

МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ АВТОНОМНОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ
УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ
«КАЗАНСКИЙ (ПРИВОЛЖСКИЙ) ФЕДЕРАЛЬНЫЙ УНИВЕРСИТЕТ» ИНСТИТУТ
ГЕОЛОГИИ И НЕФТЕГАЗОВЫХ ТЕХНОЛОГИЙ
Кафедра региональной геологии и полезных ископаемых

Е.В. БЕЛЯЕВ

ЭКЗОГЕННОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ

КАЗАНЬ - 2024

УДК 553.3+553.6

Принято на заседании учебно-методической комиссии Института геологии и нефтегазовых технологий Протокол № 10 от 22 мая 2024 года

Рецензенты:

О.Н. Лопатин, д.г.-м.н., профессор кафедры минералогии и литологии Института геологии и нефтегазовых технологий КФУ

А.Б.Макеев, д.г.-м.н., профессор, ведущий научный сотрудник ИГЕМ РАН

Беляев Е.В. ЭКЗОГЕННОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ: учебно-методическое пособие / Е.В.Беляев. - Казань: Казанский федеральный университет, 2024. - 44с.

Учебно-методическое пособие предназначено для магистрантов по специальности 05.03.01 «Геология», профили подготовки: «Геология», по дисциплине «Экзогенное рудообразование» для использования в ходе аудиторных лабораторных занятий, а также для самостоятельного выполнения заданий с использованием коллекций пород и руд.

В учебно-методическом пособии приводятся необходимые теоретические основы по генетическим группам экзогенных полезных ископаемых, дается характеристика их вещественного состава, задания для самостоятельной работы и вопросы для самоконтроля.

© Е.В. Беляев

© Казанский (Приволжский) федеральный университет, 2024

СОДЕРЖАНИЕ	
Введение.....	4
1. Классификация месторождений полезных ископаемых экзогенной серии	6
2. Группа выветривания	7
2.1. Остаточный класс	10
2.2. Инфильтрационный класс	15
3. Осадочная группа.....	17
3.1. Механические россыпи	17
3.2. Хемогенный класс	24
3.3. Биохимический класс	30
3.4. Осадочно-катагенетический класс	36
ЗАДАНИЯ ДЛЯ САМОСТОЯТЕЛЬНОЙ РАБОТЫ	39
Практические задания	39
Теоретические задания	40
Вопросы для самоконтроля.....	40
Темы докладов на семинарных занятиях	41
ЛИТЕРАТУРА.....	43

ВЕДЕНИЕ

Учебно-методическое пособие по экзогенному рудообразованию предназначено для студентов 5 курса, обучающихся по специальности 05.03.01 «Геология», профили: «Геология», дисциплина «Экзогенное рудообразование».

Дисциплина «Экзогенное рудообразование» включает в себя разделы: остаточный класс, инфильтрационный класс, класс механических россыпей, хемогенный класс, биохимический и осадочно-катагенетический классы МПИ.

Тема «Остаточный класс» посвящен изучению закономерностей образования и размещения основных групп месторождений коры выветривания, возникающих в обстановке водно-воздушного окисления приповерхностной части Земли вследствие выноса растворимых минеральных соединений и накопления труднорастворимого остатка, представляющего промышленную ценность. характеристике геологических условий их формирования, определению вещественного состава (минерального и химического) и структурно-текстурных особенностей различных типов осадочных пород.

Тема «Инфильтрационный класс» рассматривает скопления полезного ископаемого, вещество которого было выщелочено из пород коры выветривания в результате инфильтрации (просачивания) грунтовых вод, затем отложено в других породах.

Тема «Механических россыпи» посвящен изучению скоплений рыхлого или сцементированного обломочного материала, содержащего в виде зерен, их обломков либо агрегатов те или иные ценные россыпеобразующие минералы.

Тема «Хемогенный класс» изучает осадочные месторождения, которые образуются в результате осаждения полезных компонентов из истинных или коллоидных растворов в морях, озерах, болотах.

Тема «Биоогенно-осадочный класс». Биоогенно-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). Биохимическими являются месторождения, образованные сложным путем. Источником вещества в этом случае также служат отмершие организмы, но полностью растворенные в морской воде. К числу биоогенно-осадочных относятся месторождения фосфоритов, а также карбонатных и кремнистых пород.

Тема «Осадочно-катагенетический класс» изучает месторождения, которые ассоциируют с формациями (избирательно приуроченными к определенным фациям), отражающими динамику ландшафтных преобразований. Эти преобразования вместе с энергией солнца и положением породного субстрата в глобальных геоструктурах служат энергетическими факторами формирования осадочных месторождений.

Цель: при освоении данного курса студент должен овладеть практическими навыками характеристики различных типов экзогенных полезных ископаемых, научиться разбираться в классификациях, по комплексу диагностических признаков уметь определять генезис пород и руд, четко выделять и обосновывать их типы.

Пособие предусматривает выполнение следующих компетенций:

- способность самостоятельно получать и обрабатывать геологическую информацию, использовать в научно-исследовательской деятельности навыки полевых и лабораторных геологических исследований (в соответствии с направленностью (профилем) подготовки);
- способность применить знания и навыки для решения геологических задач по изучению геологического строения земной коры, горных пород и полезных ископаемых, а также прогноза и поисков месторождений нефти и газа;

- способность применить знания и навыки для решения геологических задач по изучению геологического строения земной коры, горных пород и полезных ископаемых, а также прогноза и поисков месторождений полезных ископаемых (в соответствии с направленностью (профилем) подготовки);

- способность применять полученные навыки при выполнении лабораторных и полевых исследованиях, помогать в планировании и организации инженерно- геологических, гидрогеологических, геологических, геофизических работ (в соответствии с направленностью (профилем) программы магистратуры).

Курс «Экзогенное рудообразование» предназначен для изучения экзогенных (внешних) процессов, происходящих на земной поверхности и в верхних частях литосферы (кора выветривания) за счет энергии, получаемой от Солнца, в меньшей степени за счет энергии, выделяемой из внутренних зон Земли, и силы тяжести. Данные процессы обуславливают формирование месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых коры выветривания (остаточный и переотложенный классы), осадочной группы, хемогенного и биохимического классов.

1. Классификация месторождений полезных ископаемых экзогенной серии

Месторождения полезных ископаемых формируются в процессе дифференциации минеральных масс при их круговороте в осадочном, магматическом и метаморфическом циклах образования горных пород и геологических структур (рис. 1). В соответствии с этим все месторождения полезных ископаемых разделяются на три крупные серии: седиментогенную, магматогенную и метаморфогенную.

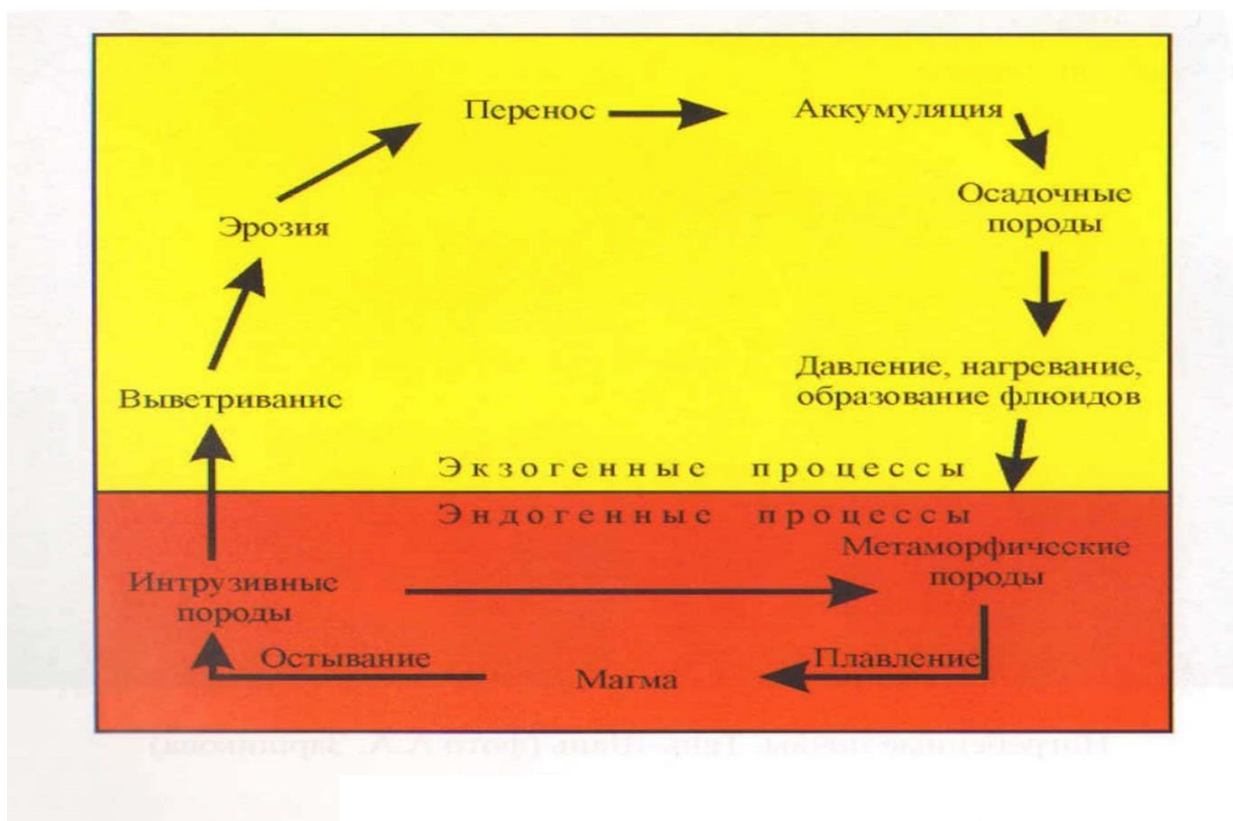


Рис. 1. Схема круговорота горных пород в природе

Подавляющее большинство месторождений формировалось длительное время со

сменой характера преобразования и накопления минерального вещества, поэтому иногда приходится выделять сложные, или полигенные, по генезису залежи полезных ископаемых, созданные в результате последовательно изменявшихся процессов минералонакопления.

В природе не всегда существуют резкие границы между разными процессами образования месторождений полезных ископаемых, поэтому кроме вышеперечисленных основных генетических групп полезных ископаемых есть переходные типы месторождений, занимающие промежуточное положение между основными.

Экзогенные (внешние) процессы происходят на земной поверхности и в верхних частях литосферы (кора выветривания) за счет энергии, получаемой от Солнца, в меньшей степени за счет энергии, выделяемой из внутренних зон Земли, и силы тяжести (рис. 2). К экзогенным относятся процессы выветривания, деятельность воды, ветра, льда, снега. Все эти факторы воздействуют на поверхность Земли, разрушают одни минералы и горные породы, перемещают продукты разрушения и создают новые минералы, устойчивые при данных физико-химических и природных условиях. Сила тяжести является регулирующим и направляющим фактором сноса, перемещения и отложения разрушенного материала



Рис. 2. Факторы формирования осадочных горных пород

Седиментогенные месторождения формируются вследствие химической, биохимической и в меньшей степени механической дифференциации минеральных веществ, обусловленной в конечном счете внешней энергией земли, основным источником которой является Солнце. Они образуются в результате изменения сформированных на глубине и выведенных на поверхность земли массивов горных пород и залежей полезных ископаемых, а также вследствие концентрации новых масс минерального сырья при осадкообразовании. Дополнительным источником вещества может служить подводный и прибрежный вулканизм.

Изменение ранее созданных комплексов горных пород и глубинных месторождений

происходит в зоне окисления, обусловлено химическим выветриванием и связано с образованием коры выветривания. В коре выветривания могут формироваться два типа месторождений: остаточные и инфильтрационные. Остаточные месторождения возникают в обстановке водяно-воздушного окисления приповерхностной части Земли вследствие выноса растворимых минеральных соединений и накопления труднорастворимого остатка, представляющего промышленную ценность. Инфильтрационные месторождения формируются при вторичном осаждении ценных растворенных веществ в нижней части зоны окисления и непосредственно ниже ее.

При физическом выветривании и связанном с ним механическом разрушении тел некоторых полезных ископаемых, в состав которых входят прочные и химически устойчивые минералы, образуются различные россыпные месторождения, или россыпи.

При химической, биохимической, механической и вулканогенной дифференциации минерального вещества в процессе накопления толщ осадочных пород возникают осадочные месторождения различных полезных ископаемых.

Таким образом, экзогенную серию составляют две группы месторождений: коры выветривания и осадочные (табл. 1).

2. Группа выветривания

В данную группу отнесены месторождения, образование которых непосредственно связано с процессами выветривания. Кора выветривания представляет собой самостоятельную континентальную геологическую формацию, образующуюся при воздействии энергии жидких и газообразных атмосферных и биогенных агентов на коренные породы, в результате чего на их месте возникают новые породы со свойственными им особыми текстурой, структурой, минеральным и химическим составом, содержащие характерные месторождения полезных ископаемых. Они включают месторождения бокситов, железа, марганца, никеля, кобальта, редких металлов, золота, каолина, апатита, магнезита, талька, барита, цеолитов, монтмориллонита, маршаллита и камнесамоцветного сырья.

подавляющая часть рассматриваемых месторождений связана с процессами выветривания, проходящими в континентальных условиях. Некоторые типы месторождений (бентонитовых глин, цеолитов) обусловлены подводным выветриванием (гальмиролизом) на морском дне.

Условия образования месторождений в коре выветривания

В приповерхностных условиях из главных породообразующих минералов устойчивы кварц, мусковит, кислые плагиоклазы и микроклин. Из акцессорных и рудных минералов - хромшпинелиды, топаз, турмалин, циркон, гранаты, золото, платиноиды и др. Неустойчивыми минералами являются основные плагиоклазы, биотит, амфиболы, пироксены, слоистые алюмосиликаты, сульфаты и карбонаты, сульфиды и органическое вещество углей, нефти и углеродистых сланцев.

Главными процессами, обуславливающими разложение минералов в коре выветривания, являются: окислительно-восстановительные реакции с участием кислорода, серы, железа и углерода; реакции обмена, происходящие из-за изменения химического состава и кислотно-щелочных условий; гидролиз силикатов. Конечными продуктами глубокого химического преобразования минералов в корах выветривания являются глинистые минералы, простые окислы и гидроокислы. Также могут формироваться карбонаты, сульфаты, сульфиды, фосфаты (апатит, черчит, вивианит).

Таблица 1

Генетическая классификация экзогенных месторождений полезных ископаемых
(Смирнов, 1989)

Группа	Класс	Типы месторождений
Гидротермальные	1. Плутоногенный	Шторкверковые и жильные а) высокотемпературные медно-молибдено-порфировые, золото-, олово-, медно-кварцевые; б) среднетемпературные полиметаллические, сурьмяно-мышьяковые, редкометалльные, ураноносные; в) низкотемпературные сидеритовые, родохрозитовые, магнитовые, хризотил-асбестовые, баритовые, флюоритовые
	2. Вулканогенный андезитовидный	Золото-серебряные, олово-вольфрамовые, ртутные, медные, алунитовые, исландского шпата, самородной серы
	3. Вулканогенно-осадочный, базальтоидный, субмаринный	Колчеданные, медноколчеданные, колчеданно-полиметаллические
Экзогенная серия		
Выветривания	1. Остаточный	Никель-кобальтовые, бокситовые, редкометалльные и редкоземельные, каолиновые, апатитовые, марганцевые
	2. Инфильтрационный	Редкоземельно-урановые
Осадочная	1. Механический россыпной	Гравийные, песчаные и глинистые (огнеупорные, бентонитовые) а) континентальные россыпные, золотые, платиновые, касситеритовые, алмазные, танталит-колумбитовые, корундовые; б) литоральные россыпные рутиловые, ильменитовые, циркониевые, касситеотровые, алмазные, цветные камни
	2. Хемогенный	а) гидрослюдистые, суспензионно-коллоидные: бурых железняков, марганца, железо-марганцевых конкреций и корок; б) сульфидно-сульфатно-карбонатные: цветных и редких металлов в черных сланцах; в) сульфатно-галлоидные: каменных и калийных солей, боратов, лития
	3. Биохимический	Прибрежно-морские и континентальные кремнистые породы (диатомит, трепел, опоки), известняки, угли, горючие сланцы, торф
	4. Осадочно-катагенетический	Медистых песчаников, свинцово-цинковые в карбонатных породах, свинцовые в песчаниках, золоторудные и урановые в терригенно-карбонатных и черно-сланцевых толщах самородной серы, нефти и газа, йодо-бромистых и металлоносных рассолов

В зависимости от интенсивности химического выветривания в различных климатических условиях в корах выветривания выделяется от одной до четырех вертикальных зон. Кроме того, принято различать разные профили выветривания (минеральные типы кор выветривания), которые в целом соответствуют вертикальным зонам (рис. 3):

- 1) гидрослюдистый или насыщенный сиаллитный (по присутствующим Si и Al), в котором широко распространены гидрослюды, гидрохлорит, бейделлит и монтмориллонит, ассоциирующие с остаточным кремнеземом;
- 2) глинисто-каолиновый или ненасыщенный сиаллитный, в составе которого типичны каолинит, галлуазит, нонтронит, кварц; характерен вынос кремнезема, в ряде случаев – вынос алюминия и железа, при котором образуется кремнистая глиноподобная порода – литомарж;
- 3) латеритный или аллитный характеризующиеся почти полным выносом кремнезема и концентрацией простых гидроокислов алюминия (гиббсит, гидраргиллит, бёмит, диаспор), железа (гетит, гидрогетит, лимонит) и титана (лейкоксен).

Месторождения выветривания могут быть неизменными, а также переотложенными и преобразованными. Переотложенные залежи возникают вследствие некоторого смещения выветрелой минеральной массы по склону местности. Преобразованные тела коры выветривания формируются в связи с дополнительным привнесом (инфильтрацией) соединений, не входящих в состав первоначальных продуктов разложения (ожелезнение, окремнение, карбонатизация и др.).



Рис. 3. Кора выветривания в разных географических поясах

Залежи месторождений выветривания могут быть открытыми, выходящими на поверхность, и погребенными под более молодыми осадками. Выделяют современные (четвертичные) и древние коры выветривания. Последние возникали в более ранние эпохи и иногда метаморфизованы.

Геохимические барьеры кор выветривания

В корах выветривания распространены сорбционный, окислительно-восстановительный, кислотно-щелочной (pH), в меньшей степени – испарительный и механический геохимические барьеры. На окислительном барьере могут накапливаться руды железа, марганца, меди, ванадия, селена, церия, на восстановительном – урана, меди, ванадия.

При изменении pH и в результате обменных реакций концентрируются никель, кобальт, бериллий, молибден, серебро, золото. Здесь же возникают магнезит, барит, апатит, целестин, стронцианит. Сорбционные концентрации характерны для радия, урана, лития и редких земель. Испарительный барьер действует в пустынных условиях, где могут концентрироваться уран, радий и ванадий. Механическим путем в результате гравитационной просадки возможна концентрация тяжелых и устойчивых химически минералов – золота, платиноидов, касситерита и др.

Органическое вещество играет весьма значительную роль:

- 1) деятельность микроорганизмов (разложение минералов, создание повышенных концентраций серы, водорода и др. реагентов, осаждение полезных компонентов);
- 2) перенос металлов органо-минеральными соединениями;
- 3) сорбция металлов
- 4) создание восстановительного геохимического барьера.

2.1. Остаточный класс

Характерными чертами месторождений, сформированных в результате процессов выветривания, являются:

- 1) связь с влажным и жарким климатом;
- 2) приуроченность месторождений к эпохам выравнивания;
- 3) локализация месторождений в определенных зонах вертикального разреза кор выветривания;
- 4) преимущественно плащеобразная форма рудных тел;
- 5) слабая сцементированность вмещающих пород, рыхлые, пористые, цементные, каркасные текстуры; "колломорфные" и тонкодисперсные структуры руд.

В жаркой гумидной (влажной) обстановке процессы перераспределения вещества происходят наиболее интенсивно. Высокая влажность и положительная среднегодовая температура способствуют мощному развитию растительно-животного и почвенного покрова и глубокому распространению органического вещества, обогащающего подземные воды. Все это определяет высокую интенсивность биохимического выветривания.

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

Широкое распространение кор выветривания было обусловлено затуханием вертикальных дифференцированных блоковых движений земной коры и высоким стоянием континентов. Эти обстоятельства послужили причинами выравнивания обширных континентальных территорий. Это выравнивание отчетливо фиксируется синхронной региональной поверхностью несогласия в осадочных разрезах. Поэтому часто образования кор выветривания залегают в основании осадочного чехла. (рис. 4).

Одной из ярких особенностей рассматриваемых месторождений является их приуроченность к определенным вертикальным горизонтам (зонам) кор выветривания соответствующего профиля.

С корами гидрослюдистого профиля, которые непосредственно залегают на дезинтегрированных коренных породах (структурном элювии), связаны лишь элювиальные россыпи, расположенные в нижних горизонтах этих кор.

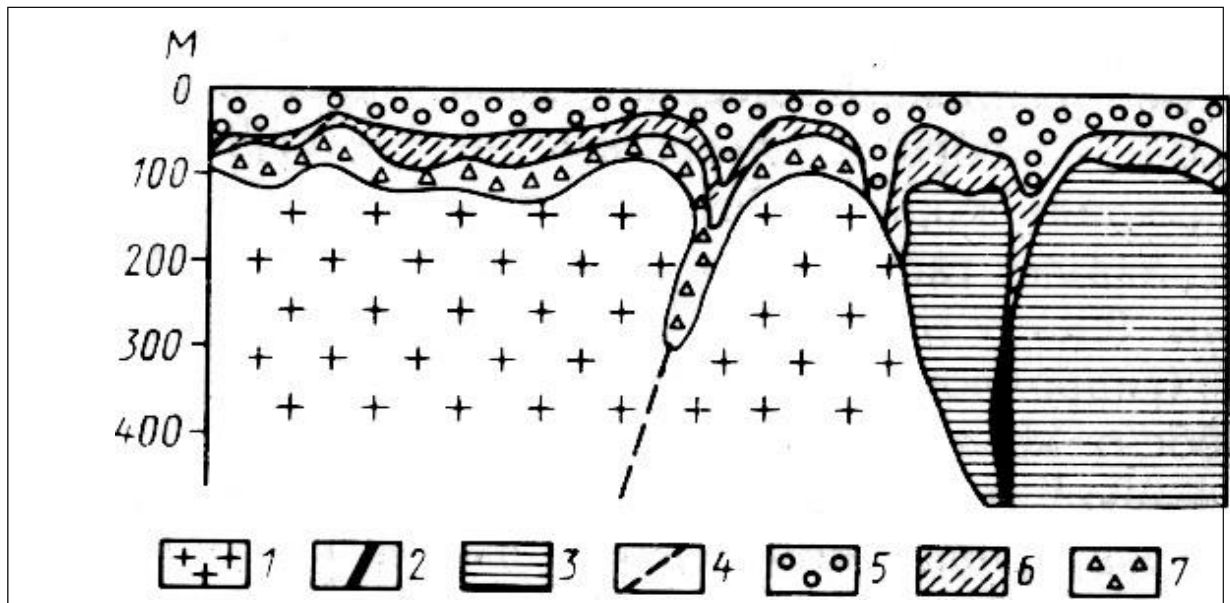


Рис. 4. Схема строения древней коры выветривания на гранитах Урала 1- граниты, 2- жилы пегматита, 3- сланцы, 4- тектонические разрывы, 5- зона дресвы, 6- гидрослюдистая зона, 7- каолиновая зона

В более проработанных образованиях каолин-гидрослюдистого профиля находятся месторождения глин и каолинита. Каолинит обычно развивается по гранитоидам и слагает мощные плащевидные залежи. Если выветриванию подвергаются кремнистые породы, могут возникать маршаллиты. В некоторых случаях с глинисто-каолиновым профилем связаны месторождения фосфоритов, магнезита и бирюзы.

С латеритными корами связаны все важнейшие месторождения этой группы, прежде всего – бокситовые. Обычно тела бокситов представлены панцирными залежами, занимающими самый верхний горизонт коры выветривания. С латеритами, развитыми по гипербазитам, связаны кобальт-железо-никелевые месторождения. Различные по составу руды при этом стратифицируются, охватывая значительную часть коры выветривания.

По форме залегания коры выветривания подразделяют на площадные, линейные, карстовые и комбинированные. Рудные тела при этом повторяют форму соответствующих горизонтов кор выветривания. Для площадных кор характерны плащевидные залежи и наиболее богатые запасы руд. Линейные коры связаны с крутопогружающимися разрывными нарушениями и контактами пород различного состава. Карстовые образования представлены ветвящимися рудными телами, повторяющими неровную поверхность закарстованных карбонатных пород и контактов карбонатных и алюмосиликатных пород

Условия образования остаточных месторождений

Совокупность благоприятных условий образования месторождений в корях выветривания можно разделить на две группы. Первая группа включает предпосылки образования мощных и интенсивно развитых кор. Она включает уже упомянутые проявления тропического климата, приуроченность к глобальным эпохам выветривания, наличие каолин-гидрослюдистых и латеритных профилей выветривания. Вторая группа объединяет ряд дополнительных условий:

- состав исходных пород;
- тектонический режим;
- пенепленизированный (выровненный) рельеф;
- активный водообмен и глубокие уровни грунтовых вод;

- длительность формирования.

Состав исходных пород во многом определяет вид минерального сырья, возникающего в коре выветривания. Благоприятным фактором считается широкое распространение пород, изначально обогащенных полезными компонентами. Для формирования месторождений в карстовых и линейных корах выветривания благоприятно наличие крутопадающих разломов и контактов пород различного состава.

Тектонический режим. Формированию месторождений способствует режим длительных устойчивых поднятий в геотектонически стабильных блоках земной коры. Примеры – щиты древних платформ, срединные массивы и др; складчато-глыбовые структуры.

Объем эрозии сформировавшихся кор выветривания должен быть минимальным. Поэтому для сохранности образовавшихся месторождений необходимо наличие медленных отрицательных (т.е. - вниз) движений земной коры.

Геоморфологические и гидрогеологические условия. Наиболее благоприятным является мегарельеф складчато-глыбовых и глыбовых средних гор, низкого плоскогорья, высокохолмистых плато и цокольных равнин, поскольку он обеспечивает максимальную глубину проникновения грунтовых вод. Максимальная проработка грунтовыми водами горных пород отмечается в краевых частях пенепленов, приближенных к аккумулятивным равнинам. В макрорельефе им соответствуют придолинные участки плоских водоразделов. Наличие плоских водоразделов обуславливает сочетание минимальной эрозии элювия и максимальный его дренаж.

Схематически гидрогеологические условия при образовании кор выглядят следующим образом (рис. 5). Выделяются три гидродинамические зоны - аэрации, полного насыщения с активным водообменом и полного насыщения с пассивным водообменом. Наибольшая эффективность процессов выветривания и рудообразования происходит в верхней зоне аэрации. Воды этой зоны в гумидном климате являются кислыми и обогащены кислородом. Вблизи уровня грунтовых вод они становятся нейтральными, ниже - щелочными и восстановительными. Таким образом, вблизи уровня грунтовых вод образуется геохимический барьер и могут возникать месторождения.

Рудные формации остаточного класса.

- 1) латеритных и карстовых бокситов;
- 2) Fe-Co-Ni - формация в серпентинизированных гипербазитах;
- 3) редкометальных и редкоземельных выветрелых карбонатитов и щелочных гранитов;
- 4) золотоносных контактовых и карстовых кор выветривания;
- 5) каолиновая в выветрелых гранитоидах;
- 6) мартитовая в выветрелых железистых кварцитах;
- 7) окисных марганцевых руд в выветрелых Mn-носных породах.

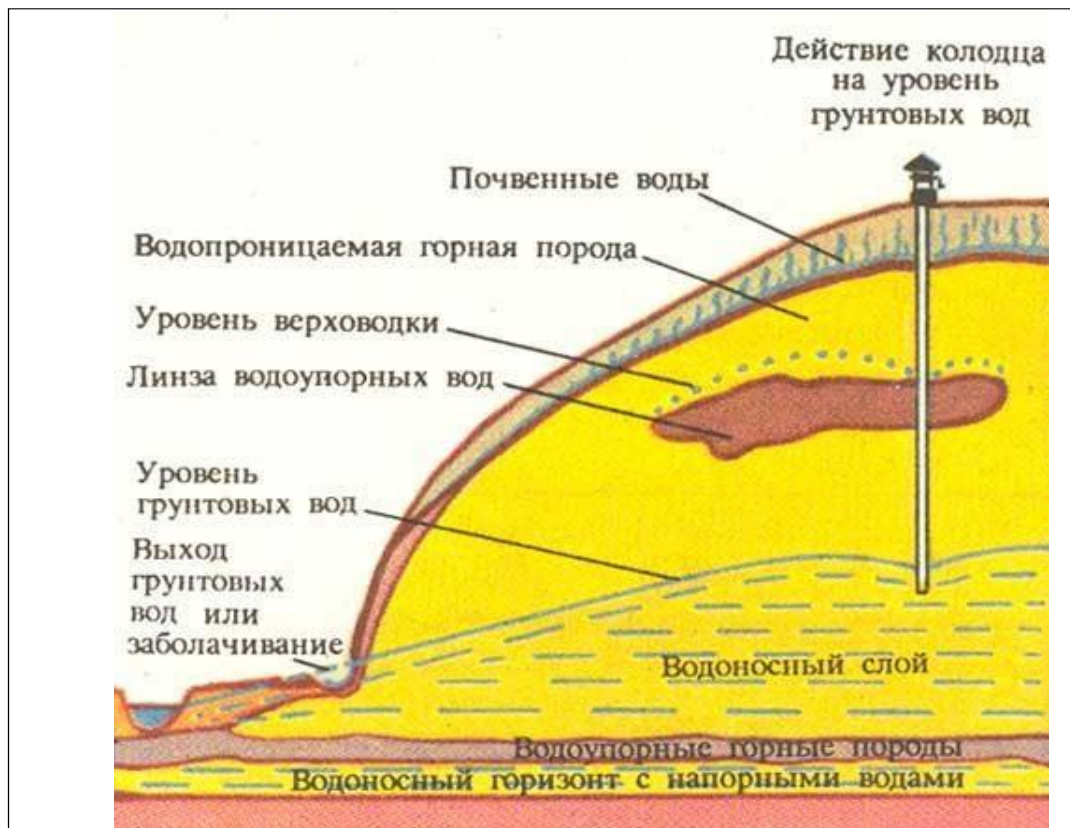


Рис. 5. Гидрогеологические условия образования кор выветривания

Кора выветривания месторождений полезных ископаемых

Тела полезных ископаемых вблизи земной поверхности подвергаются химическому и физическому выветриванию, изменяющему их химический и минеральный состав и концентрацию в них ценных компонентов. Основным видом изменения является окисление, поэтому выветрелая часть месторождения именуется зоной окисления.

Наибольшее изменение претерпевают тела сульфидных руд, а также некоторые пласты углей, залежи солей и серы.

В зоне окисления сульфидных тел выделяют несколько подзон (рис. 6):

- 1) поверхностный слой;
- 2) зона окисления, подзоны:
 - а) окисленных руд;
 - б) окисленных выщелоченных руд; в) богатых окисленных руд;
- 3) зона вторичного обогащения
- 4) зона неизмененных руд.

Граница зоны окисления и зоны вторичного обогащения примерно совпадает с уровнем грунтовых вод.

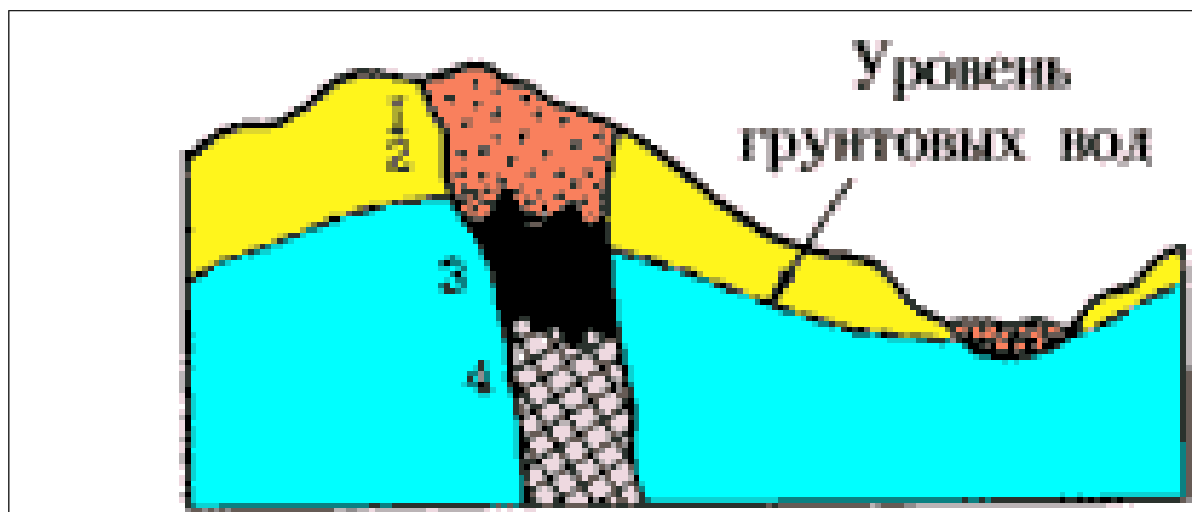


Рис. 6. Схема зоны окисления рудных месторождений

1 – поверхностный слой; 2 – зона окисления, 3 – зона вторичного обогащения 4 – зона неизменных руд

Преобразование, например, сульфидных (колчеданных) руд приводит к возникновению в верхней части месторождения "железной шляпы", состоящей из оксидов и гидроксидов железа и алюминия. Ниже располагается зона выщелоченных руд, нередко сложенная рыхлым материалом (пиритные, кварцевые и баритовые сыпучки). Еще ниже, близ уровня грунтовых вод, следует зона вторичных сульфидных руд, обогащенная новообразованными сульфидами и др. минералами, переходящая на глубине в неизменные первичные руды. Накопление в зоне вторичного обогащения (зоне цементации) характерно для меди, урана, серебра и золота, реже – никеля.

По степени устойчивости в зоне выветривания нерудных месторождений выделяют три группы.

1. Не изменяющиеся полезные ископаемые. Породы, их заключающие, претерпевают приповерхностное изменение, но ценные минералы остаются неприкосновенными. Сюда относятся месторождения алмаза, драгоценных камней, горного хрусталя, алуниита, диатомита, песков, гравия и др.

2. Слабо изменяющиеся полезные ископаемые. Происходит обогащение ценных компонентов глинистыми минералами, гидроксидами железа и марганца.

Представлены месторождениями пегматитов, асбеста, глин, карбонатных и силикатных пород.

3. Заметно изменяющиеся в коре выветривания нерудные месторождения (угли, сера, соли). В углях в зоне окисления снижается содержание углерода, возрастает количество воды, летучих, золы. Падает теплотворная способность. При повышенном содержании сульфидов возможно самовозгорание угля.

Сера окисляется на поверхности с образованием квасцов, алуниита, ярозита, гипса, слагающих специфическую "серную шляпу". При растворении солей в верхней части залежи накапливаются глины и слабо растворимые минералы (ангидрит, гипс, карбонаты, бораты и др.), слагающие так называемый "кепрок" (каменную шляпу). (рис. 7). Иногда при большом притоке воды возникает соляной карст.

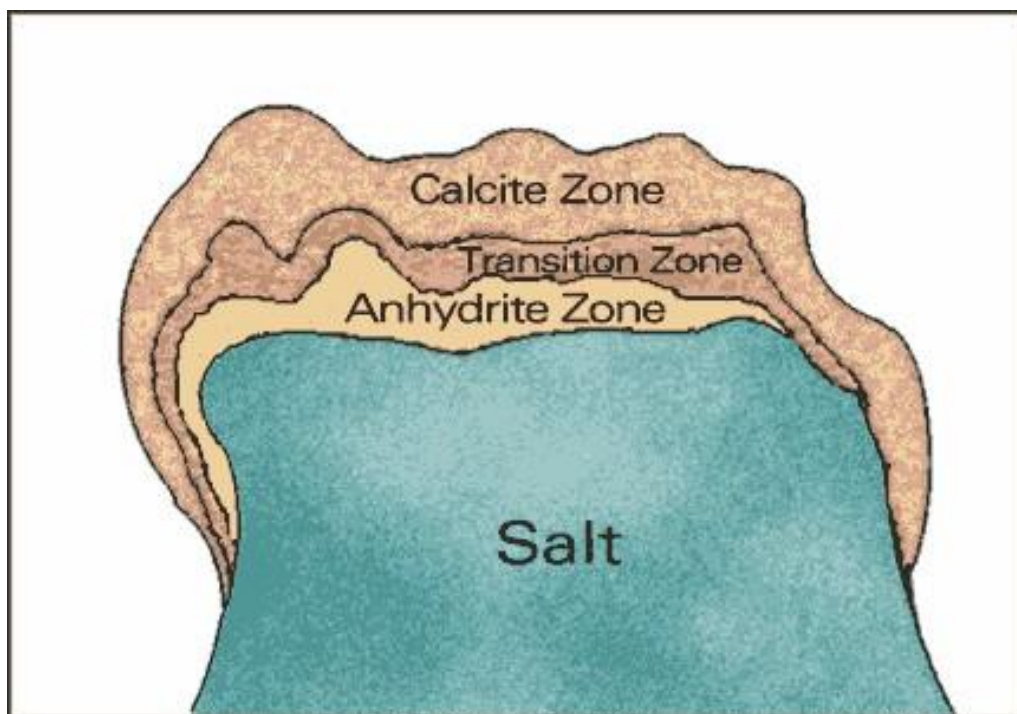


Рис. 7. Разрез соляного купола

2.2. Инфильтрационный класс

Инфильтрационные месторождения – это скопления полезного ископаемого, вещество которого было выщелочено из пород коры выветривания в результате инфильтрации (просачивания) грунтовых вод, затем отложено в др. породах. Глубинные горные породы и первичные руды, попадающие в приповерхностные условия в результате тектонич. движений, становятся химически неустойчивыми и под воздействием воды, диоксида углерода и кислорода преобразуются в новые, химически устойчивые в этих условиях минер. соединения. Часть их, в т. ч. и металлсодержащих, при этом переходит в растворённом виде в грунтовые воды и фильтруется по трещинам и порам горных пород в глубину. В связи со сменой на глубине окислит. обстановки на восстановительную некоторые из числа растворённых минер. соединений становятся вновь нерастворимыми, выпадают в осадок и формируют инфильтрационные месторождения. Главными факторами рудообразования являются: наличие крупных источников полезных компонентов в области питания грунтовых вод; существование жаркого гумидного климата на предрудном этапе; медленные положительные движения крупных блоков земной коры; большой объём грунтовых вод; значит. протяжённость, высокая контрастность и длительность существования фациально-геохимических барьеров (участков резкой смены условий миграции рудоносных грунтовых вод). Инфильтрационные месторождения располагаются преимущественно близ уровня грунтовых вод на глубине до нескольких десятков – сотен метров, имеют в осн. пластовую, реже сложную форму и размеры, достигающие сотен метров.

К инфильтрационному типу относятся месторождения урана, меди, железа, серы, редких земель, марганца, бокситов, каолина, магнезита, талька, малахита, бирюзы и др. полезных ископаемых

Месторождения урана.

Важнейшими геолого-промышленными типами урановых месторождений являются: месторождения селен-ванадий-урановой формации в песчаниках; месторождения урановой

формации в калькретах; фосфор-редкоземельно-урановая формация в глинах с костными остатками ископаемых рыб; урановая формация в угленосных толщах; урановая формация в породах локально обогащенных органическим веществом; ванадий урановая формация в песчаниках палеорусел; битумно-урановая формация в терригенных породах (ураноносные гуматы); месторождения селен-ванадий-урановой формации в песчаниках.

Четырехвалентные труднорастворимые соединения урана характерны для глубоких зон земной коры. В коре выветривания эти соединения окисляются и переходят в шестивалентные легкорастворимые соединения, которые выносятся грунтовыми водами на значительные расстояния и переотлагаются с образованием инфильтрационных месторождений. Переотложение происходит на геохимических барьерах механического и физико-химического характера. Механические барьеры представлены водоупорами, при этом происходит замедление движения грунтовых вод. Физико-химические барьеры связаны с резким изменением химической обстановки, особенно щелочно-кислотных и окислительно-восстановительных условий.

Типичные инфильтрационные месторождения урана имеют зональное строение рудных тел. Зональность обусловлена изменением условий рудоотложения на пути миграции подземных вод. Выделяются три зоны:

- 1) тыловая, окисления и выщелачивания с положительным потенциалом Eh;
- 2) центральная, инфильтрационного рудообразования на геохимическом барьере с резкой сменой восстановительной обстановки на окислительную и положительного значения Eh на отрицательное;
- 3) передовая, неизмененных пород с отрицательным значением Eh. В результате формируются урановые руды (рис. 8) в состав которых входят урановая чернь, урановая охра, медно-урановые слюдки (гарбернит, цейнерит) и другие водные окислы урана желтого и оранжево-желтого цветов руды (рис. 9). Месторождения выветривания известны в конгломератах, песчаниках и углях фанерозоя.



Рис.8 . Урановая руда



Рис.9 . Карнотит $(K_2(UO_2)_2(VO_4)_2 \cdot 3H_2O)$

Месторождения урана сформировались в результате пластовой фильтрации напорных вод артезианских бассейнов, вызывающих окисление до глубины 600 м. Различные скорости фильтрации пластовых вод обусловили возникновение полосовых рудных тел извилистой формы, названных роллами (рис. 10). Роллы имеют большую мощность и протяженность на десятки километров.

Уран переносится в легкорастворимых шестивалентных соединениях, источником его служат породы фундамента. Уран образует минералы урановой смолки (настуран) и черни, карнотит, туюмунит, а также уранорганические соединения. Среднее содержание U3O8 обычно составляет $10^{-2}\%$, реже — 0,1—0,2%, иногда — 0,5%. Попутными полезными компонентами в рудах могут быть ванадий, молибден, германий и редкие земли.

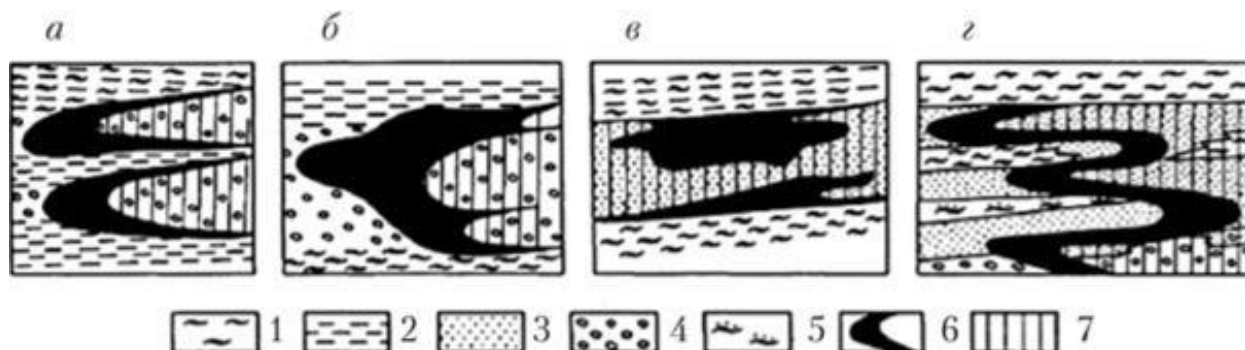


Рис. 10 . Типичные формы внутрипластовых роллов (но Н. П. Лаврову и др.)

а — седловидная, внутри двух сближенных пластов гравелитов; б — сложноседловидная, внутри пласта гравелитов; в — линзовидная, в боковых частях простого пласта песчаников; г — складчатая, внутри сложного неоднородного пласта песчаников;

1 — алевролиты; 2 — глины; 3 — песчаники; 4 — гравелиты; 5 — песчаные глины; б — рудные тела; 7 — зоны пластового окисления

Месторождения урановой формации в калькретах

К инфильтрационным относятся также плиоцен-четвертичные ураноносные месторождения в калькретах. Калькреты — это вторичные кавернозные скопления доломита и монтмориллонита, возникшие в засушливых районах в результате испарения восходящих грунтовых вод у поверхности земли. В австралийских калькретах известны залежи ванадиево-урановых (карнотитовых) руд. Рудоносные калькреты достигают распространения на площади 10^5 км² при мощности около 10 м и среднем содержании U3O8 0,15%. Выявлены и разведаны в Австралии (Йилири), Намибии (Лонгер-Хейнрих, запасы 40540 т), Сомали (Мундуг).

Выделяются как месторождения близповерхностных первичных слюдковых руд. Характеризуются неглубоким залеганием рудных тел, простой морфологией и дешевым извлечением урана из руд.

Рудные минералы, представленные преимущественно карнотитом, развиты в своеобразных карбонатных (калькретах) или гипсовых (гипкреты) породах, слагающих тела плитообразной формы в почвах и аллювиальных отложениях аридных климатических провинций. Эти породы возникают в приповерхностных условиях в результате испарения грунтовых вод, выносящих на поверхность карбонаты и сульфаты. Отличаются высокой пористостью, кавернозностью и потому благоприятны для миграции приповерхностных вод.

3. Осадочная группа

3.1. Механические россыпи

Россыпь — скопление рыхлого или сцементированного обломочного материала, содержащего в виде зерен, их обломков либо агрегатов те или иные ценные россыпеобразующие минералы.

Месторождения россыпей формируются вследствие концентрации ценных минералов среди обломочных отложений, возникающих в процессе разрушения и переотложения вещества горных пород и месторождений полезных ископаемых. Их образование связано с физическим и химическим выветриванием как горных пород, так и полезных ископаемых.

На месте разрушения коренных источников возникают элювиальные россыпи. При смещении выветрелого и дезинтегрированного материала по склону формируются делювиальные россыпи. Его накопление у подножия склонов может привести к образованию пролювиальных россыпей. Будучи подхвачен реками, обломочный и гранулированный материал выветривания служит основой для создания речных, или аллювиальных, россыпей. Вдоль берегов озер, морей и океанов размещаются прибрежные, или латеральные, россыпи. Кроме того, вследствие ледниковой деятельности могут образоваться ледниковые, или гляциальные, россыпи, а в результате деятельности ветра - эоловые россыпи.

Таким образом, в группе россыпных месторождений выделяются следующие классы (табл. 2): 1) элювиальный; 2) делювиальный; 3) пролювиальный; 4) аллювиальный, разделяющийся на подклассы — косовой, русловой, долинный, дельтовый и террасовый;

5) латеральный, разделяющийся на прибрежно-озерный, прибрежно-морской и прибрежно-океанический; 6) гляциальный, разделяющийся на моренный и флювиогляциальный подклассы; 7) эоловый, или дюнный.

По условиям залегания они могут быть открытыми или погребенными под толщей осадков, сформировавшихся после образования пород, вмещающих россыпь.

По форме залежей среди россыпных месторождений выделяются: плащеобразные, пластовые, линзовидные, лентообразные, шнурковые и гнездовые разновидности. Размеры россыпных месторождений очень разнообразны. Небольшие косовые или русловые россыпи верховьев рек гнездовой и линзовидной формы часто едва достигают десятка метров по их длинной оси. С другой стороны, протяженные россыпи золота в хорошо разработанных долинах прослеживаются обычно до 3 км, иногда до 15 км и редко более. Большой протяженностью обладают прибрежные морские и океанические россыпи. Например, россыпи Бразилии вытянуты вдоль берега Атлантического океана на 200-300 км при длине отдельных шнурковых залежей до 1000 м и ширине от 6 до 22 м; россыпи Австралии прослеживаются на 600 км.

В россыпях могут концентрироваться только некоторые минералы, обладающие тремя признаками: 1) большой плотностью, 2) химической устойчивостью в зоне окисления, 3) достаточной физической прочностью. В соответствии с этим в перечень ценных минералов россыпей попадают следующие: золото, платина, киноварь, колумбит- танталит, вольфрамит, касситерит, шеелит, монацит, магнетит, ильменит, циркон, корунд, рутил, гранат, топаз, алмаз.

По составу входящих в них ценных минералов россыпи бывают однообразные, с одним ценным минералом, и комплексные, с несколькими ценными минералами.

Россыпные месторождения имеют крупное значение для добычи ряда важных полезных ископаемых. Из россыпей получают около половины мировой добычи алмазов, титана, вольфрама и олова; существенное количество золота и платины в прошлые годы также было получено из россыпей, хотя к настоящему времени их значение для добычи этих металлов заметно снизилось и составляет 10—20% мирового уровня. Из россыпей получают тантал и ниобий (танталит, колумбит, пирохлор и др.), а также монацит, магнетит, гранат, горный хрусталь, барит, корунд, киноварь.

Классификация россыпей по генезису отложений и промышленным типам

По генезису		По промышленным типам
Класс	Тип	
Элювиальные	Термо-криогенный (россыпи кор физического выветривания)	
	Хемогенный (россыпи кор химического выветривания)	Россыпи кор химического выветривания по золото-кварц-сульфидному оруденению
Склоновые	Делювиальный Десерпционный (коллювиальный) Солифлюкционный	
Флювиальные	Аллювиальный: долин низких, средних и высоких порядков Проллювиальный	Аллювиальные
Озерные	Озерный	
Карстовые	Пещерный	
Ледниковые	Моренный Флювиогляциальный	
Эоловые	Перфляционный Дефляционный	
Морские	Прибрежно-морские: пляжевый, подводно-берегового склона (аккумулятивный и бенчевый), древних береговых зон на суше	Прибрежно-морские россыпи береговых зон на суше
Нерсчлененные и смешанные по происхождению (гетерогенные)	Элювиально-склоновый Элювиально-аллювиальный Элювиально-коллювиально-карстовый Проллювиально-аллювиальный Склоново-аллювиальный Аллювиально-карстовый	Россыпи кор химического выветривания Проллювиально-аллювиальные Склоново-аллювиальные Аллювиально-карстовые
Техногенные	Остаточно-целиковый Отвальный: торфяных отвалов, галеэфельных отвалов	Техногенные

Месторождения россыпей ценных минералов

Среди россыпных в основном разрабатываются месторождения седиментогенетического ряда, хотя иногда в разработку вовлекаются месторождения и диагенетического ряда (рис. 11). По условиям образования россыпи могут быть эоловыми, делювиальными, проллювиальными, аллювиальными, прибрежно-морскими.

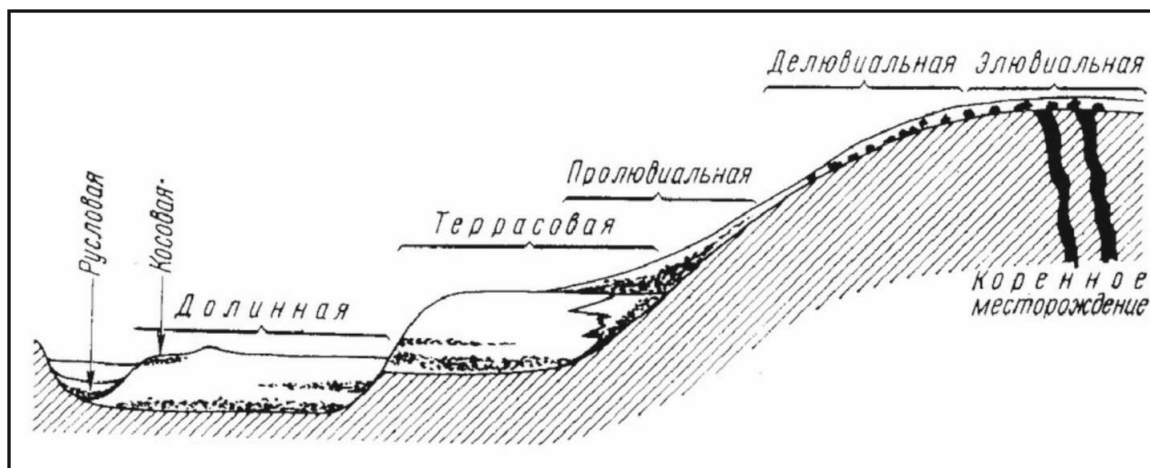


Рис. 11. Схема размещения россыпных месторождений различных классов и подклассов в поперечном разрезе речной долины (Смирнов, 1989)

Делювиальные (склоновые) россыпи

Как и все делювиальные отложения россыпи формируются на склонах и встречаются обычно в горных и предгорных районах с небольшой мощностью чехла рыхлых отложений (рис. 12).

Положение россыпей контролируется присутствием в коренных породах ценных минералов, устойчивых к выветриванию и обладающих повышенной плотностью.

Сама россыпь может протягиваться вниз по склону на несколько десятков метров, ширина ее определяется шириной выхода источника ценных минералов. По мере удаления от источника вниз по склону россыпь может сужаться и разделяться на струи. При этом концентрация ценных минералов уменьшается.

Состав делювиальных россыпей определяется составом источника. В них могут концентрироваться алмазы, золото, платина, касситерит, а также горный хрусталь и цитрин (север Пермского края), сапфиры и рубины (месторождения Индии). Делювиальные россыпи разрабатываются либо вместе с коренным источником, либо вместе с близлежащими аллювиальными или элювиальными россыпями.

Если коренной источник представлен сплошными богатыми рудами, то при их разрушении на склонах образуются валунчатые россыпи.

Образование делювиальных россыпей связано с дифференцированным движением обломочного материала вниз по склону, когда ценные минералы, обладающие высокой плотностью, отстают в своем движении от основной массы обломков.

Делювиальные отложения

ДЕЛЮВИЙ - (deluo - смываю) отложения, формирующиеся за счёт перемещения литологического материала по склону талыми (снеговыми) и дождевыми водами. Делювий слагает наклонные вогнутые шлейфы, прислонённые к нижним частям склонов и выклинивающиеся к их верхним частям. Диагностическим признаком является также тонкая параллельная слоистость, параллельная склону.

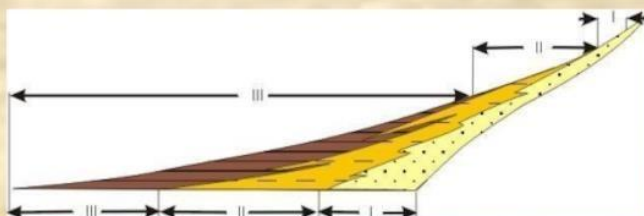


Рис. 12. Строение делювиальной россыпи

Аллювиальные россыпи

Россыпи являются составной частью аллювиальных отложений и располагаются в долинах современных или древних рек. Россыпи отличаются от обычного аллювия содержанием промышленных концентраций устойчивых к выветриванию ценных минералов, обладающих повышенной плотностью. Среди них преобладают простые вещества – минералы золота, платины, алмаз; кислородные соединения – простые и сложные оксиды: касситерит, вольфрамит, сапфиры, рубины.

Присутствие россыпей связано с эрозионной деятельностью рек, в которой им выделялись три стадии. Первая, ранняя или юная стадия характеризуется горными условиями рельефа, преобладанием глубинной эрозии и, следовательно, выноса обломочного материала. Условия этой стадии неблагоприятны для образования россыпей. Вторая, средняя или зрелая стадия эрозионного цикла реки характеризуется предгорными условиями, когда на смену глубинной эрозии приходит боковая, и река начинает сортировать свои отложения, меандрируя по долине. Очевидно, что именно на этой стадии создаются наиболее благоприятные условия для образования россыпей. Далее, уже в равнинной части, река переходит в третью, позднюю или дряхлую стадию цикла, когда эрозионная активность ее уменьшается и условия для формирования россыпей становятся малоблагоприятными.

В речных отложениях выделяют русловую и пойменную фации. Отложения русловой фации характеризуются более грубообломочным гравийно-галечным составом по сравнению с песчано-глинистыми отложениями пойменной фации. Россыпи обычно формируются и находятся в отложениях русловой фации аллювия.

В вертикальном разрезе россыпи различают следующие части (рис. 13). Поверхность, на которой лежит россыпь, т.е. отложения русловой фации, содержащие ценные минералы, называется термином плотик. Плотик может быть коренной или ложный.

Коренной плотик образован коренными горными породами. Наиболее благоприятным для концентрации ценных минералов является ребристый плотик, в

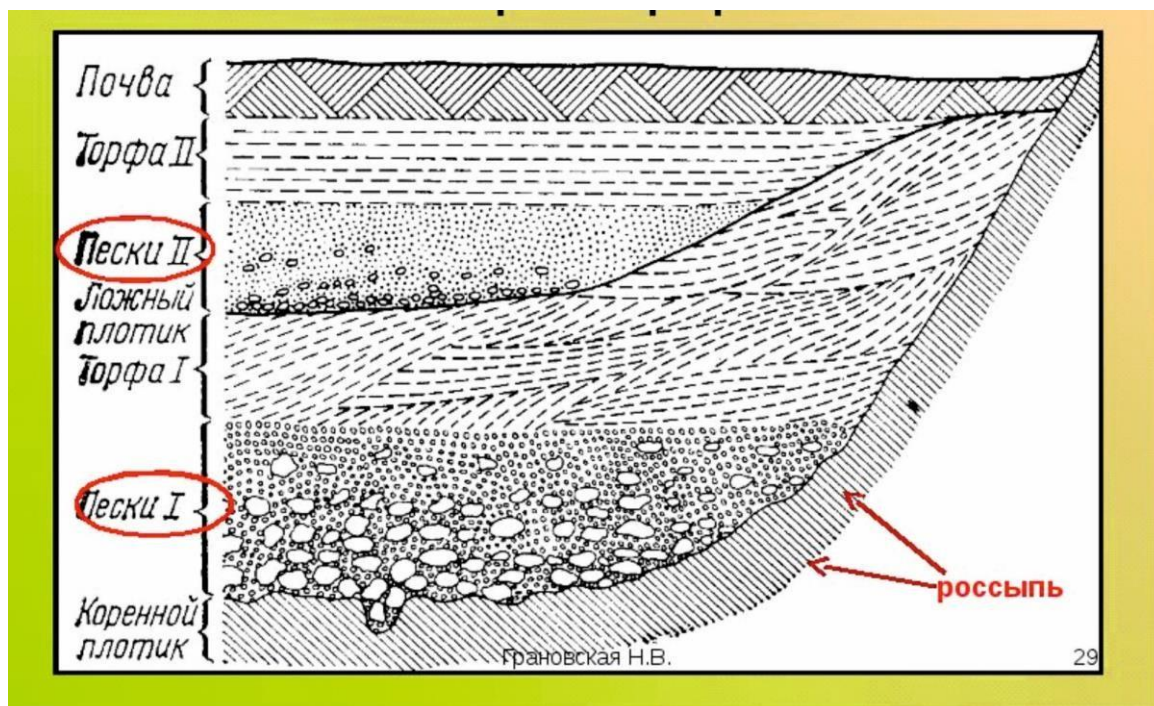


Рис. 13. Схема строения аллювиальной россыпи в поперечном разрезе (Смирнов, 1989)

котором горные породы имеют падение, направленное в сторону течения реки, и создают тем самым гигантскую природную щетку-концентратор. Менее благоприятны для накопления минералов волнистый и ровный плотик. Ложный плотик характерен для многоэтажных россыпей, когда плотиком является аллювий пойменной фации.

На плотике лежит продуктивный горизонт, содержащий полезные минералы, который получил название пласт. Пласт содержит «пески» – грубообломочный валунно-галечный русловой аллювий, сцементированный песчаным и глинистым материалом.

Продуктивный горизонт перекрывается мелкообломочными пойменными гравийно-песчаными, песчаными и глинистыми отложениями, получившими название торфа. В случае террасовой россыпи торфа может перекрываться почвенно-растительным слоем, а в случае многоэтажной россыпи выступать в качестве ложного плотика.

По месту расположения в долине реки россыпи имеют свои названия. Россыпь, находящаяся непосредственно в современном русле реки, называется русловой. Россыпь, расположенная в пойме реки, где она может быть перекрыта пойменными отложениями, называется долинной. Наконец, россыпи, расположенные в террасах, называются террасовыми (рис. 14). В пределах русловых выделяют косовые россыпи, приуроченные к прирусловым отмелям и имеющие небольшие размеры.

Для аллювиальных россыпей характерна лентовидная форма залегания. Мощности обычно измеряется первыми единицами, ширина – первыми десятками, а длина первыми тысячами метров. В целом размеры россыпей определяются размерами россыпеобразующей реки.

Состав полезных ископаемых аллювиальных россыпей определяется наличием в коренных породах долины реки источника россыпеобразующих минералов. Это может быть коренное месторождение, как, например, аллювиальная россыпь золота над коренным Березовским гидротермальным месторождением золота на Среднем Урале или рассеянная концентрация полезных минералов в коренных породах, как платина в дунитах.

Вторым фактором, влияющим в основном на размеры россыпей, является климат,

который в свою очередь определяет интенсивность процесса выветривания и тем самым влияет на мобилизацию материала для формирования россыпей.



Рис. 14. Схема расположения россыпей различных типов в долине реки Концентрация ценных минералов в аллювиальных россыпях осуществляется в

процессе движения водного потока реки на плотиковом и гидродинамическом барьерах. Первый обусловлен повышенной плотностью полезных минералов относительно остальных, которая приводит к их гравитационному проседанию и накоплению на плотике. Второй связан с изменением динамики речного потока. При высокой скорости поток имеет большую кинетическую энергию и способен переносить обломки крупного размера и высокой плотности. Уменьшение скорости движения воды приводит к образованию гидродинамического барьера, на котором более плотные минералы выпадают в осадок.

Прибрежно-морские россыпи

Современные россыпи располагаются вдоль побережий морей и океанов в зоне прилива, а в закрытых морях – в зоне прибоя. Ископаемые россыпи залегают в терригенных формациях шельфа континентальных окраин.

Тела россыпных полезных ископаемых имеют форму узких вытянутых вдоль побережья линз мощностью 0,5 – 1 м, длиной – десятки метров, шириной 5 – 10 м (рис. 15). Эти линзы образуют участки вдоль побережий, вытягивающиеся на десятки и сотни километров. Они отличаются мелкозернистым песчаным составом отложений и концентрацией ценных минералов на поверхности осадка. В вертикальном разрезе продуктивной линзы выделяется до десятка рудных прослоев, обогащенных ценными минералами.

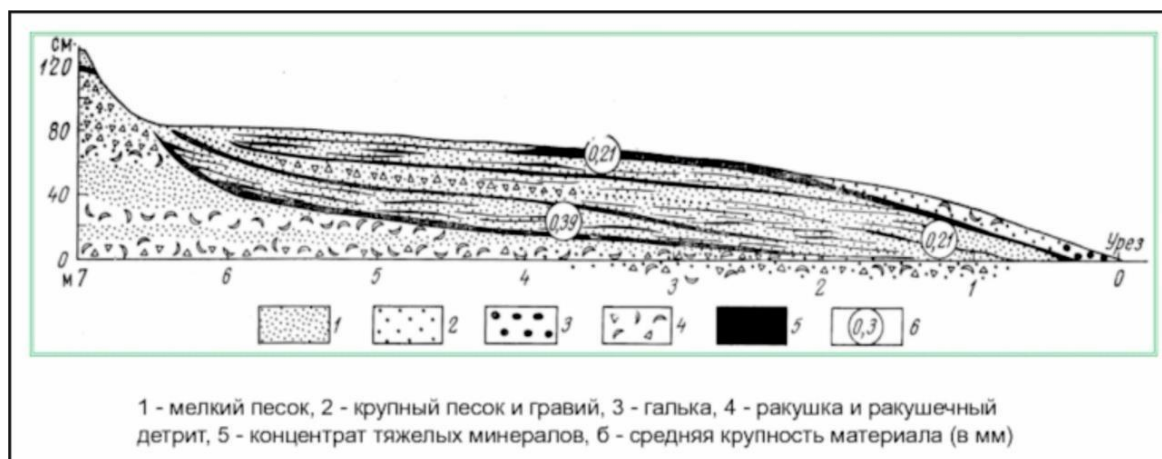


Рис. 15. Строение литоральной (или прибрежной) россыпи

Состав прибрежно-морских россыпей определяется двумя факторами: климатом и наличием источника материала на континенте.

Климат, влияя на интенсивность выветривания на континенте, определяет состав минералов тяжелой фракции, которые могут накапливаться в прибрежной зоне. Так, холодный климат предопределяет устойчивость в процессе выветривания магнетита, который, преобладая над всеми минералами, концентрируется в россыпях зоны умеренного гумидного климата. В тропической зоне, где магнетит разрушается, устойчивыми к выветриванию остаются ильменит, рутил, циркон, монацит.

Россыпи, состав которых определяется климатической зональностью, получили название зональных. На фоне зональных встречаются азональные россыпи, состав которых определяется наличием источника ценных минералов на континенте.

Образование прибрежных россыпей происходит на гидродинамическом барьере, связанном с различной кинетической энергией набегающей и уходящей волны. Набегающая волна благодаря большой энергии выносит на берег все минералы, какие может принести – и легкие и тяжелые. Уходящая же волна уносит преимущественно легкие минералы, а тяжелые ценные минералы остаются на поверхности осадка.

3.2. Хемогенный класс

Хемогенными называются осадочные месторождения, которые образуются в результате осаждения полезных компонентов из истинных или коллоидных растворов в морях, озерах, болотах. Растворенные вещества отлагаются на дне водоемов в виде химических осадков путем кристаллизации из истинных растворов.

Морские бассейны солеобразования связаны с колебательными движениями суши. Они образуются в понижениях прибрежных участков, залитых морем. Это лиманы, лагуны, прибрежные озера. Для образования соляных месторождений требуется существование баров (рис. 16), создающих узкие заливы, через которые проходит ограниченное количество морской воды. Второе необходимое условие - природный климат в районе залива.

Образование рассматриваемых месторождений предопределяют следующие факторы: присутствие необходимых ионов (с полезными компонентами), pH и Eh среды; глубина бассейна осадконакопления; близость береговой линии; строение поверхности дна; течения в прибрежной зоне морей; жизнедеятельность организмов; вертикальные колебательные тектонические движения.

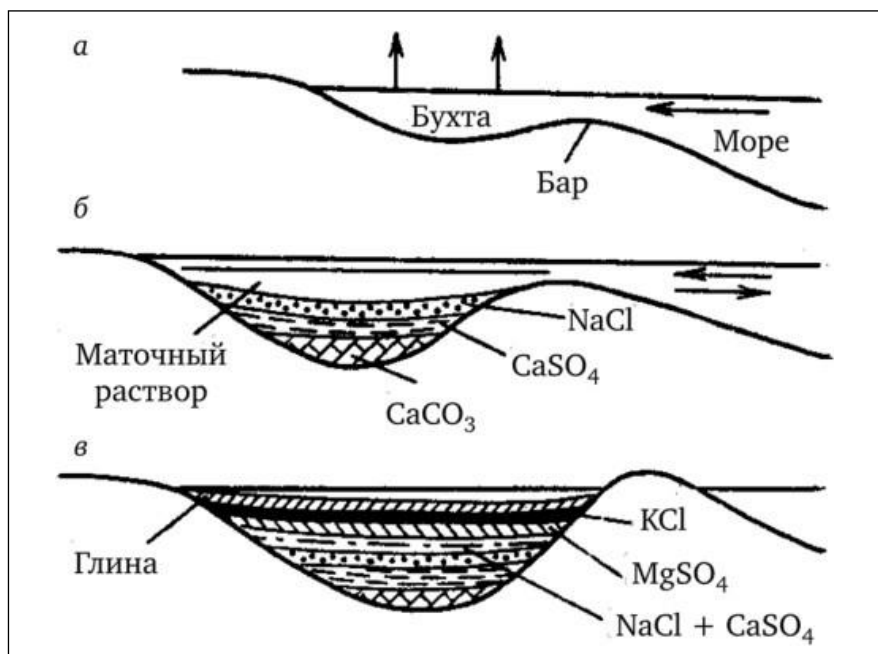


Рис. 16. Схема солеобразования по гипотезе барова, б, в — стадии эволюции бассейна

Выделяются месторождения, образованные:

- из истинных растворов – соли, гипс, ангидрит, барит, бораты;
- из коллоидных растворов — наиболее характерны руды Fe, Mn, Al, реже Pb, Zn.

Из истинных растворов солеобразование происходит в бассейнах 2 типов: морских и континентальных. Наиболее благоприятная обстановка создается в краевых прогибах и синеклизах платформ. Наиболее значительные эпохи галогенеза: в Сибири – кембрий (Ангаро-Ленский район); в Приуралье – пермь, в Прикаспии – триас. В Восточной Сибири месторождения солей распространены в Присянье, а также на Сибирской платформе в пределах Непского свода.

Наиболее благоприятными являются климатические условия сухого и жаркого климата, в которых происходит интенсивное испарение и осолонение. В современных солеродных бассейнах соляная масса состоит из рапы (соляной рассол) и самосада (твердые соляные накопления). Наиболее мощные соляные залежи приурочены к устойчиво прогибающимся структурам. Они формировались в предгорных или синклинальных прогибах (Сибирская, Русская, Африканская, Северо-Американская платформы).

Минеральный состав галогенных месторождений определяют хлориды: галит (NaCl), сильвин (KCl), карналлит ($KO \cdot MgCl_2 \cdot 6H_2O$); сульфаты: мирабилит (глауберова соль) $Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$, ангидрит $CaSO_4$, гипс $CaSO_4 \cdot 2H_2O$.

Стадии солеобразования:

- 1) кристаллизация солей из воды, отложение карбонатов (кальцит, доломит), гипса; увеличение концентрации в 10-11 раз, отложение галита с примесью гипса;
- 2) отложение ангидрита (при поднятии уровня моря и смешении раствора с морской водой);
- 3) выделение оставшихся легкорастворимых солей K и Na в лагуне, полностью отделенной от моря.

Рудные осадочные месторождения

Для соляных бассейнов характерна специфическая тектоника. Она связана с низким удельным весом солей и их пластичностью. По мере смятия толщ в складки происходит выжимание пластичных солей в ядра антиклиналей. Соляные купола образуются и в

спокойной обстановке по модели «всплывания» более легких пород.

Из коллоидных растворов образуются месторождения ряда металлов: Fe, Mn, Al, Si, U, Ge, Mo и др. Источники металлов – континентальные породы, подвергшиеся выветриванию в жарком, влажном климате с обильной растительностью и водонасыщенностью (мощные коры выветривания), зоны окисления сульфидных месторождений. Перенос осуществляется реками и грунтовыми водами в виде коллоидных соединений и взвесей.

Отложение металлов из коллоидных растворов происходит в прибрежной зоне озера морей в результате коагуляции коллоидов и перевода их в осадок. Главная роль принадлежит смешению коллоидных растворов Fe, Mn с истинными растворами, а именно, с морской водой, богатой солями. Велика роль биохимического процесса – бактерии в процессе жизнедеятельности переводят металлы в осадок. Благоприятные условия – расчлененность береговой линии, многочисленные реки.

Для геологического строения месторождений характерны пласты, пластообразные залежи, линзы, гнезда; протяженность пластов – десятки км, мощность – десятки м. Пластовые тела могут иметь несколько км в ширину и часто характеризуются сложным внутренним строением. Минеральный состав хемогенных месторождений характеризуются преобладанием оксидных, гидроксидных и карбонатных руд.

Для месторождений железа характерны следующие типы руд: 1) оксидные руды бурых железняков – лимонит, гидрогетит, гетит, гематит, иногда магнетит; 2) карбонатные руды – сидерит; 3) силикатные руды – шамозит (хлорит), тюрингит. Кроме того, в составе этих руд содержатся оксиды Mn, кварц, халцедон, полевой шпат, кальцит, барит, гипс, сульфиды.

Месторождения марганца содержат руды: 1) гидроксидные (континентальные озерные отложения) – псиломелан ($(\text{Ca}, \text{Mn})_3(\text{OH})_6(\text{Mn}_8\text{O}_{16})$), пиролюзит (MnO_2), лимонит, опал, глины; 2) оксидные (морские) – манганит, пиролюзит, псиломелан; 3) карбонатные – родохрозит, манганокальцит, опал, пирит и др.; 4) силикатные – родонит, гранат, гематит, магнетит, кварц.

Среди бокситов по минеральному составу выделяют: 1) моногидратные, состоящие из бемита или его кристаллической разновидности – диаспора ($\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$); 2) тригидратные, состоящие из гиббсита ($\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$). Кроме того, в составе бокситов присутствуют гематит, гетит, каолинит. Текстуры: бобовые, оолитовые, песчанистые, афанитовые.

Месторождения радиоактивных, цветных и редких металлов – U, Si, V, Mo, Sr, Ge приурочены к черным сланцам с рассеянной вкрапленностью рудных минералов (Мансфельд в Германии, Кольм в Швеции, Чаттануга в США).

Наиболее типичные рудные формации хемогенных осадочных месторождений: 1) гипс-ангидрит-галитовая (Ангаро-Ленский соленосный бассейн); 2) галит-карналлитовая (Верхнекамское); 3) сидерит-лимонитовая (месторождения Швеции, Канады); 4) шамозит-гетит-гидрогетитовая (Керчинское); 5) псиломелан-гидрогетитовая (Южный Урал); 6) марганцовистых известняков (Усинское в Западной Сибири); 7) опал-пиролюзитовая (Никополь на Украине, Чиатуры на Кавказе); 8) диаспор-бемитовая (Боксон в Восточном Саяне, месторождения Северного Урала).

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

Соли. Галогенные, или эвапоритовые, месторождения минеральных солей состоят (рис. 17) из хлоридов и сульфатов натрия, калия, магния и кальция с примесью бромидов,

боратов.

Большинство залежей солей содержат галит в качестве главного компонента. Почти во всех из них в том или ином количестве находятся 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 среди них 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 и 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 Каспийского (Кара-Богаз) и Аральского (Джаксыккыч) морей.

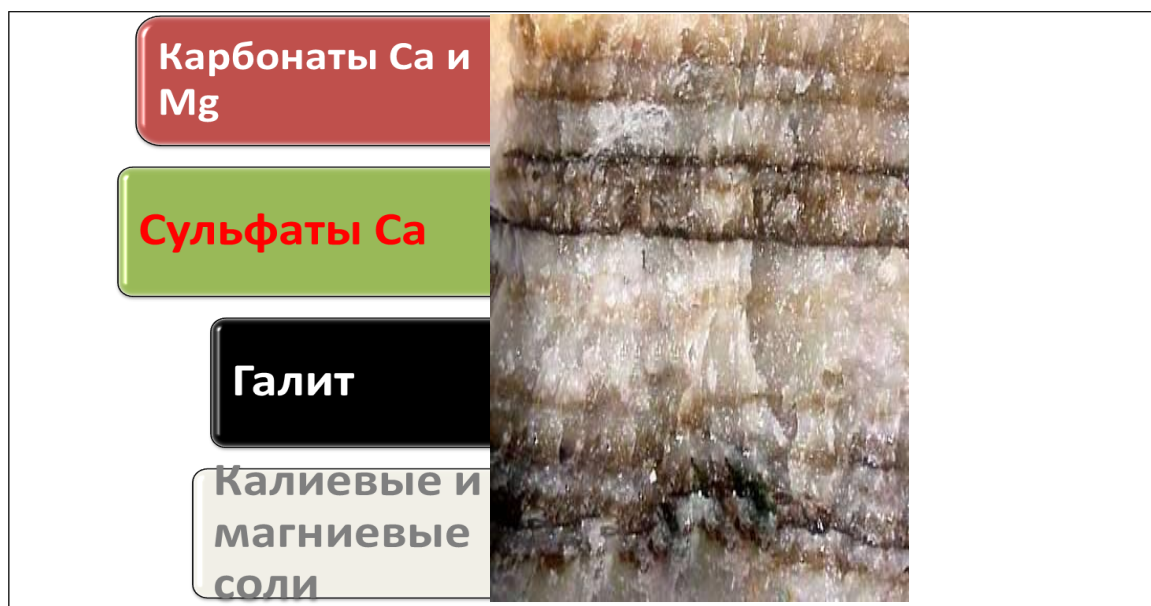


Рис. 17 . Схема порядка солеосаждения

Современное солеобразование совершается в бассейнах двух типов: 1) связанных с морем и 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 Каспийского (Кара-Богаз) и Аральского (Джаксыккыч) морей.

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.

Соляная масса современных бассейнов состоит из рапы (соляного рассола) и самосада (твердых соляных накоплений), находящихся в состоянии подвижного равновесия. Выделяется три типа рассолов соляных озер: карбонатный, или содовый, сульфатный и хлоридный. Под воздействием кальциевых соединений, привносимых реками, может происходить метаморфизация соляного рассола с заимствованием иона SO_4 на образование гипса и обессульфачиванием его.

Геологические условия образования ископаемых солей обусловили значительные мощности соляных залежей, накапливающихся в устойчиво прогибающихся структурах земной коры. Все известные крупные месторождения каменной соли, калийных и магниевых солей, ангидрита и гипса формировались в предгорных прогибах или синклинальных карпатском, Закарпатском, Донецком, Предпиренейском, Предатласском, Скалистых гор, Предкордильерском и других передовых прогибах, а также в Прикаспийской, Днепровско-Донецкой, Московской, Ангаро-Ленской, Вилуйской, Польско-Германской, Северо-Германской, Ферганской, Нарынской, Таджикской, Предаппалачской, Внутриамериканской и других синеклизах, поперечных прогибах и краевых впадинах платформ (А. Иванов).

Многие соляные месторождения характеризуются специфической так называемой соляной тектоникой, обусловленной низкой плотностью солей, компактностью их сложения и пластичностью. В связи с этим недислоцированные пласты солей спокойно залегающих осадочных толщ приобретают все более и более сложные очертания по мере смятия их в складки, с выжиманием текучего вещества солей в замки антиклиналей с образованием соляных куполов даже в обстановке относительного тектонического покоя.

Бор. Некоторые соляные месторождения содержат бор в виде рассеянного среди них кали-борита $KMg_2V_{11}O_{19} \cdot 9H_2O$. В зоне выветривания борные соединения растворяются, переотлагаются и накапливаются в «гипсовой шляпе» в виде разнообразных боратов — ашарита $Mg[VO_2](OH)$, гидроборацита $CaMgBeO_6 \cdot 6H_2O$, улексита $NaCa_5V_8H_2O$ и др.

В зависимости от технологии их переработки, выделяются различные промышленные типы руд, в которых главными минералами являются: а) бораты,

растворимые в воде (сассолин, бура, кернит и др.), б) бораты, разлагающиеся в кислотах или щелочах (иньбит, пандермит, гидроборацит, людвигит, сахаит и др.), в) боросиликаты, разлагающиеся в кислотах (датолит и др.), г) боросиликаты и боралюмосиликаты, не разлагающиеся в кислотах (данбурит, турмалин, аксинит и др.). Особым типом борного сырья являются боросодержащие подземные воды, рапа соляных озер, нефтяные воды, горячие источники.

Боросиликатные (датолитовые и данбуритовые) руды делятся на высоко- (10% и более B_2O_3), средне- (5-10%) и низкосортные (3-5%). Содержание B_2O_3 в рапе соляных озер изменяется от 0,5 до 2,2%, а в бороносных поверхностных и подземных водах оно еще ниже; однако это сырье очень легко добывается и перерабатывается.

Месторождения бора образуют три главнейших генетических и геолого-промышленных типа: скарновый, вулканогенно-осадочный и галогенный.

Скарновый тип подразделяется на известково- и магниезально-скарновые подтипы. Примерами таких месторождений в нашей стране являются Дальнегорское в Приморье и Золотой Курган в Ставрополье, за рубежом - Ак-Архар в Таджикистане и др.

Месторождения вулканогенно-осадочного геолого-промышленного типа образуют

пластовые и линзовидные залежи горизонтального или пологого залегания, сложенные вулканогенно-соленосно-глинистым материалом, содержащим большое количество разнообразных боратов и межкристалльной борсодержащей высокоминерализованной рапы. Вулканогенно-соленосные месторождения связаны с четвертичными (включая современные) континентальными эвапоритами, а вулканогенно-глинистые - с олигоцен- неогеновыми озерными туфогенными глинами. Такие месторождения заключают огромные запасы борной руды, исчисляемые десятками-сотнями млн т; к ним относятся оз. Серлз, Крамер (Борон), Фернис-Крик в США, Бигаич, Сарикайя (Кырка), Эмет и др. в Турции, Тинкала-Тинкалайю в Аргентине, Салар-де-Сурире в Чили, месторождения Тибета, Памирской горной области и Закавказья.

Среди месторождений галогенного геолого-промышленного типа различают галогенно-осадочные и галогенно-остаточные залежи. Первые характеризуются пластовой и гнездовой формой с крутыми падениями, размерами в сотни до тысячи метров по простиранию и падению, до 50 метров по мощности; боратовая минерализация неравномерная с низким средним содержанием B_2O_3 в рудах (2-6%), представленная калиборитом, преображенскитом, борацитом, ашаритом и другими минералами. Галогенно-остаточные залежи – пластообразные и линзовидные, субгоризонтальные, имеют относительно небольшие размеры в плане (до 0,5 км) при мощности до 25 м; им присущи ашаритовая, гидроборацитовая, колеманитовая и улеситовая минерализация и более высокие средние содержания B_2O_3 в рудах (7-25%). Борное оруденение галогенного типа наиболее характерно для пермских эвапоритовых соляных толщ, сформировавшихся в крупных эпиконтинентальных морских бассейнах (например, Прикаспийская и Северогерманская впадины). Установлено, что под соляными куполами с промышленной борной минерализацией (Индерские, Челкарское и др. месторождения) находятся древние прогибы фундамента. Формирование галогенно-остаточных залежей связано с образованием глинисто-гипсовых шляп (кепроков) - как продуктов выветривания соляных куполов.

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 Мегген в ФРГ и месторождения желвакового барита в бассейне Миссури в США.

Сырьевая база баритдобывающей промышленности представлена как собственно баритовыми, так и комплексными месторождениями. По минеральному составу в первых могут быть монобаритовые, барит-витеритовые, кварц-баритовые и кальцит-кварцево-баритовые руды, а в комплексных месторождениях барит-флюоритовые, редкометалльно-барит-флюорит-железорудные, барит-колчеданные и барит-полиметаллические. В России и Казахстане по промышленным запасам и добыче преобладают месторождения сульфидно-баритовых руд (барит-колчеданные и барит-полиметаллические), среди которых могут появляться обособленные тела собственно баритовых руд (например, на месторождении Кварцитовая Сопка в Хакасии – одном из главных разрабатываемых объектов в России).

Все многообразие собственно баритовых месторождений, имеющих существенное практическое значение, может быть сведено к трем основным геолого-промышленным типам: жильному, стратиформному и песчано-валунчатому в корях выветривания. Стратиформный тип месторождений является ведущим: с ним связана основная доля запасов и добычи в мире. Значительные масштабы месторождений и простая морфология их рудных тел с достаточно высоким содержанием в них барита (50-95%) позволяют широко использовать современные горную технику и технологию, что делает разработку этих месторождений экономически весьма эффективной. В России стратиформный тип

представлен Хойлинским (Коми), Толчеинским (Хакасия) и другими месторождениями.

В последнее время выделен стратиформно-жильный подтип рассматриваемого типа, для месторождений которого свойственно сочетание пластовых и жильных промышленных залежей барита. Характерным представителем этого подтипа является месторождение Лайбинь (провинция Гуаньси).

Тип песчано-валунных месторождений кор выветривания включает остаточные залежи элювиальных и делювиальных глин с обломками барита, образовавшимися за счет подстилающих пород (чаще всего доломитов). Величина баритовых обломков варьируется от песчаных до валунных и глыбовых. Размер самих залежей также различается от небольших до значительных. Их близповерхностное залегание, легкость обогащения делают эти месторождения чрезвычайно привлекательными для разработки даже при небольших (менее 10%) содержаниях в них барита. Данный тип представлен Медведевским месторождением на Урале, а в Казахстане – Джалаирским. Месторождения этого типа имеются в ЮАР.

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.

Источник материала для 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 противсреднего количеством марганца.

Для перевода соединений рассматриваемых металлов в раствор необходима высокая зрелость коры выветривания, предварительный вынос из нее разного рода электролитов — сульфатов, карбонатов, хлоридов, затрудняющих перенос металлов в коллоидных растворах. Накопление руд железа, марганца и алюминия может происходить в речных, озерных и морских водоемах.

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.

Дифференциация минеральной массы проявляется не только в разделении трех металлов, но также и в изменении минерального состава руд их месторождений по направлению от берега в глубь водоема. В залежах марганцевых руд в этом направлении происходит смена четырехвалентных соединений трехвалентными и затем двухвалентными, замена окисных соединений карбонатными. Для залежей железных руд в том же направлении намечается переход от окислов к карбонатам и затем к силикатам.

3.3. Биохимический класс

Формирование биохимических осадочных месторождений может быть рассмотрено на примере фосфоритов, карбонатных и кремнистых пород, а также каустобиолитов.

Фосфориты. Часть фосфора поверхностной оболочки земной коры тесно связана с жизнедеятельностью растительных и животных организмов. Фосфор – один из важнейших биогенных элементов. Минеральный фосфор в виде гидроксилapatита служит основной составной частью костной ткани позвоночных и наружных скелетов ракообразных и моллюсков. Фосфор в земной коре находится в следующих основных формах:

1. В составе простых и сложных ортофосфатов, образующих самостоятельные

минералы фосфора: преимущественно апатита в магматических и метаморфических породах и микро- или скрытокристаллических фосфатов группы апатита – в осадочных породах.

2. В виде изоморфной примеси в алюмосиликатных минералах.

3. В растворенном виде в природных водах, где фосфор в основном находится в форме ортофосфат-ионов.

4. В сорбированном виде. Наиболее активные сорбенты – гидрокислы железа, в меньшей мере – глинистые минералы.

5. В составе организмов или продуктов их жизнедеятельности.

Фосфориты – осадочные горные породы, основным компонентом которых являются скрыто- или микрокристаллические фосфаты кальция из группы апатита. Нижний предел содержания P_2O_5 в фосфоритах условно принят 12%. Среди фосфоритов выделяются платформенные и геосинклинальные месторождения. Наиболее значительные платформенные месторождения приурочены к синеклизам, а геосинклинальные – к узким прогибам шельфа.

Платформенные месторождения фосфоритов возникали в широком климатическом диапазоне, охватывающем моря как гумидной, так и аридной палеоклиматических зон. Геосинклинальные месторождения формировались преимущественно в обстановке аридного климата.

Фосфоритовые залежи обычно имеют пластовую или пластообразную форму и обладают значительными размерами. Так, например, зона распространения фосфоритовых пластов геосинклинального месторождения Каратау в Западном Казахстане, вытянутая на 100 км при ширине 40—50 км, содержит от одного до семи пластов. Платформенные месторождения менее значительны по размерам.

Строение и состав фосфоритов достаточно своеобразны. По характеру строения пластов выделяют фосфориты желваковые и массивные. Желваковые месторождения (рис.18) свойственны платформенным образованиям и представляют собой овальные скопления фосфоритов среди глинисто-песчаных пластов. Желваки имеют двойное происхождение.



Рис. 18. Желваковый фосфорит



Рис. 19. Массивный фосфорит

Чаще всего это стяжения, возникшие вследствие диагенеза фосфорсодержащего осадка. Реже к ним относятся скопления фосфоритовых галек. Массивные фосфориты (рис. 19) характерны для геосинклинальных месторождений.

Минеральный состав фосфоритовых месторождений определяется фосфоритом, представляющим собой сложное химическое соединение фосфорнокислого, фтористого и углекислого кальция типа « $Ca_3P_2O_5-mCaF_2 \& CaCO_3$ ». Различаются в нем три фракции:

- 1) фторапатит $3\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2\text{CaF}_2$ (наиболее распространенная) ;
- 2) карбонатапатит $3\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2\text{CaCO}_3$;
- 3) гидроксилapatит $3\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2\text{Ca}(\text{OH})_2$.

В минеральный парагенезис с фосфоритом обычно входят кальцит и глауконит, иногда хлорит и сидерит, а для желваковых месторождений также органическое вещество.

Источником фосфора для фосфоритовых месторождений служит сравнительно легко растворимый апатит магматических пород. Фосфор, сносимый в морские водоемы, усваивается животными и растительными организмами. Обычно фосфор усваивается морскими организмами в приустьевых частях рек, создающих своеобразный биофильтр, не пропускающий растворенные фосфаты в центральные части водоемов. Отложение фосфатных соединений на дне моря может осуществляться двумя способами – биологическим и биохимическим.

В первом случае в результате отмирания морских организмов и скопления их на дне моря, вначале происходит разложение органического вещества с образованием углекислого аммония и фосфорнокислого кальция. Затем взаимодействие этих соединений приводит к выделению фосфорнокислого аммония. Фосфорнокислый

аммоний, реагируя с известковистыми раковинами, образует фосфорит по следующей реакции: $2(\text{NH}_4)_3\text{PO}_4 + 3\text{CaCO}_3 = \text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2 + 3(\text{NH}_4)_2\text{CO}_3$

Эта схема приложима для образования платформенных фосфоритовых ракушечников и отчасти желваковых фосфоритов. Более сложным биохимическим путем накапливался фосфор в области шельфа платформенных морей и в геосинклинальных бассейнах. Выделяется 4 горизонта вод с различным содержанием фосфора. Первый, верхний горизонт глубиной до 50 м относится к зоне фотосинтеза, характеризуется поглощением фосфора фитопланктоном и низким остаточным содержанием его в воде, редко достигающим 10-50 мг/м³. Второй горизонт глубиной от 50 до 300-400 м представляет собой зону прохождения отмерших организмов и отличается также низким,

но постепенно нарастающим содержанием фосфора. В третьем горизонте на глубине от 300-400 примерно до 1000-1500 м происходит массовое разложение отмерших организмов, выделение из них фосфора и обогащение им воды; содержание P_2O_5 здесь 200-300 мг на 1 м³ воды и даже более. В четвертом, самом глубоком горизонте содержание фосфора вновь снижается.

Фосфоритовое месторождение может образоваться при наличии глубинного течения, направленного из глубокой части к берегу водоема. В этом случае, когда эти глубинные холодные воды, насыщенные CO_2 и P_2O_5 , подводятся глубоководными течениями в область материкового шельфа, неизбежно наступает уменьшение парциального давления CO_2 . Этому способствуют уменьшение гидростатического давления, нагрев восходящих вод, диффузия избытка CO_2 в обедненные углекислотой поверхностные зоны фитопланктона, а также и возможное добавочное растворение этими восходящими «агрессивными» водами известковых осадков. Вследствие уменьшения парциального давления CO_2 в этих восходящих слоях морской воды система ранее установившегося равновесия нарушается, и воды становятся пересыщенными по отношению к CaCO_3 и $\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2\text{CaF}_3^{2+}$.

Представителями этого типа могут служить месторождения Каратау в Западном Казахстане, месторождения формации «Фосфория» в западных штатах США, а также многочисленные месторождения Северной Африки и др.

Геологический возраст фосфоритовых месторождений разнообразен. К древнейшим, докембрийским, принадлежат фосфориты Сибири, Китая (Тунь Шань) и Японии. К кембрийским относятся месторождения в Казахстане (Каратау), в Монголии (Хубсугул), Подолии, Китае (Юннань) и др. В ордовике и силуре были образованы месторождения в

оболовых песчаниках Эстонии, на Сибирской платформе, в Швеции, ГДР, Англии и других странах. Среди девонских отложений известны фосфоритовые месторождения в Пиренеях Франции и Испании, во Вьетнаме, Теннесси (США) и других местах. К пермским принадлежат крупные месторождения формации «Фосфория» на территории США. Юрский возраст имеют егорьевские фосфориты Подмосковья и Центрального плато Франции. Обильны фосфориты мелового периода, известные на Русской платформе (вятские, хоперские, саратовские и др.), в Арденнах, Парижском бассейне, Индии (Тричинополи), Египте. К палеогеновым относятся фосфоритовые месторождения Марокко, Алжира, Туниса, Нигерии, а также восточного склона Урала. Наконец, неогеновые месторождения фосфоритов известны во Флориде (США).

Осадочные месторождения фосфоритов распространены в геосинклинальных (зернистые и микрозернистые) и в платформенных областях (желваковые и ракушечные).

Зернистые фосфоритовые руды. Зернистые руды сложены округлыми фосфатными зернами (пеллетами, оолитами и др.) и фосфатными органогенными обломками размерами от 0,1 до 10 мм (рис. 20), сцементированными скрытокристаллическими фосфатами (франколитом), кварцем, халцедоном, кальцитом и другими минералами. Содержание P_2O_5 в рудах составляет 23-32 %. Нередко в этих рудах в качестве попутных компонентов присутствуют U и V.



Рис.20. Зернистый фосфорит

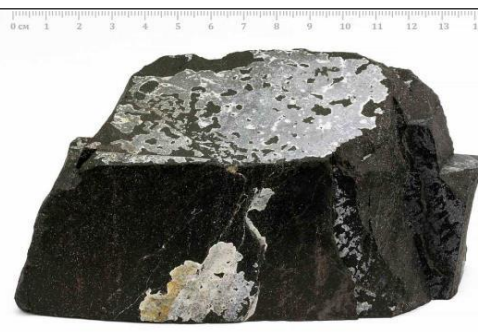


Рис. 21. Микрозернистый фосфорит

Фосфориты залегают преимущественно в отложениях мергелей, органогенных известняков, кремней, доломитов, глин и гипсов, относящихся к мелководным морским фациям позднемелового, палеоценового, эоценового и миоценового возраста. Мощности пластов фосфоритовых руд составляют от 1,5 до 12 м, нередко в сближенных горизонтах – до 40 м; пласты фосфоритов сложены фосфатными зернами (оолиты, псевдооолиты, пеллеты, биоморфозы) алевритовой, песчаной и гравийной разновидностей, в различной степени сцементированными карбонатным или кремнистым материалом. Содержание P_2O_5 в фосфатных зернах – от 24 до 36 %, в рудах – от 17 до 32 %. Содержание костного детрита рыб в фосфоритах достигает 20 %.

В странах СНГ к типу зернистых фосфоритов отнесены месторождения Среднеазиатского фосфоритоносного бассейна в Центрально-Кызылкумском и Сырдарьинском районах. Они сложены карбонатно-фосфатными и реже монофосфатными псевдоморфозами выполнения и замещения по фораминиферам, птероподам, копролитами пелециподам (биоморфные зерна).

Особое положение занимают **песчано-зернистые фосфориты** Унечского месторождения Брянской област. Элементы геологического строения их имеют сходство частично с зернистыми, частично с галечниковыми фосфоритами. Эти месторождения

являются комплексными титан-цирконий-фосфатными россыпями.

Месторождения микрозернистых фосфоритов.

Микрозернистые руды состоят из мельчайших (0,01-0,1 мм) фосфатных зерен – оолитов, сцементированных фосфатно-карбонатным или фосфатно-зернистым микрокристаллическим веществом (рис. 21). Главный фосфатный минерал – франколит, помимо которого, как в оолитах, так и в цементе фиксируются кварц, халцедон, кальцит, доломит, гидрослюда и др. Содержание P_2O_5 в рудах составляет 21-28 %. Макроскопически они напоминают окремненные известняки, доломиты, яшмы, кремни и другие породы.

Фосфоритовые руды микрозернистого и афанитового типов обычно слагают один-шесть продуктивных пластов мощностью 0,5–25 м, залегающих среди доломитов, известняков, фосфато-кремнистых и кварцево-сланцевых сланцев, органогенных кремнистых пород (радиоляриты, спонгалиты и др.). Фосфат кальция в рудах месторождений кремнисто-карбонатной и карбонатной формаций может быть обособлен по-разному: в виде монофосфорных оолитов и пеллет размером 0,01–1,0 мм, монофосфатных слоек мощностью от 1 мм до 1 см, а также псевдоморфоз по продуктам жизнедеятельности водорослей (строматолитов, онколитов). Среднее содержание P_2O_5 в рудах колеблется от 14 до 24 %.

Наиболее характерным для данного типа руд являются фосфориты Каратауского бассейна Джамбульской области Казахстана). В пределах бассейна известно более 45 месторождений фосфоритов, из которых только 3 разрабатываются: Чулактау, Джанатас и Аксай.

Фосфоритная серия состоит из трёх основных горизонтов: доломитового (6-8 м), кремнистого (до 15-25 м) и фосфоритового (до 30-60 м)[1]. Каратауские фосфориты относятся к оолитово-микрозернистому типу и сложены оолитами и фосфатными зёрнами размерами порядка 0,3 мм и менее. Наряду с фосфором добываются редкоземельные элементы и фтор.

Платформенные желваковые (конкреционные) фосфориты представляют собой конкреционные стяжения фосфатного вещества (рис. 22), фосфатизированных органических остатков размером 0,5-5,0 см, иногда до 15 см в песчано-глинистых породах, которые могут быть плотно сцементированы с вмещающей породой («фосфоритная плита»). Степень насыщенности конкрециями вмещающей породы различна, в ряде случаев конкреции срастаются между собой в плотную плиты, образуя желваково-плитный слой (рис. 23). Эти платформенные образования связаны терригенной глауконитовой формацией. Содержание P_2O_5 в желваках 15–26 %, в залежах



Рис. 22. Желваковый (конкреционный) фосфорит

Рис.23. Фосфоритовая плита

обычно 6-0 % (в некоторых месторождениях до 16 %), мощность фосфоритовых пластов 0,5-1,2 м. В большинстве месторождений этого типа основное количество фосфора входит в фракцию руды крупностью более 0,5 мм.

В геологическом строении Егорьевского месторождения фосфоритов принимают участие отложения юры, мела, неогена, антропогена. Продуктивные горизонты связаны с фосфоритовой серией волжского яруса верхней юры, состоящей из двух пластов полезного ископаемого: нижнего – «портланд», верхнего – «рязань» и залегающего между ними пласта глауконитовых пород.

Продуктивный фосфоритовый слой «портланд», представляет собой плиту, состоящую из желваков фосфоритов, фосфоритовых ядер, кальцитовых ростов белемнитов, сцементированных фосфатно-кальциевым цементом.

Залегающий выше верхнеюрский эксплуатационный слой включает в себя ауцелловый фосфоритный слой серовато-зеленого цвета и фосфоритную плиту чёрного цвета. Мощность слоя «рязань» 0,75-0,90 м. Фосфориты относятся к глауконитовой разновидности низкофосфатных фосфоритовых конкреций, содержащих 10,5-18,5% P_2O_5 .

Ракушечные фосфориты представляют собой рыхлые или слабо сцементированные породы, состоящие из обломочных зерен кварца, целых створок и обломков фосфатных раковин брахиопод рода *Obolus* или *Lingula* (рис. 24), иногда

сцементированных карбонатным или кремнисто-карбонатным цементом.

Содержание фосфатного раковинного материала в рудах колеблется от 10-12 до 70-80 %, что и определяет изменчивое качество фосфоритов (P_2O_5 от 4 до 28 %). Наиболее качественны оболочковые ракушечники, состоящие из тесно сгруппированных, преимущественно целых створок раковин, сцементированных доломитом. Мощность продуктивного пласта от 1 до 14 м, содержание P_2O_5 от 3 до 20 %, по минеральному составу руды относятся к кварцевым.

На месторождении Раквере-Кабала продуктивная толща ракушечных фосфоритов представлена песчаными и алевритовыми отложениями каллавереской свиты нижнего ордовика, включающими фосфатные створки беззамковых брахиопод. В пределах месторождения Тоолсе мощность промпласта колеблется от 0,5-1,0 до 5-6 м; на месторождении Азери не превышает 3 м. Максимальную мощность (до 12,1 м) промпласт фосфоритов имеет в пределах Раквереского месторождения.



Рис. 24. Фосфорит ракушечный

В целом фосфоритовый пласт сложен следующими литологическими разновидностями пород: детритистыми кварцевыми песчаниками, детритовыми песчаниками, песчаными детрититами и ракушечниками. Богатые фосфориты

(более 9 % P_2O_5) сложены, главным образом, детритовыми песчаниками и детрититами, а также ракушечником. Основную роль в составе фосфоритов играют следующие минералы: кварц, фосфаты, доломит, пирит, гидроокислы железа (лимонит, гётит и др.), кальцит, глауконит, калиевые полевые шпаты и др. Фосфатные раковины и их детрит составляют основную массу фосфатов (90 % и более), принимающих участие в составе фосфоритов.

Месторождения остаточно-инфильтрационного типа (коры выветривания) образуются главным образом на древних в различной степени фосфоритоносных карбонатных и кремнисто-карбонатных формациях. Рыхлые фосфориты представляют собой песчанистую или щебенистую пестроокрашенную сыпучую породу, состоящую из разного по составу и крупности материала. Каменистые фосфориты – твердые, крепкие, по внешнему виду напоминают кварцит, кремль, яшму, алевролиты, мел и другие породы. По составу среди каменистых фосфоритов различают мономинеральные, глинистые, кремнистые и переходные разновидности. Рыхлые фосфоритовые руды почти на всех известных месторождениях кремнисто-глинистые; содержат 15-20, реже 20-30 % P_2O_5 . На большинстве месторождений они состоят из минералов группы апатита, и лишь на некоторых из них сложены алюмо- и железозфосфатами.

Глубина залегания вторичных фосфоритов колеблется от 0,5 до 15 м от поверхности (месторождения Ашинское, Обладжанское, Сейбинское и др.). Мощности содержащих фосфориты зон выветривания с обломками материнских пород достигают нескольких десятков метров и крайне невыдержаны. Фосфориты представлены в основном рыхлой массой в виде сложно построенных залежей в карстовых углублениях карбонатных отложений на контакте их с терригенными или изверженными породами. Среди них различают землистые, глинистые и каменистые разновидности с содержанием P_2O_5 от нескольких до 30 %.

3.4. Осадочно-катагенетический класс Катагенно-осадочная подгруппа месторождений

Месторождения этой подгруппы ассоциируют с литологическими формациями (избирательно приуроченными к определенным фациям), отражающими динамику ландшафтных преобразований.

В этой подгруппе рассматриваются месторождения трех классов (инфильтрационного, гидрогенного и биогенного), сформировавшиеся в результате экзогенных процессов седиментогенеза и возможных последующих диагенетических и катагенетических изменений осадков и полезных образований, не связанных с конкретными их источниками.

В осадочных формациях заключено большое количество стратифицированных полезных ископаемых, генезис которых невозможно объяснить только осадочной моделью. Помимо пластообразной формы рудных тел, приуроченности полезной минерализации к определенным литолого-стратиграфическим горизонтам, отсутствия рудогенерирующих магматических комплексов, локализации оруденения в слабодислоцированных породах осадочного чехла, данные месторождения имеют признаки вторичного минералообразования, поэтому их часто называют эпигенетическими. Наличие рудной вкрапленности и прожилков, метасоматические структуры руд, повышенные температуры

минералов (до 100-250С), нехарактерные для осадочного минералообразования, выклинивание рудных тел в пределах осадочных слоев свидетельствуют об участии относительно горячих растворов в процессе рудогенеза. Изотопный состав ряда минералообразующих элементов указывает в большинстве случаев на их осадочную природу, но частично и эндогенную. Не всегда удается четко разграничить инфильтрационные, диагенные, катагенные, низкотемпературные гидротермальные процессы с участием эндогенных флюидов по имеющимся спорным диагностическим признакам. И все же эти месторождения имеют много общего для выделения их в особый класс – осадочно-катагенетический, в который можно включать или особо выделять инфильтрационные образования.

Среди рудных формаций и типов месторождений, относящихся к рассматриваемому генетическому классу, включая инфильтрационные выделяют:

- 1) стратиформные полиметаллические в карбонатных породах;
- 2) медистые песчаники в терригенных красноцветных формациях,
- 3) медистые песчаники палеорусел пестроцветных толщ;
- 4) урановые и битумно-урановые в палеорусловых песчаниках пестроцветных толщ;
- 5) урановые и ванадий-урановые в зонах окисления черносланцевых комплексов;
- 6) ванадий-урановые в калькретах;
- 7) металлоносные угли и торфяники;
- 8) редкометалльно-урановые в зонах выклинивания внутрипластового оруденения;
- 9) битумно-урановые в карбонатных и терригенных породах;
- 10) битумно-ванадиевые в терригенных толщах;
- 11) стратиформные целестиновые и баритовые в гипс-карбонатных породах;
- 12) самородной серы в гипс-карбонатных породах;
- 13) ийдобромные и металлоносные рассолы.

При участии катагенных флюидов образуются месторождения золота в углеродистых терригенных и карбонатно-терригенных формациях. Смешанным элизионным и инфильтрационным процессами объясняется генезис ряда месторождений сидеритов и бурых известняков, магнезитов, фосфоритов.

Во многих осадочно-породных бассейнах имеется пространственная связь стратиформных рудных месторождений со скоплениями углеводородного сырья. Стратиформные рудные месторождения располагаются в краевых частях нефтегазовых бассейнов или в примыкающих к ним депрессиям.

Главное геохимическое отличие элизионных и инфильтрационных осадочно-породных бассейнов заключается в том, что в первых на протяжении значительного времени активной силой, определяющей состав газов и вод, являются глинистые толщи. Именно в них по мере погружения на разные глубины осуществляются физико-химические преобразования, формирующие накопление газодонных флюидов, которые затем отжимаются из этих пластичных пород и попадают в жесткие и более ёмкие пласты песчаников-коллекторов.

В целом последовательность формирования термальных газодонных растворов в элизионных системах осадочно-породных бассейнов можно представить в следующем виде. В зоне диагенеза и в верхней зоне категенеза, от поверхности осадка на дне палеоводоёма и до глубины 2 км, в составе газовой фазы будут повсеместно преобладать CO_2 и H_2S , возможно присутствие газообразных углеводородов. В илах оба газа имеют биохимическое происхождение, но ниже все большую роль начинают играть абиогенные CO_2 и H_2S , причем к нижней границе зоны в районах, где глинистая покрывка недостаточно проницаема, доминирует CO_2 , возникшая за счет рассеянных карбонатов. В жидкой фазе отжимаются H_2O

и битумоиды. Термобарические параметры, в которых формируются газодные растворы этой зоны, достигают 100-120°C и 420-500 атм. В породах-коллекторах, а также зонах повышенной трещиноватости из растворов осаждаются сульфиды и карбонаты.

При большем погружении нефтематеринских толщ на глубины от 2 до 4 км, ведущим процессом становится отторжение из РОВ жидкой нефти, растворенных в воде углеводородов, газообразных углеводородов. Область, в которой реализуются процессы формирования битумно-нефтяных скоплений, ограничивают температуры от 120 до 200°C и давления от 500 до 1000 атм. Главным геохимическим процессом является эмиграция углеводородов в пласты-коллекторы и разломы и формирование в них залежей нефти и газа.

На глубинах от 4 до 5 км протекают процессы гидрослюдизации глин и дегидратации. Примерно в этом же интервале из РОВ формируются газообразные углеводороды, а также CO₂ и H₂S. Эта стадия осуществляется при температурах 200-250°C и давлениях 1000-1200 атм.

Наконец, на глубинах 5-7 км пласты сильно преобразованных и измененных глин вновь становятся поставщиками CO₂, H₂S, SiO₂, отчасти газообразных углеводородов.

Формирование термальных растворов в ряде случаев может привести к мобилизации рудных компонентов из вмещающих глинистых пород и переотложению в пласты-коллекторы и зоны повышенной трещиноватости. Этот механизм особенно типичен для тех компонентов, которые растворяются при избытке CO₂ или H₂O и выпадают из растворов при их дефиците. Такими элементами являются, например, Fe и Mn; первый легко мигрирует в виде бикарбоната двухвалентного железа и осаждается при потере CO₂, тогда как второй хорошо растворим в сероводородной обстановке.

Минерализованные воды и рассолы натриевого и кальциевого типов, относящиеся к захороненным вместе с осадками седиментационным морским водам, могут нагреваться в платформенных областях до 150-200°C. Они являются хорошими растворителями для многих элементов (Fe, Mn, Ni, Cu, Pb, Zn, Sr, Li, Cs, Au, Ag и др.). Металлоносные хлоридные термальные рассолы встречаются в современных артезианских бассейнах на глубинах 3-5 км и по составу могут соответствовать вулканогенным гидротермальным растворам.

В случае накопления больших масс монтмориллонитовых глин в аридных условиях и в окислительной континентальной обстановке, высвобождающиеся растворы могли быть окислительными (по ряду элементов, в частности меди), пресными и гидрокарбонатными. Такие воды должны были опреснять минерализованные захороненные воды, что способствовало растворению и переносу ряда микроэлементов (J, B, Br, F, As, U, Sb и Hg).

В зонах глубокого катагенеза и газонефтеобразования могли формироваться рассолы, обогащенные металл-органическими соединениями. Так например, известны хорошо растворимые уран- и золотогуминовые комплексы, металл-хелатные, углеводородно-газотутные соединения и др. В местах интенсивного окисления, перепада pH, снижения давления и температуры они могут распадаться и формировать битумно-металлическое оруденение. Широко известны урано-битумные руды, ванадиеносные битумы, золотосодержащее керогеноподобное органическое вещество.

В битумах отмечены концентрации U, Mo, V, Cr, Hg, Se, Pb, As, Cu, Ni, TR, крупные скопления галенита, сфалерита, марказита и киновари.

Примером крупномасштабного осадочно-диагенетического рудообразования могут служить медные рудные тела Удоканского месторождения, локализованные в раннепротерозойской молассоидной толще. Здесь согласные с вмещающими осадочными горизонтами рудные тела, повторяют размещение рукавов подводной дельты и располагаются в заливно-лагунных отложениях.

Осадочно-катагенетические месторождения. В качестве примера можно привести

месторождения углеводородов (нефтегазоносные бассейны: Волго-Уральский, Днепрово-Донецкий, Северо-Каспийский, Западно-Сибирский, Ферганский, Азово-Кубанский, Сахалинский и др.), Джесказганское месторождение медистых песчаников (Казахстан), полиметаллические руды Мирлимсайского месторождения (Казахстан) и рудного района Миссури (США), сидеритовые руды Бакальской группы и Саткинское магнетитовое месторождение (Ю. Урал), золоторудное месторождение Кумтор (Киргизия), месторождения самородной серы, барита (в Уральской и Новоземельской провинциях).

ЗАДАНИЯ ДЛЯ САМОСТОЯТЕЛЬНОЙ РАБОТЫ

Для выполнения самостоятельной работы по курсу «Экзогенное рудообразование» необходимо предварительно ознакомиться с материалом лекций и презентаций по темам, которые приводятся в цифровом образовательном ресурсе «Экзогенное рудообразование», ответить на теоретические вопросы в тестах по каждой из пройденных тем (<https://edu.kpfu.ru/course/view.php?id=4657>), а также ознакомиться с рекомендованной литературой.

Самостоятельная работа студентов включает в себя работу с учебной коллекцией экзогенных полезных ископаемых кафедры региональной геологии и полезных ископаемых, расположенной в кабинете 208 ИГиНГТ. Учебная коллекция включает в себя образцы руд по всем пройденным темам данного курса.

Студент проводит самостоятельное изучение образцов из учебной коллекции рудных и нерудных полезных ископаемых, при этом необходимо использовать рекомендованную литературу или учебно-методические пособия. Проводится визуальное изучение и макроописание образца конкретного типа руды по представленным ниже схемам.

Оценивается выполнение полного и подробного описания образца по требуемой схеме, при этом особое внимание следует уделить пунктам: минеральный состав руды и характеристика отдельных групп минералов по ряду признаков, структура и текстура, условия образования руды.

Схема описания образца руды

1. Название руды (с учетом ее минерального состава).
2. Цвет образца.
3. Минеральный состав:
перечислить рудообразующие минералы, указать процентное содержание каждого минерала.
4. Охарактеризовать отдельно каждую группу минералов по следующим критериям: цвет минерала, размер, форма, степень идиоморфизма зерен.
5. Структура руды.
6. Текстура руды.
7. Классификационная принадлежность руды.
8. Генетическая принадлежность руды.
9. Условия образования данной руды.

Практические задания

Проведение макроописания образцов рудных и нерудных полезных ископаемых

1. Провести макроописание одного образца бентонитовых глин, установить характерные черты внешнего облика и дать заключение об особенностях структур и текстур глинистых пород.

2. Провести макроописание одного образца лимонитизированных руд железа месторождений района Курской магнитной аномалии, установить характерные черты внешнего облика и дать заключение об особенностях структур и текстур лимонитизированных руд.

3. Провести макроописание одного образца разновидности красных марких диаспор-гематитовых бокситов, образовавшихся при выветривании щелочных пород, установить характерные черты внешнего облика и дать заключение об особенностях структур и текстур алюминиевых руд.

4. Провести макроописание одного образца валунчатых россыпей титаномагнетитовых руд Качканарского рудного поля Среднего Урала, установить характерные черты внешнего облика и дать заключение об особенностях структур и текстур железо-титановых руд.

5. Провести макроописание одного образца минеральных солей месторождения Озеро Кучук, установить характерные черты внешнего облика и дать заключение об особенностях структур и текстур мирабилитовых руд.

6. Провести макроописание одного образца баритовых руд стратиформного Хойлинского месторождения (Республика Коми), установить характерные черты внешнего облика и дать заключение об особенностях структур и текстур руд.

7. Провести макроописание одного образца микрозернистых фосфоритов Харанурского месторождения Восточного Саяна (Республика Бурятия), установить характерные черты внешнего облика и дать заключение об особенностях структур и текстур руд.

Теоретические задания

8. Нарисовать разрез россыпного месторождения и дать название каждого горизонта.

9. Составить схему круговорота горных пород в природе.

10. Разработать схему формирования осадочных горных пород в зависимости от различных факторов.

11. Дать характеристику химической, биохимической, механической и вулканогенной дифференциации минерального вещества в процессе накопления экзогенных месторождений полезных ископаемых.

12. Представить характеристику приуроченности россыпных месторождений в поперечном разрезе речной долины.

13. Дать визуальное описание экзогенных апатитовых руд Ковдорского, Томторского и Бирикээнского месторождений.

Вопросы для самоконтроля

1. Какие виды дифференциации минерального вещества в процессе участвуют в накоплении осадочных толщ при формировании экзогенных месторождений полезных ископаемых?

2. Какие типы экзогенных месторождений полезных ископаемых формируются при физическом выветривании и связанном с ним механическом разрушении тел полезных ископаемых?

3. В какую группу входят инфильтрационные месторождения?

4. Из каких классов состоит осадочная группа экзогенных месторождений?

5. Воздействие каких агентов на коренные породы способствует образованию

месторождений коры выветривания?

6. Перечислить главные рудообразующие минералы, устойчивые при выветривании.
7. Какую морфологию рудных залежей имеют россыпные месторождения?
8. Какие типы россыпей входят в морской класс месторождений?
9. Какие полезные ископаемые входят в биохимических осадочных месторождений?
10. Каков нижний предел содержания P_2O_5 в фосфоритовых рудах?
11. Привести примеры осадочно-катагенетических видов и месторождений полезных ископаемых.
12. Какие рудные месторождения могут служить примером крупномасштабного осадочно-диагенетического рудообразования?
13. Какое основное отличие элизионных и инфильтрационных осадочно-породных бассейнов?
14. Привести примеры рудных формаций и типов месторождений, относящихся к осадочно-катагенетическому классу.
15. Чем отличаются роллы от калькретов?
16. К какому геолого-промышленному типу относятся месторождения Каратауского бассейна?
17. Какие барьеры являются концентраторами ценных минералов в аллювиальных россыпях?
18. Какие типы россыпей характерны для склонового класса россыпных месторождений?
19. Какой возраст имеют фосфориты Каратауских месторождений Казахстана?
20. К какому геолого-промышленному типу относится Белкинское фосфоритовое месторождение Кузнецкого Алатау?
21. Алмазы какой провинции России являются наиболее дорогими?
22. Что представляет собой продуктивный фосфоритовый слой –портланд в месторождениях желвакового типа?
23. Привести примеры промышленных месторождений фосфоритов ракушечного типа
24. С корами выветривания какого профиля связаны месторождения?
24. Что означает термин кепрок?
25. Какие классы выделяются в группе россыпных месторождений?
26. Как называется геологическое тело, подстилающее россыпь?
27. Какая форма залегания характерна для делювиальной россыпи?
28. Какие хемогенные месторождения образуются из истинных растворов?
29. Какие существуют разновидности бокситов, различающиеся по минеральному составу?
30. Какой генезис имеют месторождения бора?
31. Какие разновидности бокситов выделяются по минеральному составу?
32. Какие разновидности бокситов выделяются по минеральному составу?
33. Какие существуют геолого-промышленные типы баритовых руд?
34. Месторождения каких полезных ископаемых связаны с черными сланцами?

Темы докладов на семинарных занятиях

1. Месторождения алюминия. Вещественный состав и структурно-текстурные особенности руд и вмещающих пород месторождений СУБР.

2. Месторождения алюминия латеритных кор выветривания. Вещественный состав и структурно-текстурные особенности руд и вмещающих пород месторождений Гвинеи.
3. Месторождения нерудных полезных ископаемых (строительное сырье).
4. Экзогенные месторождения апатитов. Вещественный состав и структурно-текстурные особенности руд и вмещающих пород месторождений Томторского, Ковдорского и Бирикээнского.
5. Месторождения фосфоритов. Вещественный состав и структурно-текстурные особенности руд и вмещающих пород месторождений бассейнов Каратау и Егорьевское.
6. Месторождения минеральных солей. Вещественный состав и структурно-текстурные особенности руд и вмещающих пород Кара-Богаз-Гол.
7. Месторождения минеральных солей. Вещественный состав и структурно-текстурные особенности руд и вмещающих пород Верхнекамского месторождения.
8. Месторождения серы. Вещественный состав и структурно-текстурные особенности руд и вмещающих пород месторождений Мишрак и Новое.
9. Месторождения бора. Вещественный состав и структурно-текстурные особенности руд и вмещающих пород месторождений Кырка, Верхнее.
10. Месторождение золотоносных конгломератов (Крипл-Крик, Керченское, Альмаден, Витватерсранд, Бушвелд).
11. Месторождения цеолитов и талька. Генезис, вещественный состав и структурно-текстурные особенности руд и вмещающих пород месторождений Холинское, Онотское, Киргитейское, Татарско-Шатрашанское.
12. Месторождения алмазов. Вещественный состав и структурно-текстурные особенности руд и вмещающих пород месторождений Якутской алмазоносной провинции и Южной Африки.
13. Россыпные месторождения алмазов.
14. Россыпные месторождения золота.
15. Россыпные месторождения платины, серебра.
16. Россыпные месторождения олова.
17. Месторождения медистых песчаников (Удоканское и др.).
18. Месторождения урана. Вещественный состав и структурно-текстурные особенности руд и вмещающих пород месторождений Плато Колорадо, Хиагдинское, Стрельцовское.).

ЛИТЕРАТУРА

1. Еремин Н. И. Неметаллические полезные ископаемые. М.: Академкнига, 2007. - 458 с.
2. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. Учебник для ВУЗов.- М.: Недра,1989. – 326 с.: ил.
3. Старостин В.И., Игнатов П.А. Геология полезных ископаемых: учебник. – М.:Изд-во МГУ. 1997 – 304 с.
4. Сунгатуллин Р. Х. Техника геолого-разведочных работ: краткий конспект лекции / Р. Х. Сунгатуллин ; М-во образования и науки Рос. Федерации, ФГАОУ ВПО 'Казан (Приволж.) федер. ун-т', Ин-т геологии и нефтегазовых технологий, Каф. палеонтологии стратиграфии .- Электронные данные (1 файл: 1,98 Мб) .- (Казань : Казанский федеральны университет, 2013) . - Загл. с экрана . - Для 5-го семестра . Режим доступа: только для студентов и сотрудников КФУ. – Текст : Электронный. - URL http://dspace.kpfu.ru/xmlui/bitstream/handle/net/21313/03_020_A5kl-000344.pdf.
5. Япаскурт, О. В. Генетическая минералогия и стадийный анализ процесса осадочного породо- и рудообразования : учебное пособие / О.В. Япаскурт. — 2-е изд., исп и доп. — Москва : ИНФРА-М, 2018. — 356 с. — (Высшее образование: Магистратура). www.dx.doi.org/10.12737/16973. - ISBN 978-5-16-104038-6. - Текст : электронный. - URL <https://znanium.com/catalog/product/926775> - Режим доступа по подписке.
6. Ситдикова Л. М. Седиментогенная (экзогенная) серия месторождений полезных ископаемых. Часть II. Месторождения группы выветривания (остаточные инфильтрационные месторождения).— Казань: Казанский (Приволжский) федеральный университет, 2014. – 15 с. <http://kpfu.ru/geology-oil/uchebnyj-process/uchebno-metodicheskie-i-metodicheskie-posobiya>

Учебно-методическое пособие

Беляев Евгений Владимирович
ЭКЗОГЕННОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ
Учебно-методическое пособие