

Гидротермальные месторождения

Общие сведения. Геологический возраст гидротермальных месторождений. Связь с магматическими формациями. Зональность гидротермальных месторождений. Гидротермальные изменения пород, вмещающие оруденение. Ореолы рассеяния. Глубина, температура и давление образования гидротермальных месторождений. Источники воды гидротермальных систем. Источники минерального вещества гидротермальных систем. Формы переноса минеральных соединений. Метасоматоз. Классификации гидротермальных месторождений (температурная, генетическая). Плутоногенно-гидротермальные месторождения. Вулканогенно-гидротермальные месторождения. Амагматогенные месторождения.

Термин гидротермальные месторождения впервые применил французский геолог Л.Де Лоне в 1897 году. Гидротермальные месторождения создаются циркулирующими в земной коре горячими минерализованными газово-жидкими растворами. Скопление полезных ископаемых при этом возникает как вследствие отложения минеральных масс в пустотах горных пород, так и в связи с замещением последних. Поэтому форма рудных тел зависит с одной стороны от морфологии рудовмещающих полостей, а с другой – от очертаний замещаемых пород. Наиболее типичны для гидротермальных месторождений различные жилы. Среди них также часты штоки, гнезда, штокверки, линзы, пластообразные залежи и сложные комбинированные тела.

Тела полезных ископаемых гидротермального генезиса обычно размещаются среди пород, подвергшихся гидротермальному изменению в процессе рудообразования. Кроме того, они, как правило, окаймляются ореолами рассеянной минерализации. Размеры тел полезных ископаемых гидротермального происхождения изменяются в очень широких пределах: от нескольких метров до нескольких километров. На Березовском

месторождении золота – это жилы, длиной 2-3 м, встречаются отдельные жильные тела, а Материнская жила в Калифорния протягивается на 200 км.

Доказательством формирования полезных ископаемых из гидротерм являются многочисленные исследования современных минеральных источников. Горячие воды (80-96°C) Узун-Гейской системы на Камчатке за 100 лет вынесли (в тыс. тонн): мышьяка – 26, сурьмы – 5, ртути – 2,5, цинка – 2, свинца и меди по 2,5. Фумаролы «Долины тысячи дымов» на Аляске ежегодно выделяют свыше миллиона тонн соляной и около 200 тыс. т плавиковой кислоты. Горячие воды глубокой скважины Южной Калифорнии представлены высококонцентрированным (36%) гидротермальным раствором, с хлоридами щелочей, 2 г/т серебра, 15 г/т меди, 100 г/т свинца, 700 г/т цинка.

Гидротермальные месторождения имеют огромное значение для добычи многих важнейших полезных ископаемых, особенно для получения цветных, редких, благородных и радиоактивных металлов, подавляющая часть меди, свинца, цинка, сурьмы, молибдена, ртути, серебра, кадмия и лития, а также значительная доля золота, кобальта, урана, олова и вольфрама. Такой же генезис имеет преобладающее количество месторождений нерудного сырья: хризотил-асбеста, магнезита, флюорита, барита, а также горного хрусталя, кальцита, флогопита, графита.

Геологический возраст. Гидротермальные месторождения формировались на всем протяжении длительного развития земной коры начиная с 2,5 млрд. лет до наших дней. В протерозойскую и рифейскую эпохи доминировали интрузии базальтового состава и крупные батолиты кислых пород – наиболее благоприятные для гидротермальных процессов металлических руд. В калейдонскую эпоху образуются гидротермальные месторождения золота. Герцинская эпоха – расцвет гидротермальной деятельности, которая продолжилась в киммерийскую и альпийскую эпохи.

Геологические структуры. Структурные элементы гидротермальных рудных полей и месторождений (рис.):

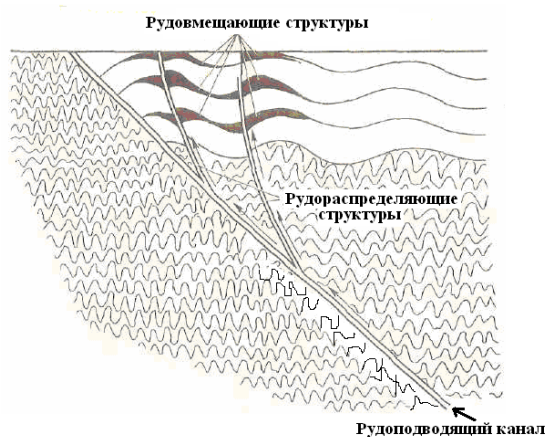


Рис. Связь с магматическими формациями. 1. рудоподводящие структуры, которые рассматриваются в виде каналов, определяющих места поступления рудоносных расплавов и растворов из глубинных частей в пределы рудного поля. Чаще всего это крупные разломы. 2. рудораспределяющие структуры, по которым рудоносные растворы отводятся от рудоподводящих каналов на участки рудоотложения. Это обычно разрывы или водопроницаемые пласты, пересекаемые рудоподводящим каналом. 3. рудораспределяющие структуры, локализирующие рудные тела и определяющие форму, размер и особенности внутреннего строения.

Гидротермальные месторождения могут образовываться в различных геодинамических обстановках, но преимущественно – в зонах орогенеза и при тектоно-магматической активизации континентов. Поэтому наиболее типична связь гидротермальных процессов с гранитоидным магматизмом в разных его проявлениях. Месторождения могут пространственно и генетически связаны интрузиями (штоками, дайками) гранитов, гранодиоритов, диоритов, а также с вулканическими андезиодацитами, риолитами, реже они находятся в ассоциациях с формациями щелочных и трапловых пород. Но в связи с перидотитовой и габбровой формациями гидротермальные месторождения практически не образуются. Это объясняется разной насыщенностью водой (растворимостью воды) в магмах основного, ультраосновного и кислого состава.

Среди признаков связи между гидротермальными месторождениями и комплексами изверженных пород первоочередными являются следующие: - одновременность образования; - приуроченность к одним и тем же

геологическим структурам; -одинаковая степень метаморфизма; -ассоциация определенных по составу изверженных пород и месторождений; -закономерности размещения гидротермальных месторождений по отношению к массивам изверженных пород; -геохимическое родство.

Формы связи гидротермальных месторождений и изверженных пород могут быть: -непосредственные (собственно генетические) или материнские, при которых месторождения располагаются в центре или по периферии магматических массивов, а растворы, из которых они формируются являются постмагматическими; -парагенетические, косвенные или братские, при которых постмагматические минеральные месторождения, часто разобщающиеся от интрузивной массы, особенно на глубине, являются производными породившего их общего глубинного магматического очага; -агенетические, случайные, объединяющие на одной площади генетически не связанные интрузивы и гидротермальные месторождения, особенно принадлежащие разным геологическим эпохам; -отсутствие видимых связей.

Первичная зональность гидротермальных месторождений отличалась и изучалась геологами очень давно (Де Лоне в 1900 году, Д.Коллинс в 1902; Ж.Уоллер в 1904 году). Большую популярность в начале 20-х годов прошлого столетия приобрела гипотеза В. Эммонса «О вертикальной зональности металлоносных жил». Он полагал, что «восходящие из магматического очага горячие растворы, насыщенные в высокой степени минеральными веществами, отлагают минералы в порядке, обратном их растворимости, входя в более холодные области». Эммонс выделил 16 зон с низкотемпературными наверху и высокотемпературными на глубине.

В 1937 году для объяснения зональности С.В. Смирнов выдвинул пульсационную гипотезу, согласно которой рудоносные погоны периодически импульсами отделяются от магматических расплавов по мере их остывания. Состав металлов в этих погонах изменяется в процессе остывания и кристаллизации магмы, что приводит к последовательному формированию месторождений различного состава из растворов,

циркулирующих каждый раз по новым путям, смещающимся в сторону от предыдущих.

Порядок экзогенной зональности определяется масштабами ее проявления: 1. региональная зональность или зональность рудных поясов; 2. промежуточная зональность или зональность рудных узлов; 3. локальная зональность или зональность рудных тел.

Генетические типы зональности рудных тел:

1. зональность первого рода или стадийная – обуславливается последовательным отщеплением от родоначальных магматических очагов растворов меняющегося состава и последовательным отложением руд разного состава.

2. зональность второго рода или фациальная – связана с изменением геологических и физико-химических условий циркуляции растворов на пути их движения, приводящих к отложению минеральных комплексов.

Изменение вмещающих пород. В процессе взаимодействия гидротермальных растворов с породами, вмещающими рудные тела, происходит их метасоматическое преобразование. По главному химическому элементу, вытесняющему другие порообразующие элементы, различают несколько видов окологрудного метасоматоза.

Калиевый метасоматоз по мере снижения температуры процесса проявляется в виде калиевой полевошпатизации, мусковитизации, серицитизации и каолинизации. При калиевой полевошпатизации образуются ореолы ортоклаза или микроклина. Мусковит замещает темноцветные минералы, отчасти полевые шпаты. Серицитизация обычна для кислых и средних пород и связана с замещениями плагиоклаза. Каолинизация (аргиллизация) приводит к развитию в гидротермально измененных породах каолина, диккита, накрита.

Натриевый метасоматоз приводит к замещению калиевых полевых шпатов натриевыми или кислыми плагиоклазами типа альбита, что обычно для кислых пород.

Кремниевый метасоматоз может развиваться по породам любого состава. Окварцевание по сланцам приводит к образованию роговиков, по кислым и средним изверженным породам формируются вторичные кварциты, по карбонатным породам – джаспероиды.

Магниевый метасоматоз приводит к преобразованию известняков и мраморов в доломиты.

Железо-магниевый метасоматоз – хлоритизация по породам различного состава (за исключением чистых кварцевых и карбонатных пород).

Кальциевый метасоматоз проявляется в виде пропилитизации и листвинитизации. Пропилиты развиваются среди средних и основных пород особенно эффузивных. В их состав входят карбонаты (анкерит, кальцит), альбит, хлорит, эпидот, серицит, соссюрит. Листвинитизация наиболее отчетливо проявляется среди серпентинитов, ультраосновных и основных пород. Листвиниты формируются под воздействием углекислых сероводородсодержащих гидротермальных растворов, при выносе из материнских пород щелочей. В процессе листвинитизации темноцветы и полевые шпаты замещаются магниезально-железистыми карбонатами, серицитом, пиритом. Листвинитизация сопровождает золотое, золото-мышьяковое, ртутно-сурьменное и никель-кобальтовое оруденение.

Березитизация впервые была подмечена на Березовском золоторудном месторождении близ г. Свердловска и определена А.И. Карпинским как результат гидротермального изменения кислых гипабиссальных пород: гранит-порфиров. Сущность процесса заключается в разложении полевых шпатов, образовании за счет их серицита и кварца с одновременной пиритизацией породы. Березиты – кварц-серицитовые породы с примесью пирита и анкерита, в менее измененных породах присутствуют реликты альбита или ортоклаза (микроклина). Отличительная особенность березитов – присутствие довольно крупных кристаллов мусковита, фенгита,

идиоморфных кристаллов нефрита, диабластовые структуры (под микроскопом).

Ореолы рассеяния. Вокруг рудных тел вмещающие их породы обычно содержат повышенное против нормального количество тех металлов, которые входят в состав руд. Площади с таким повышенным содержанием металлов, окаймляющие рудные тела, называются ореолами рассеяния. Они бывают первичные и вторичные.

Первичные ореолы рассеяния образуются при формировании месторождений и представляют собой обычно тонкую рассеянную вкрапленность или мелкие прожилки, не всегда устанавливаемые визуально. Форма первичных ореолов, также как морфология зон гидротермально измененных пород, имеет вид чехла, облегающего рудные тела. Ореолы больше вытянуты вверх над рудными телами, чем в сторону от них. Они сопровождаются апофизами вдоль структур, благоприятных для оттока гидротермальных растворов (трещиноватости, разломов, зон дробления).

Вторичные ореолы рассеяния образуются при окислении и разрушении верхних частей рудных тел в приповерхностных зонах в связи с разносом рудных минералов по площади.

Физико-химические условия образования. Гидротермальные месторождения, как указывалось выше, формируются из горячих газовых и жидких растворов. Большинство исследователей считает, что растворителем является вода с растворенными в ней минеральными солями и газами. Рудообразующие растворы могут принадлежать к взвесям, коллоидам и молекулярным растворам.

Температура образования начального гидротермального рудообразования близка к $700-600^{\circ}\text{C}$ и постепенно понижаясь, опускается до $50-25^{\circ}\text{C}$. Наиболее обильное гидротермальное рудообразование происходит в интервале $400-100^{\circ}\text{C}$. Давление при образовании гидротермальных месторождений обычно в известной степени соответствует глубине формирования гидротермальных месторождений.

Источники воды гидротермальных систем. Магматическая вода (или ювенильная) отделяется от магматических расплавов в процессе их остывания и преобразования в изверженную породу. По данным разных авторов кислые магмы содержат не менее 2% и до 10% воды, основные – не менее 1 % и до 5-6%. Если принять за среднее содержание воды в магматическом расплаве 8 %, а удерживающуюся воду при кристаллизации глубинных пород в количестве 1 %, то 7 % воды, высвобождающейся при кристаллизации расплава составят около 0,2 км³ от каждого кубического километра расплава.

Метаморфическая вода формируется в результате прогрессивного метаморфизма горных пород под действием возрастающих температур и давлений. В свежих слабометаморфизованных породах может находиться около 30% (от массы пород) воды различных форм: поровой, пленочной, капиллярной, интерминеральной, конституционной. При различных ступенях метаморфизма происходит высвобождение различных форм этой воды. Согласно Г.Войткевичу и Г.Лебедько, свежий осадок может содержать до 60% воды, в зоне диагенеза и катагенеза сохраняется 30-20 %, в породах зеленосланцевой фации около 4 %, в породах амфиболовой фации 2-1 %, а гранулитовой – около 0,5%. Если принять плотность глинистых пород 2,5 г/см³ и потерю воды 9%, то при метаморфизме 1 км³ осадков высвободится около 200 млн. т воды.

Захороненная вода находится в пористом пространстве древних осадков, погруженных вместе с осадками на глубину и слагающих различные формации осадочных пород. Первоначально количество такой воды может достигать первых десятков процентов от массы породы. Под воздействием тектонических, магматических процессов (тектонический стресс, внедрение магматических масс) захороненная вода может высвободиться, нагреваться, приходить в движение, участвовать в формировании гидротермальных систем.

Атмосферная вода при соответствующих гидрогеологических условиях может проникать в глубинные части земной коры, нагреваться, минерализоваться и приобретать свойства гидротермальных растворов.

Морская вода также может быть вовлечена в гидротермальный процесс в тех случаях, когда в придонные части моря или океана внедряются магматические массы, создающие местные очаги разогрева. Происходит засасывание морских вод на глубину и вовлечение их в систему гидротермальной циркуляции.

Источники минерального вещества при формировании гидротермальных систем можно разделить на три главных группы:

1. ювенильный магматический источник является производным первичной подкоровой базальтоидной магмы отделившийся от нее при подъеме и остывании в верхних зонах земной коры. Таковы источники железа, марганца, титана, ванадия, хрома, никеля, меди, платины;

2. ассимиляционный магматический связан с гранитоидной магмой, возникающей при переправлении нижней части осадочной оболочки земли и ассимилирующей все ее элементы;

3. фильтрационный внемагматический обусловлен заимствованием рудообразующих веществ из боковых пород на путях циркуляции гидротермальных растворов.

Формы переноса минеральных соединений в гидротермальных растворах: в истинных растворах, в коллоидных растворах, в легкорастворимых соединениях ионных растворов, в легкорастворимых соединениях комплексных растворов.

Метасоматоз. Минеральное вещество гидротермальных месторождений накапливается в процессе выполнения открытых полостей и замещения боковых пород, или метасоматоза.

Метасоматоз – это замещение горной породы с изменением ее минерального и химического состава, при котором растворение старых и

образование новых минералов происходит близко одновременно, так что замещаемая порода все время сохраняет твердое состояние.

Инtrarудный метасоматоз – обусловлен тем, что продукты последующих стадий гидротермального рудообразования избирательно замещают минеральное вещество предшествующих стадий, вынося его и переотлагая в других частях рудных тел.

Избирательный метасоматоз – проявляется в концентрации руд метасоматического происхождения в строго определенных пластах пород или на их контактах.

Классификация гидротермальных месторождений. Существует целый ряд различных классификаций, в основу которых положены морфологические, генетические, физико-химические условия формирования гидротермальных месторождений. В начале нашего века были сформулированы первые генетические классификации гидротермальных месторождений. По температуре процесса и глубине образования гидротермальные месторождения впервые предложил подразделять в 1907 году американский геолог В. Линдгрэн. Он выделял три класса месторождений: 1) гипотермальный, формирующийся на большой глубине, при очень большом давлении и высокой температуре (500-300°); 2) мезотермальный – средняя глубина, большое давление и средняя температура (300-200°); 3) эпитептермальный – небольшая глубина, умеренное давление, сравнительно низкая температура (200-50°).

Классификация В.И.Смирнова основывается на следующих принципах: 1) распределение месторождений минеральному составу руд, минеральным парагенезисам рудным и нерудным; 2) сходный генезис, выражающийся в приуроченности к той или иной стадии цикла геологического развития, приуроченности к той или иной тектонической зоне складчатых областей; 3) физико-химических условиях формирования.

Исходя из этих признаков в группе гидротермальных месторождений выделяются три класса: плутоногенный, вулканогенный и амагματοгенный (телетермальный).

Плутоногенные гидротермальные месторождения. Гидротермальные месторождения этого класса связаны с кислыми, умеренно кислыми и умеренно щелочными гипабиссальными изверженными породами, в основном поздней стадии геосинклинального периода, а также активизированных платформ. Этот класс объединяет разнообразные по составу и широко распространенные среднетемпературные, реже высоко- и низкотемпературные месторождения с характерными парагенезисами: кварцевым, сульфидным или карбонатным, реже встречаются баритовые, флюоритовые и окисно-железистые месторождения. Парагенезисы отвечают доминирующему минералу в составе руд.

Образование руд в этом классе всегда сопровождается отчетливым изменением боковых пород: особенно характерна серицитизация, реже хлоритизация, окварцевание, лиственитизация, серпентинизация, флюоритизация, пиритизация, гематитизация.

Для руд плутоногенного класса наиболее типичны кристаллически-зернистые структуры от идиоморфных до авеотриоморфных, а также порфирировидные, пластинчатые, зональные, решетчатые, сетчатые.

Формы рудных тел изометрические плоские и трубообразные. Размеры тел колеблются от нескольких метров до десятков километров по протяженности. Типичны месторождения с большим количеством рудных тел.

Формирование плутоногенных месторождений происходило на глубине от 1 до 5 км, при преобладающих температурах 400-300°.

Среди образований кварцевого подкласса наибольшее значение имеют месторождения золота, молибдена, меди, отчасти вольфрама, а из неметаллических ископаемых – барита и горного хрусталя (пьезокварца). Наиболее типична для них жильная форма.

Образования сульфидного парагенезиса включают в качестве характерных следующие месторождения: 1) галенит-сфалерит-халькопирит-пиритовые (Садон на Кавказе); 2) галенит-сфалерит-пирит-баритовые (Салаир).

Среди образований сульфидного подкласса наибольшее значение имеют месторождения свинца, цинка, серебра, мышьяка, молибдена, меди, висмута, кобальта, никеля, олова, вольфрама, сурьмы, а из нерудных – барита.

Образования карбонатного парагенезиса включают месторождения: 1) сидеритовые (Бакал на Урале); 2) родохрозитовые (Бьют в США); 3) магнезитовые (Сатка на Урале) (рис.); 4) кальцит-тремолит-талльковые.

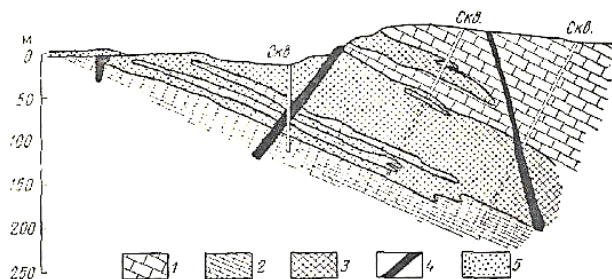


Рис. Геологический разрез Саткинского месторождения магнезита (по П. Татарину). 1. –известняки; 2.-доломиты; 3.-магнезит; 4.-дайки диабазов; 5.-современные отложения.

Вулканогенные гидротермальные месторождения. Гидротермальные месторождения этого класса связаны, главным образом, с наземным, преимущественно андезит-дацитовым, вулканизмом поздней стадии геосинклинального развития, а также с щелочными и трапповыми магматическими формациями активизированных платформ. Среди них наиболее характерны месторождения, приуроченные к жерлам вулканов и их периферии. Им свойственны конические, кольцевые, трубчатые, радиально-трещинные структуры. Также известны месторождения, контролируемые разломами в лавовых и пирокластических породах. Рудные тела чаще всего имеют форму жил, труб, штокверков, обычно они невелики по размерам, быстро выклиниваются с глубиной, но сложены, как правило, очень богатыми рудами.

К вулканогенным месторождениям принадлежат следующие типы парагенезисов:

- магнетитовые месторождения, связанные с траппами и приуроченные к штокам габброидов и вулканическим трубкам взрыва; они залегают среди карбонатных и песчано-сланцевых пород, скарнированных траппов, образуют жилы, штоки, штокверковые зоны (Коршуновское, в Восточной Сибири);

- золото-серебряные месторождения, ассоциирующие с субвулканическими интрузивами кварцевых порфиров, размещающиеся среди андезит-дацитовых пород и представляющих собой пучки жил, прорезающих вулканические жерла (Балей в Забайкалье, Крипл-Крик, США (рис.));

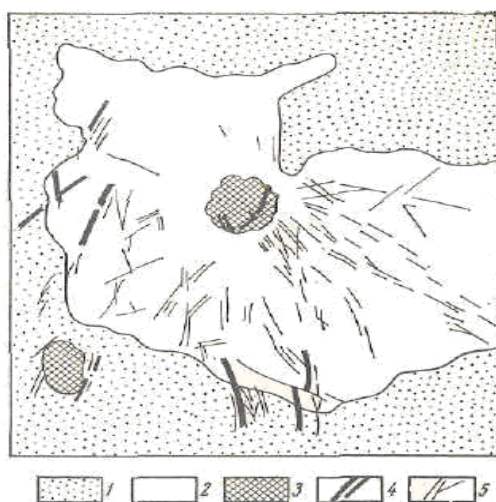


Рис. Схема геологического строения месторождения Крипл-Крик (по Линдгрену) в плане

1.-древние граниты; 2.-лавовый покров ;3.- жерла вулканов; 4.-дайки; 5.-рудные жилы

- киноварные (ртутные) месторождения, пространственно и генетически связанные с четвертичным вулканизмом кислого и среднего состава; их размещение контролируется сопряжением разломов, (Пламенное на Чукотке, Боркут в Закарпатье);

- Самородной меди в ассоциации с хлоритом, эпидотом, цоизитом, серицитом, кварцем, датолитом, анальдимом среди фельзитовых

агломератов, переслаивающихся с базальтовыми потоками (месторождения в Японии, Чили, Перу).

Для вулканогенных месторождений очень характерно специфическое гидротермальное изменение вмещающих эффузивных пород, проявляющиеся в окварцевании, пропилитизации, алунитизации, каолинизации, свидетельствующих о кислом характере рудообразующих растворов. Эти месторождения формировались в приповерхностной зоне, на глубинах от нескольких десятков-сотен метров до 1 километра, в условиях резкого спада температур и давления при резко возрастающем воздействии кислородного потенциала.

Амагматогенные месторождения. Месторождения этого класса достаточно отчетливо выделяются по следующим признакам: 1) они находятся на площадях развития осадочных формаций, где отсутствуют активные изверженные породы; 2) для них типична пластовая форма рудных тел; 3) рудные тела занимают строго стратиграфическую позицию в мощной толще осадочных пород; 4) им не свойственен отчетливый контроль оруденения по разломам; 5) руды обладают простым минеральным составом.

Эти месторождения формировались в заключительную стадию геологического развития геосинклиналей всех типов, при переходе к платформенному режиму.

Генезис амагматогенных месторождений до сих пор является дискуссионным вопросом. Значительная часть геологов склонна рассматривать их как первично-осадочные сингенетические месторождения, претерпевшие последующие изменения; другая, большая часть исследователей, считает их эпигенетическими гидротермальными образованиями, связанными с залегающими на глубине изверженными породами.

По гидротермальной гипотезе формирования телетермальных месторождений оно происходило на глубинах от нескольких сотен метров до

первых километров, начальная температура достигала 250-200° (по данным изучения газовой-жидких включений).

К телетермальным месторождениям относят: 1) борнит-халькопиритовые месторождения меди в «медистых песчаниках» (Джезказган в Казахстане; 2) полиметаллические в карбонатных формациях (Миргалымсай в Казахстане); 3) антимонитовые и киноварные месторождения сурьмы и ртути (Хайдаркан в Средней Азии, Никитовка в Донбассе, Альмадеи в Испании); 4) флюоритовые месторождения (Аледерма на Полярном Урале); 5) реальгар-аурипигментовые месторождения (Лухуми в Закавказье).

Проектное задание: Изучить особенности формирования гидротермальных месторождений.

Вопросы для самоконтроля знаний:

1. Что такое гидротермы?
2. Назовите геологические структуры рудных полей и месторождений гидротермального генезиса.
3. Какую форму имеют рудные тела гидротермального происхождения?
4. На каких глубинах образуются гидротермальные месторождения?
5. Какие существуют генетические формы связи гидротермальных месторождений с изверженными горными породами?
6. Эндогенная зональность гидротермальных месторождений.
7. Что такое первичные и вторичные ореолы рассеяния?
8. Какие температуры и давления характерны для гидротермального процесса?
9. Назовите источники воды гидротермальных систем.
10. Что является источником минерального вещества гидротермальных систем?
11. Что такое метасоматоз?
12. Чем отличается интратермальный и избирательный метасоматоз?

13. Температурная классификация гидротермальных месторождений.
14. Генетическая классификация гидротермальных месторождений.
15. Как образуются плутоногенно-гидротермальные месторождения?
16. Как образуются вулканогенно-гидротермальные месторождения?
17. Какие температуры характерны для вулканогенно-гидротермальных месторождений?
18. Какие месторождения принято относить к «амагматогенным»?
19. Привести пример стратиформных месторождений.

Экзогенная серия

Месторождения выветривания

Общая характеристика. Агенты выветривания. Профили выветривания. Предпосылки для образования месторождений выветривания. Морфологические типы месторождений (площадной, линейный, карстовый). Остаточные месторождения. Инфильтрационные месторождения. Кора выветривания месторождений полезных ископаемых.

В данную группу отнесены месторождения, образование которых непосредственно связано с процессами выветривания. Они включают месторождения бокситов (95% мировых запасов), железа, марганца, никеля, редких металлов, золота, каолина, апатита, магнезита, талька, барита, цеолитов, монтмориллонита, камнесамоцветного сырья.

Кора выветривания – это самостоятельная континентальная геологическая формация, возникающая под воздействием атмосферных и биогенных агентов на коренные породы, выведенные на дневную поверхность, и представленная продуктами механического, химического и биохимического разрушения этих пород. Кора выветривания служит мощным источником минеральной массы для всех экзогенных месторождений.

Месторождения выветривания приурочены к корам выветривания (хемогенному элювию) и представляют собой гипсометрически

несмещенные продукты глубокого химического преобразования пород в зоне гипергенеза.

Процессы выветривания протекают в самой верхней части литосферы, при атмосферном давлении и небольших колебаниях температур.

Кора выветривания является мощным источником минеральной массы идущей на образование экзогенных групп месторождений полезных ископаемых. С выветриванием связано возникновение россыпей. Кора выветривания выступает в роли поставщика материалов, сносимых с континентов при образовании многих осадочных, прибрежных, озерных и морских месторождений.

Формирование месторождений выветривания обусловлено перегруппировкой минеральной массы глубинных пород, химически неустойчивых в термодинамических условиях приповерхностной части земной коры. Кора выветривания распространяется вглубь Земли до уровня грунтовых вод (обычно 20 – 100 м от поверхности и редко до 200 м). Для образования месторождений, связанных с химическим выветриванием необходимо сочетание целого ряда факторов – климата, рельефа, состава пород субстрата, уровень грунтовых вод, тектонические процессы, а также действия необходимых агентов выветривания.

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

Вода является наиболее действенным агентом выветривания. Она осуществляет растворение, перенос, и отложение природных химических соединений в коре выветривания. Главным источником воды в коре выветривания являются атмосферные осадки просачивающиеся в глубь земли.

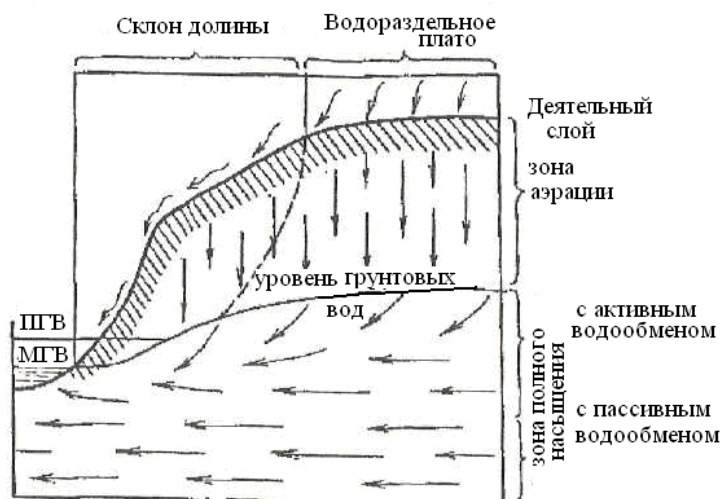


Рис. Схема циркуляции подземных вод при благоприятных условиях инфильтрации осадков (по В. Смирнову)

Горизонты речной воды: ПГВ - наводковый, МГВ - меженный

Наиболее активные реакции разложения горных пород с участием подземных вод происходит в зоне аэрации выше уровня грунтовых вод.

Кислород и углекислота играют важную роль в процессах окисления. Кислоты неорганического и органического состава участвуют в процессе разложения горных пород, придавая определенную химическую направленность. Живые организмы, главным образом бактерии и растения, принимают участие в преобразовании горных пород у поверхности земли. Температура колеблется в узких рамках (от + 20 до -20 С⁰). Изменение температуры меняет растворимость газов в воде и в связи с этим изменяет темп реакции по разложению породообразующих минералов.

При разложении коренных пород в коре выветривания важную роль играют реакции окисления, гидратации, гидролиза и частично, диализа. Химическое выветривание чаще всего начинается с окисления. Окисление происходит по-разному в различных геологических обстановках и климатических условиях. Обычно этому процессу подвержены соединения железа, магния, никеля, кобальта, т. е. металлов, сравнительно легко вступающих во взаимодействие с кислородом. В то же время алюмосиликаты и силикаты (наиболее развитые породообразующие минералы) при

воздействии на них поверхностных растворов, богатых кислородом, разлагаются. При этом слагающие их компоненты - щелочные металлы и даже кремнезем переходят в раствор. При разложении легче удаляются неметаллические элементы, тогда как металлы часто накапливаются в коре. К энергично выносимым относятся хлор, бром и сера, к легко выносимым – кальций, натрий, калий и фтор, к подвижным кремнезем фосфор, марганец, кобальт, никель и медь, а к инертным – железо, алюминий и титан.

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

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

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

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

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

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

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

Для месторождений выветривания особое значение имеют расколы площадей распространения коры выветривания на тектонические блоки и перемещения этих блоков друг относительно друга. При этом могут возникнуть три ситуации, влияющие на сохранность месторождений выветривания: 1. месторождения оказываются на приподнятых блоках, разрушаются эрозией и не сохраняются; 2. месторождения погружаются в нисходящих блоках, перекрываются мощными толщами молодых осадков, оказываются глубоко захороненными и труднодоступными; 3. месторождения кор выветривания сохраняются под тонким покровом молодых отложений стабильных тектонических блоков.

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

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

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

Типы месторождений. По форме и условиям нахождения тел полезных ископаемых различают месторождения площадной, линейной и приконтактной коры выветривания.

Месторождения площадной коры плащом покрывают коренные породы. Нижняя граница плащеобразных залежей сложная, неровная, размеры в поперечнике от десятков до тысяч метров, мощность – до первых десятков метров.

Месторождения линейной коры выветривания имеют форму жиллообразных тел, которые развиваются по системам трещин до глубины 100-200 метров.

Приконтактные (контактово-карстовые) месторождения выветривания размещены вдоль контакта растворимых пород (например,

карбонатных) и пород, поставляющих минеральное вещество при разложении (например, никель содержащий серпентинит).

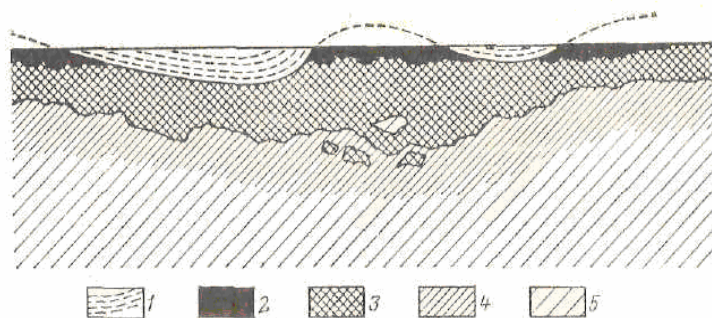


Рис. Месторождения площадной коры выветривания на змеевиках. 1.- покровные породы; 2.-охристо-глинистая порода; 3-5.-змеевики; 3.- нонтринитизированные со скоплением минералов никеля; 4.-разложённые со скоплениями минералов никеля; 5.-неразложённые.

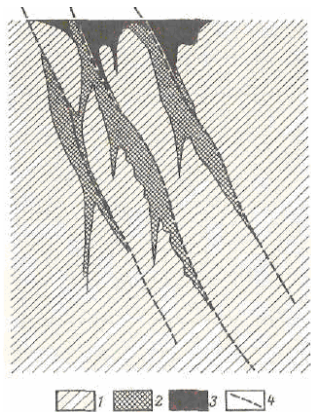


Рис. Месторождения линейной коры выветривания в змеевиках. 1.- неразложённые; 2.- выветрелые со скоплениями минералов никеля; 3.- охристо-глинистая порода; 4.-зона трещиноватости.

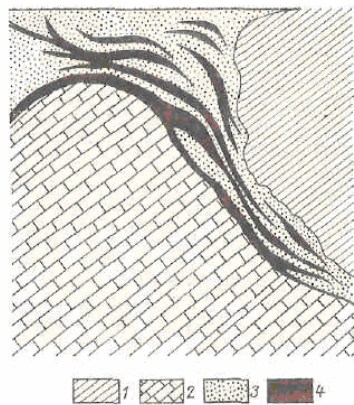


Рис. Месторождения приконтактной (карстовой) коры выветривания. 1.-серпентиниты; 2.-известняки; 3.-карстовые отложения; 4.-руда.

В зависимости от способа накопления вещества полезного ископаемого, месторождения выветривания делятся на остаточные и инфильтрационные.

Остаточные месторождения формируются вследствие растворения и выноса грунтовыми водами минеральной массы горных пород, не имеющей ценности, и накопления в остатке вещества полезного ископаемого. Форма тел – плащеобразная. Пример – месторождения каолина (Глуховецкое на Украине), бокситов (Боке в Гвинее), гарниерит-нантронитовые месторождения силикатных никелевых (с кобальтом) руд (Кимперсайское, Халиловское, Верхнеуфалейское на Южном Урале), на Кубе и др.

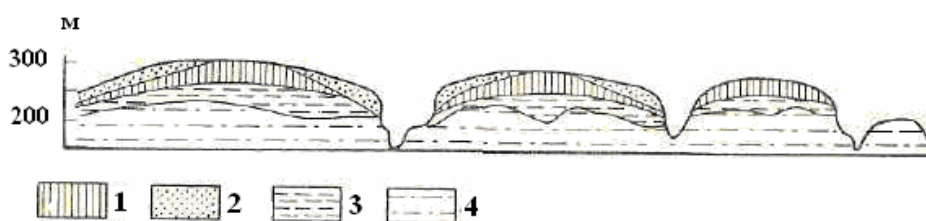


Рис. Схема строения бокситорудных залежей месторождения Боке (Гвинея). 1,2-бокситы; 1.-структурные; 2.-обломочные; 3.-аллиты, каолиновые глины; 4.-граполитовые сланцы и другие терригенные породы ордовика

Инфильтрационные месторождения возникают при растворении грунтовыми водами ценных компонентов, их фильтрации и переотложении вещества в нижней части коры выветривания. Так возникает ряд месторождений полезных ископаемых: железа, марганца, меди, урана, ванадия, радия, фосфоритов, гипса, боратов, магнезита, исландского шпата.

Наиболее важное промышленное значение имеют инфильтрационные месторождения урана. Они возникают в связи с деятельностью подземных вод глубокой циркуляции. Источником урана являются горные породы, содержащие повышенные концентрации этого элемента, входящего в состав

акцессорных минералов. В результате их разложения при процессах выветривания уран переходит в растворы и переносится грунтовыми водами в виде соединений уранила. Выделение урана из растворов в виде настурана и урановых черней обусловлено действием различных восстановителей – углистого вещества, битумоидов, сероводорода и др. (пример месторождения урана плато Колорадо (США), Набарлек (Австралия), Раббит-Лейк (Канада)).

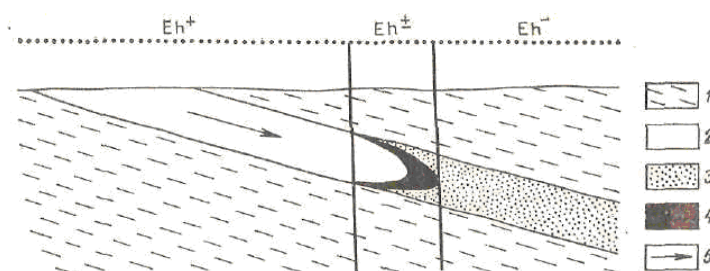


Рис. Схема зонального строения инфильтрационного уранового месторождения. 1.-водоупорные породы (глины); 2.-выщелоченный песчаник; 3.-свежий песчаник; 4.-перекристаллизованная урановая руда; 5.-направление движения грунтовых вод.

Кора выветривания месторождений полезных ископаемых. При химическом и физическом выветривании тела полезных ископаемых, выведенных на поверхность земли, также претерпевают существенные изменения минерального, химического состава и строения. Приповерхностное изменение тел полезных ископаемых связано с тем, что минералы попадая в обстановку высокого кислородного потенциала близ поверхности земли, оказываются в ней неустойчивыми и подвергаются разложению. При этом образуются новые соединения, часть которых сохраняется на месте, другая часть мигрирует и перекристаллизуется поблизости, а третья часть выносится за пределы рудных залежей и рассеивается. Примеры месторождений: железных руд Бокал (Урал), Елизаветинское (Средний Урал), Аккермановское, Ново-Киевское (Южный Урал).

Наибольшие преобразования происходят при выветривании сульфидных рудных тел, пластов угля, залежей минеральных солей, серы.

В зоне окисления сульфидных рудных тел выделяется приповерхностный слой; зона окисленных руд; зона вторичного обогащения и зона первичных руд.

Зона окисления. Сульфиды в зоне окисления под воздействием воды с растворенными в ней кислородом и углекислотой, а также обычно находящейся в ней в этих условиях серной кислотой сульфиды переходят в сульфаты. Сульфаты являются неустойчивыми и окисляются далее, конечными продуктами измененных руд окажутся оксиды, гидроксиды, карбонаты.

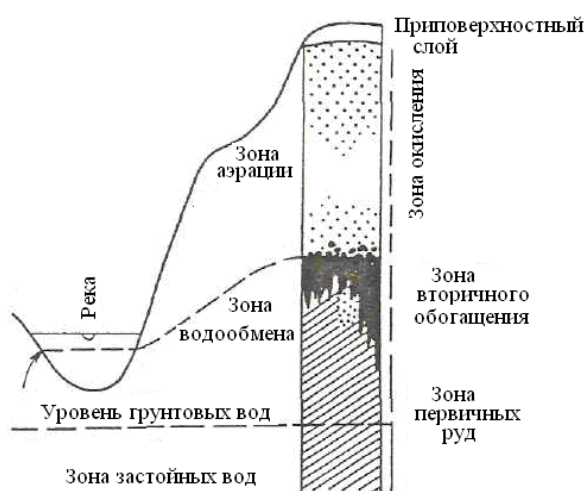


Рис. Схема соотношения измененной части рудного тела и зон циркуляции приповерхностных вод среди пород равной проницаемости.

В результате этих преобразований, в верхней части сульфидных рудных тел накапливаются массы гидроксидов железа (бурых железняков), образующие так называемую «железную шляпу».

Зона вторичного обогащения формируется близ уровня грунтовых вод при переотложении части металла, выщелоченного из зоны окисления. Здесь происходит отложение вторичных минералов. Для возникновения зоны вторичного обогащения необходимо, чтобы в зоне окисления получились легкорастворимые соединения, чтобы они не реагировали с осадителями вмещающих пород, чтобы они при переходе из окислительной и кислотной верхней части рудных тел в щелочную среду из нижней части выпадали в осадок. Это характерно для месторождений меди, урана, серебра, золота.

Проектное задание: Изучить особенности формирования месторождений выветривания.

Вопросы для самоконтроля знаний:

1. Что такое кора выветривания?
2. Как разделяются коры выветривания в зависимости от формы и условий нахождения тел полезных ископаемых?
3. Какие существуют агенты выветривания?
4. Назовите профили выветривания.
5. Факторы выветривания.
6. Остаточные месторождения (определение)
7. Полезные ископаемые и примеры остаточных месторождений.
8. Инфильтрационные месторождения (определение).
9. Полезные ископаемые и примеры инфильтрационных месторождений.
10. В каких климатических условиях образуется каолиновая кора выветривания?
11. Что такое зона окисления на сульфидных месторождениях?
12. Схема химических преобразований сульфидных руд в зоне окисления.
13. Что такое зона вторичного обогащения руд?
14. Примеры месторождений кор выветривания полезных ископаемых.