. Руды с оолитовой текстурой образуются обычно в движущейся водной среде, например, вприбрежно-морских условиях, где существует поступательное и возвратное движение мельчайших частиц обломочного вещества. Оолитовая текстура наиболее характерна для осадочных руд железа, марганца, алюминия.

***Конкреционная текстура*** возникает в рудах в тех случаях, когда минеральное вещество обособляется в виде довольно крупных, достигающих в поперечнике десятков сантиметров, шаровидных стяжений (рисунок 17, *г*). Известны конкреции, состоящие из оксидов алюминия, кремнезема, сульфидов железа, карбонатов железа, кальция, магния. Разновидностью конкреционной текстуры является конкреционно-цементная, характеризующая строение осадочных руд, содержащих единичные рассеянные конкреционные включения. Руды с конкреционной текстурой развиты в фосфоритовых месторождениях, отчасти марганцевых, железорудных, иногда бокситовых.

***Обломочная текстура*** характеризует строение отдельных слойков в осадочных рудах или целых горизонтов, сложенных сцементированными, часто разновеликими, различно ориентированными обломками разнообразного состава, формы и строения. Происхождение таких обломков связывается с процессами подводного оползания и разрушения вещества, а также с процессами его наземного разрушения с пос­ледующим переносом и отложением в водных бассейнах (рисунок 17, *д*). Обломочная текстура часто наблюдается в сочетании со слоистой, линзовидно-слоистой. Разновидностью обломочной текстуры является конгломератовая. Последняя характеризует строение руды, состоящей из обломков, претерпевших значительное окатывание.

***Органогенная текстура*** характеризует строение руды, содержащей окаменелые остатки организмов, чаще всего раковины или их обломки. Обилие таких остатков в рудах при их плохой сохранности приводит к образованию органогенно-обломочного материала. В этом случае текстура руды может быть названа органогенно-обломочной (рисунок 17, *е*).

**Структуры руд.** Детальное изучение структур руд проводится обычно в процессе изучения полированных шлифов, что обусловлено мелко- и тонкозернистым строением большинства рудных образований. Макроскопически отдельные кристаллы могут быть установлены лишь в сравнительно крупнозернистых агрегатах. В связи с этим при макроскопическом описании структур руд можно ограничиться лишь характеристикой типа зернистости, подразделив структуры на явнозернистые (крупно-, средне- и мелкозернистые) и руды с неясновыраженной или совершенно не выраженной зернистостью. Последние характеризуются, таким образом, скрытокристаллической или афанитовой структурой.

Крупно- и даже гигантокристаллическое строение может быть присуще пегматитам, крупнокристаллическое строение характерно для карбонатитов. Среднезернистое строение характерно для многих постмагматических руд – грейзеновых, альбититовых, гидротермальных, скарновых. Мелкозернистое строение присуще большинству магматических образований: Микрозернистое, скрытокристаллическое и афанитовое строение устанавливается часто в рудах экзогенного происхождения: в продуктах кор выветривания, в осадочных рудах.

В метаморфизованных рудах величина кристаллов рудных минералов обычно возрастает пропорционально усилению метаморфических преобразований руд и вмещающих их пород. В слабометаморфизованных рудах структуры тонкозернистые, в интенсивно метаморфизованных – крупнозернистые.

Кроме зернистых или кристаллических структур в рудах могут присутствовать и обломочные структуры. Характерны они для руд россыпных месторождений и отчасти для руд осадочного происхождения.

Кроме определения структур по размеру минеральных индивидов, существует подразделение структур по способу сочетания отдельных зерен, степени их идиоморфизма, типу минеральных индивидов.

Для руд магматического происхождения весьма характерны структуры распада твердого раствора. Присутствуют они в титаномагнетитовых и медно-никелевых рудах. Для руд магматического происхождения температуры распада обычно высокие. Например, магнетит и ильменит образуются за счет распада твердого раствора – титаномагнетита – при температуре 700° С (рисунок 18, *а*). Пламеневидная, структура распада пентландита в пирротине возникает при температуре 450° С (рисунок 18, *б*)*.*

В любом случае температура кристаллизации твердого раствора из рудоносного расплава должна быть выше температуры распада твердых фаз. Температуры распада твердого раствора получили название геологических термометров. В титаномагнетитовых рудах часто наблюдается так называемая сидеронитовая структура (рисунок 18, *в*). Сидеронитовая структура говорит о порядке кристаллизации минералов из рудоносного расплава, характерна она для руд позднемагматического генезиса.

|  |  |
| --- | --- |
|  | *а* – пластинчатая структура распада твердого раствора (ильменит в магнетите, 700°);  б – пламеневидная структура распада твердого раствора (пентландит в пирротине, 450°);  *в* – сидеронитовая (гипидиоморфнозернистая) структура (черное – титаномагнетит, светлое – породообразующие минералы);  *г –* пойкилитовая структура (включения самородного золота в кристаллах пирита);  *д* – метакристаллы кобальтина с реликтами в них минералов скарна; *е* – ориентированно-бластическая структура железнослюдкового кварцита  ***Рисунок 18 – Характерные структуры эндогенных руд*** |

В рудах постмагматического происхождения – гидротермальных, скарновых – структуры распада также присутствуют. Характерны они для совершенно других минералов и сами температуры распада здесь значительно ниже (350–150° С), например, пары минералов, образующие структуры распада: сфалерит-халькопирит, сфалерит-пирротин, борнит-халькопирит и другие.

В рудах постмагматического происхождения часто наблюдаются пойкилитовые структуры-вростки тончайших включений одного рудного минерала в другом (рисунок 18, *г*)*.* В качестве примера можно привести включения самородного золота в кристаллах пирита из гидротермальных золоторудных месторождений. Для постмагматических руд характерны два способа отложения минерального вещества – в открытых полостях путем свободной кристаллизации из растворов и путем метасоматического замещения породы. В первом случае структуры руд называют кристаллическими или зернистыми, во втором – метазернистыми. Надежная диагностика метазерен возможна лишь при наличии в них реликтов – мельчайших остатков тех минералов или того минерала, который был замещен (рисунок 18, *д*)*.*

Для руд метаморфического происхождения характерны так называемые бластические структуры (рисунок 18, *е*).Минеральные индивиды в таких рудах часто очищены от примесей в результате прошедшей перекристаллизации в твердом состоянии. При интенсивном метаморфизме индивиды могут быть ориентированы в руде в одном направлении, при глубоких метаморфических преобразованиях происходит укрупнение отдельных зерен, растут порфиробласты тех минералов, для которых характерна большая сила кристаллизационного роста (магнетит, гранат и др.).

В эндогенных рудах часто наблюдаются структуры, происхождение которых связано с хрупкой или пластичной деформацией минерального вещества. Их называют в первом случае катакластическими, во втором – структурами смятия. Хрупкие минералы (пирит, арсенопирит и др.) разрушаются с образованием осколков, обломков, часто имеющих остроугольную форму (рисунок 19, *а*).

|  |  |
| --- | --- |
|  | *а* – катакластическая (результат хрупкой тектонической деформации минерала);  *б –*глобулярная и фрамбоидальная (результат отложения из коллоидных растворов);  *в –* метаколлоидная радиально-лучистая (результат раскристаллизации коллоидного вещества); *г –* аллотриоморфнометазернистая (результат замещения галенита церусситом)  ***Рисунок 19 – Характерные структуры руд*** |

Их называют кластами. Пластичные минералы (например, галенит, пирротин, халькопирит) будут деформированы, отчасти перекристаллизованы, и их агрегаты могут цеменировать обломки хрупких минералов. Устанавливая последовательность отложения минерального вещества в рудах постмагматического происхождения, надо иметь в виду возможность такого механизма образования прожилковых и брекчиево-цементных текстур.

Минеральные обособления,например, пирита наблюдаются в виде мельчайших глобулей или сростков-фрамбойдов (рисунок 19, *б*). Характерны такие структуры для колчеданных руд, стратиформных и низкотемпературных гидротермальных образований.

Структуры руд экзогенного происхождения весьма своеобразны. Размеры индивидов иногда столь малы, что кристаллическое строение руды можно уставить только с использованием рентгеноструктурного анализа. Такие структуры называют скрытокристаллическими или криптокристаллическими. Иногда минеральное вещество экзогенного происхождения обладает афанитовой структурой, т. е. не имеет кристаллического строения. Подобный характер структур обусловлен широким участием в процессе экзогенного рудообразования коллоидных растворов. Рудное вещество, отлагаясь в виде геля, приобретает первоначально некристаллическое коллоидное строение. Последующая раскристаллизаця коллоидов приводит к образованию метаколлоидных агрегатов, имеющих скрытокристаллическую, микро- или тонкозернистую структуру (рисунок 19, *в*)*.* Минеральные новообразования в зонах окисления или корах выветривания часто образуются метасоматическим путем (например, каемки англезита и церуссита по галениту). Структуры таких новообразований называются метазернистыми (рисунок 19, *г*)*.*

***Контрольные задания***

1. Объясните происхождение «слоистости» хромитовых руд. Почему текстуру называют псевдослоистой.
2. Объясните происхождение поточных текстур.
3. В руде гидротермального происхождения наблюдаются пересечения прожилков, отличающихся по минеральному составу. Может ли такая текстура свидетельствовать о стадийности рудообразующего процесса?
4. Объясните происхождение колломорфных текстур. О каком характере рудообразующих растворов они свидетельствуют? Сделайте зарисовки почковидной, фестончатой, колломорфно-полосчатой текстуры.
5. Объясните происхождение каркасных текстур. Чем отличается ящичная текстура от губчатой, почему меняется форма каркаса?
6. В каких условиях и в какой среде образуются оолиты? Каково их внутреннее строение? С участием каких растворов образуются оолитовые руды железа, марганца, алюминия?

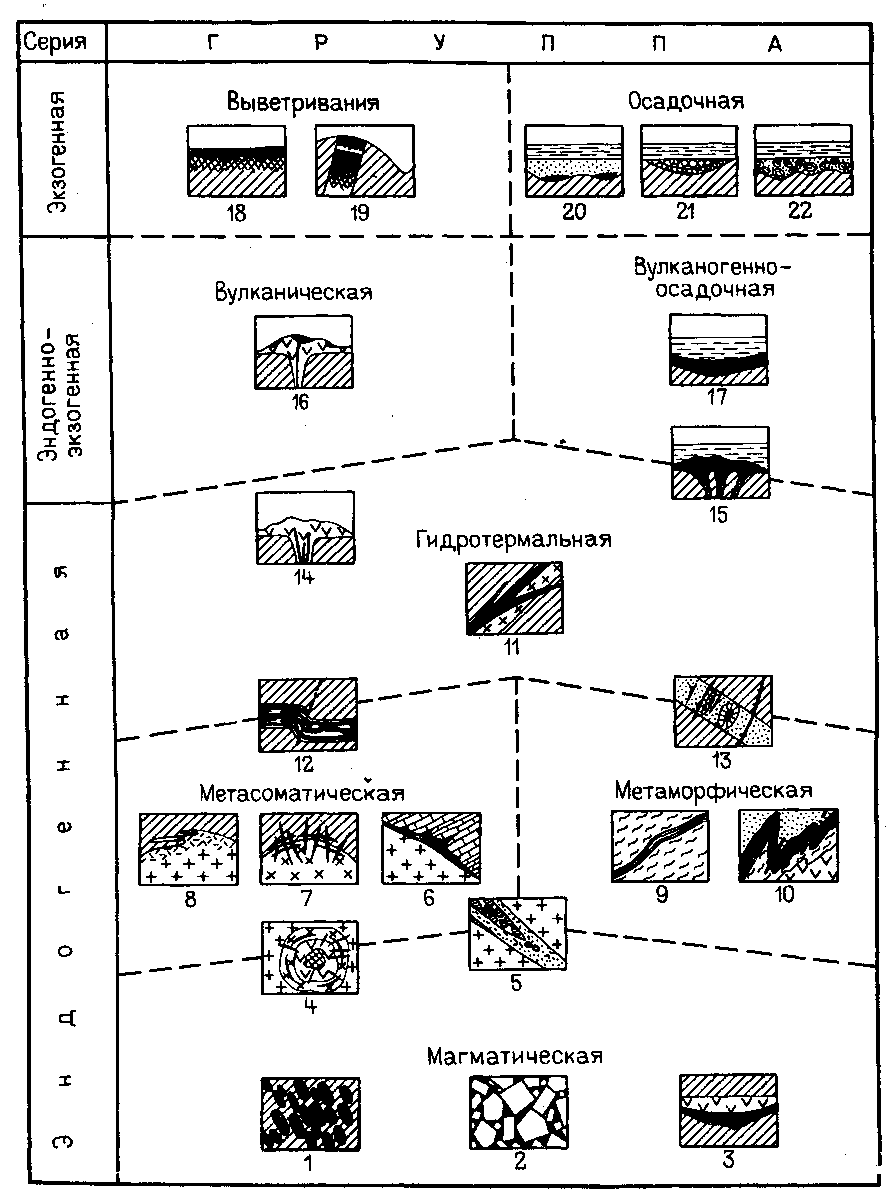
**Практическая работа № 3 ПРОЦЕССЫ ОБРАЗОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ**

***Цель работы:*** изучить процессы образования месторождений полезных ископаемых.

***Теоретическая часть.***

В предлагаемой классификации (рисунок 20) процессы образования ме**с**торождений полезных ископаемых подразделяются на три серии: эндогенную, эндогенно-экзогенную и экзогенную.

***Эндогенная серия*** подразделяется на четыре группы: магматическую, метасоматическую, метаморфическую и гидротермальную.



1 – раннемагматические, 2 – позднемагматические, 3 – ликвационные,

4 – карбонатитовые, 5 – пегматитовые, 6 – скарновые, 7 – грейзеновые,

8 – полевошпатовых метасоматитов, 9 – метаморфические, 10 – метаморфизованные,

11 – гидротермальные плутогенные, 12 – гидротермально-метасоматические (стратиформные), 13 – гидротермально-метаморфические (альпийские жилы),

14 – гидротермальные вулканогенные, 15 – колчеданные, 16 – вулканогенные,

17 – вулканогенно-осадочные, 18 – коры выветривания, 19 – зоны окисления.

20–22 – осадочные: 20 – механические, 21 – химические, 22 – биохимические

***Рисунок 20 – Классификация процессов образования месторождений полезных ископаемых (по Я. М. Григорьеву****)*

Магматические процессы формируют раннемагматические, позднемагматическе и ликвационные генетические типы месторождений. Магматические и метасоматические процессы участвуют в формировании карбонатитовых месторождений. Пегматитовые месторождения образуются под воздействием магматических, метасоматических и метаморфических процессов. Последние формируют метаморфические и метаморфизованные месторождения.

Метасоматическими процессами образованы месторождения полевошпатовых метасоматитов (альбититов), грейзенов и скарновые месторождения.

Завершающей группой эндогенной серии процессов являются гидротермальные месторождения, образование которых связано с нагретыми газово-водными растворами. Гидротермальные растворы формируют гидротермальные плутоногенные, гидротермально-метасоматические (стратиформные), гидротермально-метаморфические (альпийские жилы), гидротермальные вулканогенные и колчеданные месторождения.

***Эндогенно-экзогенная серия*** подразделяется на две группы: вулканическую (наземного вулканизма) и вулканогенно-осадочную (подводного вулканизма).

***Экзогенная серия*** подразделяется на две группы: выветривания и осадочную. Продукты выветривания – остаточные коры выветривания пород и зоны окисления месторождений; продукты осадочного процесса – механические, химические и биохимические осадки. В результате взаимодействия двух процессов – выветривания и осадочного – возникают переотложенные коры выветривания и россыпи.

**Практическая работа № 4 МАГМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

***Цель работы:*** изучить механизм образования и особенности магматических месторождений.

***Теоретическая часть.***

Магматические месторождения можно подразделить на интрузивные и эффузивные. Магматические интрузивные месторождения образуются в процессе кристаллизации металлоносного магматического расплава ультраосновного, основного или щелочного состава, а магматические эффузивные – путем кристаллизации излившихся вулканических пород.

А.Н. Заварицкий подразделил интрузивные магматические месторождения на ликвационные, раннемагматические и позднемагматические.

***Ликвационные месторождения*** образуются при делении (ликвации) магмы на рудный и силикатный расплавы с раздельной их кристаллизацией. Характерные образования ликвационного генезиса – месторождения сульфидных медно-никелевых руд в ультраосновных и основных породах.

При формировании ***раннемагматических месторождений*** рудные минералы выделяются в виде кристаллов раньше, чем силикатные минералы. Примеры раннемагматических образований – месторождения алмазов, платины и платиноидов, хромитов в перидотитах, титаномагнетита в габброидах и графита в щелочных породах.

В ***позднемагматических месторождениях*** рудные минералы выделяются позднее силикатных и цементируют кристаллы силикатных минералов. Характерные позднемагматические образования – месторождения титаномагнетита, хромитов, платины и платиноидов габбро-пироксенит-дунитовой формации и месторождения апатита, нефелина и редких земель в щелочных породах.

Магматические эффузивные месторождения представлены вулканическими потоками самородной серы, магнетитовыми месторождениями в андезитобазальтах и месторождениями колломорфного касситерита («деревянистого олова») в риолитах.

Магматические интрузивные месторождения формировались на глубинах от 150 до 1 км при температурах 1500–200° С. Давление, необходимое для образования алмазов, достигает 5000 МПа. Эффузивные магматические месторождения формировались в поверхностных условиях, при сравнительно быстрой кристаллизации вулканических пород.

Формирование ликвационных медно-никелевых месторождений обусловлено тектоно-магматическими процессами в период завершения складчатости, превращения геосинклиналей в складчатые пояса, а также при активизации тектоно-магматической деятельности на платформах. Подъем никеленосной магмы совершался по глубинным разломам, глубоко проникшим в мантию, которые определяли геологическую позицию рудных районов и полей медно-никелевых месторождений. Главными геохимическими факторами, влияющими на ликвацию сульфидного расплава в магме, являются: 1) концентрация серы; 2) состав силикатной магмы, особенно содержание в ней железа, магния и кремния; 3) содержание халькофильных элементов в жидкой силикатной фазе.

В магмах с небольшим содержанием серы образуется расплав сульфида меди. Железо при этом сохраняется в расплаве, повышает его растворимость и тормозит формирование крупных месторождений. В результате образуется лишь вкрапленность халькопирита, характерная для многих габброидных пород. В магмах с повышенной концентрацией серы образуется расплав с сульфидами железа, меди, никеля и других металлов. В этих условиях формируются крупные залежи медно-никелевых руд.

Причиной ликвации силикатного и сульфидного расплавов может быть ассимиляция магмой боковых пород, нарушающая химическое равновесие.

В зависимости от длительности остывания и глубины залегания расплава кристаллизация силикатной и сульфидной частей может проходить различными способами:

1. При быстром застывании на небольшой глубине сепарированные капельки сульфидов образуют висячие залежи вкрапленных руд. При этом нижняя часть капель сложена тяжелым пирротином (плотность 4,6–4,7 г/см3), а верхняя – более легким халькопиритом (плотность 4,1–4,3 г/см3).

2. При более медленном остывании сульфидный расплав концентрируется в нижней части интрузива, образуя донные залежи вкрапленных и массивных руд.

3. При обычной раскристаллизации интрузивного массива до отвердения сульфидного расплава часть сульфидов тектонически отжимается из донной и центральной частей массива по трещинам и слоистости вмещающих пород с образованием сульфидных жил и пластовых залежей.

4. Медленное остывание остаточных скоплений сульфидов в теле массива при воздействии постепенно накапливающихся минерализаторов приводит к образованию пегматоидных сульфидно-силикатных штоков.

5. Образование расслоенных залежей происходит в процессе ликвационной дифференциации рудоносных магм на месте становления массивов на значительной глубине с дифференциальным перемещением молекул или выделяющихся минералов в магматической камере.

6. При ликвации рудоносной магмы на значительной глубине силикатный и сульфидный расплавы могут быть почти одновременно или последовательно выжаты в верхние части земной коры с образованием расслоенных залежей.

Главный фактор при ликвации и кристаллизации – гравитационная дифференциация, которая усложняется реакциями обмена между выделившимися фазами, конвекционными токами, неоднородным движением дифференциатов в магматической камере, воздействием тектонических напряжений, газовой составляющей, процессом ассимиляции вмещающих пород.

Механизм возникновения путей проникновения расплава и места его Локализации в некоторых случаях объясняют соударением большого метеорита с Землей, вследствие чего образовалась крупная депрессия, борта которой оказались брекчированными, а днище разбито трещинами. Вслед за этим из глубин Земли по трещиноватой зоне в основании разрывной воронки внедрился магматический расплав.

Раннемагматические месторождения алмазов в кимберлитах образуются на тектонически активизированных платформах, месторождения хромитов и платиноидов (осмий, иридий), связанные с перидотитами, – в геосинклинальных условиях ранней стадии развития геосинклиналей.

Позднемагматические месторождения титаномагнетитов, хромитов, платины и палладия, связанные с породами габбро-пироксенит-дунитовой формации, также формируются в геосинклинальных условиях ранней стадии их развития, а месторождения редких земель и апатит-нефелиновых руд – на активизированных платформах.

Геологический возраст магматических месторождений разнообразен, известны протерозойские, каледонские, герцинские и альпийские месторождения.

**Ликвационные месторождения.** Наиболее характерные ликвационные магматические образования – сульфидные медно-никелевые (халькопирит-пирротин-пентландитовые) месторождения в ультраосновных и основных породах. Крупные ликвационные месторождения известны в России (Норильская группа на севере Красноярского края), Канаде (районы Садбери и Томпсон), в Южной Африке (Бушвельд и Инсизва), Австралии (Камбалда, Эгнью и др.). Небольшие месторождения известны на Кольском полуострове, Воронежском кристаллическом массиве, в Северном Прибайкалье, а также в Финляндии, Швеции, Норвегии, Японии и на Аляске в США.

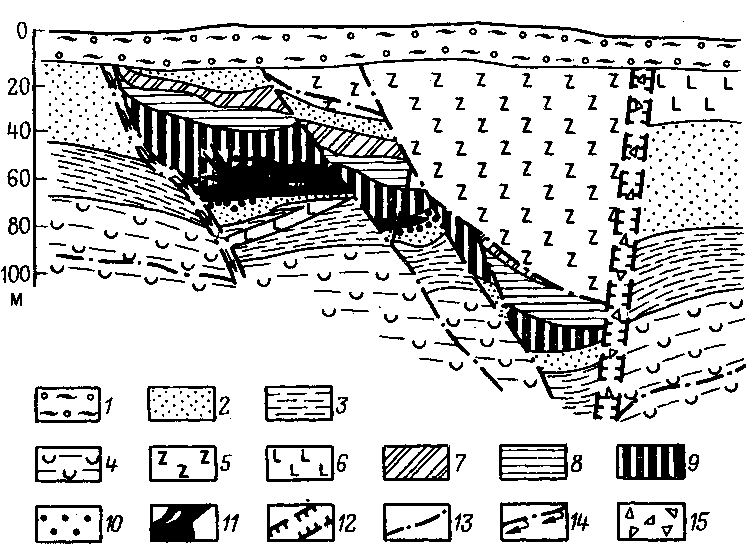
Месторождения халькопирит-пирротин-пентландитовой формации приурочены к габбро-норитам, перидотитам и долеритам гипабиссальной фации глубинности. Форма интрузивов пластообразная, неправильная, корытообразная. Протяженность интрузивов измеряется километрами – десятками километров, мощность – десятками – сотнями метров. Подстилающие породы представлены осадочными и вулканогенно-осадочными образованиями. Внутреннее строение интрузивов отличается четкой расслоенностью с закономерным чередованием пород (снизу-вверх) от перидотитов к пироксенитам и габбро.

Все месторождения приурочены к массивам ультраосновных и основных пород, главным образом к их нижним перидотитовым (серпентинитовым) частям. Лишь некоторые второстепенные рудные тела залегают среди вмещающих пород, но и в этих случаях всегда можно проследить связь рудных тел с материнскими интрузивами. Особенно наглядна эта связь в жилообразных телах массивных и брекчиевидных руд, являющихся апофизами основных рудных тел. Контактовые изменения вмещающих пород довольно слабые и выражаются в гранатизации, амфиболитизации и сульфидизации. Мощность зон экзоконтактовых изменений 0,1–1,5 м.

Пластообразные, плитообразные и линзообразные рудные тела в равной мере вытянуты по простиранию и по падению, нередко протяженность их по падению больше, чем по простиранию. Границы массивных сульфидных руд обычно резкие, прямолинейные, реже неправильные. Границы сингенетического вкрапленного оруденения определяются по данным опробования. Мощность интрузивных массивов и рудных тел заметно увеличивается в синклинальных прогибах и уменьшается в антиклиналях – вплоть до полного выклинивания.

Первичные структурные особенности строения рудных тел существенно изменены поздними разрывными тектоническими нарушениями – пластовыми сдвигами и надвигами, оперяющими расколами, а также поперечными и продольными взбросами. Амплитуда смещений достигает десятков-сотен метров (рисунок 21).

Характерная особенность медно-никелевых месторождений всего мира – выдержанный минеральный состав руд. Главные рудообразующие минералы: никельсодержащий пирротин, пентландит, халькопирит, магнетит; второстепенные – пирит, сульфиды и арсениды никеля и кобальта. Руды имеют массивную, брекчиевую, порфировую, прожилково-вкрапленную и вкрапленную текстуру, а также средне- и крупнозернистую структуру. Массивные руды в тектонических зонах подвергаются динамометаморфизму, вследствие чего среди них нередко наблюдаются полосчатые текстуры с чередованием полосок пирротина, пентландита и халькопирита.



*1* – четвертичные отложения; *2–4* – осадочные породы (*2* – тунгусской серии, *3* – верхнего девона, *4* – среднего девона); *5* – туфолавовая толща; *6* – долериты и микродолериты,

7 – метадиориты, габбро, безоливиновые долериты; *8* – оливиновые габбро-долериты;

*9* – рудоносные габбро-долериты; *10* – богатовкрапленные руды; *11* – массивные руды;

*12* – главный тектонический разлом; *13* – сбросы, ограничивающие центральный грабен; *14* – флексуро-сбросы; *15* – тектоническая брекчия

***Рисунок 21 –******Схематический геологический разрез Талнахского месторождения***

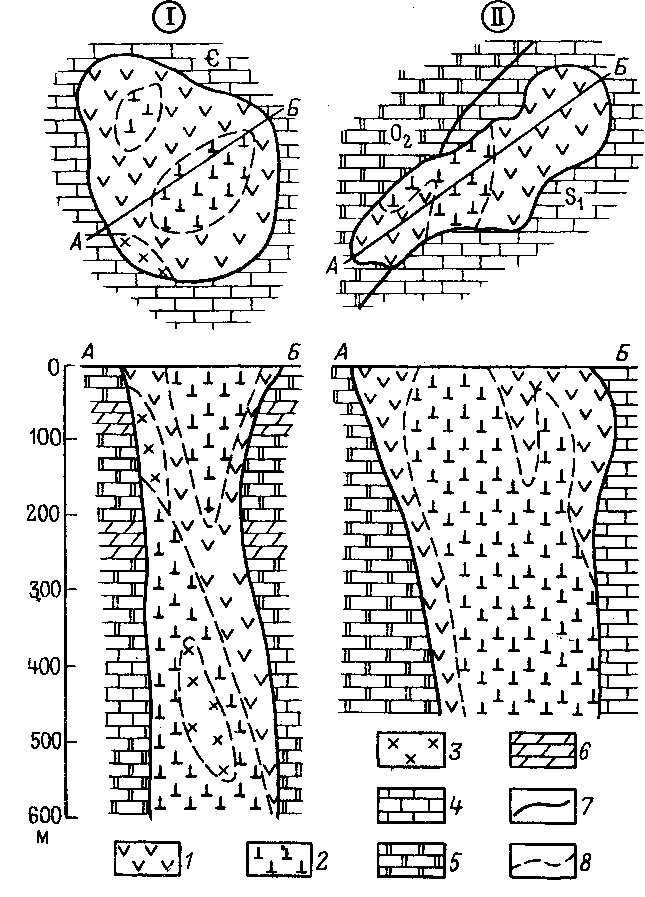
Содержание никеля в рудах обычно 0,4–3 %, меди 0,5–2 %, платины и платиноидов до 20 г/т и более. Кобальта на порядок меньше, чем никеля. По содержанию промышленных минералов руды подразделяются на богатые и бедные. Богатые руды направляются на металлургический передел, бедные руды предварительно обогащаются.

**Раннемагматические месторождения.** В числе раннемагматических месторождений известны многочисленные зоны вкрапленников и шлирообразных скоплений хромитов в перидотитах, титаномагнетитов в габброидах и графита в щелочных породах. Все они характеризуются отчетливым идиоморфизмом рудных минералов, сцементированных позднее выделившимися породообразующими силикатами. Однако из-за рассредоточенного характера оруденения и низкого содержания полезных компонентов крупные месторождения возникают редко.

Коренные месторождения алмазов в кимберлитах – главный представитель промышленных раннемагматических месторождений. Месторождения приурочены к участкам активизированных древних платформ – Африканской, Индийской, Австралийской, Северо-Американской и Южно-Американской.

Всего на земном шаре выявлено более 1600 кимберлитовых трубок, но только несколько процентов из них алмазоносны. Количество алмазоносных кимберлитов увеличивается от периферии к центру платформ.

Кимберлитовые трубки имеют в плане круглую или овальную форму, диаметр от нескольких метров до нескольких сотен метров и прослежены на глубину 2–3 км и более (рисунок 22).



*1* – кимберлит и кимберлитовый туф;

*2* – кимберлитовая брекчия; *3 –* кимберлит приконтактовой зоны карбонатизированный; *4* – известняк;

*5* – доломит; *6* – мергель; *7* – контур трубки; *8* – границы между разновидностями кимберлита

***Рисунок 22 – Строение кимберлитовых трубок (I – круглых, II – эллипсовидных в плане)***

Распределение алмазов внутри трубок равномерное, но, как правило, снижается с глубиной. Обычно алмазоносные трубки выполнены эруптивной брекчией, сцементированной кимберлитом. Величина алмаза указывается в каратах: 1 карат равен 200 мг. В природе встречаются алмазы массой от сотых долей карата до нескольких тысяч каратов; крупные алмазы встречаются редко.

При поверхностном разрушении алмазоносных кимберлитовых трубок в элювиальных, делювиальных и аллювиальных отложениях встречается характерная минеральная ассоциация (оливин, пироп, пикроильменит и хромдиопсид), являющаяся важным поисковым признаком коренных месторождений алмазов.

**Позднемагматические месторождения.** К позднемагматическим относятся месторождения хромитов и палладия, титаномагнетитов в породах габбро-пироксенит-дунитовой формации, а также апатит-нефелиновых и редкоземельных месторождений в щелочных породах. Для позднемагматических месторождений характерна сидеронитовая текстура руды (рудные минералы цементируют кристаллы ранее выделившихся породообразующих силикатов), эпигенетический характер рудных тел, крупные масштабы месторождений богатых по содержанию полезных компонентов руд. Обычны переходы от раннемагматических к позднемагматическим месторождениям, когда в массивах интрузивных пород встречаются как зоны вкрапленных руд ранней генерации, так и залежи массивных руд поздних этапов кристаллизации. Это указывает на непрерывность процесса магматической кристаллизации и изменение условий кристаллизации под влиянием летучих компонентов, ассимиляцию вмещающих пород.

Месторождения хромитовой формации в габбро-пироксенит-дунитовых массивах широко распространены в РФ (наУрале, Кавказе, в Сибири, на Камчатке, Сахалине), а также в Албании, Греции, Югославии, Турции, Иране, Пакистане, Индии, на Филиппинах, Мадагаскаре и Кубе.

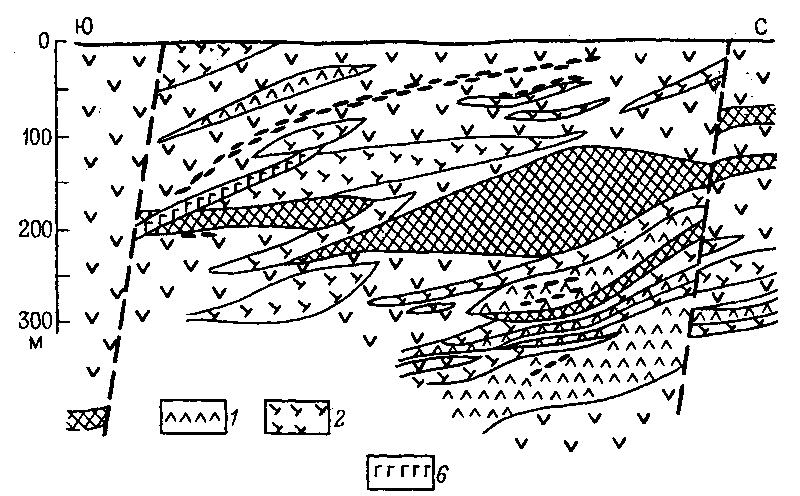
Ультраосновные массивы с позднемагматическими месторождениями хромитов размещены в эвгеосинклинальных областях, время их формирования от докембрия до кайнозоя включительно. Они располагаются в форме поясов и тесно сопряжены с региональными глубинными разломами.

Крупнейший Кемпирсайский хромитоносный массив, находящийся в Актюбинской области Казахстана, на южной оконечности Урала, в пределах Уралтаусского мегантиклинория, вытянут в субмеридиональном направлении на 82 км согласно с зоной разлома. Ширина массива от первых километров в северной части до 32 км в южной. Северная часть массива залегает согласно с направлением сланцеватости верхнепротерозойских отложений в висячем боку и ордовикских – в лежачем. Эта часть массива представляет собой моноклинально падающее на запад тело мощностью до 2,5 км с углами падения 40–60°. На поверхности массива отмечено три сводовых поднятия, в прогибах между ними встречены ксенолиты кровли, сложенные габбро-амфиболитами и верхнепротерозойскими сланцами. По геологическим и геофизическим данным массив имеет форму лакколита, залегающего между породами верхнего протерозоя и нижнего палеозоя. Под юго-восточной и северной хромитоносными частями массива геофизическими работами выявлены подводящие каналы, имеющие крутое восточное падение в сторону Магнитогорского синклинория. Время формирования интрузива 400 млн лет.

Массив сложен перидотитами (гарцбургитами) и дунитами, в различной степени серпентинизированными. В пределах массива известны более 160 хромитовых месторождений и рудопроявлений, размещающихся в четырех рудных полях. Все промышленные хромитовые месторождения размещены в Южно-Кемпирсайском рудном поле и тяготеют к двум субмеридиональным зонам протяженностью 22 км каждая. Вме­щающие породы представлены серпентинизированными дунитами.

В непосредственной близости от рудных тел в дунитах наблюдаются шлиры вкрапленных хромитовых руд (0,5–1 м в поперечнике), тонкие   
(1–10 см) жилки и прожилки массивных хромитов, а также содержащие пирротин и пентландит участки.

Контакты хромитов с вмещающими ультраосновными породами обычно резкие, нормальные, реже тектонические. Выклинивание рудных тел по падению и восстанию тупое, очень редко наблюдается расщепление рудных тел. Наиболее распространенные формы рудных тел – линейно-вытянутые жилоподобные линзы, реже изометрические линзы и столбообразные залежи (рисунок 23). Углы падения рудных тел 5–15°, реже до 45°; глубина залегания от приповерхностных (менее 250 м) до 1200 м (далее не прослежены).



*1* – гарцбургит; *2* – энстатитовый дунит; *3* – дунит; *4* – хромитовая руда;

*5* – маломощные шлировые хромитовые выделения;

*6* – габбро-диабаз; *7* – линии тектонических нарушений

***Рисунок 23 – Схематический геологический разрез Кемпирсайского месторождения***

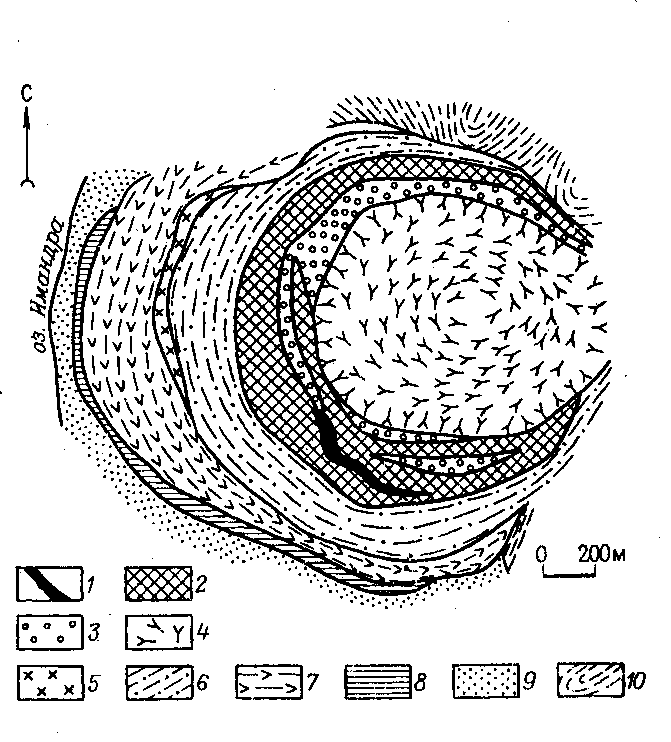
Размеры отдельных рудных тел варьируют в широких пределах от нескольких десятков метров до 1,5 км по простиранию, при мощности от нескольких до 150 м. Количество рудных тел на месторождениях колеблется от 1 до 99. На всех месторождениях рудные тела разбиты преимущественно субширотными нарушениями на отдельные блоки, иногда перемещенные на расстояние от нескольких десятков до 300 м.

Руды массивной, вкрапленной и нодулярной текстур сложены магнохромитом и, в подчиненном количестве, алюмохромитом, оливинитом или серпентином, развивающимся по оливину. Среднее содержание хромшпинелидов в рудах колеблется от 80 до 90 %, серпентина от 5 до 15 %. В массивных хромитовых рудах содержание Сr2О3 55–63, в густовкрапленных – 45–55 %. Содержание глинозема – 8–15 %, оксида магния – 10–30 %.

По химическому составу руды Южно-Кемпирсайских месторождений относятся к высокосортным с низким содержанием оксида двухвалентного железа, кремнезема, оксида кальция, серы и фосфора.

Месторождения апатит-нефелиновой формации приурочены к Хибинскому массиву нефелиновых сиенитов – конической интрузии центрального типа с незамкнутым на востоке кольцевым строением (рисунок 24). Его площадь 1300 км2. Возраст массива девонский – 300 млн лет. Массив формировался при многократном внедрении щелочной магмы.

Залежи апатит-нефелиновых руд пространственно связаны с интрузией ийолит-уртитовых (нефелин-эгириновых) пород, прослеживающихся на расстояние более 70 км. Интрузия залегает между грубозернистыми (хибинитами) и среднезернистыми (рисчорритами) нефелиновыми сиенитами и падает к центру массива под углом 2–70°.



*1 –* апатит-нефелиновые руды;

*2* – ийолит-уртиты, малиньиты, рисчорриты; *3* – нефелиновые сиениты;

*4* –фойяиты; *5* – щелочные сненит-порфиры; *6* – хибиниты трахитоидные;

*7* – хибиниты гранитоидные;

*8* –контактовые роговики;

*9* –эффузивно-осадочная толща (докембрий); *10*—гнейсы (докембрий)

***Рисунок 24 – Схематическая геологическая карта Хибинского щелочного массив***

Рудные тела представлены пластообразными и линзообразными залежами протяженностью до нескольких километров при мощности до 200 м. Глубина распространения руд по вертикали достигает 1,5 км. В висячем боку рудных тел располагаются богатые пятнистые и пятнисто-полосчатые апатит-нефелиновые руды, содержащие 60–80 % апатита. В лежачем боку залегают бедные линзовидно-полосчатые и сетчатые апатит-нефелиновые руды с содержанием апатита 40–45 %.

Апатит-нефелиновые руды пространственно и генетически связаны с комплексом щелочных пород, внедрение которых постепенно смещалось от периферии к центру. Обособление апатитовых руд происходило в процессе кристаллизационно-гравитационной дифференциации расплава.

***Контрольные вопросы***

1. Как подразделяются магматические месторождения.
2. Условия образования раннемагматических месторождений, примеры месторождений.
3. Как образуются позднемагматические месторождения, примеры месторождения.
4. Условия образования ликвационных месторождений, примеры месторождений.
5. Назовите типичные магматические эффузивные месторождения.
6. Характерные признаки магматических месторождений.

**Практическая работа № 5 ПЕГМАТИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

***Цель работы:*** изучить генезис пегматитовых месторождений.

***Теоретическая часть.***

К пегматитовым относят группу месторождений полезных ископаемых, связанных со своеобразными позднемагматическими образованной – пегматитами, формирующимися на завершающих стадиях затвердевания глубинных интрузивных массивов из их наиболее поздних остаточных расплавов, внедрившихся в трещинные полости, в которых они затем и кристаллизуются.

Пегматиты представляют собой разнозернистые, в том числе крупнозернистые и гигантозернистые, породы, залегающие внутри или реже – в непосредственной близости от глубинных интрузивных массивов, с которыми они имеют большое сходство основного минерального состава. Тела пегматитов имеют жилообразную или линзовидную форму и характерное, часто зональное внутреннее строение, подчеркиваемое наличием концентрических разнозернистых зон разного минерального состава, часто со следами замещения более ранних ассоциаций слагающих их минералов более поздними.

Пегматиты присутствуют в образованиях геосинклинальных зон, а также в областях платформенной активизации. Пегматиты всегда связаны с весьма глубинными (2–10 км), обычно многофазными интрузивными массивами разного, но преимущественно кислого состава, с которыми ассоциируют наиболее распространенные кислые гранитные существенно слюдисто-кварц-полевошпатовые пегматиты. В кислых пегматитах часто отмечается характерная структура прорастания кварца и микроклина, при этом врастания зерен серого кварца напоминают древние письмена («письменный гранит»).

Реже встречаются пегматиты, связанные с щелочными интрузиями и имеющие в основном эгирин-полевошпат-нефелиновый состав и содержащие иногда значительные количества апатита, а также минералов титана, циркония, ниобия и редких земель (титанит, ильменит, циркон, пирохлор, лопарит и др.). Еще реже отмечаются пегматиты, связанные с основными и ультраосновными интрузиями и имеющие в составе основной и средний плагиоклаз, ромбический пироксен, оливин, амфибол, биотит и содержащие апатит, гранат, титаномагнетит, титанит, циркон и иногда пирротин, пентландит, халькопирит.

Важное промышленное значение имеют только пегматиты кислого состава, остальные пегматиты представляют в основном лишь минералогический интерес.

С кислыми пегматитами связаны месторождения керамического сырья, мусковита, редких металлов – лития, бериллия, тантала, ниобия, цезия, редких земель, олова, урана, а также драгоценных и поделочных камней, пьезокварца, турмалина, оптического флюорита и др.

Среди минералов, присутствующих в пегматитах, есть минералы, характерные только для этого типа образований и в месторождениях других генетических групп не наблюдающиеся (например, сподумен и поллуцит). Главные породообразующие минералы пегматитов – те же минералы, которые слагают интрузивные массивы, с которыми они ассоциируют, но в пегматитах эти минералы имеют более крупнозернистую структуру и содержат включения большой группы новых, характерных именно для пегматитов минералов.

В состав минералов гранитных пегматитов входят такие характерные компоненты, как щелочные металлы (калий, натрий, литий, рубидий, цезий), редкие металлы (бериллий, цирконий, тантал и др.) и летучие компоненты (вода, углекислота, фтор, бор, хлор, водород, сера, фосфор и др.). Минералы, в состав которых входят эти компоненты, являются важнейшими в промышленном отношении.

Общее количество минералов в пегматитах достигает нескольких сотен. Размеры выделений этих минералов, как породообразующих, так и промышленных, часто достигают в пегматитах гигантских величин. Так, в пегматитах Казахстана известны кристаллы кварца длиной более 7 м и массой 70 т, в Норвегии известен гигантский микроклин (более 10 м, 100 т), в штате Мэн (США) – сподумен (до 15 м), берилл (более *5* м, до 18 т), турмалин   
(до 3 м). На Урале известны кристаллы топаза массой до 60 кг. В пегматитах разных регионов отмечаются пластины биотита и мусковита размером   
до 3–7 м2.

Кроме выделения крупных минеральных индивидов часто в пегматитах присутствуют скопления ценных минеральных агрегатов, создающих в отдельных участках весьма высокие концентрации многих редких элементов. Пегматитовые тела, содержащие ценные минералы, обычно присут**с**твуют группами, образуя обширные пегматитовые поля, что определяет большую промышленную значимость некоторых пегматитовых месторождений.

Пегматитовые тела обычно не сопровождаются характерными метасоматическими изменениями вмещающих пород. Практически не наблюдается также их взаимопересечений. Вместе с тем для внутреннего строения многих пегматитов, наоборот, весьма характерна роль метасоматических явлений, в значительной степени определяющих развитие внутренней зональности пегматитовых тел.

По характеру контактов пегматитовых тел с вмещающими породами и особенностям их внутреннего строения большинство исследователей подразделяет пегматиты на три структурные группы.

1. Пегматиты с резкими контактами и секущим положением по отношению к вмещающим породам, с разной степенью проявления – от отсутствия до отчетливого развития метасоматоза и зональности внутреннего строения тел.

2. Пегматиты с отчетливыми контактами с вмещающими породами интенсивным проявлением метасоматического замещения и зональности внутреннего строения тел.

3. Пегматитовые тела часто изометричной и линзовидной формы с нерезкими контактами со следами перекристаллизации и замещения вмещающих пород, постепенно переходящих в пегматиты.

К пегматитам первой группы в основном относятся наиболее простые по составу и строению жилы гранитных кварц-микроклиновых пегматитов, изредка содержащих обычно небольшие примеси слюд, турмалина, граната и других минералов, иногда имеющих чисто кварцевое ядро без следов замещения и перекристаллизации.

Кварц и микроклин в этих пегматитах обычно присутствуют в устойчивом соотношении (приблизительно 1:3) и образуют характерную пегматитовую структуру срастания зерен, напоминающую древние клинописные письмена («письменный гранит»). Такая структура срастания кварца и микроклина свидетельствует об образовании этих пегматитов при наименьшей (эвтектической) температуре их совместной кристаллизации из остаточного пересыщенного летучими кислого магматического расплава. Эта температура около 600° С.

Простые кварц-микроклиновые пегматиты разрабатываются для получения керамического сырья.

С зональными пегматитами второй и частично первой группы связаны важнейшие месторождения оптических кварца, флюорита, драгоценных камней и основные редкометальные и мусковитовые месторождения.

В телах пегматитов третьей группы лишь иногда содержатся промышленные скопления в основном слюд. Они обычно залегают в древних докембрийских высокометаморфизованных породах, с которыми они обязаны постепенными переходами. В отличие от предыдущих магматогенных пегматитов эти пегматиты, вероятно, имеют метаморфогенное происхождение.

Морфология и условия залегания отдельных пегматитовых тел, как и любых эпигенетических тел, определяются главным образом тектоническими деформациями вмещающих их пород. Если эти деформации являются секущими по отношению к вмещающим породам, то по ним образуются секущие жилы, если они близки к согласным, то образуются послойные пегматитовые жилы. Иногда отмечаются очень пологие пегматитовые жилы, которые обычно залегают в краевых частях интрузивных массивов и связываются с образованием в них трещин контракции. Отмечаются также линзообразные и в сечении – близкие к изометричным – штокообразные пегматитовые тела.

Мощность пегматитовых тел бывает весьма разной – от долей метра и нескольких метров до десятков и изредка первых сотен метров, а протяженность по простиранию составляет от метров и десятков метров до сотен и даже нескольких километров. По падению они прослеживаются от метров до десятков и иногда нескольких сотен метров.

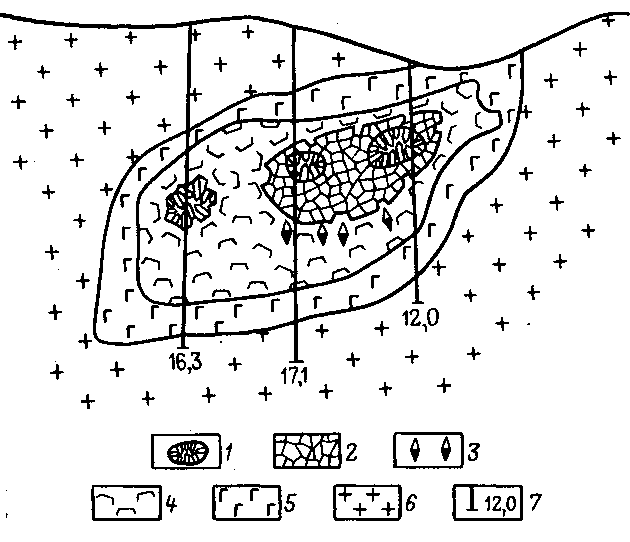
Пегматиты и пегматитовые месторождения присутствуют во всех возрастных группах геологических образований – от архейских до кайнозойских.

**Пегматиты малых глубин.** Пегматиты малых глубин (хрусталеносные) залегают обычно среди материнских гранитов, прорывающих слабометаморфизованные породы, связь пегматитов с которыми проявляется в наименее отчетливой форме. В то же время связь этих пегматитов с гранитами является наиболее четко выраженной, характерным является их залегание, обычно в апикальных (в Казахстане) или эндоконтактовых (на Волыни) частях материнских интрузий, которые всегда являются послескладчатыми.

Минимальную глубину формирования таких пегматитов можно оценить исходя из представления о том, что условием их образования является сосуществование водонасыщенного силикатного расплава и водного флюида, находящегося в состоянии, близком к критическому. Минимальным давлением, при котором это становится возможным, как показывают результаты экспериментальных исследований, является интервал   
200–500 МПа, что соответствует глубинам не менее 1,5–2 км. Общий интервал глубин образования таких пегматитов оценивается в 1,5–3,5 км. С этими пегматитами связаны месторождения неметаллов – пьезокварца, оптического и металлургического флюорита, кварца и иногда ювелирных камней (топазы, бериллы, турмалины).

Пегматиты малых глубин образуют в гранитах чаще всего шлиры изометричной или овальной формы, реже жильные и трубчатые тела. Обычно в них присутствуют занорышевые, миароловые или камерные полости, встречающиеся группами и вмещающие кристаллосырье. Вертикальный размах развития этих пегматитов измеряется обычно десятками и первыми сотнями метров, достигая в исключительных случаях одного километра.

Процесс образования пегматитов малых глубин характеризуется кристаллизацией пегматита с появлением миароловых пустот, на стенках которых создаются условия для свободного роста крупных хорошо образованных кристаллов горного хрусталя, флюорита, иногда драгоценных камней, что в какой-то степени сближает процесс минералообразования в них с процессом искусственного роста кристаллов в автоклавах. Размеры тел камерных пегматитов изменяются от нескольких до 30–50 м2, редко более (рисунок 25). Присутствуют они группами, в центре которых находятся 1–2 наиболее крупных тела. Площадь распространения групп таких пегматитовых тел составляет десятки и сотни тысяч квадратных метров.



*1* – друзовый кварц;

*2* – блоковый кварц;

*3* – крупнозернистый флюорит;

*4* – блоковый микроклин и альбит;

5 – графический пегматит;

*6* – граниты;

*7* – скважины и их глубина в метрах

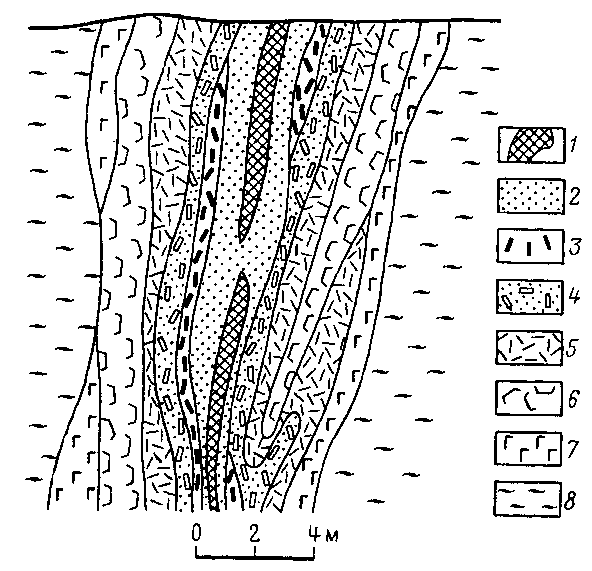
***Рисунок 25 – Схематический разрез хрусталеносных пегматитов***

**Пегматиты средних глубин.** Пегматиты средних глубин (редкометальные) залегают среди пород, относимых к средней – кордиерит-амфиболитовой фации регионального или роговообманково-роговиковой фации контактового метаморфизма. Вертикальный размах развития этих пегматитов в интервале глубин 3,5–7 км. Связь редкометальных пегматитов с гранитами проявляется в более сложной форме, поскольку они часто залегают вне гранитных плутонов и на значительном от них удалении.

Поля редкометальных пегматитов в складчатых областях располагаются в зонах пологого экзоконтакта гранитных массивов в области развития пород вышеназванных фаций метаморфизма или в пределах крупных ксенолитов вмещающих пород, располагающихся в самих гранитных плутонах. Пегматитовые поля – линейно-вытянутые – протягиваются полосой шириной в 3–8 км до 30 км (в Афганистане) и длиной по простиранию – 5–15 до 90 км. Пегматиты представлены телами выполнения трещин скалывания или отрыва. Формы тел – жильные с раздувами и ответвлениями, иногда линзо- и трубообразные. Размеры отдельных тел по простиранию – десятки и сотни метров, до пяти километров (Афганистан).

В докембрийских образованиях пегматитовые поля располагаются до периферии древних щитов и срединных массивов в породах соответствующих фаций метаморфизма и связаны с узкими – линейно вытянутыми зонами прогибов. С пегматитами этой формации связаны концентрации ценных компонентов: тантала и ниобия в танталит-колумбите (Fе, Mn)(Ta, Nb)2O6 и микролите (Na, Са, Th, TR (Та, Nb, Ti)2(O, ОН, F)7; лития в сподумене LiAlSi2O6 и лепидолите K2(Li, Al)3(Si3Al10)2(F, OН)4; цезия в поллуците CsAlSi2O6; рубидия в поллуците и лепидолите; бериллия в берилле Al2Be3Si6O18; олова в касситерите SnO2.

Иногда в них появляются хрусталь и ювелирные камни – прозрачные разновидности сподумена, берилла и особенно – турмалина. Драгоценные камни, являющиеся разновидностями редкометальных минералов, характерны для пегматитов, вероятно, переходных от средних к малым глубинам, о чем свидетельствует появление в них пустот – занорышей с кристаллами драгоценных камней. Пегматиты этой формации обычно характеризуются сложным зональным внутренним строением, которое связано с изменением и усложнением минерального состава, а также морфологических особенностей отдельных минералов по направлению от периферии пегматитовых тел к их ядру, а также по простиранию и восстанию крупных пегматитовых жил. Ядерная часть таких тел может быть выполнена кварцем или микроклином и являться обедненной редкометальными минералами (рисунок 26).



*1*–*7* – зоны. (*1* – блокового кварца,

*2* – микроклин-лепидолит-альбитовая с танталитом и поллуцитом, *3* – альбит-сподуменовая, *4* – альбитовая,

*5* – микроклин-мусковит-альбитовая с бериллом, *6* – блокового микроклина,

*7* – графическая кварц-микроклиновая); *8* – вмещающие гнейсы

***Рисунок 26 – Схематический разрез жилы редкометальных пегматитов***

Редкометальные пегматиты широко распространены во всем мире. Один из крупнейших поясов молодых кайнозойских редкометальных пегматитов известен в восточном Афганистане, где он протягивается почти на 800 км. Пегматиты Афганистана связаны с гранитным комплексом мел-палеогенового возраста, от интрузий третьей фазы которого к ним иногда наблюдаются постепенные переходы (через шлировые пегматиты). Они залегают как в различных по составу интрузивах ранних фаз этого комплекса (пологие жилы в трещинах контракции), так и чаще в их экзоконтакте в метаморфизованных породах от протерозойского до триасового возраста (крутые жилы).

Здесь выделено 15 пегматитовых полей размером до 30×100 км2, в пределах которых выявлены многие сотни отдельных пегматитовых жил размером до 60 м по мощности и до 5 км по протяженности по простиранию и до 1 км – на глубину, прослеженную благодаря резкой расчлененности здесь рельефа.

Выделяется 5 основных минеральных типов пегматитов, залегающих вне связи с составом вмещающих пород – от олигоклаз-микроклиновых с крупным мусковитом и мелким бериллом и мусковит-альбит-микроклиновых с шерлом и крупным бериллом (кристаллы до 1 м) к характеризующемуся значительным развитием метасоматоза лепидот-сподумен-альбитовому типу с танталитом, микролитом, поллуцитом, касситеритом и иногда присутствующими в основном в занорышах драгоценными камнями и хрусталем. Ювелирное кристаллосырье в пегматитах Афганистана представлено прежде всего сподуменами – прозрачными интенсивно меняющими окраску при повороте розово-фиолетовым кунцитом и зеленым гидденитом, а также желтым трифаном и полихромными и цветными турмалинами – розовым рубеллитом, зеленым верделитом и синим индиголитом. Присутствуют и ювелирные бериллы – розовый воробьевит, сине-зеленый аквамарин и бесцветный ростерит. Размеры ювелирных кристаллов достигают нескольких сантиметров, а содержания их от 10–15 до 150 г/м3 (кунцит).

**Пегматиты больших глубин.** Пегматиты больших глубин (слюдоносные) располагаются среди метаморфических пород высокой альмадин-амфиболовой фации метаморфизма. Вертикальная амплитуда распространения этих пегматитов составляет не менее 2,5 км. Учитывая их более глубинное, чем редкометальных пегматитов образование, интервал глуши их формирования можно оценить в 7–10 км. С этой формацией связаны все промышленные пегматитовые месторождения мусковита и некоторые керамические пегматиты. Иногда в них содержится также и бериллиевая минерализация (Индия); тогда пегматиты приобретают черты переходной мусковит-редкометальной формации.

Слюдоносные пегматиты преимущественно синорогенные, структура их в основном определяется складчатыми деформациями, связанными с ними процессами трещинообразования и проявлением выполняемых пегматитами трещин отслаивания. Иногда пегматитовые тела образуются путем интенсивного замещения и переработки вмещающих гнейсов. Тогда они имеют неправильную форму и сопровождаются постепенными переходами к вмещающим породам. Примером распространения этой формации является Мамско-Чуйская слюдоносная провинция – одна из крупнейших в мире. Она представляет собой асимметричный синклинорий, сложенный ритмично-слоистой толщей верхнепротерозойских кристаллических сланцев. К ядерной части центрального поднятия синклинория тяготеют несколько крупных гранитогнейсовых куполов, к апикальным частям которых приурочены крупные пегматитоносные массивы жильные проявления пегматитов, с которыми связаны основные промышленные месторождения мусковита. Большинство исследователей провинции связывают образование пегматитов с раскрытием трещин в связи с процессами складкообразования в позднеорогенный период, сопровождавшимися развитием поперечных складчатых деформаций. Поэтому интенсивность и морфология складчатости являются в этом участке фактором прогнозной оценки залегающих в этих складках мусковитовых пегматитов.

Пегматитоносные массивы представлены мощными седловидными залежами мелко- и среднезернистых пород с гнездами пегматитов графической и пегматоидной структур, содержащих значительное количество крупнолистового промышленного мусковита. Иногда многочисленные гнезда такиx мусковитовых пегматитов контролируются структурами типа гигантских штокверков, имеющих размеры в сотни метров и километры.

Важнейшие жильные и трубообразные пегматитовые тела провинции проявлены как на участках развития седловидных залежей, так и самостоятельно. Мощность пегматитовых жил главным образом 1–10 до 60 м при протяженности по простиранию от нескольких до 800 м. Жилы в основном представлены незамещенными биотит-плагиоклаз-кварц-калишпатовыми инъекционными пегматитами, не содержащими промышленной руды. Лишь 2–7 % этих жил в разной степени подвержены кварц-мусковитовому замещению с образованием сложных продуктивных мусковитоносных тел, составляющих ту или иную часть пегматитовой жилы. Содержания мусковита составляют от нескольких единиц до десятков килограммов на кубический метр, качество его определяется размером и бездефектностью его кристаллов.

**Пегматиты весьма больших глубин.** Пегматиты этой формации проявляются в высокометаморфизованных толщах древних щитов, сложенных породами высшей гранулитовой фации метаморфизма. Она формируется на глубинах более 10–11 км и обычно не несет промышленного оруденения. Эти пегматиты сложены, как правило, среднезернистыми или графическими пегматитами, которые могут представлять интерес как керамическое сырье. В пегматитах иногда присутствуют концентрации ортита (Са, Се)2(Fe, Al)SiO4 × Si2O7O(ОН) или монацита (Се, Th, La)PO4 – ценных редкоземельных минералов, которые могут накапливаться при образовании россыпей. Эти пегматиты чаще имеют шлировидную форму и постепенно через мигматитовые зоны переходят во вмещающие высокометаморфизованные породы, что свидетельствует о их метаморфическом происхождении.

***Контрольные вопросы***

1. Что такое пегматиты, их основные петрографические типы, особенности их| строения и залегания, формы и размеры тел, с какими породами они бывают связаны, их возрастная характеристика?
2. Каковы основные особенности минералогического состава и строения гранитных пегматитов. Какие формы тел для них характерны, каковы их взаимоотношения с вмещающими породами и их внутреннее строение?
3. Какими свойствами характеризуются пегматиты, относимые к основным промышленным формациям гранитных пегматитов, какой основной фактор рассматривается определяющим для их образования, какие полезные ископаемые в них присутствуют и в каких минералах и содержаниях?
4. Назовите основные полезные ископаемые, добываемые из пегматитовых месторождений; какие из них добываются преимущественно из этого типа месторождений?
5. Какие существуют основные теории образования пегматитов, какими данными они обосновываются, на изучении преимущественно каких типов пегматитов они разрабатывались?

**Практическая работа № 6 КАРБОНАТИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

***Цель работы:*** изучение генезиса карбонатитовых месторождений.

***Теоретическая часть.***

Карбонатитами называют эндогенные скопления карбонатов (кальцита, доломита, реже анкерита и сидерита), пространственно и генетически связанные с интрузивными комплексами центрального типа, эволюционировавшими в процессе образования от ультраосновных до щелочных пород. Среди них выделяются концентрически-зональные штоки типа вулканических горловин, лополитообразные конические массивы, системы радиальных, кольцевых и полукольцевых даек; последние развиваются по коническим трещинам, сходящимся или расходящимся на глубине. Значительно реже образуются трещинные линейно вытянутые массивы, встречаются также комбинированные интрузии. Площади выходов карбонатитовых интрузий составляют обычно десятки, реже сотни и тысячи квадратных километров.

Карбонатиты встречаются на активизированных зонах платформ срединных массивов и на участках завершенной складчатости, приурочены к глубинным разломам, параллельным краю платформы, рассекающим срединные массивы и зоны сочленения платформ со складчатыми областями. Время их образования от палеозоя до современных. Периоды их образования совпадают со временем складкообразования в примыкающих геосинклиналях. Глубина формирования – 1,5–10 км, температура образования – 600–150 °С, давление – 100–60 МПа. Частично карбонатиты кристаллизуются на глубине из магматических расплавов; большая часть карбонатитов формируется из вскипающих газоводных растворов-расплавов, насыщенных углекислотой и отделяющихся от магмы.

По условиям формирования выделяются «открытые» и «закрытые» массивы. «Открытые» массивы достигают дневной поверхности, где образуют вулканы, жерла которых выполнены ультраосновными щелочными эффузивами и эксплозивными образованиями, сменяющимися на глубине карбонатитами, щелочными и ультраосновными породами.

«Закрытые» массивы формировались на глубине и не имели выхода на дневную поверхность. В них отсутствуют эффузивные породы и пирокласты, а участки с максимальным развитием карбонатитов удалены от апикальных частей массивов.

Формирование начинается с внедрения ультраосновной (дунит-перидотитовой) магмы и переходит через ультраосновные – щелочные (мейтельгиты, ийолиты, уртиты и др.) к щелочным (нефелиновые сиениты) породам, после которых образуются карбонатиты. Вмещающие породы претерпевают силикатный и щелочной метасоматоз с образованием биотитовых слюдинитов и фенитов, ореолы которых имеют мощность десятки – сотни метров, редко несколько километров. Развитие пород, как правило, идет центростремительно, иногда центробежно. Первые образуются при одновременной раскристаллизации, вторые в несколько фаз, с последовательным внедрением через большие промежутки времени (сотни миллионов лет).

Карбонатиты состоят на 80–90 % из карбонатов. В них встречается около 150 минералов, типоморфными являются флогопит, титаномагнетит, магнетит и апатит, а также редкие – пирохлор, гатчеттолит (урансодержащий пирохлор), бадделеит (диоксид циркония), перовскит (титанат редких земель), монацит (фосфат редких земель), карбонаты редких земель (синхизит, паризит, бастнезит) и стронция (стронцианит), халькопирит, борнит, молибденит, галенит, сфалерит, флюорит.

Для большинства карбонатитов установлен стадийный характер минералообразования. Характерный для ранних стадий кальцит сменяется доломитом, а затем анкеритом и сидеритом. В посткарбонатитовый этап магнезиально-железистые карбонаты вновь сменяются кальцитом. Минералы титана и циркония, весьма характерные для первых стадий карбонатитового процесса, сменяются минералами циркония и ниобия, затем тантала и ниобия, далее ниобия и редких земель и на последних стадиях меди, свинца, цинка и флюоритом. Эволюция редкоземельных минералов происходит от карбонатов к фторкарбонатам, затем фосфатам и, наконец, силикатам (ортит).

Текстура карбонатитов массивная, полосчатая, узловатая и плойчатая за счет выделения темноцветных акцессорных минералов среди карбонатной массы. Структура зернистая, размер зерен убывает от ранних к поздним стадиям кристаллизации. Среди карбонатитовых месторождений выделяют:

1. Редкометально-редкоземельные месторождения: гатчеттолит-пирохлоровые; бастнезит-паризит-монацитовые; перовскит-титаномагнетитовые. Редкометально-редкоземельные месторождения включают около 90 % мировых запасов ниобия и 10 % тантала, при содержании пятиокиси ниобия 0,1–0,3 %, пятиокиси тантала 0,001–0,3 %, редких земель от десятых долей до нескольких процентов. Масштабы месторождений по ниобию от крупных до уникальных, по танталу от средних до крупных, по редким землям от средних до уникальных.

2. Апатит-магнетитовые месторождения (с бадделеитом) – средние по запасам магнетитовых и апатитовых руд, крупные по запасам циркония.

3. Месторождения цветных металлов (меди, молибдена, свинца и цинка) – с мелкими до крупных запасами.

4. Флогопитовые месторождения – со средними до крупных запасами.

5. Флюоритовые месторождения – с мелкими до средних запасами.

На поздних стадиях карбонатитового процесса широко распространены щелочные амфиболы, представленные крокидолитом – голубым асбестом. В зонах дезинтеграции флогопит-форстеритовых жил обнаружены ювелирные разности хризолита.

В настоящее время известно более 200 массивов ультраосновных щелочных пород, в которых обнаружены карбонатитовые месторождения, около половины из них находится в странах восточной и южной Африки, четвертая часть в Карело-Кольской, Тиманской, Кокчетавской, Приенисейской, Восточно-Саянской, Алданской и Сихоте-Алинской провинциях.

Карбонатитовые месторождения известны также в США, Канаде, Боливии, Германии, Швеции, Норвегии, Финляндии, Гренландии, Индии, Афганистане, Австралии, Китае.

Белозиминское апатитовое редкометальное месторождение в Восточной Сибири приурочено к массиву кальцитовых карбонатитов, который расположен в зоне сочленения Сибирской платформы с ее складчатым обрамлением и контролируется региональным глубинным разломом северо-западного простирания.

Массив является типичным интрузивом центрального типа с крутыми контактами и концентрически-зональным строением. Внешняя часть массива (меньше половины площади) сложена щелочно-ультраосновными (ийолиты, уртиты, мельтейгиты с реликтами пироксенитов) и щелочными (нефелиновые сиениты) породами, а центральную часть (больше половины площади) слагают карбонатиты. Вмещающие породы – верхнепротерозойские филлитовидные сланцы и конгломераты – на контакте с массивом превращены в фениты. На месторождении выделяются ранние кальцитовые и поздние кальцит-доломитовые и доломит-анкеритовые карбонатиты. Кальцитовые карбонатиты подразделяются на две стадии образования.

*Карбонатиты первой стадии* – крупнозернистые, безрудные, содержащие авгит-диопсид, форстерит и биотит. Текстура их массивная, полосчатая. Развиты по периферии карбонатитов, а также образуют жильные тела среди силикатных пород массива и во вмещающих породах.

*Карбонатиты второй стадии* – крупно- и среднезернистые, содержат диопсид, форстерит, флогопит, магнетит и апатит. Текстура их атакситовая (беспорядочная), пятнисто-полосчатая и пегматоидная. Залегают они среди карбонатитов первой стадии и вдоль контакта их с силикатными породами, образуя дугообразные и кольцевые зоны. С карбонатитами второй стадии связаны все рудные залежи тантало-ниобиевого и ниобиевого оруденения. Типичными рудными минералами этих карбонатитов являются пирохлор, гатчеттолит, бадделеит и циркелит.

В участках развития анкерита ведущим минералом становится колумбит. Типичными спутниками пирохлора являются апатит и магнетит. В пирохлоровых рудах содержится 4–5 % Р2О5, что делает эти руды комплексными, из которых можно получить пирохлоровый и апатитовый концентраты.

Ковдорское апатит-магнетитовое месторождение находится на юго-западе Мурманской области и приурочено к односменному массиву ультраосновных щелочных пород и карбонатитов площадью 40 км2. Массив является многофазным интрузивом центрального типа и сложен последовательно внедрившимися оливинитами, йолитами, мейтельгитами и нефелиновыми сиенитами, а также сложным комплексом метасоматитов и карбонатитов (рисунок 27).

|  |  |
| --- | --- |
|  | *1* – доломитовые карбонатиты; *2* – кальцитовые карбонатиты  *(а* – неправильной формы,  *б* – жильные); *3* – кальцит-магнетитовые руды;  *4* – магнетитовые руды;  *5* – апатит-магнетитовые руды;  *6* – апатит-форстеритовые породы; *7* – щелочные изверженные породы;  *8* – пироксениты; *9* – фениты  ***Рисунок 27 – Схематическая геологическая карта Ковдорского месторождения*** |

Магнетитовые руды и магнетитосодержащие породы слагают вытянутое в субмеридиональном направлении рудное тело длиной свыше 1,3 км и шириной 100–800 м, залегающее среди ийолитов и пироксенитов в юго-западной части массива. Разведано до глубины 700 м. Рудная залежь окружена сплошной оторочкой флогопит-апатит-форстеритовых пород мощностью от 20 до 120 м, отделяющей рудные тела от вмещающих ийолитов и пироксенитов. Эти породы встречаются и внутри залежи в виде полос, пятен, линз.

Руды месторождений состоят из апатит-форстеритовых пород, пронизанных жилами магнетита и прожилками кальцита. Последние часто переходят в карбонатиты. Преобладают руды с небольшим содержанием кальцита: апатит-форстерит-магнетитовые, форстерит-магнетитоые и флогопит-апатит-форстерит-магнетитовые. По текстурам среди руд различаются полосчатые, вкрапленные, пятнистые и массивные. Структура руд аллотриоморфнозернистая. Размеры зерен магнетита 0,5–5 мм до нескольких сантиметров. В незначительном количестве встречаются ильменит, пирохлор, циркелит, гатчеттолит, пирротин, халькопирит, пирит, марказит, неравномерно распределенные в магнетитовых рудах. Все разновидности магнетитовых руд и карбонатиты содержат неравномерную вкрапленность бадделеита.

В рудах содержится (в %): Fe 20–55 (в среднем 29); MgO 15–17; СаО 11–12; Р 2,9; S 1, 2; Мn и ТiO2 – десятые доли процента. Из руд месторождения извлекают магнетитовый, апатитовый и бадделеитовый концентраты.

Флогопитовые месторождения в карбонатитах формируются в динамической обстановке трещинной тектоники и многофазной (до 5–7 фаз) интрузивной деятельности, сопровождавшейся пульсацией постмагматических растворов. Химический состав среды минералообразования карбонатитов, отличающийся высокой концентрацией железо-магнезиальных компонентов ультраосновных пород, а также глинозема и щелочей щелочных пород, создавал благоприятные условия для образования флогопита. Пульсация постмагматических растворов на границе ультраосновных и щелочных пород способствовала многократному накоплению флогопита разных периодов образования. В некоторых массивах карбонатитов насчитывается до двух десятков генераций флогопита.

Крупные промышленно-ценные кристаллы флогопита находятся в горных породах, обладающих крупно- и гигантокристаллической структурой. Наиболее мощные скопления флогопита установлены в оливинитах и пироксенитах или в мелилитах. Они явно тяготеют к контакту высокожелезисто-магнезиальных пород с щелочными.

В зонах повышенной концентрации крупных кристаллов флогопита встречается несколько типов оруденения: 1) крупные зоны со сплошным ослюдением; 2) серии флогопитовых жил и прожилков; 3) неравномерная вкрапленность и рассеянные гнезда.

Размеры кристаллов варьируют от десятков сантиметров до нескольких метров в поперечнике. Распределение флогопита в массивах ультраосновных щелочных пород в плане подчиняется кольцевому или неполнокольцевому рисунку. Размеры участков, насыщенных флогопитом, – от десятков до многих сотен квадратных метров, даже километров.

Содержание промышленно ценного флогопита в рудах варьирует от десятков и сотен килограммов в кубическом метре до сплошных слюдяныхмасс. Качество слюды невысокое. В ней много пузырьковых включений, приуроченных к определенным зонам нарастания кристаллов. Поэтому при переработке флогопита значительная часть его уходит в отходы. Запасы флогопита в ряде массивов карбонатитов весьма крупные.

***Контрольные вопросы***

1. Каковы условия образования карбонатитовых месторождений?
2. Перечислите разновидности карбонатитовых месторождений и виды полезныхископаемых, на которые они разрабатываются.
3. Дайте характеристику месторождений апатитовой, апатит-магнетитовой и флогопитовой формаций.

**Практическая работа № 7 СКАРНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

***Цель работы:*** изучить генезис скарновых месторождений.

***Теоретическая часть.***

Скарнами называют породы известково-силикатного состава, образовавшиеся метасоматическим путем в приконтактовой зоне интрузивов среди карбонатных и в меньшей степени силикатных пород. Когда в них накапливается ценное минеральное сырье, образуются скарновые месторождения полезных ископаемых.

По составу исходных пород скарны подразделяются на три разновидности:

1. Известковые скарны, образованные при замещении известняков, наиболее распространенные. Типоморфные минералы – гранаты (гроссуляр – андрадит) и пироксены (диопсид – геденбергит).

2. Магнезиальные скарны, возникшие при замещении доломитов. Типоморфные минералы – диопсид, форстерит, шпинель, флогопит, людвигит, магнетит, доломит.

3. Силикатные скарны, сформированные по интрузивным, эффузивным и реже осадочным силикатным породам. Состав их подобен известковым скарнам, наиболее характерный минерал – скаполит.

Скарновые месторождения, по инфильтрационно-диффузионной гипотезе Д.С. Коржинского, формируются вблизи границы силикатных и карбонатных пород в связи с циркуляцией горячих растворов, привносящих химические соединения, выносимые из глубинных магматических очагов или заимствованных из пород на путях движения этих растворов.

Диапазон формирования скарнов гипабиссальной фации 1–4 км, мезоабиссальной – 4–15 км и абиссальной – 15 км и более. Типичное для скарнов оруденение образуется при температурах 200–500 °С. Месторождения локализуются в сводных частях интрузивных куполов, в сводах и на крыльях различных складок, в участках их замыкания. В расположении отдельных скарново-рудных залежей в пределах рудных полей часто наблюдается контролирующая роль дизъюнктивных нарушений, зон трещиноватости, раздавливания.

Форма залежей полезных ископаемых, заключенных в скарнах, – пластовые и пластообразные, линзовидные, штоки, трубы, жильные и жилообразные, гнезда, сложные ветвящиеся тела. Наиболее крупные пластовые и пластообразные залежи протягиваются на 2–2,5 км при мощности до 200 м. Размеры зерен минералов, слагающих скарны, обычно от долей мм до 1–2 см, отдельные кристаллы достигают десятков сантиметров. Наиболее распространенные текстуры рудных агрегатов – массивная, пятнистая, полосчатая, друзовая; структуры – гранобластовая, порфиробластовая, пойкилобластовая, волокнистая и реликтовая.

Для скарновых месторождений характерны следующие особенности:

1. Метасоматический характер минералообразования, о чем свидетельствуют псевдоморфозы отдельных минералов и минеральных комплексов по ранее отложившимся минералам и их агрегатам.

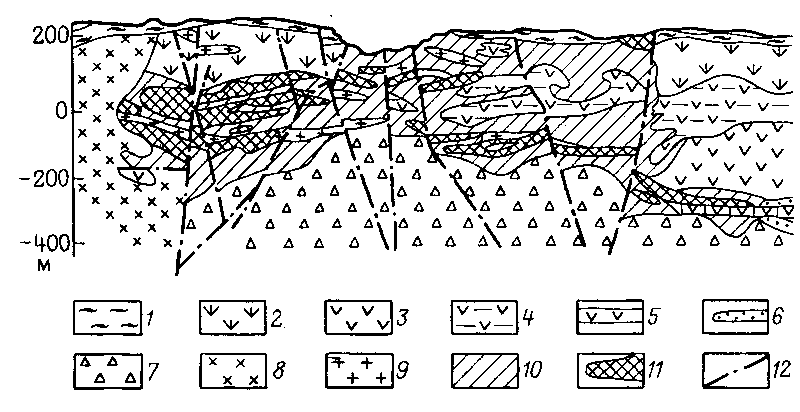
2. Смена фаций, характеризующаяся вытеснением в минералах кальция магнием, а магния железом.

3. Зональное строение по направлению от контакта с интрузивом. По мере удаления от контакта меняется состав плагиоклазов, гранатор, пироксенов.

4. Стадийность в образовании скарнов, связанная с изменением состава привносимых веществ.

Наиболее значительны по запасам известково-скарновые месторождения железа, кобальта, меди, вольфрама, молибдена, свинца, цинка, золота, олова, бериллия, скандия, ниобия, редких земель, тория, урана, графита, витерита, пьезокварца. Типичными представителями магнезиально-скарновых месторождений являются месторождения железных руд, бора, флогопита, хризотил – асбеста и талька. В силикатных скарнах встречаются месторождения андалузита, силлиманита и кианита, флогопита, лазурита, корунда, рубина и сапфира.

Скарновые магнетитовые месторождения приурочены к геосинклинальным вулканогенно-осадочным комплексам с вулканитами основного и среднего состава, содержащими пласты или прослои известняков, доломитов, известковых туфов и туффитов. Обязательным условием возникновения скарновых магнетитовых месторождений является внедрение в вулканогенно-осадочную толщу интрузий гранитоидов повышенной основности или щелочности (производных базальтовой магмы). Внедрение этих интрузивов происходило в зонах глубинных разломов. Локализация залежей месторождений контролировалась системой пластических и разрывных нарушений, сопряженных с глубинными разломами. Формы рудных тел – неправильные жилообразные, пластообразные (рисунок 28).



*1* – четвертичные отложения и мезозойская кора выветривания; *2* – трахибазальтовые порфириты экструзивные; *3* – трахибазальтовые порфириты эффузивные; *4* – туфы порфиритов; *5* – конгломераты базальт-известковые; *6* – туфопесчаники; *7* – базальтовые порфириты; *8 –* сиениты; *9* – сиенит-порфириты; *10* – скарны; *11* – магнетитовые руды;

*12* – тектонические нарушения

***Рисунок 28 – Схематический геологический разрез***

***Гороблагодатского месторождения***

В минеральную ассоциацию известково-скарновых месторождений входят пироксен салитового типа, гранаты андрадит-гроссулярового ряда, эпидот, цоизит. актинолит, хлорит, везувиан, магнетит, пирит, кальцит, кварц. Для магнетитовых магнезиально-скарновых месторождений характерно развитие магнезиальных силикатов – форстерита, фассаита, шпинели, флогопита, скаполита, серпентина, людвигита, ашарита.

Наиболее типичными элементами-примесями в рудах скарновых магнетитовых месторождений являются: кобальт – преимущественно в пирите, иногда в виде кобальтовых сульфидов (кобальтина, глаукодота); Ванадий – в магнетите, железистых пироксенах и амфиболах; медь – в халькопирите и других медных сульфидах; цинк – в сфалерите.

Содержание железа в рудах скарново-магнетитовых месторождений колеблется от 20 до 60 %, серы до 2–3 %, фосфора – сотые доли процента. Руды массивной и вкрапленной текстур, крупно- и среднезернистые. Протяженность залежей обычно десятки – сотни метров, реже несколько километров, мощность – метры, десятки метров.

Скарново-магнетитовые месторождения разрабатываются на Урале (Высокогорское, Гороблагодатское и др.), на Кавказе (Дашкесанское), вЗападной Сибири (Таштагольское, Шерегешевское и др.), в Красноярском крае (Тейское, Абаканское и др.), в Северном Казахстане (Соколовское, Сарбайское и др.), Многочисленные скарново-магнетитовые месторождения известны также в США, Центральной и Южной Европе, Вьетнаме, Китае, Японии и в других странах.

Скарновые магнетитовые месторождения имеют большое практическое значение, по добыче железных руд.

Молибденит-шеелитовые скарновые месторождения формировались в процессах тектономагматической активизации на платформах и в областях завершенной складчатости. Образование их связано с лейкократовыми калиевыми гранитами. Они залегают в зонах контактов карбонатных и алюмосиликатных пород, реже среди эффузивов среднего состава. Скарнированию подвергаются как карбонатные, так и алюмосиликатные породы, к последним относятся эндоконтактовые зоны материнских плутонов. Благоприятные структурные условия развития скарнов возникли при сочетании пологих контактов интрузивов с рассекающими их тектоническими нарушениями. Скарны образуют залежи сложной формы, а также жилы, линзы, гнезда и пластбобразные тела. Протяженность залежей несколько километров, мощность – метров (рисунок 29).

|  |  |
| --- | --- |
|  | *1* – мраморы; *2* – доломиты;  *3* – лампорфиры; *4* – граниты биотитовые; *5* – граниты лейкократовые; *6* – зоны гидротермально измененных гранитоидов (*а*)и кварц-шеелитовые жилы (*б*);  *7* – скарны;  *8* – брекчированные, окварцованные и измененные скарны; *9* – тектонические нарушения  ***Рисунок 29 – Геологический разрез месторождения Ингичке*** |

Минеральный состав скарнов определялся составом вмещающих пород. При развитии скарнов по известнякам образуются геденбергит и гранаты ряда гроссуляр-андрадит, доломиты обусловливают образование форстерита и шпинели.

Рудный процесс накладывался на скарны и околоскарновые породы, вызывая в них амфиболитизацию, эпидотизацию, окварцевание, серицитизацию. Отложение рудной минерализации происходило в несколько стадий в тонких прожилках, жилах и в виде вкрапленности.

Из рудных минералов наиболее распространены магнетит, молибденит, шеелит, пирит, халькопирит, менее развиты галенит, сфалерит и висмутин. Жильные минералы представлены кварцем, мусковитом, хлоритом, флюоритом, карбонатами.

Типичными представителями этой формации являются месторождения Тырныауз (Северный Кавказ), Чарух-Дайрон (Таджикистан), Ингичке (Узбекистан), Восток-2 и Лермонтовское (Северное Приморье), Агылкинское (Якутия). Месторождения этого типа играют ведущую роль в добыче вольфрамовых руд в США (около 600 рудников), в Бразилии (около 300 месторождений), Южной Корее (Сангдон и др.), а также в Канаде, Турции и Австралии.

Галенит-сфалеритовые скарновые месторождения формировались в орогенные этапы в геосинклинальных формациях в приконтактовой зоне гипабиссальных или близ поверхностных кислых магматических пород поздних стадий геосинклинального цикла и прилегающих к ним карбонатных или алюмосиликатных пород, в результате метасоматического замещения последних. Среди скарнов отмечаются гранат-пироксеновые, пироксеновые, родонит-пиритовые и волластонитовые разновидности, но наиболее благоприятны для рудообразования гранат-пироксеновые и пироксеновые скарны.

Сульфиды свинца, цинка, в небольшом количестве меди выделяются позднее минералов скарнов либо находятся с ними в тесных срастаниях. Условия локализации оруденения контролируются благоприятным сочетанием тектонических разломов и литологией вмещающих пород.

По морфологии залежей выделяются два структурных подтипа:   
а) жилообразные (в трещинах разрыва) и трубообразные (на пересечении трещин скалывания) в контакте гранитоидов с известняками и среди известняков; б) залежи на контакте известняков и перекрывающих их эффузивных кварцевых порфиров, экранирующих оруденение.

Главными рудными минералами являются галенит и сфалерит, второстепенными – пирит, арсенопирит, марказит, сульфоантимонаты свинца, редкими – пирротин и халькопирит. Соотношение свинца и цинка в рудах обычно 1:1, реже 1:3. Содержание меди обычно незначительное, иногда достигает 0,5 %. Главные нерудные минералы – пироксены (геденбергит, салит, диопсид, авгит), гранаты (гроссуляр – андрадит), волластонит, аксинит, эпидот, доломит, анкерит, кальцит и кварц.

Текстуры руд густовкрапленные, полосчатые, массивные, иногда пятнисто-брекчиевые. Структуры мелко- и крупнозернистые, часто из хорошо образованных друз крупных кристаллов.

К скарновым галенит-сфалеритовым месторождениям относятся Алтын-Топкан (рисунок 30), Кургашинкан, Кансай и другие в Средней Азии, Дальнегорское и Николаевское в Приморье, Кызыл-Эспе, Аксоран и другие в Центральном Казахстане. Месторождения данного типа распространены в США, Мексике, Аргентине, Швеции, Китае, Японии. Они отличаются высоким содержанием свинца и цинка (3–18 %) и крупными запасами   
(0,3–2 млн т).

Халькопиритовые скарновые месторождения локализуются в экзоконтактах гранитных интрузий, на границе их с известняками и известковистыми терригенными породами. Скарнированию подвергаются как вмещающие породы, так и гранитоиды.

|  |  |
| --- | --- |
|  | *1* – лавы андезитовых порфиритов;  *2* – известняки;  *3* – известняки и доломиты;  *4* – метаморфизованные терригенные отложения;  *5* – диабазовые порфириты;  *6* – кварцевые порфириты;  *7* – гранат-порфиры,  *8–10* – гранодиорит-порфиры,  11 – гранодиориты;  *12* – скарново-рудные тела;  *13* – тектонические нарушения  ***Рисунок 30 – Геологический разрез месторождения Алтын-Топкан*** |

Промышленные рудные залежи размещаются обычно в зонах экзоскарнов на удалении в несколько сот метров от контактов с интрузиями. Среди скарнов различают гранатовые (андрадит-гроссуляровые), пироксен-гранатовые и пироксеновые (диопсид-геденбергитовые) разности. Медное оруденение имеет наложенный характер и формируется в заключительные этапы или непосредственно после окончания процесса складкообразования.

Главные породообразующие минералы послескарновых метасоматитов – эпидот, актинолит, кварц и кальцит. Главные рудные минералы – халькопирит, борнит, пирротин, магнетит, молибденит, кобальтин. В рудах они образуют неравномерную вкрапленность, прожилки, линзы и гнезда. Размеры зерен рудных минералов колеблются от сотых долей миллиметра до 5 мм.

Рудные залежи обычно имеют небольшие размеры (десятки, сотни метров по простиранию), сложную форму и характеризуются комплексным составом руд (Сu, Fe, Со, Mo, Bi, Sc).

Примерами месторождений этой формации являются месторождения Саякской группы в Северо-Восточном Прибалхашье в Казахстане, Курутегерекское в Киргизии, Турьинской группы и Гумешевское на Урале. В промышленных концентрациях медь отмечается также в ряде скарново-магнетитовых месторождений (Высокогорском на Урале, Ирису, Соколовском и Сарбайском в Казахстане и др.), а также в скарновых шеелитовых месторождениях Средней Азии, Приморья и Якутии.

Скарновые месторождения бора расположены в пределах древних щитов, срединных массивов, разновозрастных складчатых поясов от каледонских до альпийских, зон активизации областей завершенной складчатости.

Магнезиально-скарновые борные месторождения распространены преимущественно в докембрийских комплексах на щитах и срединных массивах. Они формируются в условиях абиссальной, реже гипабиссальной фаций. В условиях абиссальной фации они приурочены к магнезиальным скарнам и кальцифирам, образованным на контактах доломитов, магнезитов, доломитовых известняков с алюмосиликатными породами в зонах региональной гранитизации.

В условиях гипабиссальной фации они возникают в ореолах контактового метаморфизма гранитоидных интрузий среди магнезиальных карбонатных пород. Состав бороносных магнезиальных скарнов преимущественно шпинель-пироксен-форстерит-флогопитовый.

Известняково-скарновые месторождения бора распространены в структурах киммерийского и альпийского тектогенеза. Они образуются в условиях гипабиссальной фации по существенно кальциевым карбонатным породам как в непосредственной близости от гранитоидных интрузивов, так и в удалении от них (более 1 км). Скарны и скарноиды, содержащие борные руды, имеют преимущественно волластонит-пироксен-гранатовый состав. Рудные залежи бороносных скарнов характеризуются выдержанностью размеров и несложной формой. Размеры их по простиранию от нескольких сотен метров до 2 км, мощность от десятков до нескольких сотен метров. Форма рудных залежей пласто- и линзообразная.

Борная минерализация локализуется в слоистых скарноидах, в которых перемежаются тонкие слои известняков, сланцев, песчаников, эффузивов, туфов, аргиллитов и алевролитов. В магнезиальных скарнах накапливаются магниевые, железо-магниевые и кальций-магниевые бораты (людвигит, суанит, котоит, флюоборит, ашарит и др.), в известковых скарнах концентрируются боросиликаты – кальция – датолит, данбургит, аксинит и разнообразные кальциевые бораты (кальциоборит, сибирскит, коржинскит и др.).

Практическое значение известково- и магнезиально-скарновых месторождений бора примерно равнозначно. В известковых скарнах промышленные месторождения бора встречаются реже, чем в магнезиальных, но они отличаются значительными масштабами и высокими содержаниями в рудах борного ангидрида (6–12 %). В магнезиальных скарнах месторождения бора более многочисленны и технологические свойства их борных руд лучше, но строение этих месторождений более сложное и масштабы борного оруденения меньше, чем в известковых v скарнах (десятки–сотни тысяч тонн).

Нередко борное оруденение встречается в скарновых железорудных, свинцово-цинковых, медных, вольфрамовых, молибденовых и висмутовых месторождениях, а также в гидротермальных оловянных месторождениях.

Скарновые месторождения широко распространены в ряде районов: Урал, Казахстан, Средняя Азия, Кавказ, Западная и Восточная Сибирь, Дальний Восток, Китая и КНДР, известны также в США, Швеции, Франции и Румынии. Они имеют большое практическое значение, так как в них сосредоточено около 30 % мировых промышленных запасов борного ангидрида.

***Контрольные вопросы***

1. Как подразделяются скарновые месторождения, их типоморфные минералы.
2. Условия формирования и характерные особенности скарновых месторождений.
3. Охарактеризуйте скарновые магнетитовые, молибденит-шеелитовые, галенит-сфалеритовые и борные месторождения.

**Практическая работа № 8 АЛЬБИТИТОВЫЕ И ГРЕЙЗЕНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

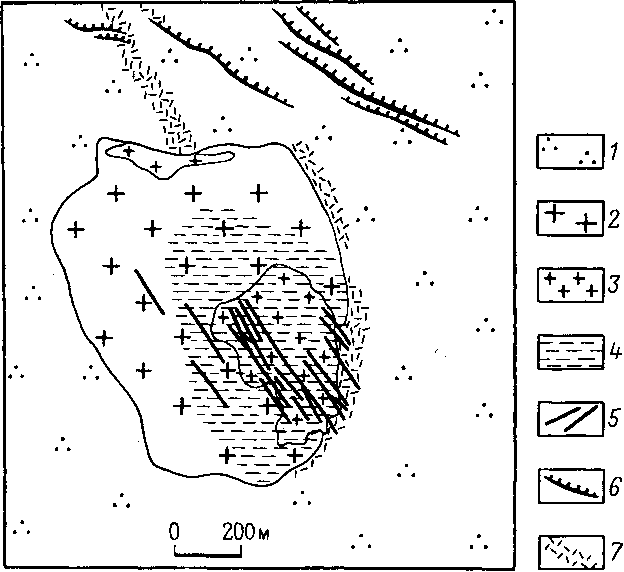
***Цель работы:*** изучить генезис альбититовых и грейзеновых месторождений.

***Теоретическая часть.***

**Редкометальные амазонит-альбитовые месторождения, образовавшиеся по гранитам.** Рудоносные гранитные массивы формировались на орогенном этапе развития складчатых областей и в периоды более поздней тектономагматической активизации. Встречаются они в ряде районов Забайкалья, Казахстана, Горного Алтая, Средней Азии. Форма массивов чаще всего штокообразная, размеры небольшие (несколько квадратных километров). Формирование их было многофазным, а поэтому внутреннее строение массивов весьма сложное. Наиболее ранними являются биотитовые граниты, затем происходило внедрение лейкократовых мусковитовых и аплитовидных гранитов, вслед за которыми следовало образование рудоносных гидротермальных метасоматитов. Граниты и вмещающие их породы вблизи контакта подверглись гидротермальному изменению на значительной площади. Участки с промышленным оруденением выделяются путем опробования.

На рисунке 31 приведена геологическая схема одного из массивов Забайкалья. Массив сложен биотитовыми гранитами (первая фаза внедрения), мусковитовыми гранитами (вторая фаза) и аплитовидными гранитами и аплитами (третья фаза). Породы всего массива подверглись сильному гидротермальному изменению: амазонитизации, затем ранней альбитизации, окварцеванию, грейзенизации, а затем поздней альбитизации и микроклинизации.

Выделяются линейные зоны и неправильные участки лепидолит-амазонит-альбитовых, циннвальдит-амазонит-альбитовых метасоматитов с кварцевыми и кварц-амазонитовыми жилами. В восточном экзоконтакте массива образовались грейзены с вольфрамитом, а северо-восточнее – топаз-кварцевые жилы с касситеритом.



*1* – песчаники и сланцы;

*2* – среднезернистые биотитовые граниты (первая фаза); *3* – мелко- и среднезернистые лейкократовые граниты (вторая фаза);

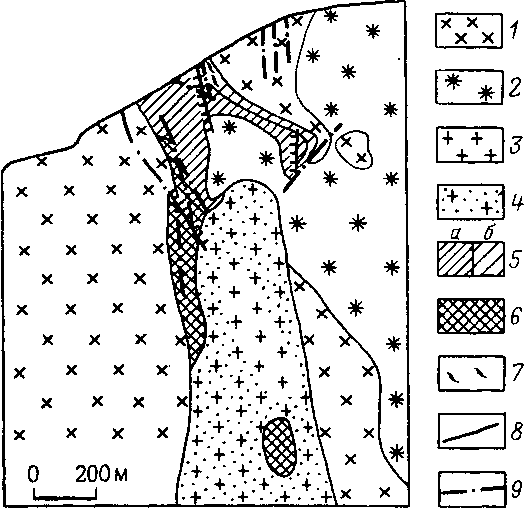
*4* – рудоносные грейзеново-амазонит-альбитовые метасоматиты; *5* – кварц-амазонитовые жилы; *6* – топаз-кварц-касситеритовые жилы; *7* – топаз-циннвальдитовые грейзены с вольфрамитом

***Рисунок 31 – Геологическая схема редкометального месторождения***

Мелкозернистая вкрапленность рудных минералов в метасоматитах представлена колумбит-танталитом, пирохлор-микролитом, цирконом, самарскитом, рутилом, торитом, касситеритом, вольфрамитом, сульфидами (галенитом, сфалеритом, пиритом, халькопиритом). Основными ценными компонентами руд являются ниобий и особенно тантал.

**Редкометальные альбититовые месторождения, образовавшиеся по щелочным гранитоидам.** Редкометальные – альбититовые месторождения, связанные с комплексами щелочных гранитоидов (щелочных гранито-сиенитов и щелочных и нефелиновых сиенитов), известны в складчатых областях Урала, Казахстана, Средней Азии, Западной Сибири, а также на активизированных древних платформах и щитах. В южном обрамлении Сибирской платформы комплексы щелочных магматических пород имеют позднерифейский, средне-, позднепалеозойский и мезозойский возраст. Щелочные комплексы особенно характерны для срединных массивов.

Аксучанский массив в Восточном Саяне приурочен к зоне глубинного разлома и представляет собой небольшое штокообразное тело (0,2 км2), вытянутое вдоль разлома. Массив сложен породами двух фаз – амфиболовыми сиенитами (ранняя фаза) и эгирин-рибекитовыми щелочными гранитами (поздняя фаза). Около кровли массива сохранились вмещающие габбро-диориты, которые подверглись интенсивной метасоматической переработке (биотитизации, микроклинизации, альбитизации и местами флюоритизации; рисунок 32).



*1* – диориты (PZ1); *2–8* – породы щелочного массива (PZ3): *2* – щелочные сиениты (1 фаза),

*3 –* щелочные граниты (2 фаза),

*4 –* альбитизированные граниты, *5* – альбититы

*(а* – мелкозернистые, *б* – крупнозернистые),

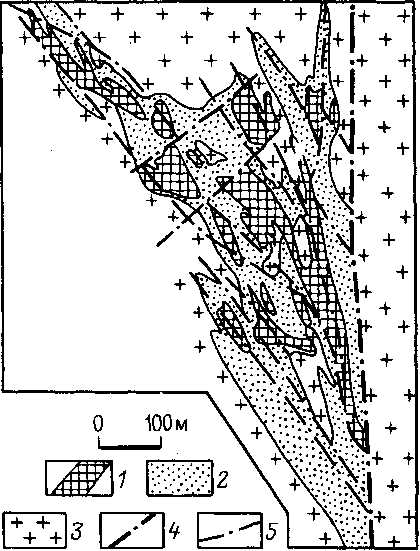
6 – окварцованные альбититы, *7* – круп­нозернистые микроклиниты, *8 –* метасоматические жилы с редкометальной минерализацией; *9 –* разрывные нарушения

***Рисунок 32 – Схематический геологический разрез сиенит-щелочно-гранитного массива***

Сиениты и щелочные граниты также микроклинизированы (первая стадия метасоматоза), интенсивно альбитизированы (вторая стадия), на нижних горизонтах окварцованы (третья стадия). Среди эгириновых альбититов и их окварцованных разностей развиты многочисленные пегматитовые и гидротермальные жилы. Почти во всем объеме альбититов содержится неравномерная вкрапленность циртолита, ниобатов и редкоземельных минералов. Наиболее богатая рудная зона приурочена к контакту кварцевых альбититов, где развиты гнезда, жилы и сегрегации кварца со скоплениями массивного поликраза и циртолита. В прилегающих крупнозернистых альбититах также встречаются гнезда циртолита. В рудах (тантал-ниобий-иттрий-цериевых) присутствуют пирохлор, колумбит, торит, паразит, монацит, ксенотим, фергюсонит, гадолинит, гагаринит.

**Месторождения в древних разломах щитов без видимой связи с интрузивами.** Урановые месторождения в альбититах известны на Канадском, Бразильском, Индийском и Украинском щитах. Приурочены они к зонам крупных разломов сдлительной историей формирования в протерозойское время. Заложение их сопровождалось образованием мигматитов и бластомилонитов. На более поздних этапах активизации возникли многочисленные милонитовые швы и зоны катаклаза, сопровождаемые метасоматическими изменениями пород. Мощность зон измеряется десятками метров.

Альбититы широко распространены вдоль тектонических зон и оперяющих их трещин, слагают тела различной величины, которые группируются в крупные зоны протяженностью в десятки километров и прослеженные до глубины 2,5–3 км. К альбититам приурочено урановое оруденение (рисунок 33).



*1* – рудные тела; *2* – альбититы; *3* – граниты, мигматиты, гнейсы; *4* – основная зона разлома; *5* – тектонические трещины, оперяющие основной разлом

***Рисунок 33 – Схематический план уранового месторождения***

***в альбититах***

Наиболее интенсивно процессы альбитизации проявлены в гранитах, хуже в гнейсах и кристаллических сланцах.

Промышленные скопления урановых руд связаны с альбититами двух типов – альбит-эгирин-рибекитовыми и альбит-хлорит-эпидотовыми. Альбиты первого типа (серые, розовато-серые до бурых) являются измененными катаклазитами с вкрапленностью уранинита, малакона, апатита и титанита. Альбититы второго типа встречаются реже и имеют более темную окраску (до черно-бурой), в их составе вместо амфибола и эгирина присутствуют хлорит, эпидот и кальцит, а из рудных минералов – настуран, урансодержащий лейкоксен, коффинит, браннерит. Урановые минералы локализуются в зонах мелкой трещиноватости, наложенной на альбититы. Рудные тела имеют форму уплощенных линз, столбообразных штокверков. Размеры отдельных залежей по падению, как правило, в 2–3 раза больше, чем по простиранию, мощность обычно 10–15 м, а содержание урана в среднем около 0,1 %. Текстуры руд прожилково-вкрапленные.

Формирование месторождений происходило в несколько стадий. На ранней стадии натриевого метасоматоза при температурах 200–400° С образовались альбититы. Затем во вторую стадию натриево-рудно-карбонатного метасоматоза при 120–300° С отлагались альбит, карбонаты, щелочные темноцветные минералы и минералы урана. В третью стадию окварцевания при 120–140° С образовались кварцевые и карбонатно-кварцевые жилы с сульфидами. Урановые руды образовались преимущественно во вторую стадию процесса, с третьей стадией связано переотложение ранее возникших урановых минералов.

Основные вопросы генезиса урановых месторождений в альбититах, приуроченных к разломам древних щитов, дискуссионны. Одни исследователи относят эти образования к ультраметаморфическим (уран выщелачивался из вмещающих пород и переносился метаморфическими гидротермальными растворами). Другие полагают, что уран-альбититовые месторождения являются постмагматическими гидротермальными, хотя связь оруденения с магматизмом не установлена.

**Редкометальные месторождения в микроклиновых и рибекит-микроклин-альбитовых метасоматитах.** Микроклиновые метасоматиты с гентгельвином на окраинах древних щитов приурочены к региональным зонам глубинных разломов, прослеживающимся на сотни километров при ширине 1–10 км. Продольными и поперечными разрывными нарушениями рудные поля разбиты на отдельные блоки. Метасоматиты сложены микроклин-пертитом (50–75 %), кварцем (15–40 %), альбитом (1–5 %), поздним решетчатым микроклином (до 10 %); в них присутствуют биотит, мусковит, хлорит, флюорит, а также касситерит, колумбит, бастнезит, малакон, циркон, гентгельвин, фенакит.

Рудные тела группируются в рудоносные зоны протяженностью от сотен метров до нескольких километров при мощности в десятки метров. На глубину зоны прослеживаются на несколько сотен метров. Количество рудных тел в зонах колеблется от единиц до нескольких десятков; расположение их в зонах кулисообразное, реже цепочное. Форма тел жилообразная, линзовидная, грушевидная. На верхних горизонтах метасоматиты существенно микроклиновые, которые с глубиной переходят в кварц-слюдисто-микроклиновые и кварц-слюдистые. Основное промышленное значение имеют минералы бериллия – гентгельвин, в меньшей мере фенакит. На верхних горизонтах преобладает фенакит, а на нижних – гентгельвин, который представлен мелкими (0,1–1,0 мм) кристаллами нескольких генераций светло-коричневого цвета.

Рибекит-микроклин-альбитовые метасоматиты приурочены к разрывным нарушениям и образовались по породам различного состава. Для них характерны площадная микроклинизация пород и более поздние минеральные фации (альбит-биотитовая, рибекит-альбитовая, эгирин-рибекит-альбитовая). Разнообразные минералы редких металлов концентрируются в жилообразных телах и зонах с прожилково-вкрапленной минерализацией.

Основные минералы-носители бериллия – лейкофан и фенакит, реже встречаются гентгельвин-даналит и совсем редко бертрандит и берилл. Лейкофан преобладает в эгирин-рибекит-альбитовых метасоматитах, фенакит – в окварцованных участках последних и рибекит-альбитовых метасоматитах. Даналит встречается в амфибол-альбитовых метасоматитах, слагающих апофизы рудных тел, и в альбит-биотитовых метасоматитах.

Основной редкоземельный минерал – бастнезит встречается в виде мелких (0,2–0,5 мм) зерен и кристаллов. Реже наблюдаются монацит, бритолит, ортит, чевкинит. Главные минералы-концентраторы лития – флогопит, биотит, магнезиорибекит. Распределение бериллия и редких земель в рудных телах весьма неравномерное.

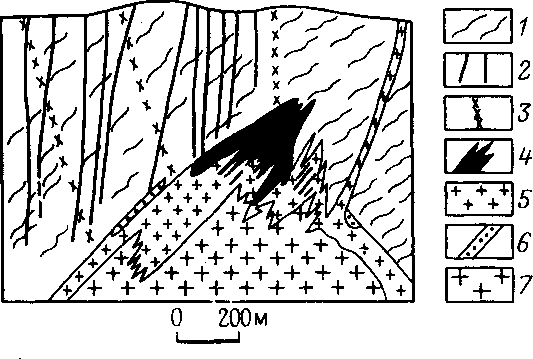
**Грейзеновые месторождения. Месторождения в гранитах и близких к ним по составу алюмосиликатных породах.** Грейзеновые месторождения, тесно связанные с гранитными массивами, известны во многих регионах мира (Центральная и Западная Европа, Китай и др.). Наиболее значительными являются грейзеново-рудные районы Центрального Казахстана, Северо-Востока, Восточного Забайкалья.

Месторождения локализуются в контактовых зонах гранитных массивов и особенно часто в их куполовидных выступах и являются жильными, штокверковыми, а также жильно-штокверковыми. Реже встречаются месторождения в крупных разломах и трубообразные. Жилы приурочены к тектоническим трещинам одной, двух или более систем. Штокверковые тела находятся в эндоконтактовой части интрузивных массивов и в надынтрузивной зоне. Внутреннее строение штокверков весьма сложное, так как определяется как крупными разрывными нарушениями, так и несколькими системами мелких тектонических трещин, и слоистостью вмещающих пород. Наиболее интенсивно грейзенизированы граниты куполов. Во вмещающих песчано-сланцевых толщах грейзенизация проявлена слабее. Кварц, мусковит, флюорит выполняют в основном мелкие трещины.

Руды описываемых месторождения комплексные. Главными рудными минералами в них являются вольфрамит, касситерит, молибденит, берилл, а на отдельных месторождениях также бертрандит, висмутин и слюды, содержащие литий. Наиболее часто встречаются ассоциации вольфрамита с касситеритом и вольфрамита с молибденитом, бериллом. Количество сульфидов в грейзеновых рудах невелико, но тем не менее висмутин на некоторых месторождениях является промышленным.

Процесс минерализации был многостадийным. Сначала происходила слабая альбитизация гранитов. Затем образовались грейзены с турмалином, топазом, флюоритом и другими минералами. После этого в связи с тектоническими подвижками формировались кварцевые жилы с вольфрамитом, касситеритом, бериллом. Следующая стадия является сульфидной, а завершающая – карбонатной или кварц-карбонатной.

В качестве примера рассмотрим одно из комплексных жильно-штокверковых месторождений Казахстана (рисунок 34). Месторождение приурочено к гребневидному выступу мусковитовых гранитов и имеет сложное геологическое строение.



*1* – грейзевизированные сланцы;

*2* – кварц-берилловые жилы;

*3* – дайки гранит-порфиров;

*4* – грейзены мусковит-кварцевые с бериллом, бертрандитом и молибденитом; *5* – мусковит-альбит-кварцевые метасоматиты по гранитам;

*6* – пегматоидные кварц-полевошпатовые образования;

*7* – слабо измененный мусковитовый гранит

***Рисунок 34 –******Схематический геологический разрез грейзенового молибден-вольфрам-бериллиевого месторождения***

Крутопадающие кварц-берилловые жилы длиной в несколько сот метров, несмотря на их малую мощность, прослежены от поверхности на глубину более 400 м над апикальной частью гранитов. Гранитный массив имеет зональное строение: нижняя часть представлена измененными (слабо микроклинизированными и альбитизированными) гранитами; выше располагается зона мусковит-альбит-кварцевых метасоматитов; еще выше – мусковит-кварцевые и кварц-мусковитовые грейзена с гранатом, бериллом, бертрандитом и молибденитом. В самом эндоконтакте гранитов находятся линзы микроклиновых и кварц-микроклиновых пегматоидных образований.

Рудные тела являются жильными и штокверковыми. Кварц-берилловые жилы имеют четкие контакты с маломощной мусковитовой зоной. В них выделяются кварц-вольфрамит-молибденит-берилловая, кварц-берилловая, флюорит-мусковит-кварц-берилловая и топаз-кварц-берилловая минеральные ассоциации. Основным жильным минералом является кварц, второстепенные – мусковит, топаз; рудные – берилл, молибденит, вольфрамит, бертрандит, сфалерит, висмутин. Кварцево-жильные рудные тела делятся на простые, сложенные одной минеральной ассоциацией, и сложные, образованные минеральными агрегатами нескольких ассоциаций. Рудные жилы сопровождаются грейзеновыми оторочками (кварц-флюорит-слюдистыми или кварц-топазовыми), которые к периферии сменяются окварцованными и серицитизированными сланцами. Рудные минералы (берилл, молибденит, вольфрамит, висмутин) встречаются в виде одиночных зерен или кристаллов, зернистых агрегатов и щеток в зальбандах жил.

Грейзеновые тела имеют различную форму: от сложных залежей, конформных с поверхностью контакта купола, до жилообразных тел, приуроченных к трещинам скалывания в гранитах. Рудными являются мусковит-кварц-берилловые, кварц-мусковитовые, мусковит-топазовые, мусковит-гранатовые, мусковит-гранат-берилловые и мусковит-бертрандитовые грейзены. Главными рудными минералами являются берилл, бертрандит, молибденит, вольфрамит, висмутин; встречается гельвин; к акцессорным относятся циртолит, монацит, колумбит, уранинит и другие минералы.

**Месторождения в карбонатных породах.** Грейзеновые месторождения в карбонатных породах широко распространены встречаются на Дальнем Востоке, Восточной Сибири, Казахстане, в Южном Китае, США (штаты Аляска, Нью-Мексико) и других странах. Приурочены они к площадям распространения карбонатных и карбонатно-сланцевых толщ. Для всех месторождений четко устанавливается генетическая связь с гранитными интрузивами палеозойского, мезозойского и более молодого возраста. Граниты являются лейкократовыми, аляскитовыми, пегматоидными, аплитовидными, реже нормальными биотитовыми и характеризуются повышенным количеством фторсодержащих акцессорных минералов (флюорит, апатит, топаз). В большинстве случаев интрузии сопровождаются кварцевыми жилами, грейзенами с бериллом, литиевыми слюдами, минералами фтора, олова, вольфрама и скарнами, в минералах которых (везувиан, скаполит и др.) содержатся летучие компоненты. Грейзены развиваются после образования скарнов.

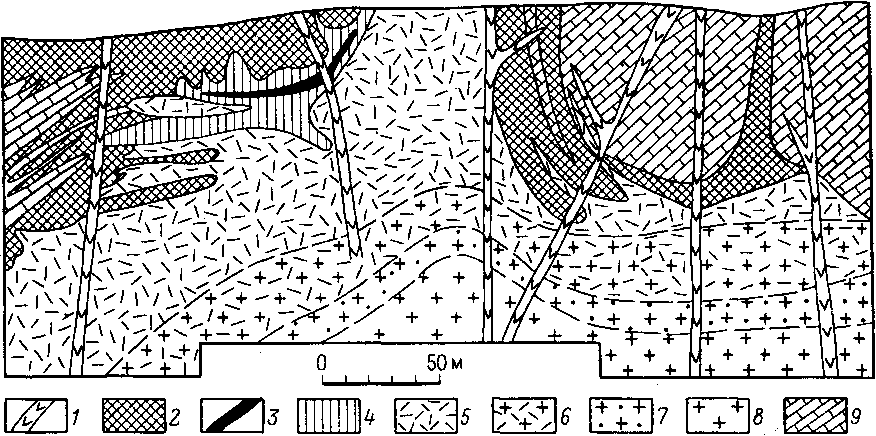
Для грейзенов в карбонатных породах характерны высокое содержание флюорита, незначительное количество кварца, широкое развитие минералов, недонасыщенных кремнекислотой (хрупкие слюды, шпинель, диаспор, хризоберилл, тафеит), тесная ассоциация типичных грейзеновых минералов (топаз, слюды, турмалин, щелочные полевые шпаты) с минералами скарнов (визувиан, скаполит, амфиболы, гранат, основные плагиоклазы).

В процессе грейзенизации карбонатных пород во внутренних зонах изменений возникают флюорит-мусковитовые метасоматиты с примерно равными соотношениями флюорит-слюда. Слюды представлены мусковитом, литийсодержащим мусковитом, реже флогопитом. Для этих метасоматитов характерны среднезернистые, равномернозернистые структуры и разнообразные текстуры. Наиболее распространены ритмично-полосчатые текстуры, представленные тонким чередованием существенно флюоритовых и слюдяных полосок, образующих то простые прямолинейные, то сложные фестончатые и концентрические узоры. Природа таких текстур полностью не выяснена.

Топаз-мусковитовые и турмалин-флюоритовые метасоматиты встречаются реже. Текстура этих образований массивная, полосчатая, прожилковая. По трещинам в слюдисто-флюоритовых метасоматитах развиваются хрупкие слюды (маргарит, эфесит) и диаспор. Во внешних зонах слюдисто-флюоритовые метасоматиты сменяются зонами слюдисто-альбит-флюоритового состава или зонами флюоритизированных известняков.

Главные полезные компоненты руд описываемых месторождений – флюорит, минералы бериллия, лития, олова и вольфрама; нередко руды имеют комплексный состав. Особенно велико значение этих месторождений в отношении флюорита и бериллия. Бериллиевая минерализация представлена фенакитом, хризобериллом, реже бериллом, гельвином и реже другими минералами – таффеитом, сянхуалитом. Бериллиевые минералы образуют мелкую рассеянную вкрапленность, и для их извлечения необходима сложная технология.

В качестве примера на рисунке 35 приведен геологический разрез одного из месторождений Дальнего Востока. Грейзены приурочены к куполовидному выступу гранитного массива. На месторождении четко выражена вертикальная зональность. Над грейзенизированными гранитами находится зона кварц-топазовых грейзенов, образовавшихся по гранитам, а еще выше располагаются топаз-флюоритовый и слюдисто-флюоритовый грейзены, образовавшиеся по известнякам.



*1* – послерудные дайки диоритовых и диабазовых порфиритов; *2* – слюдисто-флюоритовый грейзен; *3* – диаспор-топаз-флюоритовый грейзен; *4* – топаз-флюоритовый грейзен; 5 – кварц-топазовый грейзен; *6 –* интенсивно грейзенизированный гранит;

*7* – умеренно грейзенизированный гранит; *8* – слабо грейзенизированный гранит;

*9* – известняк

***Рисунок 35 – Схематический геологический разрез***

***грейзенового месторождения в известняках***

Промышленное значение имеют флюорит и минералы бериллия (хризоберилл, эфесит, фенакит), основные концентрации которых связаны со слюдисто-флюоритовыми грейзенами. Более поздней является ассоциация сульфидов. В целом рудное тело имеет форму достаточно мощной пластообразной залежи, внутри которой находятся обогащен­ные участки столбообразной и иной формы, связанные с тектоническими трещинами. Выделяют хризоберилл-эфеситовые, хризоберилл-мусковитовые и фенакит-мусковитовые минеральные типы флюоритовых руд. Преобладают руды массивные средне- и мелкозернистой структуры. Крупнозернистые разности с размером зерен флюорита 1–10 мм имеют ограниченное распространение. Структура их очковая, овальные зерна флюорита окружены слюдистыми оторочками. Встречаются также руды с колломорфной фестончато-полосчатой, концентрически-зональной текстурой, обусловленной ритмичным чередованием тонких существенно слюдистых и флюоритовых полосок.

**Месторождения в ультраосновных породах.** При развитии грейзенового процесса в ультраосновных породах образовались олигоклаз-флогопитовые жилы с бериллом и изумрудом. Такие месторождения известны на Урале, в Египте, Южной Америке, Австралии, Индии и других странах. Во всех случаях они приурочены к контакту гранитных массивов с метаморфическими толщами сложного состава, в которых в виде останцов сохраняются серпентинизированные и оталькованные ультраосновные породы (перидотиты, дуниты, пироксениты). Граниты различного возраста (от архейского до палеозойского) сопровождаются обильными пегматитами и пневматолит-гидротермальными образованиями. Изумрудоносные жилы располагаются только в ультраосновных породах. Мощность их от 0,5 до 6 м. Иногда они образуют свиты ветвящихся жил мощностью до нескольких десятков метров, прослеженные по простиранию и падению на сотни метров.

Для олигоклаз-флогопитовых жил характерно зональное строение. В центральной части находится плагиоклазит. По обе стороны от него симметрично располагаются флогопитовая (или биотитовая), актинолитовая, хлоритовая и тальковая зоны. Однако такое идеальное расположение зон наблюдается лишь в единичных жилах. Чаще всего отдельные зоны выпадают или образуются смешанные по составу зоны. Наиболее обычны флогопитовая (биотитовая) и тальковая зоны.

Практическую ценность в жилах представляют изумруд, берилл, реже другие минералы бериллия. Изумруд, как правило, встречается во флогопитовой (или биотитовой) зоне и на контакте с плагиоклазитом, реже – в плагиоклазите и линзах темно-серого кварца. В единичных случаях при­сутствует в тальке, развивающемся по флогопиту, и в актинолитовой зоне. Крупные кристаллы изумруда найдены на месторождениях Сомерсет в Южной Африке и в Изумрудных копях Урала. Окраска изумрудов различная – от желтовато-зеленой и голубовато-зеленой до интенсивной зеленой. В тесной ассоциации с изумрудами встречаются флюорит, бериллийсодержащий маргарит, апатит, берилл, хризоберилл, александрит, бавенит, бертрандит, турмалин, молибденит, самородный висмут, пирит, халькопирит и др.

***Контрольные вопросы***

1. Месторождения каких полезных ископаемых связаны с полевошпатовыми метасоматитами, каковы их особенности.
2. Охарактеризуйте грейзеново-амазонит-альбитовые месторождения, образовавшиеся по гранитам.
3. Дайте характеристику редкометальным альбититовым месторождениям, приуроченным к массивам щелочных гранитоидов.
4. Каковы особенности месторождений, связанных с полевошпатовыми метасоматитами, в древних разломах щитов.
5. В чем заключается влияние состава вмещающих пород на минеральный состав грейзенов.
6. Охарактеризуйте грейзеновые месторождения в гранитах и близких к ним по составу алюмосиликатных породах.
7. Нарисуйте геолого-структурные схемы грейзеновых месторождений в гранитах и близких к ним алюмосиликатных породах.
8. Каким образом формируются грейзеновые месторождения в карбонатных породах, чем они отличаются от грейзеновых месторождений в гранитах.
9. Как развивается грейзеновый процесс в ультраосновых породах и какие полезные ископаемые при этом возникают.
10. Какие условия необходимы для образования изумрудных месторождений.

**Практическая работа № 9 ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

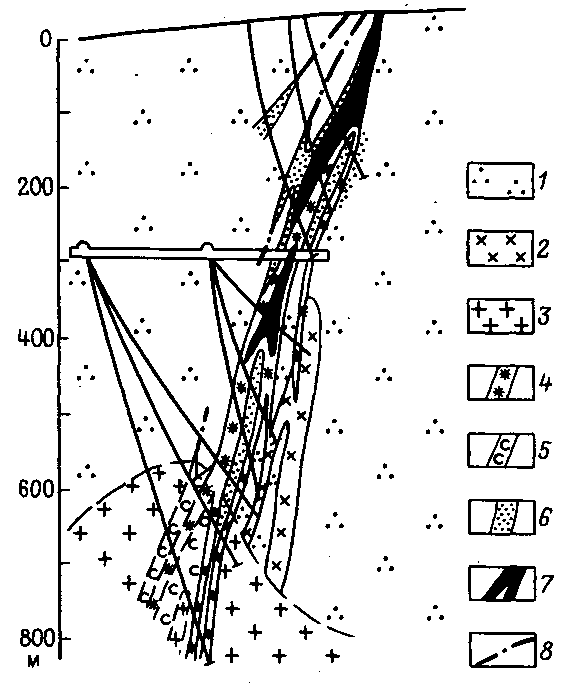
***Цель работы:*** изучить генезис гидротермальных месторождений.

***Теоретическая часть.***

**Плутоногенные месторождения. Месторождения касситерит-силикатно-сульфидной формации.** Месторождения широко распространены в Тихоокеанском металлогеническом поясе (Боливия, Сихотэ-Алинь, Северо-Восточная Якутия, Комсомольский район в Хабаровском крае), в Западной Европе (Корнуэлльская провинция) и других регионах. Возраст месторождений палеозойский, мезозойский и кайнозойский. Месторождения располагаются в зонах крупных разломов и приурочены к контактам гранитоидных массивов и полям дайковых пород. Многие месторождения находятся в участках пересечения антиклинальных складок зонами повышенной тектонической трещиноватости с дайками кислого, среднего и основного состава. Некоторые месторождения располагаются над гранитоидными куполами, скрытыми на глубине 400–500 м и более от поверхности. Известны также случаи приуроченности месторождений описываемой рудной формации к субвулканическим массивам кислого состава.

Наиболее близкими по времени образования к касситерит-силикатно-сульфидным месторождениям являются комплексы самостоятельных малых интрузий: мелкие тела гибридных гранитоидов повышенной основности, дайки лампрофиров, диоритовых и диабазовых порфиритов; преобладают породы среднего состава. Ряд исследователей полагают, что образование их происходило за счет глубоко расположенных самостоятельных магматических очагов, так же, как и ассоциирующего с ними оруденения. Поэтому связь оруденения и магматизма структурно-геологическая, т. е. парагенетическая.

Рудные тела располагаются как в крупных разломах, так и в оперяющих их трещинах и представлены жилами, минерализованными зонами дробления (рисунок 36), рудными столбами и штокверками.



*1* – песчаники и сланцы юрские; *2* – кварцевые диориты; *3* – граниты, гранодиориты;

*4*–7 – гидротермальная минерализация *(4*–кварц-турмалиновые метасоматиты, *5* – кварц-хлорит-мусковитовые метасоматиты, *6 –* окварцованные породы, *7* – кварц-касситеритовая минерализация); *8* – тектонические трещины

***Рисунок 36 – Схематический геологический разрез касситерит-силикатно-сульфидного месторождения***

Руды имеют сложный минеральный состав. Основными силикатами в них являются кварц, турмалин и хлорит, сульфидами – пирротин, халькопирит, сфалерит, второстепенными – галенит, арсенопирит, висмутин редкими – различные сульфосоли, вольфрамит, шеелит, самородные висмут, серебро и другие минералы. Главный минерал олова – касситерит, встречаются станнин, франкеит.

Среди минеральных типов руд выделяются касситерит-турмалин-халькопирит-пирротиновый, касситерит-хлорит-галенит-сфалеритовый, касситерит-турмалин-пирротин-сульфосольный, станнин-хлорит-халькопиритовый, касситерит-флюорит-хлорит-сульфидный.

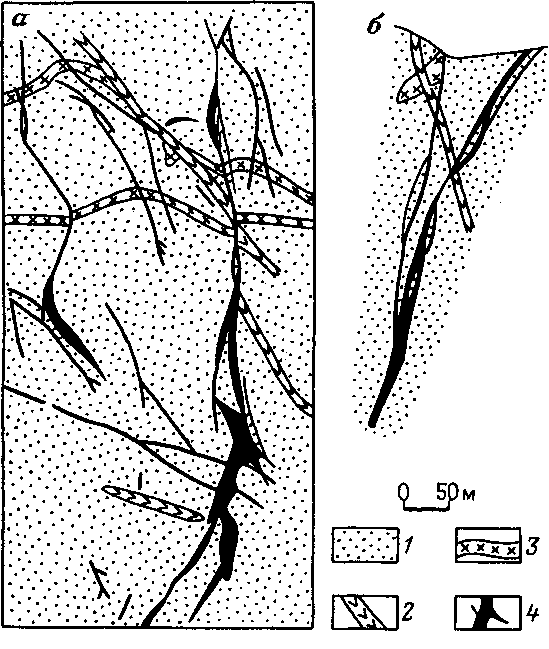
Руды образовались главным образом в результате выполнения открытых полостей (брекчиевые, массивные и вкрапленные, полосчатые, друзовые и крустификационные).

Вмещающие породы подвергались биотитизации и пропилитизации (площадные метасоматиты); непосредственно вблизи рудных тел образовались турмалин-кварцевые и хлоритовые метасоматиты. Слабо проявлена кварц-серицитовая минеральная ассоциация.

Крупнозернистый касситерит ассоциирует с кварцем и турмалином, а мелкозернистый и сульфосоли олова – с сульфидами.

На месторождениях описываемой формации проявлена вертикальная зональность: сульфидные руды, преобладающие на верхних горизонтах, на глубине 200–300 м от поверхности резко сменяются турмалин-касситеритовыми и хлорит-касситеритовыми рудами. С глубиной уменьшается также количество хлорита. На многих месторождениях в пределах отдельных жил наблюдается концентрическая зональность: в участках выклинивания жил по простиранию и падению преобладают более поздние минеральные ассоциации – сульфиды, карбонаты.

**Касситерит-сульфидные месторождения.** Месторождения встречаются в тех же районах, что и описанные выше касситерит-силикатно-сульфидные месторождения. Главное значение имеют месторождения касситерит-пирит-сфалерит-сульфосольного типа; выделяются и другие минеральные типы: касситерит-кварц-сфалерит-пирротиновый (с сульфостаннатами) и касситерит-пирротин-пиритовый (с сульфостаннатами). Ме­сторождения приурочены к зонам крупных разрывных нарушений с поясами малых интрузий и даек кислого, среднего и основного состава и находятся на большом удалении от крупных гранитоидных массивов. Рудные тела представлены жилами (рисунок 37), минерализованными зонами, штокверками. В жилах нередко выявляются рудные столбы.



1 – песчаники и сланцы; 2 – дайки порфиритов;

3 – дайки гранит-порфиров;

4 – минерализованные зоны и рудные жилы

***Рисунок 37 – Геологическая схема (а) и разрез (б) касситерит-сульфидного месторождения***

Вмещающие породы в рудных полях биотитизированы и пропилитизированы (содержат альбит, серицит и др.), а непосредственно на контакте с рудными телами хлоритизированы (хлорит маложелезистый), а также превращены в кварц-серицитовые метасоматиты.

В минеральном составе руд количество турмалина и хлорита не превышает 1 %; среди жильных минералов преобладают кварц и карбонаты; значительная роль принадлежит пириту, сфалериту, сульфостаннатам. В касситерит-арсенопирит-кварцевых жилах последовательно формировались следующие минеральные ассоциации: 1) касситерит-кварцевая (с арсенопиритом); 2) касситерит-арсенопирит-кварцевая; 3) пирротиновая;   
4) галенит-сфалерит-карбонатная; 5) карбонатно-кварцевая с мелкокристаллическим арсенопиритом и станнином; 6) доломит-хлоритовая с пирротином; 7) кальцитовая.

В рудах пирит-пирротинового минерального типа преобладают пирит и пирротин, а жильные минералы играют второстепенную роль. Второстепенные минералы – сфалерит, галенит, халькопирит, борнит, джемсонит, самородное серебро и висмут, тетраэдрит, станнин, вольфрамит, канфильдит, франкеит. Наиболее ранней является кварц-турмалиновая ассоциация, затем следовали касситерит-арсенопиритовая, сульфидная и сульфостаннатная ассоциации. Касситерит представлен мелкими игольчатыми кристаллами.

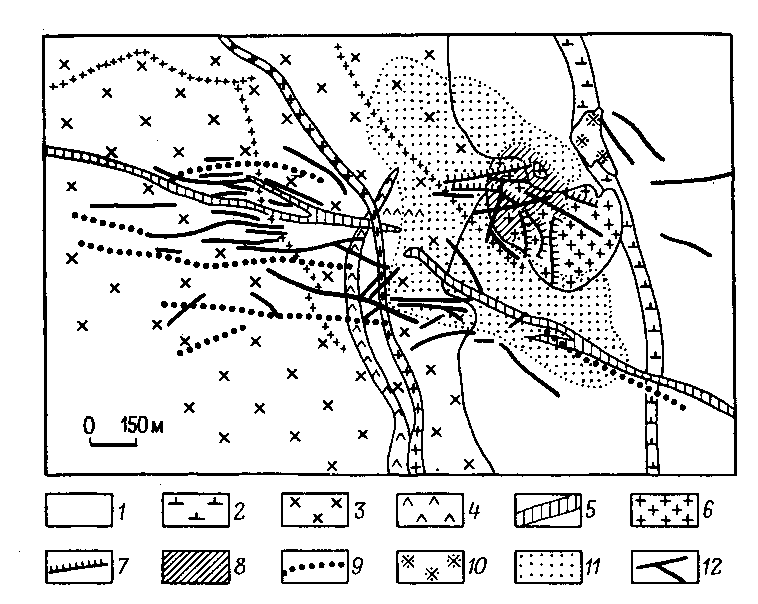
Наиболее распространены текстуры руд полосчатые, фестончато-полосчатые, крустификационные, друзовые, брекчиевые, кокардовые, массивные.

На месторождениях и в отдельных рудных жилах наблюдается зональность, которая выражается в смене одних сульфидных минералов другими как по вертикали, так и в плане. Обычно верхние части месторождений обогащены сфалеритом и галенитом, ниже (на глубине 100–200 м от поверхности) они сменяются пирротином, халькопиритом и арсенопиритом. На флангах месторождений возрастает количество безрудных карбонатов.

**Кварц-сульфидно-гюбнеритовые (вольфрамитовые, шеелитовые) месторождения.** Месторождения находятся в Забайкалье, Центральном и Южном Казахстане, в странах Западной Европы и других регионах.

Приурочены они к сравнительно небольшим гранитоидным массивам и дайковым полям сиенит-порфиров, керсантитов и других пород. Рудные тела представлены жилами, минерализованными зонами и штокверками значительной величины (рисунок 38). Протяженность жил достигает 0,8–1 км при мощности 0,5–1 м (в раздувах до 4 м и более); по падению жилы прослежены на 500–700 м.

Жилы являются кварц-карбонатными, содержат значительное количество калиевого полевого шпата, сульфидов (пирит, халькопирит, галенит, сфалерит и др.), а также гюбнерит, вольфрамит, шеелит. Вмещающие породы березитизированы.



*1* – вулканогенно-осадочные породы (PZ1); *2* – ультраосновные интрузивные породы (PZ1); *3* – кварцевые диориты и гранодиориты (PZ2); *4* – плагиограниты (PZ2);

5–*12* – мезозойские интрузивные породы и оруденение (5 – бостониты, 6 – гранит-порфиры и граниты, *7* – кварц-молибденитовые жилы, *8* – молибденовый штокверк,

*9* – керсантиты и сиениты, *10* – гранит-порфиры, *11* – вольфрамовый штокверк,

*12* – кварц-сульфидно-гюбнеритовые жилы

***Рисунок 38 – Схематическая геологическая карта Джидинского рудного поля***

В штокверковых месторождениях прожилки сложены полевым шпатом, кварцем, карбонатами, сульфидами и минералами вольфрама. Вмещающие породы превращены в кварц-серицитовые метасоматиты и окварцованы.

Процесс минералообразования развивался после внедрения даек и был многостадийным. Так, на хорошо изученном Холтосонском месторождении в Забайкалье выделяют семь стадий: полевошпатовая, березитовая, кварц-пирит-гюбнеритовая (с сульфадами), кварц-сульфид-но-гюбнеритовая, родохрозит-сульфидно-гюбнеритовая, карбонат-флюорит-шеелитовая и кварцевая (с гюбнеритом). Шеелит вместе с сульфидами развивается по гюбнериту.

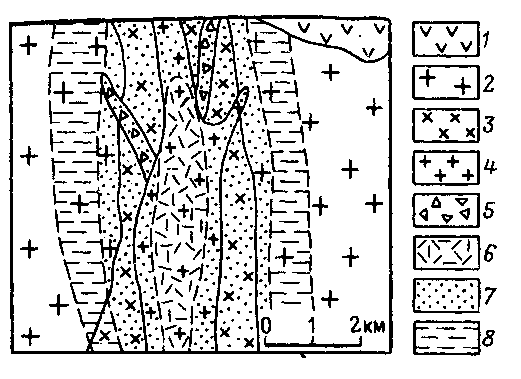
Основной ценный компонент руд – вольфрам. Вольфрамит, гюбнерит и шеелит в рудах различных месторождений находятся в различных соотношениях. В зависимости от этого выделяются руды гюбнеритовые с подчиненным количеством шеелита, шеелитовые с небольшим количеством вольфрамита и вольфрамитовые с подчиненным, количеством других минералов вольфрама.

**Медно-порфировые и медно-молибден-порфировые месторождения.** Месторождения широко распространены. Основные рудные провинции располагаются в Западно-Тихоокеанском поясе (США, Чили, Перу, Мексика, Канада), в Средиземноморье. Основные районы медно-порфировых месторождений СНГ находятся в Центральном Казахстане, Узбекистане, а медно-молибден-порфировых – в Армении. Месторождения располагаются в пределах вулканоплутонических поясов складчатых областей и приурочены к крупным разломам, полям развития малых интрузий и даек.

Площадь большинства месторождений сложена интрузивными породами и реже вулканическими и вулканогенно-осадочными. Рудоносными являются комплексы малых интрузий и даек порфировых пород (гранит-порфиров, монцонит-порфиров, гранодиорит-порфиров, диоритовых порфиритов), а также лампрофиров и других пород. Оруденение приурочено к обособленным штокообразным массивам, которые чаще всего расширяются с глубиной. Площади горизонтальных сечений их различные: от 0,2–0,3 км2 до 3–4 км2 и более. Часто встречаются удлиненные тела порфировых пород, что свидетельствует об их приуроченности к разрывным нарушениям.

Важным элементом геологического строения описываемых месторождений являются интрузивные брекчии, имеющие форму трубо-, воронко- и дайкообразных тел. Они как бы надстраивают по вертикали порфировые интрузивы и присутствуют в их верхних частях. Размеры брекчиевых тел колеблются. Формирование их связывается с процессами флюидизации интрузивов и надынтрузивных пород с связи с отделением значительных объемов летучих. Некоторые тела, возможно, сообщались с поверхностью.

Гидротермальное изменение порфировых интрузивов и вмещающих их пород развито на значительной площади и характеризуется зональным размещением метасоматических продуктов. От центральной части (порфировых интрузивов) к периферии выделяются кварцевая, калишпатовая с биотитом, кварц-серицитовая, аргиллизитовая и пропилитовая зоны. Часто кварцевая зона, составляющая ядро метасоматической зональности, отсутствует (рисунок 39).



*1* – вулканические породы; *2* – граниты, гранодиориты; *3–4* – штоко-образные тела малых интрузий*; 3* – гранодиорит-порфиры, *4* – гранит-порфиры*; 5* – брекчиевые тела; *6*–7 – рудоносные метасоматиты (*6* – ортоклазовые, *7* – кварц-сери-цитовые); *8* – пропилиты

***Рисунок 39 – Схематический разрез молибден-медно-порфирового месторождения***

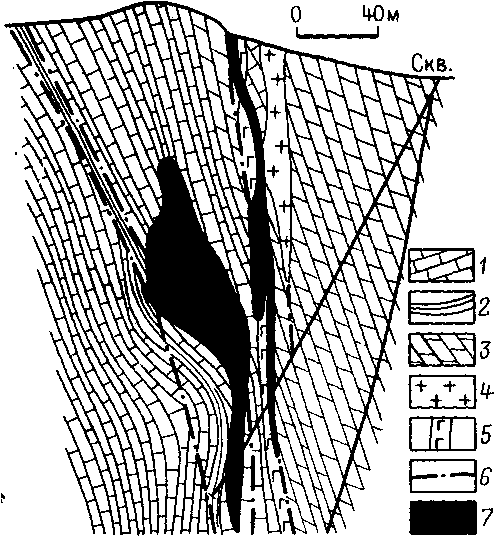
Менее определенное положение в общей метасоматической зональности месторождений занимают турмалин, ангидрит, гипс, цеолиты. Пиритовые ореолы располагаются за внешними ограничениями рудных тел и распространяются в зоны пропилитизации.

Промышленная рудная минерализация чаще всего развивается между центральными (ядерными) кварцевыми, кварц-полевошпатовыми и внешними пропилитовыми зонами при максимальной концентрации в кварц-серицитовой и аргиллизитовой зонах и всегда контролируется интрузив-надынтрузивными зонами рудоносных магматических тел. Рудная минерализация имеет прожилковый, прожилково-вкрапленный характер.

Штокверковые рудные тела имеют форму конуса, усеченного конуса, опрокинутого конуса, воронки, цилиндра, полого цилиндра. В горизонтальном сечении они представляют круг, овал, эллипс, кольцо, вытянутый прямоугольник с зубчатыми ограничениями по простиранию, группу сближенных субпараллельных полос. Внутреннее строение рудных тел определяется наличием даек, крупных разрывных нарушений одной или нескольких систем, а также системами мелких оперяющих трещин.

Основные рудные минералы – халькопирит, борнит, молибденит, Пирит, галенит, сфалерит, блеклые руды, теллуриды золота: жильные – кварц, карбонаты, серицит, ангидрит и др. Главные компоненты руд – Сu, Мо, извлекаются Au, Ag, Re, Se, Те.

**Полиметаллические пирит-галенит-сфалеритовые с сульфосолями месторождения в окварцованных карбонатных породах.** Месторождения известны в Восточном Забайкалье (в Приаргунье), а также в США (Тинтик, Ледвиль и др.), Канаде и других странах. Расположены они в известняках и доломитах складчатых областей и приурочены к крупным разломам и узлам пересечения складчатых структур разрывными нарушениями. В рудных полях часто встречаются малые интрузии и дайки гранитоидов и дайки основных пород и лампрофиров (рисунок 40).



*1–3* – палеозойские породы (*1* – известняки,

*2* – сланцы, *3* – доломиты); *4*–5 – мезозойские интрузивные породы *(4* – гранит-порфиры,

5 – спессартиты); *6 –* разрывные нарушения;

*7* – рудные тела

***Рисунок 40 – Схематический разрез полиметаллического месторождения***

Морфология рудных тел разнообразная (жильная, пласто-, столбообразная и др.) и определяется разрывными нарушениями, узлами их сопряжения и пересечения. Образование руд происходило в основном путем метасоматического замещения карбонатных пород, которые вблизи рудных тел окварцованы и доломитизированы. Текстура руд массивная, вкрапленная, брекчиевая, полосчатая.

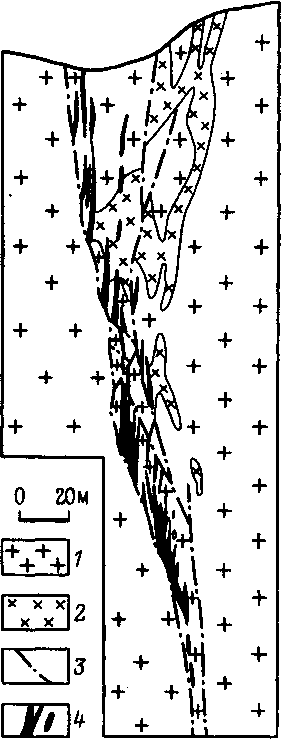
Минеральный состав руд весьма сложный. Главные минералы – пирит, галенит, сфалерит, арсенопирит, буланжерит, кварц, кальцит, доломит, анкерит; второстепенные – пирротин, халькопирит, блеклая руда, прустит, джемсонит, касситерит, станнин, серицит; редкие – бурнонит, геокронит, канфильдит, пираргирит, антимонит и др. Руды комплексные, кроме главных элементов (Pb, Zn) в них содержатся в промышленных количествах Сu, Bi, Ag, Аu, In, Cd, Тl и др.

Рудный процесс развивался после внедрения даек и был многостадийным. Выделяются следующие стадии: 1) кварц-пирит-арсенопиритовая; 2) халькопирит-блеклая руда-станниновая; 3) пирит-сфалеритовая, 4) арсенопирит-пиритовая, 5) галенит-буланжерит-джемсонитовая, 6) пирит-арсеноциритовая, 7) кварц-доломит-кальцитовая.

**Жильные полиметаллические (галенит-сфалеритовые) месторождения в березитизированных породах.** Месторождения широко распространены в складчатых областях и встречаются в США, Канаде, странах Западной и Центральной Европы (в Рудных горах, Чешском массиве), также месторождения северных склонов Главного Кавказского хребта, Карамазарского рудного района в Средней Азии и др. Приурочены к зонам крупных разрывных нарушений и протяженным поясам малых интрузий гранитоидов и даек кислого, среднего и основного состава. Вмещающими породами являются гранитоиды, песчано-сланцевые и вулканогенные толщи, метаморфические породы (рисунок 41).

Форма рудных тел жильная и жилообразная, редко встречаются минерализованные зоны и штокверки. В крупных жилах, прослеженных по простиранию и падению на 2,5–3 км, оруденение размещается неравномерно. К участкам изгиба разрывных нарушений, разветвления, сопряжения оперяющих трещин с главными разломами приурочены рудные столбы.

Текстуры руд полосчатые, крустификационные и друзовые, брекчиевые и кокардовые, массивные и вкрапленные. Основные рудные минералы – сфалерит, галенит, пирротин, пирит, халькопирит, тетраэдрит; жильные – кварц, сидерит, барит; второстепенные – арсенопирит, фрейбергит, энаргит, теннантит, борнит, халькозин, золото, серебро и др.



*1* – граниты (PZ); *2* – кварцевые диоритовые порфириты (MZ); *3* – разрывные нарушения; *4* – рудное тело

***Рисунок 41 – Схематический разрез жильного полиметаллического месторождения***

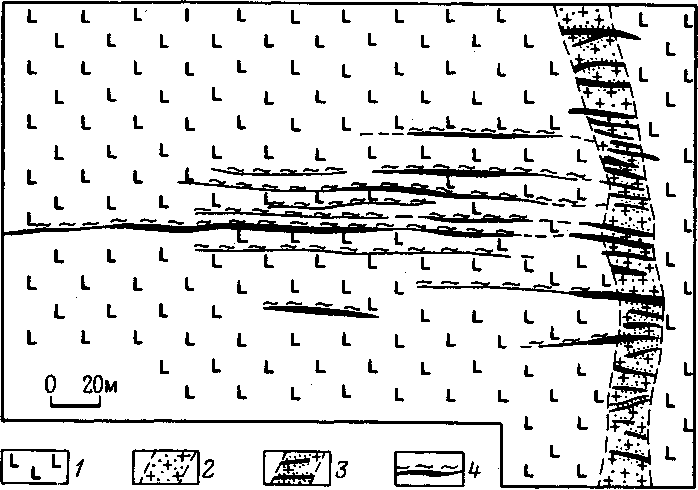
Основными минеральными типами руд месторождений, залегающих в гранитоидах и песчано-сланцевых толщах, являются пирротин-галенит-сфалеритовый, галенит-сфалеритовый с тетраэдритом и галенит-сфалерит-кварцевый, а в вулканических породах – халькопирит-галенит-сфалеритовый и галенит-сфалерит-пиритовый. Руды комплексные, кроме основных компонентов (Zn, Pb, Сu, Ag) в них содержатся извлекаемые Au, Bi, In, Cd, Ge, Tl, Se, Те, а также барит.

Формирование руд происходило в несколько стадий. С ранней стадией связана березитизация пород, их окварцевание или образование кварц-серицитовых метасоматитов. Слабее выражена хлоритизация боковых пород. Затем следовали кварц-пирротин-пиритовая, кварц-галенит-сфалеритовая, кварц-сульфидно-карбонатная, кварц-карбонат-баритовая стадии, разделенные тектоническими подвижками.

**Золото-кварц-березитовые месторождения.** Преимущественно жильные месторождения данного типа с небольшим или умеренным количеством сульфидов широко распространены в складчатых областях Среднего и Южного Урала, Северного Казахстана, Западной Сибири, Северо-Восточной Якутии, Средней Азии, а также в Калифорнии (США) и Австралии. Образование месторождений происходило на орогенном этапе развития геосинклинальных областей или во время более поздней тектоно-магматической активизации.

Золоторудные поля и месторождения приурочены к крупным разломам с поясами малых интрузий и даек гранитоидов и лампрофиров. Рудные тела находятся в диоритовых и гранодиоритовых массивах, дайках, осадочных и вулканогенно-осадочных породах и контролируются изгибами разрывных нарушений и узлами пересечения разломов различного направления. Геологическая позиция многих месторождений определяется складчатыми структурами. Оруденение приурочено к сводовым частям антиклиналей, осложненных разрывными нарушениями.

Форма рудных тел преимущественно жильная (рисунок 42). Протяженность жил достигает 2–3 км, мощность – 3–5 м. Нередко образуются минерализованные зоны и штокверки. При этом ярко проявляется влияние физико-механических и химических свойств горных пород на локализацию оруденения: в дайках гранитоидов, находящихся в вулканоген­но-осадочных толщах, образуются лестничные жилы, которые при переходе из песчаников в сланцы выклиниваются; в осадочных породах, богатых органическими остатками, образовались обогащенные золотом участки и рудные столбы. В неоднородных песчано-сланцевых толщах к шарнирам антиклинальных складок приурочены многоярусные лентообразные и седловидные рудные залежи.

*1* – зеленокаменные вулканические породы; *2* – дайка гранит-порфира березитизированная; *3* – лестничные жилы в дайке; *4* – красичные жилы в лиственитизированных зеленокаменных породах

***Рисунок 42 – Схематический план одного из участков Березовского месторождения***

Основные минералы руд – кварц, Серицит, карбонаты, сульфиды (пирит, арсенопирит, галенит, сфалерит и др.) блеклые руды, золото самородное. Преобладает кварц, количество сульфидов невелико (несколько процентов), проба золота – 800–850. В сульфидах содержится субмикроскопическое золото. Текстура руд вкрапленная, полосчатая, крустификационная, брекчиевая, прожилковая.

Вмещающие породы подверглись интенсивному гидротермальному изменению. Граниты, гранодиориты, гранит-порфиры и другие породы кислого состава превращены в березиты, кварц-серицитовые метасоматиты, пиритизированы. Вулканические и интрузивные породы основного состава (порфириты, габбро) лиственитизированы.

Гидротермальный процесс развивался после внедрения даек и был многостадийным. Сначала образовались гидротермальные метасоматиты (березиты и листвениты), затем – кварцевые жилы с сульфидами (пирит, арсенопирит и др.) и самородным золотом, после этого – жилы и прожилки с полиметаллической сульфидной минерализацией (галенит, сфалерит, халькопирит, пирит и др.), самородным золотом и теллуридами. Наиболее поздними являются карбонатные и кварц-карбонатные жилы и прожилки с незначительным количеством сульфидов. Золото представлено несколькими генерациями. Содержание золота в промышленных рудах колеблется от нескольких граммов на тонну до 30 г/т. Серебро находится в подчиненном количестве.

Глубина рудников на жильных золоторудных месторождениях достигает 1,5 км. С увеличением глубины отмечается уменьшение (или исчезновение) количества сульфосолей, увеличение количества пирита (за счет галенита, халькопирита), уменьшение количества видимого золота и возрастание тонкодисперсного, заключенного в пирите, возрастание пробности золота.

Генезис золото-кварц-березитовых месторождений связан с магматической деятельностью, с самостоятельными комплексами малых интрузий и даек. Источниками как магматических внедрений, так и гидротермальных рудоносных растворов считаются глубинные магматические очаги. Не исключается поступление рудного вещества и из внемагматических источников.

**Золото-кварц-сульфидно-березитовые месторождения.** Месторождения находятся в тех же рудных районах, что и золото-кварцевые, имеют сходное с ними геологическое строение и морфологию рудных тел. Однако в их рудах значительно больше сульфидов (особенно арсенопирита), и отдельные жилы некоторых месторождений являются полиметаллическими; минеральный состав руд значительно сложнее (много сульфосолей меди, свинца, висмута); значительная часть золота заключена в сульфидах (пирите, арсенопирите) и является субмикроскопической. Околорудное изменение пород представлено березитами. Однако на некоторых место­рождениях встречаются турмалиновые прожилки и турмалинизированные породы. Кроме того, наиболее значительные гидротермальные золоторудные месторождения приурочены к крупным разломам. Золотоносными являются интенсивно раздробленные, серицитизированные и пиритизированные породы центральной зоны разрывных нарушений.

На рисунке 43 представлена геологическая схема одного из месторождений Восточного Забайкалья.

|  |  |
| --- | --- |
|  | *1* – палеозойские габброиды с ксенолитами докембрийских метаморфических сланцев и ам­фиболитов; *2*–*4* – мезозойские интрузивные породы (2 – дайки диабазов, лампрофиров, *3* – дайки и небольшие тела плагиогранит-порфиров, *4* – диориты, гранодиориты, граниты);  – трубообразные брекчиевые тела,  *6* – разрывные нарушения; *7* – золото-кварц-сульфидные жилы  ***Рисунок 43 – Схематический план золото-кварц-сульфидного месторождения*** |

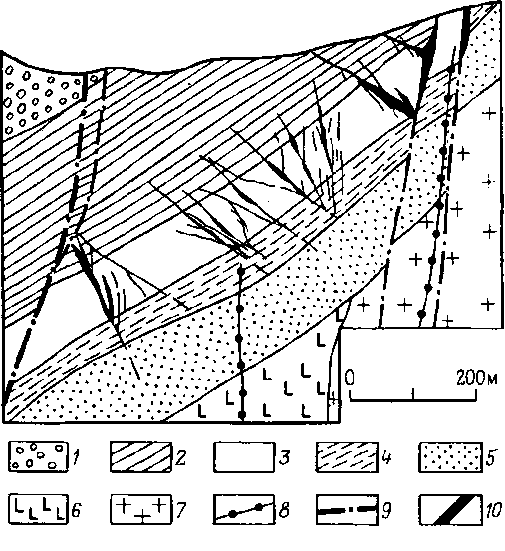
Рудные жилы находятся преимущественно в интрузивных породах и приурочены к тектоническим трещинам нескольких систем. В рудном поле много даек кислого, среднего и основного состава. Наиболее крупные жилы прослежены по простиранию на интервале до 1–1,5 км при мощности 2–3 м; глубина отработки достигает 600 м. Руды многих жил сложены в основном сульфидами, и они являются полиметаллическими. Текстура руд полосчатая, крустификационно-полосчатая, брекчиевая.

Установлены семь стадий минерализации: 1) кварц-турмалиновая;   
2) кварц-пиритовая (березитовая); 3) пирит-арсенопиритовая с субмикроскопическим золотом; 4) галенит-сфалеритовая с кварцем, тетраэдритом; 5) халькопирит-бурнонитовая с блеклой рудой, халькопиритом, борнитом, арсенопиритом, самородным золотом, серебром, висмутом, висмутином, тетрадимитом, теллуридами; 6) сульфоантимонитовая (буланжерит, джемсонит, менегенит, антимонит, бертьерит, прустит; самородное золото, карбонат); 7) карбонатная (анкерит, кальцит). Основными продуктивными на золото являются пятая и шестая стадии.

**Жильные никель-кобальтовые арсенидные месторождения.** Месторождения широко распространены на активизированных платформах и щитах, в активизированных складчатых областях и в мезозойских складчатых областях. Наиболее значительные месторождения находятся на срединных массивах. Приурочены они к зонам глубинных и региональных разломов длительного развития, к горст-антиклинальным выступам в зонах разломов. Пространственно месторождения совмещены с комплексами даек и малых интрузий щелочнобазальтоидной магмы, непосредственно предшествовавших рудообразованию.

Месторождения описываемого типа известны в Марокко, Канаде, Рудных горах Центральной Европы, а в России– в Алтае-Саянской, Чаткало-Кураминской областях, на Колымском массиве и в других районах.

Рудные тела имеют жильную и жилообразную достаточно сложную форму (жилы ветвятся, собираются в пучки) и сопровождаются много­численными апофизами, приуроченными к оперяющим трещинам (рисунок 44). В крупных жилах нередко формируются рудные столбы. Образование жил преимущественно метасоматическое. В Рудных горах жилы в основном выполняют трещины в метаморфических сланцах.



*1*–*5* – осадочные породы (PZ2); *1* – конгломераты,

*2 –* алевролиты, *3* – скарнированные породы,

*4* – алевролиты и песчаники, *5* – песчаники;

*6* – базальтовые и андезитовые порфириты (PZ1);

*7* – граниты, граносиениты (PZ3); *8* – дайки щелочных базальтоидов (MZ); 9 – разрывные нарушения;

*10* – рудные жилы

***Рисунок 44 – Схематический геологический разрез никель-кобальтового арсенидного месторождения***

Минеральный состав руд весьма сложный; выделяются арсенидная, сульфоарсенидная, сульфидно-сульфосольная, сульфидная минеральные ассоциации. Руды локализуются в карбонатных и барит-карбонатных жилах. Вмещающие породы вблизи жил интенсивно карбонатизированы.

Главными минералами-концентраторами кобальта и никеля являются скуттерудит, саффлорит, леллингит, никелин, раммельсбергит, маухерит; в подчиненных количествах находятся кобальтин, глаукодот, герсдорфит, арсенопирит. В рудах присутствуют самородные элементы – мышьяк, висмут, серебро, иногда золото, а также сульфиды и сульфосоли – халькопирит, энаргит, галенит, сульфосоли серебра, аргентит и др.

Жильные минералы представлены доломитом, кальцитом, анкеритом, сидеритом, реже кварцем, хлоритом, тальком, гидрослюдой, баритом, флюоритом.

**Фосфор-молибден-урановые (апатит-молибденит-настурановые) месторождения в кварц-альбитовых метасоматитах (эйситах).** Месторождения формировались как на позднеорогенном этапе развития геосинклинальных областей, так и на более позднем этапе тектоно-магматической активизации. Особенно характерны эти месторождения для срединных массивов. Апатит-молибденит-настурановай (коффинитовая) минерализация тесно связана с кварц-альбитовыми метасоматитами (эйситами), которые почти никогда не бывают безрудными.

Отдельные месторождения и рудные тела относятся к фосфор-урановым, урановым, молибден-урановым и фосфор-молибден-урановым. Рудные тела приурочены к единым геологическим структурам и представлены различными минеральными типами руд единой формации. В некоторых районах кроме фосфор-молибден-урановых эйситовых месторождений находятся и молибден-урановые месторождения в березитах. В этом случае рядом исследователей они описаны как различные рудные формации. Однако они имеют не только структурную связь, но и близки по времени образования, т. е. представляют собой единый ряд минеральных образований и их следует рассматривать как субформации фосфор-молибден-урановой рудной формации.

Месторождения приурочены к зонам древних разломов с поясами даек гранитоидов ранних этапов геологического развития рудных районов и с непосредственно предшествовавшими оруденению лампрофирами (минеттами, керсантитами, спессартитами). Месторождения находятся также в узлах сопряжения и пересечения разрывных нарушений различных систем и в зонах контактов интрузивных массивов, осложненных разрывными нарушениями. Рудные тела залегают в интрузивных, вулканогенно-осадочных породах, метаморфических сланцах и реже в известняках.

Форма рудных тел жильная и жилообразная, штокверковая, столбообразная. Крупные месторождения представлены минерализованными зонами дробления. На рисунке 45 приведен разрез одного из месторождений со столбообразной формой рудных тел, приуроченных к крутопадающему контакту гранитного массива с более ранними габбро-диоритами и песчано-сланцевой толщей.

|  |  |
| --- | --- |
|  | *1–2*–докембрийские осадочные породы  (*1* – углеродисто-кремнистые, углеродисто-глинистые сланцы, доломиты, песчаники;  *2* – песчаники, алевролиты, аргиллиты);  *3* – диориты (PZ2); *4*–*5* – интрузивные породы (PZ3); *4* – аляскитовые граниты, *5* – гранит-порфиры; *6* – разрывные нарушения; 7 – рудные тела  ***Рисунок 45 –******Схематический геологический разрез фосфорно-уранового месторождения*** |

Границы рудных тел практически повторяют контуры пород, подвергшихся натриевому метасоматозу (эйситизации). Альбит замещает все породообразующие минералы, содержит тонкодисперсный гематит и мелкие зерна рутила. Апатит представлен фтористой разновидностью, содержит уран. Прожилки и вкрапленность урановых минералов (коффинита, настурана) наложены на альбитизированные и апатитизированные породы. В рудах содержатся циркон, рутил, титанит, сульфиды (пирит, халькопирит, молибденит, галенит и др.), флюорит, хлорит, серицит, значительное количество карбонатов.

Образовались руды в несколько стадий. С первой стадией связана альбитизация пород и отложение апатита, коффинита, карбоната, хлорита. Затем формировались циртолит-торит-карбонатные прожилки и вкрапленность (вторая стадия), пиритовые прожилки с арсенопиритом, кварцем, хлоритом (третья стадия), коффинит-настурановые прожилки с браннеритом, уранинитом, молибденитом, гематитом (четвертая стадия), анкерит-кварц-хлоритовые прожилки (пятая стадия).

Дайки лампрофиров и оруденение имеют единый структурный контроль (приурочены к одним и тем же разрывным нарушениям), близки по времени образования и, следовательно, связаны парагенетически.

**Ртутно-флюорит-сурьмяные (киноварь-флюорит-антимонитовые) месторождения в окварцованных известняках (джаспероидах).** К этому типу относятся крупнейшие сурьмяные и комплексные ртутно-флюорит-сурьмяные месторождения Средней Азии (Южно-Ферганский и Зеравшано-Гиссарский районы), Южного Китая и других стран. Приурочены они к антиклинальным складкам, осложненным разрывными нарушениями различного масштаба. Оруденение размещается в трехчленном разрезе рудовмещающих пород (сланцы – известняки – сланцы). Пластообразные тела джаспероидов (окварцованных известняков и редко доломитов) сводовых частей антиклиналей находятся под сланцами, явившимися экранами для поднимавшихся гидротермальных растворов (рисунок 46). Наличие экранирующих структур является одной из главных особенностей сурьмяных и ртутных месторождений описываемого типа.

|  |  |
| --- | --- |
|  | *1* – глинистые сланцы (С2); *2* – известняки рудовмещающего горизонта (C1-2); *3 –* доломиты (D);  *4* – углисто-глинистые сланцы (S – D); *5* – взбросо-надвиг; *6* – основной рудоконтролирующий разлом;  *7* – рудораспределяющие разрывные нарушения;  *8* – рудоносные джаспероиды; *9* – флюорйтовое рудное тело; *10* – подрудные карстовые полости с арагонитом  ***Рисунок 46 – Схематический геологический разрез сурьмяного месторождения*** |

Под термином «джаспероид» всегда поднимаются гидротермально измененные (окварцованные) известняки, чаще всего слоистые тонко- плитчатые. Мощность джаспероидных тел на некоторых месторождениях достигает 80 м, площадь распространения превышает 40 км2. Однако окварцевание захватывает также перекрывающие сланцы и подстилающие известняки. В сланцах образовались пластообразные и линзовидные тела в различной степени окварцованных пород, а в подстилающих известняках – сложные по форме тела джаспероидов, связанных с крутопадающими разрывными нарушениями. Интенсивное окварцевание развивается вдоль рудоподводящих разломов (надвигов, взбросов, сбросов). Кварцевые брекчии вдоль них прослеживаются непрерывно на протяжении 1–1,5 км и более при мощности, достигающей многих десятков метров. Во время гидротермальной деятельности были использованы также древние карстовые полости.

В процессе образования джаспероидов осуществляется привнос огромного количества кремнезема, основная масса которого, по-видимому, выносится гидротермальными растворами из подстилающих известняки сланцевых толщ.

Минеральный состав руд простой. Наиболее распространенные промышленные минералы – антимонит, киноварь и флюорит – содержатся в рудах в переменных количествах и создают целый ряд переходов от антимонитовых месторождений к киноварно-антимонитовым и антимонит-киноварным. Независимо меняется количество флюорита, вплоть до образования флюоритовых месторождений. Второстепенную роль играют пирит, марказит, арсенопирит, реальгар, сфалерит; редко встречаются пирротин, халькопирит, галенит, тетраэдрит, буланжерит и др. В рудах отдельных месторождений сульфосоли содержатся в значительных количествах. Нерудные минералы представлены кварцем, халцедоном, карбонатами (кальцит, доломит, сидерит), баритом, флюоритом, меньше серицитом и глинистыми минералами. Флюорит и барит в переменных количествах присутствуют практически на всех месторождениях формации.

Текстура руд разнообразная – брекчиевая, полосчатая, прожилково-вкрапленная, крустификационная, друзовая. Образование их происходило в несколько стадий. К *предрудной стадии* относится образование джаспероидов (кварц, халцедон, карбонаты, флюорит, пирит, барит, иногда арсенопирит, халькопирит и другие сульфиды). *Вторая стадия –* рудная сульфидная (кварц, пирротин, халькопирит, арсенопирит, галенит, сфалерит, буланжерит, блеклые руды). Рудная сульфидная стадия отчетливо выражена лишь на некоторых месторождениях. *Третья стадия* – рудная сурьмяная (кварц, флюорит, антимонит, сфалерит, киноварь), главная по количеству и содержанию сурьмы. *Четвертая стадия* – рудная ртутная (карбонаты, барит, киноварь). *Пятая стадия –* рудная мышьяковая (реальгар, аурипигмент, киноварь).

Отложение минеральных ассоциаций происходило от 320° С (для первой стадии) до 50° С (для последней).

Рудные тела имеют преимущественно пластообразную, ленто- и линзовидную форму с прожилково-вкрапленными рудами и расплывчатыми очертаниями. Встречаются также жильные, трубообразные и сложной формы тела. Среднее содержание в них сурьмы 2–6 %, ртути 0,01–0,5 %. В повышенных количествах в рудах присутствуют цинк, свинец, селен, серебро и золото.

**Ртутные (киноварные) месторождения в аргиллизированных песчаниках.** К месторождениям этого типа относятся Никитовское и другие в Донбассе, ряд месторождений Кавказа, некоторые месторождения Горного Алтая и Чукотки, а также крупнейшее в мире месторождение ртути Альмаден (Испания). Месторождения приурочены к зонам глубинных разломов. Оруденение локализовано в складках, осложненных разрывными нарушениями, или же в крупных и протяженных зонах дробления. На площади месторождений магматические породы отсутствуют или представлены редкими дайками диабазов.

Форма рудных тел пластообразная, жильная и гнездовая. Киноварь – единственный промышленный минерал; антимонит отсутствует или встречается в незначительном количестве. В рудах отмечаются реальгар, аурипигмент, пирит, марказит, арсенопирит и другие сульфиды и сульфосоли. Нерудные минералы представлены кварцем, карбонатом, хлоритом и диккитом, которые образуются в результате околорудного изменения вмещающих песчаников. Аргиллизация боковых пород весьма характерна для описываемых месторождений.

Оруденение формируется обычно в несколько стадий минерализации.

Пластообразные и жилообразные тела Никитовского месторождения приурочены к антиклинальной складке, осложненной разрывными нарушениями. Текстуры руд преимущественно вкрапленные.

Месторождение Альмаден сложено осадочными породами палеозоя, смятыми в складки, разбитые разрывными нарушениями и прорванные дайками диабазов (рисунок 47).

|  |  |
| --- | --- |
|  | *1–4* – силурийские осадочные породы  *(1* – пиритизированные графитовые сланцы с прослоями известняка, *2* – углистые сланцы,  *3* – глинистые сланцы, *4* – песчаники);  *5* – метаморфические породы кембрия и докембрия; *6* – дайки диабазового порфирита: *7* – разрывные нарушения; *8* – рудное тело  ***Рисунок 47 – Геологический разрез ртутного месторождения*** |

Руды полосчатые и прожилково-вкрапленные. Основной промышленный минерал – киноварь, второстепенный – ртуть самородная. Присутствуют пирит, шеелит.

**Вулканогенные месторождения.** Золото-серебро-теллуридные месторождения широко распространены в вулканических областях с породами риолит-андезитовой формации, формирование которой происходило на орогенном этапе развития геосинклиналей и на этапах тектоно-магматической активизации складчатых и платформенных областей. Наиболее значительные рудные районы находятся в Неваде и Колорадо (США), Восточных и Западных Карпатах (Румыния), Мексике, в Охотско-Чукотском вулканическом поясе, Восточном Забайкалье (Балейский район) и др. Рудные поля и месторождения приурочены к вулканическим куполам, кальдерам, линейным вулканическим сооружениям, крупным разрывным нарушениям в вулканических покровах. Месторождения и рудные тела связаны с разрывными нарушениями, находятся внутри и около вулканических жерл. Вмещающими породами чаще всего являются риолиты, дациты, андезиты, реже туфы, осадочные породы (конгломераты, песчаники, сланцы) и метаморфические сланцы. Рудные тела имеют жильную, жилообразную и столбообразную форму, представлены минерализованными зонами и штокверками. В экструзивах чаще всего находятся жильные месторождения (рисунок 48).

|  |  |
| --- | --- |
|  | *1* – осадочные породы; *2* – вулканические покровы андезитовых порфиритов;  *3* – экструзивы андезитов; *4* – рудные жилы  ***Рисунок 48 – Схематические геологические разрезы золото-серебро-теллуридного месторождения*** |

Но наиболее крупными являются месторождения, приуроченные к разрывным нарушениям, и столбообразные рудные тела в жерлах, выполненных туфами и туфобрекчиями (диатремах). Жилы (кварцевые, кварц-халцедоновые) содержат адуляр, кальцит, родохрозит, серицит, каолинит, диккит, флюорит, барит и другие жильные минералы. Гидротермальное изменение вмещающих пород проявлено достаточно интенсивно и широко и выражено их пропилитизацией, окварцеванием, адуляризацией, развитием кварц-серицитовых метасоматитов, аргиллизацией, цеолитизацией. Непосредственно на контактах рудных тел породы подверглись окварцеванию, адуляризации, аргиллизации. Площадная пропилитизация является дорудной, а метасоматиты контактных зон рудных тел сопровождали рудоотложение.

Рудные минералы, на долю которых приходится не более 0,5–1,5 %, представлены сульфидами (пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, арсенопирит, аргентит, висмутин, антимонит, киноварь и др.), сульфосолями (прустит, пираргирит, тетраэдрит, джемсонит, буланжерит и др.), теллуридами и селенидами (сильванит, петцит, алтаит, гессит, креннерит и др.); присутствуют самородные элементы (золото, серебро, электрум, теллур, мышьяк). Текстуры руд брекчиевые, полосчатые, друзовые, колломорфные, крустификационные.

Образование руд было многостадийным. Сначала происходила пропилитизация пород; затем образовались кварцевые и халцедон-кварцевые жилы с гидрослюдой и кальцитом; после этого отлагалась пирит-арсенопирит-халькопирит-кварцевая ассоциация с золотом (жилы и прожилки) и с сульфидами и сульфосолями серебра. После этой стадии образовались кальцит-кварцевые прожилки и жилы, а затем проявилась поздняя продуктивная стадия (адуляр, кварц, кальцит, пирит, сфалерит, пираргирит, галенит, самородное серебро, электрум и др.). Завершающей была кварц-карбонатная стадия.

Оловянно-серебряные (касситерит-сульфидно-сульфосольные) месторождения присутствуют в оловорудных провинциях совместно с касситерит-силикатно-сульфиднымй месторождениями. Наиболее известные из них находятся в Центральной Боливии. Пирит-сфалерит-серебряно-сульфосольный и пирит-сфалерит-сульфостаннатный минеральные типы месторождений располагаются в зоне широтного глубинного разлома и приурочены к вулкано-купольным и кальдерным постройкам. Месторождения находятся в зонах сквозных широтных разломов и узлах пересечения разломов различных направлений. Рудные жилы располагаются в штоках дацитов и риодацитов вулканических жерл (рисунок 49), а столбообразные рудные тела приурочены к брекчиевым трубкам.

|  |
| --- |
|  |
| *1* – рудный штокверк; *2* – рудные жилы; *3* – кварцевые порфиры субвулканические;  *4* – туфы; *5* – вулканические брекчии; *6* – туфоконгломераты; 7 – сланцы палеозойские  ***Рисунок 49 – Схематический разрез оловянно-серебряного месторождения Боливии*** |

Основные минералы – кварц, пирит, сфалерит, станнин; второстепенные – касситерит, пираргирит, андорит, тетраэдрит, алунит; редкие – сульфостаннаты, барит, матильдит, арсенопирит, бурнонит, халькопирит, висмутин. Основные компоненты руд – Sn, Ag; второстепенные – Zn, Pb, Sb, Ge. На некоторых месторождениях преобладают сульфостаннаты.

Околорудные изменения пород выражены окварцеванием, серицитизацией, аргиллитизацией.

Оловянно-серебряные месторождения Боливии вскрыты на глубину 500–600 м (даже 1000 м) от поверхности. С увеличением глубины в рудах увеличивается количество станнина. На верхних горизонтах руды содержат сфалерит, вюртцит, джемсонит, пираргирит и другие сульфосоли серебра и свинца, а на нижних – станнин и серебросодержащий тетраэдрит в ассоциации с тонкозернистым касситеритом. Текстуры руд полосчатые, брекчиевые, кокардовые, друзовые; в них обильны пустоты, каверны, поры. Встречаются кокардовые текстуры с многократным чередованием вокруг обломков породы пиритовых и касситерит-кварцевых полос. Образование руд было многостадийным: сначала происходило гидротермальное изменение вмещающих пород; затем отлагались сульфиды и сульфосоли в течение нескольких стадий; завершающей явилась пирит-марказит-сидеритовая стадия. Приуроченность месторождений к вулканическим жерлам и субвулканическим массивам, наличие эксплозивных брекчий, сложный (сульфиды, сульфосоли и др.) минеральный состав руд и их текстурные особенности свидетельствуют о близповерхностных (субвулканических) условиях формирования оловянно-серебряных месторождений Боливии.

Ртутные (киноварные) месторождения известны в Средиземноморском ртутном поясе (район Монте-Амиата в Италии, месторождения Карпат), Охотско-Чукотском вулканическом поясе, на Камчатке, в Калифорнии (США) и других регионах. Рудоносные площади сложены осадочными и вулканогенными породами мезокайнозоя. В зонах крупных разломов находятся вулканические жерла, экструзивные купола, трубки взрывов, к которым приурочены месторождения. Рудные тела имеют жильную, столбо-, трубо- и пластообразную форму. Наиболее крупными являются пластообразные киноварные тела, залегающие в основании вулканических покровов над скрытыми под ними рудоподводящими разрывными нарушениями.

Основные минералы руд – киноварь, метациннабарит, пирит, марказит, реальгар; жильные – кварц, халцедон, опал, серицит, диккит, карбонаты, хлорит; встречаются ртуть самородная, антимоннит, блеклая руда, сульфиды меди, свинца, цинка, барит.

Гидротермальное изменение вмещающих пород проявлено широко и представлено окварцеванием, опализацией, развитием кварц-серицитовых, кварц-серицит-диккитовых метасоматитов и аргиллизитов, в меньшей мере – хлорит-карбонатных пропилитов. Текстура руд брекчиевая, прожилковая, вкрапленная. Киноварь нескольких генераций образует вкрапленность, мелкие прожилки, кучные агрегаты, а на некоторых месторождениях и массивные руды.

Месторождения исландского шпата Сибирской платформы связаны с вулканогенными породами основного состава и субвулканическими массивами и дайками трапповой формации. Шпатовая минерализация месторождений *первого типа* приурочена к мандельштейнам и шаровым лавам. Гнезда исландского шпата с цеолитами находятся в полостях между лавовыми шарами. Под шаровыми лавами в мандельштейнах и миндалекаменных базальтах развит трещинный тип минерализации. Шпатоносные трещины имеют клиновидную или неправильную форму. Получаемый из них оптический кальцит обладает высоким качеством.

*Второй тип* месторождений связан с разрывными нарушениями, вдоль которых прослеживаются дайки и массивы долеритов. К зонам дробления приурочена скарново-магнетитовая минерализация, кремнисто-карбонатные метасоматиты и завершавшая гидротермальный процесс продуктивная кальцит-цеолитовая ассоциация. Насчитывается не менее пяти генераций кальцита. Последняя из них является исландским шпатом. Его гнездообразные скопления находятся в центральных частях кальцитовых тел. В этих гнездах встречаются также десмин, шабазит, анальцим и пирит.

К *третьему типу* относят месторождения, приуроченные к тектоническим зонам дробления в туфах и туфобрекчиях, часто находящиеся вблизи вулканических жерл. На участках месторождений туфы окварцованы, карбонатизированы, хлоритизированы, местами скарнированы. Скопления исландского шпата находятся в раздувах кальцитовых жил и в гнездах кальцита среди гидротермально измененных пород.

**Стратиформные (телетермальные) месторождения. Месторождения медистых песчаников и сланцев-халькозин-борнит-халькопиритовые).** Пластовые рудные тела вкрапленных и прожилково-вкрапленных халькозин-борнитовых и халькопиритовых руд залегают в алевролитах, глинистых сланцах и мергелях (месторождения Германии, Польши, Заира, Замбии) и в песчаниках (Заир, Замбия; Джезказган и Удокан в СНГ). В пестроцветных осадочных толщах оруденение приурочено к серым песчаникам. Продуктивные осадочные толщи мощностью от нескольких сот метров до   
1–2 км сложены обычно в синклинальные складки. Возраст вмещающих пород различный: от протерозоя до неогена. Крупные промышленные месторождения известны главным образом в докембрийских, каменноугольных и пермских отложениях.

Пласто, ленто- и линзообразные рудные тела залегают согласно с вмещающими породами. Оруденение чаще всего многоярусное. Так, на Джезказганском месторождениив девяти рудоносных горизонтах насчитывается 26 рудных пачек. Протяженность отдельных рудных тел достигает нескольких километров при мощности от 1 до 20 м и более. Самые крупные рудные тела достигают иногда огромных размеров (площадь – несколько квадратных километров, мощность – несколько десятков метров).

Пластовые рудные тела сопровождаются жильными и жилообразными телами, приуроченными к разрывным нарушениям.

Рудные минералы обычно образуют богатые линзы, струи, ленты, прожилки, гнезда и часто приурочены к скоплениям органических остатков. Главные рудные минералы – халькозин, борнит и халькопирит; ковеллин, галенит, сфалерит и пирит играют небольшую роль; изредка встречаются арсенопирит, блеклые руды, аргентит, молибденит, карролит и другие. Содержание сульфидов в первичных рудах колеблется от 3 до 15 %. По мере удаления от рудных тел количество сульфидов во вмещающих породах постепенно уменьшается.

По мощности пластов и по латерали наблюдается чередование медистых отложений халькозиновой, борнит-халькозиновой, борнит-халькопиритовой, халькопиритовой и пирит-халькопиритовой минерализации.

**Свинцово-цинковые (галенит-сфалеритовые) месторождения в карбонатных породах.** Рудные тела пластообразной и линзовидной формы залегают согласно с вмещающими породами и приурочены к благоприятным горизонтам, сложенным доломитами, известковистыми доломитами и реже известняками. На некоторых месторождениях известны рудные тела и более сложной формы – рудные ленты, гнезда и жилы, связанные между собой апофизами. Располагаясь в пределах благоприятных горизонтов, эти рудные тела контролируются как согласными, так и секущими разрывными нарушениями. Протяженность рудных тел колеблется от десятков метров до 4 км, мощность – от 0,5 до 60 м.

Руды имеют простой минеральный состав. Главные минералы – галенит и сфалерит; второстепенные – халькопирит, пирит, марказит, гематит, энаргит; жильные – сидерит, доломит, кварц, барит, анкерит, флюорит, а также глауконит и диккит. Текстуры руд вкрапленные и прожилково-вкрапленные, иногда массивные и полосчатые. Вмещающие породы вблизи рудных тел подверглись доломитизации и баритизации. Содержание свинца в рудах колеблется от 1 до 7 %, цинка – от нуля до 6 %. Ценные попутные компоненты – серебро, кадмий, германий, барит, флюорит.

Месторождения описываемого типа известны в США, России, Канаде, Германии, Польше, Алжире, Тунисе и других странах. К разряду крупнейших относятся стратиформные свинцово-цинковые месторождения США – одна из крупнейших стран в мире по запасам и добыче свинца и цинка. На долю стратиформных месторождений в этой стране приходится не менее половины всех запасов и столько же добычи свинца и цинка. Руды состоят в основном из галенита и барита с подчиненным количеством пирита, сфалерита, аргентита, халькопирита, гематита и доломита.

Стратиформные свинцово-цинковые месторождения обладают следующими характерными особенностями: 1) на месторождениях отсутствуют магматические образования; 2) оруденение приурочено к рифам и горизонтам благоприятных карбонатных пород; 3) пластовые или пластообразные рудные тела сочетаются с рудными телами более сложной морфологии; 4) руды имеют простой минеральный состав; 5) сфалерит имеет высокие содержания кадмия.

***Контрольные вопросы***

1. Каким образом следует классифицировать гидротермальные месторождения.
2. Перечислите околорудные метасоматиты гидротермальных месторождений, дайте их краткую характеристику.
3. Охарактеризуйте плутоногенные гидротермальные месторождения.
4. Охарактеризуйте вулканогенные гидротермальные месторождения.
5. Охарактеризуйте стратиформные (телетермальные) месторождения.
6. Опишите гидротермальные месторождения, залегающие в окварцованных карбонатных породах.
7. На основании каких признаков можно отличить плутоногенные гидротермальные месторождения от вулканогенных.
8. Каково промышленное значение гидротермальных месторождений.

**Практическая работа № 10 КОЛЧЕДАННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

***Цель работы:*** изучить генезис колчеданных месторождений.

***Теоретическая часть.***

Колчеданные месторождения обладают широким спектром состава руд – от маломедистых (с кобальтом) пиритовых через медные и цинково-медные до медно-цинково-свинцовых (колчеданно-полиметаллических). Они известны на Урале, Кавказе, в Закавказье, Восточном Казахстане, Салаире в других районах и странах мира.

Возникали они на всем протяжении истории Земли, от архея до современного этапа, и связаны с раннегеосинклинальным базальтоидным вулканизмом как в фанерозойских подвижных поясах, так и в вулканогенных («зеленокаменных») трогах на древних щитах. Месторождения тесно связаны с контрастной риолит-базальтовой или базальт-риолитовой и непрерывной базальт-андезит-дацит-риолитовой формациями и приурочены главным образом к кислым составляющим этих формаций. В терригенных поясах, в пределах которых вулканиты имеют резко подчиненное значение, колчеданные месторождения залегают среди песчано-глинистых и углисто-глинистых отложений.

На Урале проявления базальтоидного вулканизма и рудоносные формации установлены в трех эвгеосинклинальных зонах автономного развития (Тагило-Медногорской, Западно-Магнитогорской и Восточно-Магнитогорской), соответствующих среднеордовикско-венлокскому, верхнесилурийско-среднедевонскому и верхнесилурийско-франскому вулканическим циклам.

Рудоконтролирующими и рудовмещающими структурами являются депрессионные структуры, длительно развивавшиеся вулканокупольные постройки с сопутствовавшими им просадками и депрессии между куполами, а также вулканические кальдеры. Важными элементами структуры являются крупные разломы, определявшие пути поступления продуктов кислого вулканизма, а также разрывные нарушения, являвшиеся каналами при поступлении рудоносных гидротермальных растворов (рисунок 50).

|  |  |
| --- | --- |
|  | *1–6* – вулканиты контрастной формации  *(1* – базальты верхней толщи, *2* – дациты верхней толщи, *3* – базальты средней толщи, *4* – дациты нижней толщи, *5* – андезитодациты, *6 –* базальты нижней толщи); *7* – субвулканические риолитодацитовые порфиры; *8–10* – рудные тела *(8* – гидротермально-осадочные,  *9* – гидротермально-метасоматические,  *10* – комбинированные); *11* – серицитовые метасоматиты с прожилково-вкрапленной рудной минерализацией; *12* – зоны рассланцевания;  *13* – пачки вулканогенно-осадочных пород,  *14* – разрывные нарушения  ***Рисунок 50 – Схематический геологический разрез вулкано-биклинальной структуры медноколчеданного месторождения Юбилейного*** |

Рудные залежи локализованы преимущественно в верхней части толщ кислых вулканитов и приурочены к частям разрезов, содержащих прослои вулканомиктов. В результате более позднего метаморфизма появляются брахиантиклинали, происходит рассланцевание вулканических пород, изменяются элементы залегания рудных тел.

Наиболее широко распространены пластовые или линзовидные тела, протяженность которых колеблется от десятков до нескольких сотен метров при мощности от 1 до 250 м. Выклинивание их обычно постепенное. Лежачий бок большинства залежей осложнен языковидными утолщениями с прожилково-вкрапленной минерализацией, отходящими от основного пластового тела по тектоническим трещинам. Протяженность таких «языков» измеряется обычно несколькими метрами, в редких случаях достигает десятков, в единичных – сотен метров. Частным случаем залежей рассматриваемого типа являются «бескорневые» рудные тела, сформированные на некотором удалении от каналов, выводивших гидротермальные растворы на морское дно. При этом пластовые рудные тела (вулканогенно-осадочные) и прожилково-вкрапленные (гидротермально-метасоматические) могут быть пространственно разобщенными.

Второй морфологический тип представляют комбинированные залежи, имеющие форму уплощенных, раскрытых вверх воронок, узкая часть которых может достигать нескольких сотен метров. Субсогласные части таких тел, контролируемые депрессионными структурами, являются гидротермально-осадочными, а крутопадающие анофизы со стороны лежачего бока обладают признаками гидротермально-метасоматического рудоотложения в подводящих каналах. Известны случаи локализации руд только в подводящих каналах. Однако в этом случае они не имеют существенного практического значения.

Над согласными рудными залежами широко развиты процессы окварцевания, эпидотизации и гематитизации пород. Серицит и пирит распространены лишь непосредственно у контактов висячего бока рудных тел.

Метасоматиты, фиксирующие рудоподводящие каналы, вверх по разрезу постепенно расширяются и ветвятся, разворачиваясь до субгоризонтальной ориентировки на флангах залежей. Эти метасоматиты в поперечном сечении имеют форму усеченных конусов, обращенных вершиной книзу. Сложены они серицит-кварцевыми и кварц-серицитовыми породами, к периферии сменяющимися кварц-серицит-хлоритовыми и кварц-карбонат-серицит-хлоритовыми (с альбитом и эпидотом) метасоматитами. Во всех ассоциациях участвуют пирит и лейкоксен.

Главными минералами медноколчеданных руд являются пирит, халькопирит и сфалерит. В незначительных количествах присутствуют галенит, блеклые руды, борнит. Жильные минералы представлены кварцем, серицитом, хлоритом, карбонатами.

Внутреннее строение колчеданных залежей характеризуется грубой слоистостью, связанной с наличием прослоев серицитовых сланцев и подчеркиваемой ритмично-слоистым размещением текстурно-минералогических типов руд. Каждый ритм обычно состоит из пирита в нижней своей части, пирита и халькопирита в средней и пирита, халькопирита и сфалерита – в верхней (прикровельной) части. В целом для залежей характерно повышенное содержание халькопирита и сфалерита в ритмах по направлению к висячему боку.

Колчеданные залежи различных уровней разреза рудовмещающих толщ во многом сходны между собой. Однако при изучении многоярусных месторождений нельзя составлять единую схему последовательности минералообразования. Каждый горизонт должен изучаться в отдельности.

Основными промышленными типами руд являются медный, цинково-медный и медно-цинковый золото-серебросодержащий колчеданный. Содержание меди в руде 1–2 %, цинка – 1–4 %. Попутными компонентами являются кадмий, селен, теллур, индий, таллий, германий, галлий. |

Колчеданно-полиметаллические месторождения детально изучены на Рудном Алтае. Так же, как и уральские месторождения, они приурочены к вулканическим сооружениям, имеют пластообразную форму согласных с вмещающими породами медноколчеданных залежей. Однако среди них широко развиты секущие рудные тела с полиметаллическими рудами, кварц-серицитовыми и кварц-серицит-пиритовыми (тип березитов) метасоматитами. Кроме того, на ряде месторождений встречаются кварцевые жилы с сульфидами, являющиеся наиболее поздними образованиями.

Формирование полиметаллических месторождений происходило не менее чем в два этапа. В первый этап образовались вулканогенно-осадочные медноколчеданные залежи, которые впоследствии были метаморфизованы. Полиметаллические (свинцово-цинковые) рудные тела связаны главным образом с разрывными нарушениями, наложены на колчеданные залежи и являются рудами второго гидротермального этапа.

Основными минералами руд второго этапа являются галенит, сфалерит, халькопирит, блеклые руды, кварц, карбонаты, барит, серицит и др. Текстуры руд в основном вкрапленные, реже массивные, строение тонкозернистое. Формирование их происходило не менее чем в три стадии. Первая стадия пиритовая с доломитом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом. В небольших количествах присутствуют кварц, серицит, хлорит, барит, арсенопирит. Вторая стадия полиметаллическая (ранняя), представлена сфалеритом, галенитом, халькопиритом, серицитом, хлоритом, доломитом; в небольших количествах присутствуют кварц, пирит, золото самородное, теллуриды.

Третья стадия также полиметаллическая (поздняя), представлена халькопиритом, галенитом, кварцем, кальцитом, баритом, сфалеритом, пиритом и небольшим количеством золота самородного, тетраэдрита, доломита. Руды комплексные; из них извлекаются свинец, цинк, медь, золото, серебро, висмут, редкие элементы-спутники.

Многими исследователями месторождения Рудного Алтая рассматриваются как полигенные (вулканогенно-осадочные + гидротермальные).

***Контрольные вопросы***

1. Охарактеризуйте медноколчеданные месторождения.
2. Каким образом формируются колчеданно-полиметаллические месторождения.
3. Чем отличаются колчеданно-полиметаллические месторождения от медноколчеданных.
4. Какова роль структурных факторов в локализации рудных тел медноколчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений.
5. Каков генезис медноколчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений.

**Практическая работа № 11 МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВЫВЕТРИВАНИЯ.**

***Цель работы:*** Изучение генезиса месторождений выветривания.

***Теоретическая часть.***

Различают три профиля коры выветривания – гидрослюдистый, глинистый, латеритный.

*Гидрослюдистый профиль* коры выветривания образуется в результате начального изменения горных пород. Характерными новообразованиями в этих условиях являются, в основном, гидрослюды – гидромусковит, гидробиотит, вермикулит. При подобных преобразованиях горных пород не возникает значительного количества промышленно ценных залежей полезных ископаемых. Такой профиль коры выветривания еще называется насыщенным сиалитным, т. е. насыщенным как кремнеземом (силициумом), так и алюминием.

*Глинистый профиль* коры выветривания – результат более глубокого преобразования горных пород. Характерными новообразованиями в этом случае являются такие глинистые минералы, как каолинит, галлуазит, монтмориллонит, нонтронит. В этом случае активно нарушается связь между глиноземом и кремнеземом, появляется некоторый дефицит последнего за счет его выноса. Такой профиль коры выветривания получил в связи с этим название ненасыщенного сиалитного. С ним связаны месторождения каолина, силикатных никелевых руд, баратов и др.

*Латеритный профиль* коры выветривания образуется в результате наиболее глубокого химического преобразования пород субстрата, почти полного выноса кремнезема, перераспределения в коре выветривания таких компонентов как алюминий и железо. С латеритным профилем коры выветривания, называемым также алитным, связаны крупнейшие месторождения бокситов.

Для месторождений глинистого и особенно латеритного типа характерно неоднородное, часто зональное строение залежей полезных ископаемых. Отдельные зоны отличаются друг от друга минеральным и химическим составом, текстурно-структурными особенностями, степенью сохранности вещества первичного субстрата.

Для месторождений кор выветривания обычно характерны постепенные переходы от неизменных пород субстрата в глубоких зонах к мало измененным и затем интенсивно измененным зонам с приближением к поверхности. В этом направлении меняются не только минеральный и химический состав, но и текстурно-структурные особенности пород. В нижних зонах преобладают текстуры трещиноватые, пористые, прожилковые, сетчатые. В верхних зонах широко развиты текстуры метасоматического замещения – вкрапленные, гнездовые, массивные. Для минерального вещества, образованного в поверхностных условиях, часто характерно порошковатое или землистое строение, а также натечное – колломорфное.

Залежи полезных ископаемых, изменившие минеральный состав, но сохранившие основные особенности текстур исходных пород, называют часто «структурными». Текстуры таких руд называют унаследованными.

Выветривание различных по составу исходных горных пород приводит к образованию различных по составу и промышленному значению полезных ископаемых.

Ультраосновные горные породы или образованные по ним серпентиниты при выветривании превращаются во вторичные продукты, обогащенные никелем и отчасти кобальтом. В исходных породах эти элементы содержатся обычно в весьма малых количествах в виде мельчайшей сульфидной вкрапленности или в виде изоморфных примесей в составе породообразующих минералов – оливина и пироксенов. При выветривании породообразующие силикаты разлагаются, происходит высвобождение элементов и отложение их в виде новых минеральных соединений, Никель в коре выветривания входит в состав водных силикатов – гарниерита Ni4[Si4O10](OH)4×4H2O и ревдинскита (Ni,Mg)6[Si4O10](OH)8 –или присутствует в виде примеси в глинистых минералах, чаще всего в нонтроните. Кобальт сорбируется гидроксидами марганца. Такое соединение получило название асболан – *т*(Со,Ni)O×MnO2*n*H2O. Водные силикаты никеля – гарниерит, ревдинскит – имеют характерный зеленоватый цвет, благодаря чему уверенно диагностируются в образцах. Нонтронит – минерал, имеющий белый или слабо зеленоватый цвет, в случае его тонкой пропитки никелевыми минералами также приобретает яблочно-зеленую окраску. На фоне подобных светлых минералов асболан, благодаря своему черному цвету, хорошо заметен.

Высвобождающиеся при разложении первичных силикатов магний и кремнезем в нижних частях коры выветривания образуют иногда вторичные скопления в виде прожилков магнезита и халцедона. Халцедон здесь часто подкрашен соединениями никеля в характерный зеленоватый цвет (хризопраз). Последний является полудрагоценным камнем.

Большинство месторождений никеля экзогенного типа имеет ярко выраженное зональное строение. В верхних зонах при выветривании серпентинитов часто образуются значительные скопления гидроксидов железа (бурых железняков). При значительных масштабах скоплений их можно эксплуатировать как самостоятельные железорудные месторождения. При этом руды железа будут обогащены такими элементами, как никель, кобальт, марганец.

Месторождения никеля, образовавшиеся в корах выветривания, получили название месторождений силикатных никелевых руд. Они объединены в рудную формацию, называемую гарниерит-нонтронит-асболановой в коре выветривания ультраосновных, пород. Месторождения этого типа есть на Урале (Кемпирсайский, Аккермановский и Верхне-Уфалейский районы), на Кубе, в Новой Каледонии и в других районах.

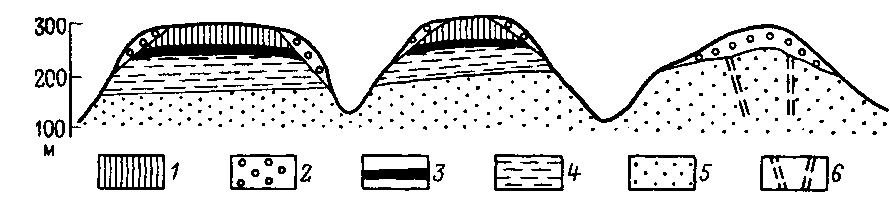
Месторождения железа, возникающие в корах выветривания, получили название месторождений бурых железняков. Они объединены в рудную формацию, называемую гетит-гидрогетит-гидрогематитовой в коре выветривания ультраосновных пород. Крупные месторождения этого типа имеются на Кубе, в Индонезии, Западной Африке, небольшие месторождения на Урале (Елизаветинское, Уктусское и др.) и на Кавказе (Малка).

Выветривание основных пород приводит к образованию остаточных продуктов, обогащенных глиноземом, а поэтому служащих сырьем для получения алюминия.

При выветривании основных пород образуются обычно высококачественные бокситы. Первичные минералы – основные плагиоклазы и пироксены активно разрушаются в результате воздействия поверхностных агентов выветривания. Кремнезем в растворенном состоянии выносится из зоны аэрации, а глинозем накапливается в остатке в виде гидраргилита (гиббсита) А1(ОН)3 бемита или диаспора АlO(ОН).

Высокосортные бокситы образуются при выветривании щелочных пород – нефелиновых сиенитов. В этом случае образование высокосортных руд происходит вследствие активной перегруппировки вещества исходной породы с обогащением остаточного продукта глиноземом.

Бокситы хорошего качества образуются также и при выветривании филлитов (рисунок 51). Активному растворению и выносу кремнезема в этом случае способствуют тонкозернистое строение породы, микроскопические размеры кварцевых зернышек (сотые и тысячные доли миллиметра). Все месторождения алюминия такого типа получили название месторождений остаточных бокситов и объединяются рудной формацией, называемой гидраргилит-бемит-диаспоровой в коре выветривания основных, щелочных пород и филлитов.



*1* – структурные бокситы; *2* – обломочные бокситы; *3* – аллиты, каолиновые глины;

*4 –* силурийские глинистые сланцы; *5* – песчаники ордовика; *6 –* зоны разломов и трещиноватости

***Рисунок 51 – Схематический геологический разрез месторождений бокситов района Киндия (Гвинея)***

Крупные месторождения такого типа известны в различных районах земного шара – в Западной Африке (Гвинейское плато), в Индии (плато Декан), в США (Арканзас), в Южной Африке и Австралии. В России сравнительно небольшие месторождения этого типа есть в Белгородской области (Висловское), на Тимане (Вежаю-Ворыквинское) и в других районах.

При выветривании интрузивных пород кислого состава высокосортных бокситов обычно не получается. Это связано с тем, что остаточные продукты выветривания обогащаются механической примесью кварца, освобождающегося при выветривании. Значительные размеры кварцевых зерен (до нескольких миллиметров) препятствуют их растворению, а значит и выносу кремнезема за пределы зоны аэрации. Однако при глинистом выветривании кислых и щелочных пород возникают ценные месторождения другого полезного ископаемого – каолина. Каолины служат ценным минеральным сырьем для бумажной, керамической, резиновой, мыловаренной, огнеупорной и химической промышленности.

Месторождения такого типа объединяются в каолинитовую формацию в коре выветривания кислых и щелочных (полевошпатовых) пород.

Выветривание некоторых разновидностей метаморфических горных пород приводит к накоплению продуктов выветривания, обогащенных железом и марганцем. Так, за счет метаморфических пород – железистых кварцитов, являющихся бедными железными рудами, возникают залежи остаточных богатых железных руд. Содержание железа в таких рудах за счет активного выщелачивания кремнезема, повышается почти вдвое, достигая 60–62 % против 30–32 % в исходных железистых кварцитах. Кроме выщелачивания и выноса кварца (остаточные его продукты называются маршаллитом), в этом случае идет активное окисление первичного минерала – магнетита с образованием по нему псевдоморфоз гематита. Такие выделения гематита, заместившего магнетит, получили наименование мартита, а руды, содержащие обильное количество подобного гематита, получили название мартитовых.

Характерными новообразованиями коры выветривания железистых кварцитов являются также гидрокислы железа – гидрогематит, гетит и гидрогетит. Благодаря синевато-серой окраске мартитовые руды получили название – «синьки», а руды, обогащенные гидроксидами железа бурого и красного цвета называют «красками». Месторождения богатых железных руд такого типа объединены рудной формацией, называемой гетит-гидрогетит-мартитовой в коре выветривания железистых кварцитов.

Месторождения этого типа есть в пределах КМА, Кривого Рога, в США, Канаде, Бразилии, в Индии, Австралии, Западной Африке и других районах земного шара.

Выветривание других метаморфических пород – гондитов, содержащих в своем составе первичные минералы марганца – гаусманит, браунит, марганцовистый гранат, приводит к образованию вторичных продуктов, обогащенных гидроокислами марганца – пиролюзитом, псиломеланом. Такие руды имеют промышленное значение в oтдельных районах земного шара, например, в Индии.

По морфологическим особенностям залежи остаточных продуктов выветривания подразделяют на три типа: плащеобразные, линейно-трещинные и контактово-карстовые.

Плащеобразные залежи имеют значительное площадное распространение и сравнительно выдержанную мощность. Они покрывают породы субстрата в виде плаща, за что и получили свое наименование. Примером являются силикатно-никелевые руды Кемпирсайского района Урала.

Линейно-трещинные коры выветривания уходят обычно на значительную глубину вдоль тектонических нарушений, по которым осуществляется активный водообмен. Морфология таких залежей, их вытянутый характер определяется приуроченностью к зонам нарушения. Примером руд этого типа являются силикатно-никелевые залежи Аккермановского района на Урале.

Контактово-карстовые залежи располагаются обычно в полостях выщелачивания известняков – карстах поблизости от исходных ультраосновных пород, подвергающихся выветриванию. Такие залежи имеют карманообразный, гнездовый характер. Их морфология определяется морфологическими особенностями карстовой полости. Никелевые руды подобного типа есть в Верхне-Уфалейском районе Урала.

Все сказанное выше относится к рудам, возникшим на месте выветривания пород субстрата и получившим поэтому название остаточных. Вместе с тем, минеральное вещество, вынесенное поверхностными водами из зоны просачивания или зоны аэрации, может быть переотложено в благоприятных условиях с образованием залежей инфильтрационного типа. К ним относятся, например, месторождения урана, ванадия, меди; серы, железа, гипса, боратов и др.

Для образования инфильтрационных руд большое значение имеют благоприятные физико-химические условия, создающиеся в тех или иных условиях земной коры. Отложение их происходит как в непосредственной близости от участков разложения первичных пород, так и на значительном удалении. Местом локализации инфильтрационных руд часто являются высокопористые и обогащенные органическим веществом пласты осадочных пород – глины, песчаники, пласты угля и битуминозные породы.

В качестве примера месторождений остаточно-инфильтрационного типа можно рассмотреть руды Индерского месторождения боратов, расположенного в Западном Казахстане. Первичные минералы бора, послужившие материалом для образования остаточных и инфильтрационных залежей, были образованы совместно с пластами каменной соли осадочным путем. Куполовидное поднятие осадочных пород способствовало образованию на соляных выходах гипсовой шляпы с одновременным образованием остаточного минерала бора – гидроборацита CaMgB6O116H2O. Дальнейшее его растворение и переотложение в прослоях глин привело к образованию целого ряда инфильтрационных образований – иньоита Са[В2ВO3(ОН)5]×4Н2O, улексита Na2O×2СаО×5В2О3×16Н2O, колеманита Са2В6О11×5Н2O и др.

Все перечисленные нами минералы бора имеют белый, иногда серый или желтоватый цвет, низкую твердость. Надежная точная диагностика таких минералов возможна лишь с применением рентгеноструктурных методов исследования.

Известны инфильтрационные руды сложного многокомпонентного состава, например, медно-ванадиево-урановые руды в песчаниках и конгломератах плато Колорадо (США). Известны месторождения простого однокомпонентного состава, например, медные руды в песчаниках Приуралья.

***Контрольные вопросы***

1. Изучите образцы руд и вмещающих горных пород одного из месторождений силикатно-никелевого типа. Продумайте, из каких зон взяты образцы для коллекций, расположите их согласно зональности.
2. Какой цвет имеют чистые минералы глинозема: бемит, диаспор, гидраргилит. Почему бокситы часто имеют розовый, бурый или красный цвет.
3. Почему по интрузивным кислым породам не образуются высококачественные бокситы.
4. На эрозионную поверхность докембрия были выведены железистые кварциты и контактирующие с ними кварцево-серицитовые сланцы. Какого типа руды возникли в коре выветривания этих пород.
5. Благоприятен ли для образования крупных месторождений бокситов остаточного типа высокогорный рельеф.
6. Что такое асболан, в каком виде находится в нем кобальт.
7. Охарактеризуйте наиболее благоприятные климатические условия для возникновения продуктов кор выветривания остаточного типа.
8. Перечислите виды полезных ископаемых, возникающих в коре выветривания ультраосновных пород, основных пород, щелочных, железистых кварцитов, филлитов.

**Практическая работа № 12 РОССЫПНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

***Цель работы:*** изучение генезиса россыпных месторождений.

***Теоретическая часть.***

Механические осадочные полезные ископаемые представлены обломочными продуктами преимущественно физического разрушения горных пород и руд, скатывающимися со склонов и переносимыми и окатываемыми затем текущими водами вниз в предгорья, равнины, озерные и морские впадины. Сюда относятся месторождения многочисленных обломочных полезных ископаемых – главным образом строительных материалов. Эти полезные ископаемые представлены разных размеров обломками горных пород и в разной степени окатанными их разновидностями – глыбами-валунами, щебенкой, галечниками, дресвой-гравием и более мелкими обломками, являющимися преимущественно уже частицами отдельных минералов – песками и алевритами (таблица 4).

Таблица 4 – Крупность обломочных пород и характеристики россыпей

|  |  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- | --- |
| Размеры обломков,  мм | Обломочные фракции | | Содержание фракций и определяемые ими характеристики россыпей | |
|  | окатанные | угловатые |  | |
| > 400  200–400 | крупные  валуны  валуны | глыбы | валунистость  < 1 % + 3 + 10 + + 30 % и > | каменистость  < 30 % + 60 % и > |
| 100–200 | мелкие  валуны | плитняк |  |  |
| 50–100  10–50 | булыжник галька | щебень | – |  |
| 2–10 | гравий | дресва |  | – |
| 0,1–2 | песок | |  |  |
| 0,01–0,1  < 0,01 | алеврит  пелит | | промывистость  < 10% + 15 + 30% и > | |

Механическое разрушение пород сопровождается химическим преобразованием неустойчивых минералов, что особенно интенсивно проявляется при сильном их измельчении – до размеров пелитовых частиц (менее 0,01 мм). При этом многие минералы (полевые шпаты, слюды и др.) замещаются собственно глинистыми минералами.

Месторождения обломочных полезных ископаемых локализуются обычно в горах и предгорьях, в долинах и руслах рек или вдоль берегов озер и морей, а также в пустынях.

Более крупнообломочные из названных полезных ископаемых отлагаются в основном в горных и предгорных условиях или вдоль берегов морей. Они используются в качестве материала для дорожного строительства (отсыпка путей) или в качестве наполнителей для бетонных работ. Это делювиально-пролювиальные, а также аллювиальные и ледниково-моренные отложения горных распадков и предгорных долин, которые располагаются в районах Кавказа, Средней Азии, Алтае-Саянской и Забайкальских горных систем.

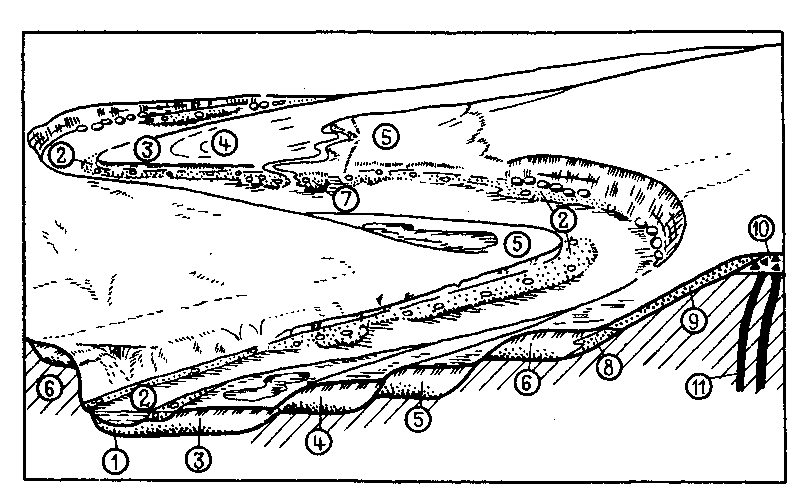
В Европейской части СНГ крупнообломочные полезные ископаемые добываются в основном из отложений ледниковых морен. По мере сноса в более равнинные районы в процессе механической дифференциации переносимого материала водотоками производится сортировка отлагаемых обломков прежде всего по их крупности. В равнинах, прибрежных и морских условиях образуются месторождения галечников и мелкозернистых осадков (песков, алевритов, пелитов и глин), являющихся самыми широко используемыми полезными ископаемыми – строительными материалами. Эти месторождения имеют в основном речное-аллювиальное и озерно-морское происхождение и связаны с пойменными и древними террасами крупных рек, а также с мезозойско-кайнозойскими озерно-морскими осадками, широко распространенными в чехле Русской и Сибирской платформ. Они также связаны с моренно-ледниковыми и флювиогляциальными (водно-ледниковыми) отложениями.

По возрасту обломочные полезные ископаемые являются в основном наиболее молодыми – четвертичными, но могут быть и более древними. В последнем случае они обычно являются более плотными, в той или иной мере метаморфизованными, сцементированными и менее пригодны для использования в рыхлом виде. Обломочные осадочные месторождения строительных материалов представлены рыхлыми породами, состоящими в основном из наиболее распространенных породообразующих минералов (кварца, полевых шпатов) и продуктов их химического выветривания (глинистых минералов).

Выветриванию, сносу в долины и переносу реками подвергаются обломки пород, которые кроме основных породообразующих минералов содержали рассеянную вкрапленность, а иногда обогащенные скопления и даже фрагменты коренных рудных тел, состоящих из ценных промышленных минералов, в том числе химически устойчивых в поверхностных условиях минералов. Эти минералы при разрушении содержащих их пород и рудных тел будут тоже вскрываться, переноситься и при благоприятных условиях концентрироваться среди рыхлых отложений, образуя вторую и ценнейшую группу механических осадочных месторождений – россыпные месторождения или россыпи.

Россыпями называются скопления рыхлого или сцементированного обломочного материала, содержащего в виде зерен или сросшихся агрегатов те или иные ценные минералы. Россыпи образуются в результате разрушения коренных источников россыпеобразующих минералов – эндогенных месторождений, рудопроявлений, минерализованных горных пород, а также путем перемыва осадочных пород с повышенными концентрациями ценных минералов – промежуточных коллекторов. В зависимости от рельефа местности эти ценные химически устойчивые минералы выветриваемых пород будут при ровном рельефе участка накапливаться в коре выветривания без их перемещения, образуя в верхней части выветриваемых исходных пород и рудных тел элювиальные россыпи.

При неровном рельефе эти минералы и их срастания будут перемещаться вместе с другими обломками вниз по склону, образуя спускающиеся от коренных источников склоновые или делювиальные россыпи, или будут накапливаться у основания склонов, давая коллювиальные россыпи (рисунок 52).

****

*1*–7—осадочные россыпи: *1* – собственно русловая; *2* – косовая; *3* – долинная;

*4–6* – террасовые *(4* – первой террасы, *5* – второй террасы, *6* – третьей террасы);

*7* – пролювиальная; *8–10* – россыпи выветривания: *8* – коллювиальная; *9* – делювиальная; *10* – элювиальная; *11* – коренные рудные тела

***Рисунок 52 – Схема размещения россыпей различных классов и подклассов в поперечном разрезе речной долины и в ее перспективе***

Элювиально-делювиальные и коллювиальные россыпи образуются на месте или вблизи участков разрушения коренных источников россыпеобразующих минералов и потому близки к генетическому типу месторождений выветривания. Эти россыпи имеют в основном большое поисковое значение для выявления по ним коренных рудных тел. Лишь в случаях их связи с крупными коренными месторождениями и особо благоприятными для выветривания условиями эти россыпи иногда имеют большое практическое значение, являясь самостоятельными объектами высокоэффективной отработки (некоторые месторождения алмазов и других драгоценных камней, олова, золота, колумбита-танталита, бадделеита, киновари).

Для этих россыпей характерна слабая окатанность обломочного материала, его плохая сортировка и неравномерное распределение практически во всей толще рыхлых отложений. Промежуточное положение между вышеназванными россыпями со слабо перемещенными продуктами разрушения коренных пород и руд и последующими речными и другими россыпями, в которых в процессе осаждения концентрируются россыпеобразующие минералы после их значительного перемещения от коренных источников, занимают ложковые (или распадковые) россыпи. Они образуются в самых верховьях рек – в логах (ключах, распадках) еще не имеющих постоянных водотоков, характеризующихся крутыми склонами, с которых спускаются делювиально-коллювиальные россыпи, прямыми продолжениями которых они и являются. Пролювиальные россыпи приурочены к конусам выноса временных водотоков (рисунок 52). Эти конуса выноса в предгорьях в засушливых районах часто сливаются, образуя широкие пролювиальные шлейфы. В них также еще не происходит хорошей сортировки и обогащения материала.

Попадая в долины ручьев и рек, устойчивые минералы и их срастания переносятся водотоками на некоторое расстояние, дробятся и сортируются, а затем отлагаются в руслах и долинах рек или вдоль побережий озер и морей вместе с прочим обломочным материалом. В процессе переноса при механической дифференциации обломков в реках, а также в прибрежной части морей и озер их разделение происходит не только по крупности, но и по плотности, форме зерен и механической прочности. В водотоке наиболее крупные и тяжелые зерна переносятся с трудом и выпадают раньше, а легкие тонкие и обладающие пластинчатой формой частиц – переносятся наиболее далеко. Однако, химически устойчивые тяжелые, но не обладающие достаточной механической абразивной прочностью (твердостью, отсутствием спайности) минералы (например, киноварь, вольфрамит, шеелит) далеко от коренного источника переноситься водотоком не могут, так как будут быстро истираться и разрушаться.

Устойчивые при выветривании минералы с достаточными удельной плотностью и абразивной прочностью, называемые россыпеобразующими минералами, особенно интенсивно накапливаются в определенных участках речных долин и образуют речные или аллювиальные россыпи.

Наиболее устойчивые к истиранию и обладающие средней удельной плотностью россыпные минералы, переносимые реками на большие расстояния и достигающие прибрежных частей морей, и реже – тяжелые и более мягкие россыпеобразующие минералы, такие как золото, привнесенные с близкорасположенных к побережью территорий, образуют группу прибрежно-морских или латеральных россыпей.

Кроме вышеназванных основных классов россыпей выделяются более редкие россыпи, связанные с особыми типами перемещающей обломочный материал среды – ледниковые или гляциальные россыпи и ветровые или эоловые россыпи. Последние присутствуют среди открытых для ветров пространств, слагаемых в основном подвижным в ветровом потоке песчаным материалом, т. е. в пустынях и на широких приморских пляжах.

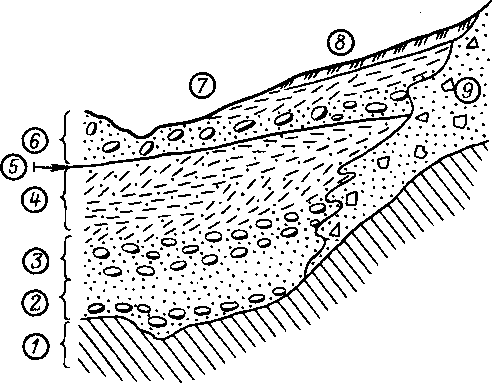
**Аллювиальные россыпи.** Речные или аллювиальные россыпи – важнейшие и наиболее распространенные – в основной своей части связаны с современной гидросетью. Современные аллювиальные россыпи разрабатываются наиболее интенсивно. Учитывая, что в исторический промежуток времени они практически не возобновляются, количество и значение их быстро убывает.

Поэтому весьма актуальна задача выявления и изучения более древних сложных, в том числе погребенных, аллювиальных россыпей, свя­занных с палеодолинами и грабенообразными долинами.

В вертикальном разрезе аллювиальных россыпей выделяется ряд слоев (рисунок 53):

1. «Плотик» – коренные породы, залегающие в основании россыпи. Состав пород плотика, наличие в нем неровностей, связанных с переслаиванием пород разной крепости и с разными элементами залегания, определяют степень ровности поверхности плотика. Углубления в плотике имеют большое значение для задержания и накапливания ценного россыпного материала (рисунок 54).

2. «Пласт» – слои, залегающие в основании россыпи и содержащие ценные минералы, пласт обычно делится на два слоя. Нижний слой, залегающий на плотике и слагаемый в основном песчанистым материалом, называется «песками». Этот слой обычно является основным продуктивным – наиболее обогащенным ценными минералами – слоем россыпи. Верхний слой пласта называется «речники». Он также иногда содержит ценные минералы и слагается в основном галечниками и песками. Мощность продуктивного слоя – «пласта» обычно составляет около 0,5–1,0 м, до 2–3 м и редко больше.



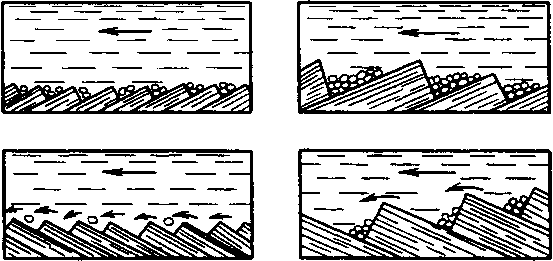
*1* – коренной плотик; *2–3* – «пласт»

(2 – пески I, *3*— речники I); *4* – «торфа» I; *5* – ложный плотик; *6* – пески II; *7* – торфа II; *8* – почвы; *9* – делювий

***Рисунок 53 – Схема строения сложной аллювиальной россыпи (разрез)***

3. «Торфа» – песчано-глинистый слой, не содержащий ценных минералов, залегающий выше пласта. Название связано с первыми в России уральскими россыпями, где этот слой действительно в основном слагался торфяниками. Мощность этого слоя бывает разной, иногда значительной и достигает 10 м и более.

4. Почвенно-растительный слой – самый верхний.

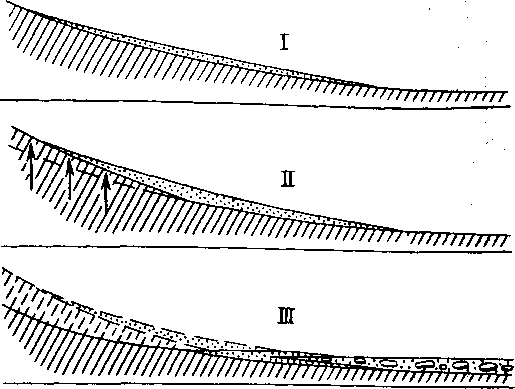


***Рисунок 54 – Щеточные россыпи. Задержка ценных минералов в зависимости от ровности плотика и элементов залегания слагающих его пород (встречное и попутное к течению падение сланцев)***

Два последних пустых слоя, которые перекрывают продуктивный пласт россыпи, при их значительной мощности часто бывает выгодно предварительно убрать, вскрывая при этом промышленный пласт («вскрыша»). Это делается при раздельной отработке россыпи. Когда мощность их не велика, их разрабатывают совместно с продуктивным пластом россыпи, несмотря на то, что их наличие снижает среднее содержание полезных минералов в промываемой массе – разубоживает россыпь.

Такое строение имеют простые россыпи, образованные в один цикл накопления наносов и заполнения ими этого участка долины реки. Этому циклу осадконакопления соответствует проявленный в верховьях реки и поставляющий обломочный материал единый эрозионный цикл углубления и расширения долины верховьев данной реки.

Нередко после первого цикла накопления наносов и заполнения ими долины реки происходит подъем этой территории (рисунок 55) или опускание территории нижележащего участка реки и понижение базиса эрозии (рисунок 56). Это вызывает увеличение скорости течения и углубления русла реки, ее новый эрозионный врез и размыв собственных отложений, представленных вышеописанными пластами россыпи первого цикла. При этом углубление реки в старые наносы может быть или незначительным (см. рисунок 55), или более крупным, вызывающим размыв старой россыпи, сохраняющейся в этом случае иногда только в прибортовых частях долины в виде террасовых россыпей, образующихся при большем, чем в первый цикл эрозии углублении реки в коренные породы. Этот второй эрозионный цикл может смениться новым этапом накопления рекой наносов и образованием продуктивного пласта II, содержащего россыпь второго цикла. При этом в основании продуктивного пласта II новой россыпи в качестве плотика залегают не коренные породы, а сохранившиеся от размыва слои раннего цикла. В этом случае слой осадков старого цикла, лежащий в основании новой россыпи, часто являющейся более бедной, чем нижняя россыпь, которая залегает на коренном плотике, называется «ложным плотиком». Его надо уметь распознавать, чтобы при разведке и отработке россыпи не пропустить богатый нижний продуктивный пласт, лежащий на коренном плотике.

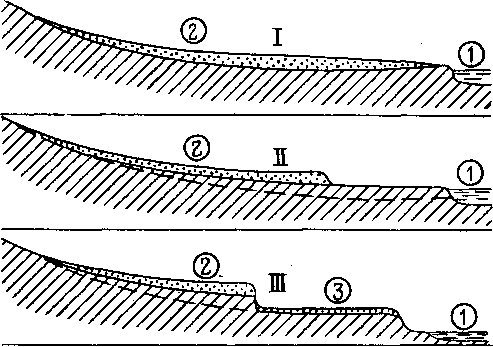


I стадия – россыпь реки с равновесным продольным профилем;

II стадия – подъём территории верховьев россыпи и образование неравновесного профиля реки;

III стадия – размыв поднятого верховья старой россыпи и переотложение ее в виде второго (верхнего продуктивного) пласта с образованием сложной россыпи

***Рисунок 55 – Три стадии образования сложной россыпи при поднятии территории верховья реки***



I – равновесный профиль старого эрозионного цикла; II – понижение базиса эрозии, начало нового эрозионного цикла, неравновесный профиль реки;

III – середина нового эрозионно-аккумуляционного цикла.

Цифры в кружках: 1 – уровень базиса эрозии;

2 *–* старая россыпь; 3 – новая россыпь

***Рисунок 56 – Схема стадий размыва старой россыпи при понижении базиса эрозии и образования новой россыпи нового эрозионно-аккумуляционного цикла***

Основной процесс сортировки и отложения обломочного материала, образующий аллювиальные россыпи, происходит в русле реки, где формируются лентообразные узкие русловые россыпи.

При расширении долины реки ее меандрировании и перемещении русла в поперечном к течению реки направлении происходит постепенное заполнение наносами всей долины реки с образованием особого подкласса аллювиальных россыпей - более широких и крупных долинных россыпей.

Реликтами более ранних долинных россыпей, образованных в предшествующие циклы накопления наносов и частично размытых при последующих углублениях русла реки в поздние циклы эрозии, являются сохранившиеся в боковых прибортовых частях долин на террасах террасовые россыпи.

Механизм образования всех трех описанных типов аллювиальных россыпей один – перемещение обломочного материала потоком в русле реки, его сортировка, осаждение и накопление россыпных минералов в нижней – приплотиковой части наносов. Это определяет положение и морфологию продуктивного пласта в этих типах аллювиальных россыпей.

Фации осадков, связанные с изменением режима течения реки, представлены проявленным в разной степени в пределах отдельных пластов россыпи смешением материала разной крупности. Этот фациальный состав пластов определяет важные для технологии переработки промышленные характеристики описанных типов аллювиальных россыпей – их каменистость (содержание классов крупности от глыб, валунов до галечника), валунистость (содержание валунов) и промывистость. Последняя определяется наличием в пласте более тонкого, чем наиболее легко промываемые пески – алевритового и пелитового материала, называемого у специалистов по разработке россыпей «илами» и «глинистыми» фракциями. Количество этих фракций больше 10% и связанная с этим сцементированность промышленных песков, появление в них комьев и прослоев трудноразмываемого и уходящего с галечниками в отвал и уносящими заключенные в них включения ценных минералов материала снижает «промывистость» песков, т. е. полноту извлечения из них ценных минералов (см. таблицу 4).

Важнейшими минералами, концентрирующимися в аллювиальных россыпях перечисленных типов, являются самородное золото, платина, касситерит и вольфрамит. Они присутствуют в этих россыпях в основном в виде мелких зерен разной окатанности. Золото образует также чешуйки, проволочки, дендриты, изредка октаэдрические кристаллы. Платина присутствует обычно в хорошо окатанных мелких зернах, редко – в виде кристаллов. Размеры зерен золота и платины весьма разные – от тысячных долей миллиметра до самородков в 2–3 мм и изредка до десятков сантиметров. Соотношение количества мелкого и более крупного материала (вплоть до самородков) в отдельных аллювиальных россыпях, а также в россыпях разных золотоносных и платиновоносных районов резко различается.

Во многих россыпях Урала, Ленского района и Колымы золото более крупное и нередко встречаются самородки, тогда как в других районах золото – мелкое, самородки встречаются редко или вообще отсутствуют. Отмечается отчетливая прямая связь между крупностью золота в россыпях и размерами выделений золота в коренных месторождениях, являющихся источниками этих россыпей, а также степенью окатанности золотин и расстоянием их переноса от этих источников. Согласно экспериментальным исследованиям Т.Н. Бондаренко, свободные зерна золота и платины при образовании аллювиальных россыпей практически не перемещаются водным потоком вниз по течению реки. Значит, переносятся они в основном в сростках.

В связи с избирательным растворением примесей и, в том числе, основной примеси самородного золота – серебра пробность россыпного золота обычно высокая (930–980) и всегда выше пробности золота, присутствующего в коренных источниках россыпей. Большей пробностью обладают мелкие зерна россыпного золота, из которых примеси, а это прежде всего – серебро, легче растворяются, и поверхностные каемки более крупных выделений золота.

Своеобразным подклассом аллювиальных россыпей, образуемым в особых условиях, являются косовые россыпи. Эти россыпи могут формироваться значительно ниже по течению реки, чем русловые и долинные россыпи за счет переноса ценных минералов, в том числе во взвешенном состоянии на относительно большие расстояния. Косы образуются на участках резкого снижения скорости потока вдоль выпуклых участков берегов и у островов. Они слагаются очень мелкими обычно пластинчатыми зернами в отличие от всех остальных россыпей в самых верхних частях аллювия на поверхности кос.

Косовые россыпи наиболее быстро (часто за один паводок) могут восстанавливаться и пополняться ценным материалом, т. е. являются возобновляемыми. В целом размеры косовых россыпей небольшие, значение их невелико. Разновидностью косовых аллювиальных россыпей являются дельтовые россыпи, представляющие собой переходный тип от собственно косовых аллювиальных к прибрежно-морским россыпям. Они тоже характеризуются накоплением очень мелких зерен ценных минералов преимущественно в верхних частях косослоистой толщи наносов приустьевых частей рек, реже являются перекрытыми пустыми наносами.

Дельтовые россыпи залегают в виде сложных струй, связанных с отложениями отдельных рукавов и протоков дельты реки. Они тоже могут легко смываться в паводки и штормы и пополнять своим матери­алом прибрежно-морские россыпи. К дельтовому типу, вероятно, относятся основные олигоценовые ильменит-рутил-цирконовые россыпи Тургайского прогиба, а также претерпевшие затем значительный метаморфизм протерозойские галечниковые россыпи Витватерсранда, ныне превращенные в золотоносные конгломераты.

Аллювиальные россыпи более древние, связанные с палеодолинами рек, и некоторые четвертичные россыпи, залегающие в сложных долинах, образованных с участием инородных (в том числе ледниковых, тектонических и вулканических) процессов, которые усложнили ход аллювиального осадконакопления, перекрыты значительными толщами пород и относятся к подклассу погребенных аллювиальных россыпей (рисунок 57).

|  |  |
| --- | --- |
|  | *1* – погребенные доледниковые русловая и террасовые россыпи I–V террас (и их высоты); *2* – погребенные межледниковые россыпи; *3* – современная русловая россыпь; *4*–*8* – осадки *(4* – пелиты,  5 – пески, *6* – суглинки, *7* – галечники,  *8* – валунник); *9* – коренные породы  ***Рисунок 57 – Схематический геологический разрез через погребенные и современную русловую россыпь реки Бодайбо*** |

К этому типу относят некоторые россыпи Ленского золотоносного района, перекрытые толщами ледниковых отложений мощностью до 200 м, и золотые россыпи Восточной Австралии и Калифорнии, перекрытые туфолавовыми потоками.

Погребенные россыпи являются весьма богатыми и крупными, т. е. значение их может быть очень большим. Поэтому поиски этих россыпей, несмотря на значительные трудности, заслуживают самого большого внимания, особенно в старых рудных районах, где есть предпосылки для их образования и где отработка открытых россыпей заканчивается.

Формы продуктивных залежей аллювиальных россыпей – от лентообразных, линзовидных и гнездовых (русловые и косовые россыпи) до пластовых (долинные и террасовые россыпи).

Размеры промышленных залежей аллювиальных россыпей весьма различны. Протяженность мелких россыпей достигает десятков метров при ширине 2–5 м. Наиболее частые средние по размерам россыпи характеризуются длиной в сотни метров до 2–5 км при ширине 50–100 м. Крупные аллювиальные россыпи имеют длину 5–10 км при ширине   
100–200 м. Наиболее крупные россыпи достигают протяженности до 200 км, при ширине 1–2 км. При этом надо иметь в виду, что крупные россыпи обычно относятся к типу сложных россыпей, образованных в несколько эрозионно-аккумуляционных циклов, и состоят из нескольких продуктивных пластов, в том числе иногда относящихся к русловым, долинным и террасовым россыпям, в значительной части в плане перекрывающих друг друга.

Мощность продуктивной залежи аллювиальных россыпей обычно составляет 0,5–1,2 м. Нередко она достигает 2–3 м, а иногда 5–8 м. Однако обычно это увеличение мощности наблюдается не по всей длине залежи, а в ее раздувах. Минимальная мощность наблюдается в простых приплотиковых россыпях, в которых весь ценный материал осаждался на плотике.

Мощность перекрывающих продуктивный пласт пород (торфов и др.) подвержена еще большим колебаниям – от нескольких метров до 100–200 м, что наблюдается при развитии в долине не только аллювиальных, но и ледниковых или других отложений.

Распределение полезных компонентов в аллювиальных россыпях обычно неравномерное и зависит от расположения коренных источников, содержания в них полезного минерала, крупности его зерен, условий разрушения, транспортировки и осаждения обломочного материала. Промышленные содержания в аллювиальных россыпях золота и платиноидов составляют от нескольких десятков миллиграммов до нескольких граммов на кубический метр, запасы в них металлов – от десятков килограммов до нескольких тонн, редко до десятков тонн.

В вертикальном разрезе обычно наибольшее содержание наблюдается в нижней части аллювия у плотика. Вниз от поверхности плотика содержание резко падает при ровном плотном плотике или убывает постепенно, если плотик неровный, трещиноватый или закарстованный. В этом случае полезные компоненты могут проникнуть в плотик на глубину до 1 м и больше.

По направлению вверх от плотика содержание ценных компонентов в продуктивных песках одного цикла накопления наносов постепенно убывает.

По ширине продуктивной залежи наибольшие содержания наблюдаются обычно в средней части россыпи, а по направлению к бортам долины они закономерно убывают. Если происходило «блуждание» русла по долине, то наблюдается более сложная картина распределения содержаний по ширине залежи. По длине россыпи обычно содержание ценных компонентов падает от ее вершины вниз по течению.

Эти закономерности распределения ценных компонентов в россыпи могут значительно нарушаться в связи с рядом факторов, определяющих обогащение или обеднение отдельных участков россыпи, вызывая появление в ней раздувов или пережимов:

1. Впадение притоков, по которым привносятся ценные компоненты, вызывает образование ниже по течению раздува россыпи. Если приток пустой, то ниже его по течению будет пережим или разубоживание россыпи.

2. Изменение угла наклона плотика вдоль долины, связанное с чередованием выходов пород разной крепости, вызывает появление участков обогащения (пологие углы долины и замедленное течение) или обеднения россыпи (крутые углы и быстрое течение, препятствующее осаждению ценных минералов).

3. Изменение состава пород плотика определяет характер его поверхности: неровная поверхность, хорошо задерживающая ценные минералы, – появление богатых щеточных россыпей; ровная поверхность – обеднение россыпи.

4. Выход в плотике россыпи дополнительного размываемого рекой коренного источника может вызвать появление участка обогащения россыпи.

5. Разделение потока на несколько русел – струй вызывает усложнение или обеднение россыпи.

6. Сочетание ряда этих факторов приводит к сложному характеру распределения полезных компонентов в аллювиальных россыпях.

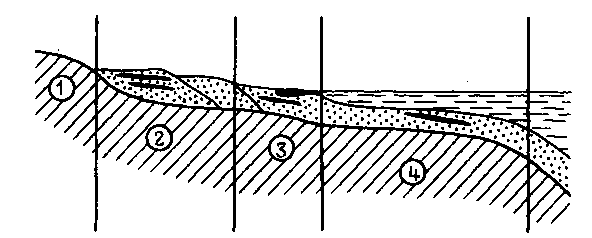
Важнейшие аллювиальные россыпи таких тяжелых и относительно мягких минералов как самородное золото и платина образуются в основном вблизи питающих их коренных источников, так как переносятся они с трудом и преимущественно в виде сростков с другими минералами. Исключением являются поверхностные косовые россыпи, слагаемые тонкими, в основном плоскими, чешуйчатыми зернами, которые могут быть удалены от коренных источников на многие километры.

Аллювиальные россыпи более легких и твердых (устойчивых к истиранию) минералов – ильменита, рутила, циркона, монацита, алмазов и других драгоценных и абразивных камней – часто являются более удаленными от коренных источников – на десятки километров и более. Перенос их достигает устьев рек, привносящих мелкие зерна этих минералов к морским и озерным берегам, где они затем и концентрируются.

**Прибрежно-морские россыпи.** Россыпи этого класса образуются в прибрежной части морей и крупных озер под воздействием волн прибоя и прибрежных течений в полосе пляжа между линиями прилива и отлива, а также на подводном береговом склоне за счет перемыва и сортировки обломочного материала, в основном приносимого впадающими реками и обычно в небольшом количестве поступающего с прибрежной части суши.

Из трех типов морских берегов, воздымающихся (высоких, абрадируемых), опускающихся (низких, интенсивно заносимых наносами – аккумулятивных) и устойчивых берегов (остающихся длительное время стабильными), для образования россыпей наиболее благоприятными являются последние. Именно вдоль таких берегов происходит вызываемое преимущественно морскими волнами длительное непрерывное возвратно-поступательное перемещение обломочных масс, их измельчение, сортировка и переотложение.

Поступающий в море обломочный материал переносится вдоль берега морскими течениями и одновременно дифференцируется волнами и приливами по размеру обломков и их удельной плотности, образуя прибрежно-морские россыпи. Схема положения трех основных типов прибрежно-морских россыпей представлена на рисунке 58.



*1* – коренной берег, 2 – зона прибрежных террас с террасовыми россыпями, *3* – зона прибоя с пляжевыми россыпями, *4* – зона берегового склона и прибрежных течений с подводными россыпями

***Рисунок 58 – Схема положения различных типов молодых***

***прибрежно-морских россыпей***

Важным типом таких россыпей являются пляжевые, в том числе современные пляжевые россыпи. Процесс их образования непосредственно связан в основном с деятельностью прибрежных волн, несущих и выплескивающих на пляж частицы обломочного материала. В связи с тем, что скорость прибойных волн всегда выше скорости волн, скатывающихся обратно в море, в полосе пляжа (в его самой верхней поверхностной части) избирательно накапливаются наиболее тяжелые ценные минералы, тогда как легкие минералы уносятся возвратной волной обратно в море.

Полноценные прибрежные россыпи могут формироваться только в том случае, когда размер обломков ценных минералов равен или несколько больше размера частиц остальных обломков, слагающих пляжевые наносы. В противном случае на пляже будут накапливаться более крупные и тяжелые обломки пород и непромышленных минералов, а более мелкие и легкие зерна ценных минералов будут сноситься обратно в море.

Так как в прибрежье крупными реками в основном привносится мелкозернистый обломочный материал и в том числе ценные минералы дальнего переноса, то наиболее благоприятен для образования пляжевых россыпей тонкозернистый, равномернозернистый состав пляжевых песков с размером зерен в основном 0,1–0,5 мм.

Выносимые волнами на берег тяжелые ценные минералы не могут погрузиться в неподвижную плотную массу подстилающих отложений и накапливаются в самой верхней части тонкозернистых пляжевых песков, подверженных постоянному перемыву и пополнению морскими волнами. Поэтому в отличие от большинства аллювиальных россыпей (кроме косовых), погруженных вглубь осадков, современные пляжевые морские россыпи являются открытыми поверхностными россыпями.

Они в основном слагаются твердыми устойчивыми к истиранию и потому способными переноситься реками на дальние расстояния и выноситься в море россыпеобразующими минералами, имеющими темный преимущественно черный цвет: магнетитом, ильменитом, рутилом, цирконом, монацитом, гранатами. Поэтому пляжевые россыпи представлены в основном богатыми по содержанию ценных минералов (содержание их 30–80 %) и потому темно-серыми и черными тонкозернистыми песками.

Прибрежные морские течения, не нарушая общей волновой схемы формирования пляжевых россыпей способствуют «растягиванию» – перемещению привносимого в основном крупными реками обломочного материала вдоль берега со скоростью до десятков и более метров в сутки. Это способствует тому, что прибрежные россыпи протягиваются в виде узких располагающихся между линиями прилива и отлива весьма протяженных полос шириной чаще в 5–25 м, реже более, располагающихся вдоль берега от устья питающей реки или размываемых морем источников на километры, а иногда и сотни километров.

Мощность таких лентообразных залежей современных россыпей обычно небольшая (около 1 м, изредка до 2–3 м), причем внутри этой суммарной мощности продуктивный пласт россыпи состоит из нескольких еще более тонких (в 10–20 см) линзовидных черных прослоев, сложенных наиболее богатыми концентратами ценных минералов.

Важнейшей особенностью современных пляжевых россыпей, отличающих их от почти всех других типов месторождений полезных ископаемых, является их возобновляемость. Этому способствует интенсивное перемещение больших масс прибрежного обломочного материала береговыми течениями и морскими штормами с последующей его сортировкой волнами и повторяющимся относительно быстрым накоплением на поверхности пляжей.

Примерами современных пляжевых россыпей являются прибрежные россыпи Австралии, Бразилии, Индии. Известны такие россыпи на Тихоокеанском побережье. Из пляжевых россыпей в процессе отступления моря образуются более древние морские террасовые россыпи, располагающиеся на прибрежных морских террасах, отстоящих от современного берега моря на разные расстояния (до нескольких километров) и поднятые на высоту в 10–200 м.

Эти россыпи бывают перекрыты песчано-глинистыми торфами мощностью 1–5 м. Обычно у моря они сопровождаются современными пляжевыми россыпями. Мощность продуктивных пластов террасовых россыпей часто более значительная, чем пляжевых (до 2–3 м). Размеры их зависят от степени сохранности морских террас и, как правило, уступают размерам пляжевых россыпей.

Важнейшими примерами морских террасовых россыпей являются богатейшие алмазоносные россыпи Намибии и золотоносные россыпи района Ном на Аляске.

Подводные россыпи образуются на береговом склоне в значительной степени в результате деятельности постоянных морских прибрежных течений вдоль берегов трансгрессирующих морей, наступающих на участки побережья с имеющимися пляжевыми и дельтовыми россыпями. Они характеризуются иногда значительными мощностями продуктивных песков (до 25 м), но нередко перекрыты пустыми осадками мощностью в 2–30 м. Ширина их достигает сотен метров при протяженности в километры (до сотен километров). В настоящее время из таких россыпей начата подводная добыча ильменита, рутила, циркона, монацита, магнетита, хромита, золота, алмазов и др.

В районах, сформированных в процессе поднятия суши и значительного отступления (регрессии) моря, древние морские россыпи нередко обнаруживаются вне связи с современными побережьем вдали от моря, под чехлом перекрывших их впоследствии наносов в виде погребенных прибрежно-морских россыпей. Эти россыпи приурочены к прибрежно-морским фациям пород третичного, мезозойского и реже палеозойского возрасту, перекрытых более молодыми отложениями, и залегают на глубинах от нескольких метров до сотен метров.

Так как эти россыпи были образованы в основном как пляжевые россыпи в условиях, аналогичных современным, но формировались преимущественно на фоне опускания дна и трансгрессии моря, то они характеризуются значительно большими мощностями продуктивных песков (до 20–30 м). В остальном они сходны с соответствующими современными прибрежно-морскими россыпями.

Примером погребенных прибрежно-морских россыпей, аналогичных вышеописанным современным пляжевым ильменит-цирконовым россыпям, являются третичные россыпи Приднепровья. Эти россыпи залегают на северо-восточной окраине Украинского щита, сложенного архейскими гранитогнейсами, содержащими акцессорную вкрапленность ильменита, рутила, циркона.

В верхней части архейского фундамента развита мощная кора выветривания. Фундамент перекрыт толщей кайнозойских песков, глин, бурых углей, в которой присутствуют два продуктивных горизонта россыпей, связанных с прибрежно-морскими фациями полтавского и сарматского ярусов и перекрытых более молодыми осадками мощностью до 30 м и более.

Подобные погребенные россыпи известны также на Северном Кавказе, на Урале, в Сибири.

***Контрольные вопросы***

1. Какими свойствами обладают россыпеобразующие минералы и что определяет возможную дальность переноса водотоками до места образования россыпей.
2. Какие выделяются генетические классы россыпных месторождений, их основные особенности, схемы образования и промышленное значение.
3. Назовите генетические типы аллювиальных россыпей, механизмы, стадийность образования, приведите разрезы и названия слагающих их пород.
4. Каков литологический состав пород отдельных слоев аллювиальных россыпей, чем определяются промышленные понятия: валунность, каменистость, промывистость россыпей.
5. Каковы типы прибрежно-морских россыпей, их геологическое строение, минеральный состав, механизмы образования и промышленное значение.
6. В чем отличие от других россыпей и сходство между собой косовых аллювиальных и современных пляжевых прибрежно-морских россыпей, назовите важную особенность, отличающую их от других типов месторождений полезных ископаемых.
7. Какие выделяются типы коренных источников россыпеобразующих минералов и какое значение они имеют для образования важнейших типов россыпных месторождений: золота, платины, олова, титана, циркония, алмазов.

**Практическая работа № 13 ОСАДОЧНЫЕ МЕСТРОЖДЕНИЯ**

***Цель работы:*** изучить генезис осадочных месторождений.

***Теоретическая часть.***

Осадочные месторождения химического и биохимического классов образуются в водной среде в результате донного накопления минерального вещества, отложенного путем коагуляции коллоидных растворов, кристаллизации из истинных растворов или в результате скопления остатков отмерших морских организмов.

Водной средой, где происходит накопление вещества, могут быть океаны, моря, заливы, лагуны, озера, реки, заболоченные низменности. Осадкообразование может происходить в глубоководных и мелководных условиях. Минеральное вещество, отлагаемое на дне водоемов, поступает в бассейны седиментации из различных источников.

Один из главных источников – континентальные коры выветривания, дающие в результате своего образования, а затем и активного разрушения, вещество разнообразного химического состава (гидроксиды железа, марганца, алюминия, гель кремнезема, глинистое вещество), другой источник вещества – процесс жизнедеятельности и последующего отмирания живых организмов, средой обитания которых является водный бассейн.

Количественные соотношения минерального вещества, поступающего из тех или иных источников, неодинаковы для залежей полезных ископаемых различного типа.

По преобладающему типу минеральных образований можно выделить две группы месторождений химических и биохимических месторождений:   
1) континентально-осадочные или просто осадочная, в образовании которых принимает участие вещество континентального происхождения; 2) биогенно-осадочные, материалом для которых служит вещество органического происхождения.

К собственно осадочным, образованным в результате сноса материала с континента, относятся некоторые месторождения железа, марганца, алюминия, солей, боратов, барита, глин и другие. К биогенно-осадочным относятся месторождения фосфоритов, гуано, карбонатных и кремнистых пород. К осадочным биохимическим относятся также все месторождения горючих ископаемых – уголь, горючие сланцы, нефть и горючий газ.

Химические и биохимические осадочные месторождения по условиям образования делятся на платформенные и геосинклинальные.

Платформенные месторождения образуются в условиях мелководных бассейнов и характеризуются обычно небольшой мощностью отложений, значительной пестротой минерального состава, разнообразием текстурно-структурных особенностей руд. Геосинклинальные месторождения, возникающие в глубоководных условиях, при устойчивом погружении дна водоема, слагаются залежами значительной мощности, одно­родного минерального состава и мало меняющихся текстурно-структурных свойств.

Характер скоплений органогенного вещества также неодинаков в рудах разных типов. В платформенных условиях остатки живых организмов накапливаются в основном биологическим путем, характеризуются хорошей сохранностью и относительно слабо изменены. В геосинклинальных условиях биологическое вещество претерпевает часто полное химическое преобразование в результате растворения и служит лишь материалом для последующего хемогенного накопления минеральных масс.

Для многих осадочных месторождений весьма характерна фациальная изменчивость рудных отложений, контролируемая береговой линией бассейна. Это объясняется сменой мелководных условий, существующих вблизи береговой линии, на глубоководные в удалении от нее.

Тела полезных ископаемых месторождений химического и биохимического типа занимают обычно строго определенную стратиграфическую позицию и имеют форму пластов или вытянутых линз. Более сложную морфологию они могут приобрести вследствие поздних складчатых или разрывных нарушений.

Осадочные месторождения, особенно морские, представлены как правило, крупными телами. Отдельные пласты протягиваются на десятки, а свиты пластов – на сотни километров и более, мощность пластов может быть различной – от долей метра до нескольких сотен метров.

Для химических осадочных месторождений весьма характерны слоистые и линзовидно-слоистые, а также оолитовые и конкреционные текстуры руд.

В общем ходе формирования осадочных полезных ископаемых можно выделить следующие стадии:

1) собственно седиментогенез – накопление осадочного вещества в донных условиях;

2) диагенез – превращение сильно увлажненного, пластичного ила в уплотненную породу;

3) катагенез – преобразование уплотненной породы в окончательно окаменелую (литифицированную) с соответствующими минеральными и текстурно-структурными новообразованиями (высвобождение воды, частичное переотложение вещества в межзерновом пространстве и т. д.).

Залежи полезных ископаемых химического и биохимического происхождения могут слагаться оксидами и гидроксидами железа, марганца, алюминия, опалом, халцедоном, кварцем, карбонатами и силикатами железа, фосфатами различного состава, хлоридами и сульфатами натрия, калия, магния, бария, разнообразными по составу боратами и т. д.

**Химические осадочные месторождения.** Осадочные химические месторождения подразделяются обычно на две группы в зависимости от характера растворов, из которых происходит образование минерального вещества. К первой группе месторождений, образованных из истинных растворов, принадлежат залежи соли, гипса, ангидрита, боратов, барита. Ко второй группе, образованной с участием коллоидных растворов, относят руды железа, марганца, алюминия, некоторых других цветных и редких металлов.

***Месторождения солей.*** По условиям образования среди месторождений солей можно выделить две группы образований: 1) природные рассолы современных соляных бассейнов, соляные подземные воды и залежи минеральных солей современных бассейнов; 2) ископаемые (древние) залежи минеральных солей.

Современные солеродные бассейны подразделяются на два типа:   
1) связанные с морем и питающиеся морской водой; 2) континентальные, питающиеся водами суши. Примерами бассейнов первого типа являются заливы Сиваш (Азовское море), Кара-Бугаз (Каспийское море), Данузлав (Черное море). Континентальными бассейнами являются озера в Волго-Урало-Эмбинском районе, в Западно-Сибирской и Туркменской низменностях. Ископаемые (древние) залежи минеральных солей обычно рассматриваются в качестве классических осадочных образований. Считается, что такие месторождения формировались в процессе испарения морской воды в относительно изолированных лагунах. Содержание различных по составу солей в современных океанических и морских водах достаточно высокое, в бассейнах с затрудненным водообменном – до 4,2 % (Красное море).

Все главнейшие древние солеродные бассейны приурочены, в основном, к предгорным прогибам или синклинальным прогибам платформ.

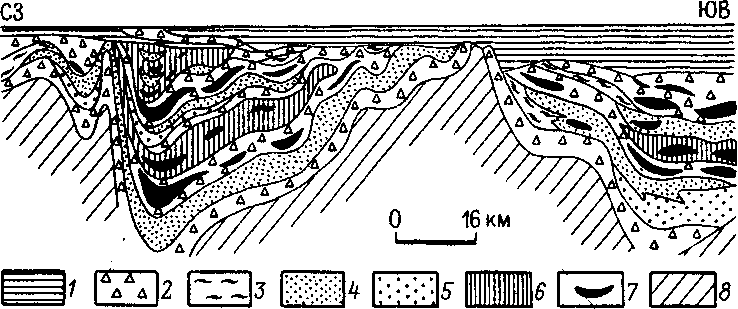
В отличие от других осадочных месторождений, имеющих в основном форму спокойно залегающих пластов, древние соляные месторождения иногда приобретают более сложные очертания, что связано с процессом смятия толщ в складки и выжиманием текучего вещества солей в замки атниклиналей. Таким образом даже в обстановке очень слабых тектонических изменений вмещающих толщ возникают соляные купола.

**Галит-сильвин-карналлитовая формация в осадочных породах.** Данная формация объединяет все месторождения ископаемых (древних) солей. Главный полезный компонент месторождений галит NaCl; ему сопутствуют сильвин КСl, карналлит KCl×MgCl2×6H2O, полигалит 2CaSO4**×**K2SO4×MgSO4×2H2O, мирабилит (глауберова соль) Na2SO4×10H2O, ангидрит CaSO4, гипс CaSO4×2H2O, сода (декагидрит) Na2CO3×10H2O, калиборит KMg2B11O19×9H2O и другие минералы. Для большинства хемогенно-осадочных месторождений солей характерна примесь карбонатно-глинистого материала.

Иногда эти месторождения называют месторождениями каменных и калийных солей. Каменной солью называют галит с примесью гипса, ангидрита, а также глинистых, карбонатных и других минералов. Калийные соли содержат сильвин, карналлит и другие минералы калия. Различают также соли магниевые, калийно-магниевые и др.

Для месторождений солей характерна пластовая форма залежей (рисунок 59), однако в условиях пластичного изменения минеральных образований форма залежей может измениться и приобрести форму куполов (рисунок 60). Объясняется это высокой пластичностью солей по сравнению с вмещающими породами и малой их плотностью. Вмещающими породами для соляных залежей могут быть самые разнообразные осадочные породы.

Так, для Верхнекамского соляного бассейна покровными отложениями соленосного горизонта являются глины, мергели, известняки, песчаники, подстилающими породами являются также глины, известняки, доломиты, песчаники, мергели.

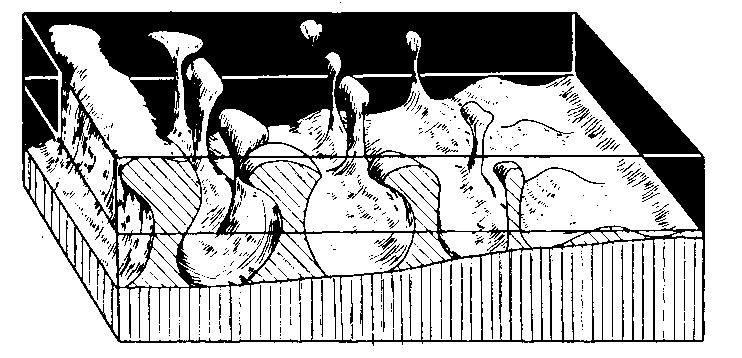
1 – перекрывающие песчано-глинистые породы; *2* – соленосные брекчии; *3* – глины; *4* – песчаники;

*5* – гравелиты; 6 – каменная соль;

*7* – калийная соль; *8* – подстилающие аргиллиты и песчаники

***Рисунок 59 – Схематический геологический разрез одной из зон***

***Предкарпатского соленосного прогиба***



***Рисунок 60 – Форма соляных куполов в Северо-Германской впадине***

Внутреннее строение залежей обычно неоднородно. В разрезе могут чередоваться покровные каменные соли, калийно-магниевые соли, подстилающие каменные соли. Текстуры руд массивные, грубо- и тонкослоистые, что обусловлено сменой минерального состава отдельных слойков в пластах соляных залежей.

С месторождениями солей связана локализация некоторых минералов бора. В зоне выветривания солей борные соединения, рассеянные в породе, растворяются, переотлагаются и концентрируются в так называемой «гипсовой шляпе» в виде разнообразных боратов – ашарита Mg[BO2](OH), гидроборацита CaMgB6O11×6H2O, улексита NaCaB5O9×8H2O и др.

Примером месторождения ископаемых залежей минеральных солей служит бассейн в Предуральском передовом прогибе – Верхнекамский.

Есть месторождения такого типа и в Прикарпатском, Закарпатском, Донецком и других передовых прогибах на территории СНГ.

Известны месторождения в синеклизах, поперечных прогибах и краевых впадинах платформ. Примером может служить месторождение Стассфурт в Польско-Германской синеклизе Восточно-Европейской платформы.

***Месторождения железа, марганца, алюминия.*** Руды железа, марганца и алюминия, относимые к континентально-осадочным хемогенным месторождениям, образуются из суспензий и коллоидных растворов на дне водных бассейнов в сходных геологических условиях. Источником материала для месторождений служат продукты разложения континентальных кор выветривания, сносимые в бассейн седиментации поверхностными, в основном речными и грунтовыми водами. Содержание соединений железа, марганца и алюминия в речных водах низкое, однако суммарный вынос этих металлов реками огромный. Отложение соединений всех трех металлов происходит в прибрежной зоне озер и морей в результате воздействия электролитов, растворенных в водах этих водоемов и коагулирующих коллоиды металлических соединений. В связи с различной геохимической подвижностью соединений железа, марганца и алюминия происходит их дифференциация в прибрежной зоне водоемов. Ближе к берегу накапливаются бокситы, далее (в верхней части шельфа) отлагаются железные руды, еще далее (в нижней части шельфа) – марганцевые руды. В пределах собственно железорудных или марганцевых месторождений наблюдается также фациальная изменчивость отложений.

Химические осадочные месторождения железа, марганца и алюминия по условиям образования объединяются в соответствующие рудные формации: шамозит-гётит-гидрогётитовую в осадочных породах (месторождения Керченское в Крыму, Аятское в Тургайской провинции и др.); пиролюзит-псиломелан-манганитовую в осадочных породах (месторождения Никопольское и Больше-Токмакское на Украине, Чиатурское в Грузии и др.); гидраргилит-бёмит-диаспоровую (бокситовую) в осадочных породах (месторождения Красная Шапочка на Северном Урале, Салаирское в Восточном Саяне, Северо-Онежская и Тихвинская группы на Кольском полуострове и др.).

**Шамозит-гётит-гидрогётитовая формация в осадочных породах.** Руды сложены различными по составу минералами железа – гидроксидами, силикатами, карбонатами. Форма рудных тел – пластовая, линзообразная. Вмещающие породы представлены известняками, глинами, глинистыми песками, глинистыми ракушечниками и другими осадочными породами. Текстуры руд оолитовые, порошковатые, слоистые. В рудах присутствуют остатки скелетов отмерших организмов.

Характерными месторождениями железа подобного типа являются платформенные морские месторождения Керченскрго бассейна в Крыму. Основные запасы кондиционных железных руд этого бассейна приурочены к крупным тектоническим брахисинклинальным структурам – мульдам. Рудный пласт во всех мульдах подстилается известняками и покрывается глинами киммерийского яруса. Мощность рудных пластов в центральных частях мульд составляет 25–40 м, в краевых – 0,5 м. Главные типы руд – «табачные» и «коричневые». «Табачные» руды залегают в центральных частях мульд, «коричневые» – на периферии. Считается, что «табачные» руды образуются в окислительно-восстановительных условиях, «коричневые» – в окислительных условиях за счет «табачных» руд.

Главные минералы «табачных» руд – гидроферрихлорит, ферримонтмориллонит и гидрогётит, а также магнаносидерит и родохрозит; иногда присутствуют фосфаты (вивианит, керчинит), гидроксиды марганца и пирит. Главные минералы «коричневых» руд (объектов промышленной добычи) – гидрогётит и ферримонтмориллонит.

«Табачные» руды получили свое название из-за характерного зеленоватого цвета, который обусловлен присутствием зеленоватого железистого хлорита. Текстура «табачных» руд, возникших осадочным путем, оолитовая.

Цвет «коричневых» руд обусловлен присутствием в них преимущественно гидроксидов железа. Так как этот тип руд формируется в результате окисления «табачных» руд, происходит замещение железистого хлорита гётитом и гидрогётитом, руды становятся буровато-коричневыми, гидроокисными. Текстура коричневых руд унаследованно-оолитовая.

В железных рудах Керченского месторождения присутствуют в небольшом количестве пиролюзит, псиломелан, кальцит, глауконит и другие минералы.

Для осадочных хемогенных руд характерна фациальная изменчивость: по направлению от береговой линии вглубь водоема намечается переход от гидроксидов железа (гётита FeO(OH), гидрогётита FeO(OH)×2H2O) к карбонатам, (сидерит FeCO3) и силикатам (шамозит Fe4Al[Si3AlO10][ОН]6×*n*Н2O, тюрингит Fe3,5(Al, Fe)1,5[Si2,5Al1,5O10)](OH**)**6×*n*H2O.

В наиболее глубоководных условиях в массе осадочных образований можно встретить сульфиды железа, преимущественно пирит.

**Пиролюзит-псиломелан-манганитовая формация в осадочных породах.** Руды сложены пиролюзитом МnO2, псиломеланом *m*МnO2×*n*Н2O и манганитом МnO2×Мn(ОН)2. В карбонатных разновидностях руд присутствуют родохрозит МnСО3 и манганокальцит. В небольшом количестве в рудах этого типа может присутствовать родонит (MnCa)SiO3. Перечисленные минералы располагаются в рудных залежах закономерно. От берега вглубь водоема четырехвалентные соединения (пиролюзит, псиломелан) сменяются манганитом, содержащим как четырехвалентный, так и двухвалентный марганец. Образуется он при некотором недостатке кислорода в водной среде. В более глубоководных, обычно восстановительных условиях возникают такие минералы марганца, как родохрозит и родонит, содержащие только двухвалентный марганец. Такая смена минерального состава в рудных пластах называется фациальной изменчивостью руд (рисунок 61).

|  |  |
| --- | --- |
|  | *1* **–** зона образования пиролюзита и псиломелана (окислительные условия);  *2* – зона развития манганита (недостаток кислорода); *3* – зона образования родохрозита и родонита (восстановительные условия)  ***Рисунок 61 – Схема, иллюстрирующая фациальную изменчивость осадочных марганцевых руд по мере удаления от береговой линии водного бассейна*** |

Никопольское месторождение на Украине – характерный представитель пиролюзит-псиломелан-манганитовой формации (рисунок 62).

|  |  |
| --- | --- |
|  | *1* – четвертичные отложения (чернозем, лёсс, глины, известняки);  *2* – миоценовые отложения (глины, песок); *3* – олигоценовые отложения (глины); *4* – марганцевые руды;  *5* – каолины; *6 –* докембрийские кристаллические породы  ***Рисунок 62 – Схема, иллюстрирующая положение марганцевых руд в разрезе палеоген-неогеновых отложений Никопольского месторождения*** |

Рудные тела представляют собой пласты и пластообразные залежи, линзы. Вмещающими породами служат глины, известняки, пески. Для Никопольского месторождения характерно залегание пластов марганцевых руд иногда непосредственно на размытой и выветрелой поверхности докембрийских метаморфических пород фундамента – на гранитах и гнейсах докембрия. Чаще подстилающими породами являются пески и глины олигоценового возраста. Перекрывают рудные пласты олигоценовые глины и другие осадочные породы. Мощность рудного пласта изменчива. Во впадинах она достигает 3–4 м, в местах поднятий рудный пласт выклинивается.

Текстуры руд – конкреционные, оолитовые, иногда ноздреватые, порошковатые.

Минералы марганца – пиролюзит, псиломелан и манганит – имеют черный цвет. Округлые и овальные оолиты черного цвета заключены обычно в рыхлой светлой песчано-глинистой массе. Иногда стяжения марганца имеют неправильную форму. Сложены они обычно тесно сросшимися мелкими оолитами тех же минералов марганца. Иногда черное марганцевое вещество пропитывает отдельные прослои глин.

**Гидраргилит-бемит-диаспоровая (бокситовая) формация в осадочных породах.** Руды сложены в основном гидраргилитом (гиббситом) А1(ОН)3, иногда бемитом АlO(ОН) и диаспором НАlO2. В состав руд входят также гидрогематит, гематит и каолинит. Часто в таких рудах можно встретить сидерит, хлорит (шамозит), пирит, марказит.

По условиям образования бокситовые месторождения подразделяются на платформенные и геосинклинальные. К числу платформенных относятся месторождения Южно-Лиманской, Тихвинской, Северо-Онежской групп месторождений и др. К числу геосинклинальных относятся Северо-Уральская, Южно-Уральская и Салаирская группы.

Месторождения бокситов платформенного и геосинклинального типа несколько отличаются друг от друга мощностью залежей, текстурно-структурцыми особенностями, формой рудных тел.

Так, платформенные осадочные бокситы Южно-Тиманской группы (рисунок 63) имеют вытянутую, с извилистыми неправильными контурами форму рудной залежи мощностью от 0,8 до 12 м (чаще 4–6 м). Бокситы залегают на карбонатных и карбонатно-глинистых породах девона, а перекрываются глинами, песчаниками и карбонатными отложениями карбона.

|  |  |
| --- | --- |
|  | *1* – четвертичные образования (суглинки, супеси, пески); *2* – доломиты; *3* – алевритистые глины;  *4* – глинистые алевролиты; *5* – углистые алевролиты;  *6 –* углистые глины;  *7* – песчаники; *8* – углистые аргилиты;  *9* – бокситоносная пачка *(а* – бокситы,  *б –* аллиты); *10* – глинистые известняки  ***Рисунок 63 – Геологический разрез бокситовой залежи Южно-Тиманского района*** |

Бокситоносная пачка пород сложена терригенными образованиями. В ней присутствуют различные литологические разновидности бокситов, аллиты и каолинитовые глины. Наверху и внизу, а также на периферии бокситовый горизонт переходит в аллиты, а затем в каолинитовый аргиллит.

По минеральному составу бокситы Южно-Тиманского района относятся к каолинит-гиббит-бемитовому и каолинит-бемитовому типам. Текстуры руд – землистые, каменистые, желваковые, реже бобовыеи оолитовые.

Геосинклинальные осадочные бокситы Северо-Уральского района имеют мощность рудного тела примерно 4 м (0–24 м). Форма рудного тела пластообразная. Верхняя граница пласта довольно ровная, нижняя – весьма неровная, с большими углублениями и воронками (рисунок 64).

|  |  |
| --- | --- |
|  | *1* – наносы; *2* – серые известняки;  *3* – зеленовато-серые (пестро-цветные) бокситы; *4* – красно-цветные бокситы;  *5 –* массивные известняки  ***Рисунок 64 – Разрез бокситового тела месторождения Северного Урала*** |

Связано это с тем, что бокситы располагаются на закарстованной поверхности известняков девонского возраста. Перекрываются они также известняками девона. Минеральный состав руд – диаспор, бемит, присутствует хлорит (шамозит), отмечена вкрапленность пирита и гематита. Текстуры руд оолитовые, бобовые, иногда массивные.

Бокситы Северо-Уральского района иногда обладают повышенной плотностью, Цвет их темно-вишневый. Объясняется такое уплотнение руд процессами метаморфизма бокситовых залежей. Изменения в минеральном составе и текстурно-структурных особенностях приводят к образованию бокситов разных типов: красных марких, немарких яшмовидных, пестроцветных. По минеральному составу красные бокситы относятся к диаспоровому типу, яшмовидные и пестроцветные – к диаспор-бемитовому.

**Биохимические осадочные месторождения.** Биогенно-осадочные месторождения по условиям образования можно разделить на два подтипа – собственно биологические и биохимические.

К числу первых относятся месторождения, образованные скоплением остатков отмерших организмов, несколько преобразованных в результате последующего окаменения (фоссилизации). К биохимическим относятся месторождения, образованные сложным путем. Источником вещества в этом случае также служат отмершие организмы, но полностью растворенные в морской воде. К числу биогенно-осадочных относятся месторождения фосфоритов, а также карбонатных и кремнистых пород.

**Формация фосфоритов в осадочных породах.** Руды отличаются наличием трех фосфорсодержащих минералов – фторапатита 3Ca3(PO4)2CaF2; карбонатапатита 3Са3(РO4)2СаСO3; гидроксилапатита 3Са3(РO4)2Са(ОН)2. В парагенезисе с этими минералами находят кальцит и глауконит, иногда сидерит.

Морская вода обогащается фосфором в результате привноса продуктов химического выветривания магматических пород. Вместе с тем некоторые геологи полагают, что фосфор мог поступать в водные бассейны в результате вулканической деятельности.

Различные растения и живые организмы заимствуют фосфор из морской воды. В раковинах беспозвоночных различных видов концентрация фосфора невелика (доли процентов или несколько процентов). Высокие концентрации фосфора наблюдаются только у раковин двух видов беззамковых брахиопод – лингул и оболюсов. Для них характерно содержание фосфорнокислого кальция, достигающего 80–91,5 %. Постоянная концентрация фосфора характерна для скелетов позвоночных – 60–70 % Са3(РО)4.

Строение платформенных и геосинклинальных месторождений значительно отличается. Для платформенных характерны в основном желваковые формы скопления минерального вещества, для геосинклинальных – пластовые.

Фосфориты геосинклинального типа обычно трудно диагностируются, так как по чисто внешним признакам они весьма разнообразны и часто похожи на мелкозернистые песчаники. Существует надежная химическая реакция, с помощью которой можно уверенно определить присутствие фосфора в этих рудах.

Текстуры таких фосфоритов массивные, реже желваковые.

Примером месторождений такого типа является Каратаусский бассейн в Казахстане. Одним из крупнейших месторождений этого бассейна является Джаны-Тас (рисунок 65).

|  |  |
| --- | --- |
|  | *1* – четвертичные отложения;  *2* – доломиты брекчированные;  *3* – фосфориты; 4 – фосфатно-кремнистые сланцы; *5* – кремни фосфоритые;  *6 –* доломиты фосфоритые  ***Рисунок 65 – Схематический***  ***геологический разрез месторождения Джана-Тас (Каратауский бассейн)*** |

В его геологическом строении принимают участие различные сланцы с прослоями алевролитов и известняков палеозойского возраста. По тектоническому нарушению перечисленные породы контактируют с известняками того же возраста.

Рудные тела фосфоритов имеют пластообразную форму. Текстуры руд массивная и желваковая. Цвет фосфоритов серый или почти черный. Минеральный состав их определяется присутствием микрокристаллического или аморфного фосфата. Под микроскопом в таких фосфоритах можно увидеть мелко и микроолитовое строение. Цемент оолитов может быть фосфатным, карбонатным, кремнистым или смешанным.

Протяженность отдельных месторождений хребта Каратау достигает 30–40 км, на глубину фосфоритовые пласты прослеживаются до 400 м и более.

Месторождение фосфоритов Егорьевское (Подмосковье) приурочено к депрессии на Восточно-Европейской платформе. В осадочной толще, залегающей на размытой поверхности известняков карбона, выделяют три фосфоритовых слоя. Нижний фосфоритовый слой образован плотно соприкасающимися желваками глинистого фосфата, заключенными в глауконитовом глинистом песке или глауконит-песчанистой глине. На участках с глубоким залеганием слоя желваки сливаются в сплошную плиту, сцементированную фосфатно-кальцитовым цементом. Основную массу среднего слоя образуют включения желваков фосфоритов в глауконитовом песке. Третий (верхний) слой представлен песчанистой глиной, содержащей мелкие железистые желваки фосфорита.

Фосфоритные отложения перекрыты белыми кварцевыми песками неокома и песчаными четвертичными отложениями. Текстуры руд желваковые, оолитовые, органогенные, землистые.

**Биогенно-осадочные месторождения известняков и кремнистых пород.** К числу месторождений, образованных биологическим путем, относятся некоторые месторождения карбонатных и кремнистых пород.

Образование некоторых месторождений известняков (цельнора-ковинных, раковинно-детритовых, строматолитовых и др.) и мела обусловлено в основном скоплением на дне водоемов известковых раковин отмирающих морских организмов, а также накоплением вещества в результате образования колоний водорослей. Некоторые месторождения известняков могут образовываться и хемогенно-осадочным путем.

Биогенно-осадочными образованиями являются такие кремнистые породы, как диатомиты, трепела и опоки. Диатомиты – тонкозернистое образование, состоящее, главным образом, из мельчайших панцирей диатомовых водорослей, накопившихся в местах их массового отмирания.

Трепел – тонкозернистое образование, состоящее из мельчайших округлых телец опала и халцедона с остатками радиолярий, спикул губок и фораминифер.

Опока – более плотная кремнистая порода, состоящая из аморфной массы кремнезема в связи со скелетами диатомей, радиолярий и губок. Опоки рассматриваются как частично преобразованные диатомиты и трепелы.

***Контрольные вопросы***

1. Какие признаки в строении руд указывают на их осадочное происхождение.
2. В чем выражается фациальная изменчивость руд марганца, железа.
3. По каким признакам можно отличить фосфориты платформенного типа от геосинклинальных.
4. Что такое каменная соль. Каков ее минеральный состав.
5. Назовите современные солеродные бассейны в СНГ.
6. В какой геолого-тектонической обстановке происходило накопление ископаемых солей.
7. Сравните образцы «табачных» и «коричневых» руд Керченского железорудного месторождения. Объясните названия руд. Как они образовались.
8. Как провести диагностику фосфоритов с использованием химических реагентов.
9. Чем отличаются платформенные месторождения фосфоритов от геосинклинальных.

**Практическая работа № 14 УГОЛЬ И ГОРЮЧИЕ СЛАНЦЫ**

***Цель работы:*** изучить петрографический состав, классификацию углей и генезис горючих сланцев

***Теоретическая часть.***

***Петрографический состав угля*** – это количественная характеристика угля по содержанию основных групп мацералов, литотипов и минеральных включений. В соответствии с ГОСТ 17070-87 «Угли. Термины и определения» ***мацералы угля*** – это органическая составляющая угля, различимая под микроскопом, с характерными морфологическими, структурными признаками, цветом и показателем отражения.

При петрографическом анализе мацералы углей объединяют по близким химико-технологическим свойствам в группы: группу витринита (или гуминита для бурых углей), группу липтинита, группу инертинита. В плотных блестящих бурых углях и каменных углях выделяют четвертую группу мацералов – семивитринит, при содержании его в угле более 3 % (таблица 5). Каждая группа включает ряд мацералов, которые объединяются или по сходству происхождения (липтинит), или по характеру исходного материала и консервации (витринит, инертинит).

Каждая из групп мацералов характеризуется в определенной мере присущим ей химическим составом и физическими свойствами. Мацералы одной степени зрелости по элементному составу отличаются следующим образом: витринит содержит относительно больше кислорода, липтинит – водорода, а инертинит – углерода.

***Группа витринита*** – одна из главнейших составляющих органической массы углей. Она включает гелефицированные компоненты, т.е. продукты гелефикации. Процесс гелефикации – переход гуминовых кислот бурых углей в коллоидные образования – гели через стадию гидрозоля. *Витриниты* – это продукты гелефикации гуминовых кислот. Отмершие растения, попадая в водную среду, в анаэробных условиях постепенно переходят в коллоидный раствор через стадию «студня» и превращаются в гидрозоль.

Таблица 5 – Номенклатура групп мацералов и минеральных включений плотных блестящих бурых углей, каменных углей и антрацитов

|  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- |
| Группа мацералов и минеральных включений | | Мацералы и минералы | |
| Наименование | Обозначение | Наименование | Обозначение |
| Витринит | Vt | Телинит | Vtt |
| Коллинит | Vtk |
| Витродетринит | Vtvd |
| Семивитринит | Sv | Семителинит | Svt |
| Семиколлинит | Svk |
| Инертинит | I | Семифюзинит | Isf |
| Фюзинит | If |
| Макринит | Ima |
| Микринит | Imi |
| Склеротинит | Isk |
| Инертодетринит | Iid |
| Липтинит | L | Споринит | Lsp |
| Кутинит | Lkt |
| Резинит | Lr |
| Суберинит | Ls |
| Альгинит | Lal |
| Липтодетринит | Lid |
| Минеральные включения | М | Глинистые минералы | Мgl |
| Сульфиды железа | Ms |
| Карбонаты | Mk |
| Оксиды кремния | Mkr |
| Прочие минеральные включения | Mpr |

***Группа витринита*** включает три мацерала: телинит, коллинит и витродетринит. *Телинит* образуется из хорошо сохранившихся гелифицированных тканей растений (древесина, перидерма). *Коллинит* состоит из гуминового вещества торфа, представленного бесструктурной гелефицированной основной массой, цементирующей микрокомпоненты и минеральные примеси. *Витродетринит* формируется в угольных пластах в результате дробления фрагментов телинита или коллинита под воздействием различных геологических факторов.

Преобразования мацералов группы витринита в процессе углефикации характеризуются *четырьмя стадиями*, в результате которых происходит изменение их химических и оптических свойств:

1) стадия длиннопламенных и газовых углей. На этой стадии мацералы приобретают свойство спекаемости, оптические свойства изменяются мало. Они сохраняют цвет и общие внешние микроскопические признаки, полученные в стадию бурых углей.

2) стадия углефикации при переходе от газовых углей к коксовым происходит резкое снижение содержание кислорода, выделяющегося в виде двуокиси углерода и воды.

3) стадия слабометаморфизованных антрацитов совпадает с изменением оптических свойств мацералов группы витринита и началом выделения большого количества водорода в форме метана.

4) стадия (на границе между антрацитами и суперантрацитами) сопровождается сильной ароматизацией и конденсацией колец органической части угольных мацералов.

***Группа липтинита*** представляет собой растительные остатки с повышенным содержанием водорода (липиды и липоиды) устойчивые к микробиальному воздействию. Эта группа включает *споринит, кутинит, суберинит, резинит, альгинит и липтодетринит.*

*Споринит* представляет собой оболочки экзин макро- и микроспор, состоящие из воскоподобного вещества*. Суберинит* – стенки клеток коревых (пробковых) тканей, содержащие суберин. В углях этот компонент встречается чище всего в виде каемок различной толщины, оконтуривающих коровую ткань. *Кутинит* – остатки кутикулы, представляющие кутинизированный слой эпидермиса листьев и молодых побегов. В углях встречается в виде полос различной ширины. *Резинит* представляет собой разнообразные смоляные включения в виде отдельных телец. Они встречаются в виде округлых зерен, овальных тел неправильных очертаний, вытянутых палочек. *Альгинит* – колонки водорослей определенной формы и размеров или бесструктурная сапропелевая основная масса, цементирующая в углях форменные элементы и минеральные вещества*. Липтодетринит* состоит из фрагментов или разрушенных остатков спор, кутикулы, смоляных телец и водорослей, которые из-за детритового состава не могут быть отнесены к определённому мацералу данной группы.

***Группа мацералов липтинита*** характеризуется тёмно-коричневым, чёрным или тёмно-серым цветом в отраженном свете, сохранившимися морфологическими признаками и способностью при определенной стадии метаморфизма переходить при нагревании в пластическое состояние. Содержание липтинита в углях варьируется от 5 до 15 %.

***Группа инертинита*** включает шесть мацералов – *фюзинит, микринит, макринит, склеротинит, семифюзинит, инертодетринит*. Мацералы этой группы образуются в процессе фюзенизации, который идет в окислительных условиях. Происходит обуглероживание, связанное с биохимическим окислением низкомолекулярных фрагментов и дегидратацией, когда развивается процесс переработки древесины с высвобождением целлюлозных волокон и последующими реакциями типа неполного окисления в условиях слабого обводнения, при этом сохраняется клеточная структура древесины.

***Группа инертинита*** характеризуется высоким показателем отражения и резко выраженным микрорельефом. Цвет изменяется от белого до жёлтого. Мацералы этой группы не переходят в пластическое состояние и не спекаются на всех стадиях метаморфизма. Содержание инертинитов в углях может изменяться от 5 до 40 %. Из мацералов группы инертинита наиболее часто встречается *фюзинит* – характеризуется наличием клеточной структуры различной степени сохранности. Цвет в отраженном свете желтовато-белый. Встречается в виде обломков линз или вытянутых участков различной ширины. Из всех компонентов угля фюзинит имеет наибольшее содержание углерода. *Микринит* – мацерал каменных углей, отличающийся от других мацералов группы инертинита своим происхождением. Он характеризуется округлой формой зерен, размер которых не превышает 3 мкм. Цвет микринита бледно-серый до белого. *Макринит* встречается относительно редко. Он представляет собой аморфную незернистую массу с высокой отражательной способностью. Цвет изменяется от светло-серого до белого и до жёлто-белого. *Склеротинит* имеет форму округлых, округло-угловатых, овальных тел с резко очерченными краями или рельефных и пористых, губчатых тканей. Микрорельеф, как правило, резко выражен. Цвет изменяется от жёлтовато-белого до жёлтого. Состоит, в основном, из остатков грибов. *Семифюзинит* характеризуется наличием клеточной структуры различной степени сохранности. Цвет изменяется от серо-белого до белого в отраженном свете. По морфологическим признакам является переходной стадией между фюзинитом и телинитом. *Инертодетринит* – обломки или остатки мацералов, семифюзинита, макринита, фюзинита, склеротинита, которые вследствие небольших размеров не могут быть отнесены к определенным мацералам группы интертинита. В процессе углефикации мацералы группы инертинита постепенно теряют кислород и водород, обогащаясь углеродом.

***Группа семивитринита*** по физическим и химико-технологическим свойствам занимает промежуточное положение между группой витринита и инертинита, но ближе к витриниту. Мацералы этой группы не имеют рельефа, они серого или беловато-серого цвета, но всегда светлее, чем мацералы группы витринита. При определенной стадии метаморфизма размягчаться, не переходя в пластическое состояние. Группа включает два мацерала – *семиколлинит и семителинит* – и входит в состав каменных углей низкой и средней стадии метаморфизма.

***Группа гуминита*** – группа мацералов бурого угля, характеризующаяся серым цветом различных оттенков в отраженном свете, хорошо различимой структурой растительных тканей и являющаяся предшественником группы витринита.

В процессе петрографического анализа наряду с мацералами могут быть определены минеральные включения. Они в углях и антрацитах представлены глинистыми минералами, сульфидами железа, карбонатами, оксидами кремния и прочими минералами. Под термином минеральное вещество в данном случае принято понимать неорганическое вещество, присутствующее в углях при их добыче и образовавшееся при генезисе в ходе последующей геологической истории.

*Глинистые минералы* характеризуются тёмно-серым цветом с коричневым оттенком, имеют тонкозернистое или чешуйчатое строение. Они на 50 % и более сложены из частиц размером от 2 до 100 мкм. *Сульфиды железа* в углях обычно представлены пиритом, марказитом, мельниковитом и характеризуются высоким микрорельефом и ярко-жёлтым цветом. Встречаются в виде отдельных зерен, розеток, часто заполняют клеточные полости растительных тканей. *Карбонаты* в углях обычно представлены кальцитом, сидеритом, доломитом, анкеритом и другими минералами. Цвет этих минералов серый, немного темнее, чем витринита. В углях карбонаты встречаются в трещинах или образуют отдельные прослойки. *Оксиды кремния* представлены в углях кварцем, халцедоном, опалом и другими минералами. Цвет тёмно-серый, микрорельеф высокий.

Мацералы угля редко встречаются в чистом виде. В основном они ассоциированы с мацералами других групп и минеральными включениями, образуя ***литотипы*** – составные части угля, различимые невооруженным глазом, отличающиеся по блеску, цвету, излому, структуре, текстуре и трещиноватости.

*Витрен* – литотип угля, встречающийся в пластах угля в виде линз и прослоев, блестящий, однородный, с раковистым изломом. Цвет – чёрный. Линзы витрена обладают хорошо выраженной эндогенной трещиноватостью, перпендикулярной наслоению. Поэтому витрен легко крошится и при разработке угольного пласта накапливается в тонких фракциях. Витрен состоит только из мацералов группы витринита. *Кларен* – литотип угля, образующий прослои и пачки в пластах угля, по блеску близкий к витрену, с угловатонеровным изломом, относительно хрупкий, однородный и полосчатый. В составе кларена более 75 % мацералов группы витринита (таблица 6).

Таблица 6 – Мацеральный состав литотипов угля

|  |  |  |
| --- | --- | --- |
| Литотип | Содержание, % об. | |
| витринита | липтинита, инертинита и минеральных включений |
| Витрен | 100 | - |
| Кларен (блестящий) | 75 | 25 |
| Дюрено-кларен (полублестящий) | 60-75 | 40-25 |
| Кларено-дюрен (полуматовый) | 45-60 | 55-40 |
| Дюрен (матовый) | 45 | 55 |
| Фюзен | - | 100 (инертинита) |

*Дюрен* – литотип угля, образующий прослои и пачки в пластах угля, матовый, однородный, твёрдый, плотный, с шероховатой поверхностью и неровным зернистым изломом. Дюрен может быть чёрного или серого цвета. Отличается от других литотипов углей большей вязкостью (менее хрупок). Прослои дюрена имеют относительно большую мощность (до 10 см) и хорошо выдержаны по простиранию.

*Фюзен* – литотип угля, встречающийся в пластах угля в виде линз и прослоев, матовый, с шелковистым блеском, волокнистой структурой, сажистый, очень хрупкий. Размеры линз фюзена по толщине составляют несколько миллиметров, по длине – несколько сантиметров. В пластах угля, особо богатых фюзеном, встречаются прослои мощностью до 20 см и длиной в несколько метров.

*Дюрено-кларен* (полублестящая разновидность) и кларено-дюрен (полуматовая разновидность) относятся к литотипам угля промежуточного состава и характеризуются более сложным сочетанием групп мацералов, которые и определяют их основные свойства.

Кларен и дюрен преобладают в массе угля. Угли могут быть или дюреновые (матовые), или клареновые (блестящие), или смешанные, т. е. полосчатые (перемежаемость матового и блестящего угля). Фюзен и витрен являются, за редким исключением, только примесями в основной массе углей.

**Генетическая классификация ископаемых углей.** Характер исходного растительного материала и процессы накопления, разложения и превращения растительных остатков положены в основу генетической классификации углей, в которой выделяется 3 группы: гумолиты, сапропелиты и сапрогумолиты (таблица 7).

*Гумолиты* образуются из продуктов разложения и превращения отмерших высших растений (деревьев, кустарников, травы и мхов).

*Сапропелиты* сложены продуктами превращения низших растений (водорослей) и простейших животных организмов (зоопланктона). *Сапрогумолиты* представляют собой переходную группу углей с органическим веществом смешанного состава.

В группе гумолитов выделяют два класса: гумитолиты и липтобиолиты. *Гумитолиты* образованы в основном из лигнино-целюлозной ткани высших растений. *Липтобиолиты* состоят из, устойчивых к биохимическому разложению, мацералов (форменных элементов).

***Горючие сланцы*** – это глинистые, известковистые или кремнистые, плотные тонкослоистые, при выветривании листоватые или массивные осадочные горные породы от желтоватого до коричневого и синевато-серого цвета. Их отличительным признаком является то, что они содержат органическое вещество, которое придаёт им горючесть. Характерный признак горючих – это слоистое строение, способность легко раскалываться на тонкие пластинки, листы.

Состоят горючие сланцы из смеси неорганических и органических веществ. Неорганических по массе больше (60-85 % в сухой массе) и они представлены в основном карбонатными и глинистыми минералами. Первые – это кальцит и доломит в различных соотношениях, вторые – гидрослюды и монтмориллонит. В сланцах также содержится кварц, полевые шпаты, пирит и со единения многих других элементов, в том числе редких – урана, ванадия, молибдена, рения.

Органическая составляющая горючих сланцев – это так называемый кероген – природный полимерный органический материал с высокой молекулярной массой (более 1000 г/моль). Он нерастворим в обычных органических растворителях и водном щелочном растворе, а каждая его молекула является уникальной, поскольку представляет собой случайное сочетание различных мономеров. Структуру керогена представляют в виде макромолекулы, составленной конденсированными карбоциклическими ядрами, соединёнными гетероатомными связями или алифатическими цепочками. По элементному составу кероген сланцев более близко, чем остальные виды горючих ископаемых, стоит к нефтям и характеризуется сравнительно высоким содержанием водорода (8,5–11 %) и углерода (66,5–79,7 %), а также небольшим содержанием кислорода (в среднем 5–12 %). Поэтому горючие сланцы называют протонефтью. В сланцах также может содержаться сланцевый газ, состоящий преимущественно из метана. По условиям образования горючие сланцы относят к каустобиолитам.

К этому же классу органогенных пород также относятся торф и угли. Все они возникли из геохимически преобразованных остатков растительности и животных. Отличие между ними заключается в содержании органического вещества: в углях и торфе органического вещества больше (не менее 50 %). Образование горючих сланцев началось сотни лет назад. Самые древние из них образовались в далёком докембрии, т. е. более 1 млрд лет назад. Они гораздо старше самого древнего угля, которому «только» 300–400 млн лет. Примерно 40 % всех сланцев образовалось в палеозойскую эру, около 30 % – в мезозойскую, 25 % – в кайнозойскую.

Схематично процесс образования горючих сланцев можно представить из нескольких стадий. На первой стадии на дне озёр или приморских лагун (мелководных заливах, отделённых от моря полосами песка) произошло накопление перегнившего ила – сапропеля – из остатков отмёрших водорослей, микроорганизмов, высших растений и погибших животных, переработанных личинками насекомых и микроорганизмами. Затем по мере высыхания этих водоёмов ил перемешался с выпавшими из воды частицами доломита, глины, песка и других минералов. В последующие периоды геологической истории на эти отложения легли мощные пласты других пород. Под их давлением и воздействием температуры, растущей с глубиной погружения, происходило уплотнение, цементация, биохимическое и физико-химическое преобразование осадка. В настоящее время обсуждаются три механизма консервации органического вещества (ОВ) в осадке. Первый механизм консервации ОВ предусматривает протекание процессов деградации – распад биогенных полимеров и «случайную» конденсацию продуктов их распада в новый геологический полимер-кероген.

В зависимости от исходного материала, из которого образовалось органическое вещество, горючие сланцы подразделяются на две группы: 1) сапропелитовые кукерситы – являются продуктами превращения простейших водорослей и животных материалов (например, горючие сланцы Прибалтийского сланцевого бассейна); 2) гумито-сапропелитовые – это изменённые остатки высших растений (гумусовые компоненты) и частично животных организмов. Этот вид горючих сланцев особенно распространён в Карпатах.

Сапропелевые вещества содержат насыщенные монокарбоновые кислоты жирного ряда, моно- и полициклические карбоновые кислоты, их соли и ангидриды, а также кислородсодержащие соединения с нейтральным характером и циклическим строением. В сапропелевых веществах отсутствуют ароматические структуры. Собственно, горючими сланцами часто считают породы, в органической части которых преобладают сапропелевые вещества, а содержание гумусовых веществ (образующихся при разложении остатков наземных растений) не превышает 25 %. В этом и заключается отличие горючих сланцев от бурых и каменных углей, которые образовались в основном из гумусовых веществ. По составу органической массы сланцы близки к сапропелитовым углям, но отличаются от них высоким содержанием минеральных веществ. Минимальное содержание золы в горючих сланцах принято считать равным 30 %. Залегают горючие сланцы, образуя сланценосные формации мощностью в десятки и сотни метров с площадью распространения до несколько тысяч квадратных километров.

Запасы горючих сланцев впервые были выявлены в Беларуси в 1963 г. и по разведанной мощности находились на третьем месте в Советском Союзе после Прибалтийского и Средневолжского месторождений. Белорусские горючие сланцы сосредоточены в Припятском сланцевом бассейне на площади около 20 тыс. км2. Их прогнозные запасы оцениваются в 8,3 млрд тонн, а реальные промышленные – в 3,6 млрд тонн. Они сконцентрированы на двух месторождениях – Туровском, прогнозные запасы которого составляют 2,7 млрд тонн, и Любанском с прогнозными запасами в 0,9 млрд тонн. Глубина залегания сланцев колеблется от 50 до 600 м, мощность пласта – от 0,1   
до 3,7 м. Наиболее целесообразно, как считают учёные, разрабатывать прежде всего Туровское месторождение из-за большей мощности основного пласта и меньшей глубины залегания. Горючие сланцы в Припятском сланцевом бассейне из-за высокой зольности (75 % и более), низкой теплоты сгорания (средняя удельная теплота сгорания – 5,8 МДж/кг) и высокого выхода экологически опасных летучих соединений (15–25 %), содержащих серу (2–3 %), являются малоэффективным твёрдым топливом. Поэтому они непригодны для прямого сжигания, и долгое время добыча белорусских сланцев считалась нецелесообразной.

|  |  |  |  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| Группа | Класс | Подкласс | Петрографические литотипы углей | Процессы превращения | Условия накопления и превращения (фация) | |
| Гумолиты | Гумитолиты | Гелитолиты | блестящие однородные и полосчатые – К, К+(Ф), ДК, ДК+(В) | гелефикация, иллювиация | низинное, переходное и верховое торфяное болото | топяные болота с постоянно высоким уровнем болотных вод (фация обводненных болот) |
| Фюзенолиты | матовые однородные и полосчатые – Фкс, Фкс+ (В) | фюзенизация и элювиация | периодические и весьма длительные понижения уровня болотных вод (фация сухих болот) |
| Микстолиты | полублестящие, полуматовые комплексно-полосчатые К±(Ф±В) + КД± (В±Ф) +К и др. | переменная гелефикация и фюзенизация | характер обводнения переменный, сезонное колебание уровня болотных вод (мелкие проточные болота) |
| Липоидолиты | матовые, полуматовые однородные и полосчатые – Д, Д+ (В±Ф), КД, КД+(В±Ф) | элювиация, гелефикация и фюзенизация | изолированные и проточные низинные болота | |
| Липто-биолиты | | тасманит (споры), барзассит (кутикулы), рабдописсит (смоляные тела), лопинит (коровые ткани) | элювиация и гелефикация | проточные низинные болота | |
| Сапропелиты | Гумито-сапропелиты | | кеннель (споры [и микроводоросли](http://www.litceysel.ru/amdc/%D0%A2%D0%B5%D0%BC%D0%B0+%D0%B4%D0%B8%D1%81%D1%81%D0%B5%D1%80%D1%82%D0%B0%D1%86%D0%B8%D0%B8+%D0%B8+%D0%B0%D0%B2%D1%82%D0%BE%D1%80%D0%B5%D1%84%D0%B5%D1%80%D0%B0%D1%82%D0%B0+%D0%BF%D0%BE+%D0%B2%D0%B0%D0%BA+05.+18.+12%2C+03.+01.+06%2C+%D0%BA%D0%B0%D0%BD%D0%B4%D0%B8%D0%B4%D0%B0%D1%82+%D1%82%D0%B5%D1%85%D0%BD%D0%B8%D1%87%D0%B5%D1%81%D0%BA%D0%B8%D1%85+%D0%BD%D0%B0%D1%83%D0%BA+%D0%9F%D0%BE%D0%BD%D0%BE%D0%BC%D0%B0%D1%80%D0%B5%D0%B2+%D0%90%D0%BB%D0%B5%D0%BA%D1%81%D0%B0%D0%BD%D0%B4%D1%80+%D0%92%D0%BB%D0%B0%D0%B4%D0%B8%D0%BC%D0%B8%D1%80%D0%BE%D0%B2%D0%B8%D1%87%2C+2011c/main.html), сцементированные сапропелевой массой) | битуминизация и гелефикация | низинное застойное торфяное болото с открытым водным зеркалом (зарастающее озеро, лагуна) | |
| Собственно сапропелиты | | богхед (микроводоросли, сцементированные сапропелевой массой) | в основном битуминизация |
| Примечание. Сложные ингредиенты и литотипы: К – кларен, ДК – дюрено-кларен, КД – кларено-дюрен, Д – дюрен. Простые ингредиенты: В – витрен, Ф – фюзен, Вкс – витреноксилен, Фкс – фюзеноксилен | | | | | | |

**Контрольные вопросы:**

1. Как называется органическая составляющая угля?
2. Каков петрографический состав углей?
3. Что называют процессом гелефикации?
4. Охарактеризуйте стадии преобразования мацералов группы витринита в процессе углефикации.
5. По какому признаку классифицируют угли?
6. Охарактеризуйте генетическую классификацию углей
7. Каков петрографический и химический состав горючих сланцев?
8. На какие группы подразделяются горючие сланцы в зависимости от исходного вещества?
9. Где сосредоточены месторождения горючих сланцев в Беларуси?
10. В чем состоит особенность белорусских горючих сланцев?
11. **КОНТРОЛЬНЫЕ И ТЕСТОВЫЕ ЗАДАНИЯ**

|  |  |
| --- | --- |
| Контрольная работа № 1 | |
| 1 | 1 Карбонатиты – это  2 С чем связаны структурные условия нахождения карбонатитовых месторождений? |
| 2 | 1 Кем и когда был введен термин «карбонатиты»?  2 Назвать структурные обстановки локализации карбонатитовых месторождений. |
| 3 | 1 Назовите крупнейший карбонатитовые месторождения.  2 Какие формы карбонатитовых тел являются наиболее распространенными? |
| 4 | 1 Геологические условия образования карбонатитов. |
| 5 | 1 В течение какого интервала времени формируются рудоносные массивы; этапы формирования рудоносных массивов.  2 Какое количество массивов интрузивных пород известно в настоящее время, с которыми ассоциируются карбонатитовые месторождения? |
| 6 | 1 Магматическая гипотеза происхождения карбонатитовых месторождений.  2 Назвать 6 типоморфных рудных формаций связанные с карбонатитовыми месторождениями. |
| 7 | 1 Гипотезы происхождения карбонатитов.  2 «Открытые» и «закрытые» типы карбонатитовых месторождений. |
| 8 | 1 Ресурсы каких полезных компонентов сосредоточены в карбонатитах?  2 Назвать и описать фации глубинности, выделяемые в вертикальном разрезе карбонатитовых массивов. |

**Тестовое задание**

ВАРИАНТ 1

1 Выберите верное утверждение:

А) Кора выветривания – это континентальная геологическая формация, образующаяся при воздействии энергии жидких и газообразных атмосферных и биогенных агентов на коренные породы, коллоидных растворов.

Б) Кора выветривания – это формация, образующаяся при воздействии энергии жидких, твердых и газообразных атмосферных и биогенных агентов на осадочные породы, в результате на их месте возникают новые минеральные ассоциации со свойственными им особыми текстурами, структурами и вещественным составом.

В) Кора выветривания – это континентальная формация, образующаяся при воздействии биогенных агентов на коренные породы, в результате на их месте возникают новые минеральные ассоциации со свойственными им особыми текстурами, структурами и вещественным составом.

Г) Кора выветривания – это континентальная геологическая формация, образующаяся при воздействии энергии жидких и газообразных атмосферных и биогенных агентов на коренные породы, в результате на их месте возникают новые минеральные ассоциации со свойственными им особыми текстурами, структурами и вещественным составом.

2 Подводное выветривание – это

А) гармиролиз; Б) пиролиз; В) гиролиз; Г) гармаролиз

3 Устойчивые минералы в зоне выветривания:

А) амфиболы, кислые плагиоклазы; Б) мусковит, ортоклаз, микроклин, кислые плагиоклазы;

В) щелочные амфиболы, биотит; Г) ортоклаз, кварц, глауконит, доломит

4 Выбрать ложное утверждение:

А) Площадная кора выветривания и связанные с ней месторождения плащом покрывают коренные породы, за счет которых они образовались. Нижняя поверхность таких залежей имеет сложную морфологию и постепенный переход к неизмененным породам.

Б) Месторождения линейной коры выветривания формируются вдоль систем трещин в коренных породах и имеют форму жилообразных тел.

В) Переотложенные залежи возникают вследствие некоторого смещения выветрелой минеральной массы под влиянием силы тяжести или энергии воды.

Г) Площадная кора выветривания и месторождения, связанные с ней локализуются вдоль поверхности контакта породы, поставляющей вещество полезного ископаемого при его разложении, и породы, осаждающей это вещество из приповерхностных водных растворов.

5 Какие месторождения называются остаточными?

6 Опишите процесс регионального метаморфизма

7 Дополните: в метаморфогенных горных породах обычно присутствуют девять главных компонентов:

1) SiO2; 2) Fe2O3; 3) \_\_\_\_\_\_; 4) MgO; 5) \_\_\_\_\_\_;

6) \_\_\_\_\_\_; 7) K2O; 8) \_\_\_\_\_\_\_; 9) \_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_

8 Назовите функции воды в процессе метоморфизма.

9 С фацией зеленых сланцев связаны месторождения:

А) алмаза, рутила, магнетит-гематитовые кварциты графита, наждака;

Б) магнетит-гематитовые кварциты, колчеданные, металлоносные конгломераты, золото-кварц-сульфидные с мышьяком и ртутью, графита;

В) амфибол-пироксен-магнетитовые кварциты, граната, рутила, керамических пегматитов

Г) силикатные руды марганца и цинка, золото-кварц-сульфидные с мышьяком и ртутью, графита;

10 В осадочных месторождениях железа при процессах метаморфизма гидрооксиды железа переходят в:

А) гематит и магнетит, опал перекристаллизовывается в кварц;

Б) лимонит и магнетит, опал перекристаллизовывается в кварц;

В) гематин и лимонит, опал перекристаллизовывается в кварцит;

Г) гетит и гематит, опал перекристаллизовывается в кварцит.

ВАРИАНТ 2

1 Метаморфизм, связанный со сменой высокотемпературных минеральных ассоциаций низкотемпературными, способствующими обратному поглощению воды и углекислоты, называется:

А) диафторезом; Б) прямым; В) прогрессиым; Г) контактовым.

2 Выберите верное утверждение:

А) региональный метаморфизм, вызванный снижением температуры и давления, называется прямым, или прогрессивным, способствующим реакциям с поглощением воды и выделением углекислоты из минералов.

Б) региональный метаморфизм, вызванный повышением температуры и давления, называется обратным или регрессивным, способствующим реакциям с выделением воды и углекислоты из минералов.

В) региональный метаморфизм, вызванный повышением температуры и давления, называется прямым, или прогрессивным, способствующим реакциям с выделением воды и углекислоты из минералов.

Г) региональный метаморфизм способствует реакциям с выделением воды и углекислоты из минералов.

3 Какие типы воды принимают участие в метаморфических процессах?

4 С гранулитовой фацией связаны месторождения:

А) гематитовые кварциты, свинца, цинка и меди, кианита, диаспора, андалузита,

Б) металлоносные конгломераты, золото-кварц-сульфидные с мышьяком и ртутью,

В) силикатные руды марганца и цинка, граната, рутила

Г) амфибол-пироксен-магнетитовые кварциты, граната, рутила, керамических пегматитов

5 Месторождения браунит-гаусманитовой формации образуются в результате относительно слабого прогрессивного метаморфизма первичных руд, сложенных:

А) гидрооксидами и оксидами марганца; Б) гидроокислами алюминия;

В) оксидами и гидроксидами магния; Г) гидрооксидами и оксидами ванадия.

6 Выберите ложное утверждение:

А) месторождения выветривания по условиям образования и месту своего нахождения связаны с корой выветривания;

Б) преобразованные тела возникают вследствие некоторого смещения выветрелой минеральной массы под влиянием силы тяжести или энергии воды;

В) месторождения выветривания и осадочные, формируются на поверхности Земли или вблизи нее за счет внешней энергии;

Г) определенные ценные составляющие горных пород могут растворяться поверхностными водами и переотлагаться в нижней части разреза коры выветривания. Такие месторождения называются инфильтрационными.

7 Неустойчивые минералы коры выветривания:

А) основные плагиоклазы, фельдшпатоиды, щелочные амфиболы, биотит, авгит, оливин, глауконит, доломит, кальцит, гипс;

Б) амфиболы, пироксены, диопсидгеденбергит, доломит, кальцит, гипс;

В) Мусковит, ортоклаз, микроклин, кислые плагиоклазы;

Г) доломит, кальцит, гипс, ортоклаз, мусковит;

8 По данным А. И. Гинзбурга все процессы химического выветривания пород сводятся к четырем основным:

1) окислению; 2) \_\_\_\_\_\_\_; 3) \_\_\_\_\_\_\_; 4) накоплению в осадке SiO2.\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_

9 Глинистое выветривание – это?

10 Выберите верное утверждение:

А) на кислых, богатых глиноземом породах формируются преимущественно глиноземистые латериты; на ультраосновных породах, богатых железом и бедных алюминием, возникают железистые латериты.

Б) в остаточных продуктах химического выветривания в зависимости от климатических условий могут присутствовать либо водные силикаты глинозема из группы каолинита состава 2Al2O3·32SiO2·2H2O

В) В остаточных продуктах химического выветривания в зависимости от климатических условий могут присутствовать либо водные силикаты глинозема из группы монтмориллонита состава Al2O3·2SiO2·2H2O

Г) на кислых, богатых глиноземом породах формируются преимущественно глиноземистые латериты; на основных породах, богатых железом и алюминием, возникают железистые латериты.

**6 ВОПРОСЫ К ЭКЗАМЕНУ**

1. Понятие о полезных ископаемых и их месторождения

2. Краткая история развития учения о полезных ископаемых.

3. Морфология тел полезных ископаемых

4. Стадии рудообразования

5. Текстуры и структуры руд

6. Промышленная классификация

7. Генетическая классификация

8. Классификация запасов и прогнозных ресурсов полезных ископаемых

9. Геологическое строение магматических месторождений

10. Формации магматических месторождений

11. Классификация магматических месторождений

12. Физико-химические условия образования пегматитов

13. генезис пегматитов

14. Классификация пегматитовых месторождений

15. Физико-химические условия образования карбонатитов

16. Геологическое строение и морфология карбонатитов

17. Гипотезы образования карбонатитов

18. Физико-химические условия образования скарнов

19. Условия залегания и морфология месторождений

20. Классификация скарновых месторождений по формациям

21. Физико-химические условия образования альбититов и грейзенов

22. Альбититовые месторождения

23. Грейзеновые месторождения

24. Физико-химические условия образования гидротермальных месторождений

25. Гидротермальное оруденение

26. Подразделение колчеданных месторождений

27. Физико-химические условия образования месторождений выветривания

28. Агенты выветривания

29. Зональное строение и типы коры выветривания

30. Механизм образования россыпей

31. Формации россыпных месторождений

32. Классификация россыпных месторождений

33. Физико-химические условия образования осадочных месторождений

34. Формации осадочных пород и месторождений

35. Подразделение осадочных месторождений

36. Метаморфогенные месторождения

37. Метаморфические месторождения

38. Ультраметаморфизм и полезные ископаемые

39. Круговорот углерода в природе

40. Процессы разложения органического вещества

41. Стадии преобразования органических остатков

42. Предпосылки торфообразования

43. Типы торфяников

44. Торфяные месторождения

45. Торфяные ресурсы Беларуси

46. Стадийность углеобразования

47. Петрографический состав углей

48. Классификация углей

49. Угольные ресурсы Беларуси

50. Условия образования сапропелей и сапропелитов

51. Область применения, требования к сырью, добыча

52. Сапропелевые месторождения Беларуси и их промышленно-генетическая классификация

53. Условия образования сланценосных формаций

54. Пласты горючих сланцев

55. Ресурсы горючих сланцев в Беларуси

**7 ЛИТЕРАТУРА**

1 Авдонин, В.В. Геология полезных ископаемых: учебник / В.В. Авдонин, В.И. Старостин. – М.: Академия, 2010. – 384 с.

2 Авдонин, В.С., Бойцов, В.Е. Месторождения металлических полезных ископаемых / В.С. Авдониндр [и др.] – М.: Геоинформмарк, 1998. – 348 с.

3 Высоцкий, Э.А. Генезис месторождений полезных ископаемых: пособие для студентов, обучающихся по спец. 1-51 01 01 «Геология и разведка месторождений полезных ископаемых» / Э. А. Высоцкий. – Минск: БГУ, 2012. – 147 с.

4 Еремин, Н.И. Неметаллические полезные ископаемые / Н.И. Еремин. – М.: Изд-во МГУ; ИКЦ «Академкнига», 2007. – 459 с.

5 Исаенко, М.П. Определитель текстур и структур руд: учеб. пособие для вузов / М.П. Исаенко. - М.: Недра, 1983. – 145 с.

6 Курс месторождений твердых полезных ископаемых / под ред. П.М. Татаринова. – Ленинград: Недра, 1975. – 631 с.

7 Полезные ископаемые Беларуси / под ред. П.З. Хомича. – Минск: Адукацыя і выхаванне, 2002. – 528 с.

8 Старостин, В.И., Игнатов, П.А. Геология полезных ископаемых /

В.И. Старостин, П.А. Игнатов. – Москва: МГУ, 1997. – 304 с.

9 Старостин, В.И., Игнатов, П.А. Геология полезных ископаемых /

В.И. Старостин, П.А. Игнатов. – Москва: Академический проект, 2004. – 512 с.

10 Смирнов, В.М. Геология полезных ископаемых: учеб. пособие для вузов / В.М. Смирнов. – М.: Недра, 1989. – 268 с.

11 Техногенные минеральные ресурсы. – Москва –Алматы, 2003. – 204 с.

12 Бойцов, В.Е. Месторождения благородных, радиоактивных и редких металлов / В.Е. Бойцов [др.]. – М.: ННАПРИ РОДА, 1999. – 220 с.

13 Вахромеев, С.А. Месторождения полезных ископаемых: учеб. пособие для вузов / С. А. Вахромеев. – М.: Госгеолтехиздат, 1961. –263 с.

14 Максимов, М.М. Истоки учения о рудных месторождениях / М.М. Максимов. – М.: Недра, 1973. – 140 с.

15 Савко, А.Д., Шевырев Л.Т. Историко-минерагенический анализ и его практическое значение / А.Д. Савко, Л.Т. Шевырев // Вестник ВГУ. Серия: Геология. – 2014. – № 4 – С. 5-12

16 Овчинников, Л.Н. Образование рудных месторождений / Л.Н. Овчинников. – М.: Недра, 1988. – 286 с.