

Процессы минералообразования

Метасоматические породы

Термин «метасоматоз» введён в середине XIX века Карлом Науманном для обозначения псевдоморфного замещения одних минералов другими.

Метасоматоз – замещение горных пород с изменением химического и минерального состава, при котором растворение старых минералов и отложение новых происходит почти одновременно, так что в течении процесса замещения порода сохраняет свой объем и твердое состояние (по Коржинскому, 1955).

Флюиды – жидкие и газовые фазы, главным образом водные. Процессы метасоматоза происходят при миграции флюидов и развиваются в широком интервале глубин – от практически поверхности Земли до глубоких горизонтов верхней мантии (около 150-200 км).

Метасоматические породы

Образование метасоматитов происходит по мере просачивания флюидов от подводящей трещины. В телах метасоматитов (**в метасоматической колонке**) выделяют передовую (иначе внешнюю) зону, промежуточные зоны и тыловую зону, примыкающую к подводящей трещине.

Образование **метасоматических ассоциаций связано с установлением локального химического равновесия**. Наличие чётко отграниченных зон качественно различного минерального состава – характерная черта тел метасоматитов. Это надёжный признак отличия метасоматитов от любых иных образований.

Идиоморфизм в метасоматических породах не является признаком более раннего выделения!

Признаки возрастных взаимоотношений – **обрастание и пересечение**. Для метасоматитов характерно массовое развитие **псевдоморфоз и метакристаллов**, а также значительные вариации размеров минеральных индивидов.

Метасоматические породы

Формирование метасоматитов сопровождается привносом/выносом вещества флюидами. **Два крайних случая метасоматоза – диффузионный и инфильтрационный.**

При **диффузионном метасоматозе** перенос вещества совершается посредством диффузии через застойные поровые воды. Диффузия происходит медленно в направлении меньшего химического потенциала компонента. Диффузионный метасоматоз проявлен очень широко, но мощность тел метасоматитов при этом не велика (от мм до первых м).

При **инфильтрационном метасоматозе** компоненты переносятся течением просачивающихся флюидов, масштабы метасоматоза значительные, иногда они захватывают сотнеметровые и даже километровые участки.

В природе инфильтрационные процессы всегда так или иначе сочетаются с диффузионными.

Метасоматические породы

Источники флюидов

Магматические (ювенильные) флюиды;
Вадозные воды (пресные, солёные, рассолы);
Морские воды, в том числе захороненные;
Флюиды, возникшие при региональном или локальном метаморфизме, особенно углеродистых и эвaporитовых (с серой) толщ;
Смешанные (вероятно, наиболее типичны).

Параметры водных флюидов

Плотность воды с ростом Т до 370° С постепенно снижается от 1 г/см³ до 0.6. В критической точке 374° С жидкое и газообразное состояния воды становятся неразличимыми, плотность ~ 0.3 г/см³.

Температура критической точки воды существенно возрастает с увеличением солености флюида!

Метасоматические породы

Химизм природных флюидов

Преобладают разнообразные водные растворы. Самые распространённые близки к нейтральным, значительно менее распространены кислые (с H_2CO_3 , HCl , H_2SO_4 , HF) и щелочные.

При воздействии на горные породы кислых флюидов возникают метасоматиты – *продукты кислотного выщелачивания*, где полевые шпаты замещены слюдами, гидрослюдами, глинистыми минералами (грейзены, аргиллизиты, вторичные кварциты и др.).

При воздействии на горные породы щелочных флюидов возникают *метасоматиты щелочного типа*, практически без кварцевые (фениты, эгириниты, содалитовые и канкринитовые породы, эйситы и др.).

При воздействии квазинейтральных флюидов возникают такие метасоматиты как скарны, натровые пропилиты.

Метасоматические породы

Достаточно условно эндогенные метасоматиты делят на:

высокотемпературные – выше 500° С

(фениты, скарны, кварц-щелочнополевошпатовые метасоматиты);

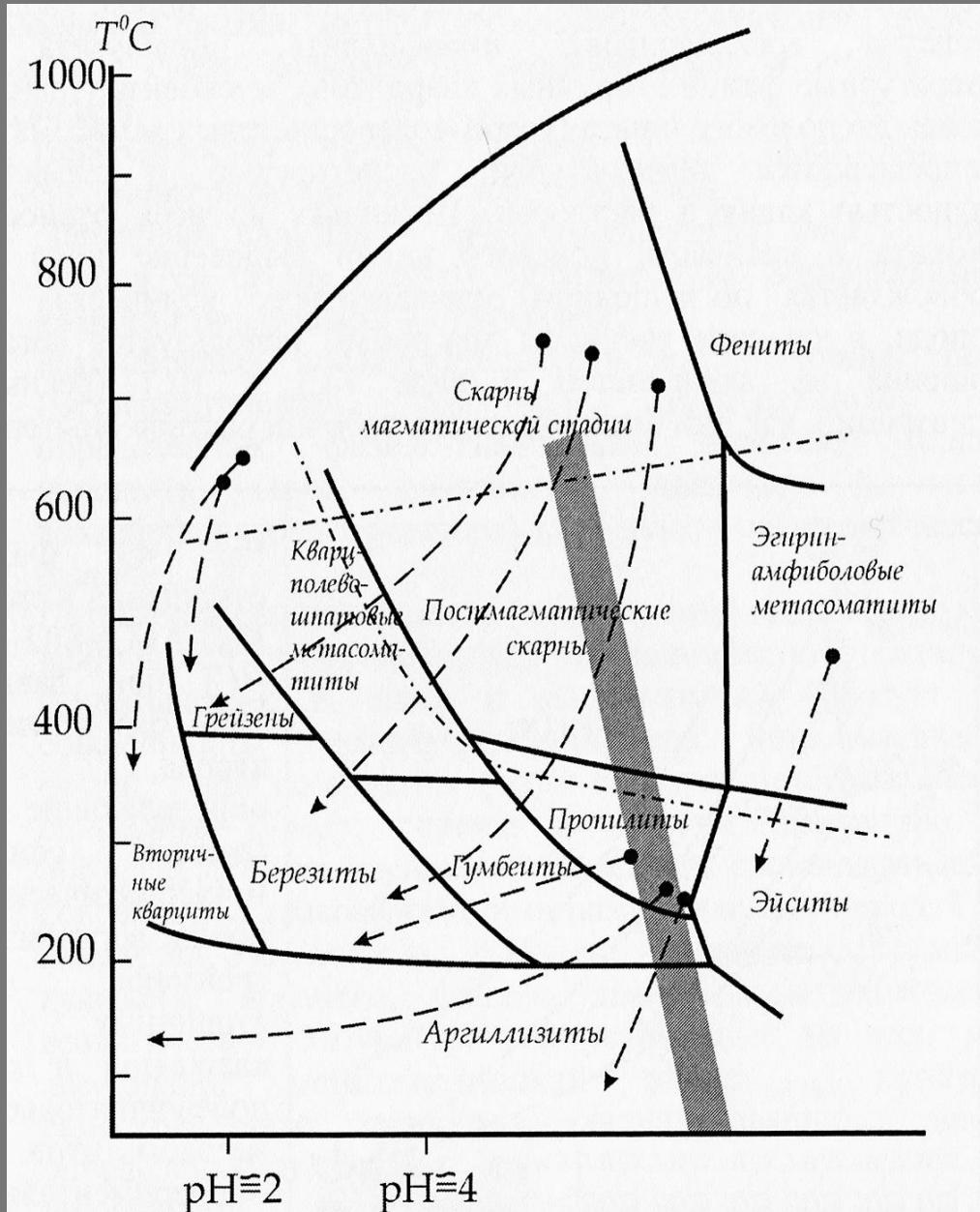
среднетемпературные от 500 до 300° С

(грейзены);

низкотемпературные от 300 до 100° С

(аргиллизиты).

Температура оказывает большое влияние на кислотность флюидов - степень диссоциации кислот минимальна при $T > 600^{\circ} \text{ С}$ и максимальна при 300-400° С.



Высокотемпературные щелочные метасоматиты фенитовой формации

Главные семейства метасоматических пород в зависимости от Т и кислотности-щелочности среды (Граменицкий, 2012).

Высокотемпературные щелочные метасоматиты фенитовой формации

Становление *щелочных магматических горных пород* любого состава – от карбонатитов, кимберлитов, нефелиновых сиенитов до щелочных гранитов *сопровождается экзоконтактовым щелочным метасоматозом, образованием контакто-метасаматических пород – фенитов.*

Впервые фениты были выделены в экзоконтактowych ореолах штоков карбонатитов и щелочных-ультраосновных магматитов (уртиты, ийолиты, мельтейгиты) острова Фён (Норвегия).

Высокотемпературные щелочные метасоматиты фенитовой формации

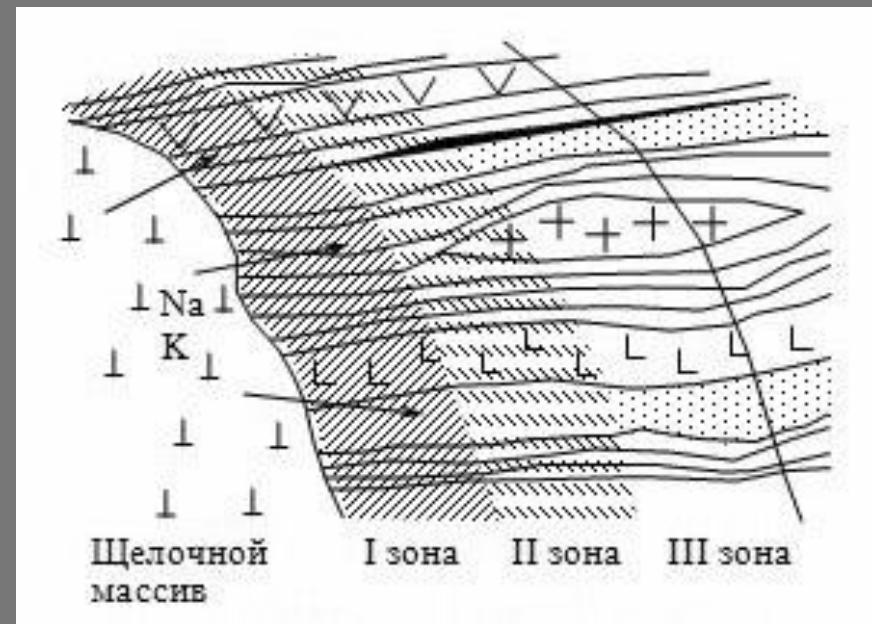
Зональность фенитов.

Вблизи контакта вмещающие породы полностью замещаются новообразованными нефелином, эгирином, Na-Са и Na амфиболы, КПШ. **Такие фениты**

часто ошибочно принимают за

интрузивные сиениты. За счет частичного подплавления (палингенез - от греч. palin – снова, опять и ...генез) в минералах фиксируются расплавные включения!

На большем удалении от контакта уменьшается количество новообразованных минералов и сохраняются реликты первичных пород, на фронте фенитизации развит только альбит.



Высокотемпературные щелочные метасоматиты фенитовой формации

Мощность ореола фенитизированных пород прямо пропорциональна размерам щелочного интрузива. Обычно ширина ореолов фенитизированных пород составляет десятки – сотни м, реже до 0.5-1 км. Вдоль зон разломов проявления фенитизации обнаружаются на удалении до 4-5 км от крупных щелочных интрузивов (Ковдорский, Вуориярви).

Можно выделить *прогрессивную* стадию фенитизации (при нарастании температур пород рамы щелочного интрузива до 500-600°, и даже до 700-800° С) и завершающую *регрессивную* (с постепенным снижением температуры до 300-250° С).

На прогрессивной стадии фенитизации (Т до 700-800° С) гранито-гнейсов и гранит-мигматитов часто появляются палингенные сиенитовые расплавы, которые весьма мобильны и могут внедриться в контракционные трещины остивающих щелочных интрузивов, образуя типичные сиенитовые дайки.

Высокотемпературные щелочные метасоматиты фенитовой формации

Основные компоненты щелочных флюидов - $\text{Na}_2[\text{CO}_3]$ и $\text{K}_2[\text{CO}_3]$.

В фенитах масса минералов тех химических элементов (P, Ti, Sr, Ba, Zr, Nb, Th, Cs, REE и др.), которые интенсивно мигрируют в щелочной среде.

Состав фенитов зависит не только от состава флюидов, но и от состава замещённых пород (протолитов). Изменение тем значительнее, чем сильнее отличаются по составу вмещающие породы от внедрившейся щелочной магмы.

Высокотемпературные щелочные метасоматиты фенитовой формации

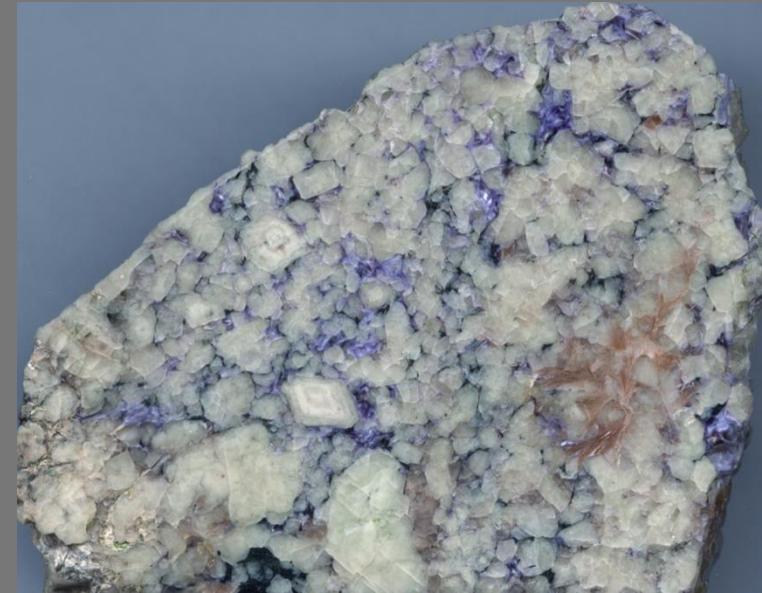
С фенитами и постфенитовыми метасоматитами связаны промышленные концентрации **Nb, Ta** (пирохлор), **Zr, Hf** (циркон), **REE** (карбонаты). С фенитами связаны месторождения некоторых драгоценных и поделочных камней.



Хромдиопсид образует отдельные выделения и гнёзда в фенитах и сопутствующих жилах в контактовой зоне между дунитами и секущими их щелочными и щёлочно-ультраосновными магматитами в пределах Инаглинского кольцевого м-ва (Запад Алданского щита).

Высокотемпературные щелочные метасоматиты фенитовой формации

Чароит (чароититы) развит в ореоле фенитов, заместивших известняки и кварцевые песчаники в южном экзоконтакте Маломурунского щелочного массива, входящего в состав Мурунского ультракалиевого комплекса мезозойского возраста.

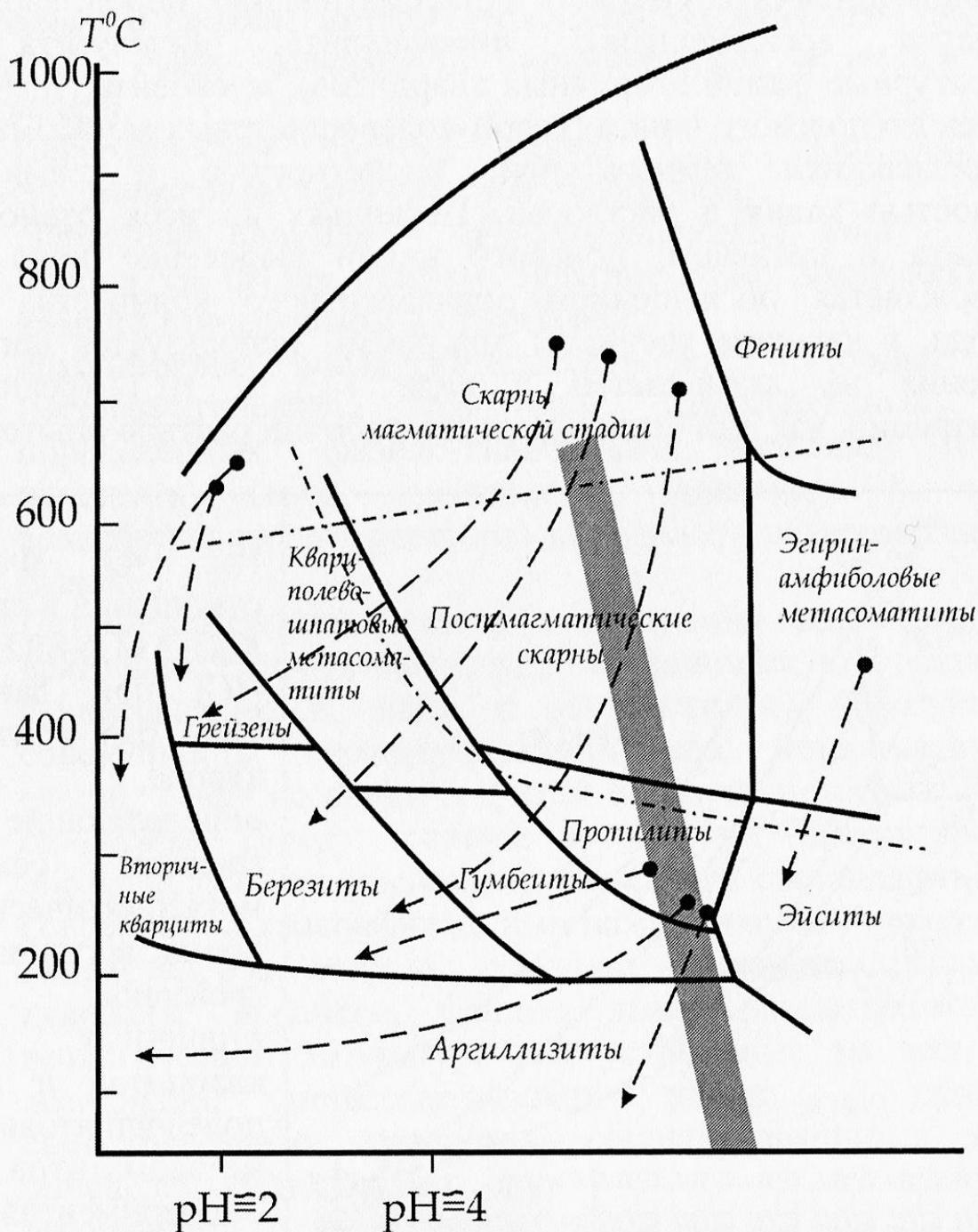


Фениты двухстадийные: на более ранние полевошпатовые фениты накладываются фениты повышенной калийности – в этом уникальность месторождения чароититов.



Скарны

(от швед. *scarn*, буквально - грязь, отброс; шведские горняки так именовали пустую породу)



Главные семейства
метасоматических
пород в зависимости от
Т и кислотности-
щелочности среды
(Граменицкий, 2012).

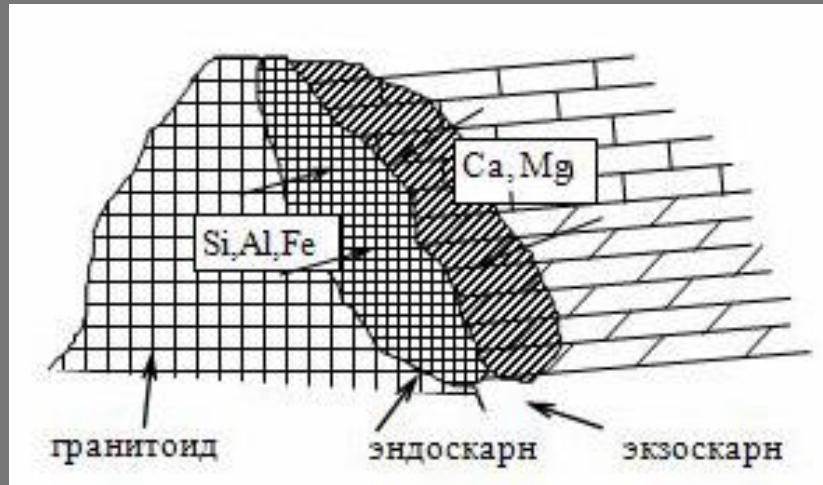
Скарны

Скарны – высокотемпературные контактово-метасоматические породы, образующиеся на контакте алюмосиликатных пород с карбонатными толщами.

Эндоскарны и экзоскарны.

Магнезиальные и известковые скарны.

Mg скарны обычно наиболее высокот и наиболее ранние из послемагматических метасоматитов. Все остальные – известковые скарны, грейзены, пропилиты, листвениты... более поздние, наложены на магнезиальные скарны, замещают их.



Геденбергитовые экзоскарны в мраморах, рудник Дружба, Болгария

Магнезиальные скарны

- Магнезиальные скарны – высокотемпературные метасоматиты, состоящие в основном из силикатов Mg (форстерит, флогопит), Mg и Ca (монтанеллит, клинопироксены, амфиболы), Ca (плагиоклазы, скаполит); карбонатов Ca и Mg; магнезиальной и железистой шпинели.
- Обычно магнезиальные скарны развиты в контактовых зонах интрузивных тел гранитоидов, габброидов, долеритов и вмещающих магнезиальных карбонатных, терригенно-карбонатных, кремнисто-карбонатных, сульфатно-карбонатных пород – доломитов, ангидрито-доломитовых пород, доломитовых мергелей, магнезитов.

Магнезиальные скарны

- Судя по составу флюидных включений в минералах скарнов, флюиды имели существенно хлоридный состав, концентрация хлоридов составляла 40-70% (по существу это рассолы). Роль фтора второстепенна.
- Температуры образования ранних минеральных ассоциаций Mg скарнов по данным изучения флюидных включений и экспериментального моделирования (Зарайский, 1994) 600°-800°C.
- Выделяют гипабассальные, мезоабиссальные и абиссальные (до давления порядка 10 кбар) скарны.

Магнезиальные скарны

Стандартные Mg скарны слагают биметасоматические тела замещения зонального строения на контактах разнородных по химическому составу сред.

Колонка (разрез тела) стандартных ранних скарнов:

доломитовые (магнезитовые) мраморы →

*кальцифиры, обычно двукарбонатные с форстеритом,
и/или диопсидом, и/или шпинелью (экзоскарны) →*

скарны форстеритовые, часто со шпинелью →

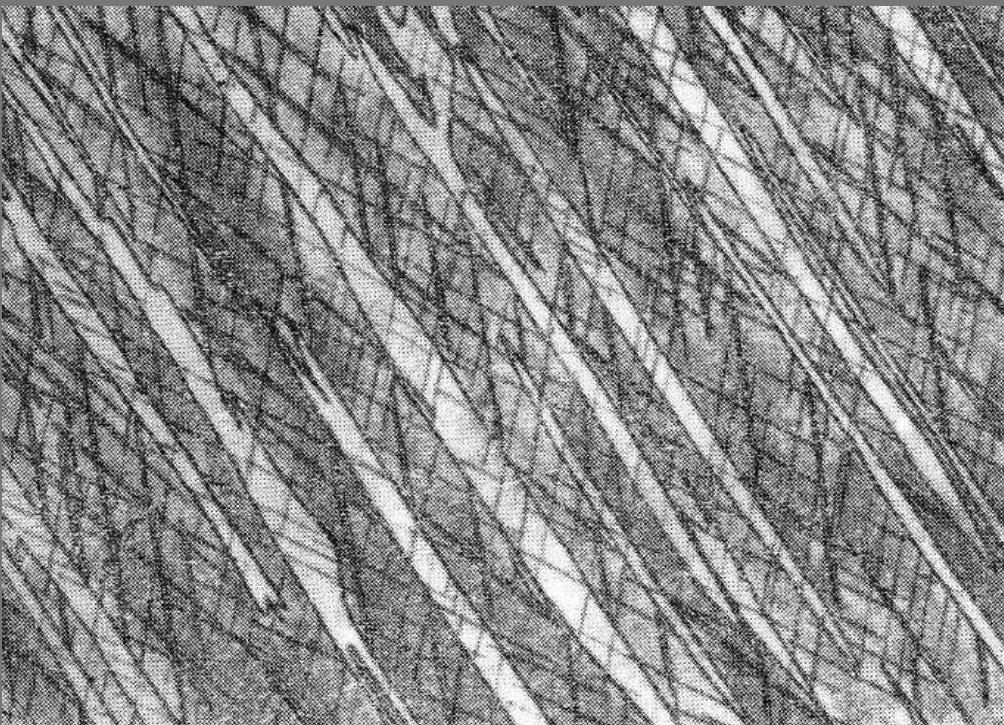
*скарны фассаитовые или диопсидовые, обычно со
шпинелью, часто с форстеритом →*

*титанит-клинопироксен-плагиоклазовые породы
(эндоскарны, продукты замещения интрузивных пород) →*

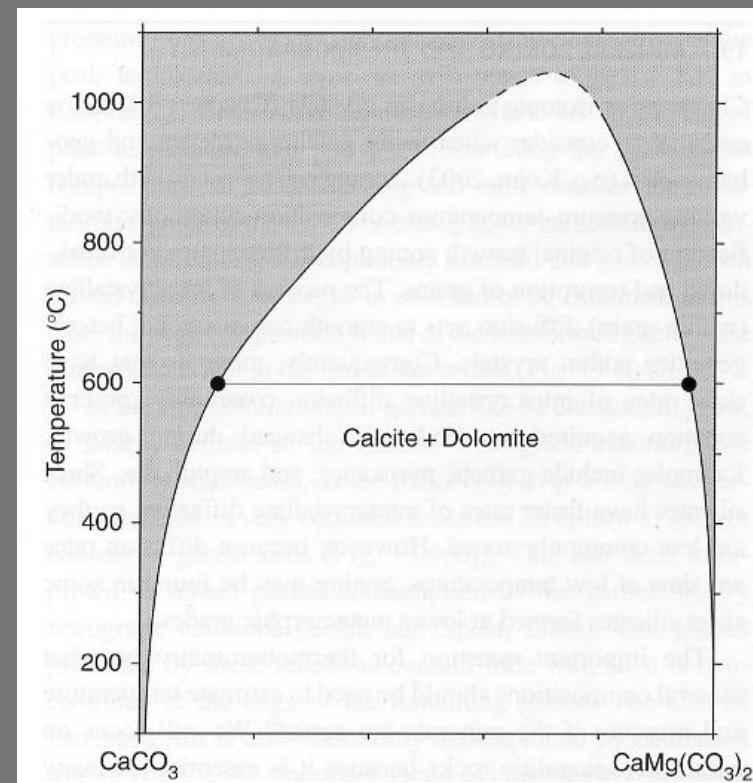
гранитоиды или габброиды.

Карбонаты магнезиальных скарнов

Для магнезиальных скарнов характерны двукарбонатные кальцифиры, сложенные магнезиальным кальцитом и кальциевым доломитом. Оба минерала могут испытывать распад твёрдого раствора. Кальцит с ламеллями распада доломита – типоморфный минерал магнезиальных скарнов.



Ламелли распада доломита
в матрице кальцита



Кальцит – доломитовый
геотермометр

Магнезиальные скарны с Fe и В оруденением

Источников бора несколько. Возможно основной источник бора - замещение больших масс плагиоклаза гранитоидов и габброидов (плагиоклазы – главный концентратор бора в магматитах). Также В может привлекаться и из осадочных толщ (рассолы).

Поскольку скарны магнезиальные, постольку наиболее распространены бораты Mg:

- в скарнах - **турмалин-увит**



- в кальцифирах – **людвигит** $(\text{Mg},\text{Fe}^{2+})_2(\text{Fe}^{3+},\text{Al})[\text{BO}_3]\text{O}_2$, котоит $\text{Mg}_3[\text{BO}_3]_2$, **флюоборит** $\text{Mg}_3[\text{BO}_3](\text{F},\text{OH})_3$

- продукты их замещений – **ссайбелиит (ашарит)**



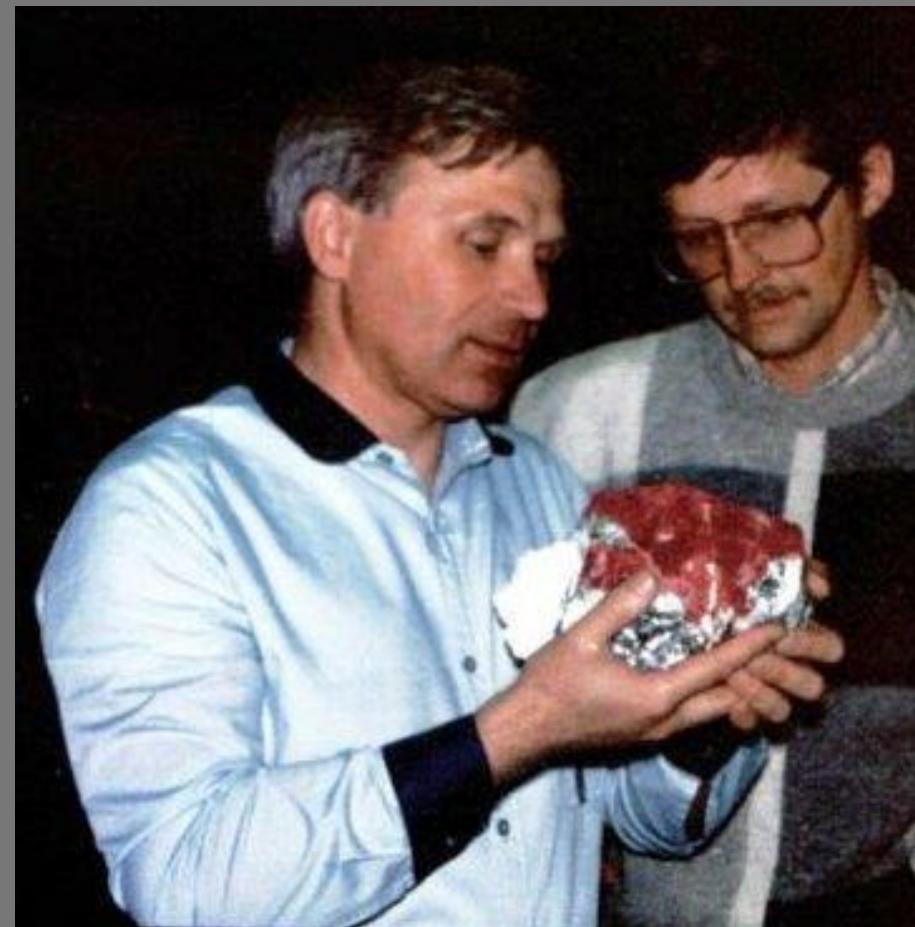
Скопления боратов магния (в основном людвигита) достигают многих тысяч тонн. Данный тип руд перерабатывать трудно и дорого.

Шпинель и корунд в кальцифирах

Знаменитые месторождения шпинели на Памире, в Бирме, на Мадагаскаре и др. – это участки перекристаллизации магнезиально-скарновых кальцифиров. Окраска обусловлена малыми примесями Fe, Cr, Ti, Mn, Co.



Кухи-Лал, Памир



Гигантский кристалл 26000 карат

Минералогия магнезиальных скарнов

Шпинель в кальцифирах. Могок, Бирма



Минералогия магнезиальных скарнов

Рубин в кальцифирах



Снежное, Памир



«Трапише»-рубин:
секториальные
кристаллы,
продукты
совместного роста
корунда и
карбоната.
Mung Hsu, Бирма

Минералогия магнезиальных скарнов

Скарны повышенной щелочности

Флогопит.

Магнезиальные скарны, сопряжённые с калийными гранитоидами, нередко формируются при повышенной калийной щёлочности флюидов. Среди поздних скарновых минералов типичны паргасит и флогопит. Размер кристаллов флогопита достигают 1.5 м (Слюдянское месторождение, Байкал).

Скаполит – твёрдый раствор мейонита $3\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \cdot \text{CaCO}_3$ – мариалита $3\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 \cdot \text{NaCl}$

Скаполит – один из характерных минералов эндоскарнов повышенной щёлочности и послескарновых жил.



Пластина с поперечником 18 см от кристалла высотой 75 см. Слюдянка, Байкал

Минералогия магнезиальных скарнов

Скарны повышенной щелочности

Магнезиальные скарны, образованные при воздействии флюидов с повышенной щёлочностью (Na , K-Na) сопряжены с граносиенитами и формируются, как правило, при повышенном давлении.

В магнезиальных скарнах повышенной щёлочности (Na) в эндоскарнах плагиоклаза нет, развит Na -скаполит, при ещё более высокой щёлочности – нефелин NaAlSiO_4 и продукты его замещений: содалит, гаюин, гакманит, канкринит!

Лазурит – относительно поздний минерал скарнов. Характерен для кальцифиров, где образует правильные метакристаллы в форме ромбододэкаэдра размером до 3-5 см и их агрегаты.

В лазуритоносных магнезиальных скарнах заметную роль играет S. При этом часть S – сульфатная S^{6+} , часть - сульфидная S^{2-} . Интересно, что сера в обеих формах входит в состав лазурита, афганита, скаполита и более редких в этих скарнах содалита, гаюина и гакманита.

Минералогия магнезиальных скарнов

Лазуритоносные скарны

Лазурит



Окраска связана с анионными центрами S_2^- , S_3^-



Кальцифиры. Sar-e-Sang,
Бадахшан, Афганистан



Минералогия магнезиальных скарнов

Лазуритоносные скарны



AM

Линзы ярко-синего лазурита вскрытые в стенах и кровле штольни (1990 г.).
Ляджвардинское месторождение, Юго-Западный Памир, Горно-Бадахшанская
автономная область, Таджикистан. Фото Г. Ратушенко. <https://webmineral.ru/>

Известковые скарны

Известковые (известковистые) скарны образуются на контакте с известняками и мраморами, поэтому здесь преобладают кальциевые силикаты:

главные минералы:

диопсид-геденбергит $\text{CaMg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ - $\text{CaFe}[\text{Si}_2\text{O}_6]$,
гроссуляр-андрадит $\text{Ca}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$ - $\text{Ca}_3\text{Fe}_2[\text{SiO}_4]_3$,
волластонит $\text{Ca}_3[\text{Si}_3\text{O}_9]$,
эпидот $\text{Ca}_2\text{FeAl}_2[\text{SiO}_4][\text{Si}_2\text{O}_7]\text{O(OH)}$,

второстепенные минералы:

везувиан $\text{Ca}_{10}(\text{Mg},\text{Fe})_2\text{Al}_4[\text{SiO}_4][\text{Si}_2\text{O}_7]_2(\text{OH},\text{F})_4$,
пироксеноиды (бустамит, родонит и др.)

околоскарновые породы:

плагиоклазы, КПШ, скаполит

Температуры образования ранних минеральных ассоциаций: магнезиальные скарны - 800–600°C, известковые - 700–400°C. Часто известковые скарны замещают более ранние магнезиальные скарны.

Известковые скарны

Температурные фации известковых скарнов (Граменицкий, 2012):

- Волластонит-плагиоклазовая (T более 700°C)
- Гранат-пироксен-волластонитовая (T 700-600°C)
- Гранат-пироксен-плагиоклазовая (без волластонита) (T 650-530°C)
- Гранат-эпидотовая (T 530-500°C)
- Пироксен-эпидотовая (T 500-450°C)



Агрегат дальнегорского ($\text{Ca}_5\text{Mn}(\text{Si}_3\text{O}_9)_2$), датолита и геденбергита. Дальнегорск.



Андрадит, эпидот. Малый Куйбас (Fe), Челябинская область, Урал

Рудная специализация скарнов

Mg-скарны:

- бороносные скарны (людвигит) – Якутия, Горная Шория;
- железорудные (магнетитовые) скарны - скарны Горной Шории;
- Скарны с флогопитом, ювелирной шпинелью, корундом, минералами гр. гумита, лазуритом

Ca-скарны:

- железорудные (магнетитовые) скарны - г. Магнитная (Урал), Соколово-Сарбайское м-е (Казахстан);
- меднорудные скарны (халькопирит, борнит, халькозин) - Хакасия;
- вольфрамоносные скарны (шеелит) – Майхура, Чорух-Дайрон, Ингичке (Средняя Азия), Тырныауз (Кавказ);
- скарны с полиметаллическим оруденением (сфалерит, галенит) – Дальнегорск (Приморье);
- скарны с кобальтовым оруденением (кобальтин) – Дашкесан (Азербайджан);
- бороносные скарны (данбурит, датолит) – Дальнегорск (Приморье)

КВАРЦ-ЩЁЛОЧНОПОЛЕВОШПАТОВЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ (апограниты)

Высокотемпературные (T формирования 500-600°С) метасоматические породы, образующиеся в результате преобразования гранитоидов постмагматическими растворами, богатыми щелочами (преимущественно Na).

Метасоматиты обычно развиты в апикальных частях интрузивов высокоглинозёмистых лейкократовых и аляскитовых гранитов.

Главные минералы апогранитов – альбит, кварц, КПШ.

Метасоматиты по многим признакам напоминают граниты. А.А. Беус предложил название для этих пород – *апограниты*.

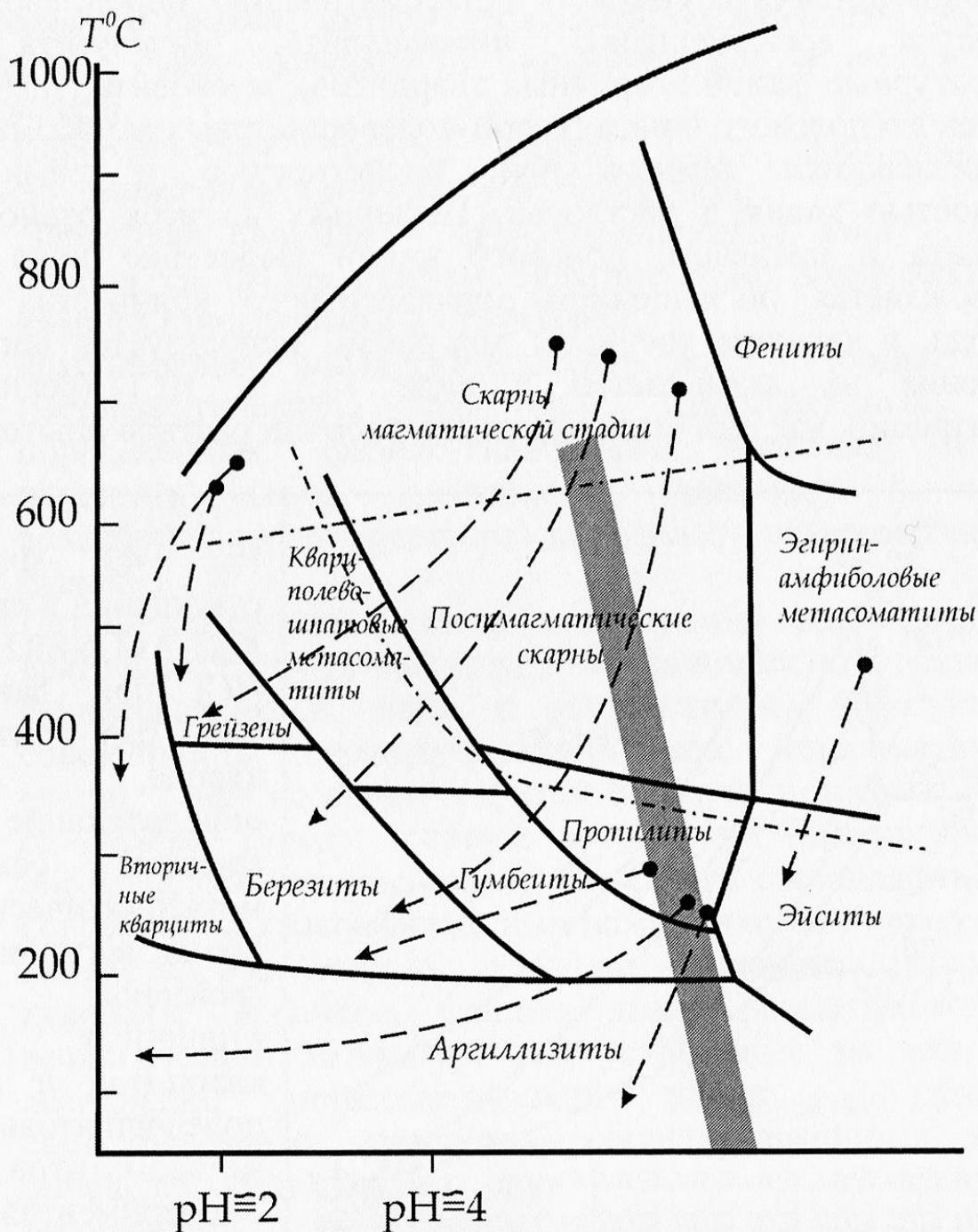
Помимо щелочей растворы несут такие важные элементы, как F,Li,Rb,Cs,Be,Nb,Ta,Zr,Hf,Sn,U,REE. В апогранитах эти элементы накапливаются и нередко дают промышленно важные месторождения .



Апограниты с полосчатой текстурой. Одни полосы обогащены амазонитом, другие – альбитом, третьи – кварцем, четвёртые – топазом. Колл. Мин. музея РАН. Фото Э.М. Спиридонова

Метасоматиты грейзеновой формации

Грейзены - от
старинного немецкого
названия породы,
содержащей
касситерит



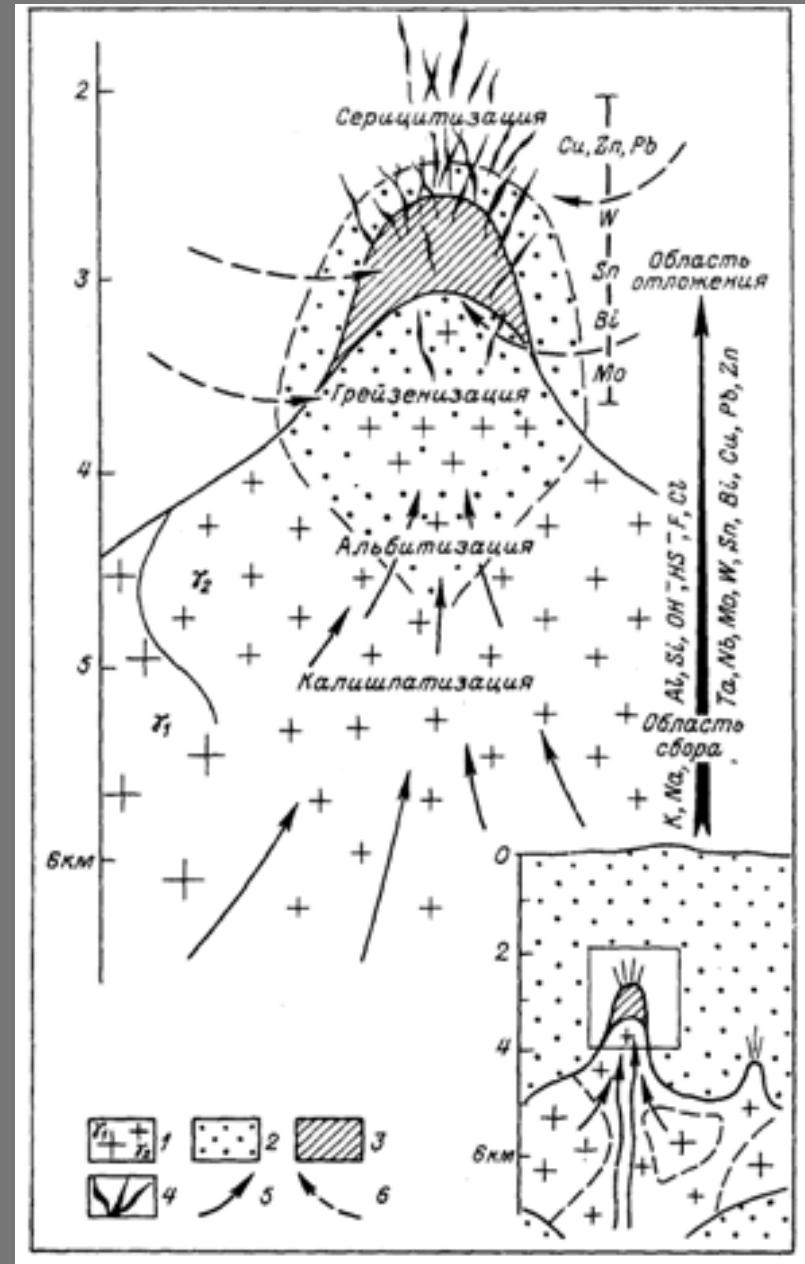
Главные семейства
метасоматических
пород в зависимости от
Т и кислотности-
щелочности среды
(Граменицкий, 2012).

Метасоматиты грейзеновой формации

Метасоматиты грейзеновой формации – фтористые высоко-среднетемпературные (T 550-350 °C) метасоматиты. Часто проявляют связь с более высокотемпературными апогранитами.

Метасоматиты грейзеновой формации образуются главным образом при изменении гранитов, преимущественно в апикальных частях гранитных массивов на глубинах 1,5–4 км; характерны штокверковые тела.

Реже метасоматиты развиваются по вулканитам, метаморфитам или осадочным породам.



Метасоматиты грейзеновой формации

Типичные грейзены, замещающие граниты, имеют кварц-мусковитовый состав. КПШ неустойчивы в кислых условиях, разрушаются!



Биотит замещается мусковитом, кальций плагиоклазов связывается F с образованием флюорита.

Цвиттеры – наиболее высокотемпературные и высокофтористые метасоматиты грейзеновой формации. Для цвиттеров типичным минералом является литиевая слюда – циннвалдит $\text{K}(\text{LiFeAl})[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH},\text{F})_2$ («темнослюдистые грейзены»).

Метасоматиты грейзеновой формации

Вместе с летучими компонентами (**F**, **B**, **Cl**) при грейзенизации привносятся **Sn**, **W**, **Be**, **Mo**, **Bi**, **Ta**, **Nb**, что приводит к формированию характерных минералов грейзенов:



циннвальдит



минералы гр. турмалина



Шерловогорское м-е, Забайкалье
(<http://webmineral.ru/>)

Метасоматиты грейзеновой формации

кассiterит SnO_2

вольфрамит $(\text{Fe}, \text{Mn})\text{WO}_4$
(шеелит CaWO_4)

минералы ряда танталит–колумбит
 $(\text{Fe}, \text{Mn})(\text{Nb}, \text{Ta})_2\text{O}_6$

молибденит MoS_2

висмутин Bi_2S_3 , самородный висмут

арсенопирит FeAsS , леллингит FeAs_2 .

Пластинчатые кристаллы молибденита в кварцевом прожилке, рассекающем мусковитовый грейзен.
Яури-Йоки, Кольский район.

<http://webmineral.ru/>



Иультинское (W-Sn) месторождение, Чукотка



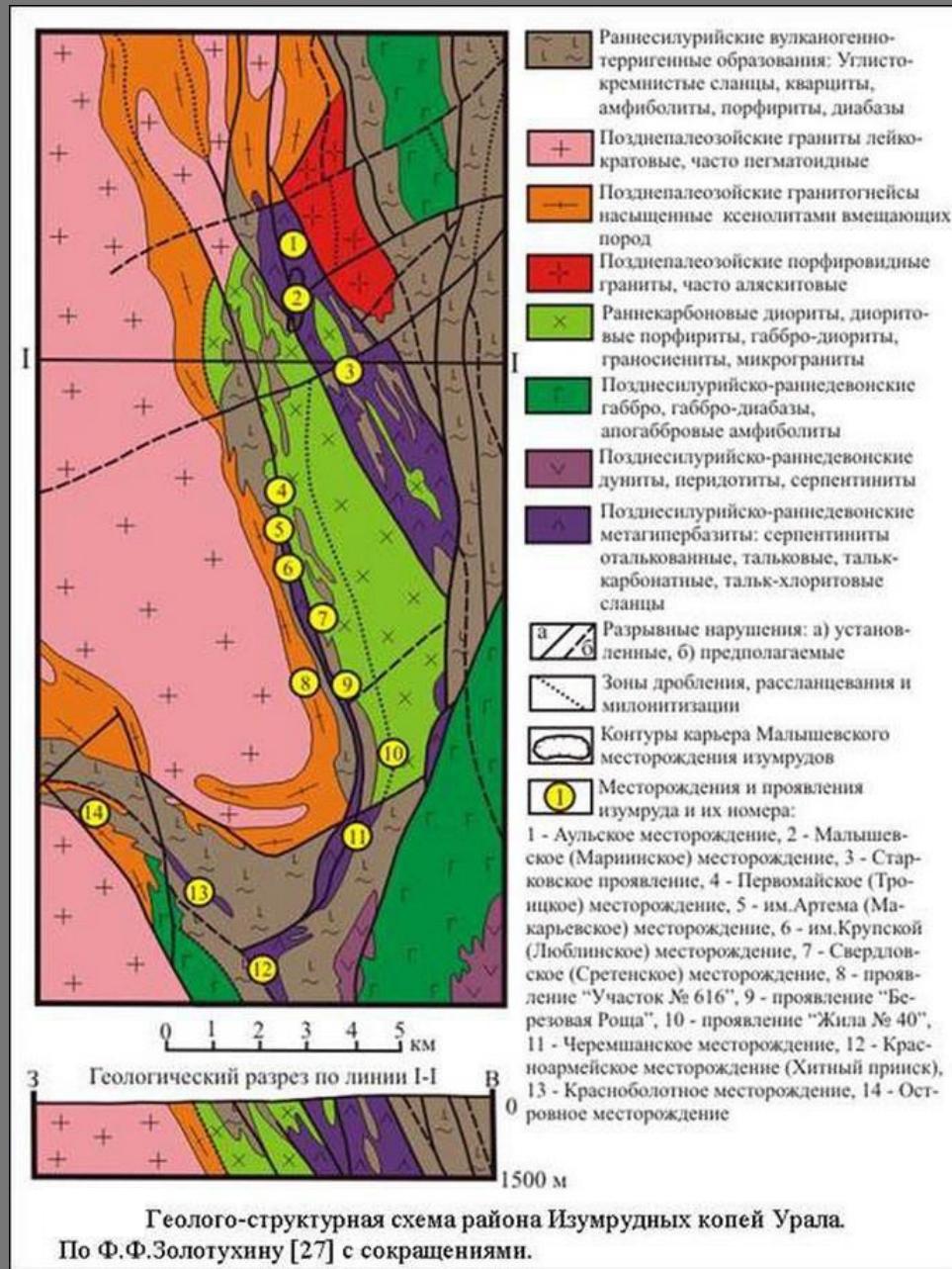
Метасоматиты грейзеновой формации

Изумрудные копи

Изумрудные копи расположены на восточном склоне Ср. Урала, примерно в 50 км к СВ от г. Екатеринбург. Представляют собой участок длиной 25 км и шириной 2 км, вытянутый в меридиональном направлении.

Минералы расположены вдоль восточного контакта Адуйского гранитного массива. Они приурочены к серпентинитам и серпентинизированным перidotитам, образующим небольшие согласные тела среди девонских метаморфических пород.

Продуктивные слюдиты представляют собой флогопитовую рассланцовую породу с линзами и желваками актинолитовых пород и олигоклаз-андезина, содержащую включения кристаллов бледно-зелёного берилла, изумруда, фенакита, апатита, титанита, хризоберилла и др.



Метасоматиты грейзеновой формации

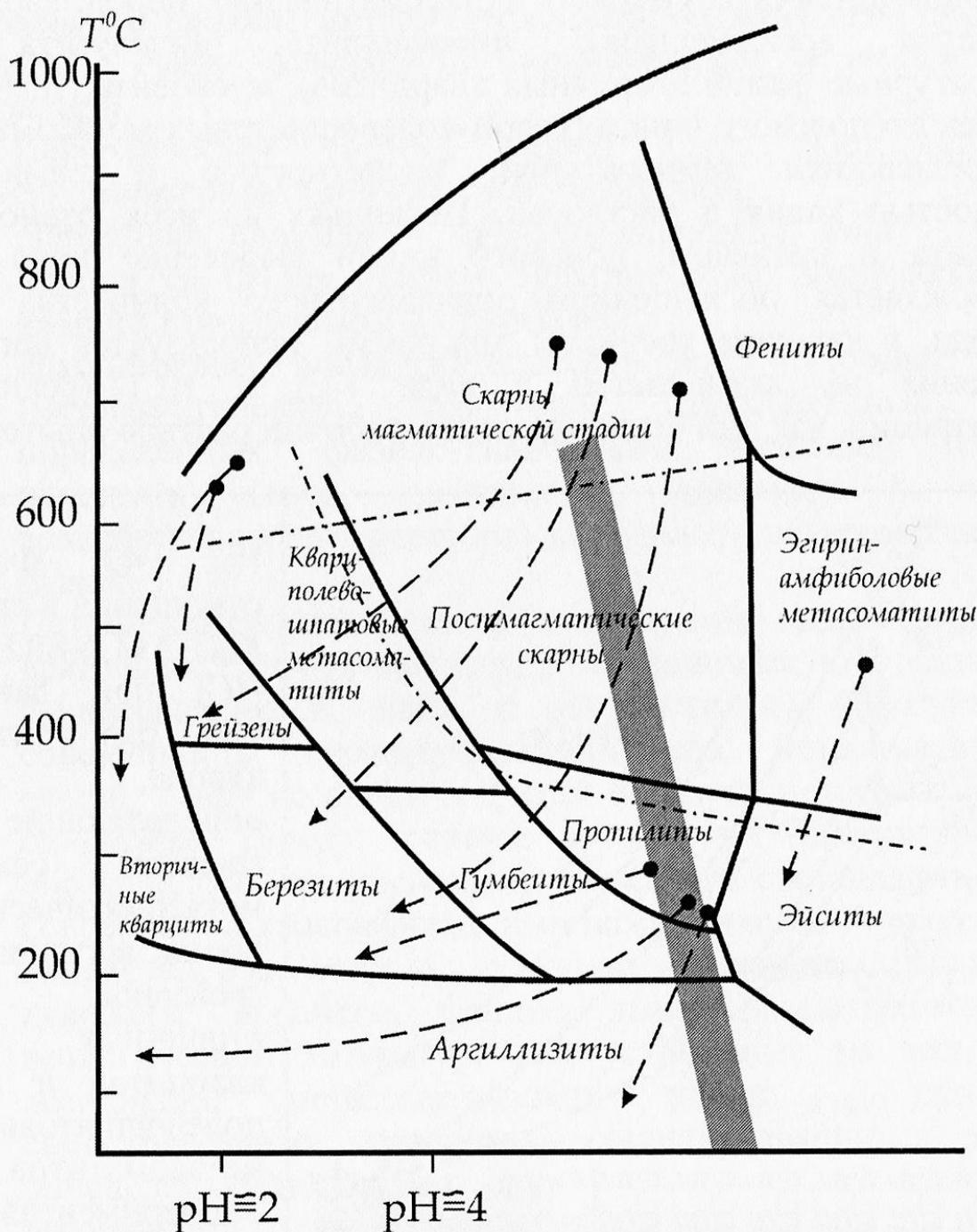


Хризоберилл



Фенакит

Средне- низкотемпературные метасоматиты



Главные семейства
метасоматических
пород в зависимости от
Т и кислотности-
щелочности среды
(Граменицкий, 2012).

Пропилиты

Пропилиты – средне-низкотемпературные зеленокаменные породы образующиеся при Т 350-200 °С под действием слабо агрессивных гидротермальных растворов (от слабо кислых до нейтральных). Изменению подвергаются, как правило, магматогенные породы. Минеральный состав – актинолит, альбит, эпидот, биотит, хлориты, пирит, кальцит, кварц, встречается турмалин.

Березиты и лиственины

Березиты и лиственины – средне-низкотемпературные плутоногенные **углекислотные** метасоматиты. Березиты сложены кварцем, серицитом, карбонатом и пиритом, лиственины – фукситом, кварцем и карбонатом. *С метасоматитами данного типа связана большая часть гидротермальных плутоногенных месторождений золота.*

Аргиллизиты

Аргиллизиты – низкотемпературные кислотные метасоматиты, при образовании которых исходные породы замещаются разнообразными глинистыми минералами – смектитами, минералами подгруппы каолинита, смешанослойными минералами (иллит-смектиты, хлорит-смектиты, каолинит-смектиты и др.). Встречаются селадонит, цеолиты, карбонаты, алюнит.

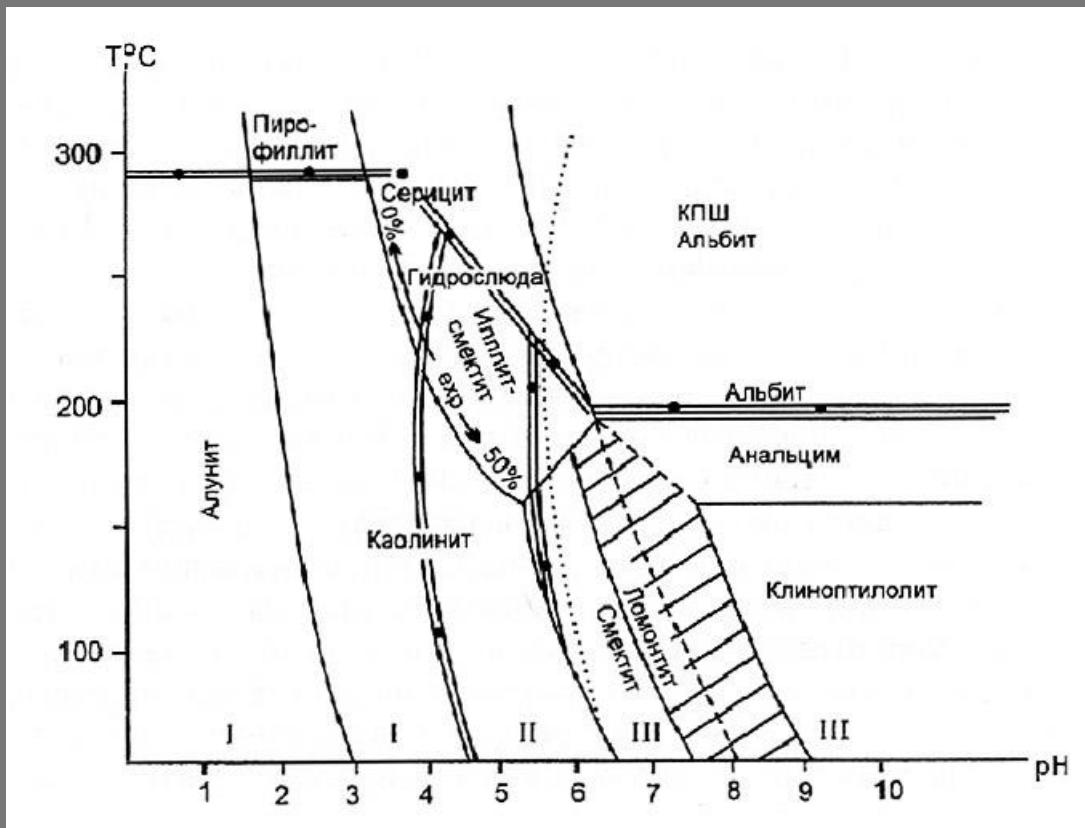


Диаграмма зависимости устойчивости минералов аргиллизитов от Т и рН.
Двойные линии – границы разных фаций кислотности.

Вторичные кварциты

Вторичные кварциты – средне-низкотемпературные метасоматические породы кварцитовидного облика, образованные в субвулканических или вулканических комплексах по породам различного, но преимущественно кремнекислого, состава.

Представляют собой крайнюю степень послемагматического кислотного выщелачивания. Могут быть сопряжены с пропилитами, кварц-серицитовыми метасоматитами, аргиллизитами.

Минеральный состав – кварц, серицит (или алунит), могут присутствовать корунд, диаспор, андалузит, пирофиллит, диккит, рутил, гематит.

Гидротермальные процессы

Гидротермальные растворы могут иметь различное происхождение.

Магматогенные воды, богатые растворенными летучими компонентами магмы (HCl , HF), изначально определяют кислый характер глубинных гидротерм. Гидротермальные растворы обогащены элементами, не вошедшими в породообразующие минералы - W , Mo , Sn , Be , U , Cu , Zn , Pb , Au , Ag , Bi и др. Кроме того, гидротермы могут заимствовать различные элементы из вмещающих пород.

Состав гидротерм, формирующихся за счет метеорных вод, будет полностью определяться составом пород, через которые эти воды фильтруются.

Между магматогенными, метеорными и метаморфогенными водами может происходить смешение!

Источник вещества в гидротермальных системах – важная проблема! Большое значение в ее решении имеют изотопные исследования.

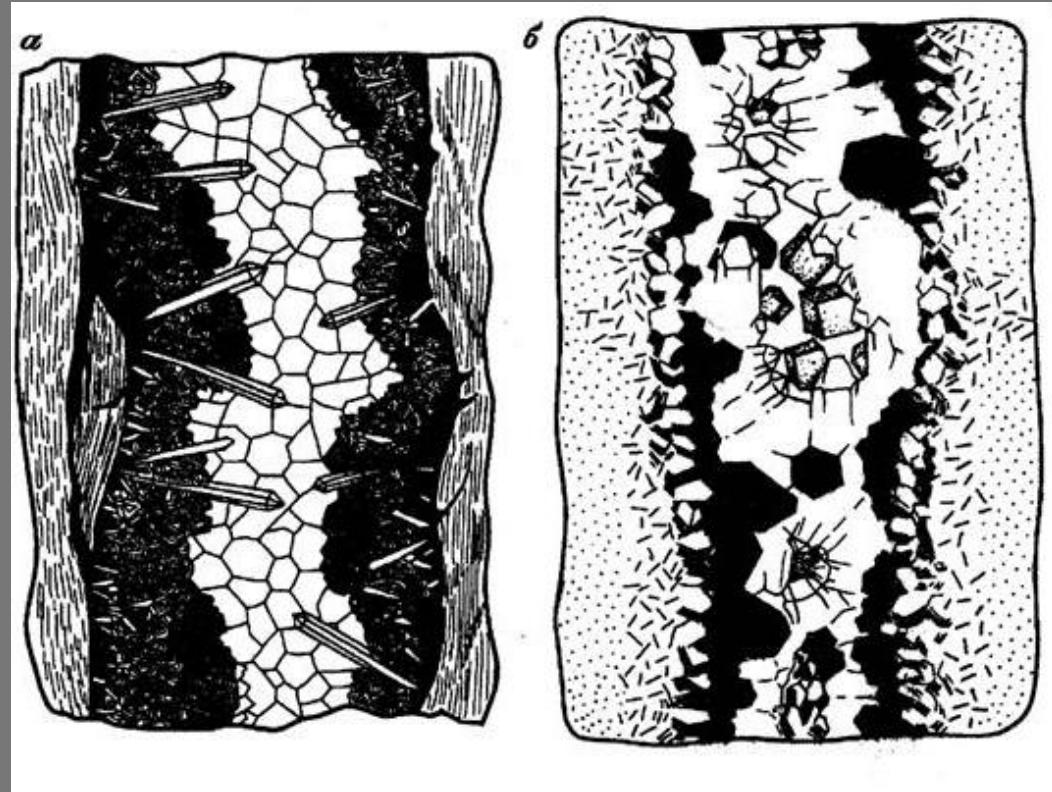
Гидротермальные процессы

Формы переноса рудных элементов в растворах:

1. Комплексные соединения
2. Коллоидные растворы
3. При повышении Т и Р значительно увеличивает истинная растворимость компонентов и делает возможным их перенос в виде прямых ионных растворов.

Форма гидротермальных тел – как правило, жильная. Глубины формирования - 0 до 5 км и более.

Мощность - от первых сантиметров до десятков метров.



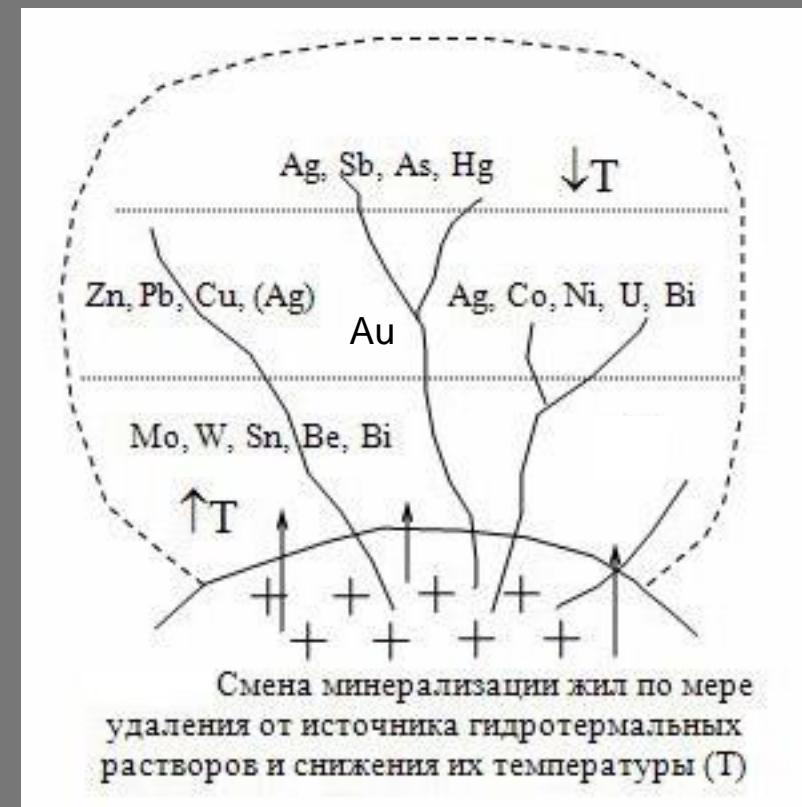
Внутреннее строение гидротермальных жил (Булах, 1999). а-секреционная жила обычно имеет резкие контакты с окружающими горными породами, кристаллы кварца нарастают на стенки трещины и растут внутрь жилы; б-метасоматическая жила образуется за счет постепенного разъедания и химического преобразования окружающих горных пород.

Гидротермальные образования

В соответствии с температурой образования гидротермальные месторождения обычно разделяются на три группы:

- 1) высокотемпературные (*гипотермальные*), возникающие в при температуре выше 300° С;
- 2) среднетемпературные (*мезотермальные*), с температурами образования от 300 до 200° С;
- 3) низкотемпературные (*эпигидротермальные*), отвечающие температурам менее 200° С.

В зависимости от геологической обстановки выделяют *плутоногенные, вулканогенные и телетермальные* гидротермальные образования.



Гидротермальные образования

Плутоногенные гидротермальные месторождения.

Гидротермы связаны с глубинными магматическими очагами. Функционирование гидротермальной системы происходит на глубине, часто неподалеку от материнской интрузии. *Как правило, формируется высоко- и среднетемпературная гидротермальная минерализация.*

К этому типу часто относятся высокотемпературные кварцевые жилы, пространственно и генетически тесно связанные с грейзенами и имеющие аналогичную минерализацию: касситерит, вольфрамит, молибденит, берилл, висмутин, арсенопирит.

Среднетемпературными являются многочисленные золото-кварцевые и полиметаллические (Zn, Pb, Cu, часто с Ag) гидротермальные месторождения.

Гидротермальные образования

Вулканогенные гидротермальные ассоциации формируются в связи с малоглубинными магматическими очагами. Вулканизм наземный или подводный. *Существенная роль в формировании таких гидротерм принадлежит метеорным или морским водам.*

Минералообразование идет в близповерхностных условиях, т. е. при быстром изменении Т, частых тектонических подвижках, способствующих сбросу Р (растворы могут закипать!) и изменению состава гидротермальных растворов (смешение с метеорными водами принципиально меняют состав, Eh, pH растворов) и т.д.

Это отражается на строении жил, морфологии и составе минералов:

1. характерны ритмично-полосчатые мелкозернистые до колломорфных агрегаты, брекчии и т.д.;



Колломорфно-полосчатые золото-серебряные малосульфидные руды участка Северный Телевеем, Чукотка

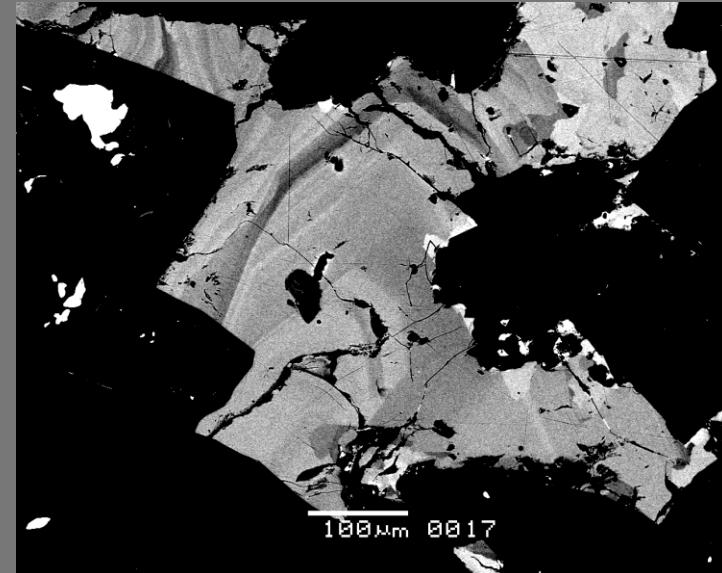
Гидротермальные образования

2. на размере и морфологии образующихся минералов (типичны расщепленные и скелетные кристаллы, дендриты; характерным жильным минералом является халцедон);

3. на составе и внутреннем строении минералов;

4. на пространственном совмещении как высокотемпературных (кассiterит, вольфрамит), так и низкотемпературных минералов (преобладают).

Важнейшие вулканогенные месторождения: Au-Ag (*преобладает электрум*), оловоносные (часто с деревянистым оловом), колчеданные и др.



Резко зональный кристалл тетраэдрита



Дендрит самородного золота, Закарпатье.

Гидротермальные образования

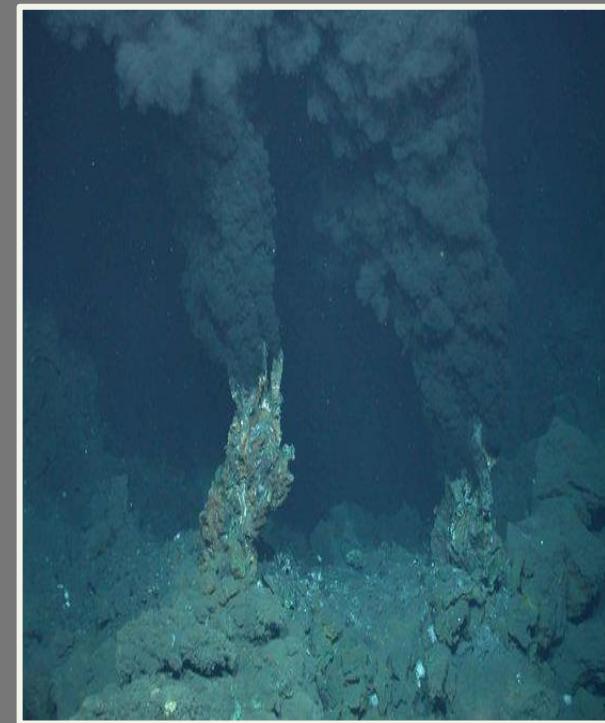
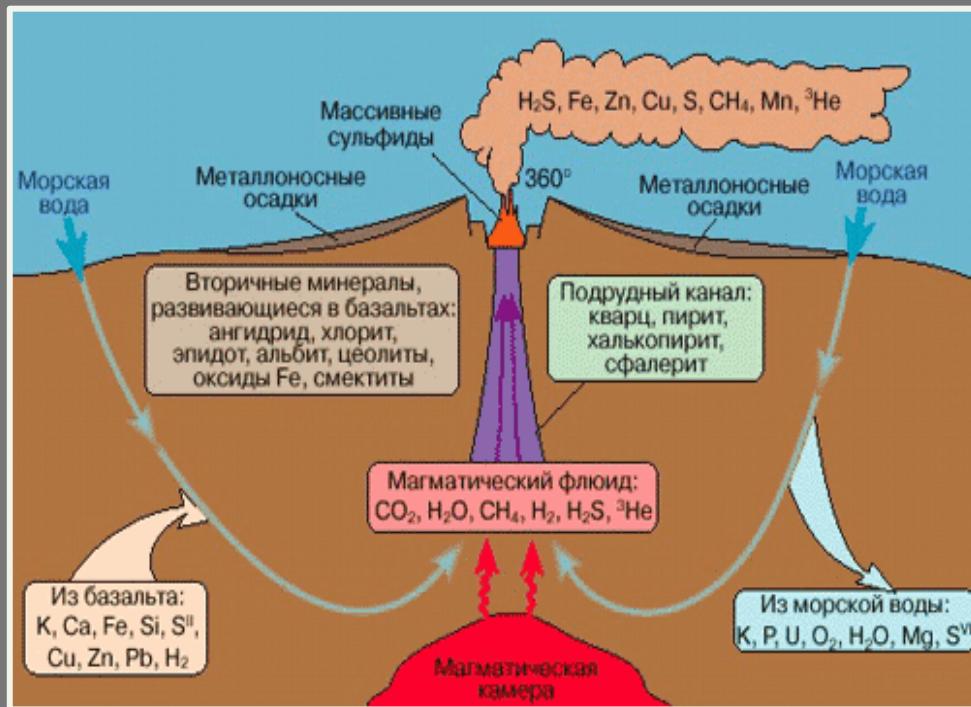


Схема геохимических процессов в гидротермальной системе срединно-океанического хребта (по данным Д.В. Гричука).

С подводной вулканической деятельностью генетически связаны колчеданные и стратиформные вулканогенно-осадочные месторождения.

Гидротермальные образования

Телетермальные гидротермальные образования не имеют видимой связи с магматизмом. Принято считать, что это растворы, далеко («теле-») ушедшие от своего непосредственного источника. Такая минерализация нередко приурочена к зонам глубинных разломов. К этому типу относятся месторождения флюорита, Hg, Sb, As. Наиболее известны - киноварные (ртутные) и антимонит-киноварные (сурьмяно-ртутные) месторождения, такие, как Хайдаркан, Кадамджай (Средняя Азия), Акташ (Горный Алтай), Никитовское (Украина).

*По температурам образования
тепломеральные ассоциации
являются низкотемпературными.*



Киноварь. Никитовка, Украина

Метаморфические процессы

- *Космогенный (ударный) метаморфизм*
- *Эндогенный метаморфизм, подразделяющийся на региональный и контактовый (ороговикование)*

Региональный метаморфизм – одно из грандиозных геологических явлений в литосфере Земли.

Региональный метаморфизм – преобразование (изменение минерального состава, текстур и структур) горных пород любого генезиса в результате изменения физико-химических условий (Р-Т) в ходе погружения или подъема крупных блоков (отсюда название – региональный) земной коры.

Факторы, определяющие степень метаморфизма, – *температура, давление, присутствие летучих*. Верхний предел регионального метаморфизма - это Т образования магматического расплава, которая зависит от состава пород и их насыщенности водой (~700 для кислых и ~1000°C для основных пород).

Метаморфические процессы

Общее направление метаморфических процессов при увеличении Т и Р – перекристаллизация (обычно с укрупнением минеральных индивидов), уплотнение, обезвоживание:

с увеличением давления образование минералов с всё более плотными структурами, нередко с увеличение КЧ элементов в структурах минералов; последовательное уменьшение роли воды (и углекислоты) в минералах с ростом температуры.

Метаморфизм глин:

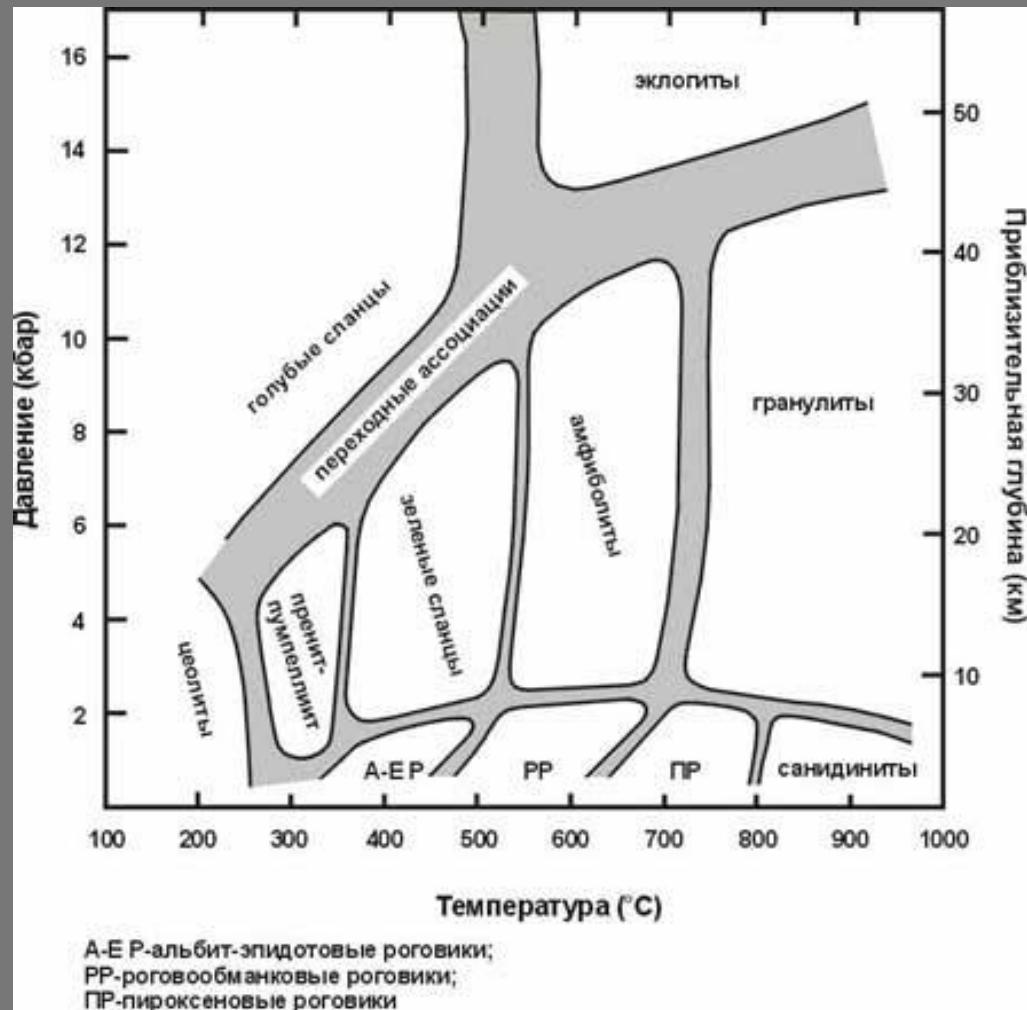


Метаморфические процессы

По степени интенсивности весь процесс метаморфизма может быть разделен на РТ-области, которым будут соответствовать свои определенные минеральные ассоциации.

Этим стадиям с их характерными минеральными ассоциациями отвечают фации метаморфизма.

Фация метаморфизма – область термодинамической устойчивости метаморфических пород, выделяемая относительно факторов метаморфизма – Р, Т, флюидного режима. Метаморфические фации выделяют для метабазитов, метапелитов и карбонатных пород.



Метаморфические фации называются по характерным минералам, либо характерному облику пород.

Степени метаморфизма.

Низкая ступень метаморфизма (низкоградный метаморфизм)

- присутствие водосодержащих минералов, спанцеватые текстуры, относительно небольшая прочность пород, в породах могут сохраняться полости

Средняя ступень метаморфизма

- возможно частичное плавление пород

Высокая ступень метаморфизма

- развиты безводные минералы, текстуры гнейсовидные, массивные, широко проявлено плавление пород, высокая прочность пород

Низкоградный метаморфизм

Продукты низкоградного метаморфизма (НГМ) широко распространены в складчатых областях. НГМ проявлен и в пределах древних платформ.

Параметры ЦФ: T 150–290°, P 1–5 кб.

Параметры ППФ: T 270–340°, P 2–6 кб.

Метаморфиты с ассоциациями кварца (или халцедона, или низкого кристобалита) с Na и Na-Са цеолитами представляют низкотемпературную (\sim 150-220°C) часть ЦФ, метаморфиты с ломонитом – высокотемпературную (\sim 220-290°C) часть ЦФ.

При повышенной Т (обычно \sim 270-300° С) ломонит сменяют пренит и пумпеллиит; эта смена отвечает границе пренит-пумпелиитовой фации (ППФ).

НГМ – флюидодоминирующий!

Низкоградный метаморфизм

Обычно процессы низкоградного метаморфизма проходят при повышенном $f\text{O}_2$. Для них характерны минералы с Fe^{3+} : эпидот, селадонит, гётит, гидроандрадит, гематит, лепидокрокит. Золотистые и красноватые окраски агатов ЦФ обусловлены тонкодисперсными гётитом и лепидокрокитом.

Преобладающая часть серы связана в сульфатах (ангидрит и др.), чем обусловлена подвижность Cu в растворах и, соответственно, наличие самородной меди в метабазитах и окружающих их породах.

Особенностью НГМ является обычно низкое Р СО₂. При более высоком Р СО₂ цеолиты, пренит и пумпеллиит не устойчивы, вытесняются карбонатами и смектитами (или минералами группы каолинита, минералами кремнезёма).

Низкоградный метаморфизм

При НГМ особо *неустойчивы* вулканическое стекло, оливин, ортопироксен, а также основные плагиоклазы, титаномагнетит, ильменит, K-На полевые шпаты; относительно *устойчивы* хромшпинелиды, авгит, амфиболы.

Титаномагнетит и пирротин при метаморфизме растворяются, поэтому магнитная восприимчивость метаморфитов низкая и сильно изменчивая по площади из-за неравномерности проявления НГМ.

Продукты разложения плагиоклазов – альбит, пренит, ломонит, стильбит и иные цеолиты, клиноцизит и др. При разложении плагиоклазов выносится В, что приводит к формированию борной минерализации НГМ (датолит, аксинит).

При замещении магматических плагиоклаза, пироксенов, стекла и т.п. цеолитами, селадонитом, хлоритами высвобождается масса кремнезема, за счет которого образуются типичные для метавулканитов вторичные **кварц и халцедон (агаты)** в миндалинах или в трещинах пород.

Типичный парагенез низкотемпературной части цеолитовой фации – анальцим и натролит (данные Спирионова Э.М.)



Кристаллы анальцима в пустотах выщелачивания среди метабазальтов. Озёрное, Тунгуска



Натролит. Wessels mine,
Калахари, ЮАР

Типичные минералы среднетемпературной части цеолитовой фации – шабазит, гейландин (данные Спиридонова Э.М.)



Ржепчице, Чехия



Snake River,
Орегон, США.



Гейландин+селадонит в трапах –
метабазальтах Параны. Уругвай

Типичные минералы среднетемпературной части цеолитовой фации – стильбит, апофиллит (данные Спирионова Э.М.)



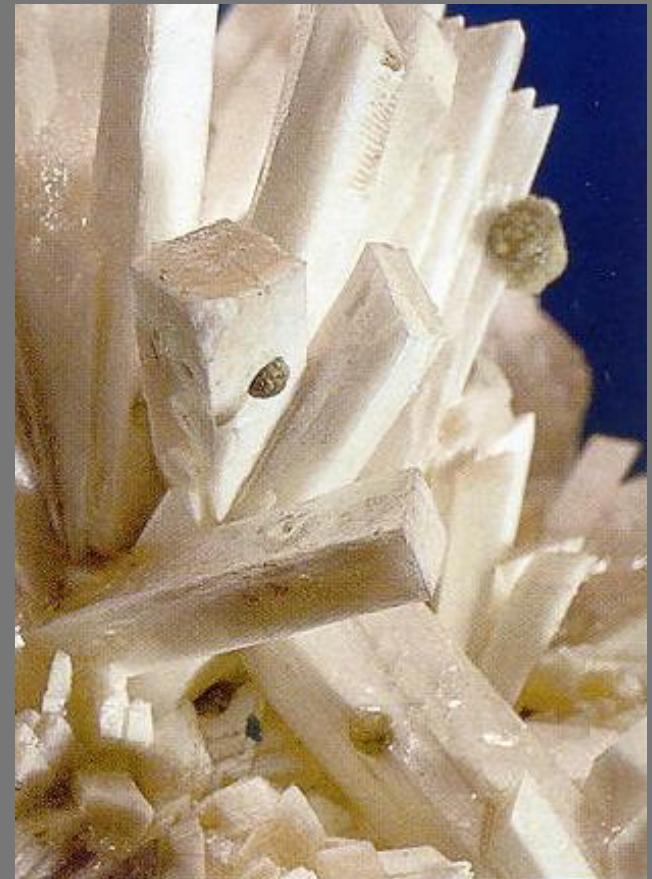
Траппы метабазальтов Декана, Индия

Типичный минерал высокотемпературной части цеолитовой фации – ломонит (данные Спиридонова Э.М.)

Ломонит $\text{Ca}_4[\text{Al}_8\text{Si}_{16}\text{O}_{48}]\cdot 18\text{H}_2\text{O}$, мон.; около 30% объёма минерала занимает вода!

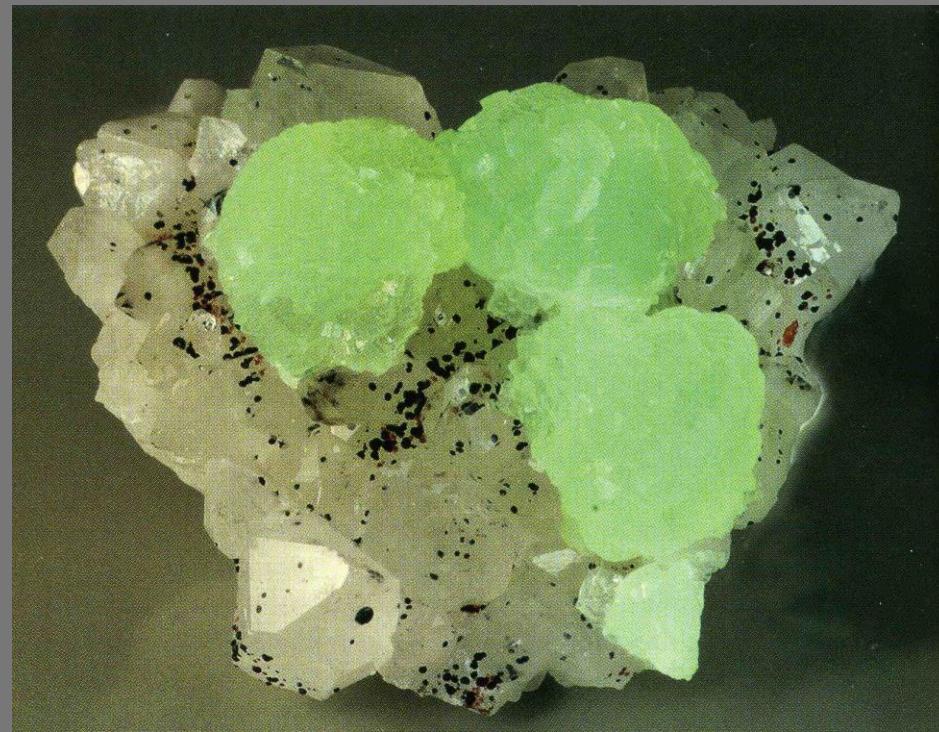


В метабазальтах. Петропавловское



Длина кристаллов 30 мм.
Malad.Бомбей, Индия

Типичный минерал высокотемпературной части цеолитовой фации – железистый пренит
 $\text{Ca}_2(\text{Al},\text{Fe}^{3+})[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH})_2$ (данные Спирионова Э.М.).



Goboboseb Mountains, Намибия

Пренит и бабингтонит на датолите среди метабазальтов. 40x40 мм

Цеолитовая фация. Типичный минерал – исландский шпат



Нидым р., р. Ниж. Тунгуска, Ср.
Сибирь,

Адырбутское м-ние,
Эрзинский р-н, Тува, юг
Ср. Сибири,

Типичные минералы цеолитовой фации



Моховой агат. Бразилия



Monte Olivetto.Италия



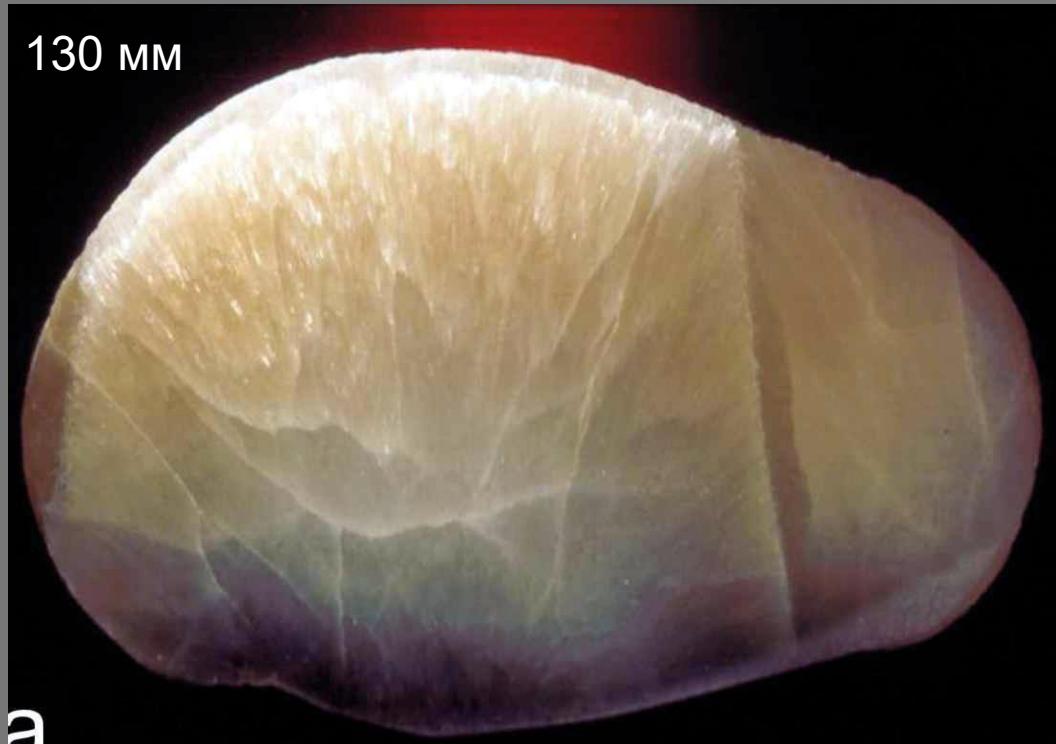
Самородная медь Верхнего Озера

Типичные минералы цеолитовой фации



Минералы ППФ. Пренит $\text{Ca}_2\text{Al}[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH})_2$

130 мм



a

Миндалина выполнена агрегатами пренита.
Река Никченда. Метабазальты ППФ
Норильского региона.

Восточно-Сибирская платформа.
Р. Тонингда



Rauschermuhle, Пфальц



Минералы ГПФ. Пумпеллиит-(Mg)

$\text{Ca}_2\text{Mg}(\text{Al},\text{Fe})_2[\text{SiO}_4][\text{Si}_2\text{O}_7](\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$



Иглы пумпеллиита до 3 мм
Окиер, Намакваленд, ЮАР

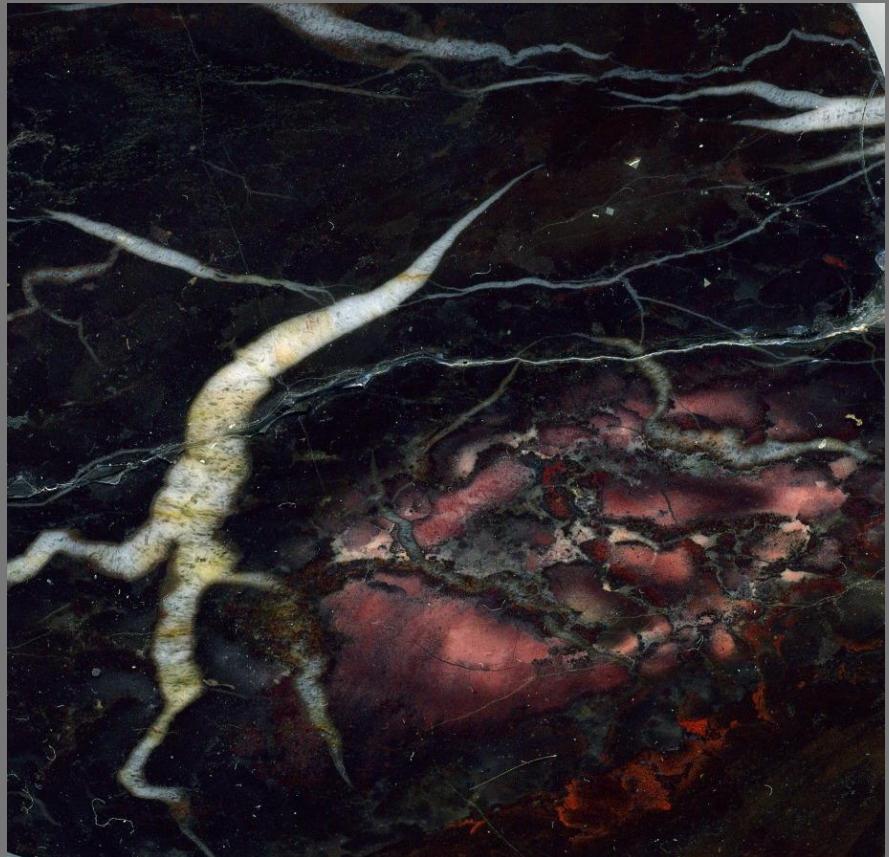


ЮЗ Германия



Пумпеллиит, хлорит, кварц, эпидот.
Метаграниты San Priamo

ППФ – фация яшмовая.



Трешины гидроразрыва выполнены кварцем

Фация зелёных сланцев

Переход от метаморфитов ППФ к метаморфитам ФЗС фиксируется исчезновением пренита и пумпеллиита, которые сменяются эпидотом-клиноцизитом, tremолитом - актинолитом и хлоритом; в жильных образованиях аксинит сменяется турмалином.



Параметры ФЗС – Т 350°-450° С, Р 2-3 - 10 кб, обычно 3-8 кб.

В наиболее высокотемпературной части ФЗС в метапелитах, обогащённых железом, появляется альмандин в ассоциации с хлоритом. В ФЗС в метапелитах, обогащённых марганцем, появляется спессартин.

Самоцветы, возникшие в условиях ФЗС - хризолит, родонит.

Амфиболитовая фация

Переход от метаморфитов ФЗС к метаморфитам АФ фиксируется исчезновением альбита, пирофиллита, большей части хлоритов и tremolита-актинолита, которые сменяются олигоклазом-андезином, роговой обманкой (феррогорнблендит, магнезиогорнблендит, далее эденит, паргасит до чермакита), появляются альмандин, ставролит, кордиерит.

Параметры АФ – Т 450° - 700° С, Р 3-4 - 11 кб, обычно 4-8 кб.

АФ отчётливо делится на две субфации – более **низкотемпературную** эпидот-амфиболитовую и более **высокотемпературную** собственно амфиболитовую (без эпидотовую).

Для метапелитов АФ характерны андалузит (для невысоких давлений) и кианит (для высоких давлений), с которыми ассоциируют ставролит и кордиерит; в высокотемпературной части АФ их сменяет силлиманит. В метаморфитах АФ широко развит мусковит, нередок парагонит.

Чрезвычайно характерен альмандин (часто марганцовистый), в составе которого с ростом Р–Т повышается содержание пиропового минала от первых до 15-20 %.

Амфиболитовая фация

Самоцветы, возникшие в условиях АФ - рубин, сапфир, нефрит, скapolит, кордиерит, альмандин, цаворит (ванадистый гроссуляр), уваровит, эпидот, танзанит (ванадистый цоизит), турмалин, нууммит - иризирующие ламеллярные срастания жедрита и антофилита.



Альмандин. Кительское месторождение, Питкярантский район, Южная Карелия



Танзанит. Merelani Hills
(Mererani), Tanzania
<https://www.mindat.org/>

Амфиболитовая фация

В высокотемпературной части АФ породы могут испытывать частичное или полное плавление.

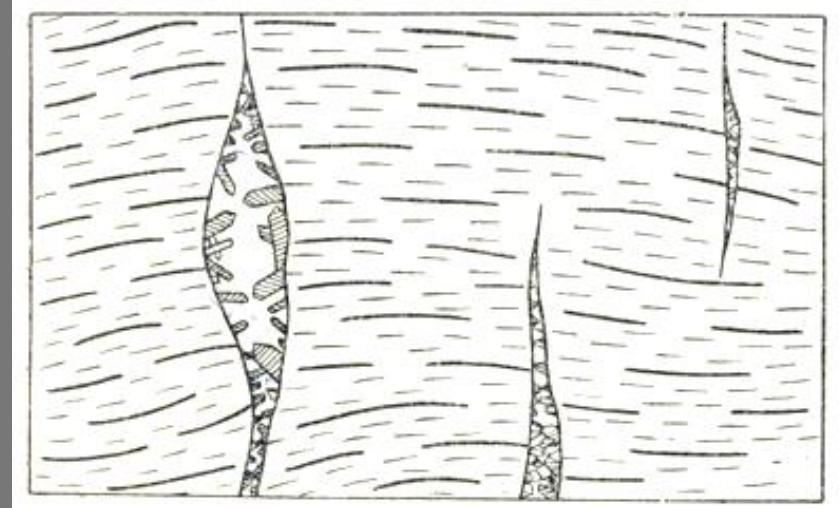
Поэтому среди метаморфитов высокотемпературной части АФ широко распространены мигматиты и мигматизированные породы.

Мигматиты п-ва Ристиниеми,
Питкяранта, Ю.Карелия



Жилы альпийского типа

Альпийские жилы – гидротермальные жилы, развитые в массивах метаморфических пород амфиболитовой фации и фации зелёных сланцев в ядрах складчатых сооружений, которые испытывают медленное вздымание.



Жилы альпийского типа выполняют отдельные трещины и системы трещин гидроразрыва среди метаморфитов.

Минеральный состав альпийских жил обычно соответствует минеральному составу окружающих метаморфитов (кварц, адуляр, альбит, эпидот, ферроаксинит, апатит, титанит, первовскит, рутил, анатаз, брукит, флюорит, ильменит, гематитовые “розы”).

Гранулитовая фация

Переход от метаморфитов АФ к метаморфитам ГФ фиксируется появлением ортопироксенов, с которыми ассоцииируют клинопироксены, калишпат-пертит, титаномагнетит, рутил, ильменит, пироп-альмандин (в метапелитах) и гроссуляр-пироп-альмандин (в метабазитах).

Параметры ГФ – Т 700°-1100°C, Р от 3-15 кб, обычно 4-10 кб.

ГФ делится на *роговообманково-гранулитовую* и более высокотемпературную *пироксен-гранулитовую* (без амфиболов, биотита, мусковита) субфации.

Почти во всех типах метаморфитов ГФ стабилен β -кварц. Углеродистое вещество в метаморфитах ГФ представлено графитом, который предельно упорядочен и представлен политипом 2Н.

Среди метапелитов ГФ обильны мигматиты гранитного состава.

Типичные самоцветы – рубин, сапфир, пироп-альмандин, кианит, шпинель.

Гранулитовая фация. Корунд



Звёздчатый рубин с тончайшими иглами
распада рутила. Шри Ланка - Цейлон



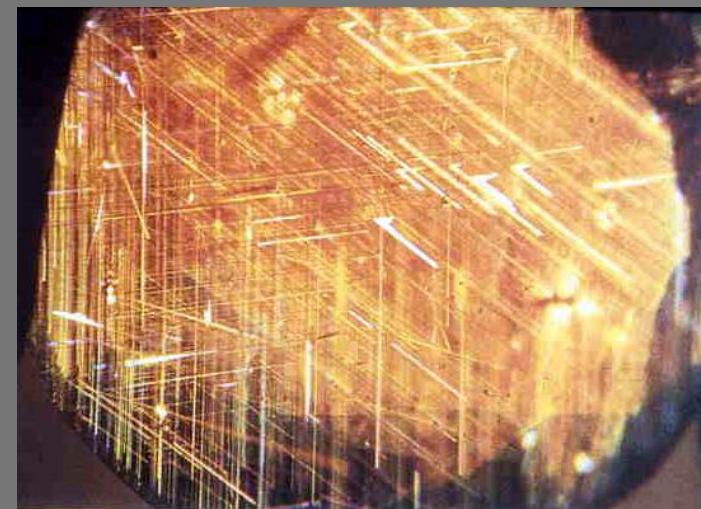
Жёлтый сапфир 110x55x34 мм.
Ratnapura, Sri Lanka - Цейлон

Гранулитовая фация. Пироп-альмандин

В метапелитах ГФ широко развиты пироп-альмандин, который содержит 25-55 % пиропового минала.

Ювелирного качества пироп-альмандин распространён в участках перекристаллизации гранулированных гнейсов Балтийского щита,

Центральной Африки. В гранулитах Индии развиты крупные кристаллы звёздчатого пироп-альмандина, обычно в виде шестилучевой звезды, что обусловлено наличием ориентированных ламелей рутила и/или ильменогематита - продуктов распада высокотемпературного твёрдого раствора.



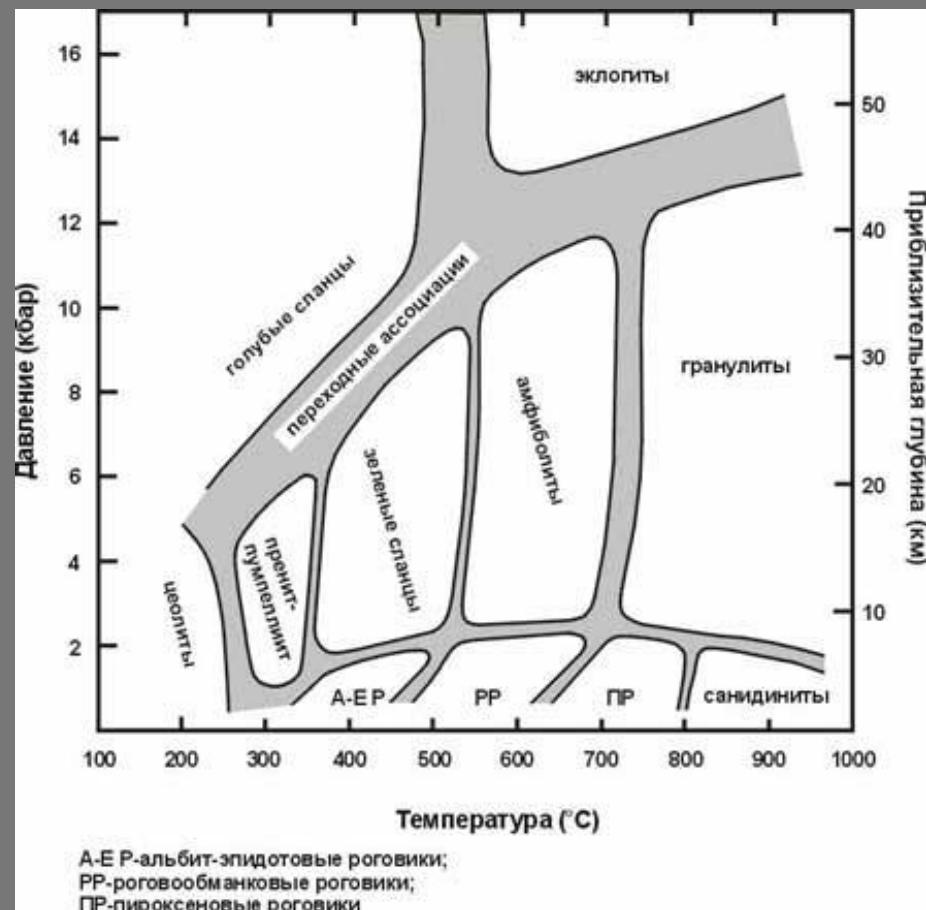
Звёздчатый пироп-альмандин
метаморфитов Индии

Ультравысокобарный (фация голубых сланцев, эклогитовая фация) метаморфизм.

Как правило, прогрессивный метаморфизм *фации голубых сланцев* захватывает породы океанской коры в зонах субдукции.

Параметры ФГС – температуры от немногим более 100⁰ до 400⁰ С, давления 5-15 (до 20) кб.

Характерные минералы (для метабазитов) – глаукофан
 $\square Na_2(Mg_3Al_2)[Si_8O_{22}](OH)_2$, лавсонит $CaAl_2Si_2O_7(OH)_2 \cdot H_2O$, цоизит (эпидот), хлорит, альбит, арагонит.



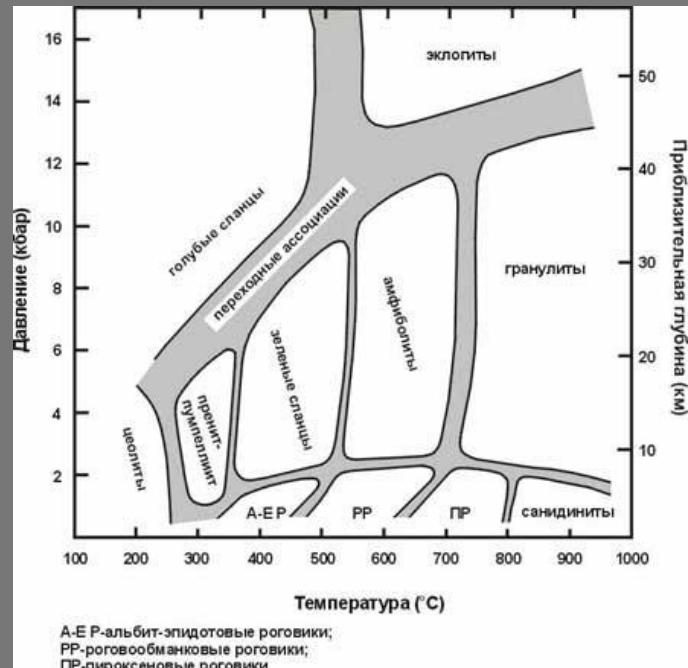
Ультравысокобарный (фация голубых сланцев, эклогитовая фация) метаморфизм.

Эклогитовая фация.

Типичные минералы (для метабазитов) – гранат (гроссуляр-альмандин-пиропового состава), омфацит, кианит, рутил.

Эклогитовые ксенолиты характерны для кимберлитов.

Полиморфные переходы: кварц-коэсит, графит-алмаз.



Экзогенные процессы

Экзогенные - процессы, развивающиеся на поверхности Земли или в непосредственной близости от поверхности под влиянием энергии Солнца, воды, ветра, свободного кислорода и CO₂ атмосферы.

В 20-годы XX в. А. Е. Ферсман предложил термин "гипергенный" для экзогенных образований, генетически связанных с процессами выветривания, т.е. сформировавшихся в обстановке низких температур (+25° С) и давлений (1 атм.) при активном участии воды, насыщенной атмосферными газами, прежде всего кислородом.

К гипергенным, в первую очередь, были отнесены процессы окисления рудных месторождений полезных ископаемых, а также формирование кор выветривания и почв. Осадочные образования, характеризующиеся большой спецификой осаждения и диагенеза осадков, остались представителями "негипергенного" экзогенеза.

Важнейшие экзогенные процессы минералообразования:

- Осадкообразование – механические, хемогенные и биогенные осадочные породы
- Процессы выветривания и окисления - коры выветривания, зоны окисления
- Инфильтрационные процессы
- Криогенные процессы
- Карст

Осадочный процесс минералообразования

Переносимые реками (в растворенном или твердом взвешенном состоянии) продукты выветривания участвуют в осадочном процессе минералообразования. Помимо них в осадочном процессе участвуют растворенные в морской (озерной) воде вещества и отмершие остатки организмов.

Твердые продукты выветривания (обломки), снесенные в море, откладываясь на его дне на разном расстоянии от берега (*терригенные осадки*). Это в основном гравий, песок и глинистые частицы. Образование новых минералов происходит путем выпадения осадка из истинных или коллоидных растворов **хемогенным** (т.е. химическим) способом.

Изменения, происходящие в осадке, называют диагенезом.

Осадок состоит из обломочных частиц, химических и биогенных продуктов осадконакопления, насыщен водой, бактериями. В процессе жизнедеятельности бактерий, разложения органического вещества постепенно расходуется кислород, среда становится все более восстановительной, меняется pH иловых растворов, осадок подвергается изменениям, в нем происходят различные минеральные превращения. В стадию диагенеза за счет этих процессов образуются конкреции сульфидов (пирит, марказит), карбонатов (сидерита и др), фосфорита, кремневые стяжения и т.д.

Осадочный процесс минералообразования

Осадконакопление происходит *в бассейнах нормальной и повышенной солености.*

Бассейны нормальной солености – это открытые моря.
Бассейны повышенной солености – замкнутые водоемы (лагуны, заливы, соленые озёра), где скорость испарения превышает скорость поступления новых порций раствора.

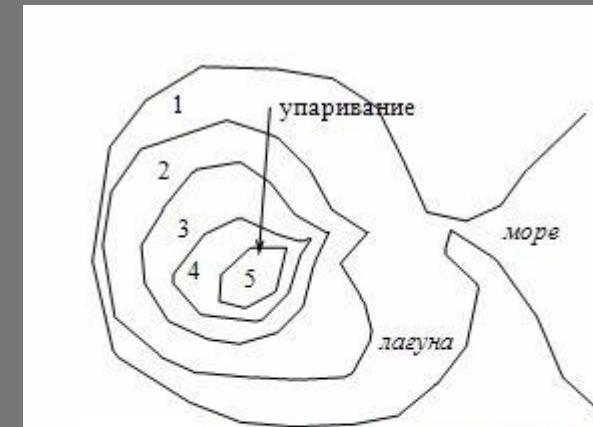
Все наиболее значительные скопления солей связаны с краевыми прогибами платформ. В истории Земли наиболее значительный галогенез проходил в кембрийскую, сиуро-девонскую, пермскую (!), верхнеюрско-нижнемеловую и палеоген-неогеновую эпохи.

Осадочный процесс минералообразования

Порядок выпадения солей в бассейнах повышенной солености зависит от их растворимости, концентрации в растворе, температуры раствора и времени кристаллизации, присутствия других солей.

Нормальная стратиграфическая колонка соляных отложений

- Карбонатная зона (кальцит, арагонит)
- Гипс-ангибитовая зона с карбонатами
- Галитовая зона
- Зона сульфатов магния (эпсомит, полигалит и др.)
- Сильвиновая
- Карналлитовая
- Бишофитовая
- Боратная (?)



Порядок осаждения минералов по мере упаривания морской воды в лагуне.

1. Испарение + отложение карбонатов.
2. Осаждение гипса/ангибитита. 3. NaCl + KCl + гипс.
4. NaCl + KCl + полигалит.
5. Калийные соли + соли Mg + бораты

Инфильтрационные процессы минералообразования

Породы и первичные руды, выведенные к поверхности Земли, становятся химически неустойчивыми. Часть соединений, в т.ч. и металлических, при этом переходит в раствор грунтовых вод и мигрирует по трещинам и порам горных пород. В образовании инфильтрационных месторождений важное значение имеют геохимические барьеры.

Геохимические барьеры - участки в которых на коротком расстоянии происходит резкое уменьшение интенсивности миграции, приводящее к концентрации химических элементов (А.И. Перельман). Важнейшую роль играют физико-химические барьеры (окислительно-восстановительные, щелочные, кислотные и др.)

Залежи инфильтрационных месторождений располагаются, как правило, близ уровня грунтовых вод (на глубине до нескольких десятков – сотен метров) и имеют пластовую форму. К инфильтрационным принадлежат месторождения руд урана, меди, ванадия.

Формирование кор выветривания

Главный агент химического выветривания - вода. Химическая активность природных вод зависит от содержания O^{2-} , CO_2 , SO_4^{2-} , гуминовых кислот, NH_4^+ , галогенидов, поступающих из атмосферы, из выветривающихся пород, разлагающихся организмов или из вулканических эманаций.

Совершенно иные термодинамические условия приводят к тому, что глубинные минералы, попадая на поверхность, оказываются здесь неустойчивыми.

Среди минералов ряда Боуэна наиболее устойчив в поверхностных условиях кварц, наименее - оливин. Основные плагиоклазы гораздо легче выветриваются, чем кислые. Очень неустойчивы сульфиды.

При выветривании происходит:

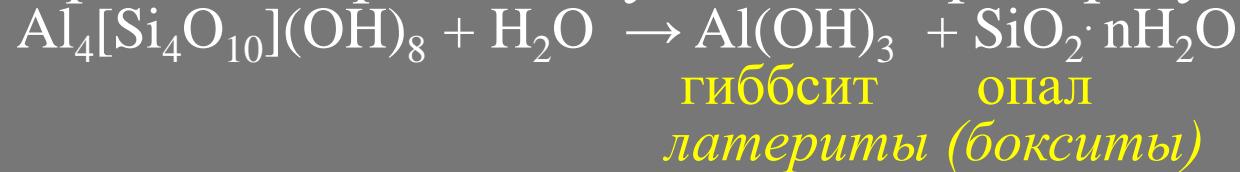
- смена валентности элементов, находящихся в низших степенях окисления (S^{2-} , Fe^{2+} , Mn^{2+} , Cr^{3+} , As^{3+} , V^{3+} и др.)
- вынос легкорастворимых компонентов K^+ , Na^+ , Ca^{2+} и Mg^{2+}
- накопление труднорастворимых продуктов - Al_2O_3 , Fe_2O_3 , SiO_2 .

Коры выветривания

Гидролиз силикатов и алюмосиликатов в корах выветривания:



При благоприятных условиях преобразуется и каолинит:



Интенсивность процессов выветривания зависит от климатических условий:

- в умеренном климате до стадии образования гидрослюд;
 - во влажном теплом климате до стадии образования каолинита;
 - в тропическом климате до стадии образования латеритов.

Минеральный состав руд месторождений, связанных с корами выветривания

Тип месторождения	Главные минералы	Второстепенные минералы
Каолинитовые	Каолинит, галлуазит, монтмориллонит, гидрослюды	Кварц, халцедон, опал, оксиды и гидроксиды Fe, рутил, циркон
Бокситовые	Диаспор, бемит, гиббсит	Каолинит, оксиды и гидроксиды Fe
Бурых железняков	Оксиды и гидроксиды Fe	Оксиды и гидроксиды Mn, нонtronит, каолинит
Силикатно-никелевые	Ni-нонтронит, гарниерит, галлуазит, серпентин, гидроксиды Fe, Mn Co, карбонаты, халцедон, опал	Шпинелиды, хлорит, оливин, пироксены

МИНЕРАЛОГИЯ ЗОН ГИПЕРГЕНЕЗА РУДНЫХ М-НИЙ

Зона гипергенеза рудных месторождений – это зона взаимодействия руд и вмещающих их пород с поверхностными агентами, в первую очередь с поверхностными водами.

В зоне гипергенеза происходят кардинальные изменения вещественного (химического и минерального) состава первичных руд (особенно значительные для сульфидных, арсенидных и т.д.).

Происходит смена халькогенидов в основном кислородными соединениями, поэтому для зоны гипергенеза рудных месторождений в большинстве случаев справедлив и термин «**зона окисления**». Здесь принципиально меняется не только минералогия и геохимия руд, но нередко также морфология и условия залегания рудных тел.

МИНЕРАЛОГИЯ ЗОН ГИПЕРГЕНЕЗА РУДНЫХ М-НИЙ

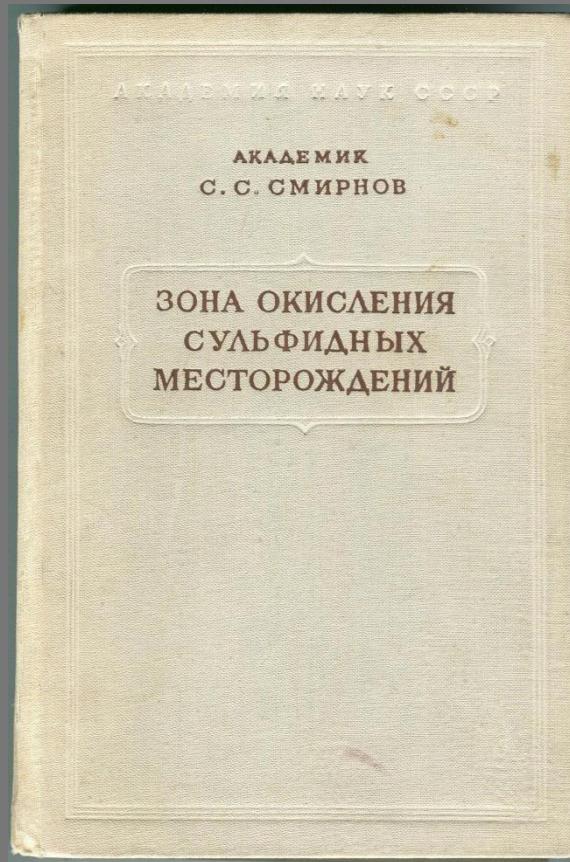
Окисленные руды, сформировавшиеся в зоне гипергенеза, играли на протяжении всей истории человечества огромную роль в деле добычи меди, цинка, свинца, золота, до сих пор весьма важны в урановой промышленности. Тем не менее, их систематическое изучение началось только в XX веке.



Ханс Шнайдерхён (1887 – 1962)

Schneiderhoehn H. Die Oxidations und
Zementationszone der Sulfidischen
Erzlagerstaetten // *Fortschritte der Mineralogie,
Kristallographie und Petrographie*, 1924, 9, 67-160.

МИНЕРАЛОГИЯ ЗОН ГИПЕРГЕНЕЗА РУДНЫХ М-НИЙ



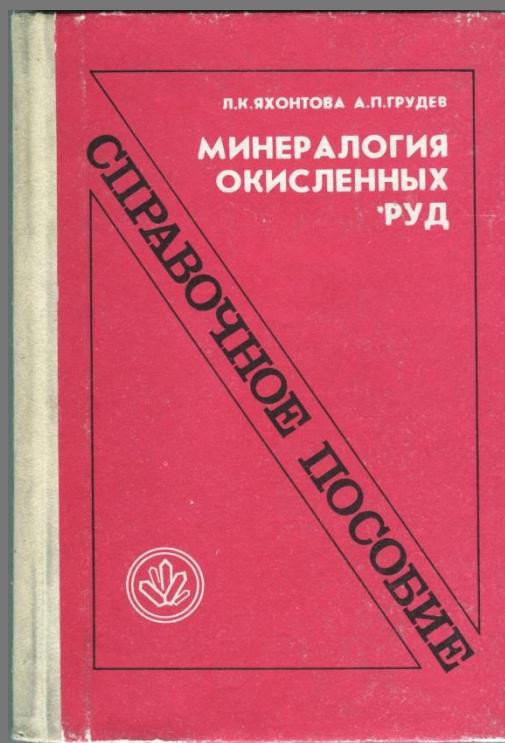
Третье издание, 1955

Сергей Сергеевич Смирнов (1895 – 1947)

МИНЕРАЛОГИЯ ЗОН ГИПЕРГЕНЕЗА РУДНЫХ М-НИЙ



Федор Васильевич
Чухров
(1908 - 1988)



Лия Константиновна
Яхонтова
(1925 - 2007)

Общие условия минералообразования в зоне гипергенеза рудных месторождений

Процессы минералообразования протекают в основном на суше, при взаимодействии первичных руд с подземными водами, атмосферными и иногда биосферными агентами.

Диапазон условий:

давление – атмосферное или очень близкое к нему;

температуры – определяются климатом, т.е. в целом не выше +50-80°C и не ниже -30-50°C, в основном же от 0 до +30°C;

pH растворов – от 1-2 до 7, реже до 8-9.

Устойчивость минералов в целом находится в соответствии с их растворимостью в водных средах при данных условиях (в первую очередь по общей кислотности и окислительному потенциалу).

Специфика минералогии и минералообразующих процессов зоны гипергенеза рудных месторождений

- Необычная геохимия: большой набор химических элементов, среди которых важную роль играют халькофильные (S, Cu, Zn, Pb, As, Sb и др.); целый ряд элементов входит в состав минералов в высоковалентных состояниях (S^{6+} , Fe^{3+} , As^{5+} , V^{5+} , Sb^{5+} , Cr^{6+} , Mo^{6+} , W^{6+} и др.).
- Существенная роль не только обычных атмосферных агентов и анионных компонентов поверхностных вод (O^{2-} , H_2O , CO_2 , Cl^-), но и свободной серной кислоты H_2SO_4 , а в некоторых случаях мышьяковых кислот ($H_3As^{5+}O_4$, $HAs^{5+}O_3$) и даже более экзотических, в зависимости от содержания в первичных рудах и рудовмещающих породах анионообразующих компонентов (V, Se, Te, Mo, W, Cr).
- Важная роль электрохимических взаимодействий в процессах разложения рудных минералов.
- Резкое усиление процессов окисления сульфидов при участии микроорганизмов.

Факторы влияющие на развитие зоны окисления

Климатические факторы:

- среднегодовая температура;
- количество осадков (влажность способствует разбавлению растворов).

Тектонический фактор:

- соотношение скорости окисления и скорости эрозии.

Химические особенности:

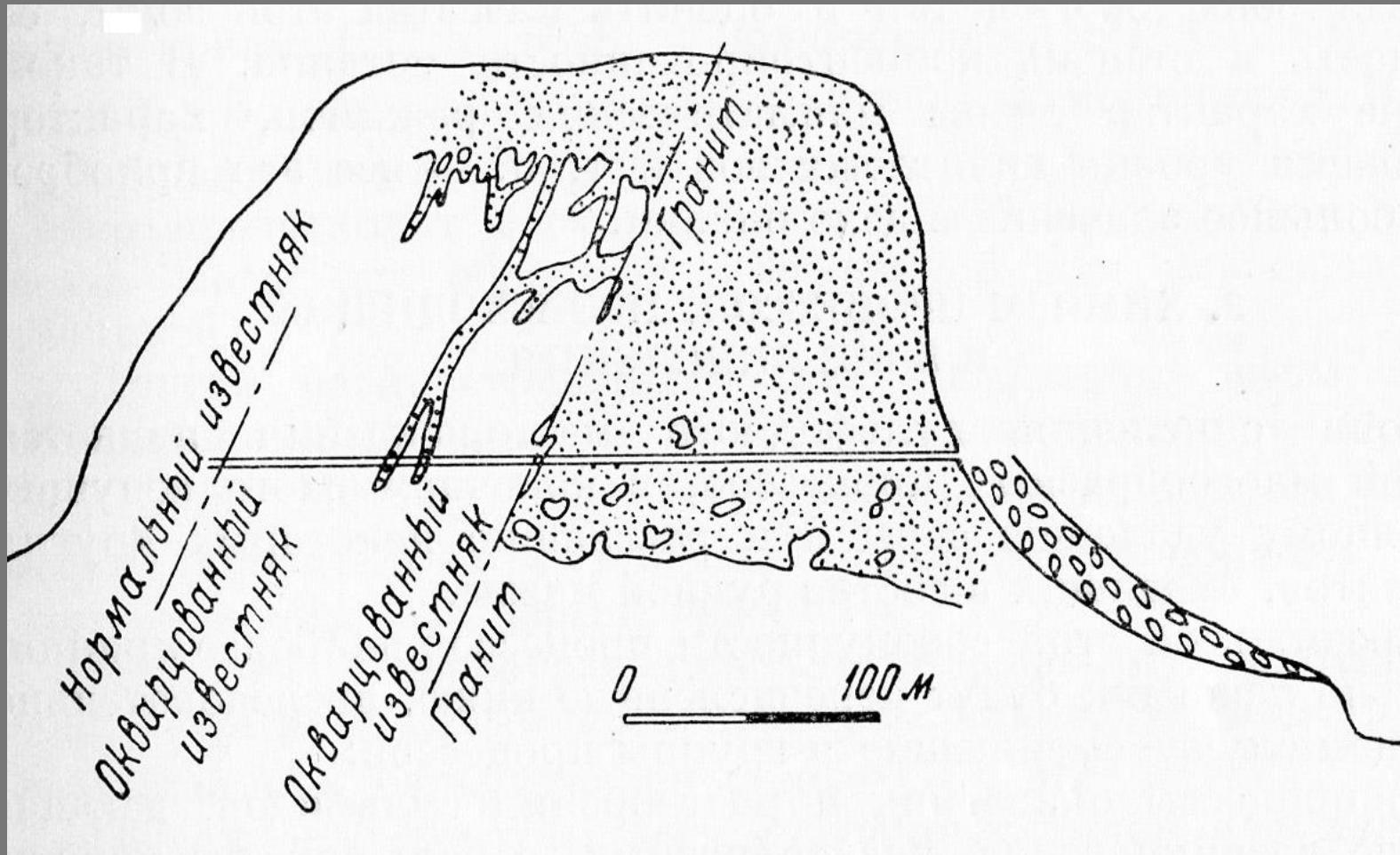
- руд и рудовмещающих пород (количество пирита, общее As:S-отношение, присутствие карбонатных пород в контакте с рудным телом и др.);
- грунтовых вод (обогащенность хлором, щелочами, углекислотой и др.).

Условия залегания руд и механические свойства вмещающих пород:

- степень равномерности водопроницаемости;
- наличие разломов, зон трещиноватости.

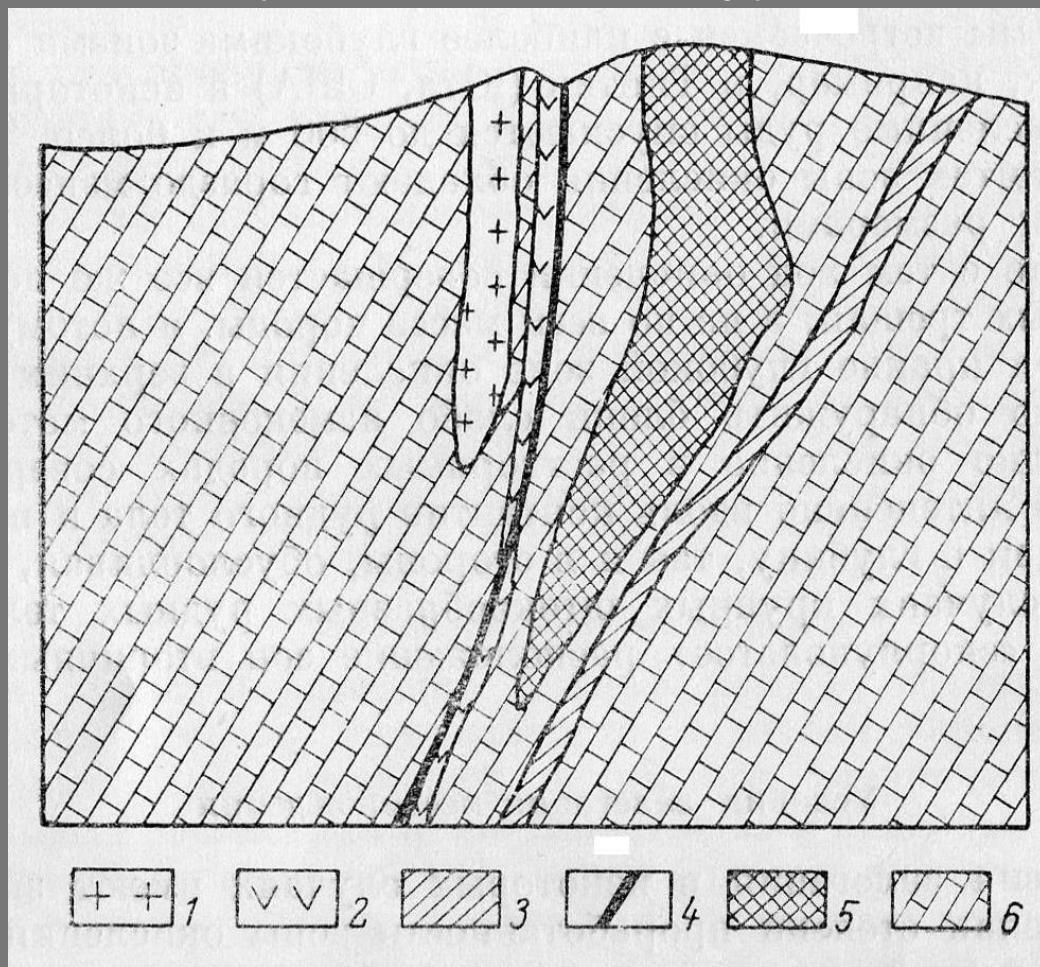
Рудник Раура, Перу

(продольный разрез вдоль главной жилы Эсперанца, по Э. Трефцгеру)



Площадь, покрытая точками, показывает область развития окисленных руд

Кадаинское месторождение, Восточное Забайкалье (по С.С. Смирнову)

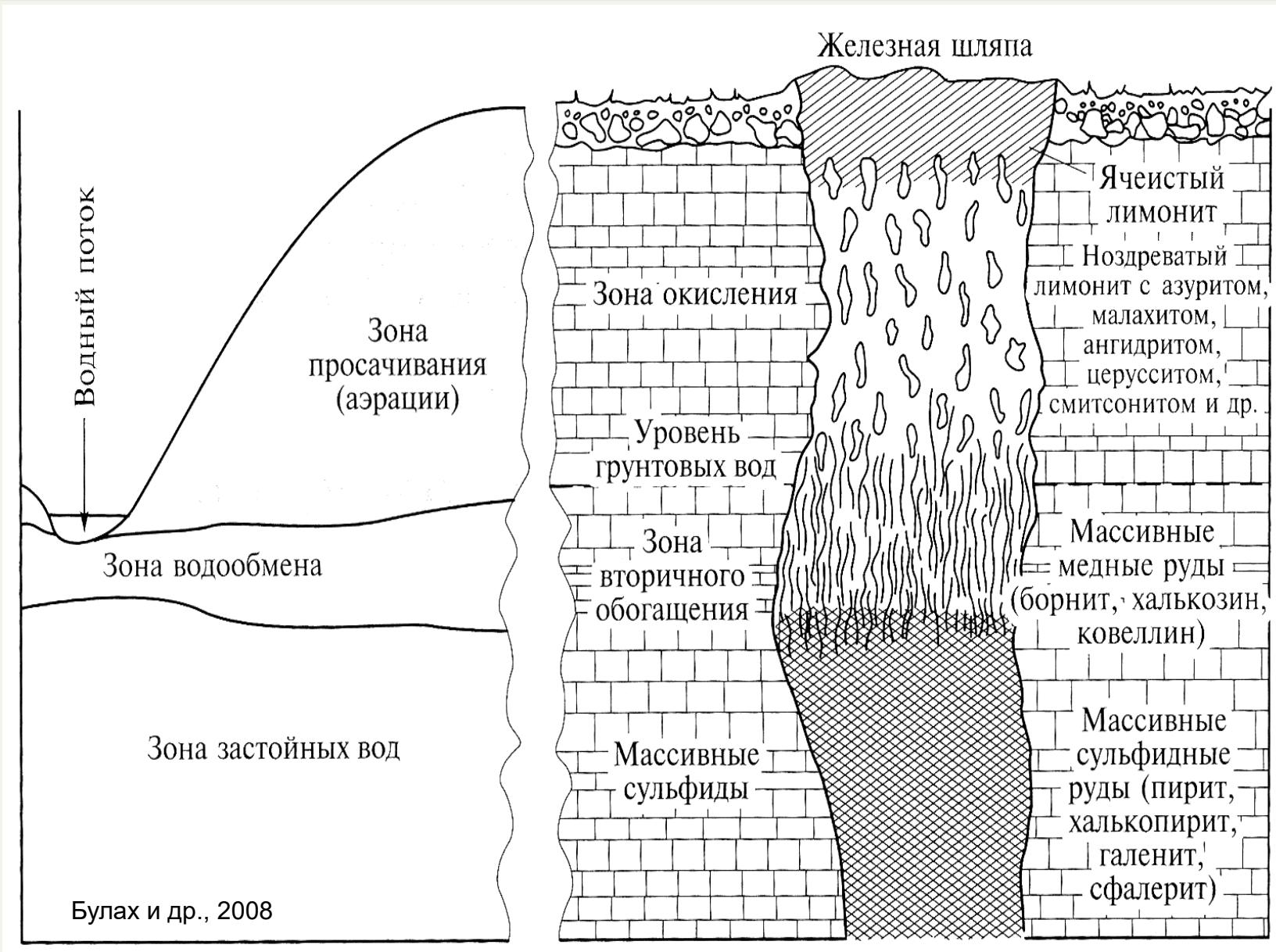


1 – гранит-порфир; 2 – лампрофир; 3 – углисто-глинистый сланец; 6 – доломиты и известняки;

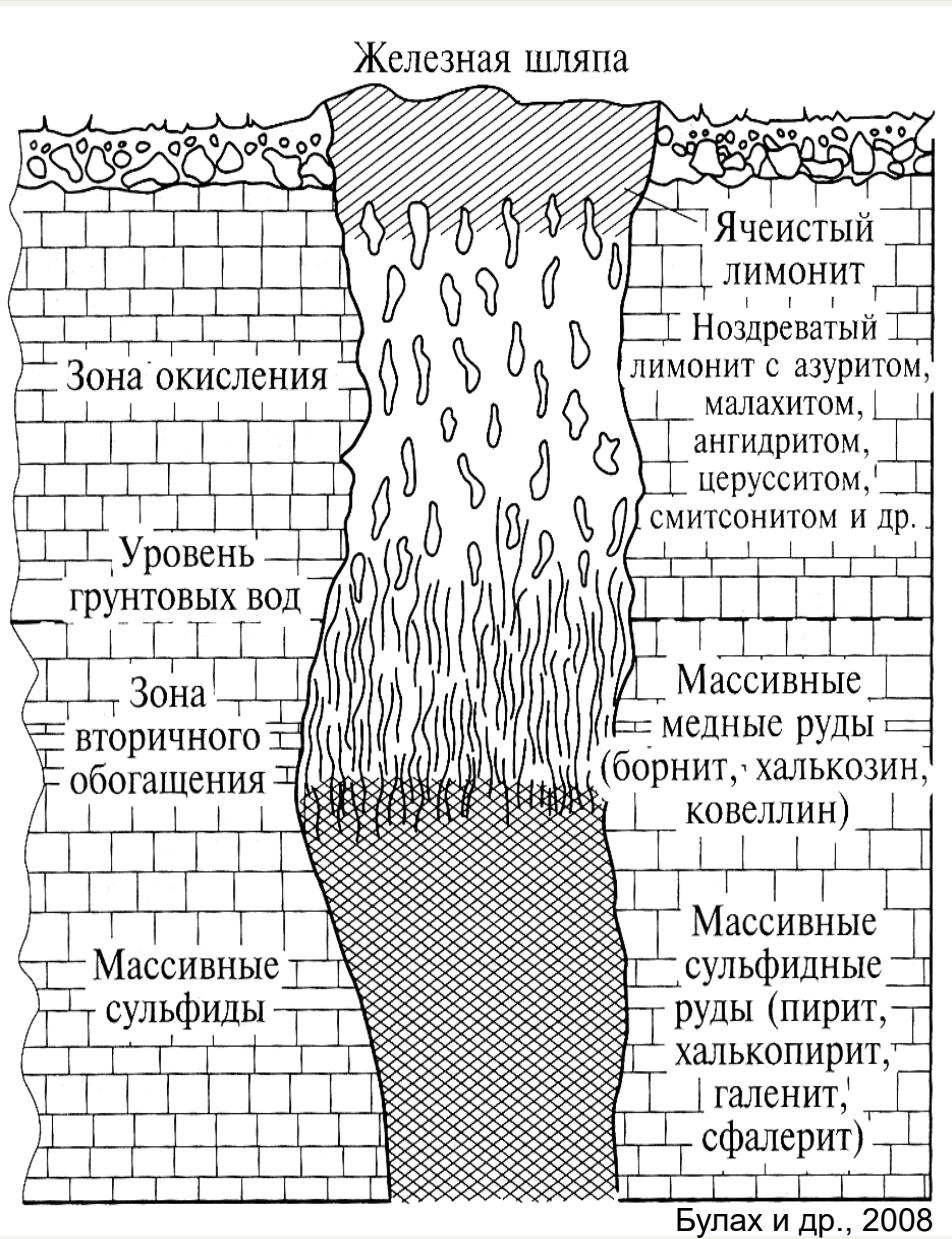
4 – резко окисленные руды Кадаинской жилы, **обогащенной пиритом**;

5 – очень мало окисленные (только в верхах) руды Осиновского штокса, **бедные пиритом** и залегающие в массивных карбонатных породах.

Зона гипергенеза сульфидных месторождений



Зона гипергенеза сульфидных месторождений

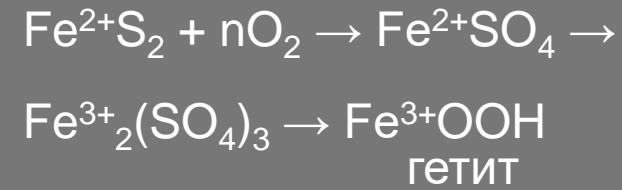


1) Сульфиды и их аналоги легко окисляются и переходят в многочисленные сульфаты, арсенаты и т.д.

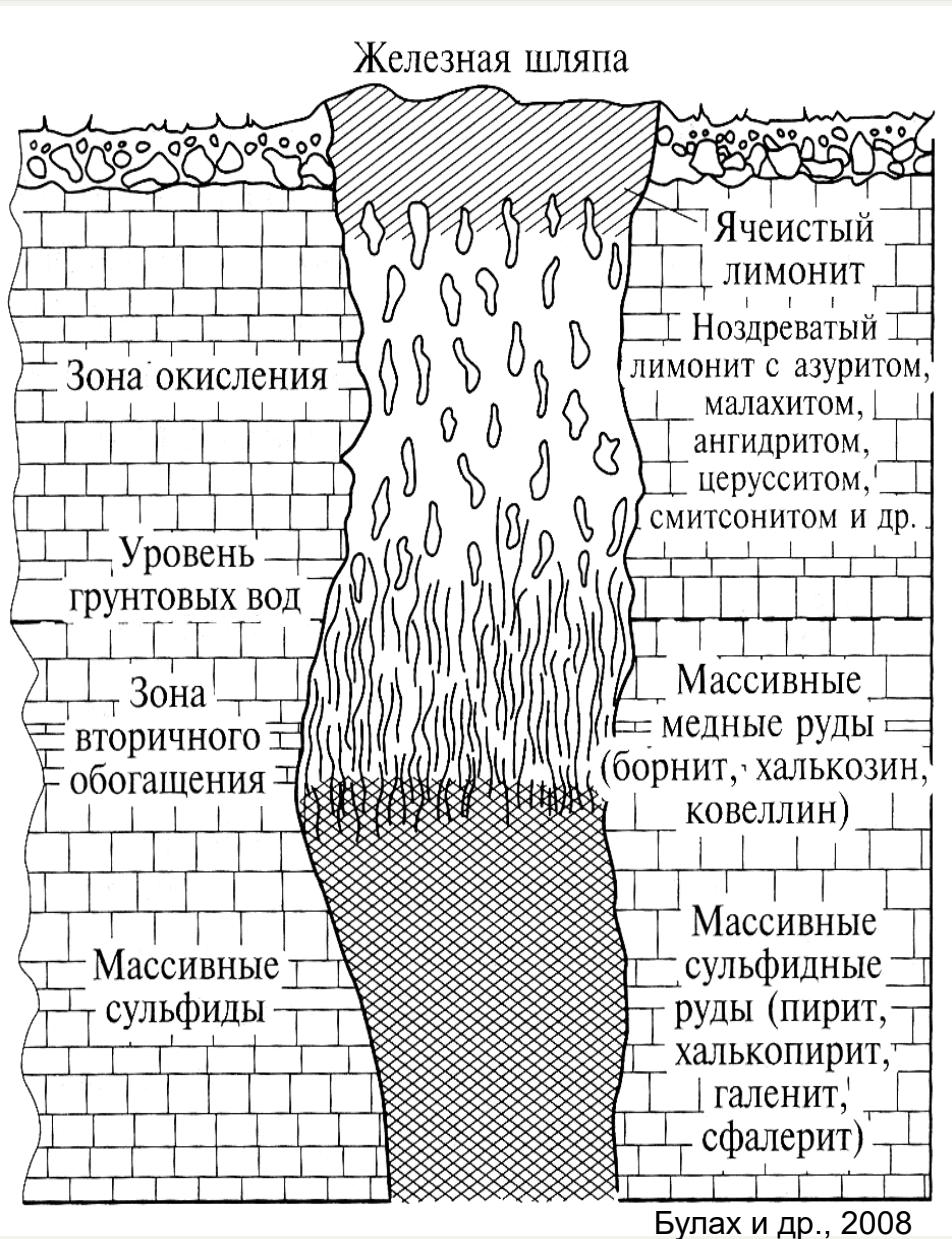


2) Сульфаты Cu, Fe, Zn растворимы и проникают в виде растворов в нижнюю часть зоны окисления.

3) В верхней части скапливаются нерастворимые соединения Fe^{3+} (железная шляпа)

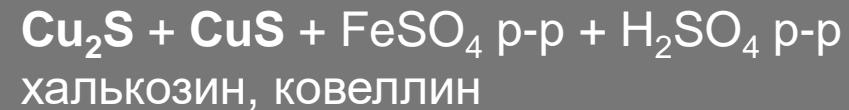


Зона гипергенеза сульфидных месторождений



Зона вторичного обогащения

Сульфатные растворы реагируют с первичными сульфидами



Зоны вторичного обогащения – богатые медные руды:

борнит 64% Cu,
ковеллин 66,5% Cu,
халькозин 80% Cu.

Стадии развития зоны окисления сульфидных руд

- 1) **начальные стадии**: преобладают водорастворимые простые сульфаты («купоросы»), реликтов сульфидов еще много;
- 2) **средние стадии**: преобладают труднорастворимые основные сульфаты, появляются уже в заметном количестве карбонаты, оксиды и гидроксиды, арсенаты и др., реликтов сульфидов уже мало;
- 3) **зрелые стадии**: сульфатов становится значительно меньше, преобладают карбонаты, оксиды/гидроксиды, развиваются минералы, содержащие анионы, привнесенные из боковых пород (силикаты, фосфаты, ванадаты и др.), реликтов сульфидов уже нет или почти нет.
- 4) **конечные, «пострудные» стадии**: остаются кремнезем, оксиды Fe и Mn, силикаты Al, а рудные компоненты (Cu, Zn, Pb, As и др.) полностью или почти полностью вынесены.

Минеральное разнообразие зон гипергенеза сульфидных месторождений

Результатом большого разнообразия первичных руд и условий протекания гипергенных процессов (в первую очередь по химизму), а также локальной неоднородности зон гипергенеза рудных месторождений является огромное разнообразие минералов:

в этой формации их известно не менее трети от всего известного сегодня количества мин. видов!

Сульфаты, арсенаты, ванадаты – большинство;

Хроматы, молибдаты, вольфраматы, теллуриты, теллураты, сelenиты, селенаты – подавляющее большинство;

Бромиды, иодиды – все известные;

Оксиды, гидроксиды, хлориды, карбонаты, фосфаты, силикаты, сульфиды, простые вещества...

Главные «нерудные» компоненты (очень кратко)

Si, Al, Mg, Mn, Ca, Na, K

На **начальных стадиях** Mg, Mn и Ca образуют водораст-
воримые сульфаты.



Эпсомит $MgSO_4 \cdot 7H_2O$



Гипс $CaSO_4 \cdot 2H_2O$

Lavrion, Греция

Главные «нерудные» компоненты (очень кратко)

Алюминий, кремний и марганец образуют *на средних и зрелых стадиях* оксиды и гидроксиды (марганец окисляется до Mn^{3+} и Mn^{4+})
Si и Al в большом количестве входят также в состав глинистых минералов, а Na, K, Mg и частично Ca – выносятся.



Каолинит $Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8$ – главный минерал зоны окисления Рубцовского месторождения, СЗ Алтай, Россия



Гибсит
 $Al(OH)_3$



Пиролюзит
 MnO_2

Lavrion, Греция

ЖЕЛЕЗО

Ведущий рудный компонент зоны гипергенеза большинства месторождений

Главные первичные минералы:

пирит FeS_2 , пирротин Fe_{1-x}S , в меньшей степени арсенопирит FeAsS , марказит FeS_2 , халькопирит CuFeS_2 и др.

карбонаты - сидерит FeCO_3 , Fe-доломит $\text{Ca}(\text{Mg},\text{Fe})(\text{CO}_3)_2$, анкерит $\text{CaFe}(\text{CO}_3)_2$

оксиды: магнетит FeFe_2O_4 , гематит Fe_2O_3

силикаты (пироксены, амфиболы, гранаты, биотит)

Наиболее важен пирит, поскольку именно окисление этого дисульфида (как и марказита) уже на первой стадии дает свободную серную кислоту:



Все остальные сульфиды (не только железа) с отношением $M\text{e:S}$, близким к 1 (или >1), дают только сульфаты, например:



ЖЕЛЕЗО

«Купоросная» стадия



Мелантерит $\text{Fe}[\text{SO}_4] \cdot 7\text{H}_2\text{O}$

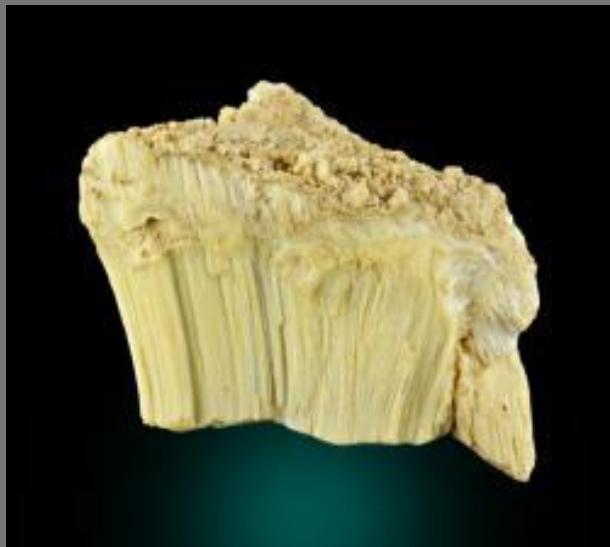


Algares deposit, Portugal
www.mindat.org

ЖЕЛЕЗО

Постадийная дегидратация мелантерита

Мелантерит $\text{Fe}[\text{SO}_4] \cdot 7\text{H}_2\text{O} \rightarrow$ Сидеротил $\text{Fe}[\text{SO}_4] \cdot 5\text{H}_2\text{O} \rightarrow$
Роценит $\text{Fe}[\text{SO}_4] \cdot 4\text{H}_2\text{O} \rightarrow$ Ссомольнокит $\text{Fe}[\text{SO}_4] \cdot \text{H}_2\text{O}$



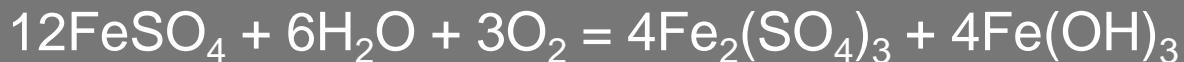
Сидеротил. Mt. Diablo,
Калифорния, США

Роценит. Eifel Volcanic
Fields, Германия

Ссомольнокит
Clara Mine, Baden-
Württemberg,
Германия

ЖЕЛЕЗО

Важнейшая особенность железа, определяющая индивидуальность его поведения в зоне гипергенеза – способность легко окисляться до Fe^{3+} , в первую очередь в сульфатных растворах в присутствии O^{2-} или H_2SO_4



Кокимбит $\text{Fe}^{3+}_2[\text{SO}_4]_3 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$
(фиолетовый) и копиапит (желтый)
Javier Mine, Huachucas, Перу



Копиапит $\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}_4[\text{SO}_4]_6(\text{OH})_2 \cdot 20\text{H}_2\text{O}$
Lavrion, Греция

ЖЕЛЕЗО

В отличие от простых, основные сульфаты Fe^{3+} малорастворимы, особенно члены группы ярозита – самые обильные в природе сульфаты железа.

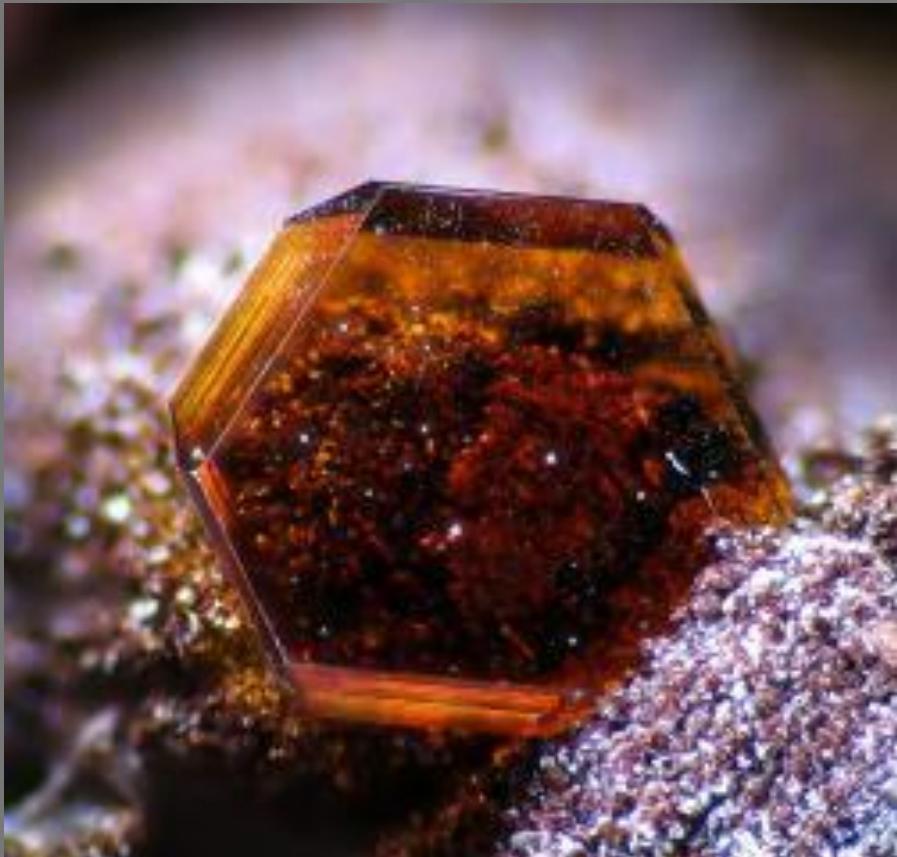


Ярозит $\text{KFe}^{3+}_3[\text{SO}_4]_2[\text{OH}]_6$
Skouriotissa, Кипр



Натроярозит $\text{NaFe}^{3+}_3[\text{SO}_4]_2[\text{OH}]_6$
Torsberg, Норвегия

ЖЕЛЕЗО



Ярозит. Jaroso, Испания



Ярозит. Modum, Норвегия



Натроярозит. Lavrion, Греция

ЖЕЛЕЗО

Финальная стадия – образование FeOОН (лимонита) или гематита Fe₂O₃:



Псевдоморфозы лимонита по пириту
в зоне окисления Березовского
месторождения, Средний Урал



Псевдоморфозы лимонита
по пириту. Carratraca,
Испания

ЖЕЛЕЗО



Nandan, Hechi Pref., Китай



Katzenpoehl, Саксония, Германия

Типичная морфология гётита FeOOH из зоны окисления рудных месторождений



Fuesseberg, Рейнланд-Пфальц, Германия

ЦИНК

Главный первичный минерал: сфалерит ZnS

Первая стадия окисления – «купоросная»:



Как и железо, цинк образует целую серию водорастворимых, «эфемерных» простых сульфатов $\text{ZnSO}_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$



Госларит $\text{ZnSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$
Lavrion, Греция

В отличие от железа, цинк не способен менять валентность, поэтому его дальнейшая судьба иная.

ЦИНК

Растворимость $ZnCO_3$ в воде очень низкая, поэтому важнейшим гипергенным минералом цинка в карбонат-содержащих системах оказывается смитсонит: $ZnSO_4 + RCO_3 = ZnCO_3 + RSO_4$



Смитсонит $ZnCO_3$ Tsumeb, Намибия

ЦИНК

Смитсонит ZnCO_3



Lavrion, Греция



Choix,
Sinaloa,
Мексика



Chilito,
Аризона,
США

ЦИНК

Основные карбонаты

Аурихальцит ($Zn,Cu)_5[CO_3]_2(OH)_6$



Chilito,
Аризона,
США



Lavrion, Греция

Гидроцинкит $Zn_5[CO_3]_2(OH)_6$



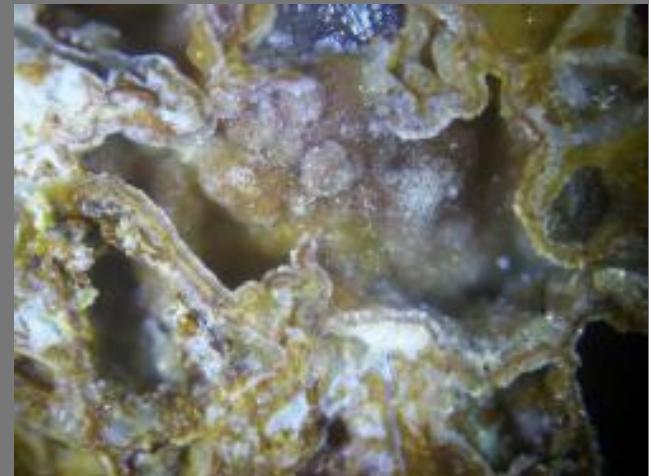
Preguica Mine, Португалия

ЦИНК

Гемиморфит (каламин)



Santa Eulalia, Chihuahua, Мексика



Sienberg, Harz, Германия



Chilito, Аризона, США

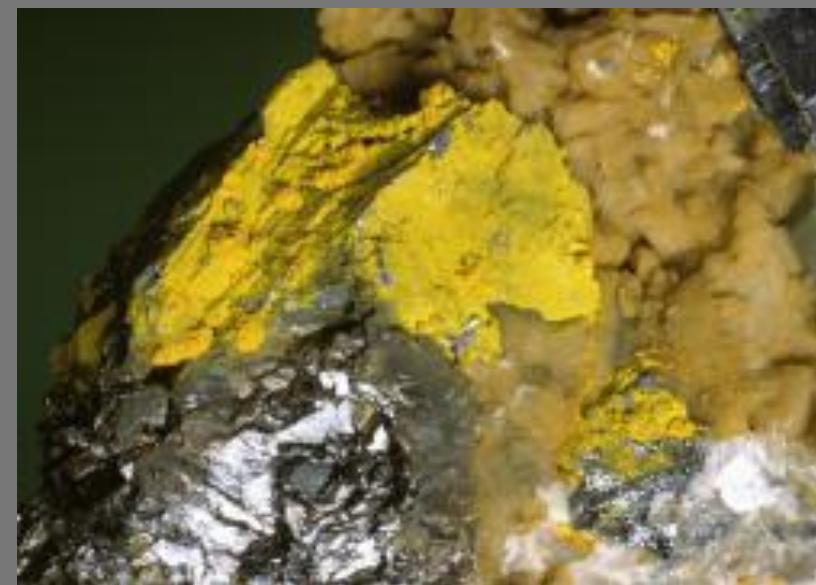
КАДМИЙ

Главный (и практически единственный) первичный минерал – Cd-содержащий сфалерит $(\text{Zn}, \text{Cd})\text{S}$

При разложении сфалерита пути цинка и кадмия расходятся: цинк переходит в сульфатную форму и выносится, а кадмий остается на месте в виде простого сульфида.



Гринокит CdS (гекс.)
Horn Silver Mine, Юта, США



Хаулийт CdS (куб.) на галените
Hector-Calumet Mine, Юкон, Канада

СВИНЕЦ

Главный первичный минерал: галенит PbS

В меньшей степени: сульфосоли (как правило, системы Pb-Sb-S)

Первая стадия окисления – обычно образование англезита:



В отличие от простых сульфатов Mg, Fe, Zn, Ni, Co (а также гипса), англезит практически нерастворим в воде

Англезит PbSO_4 на галените



Broken Hill,
Новый Южный
Уэльс,
Австралия



Montevecchio,
Сардиния,
Италия

СВИНЕЦ

Англезит PbSO_4



Toussit, Марокко



Montevecchio, Сардиния,
Италия

СВИНЕЦ

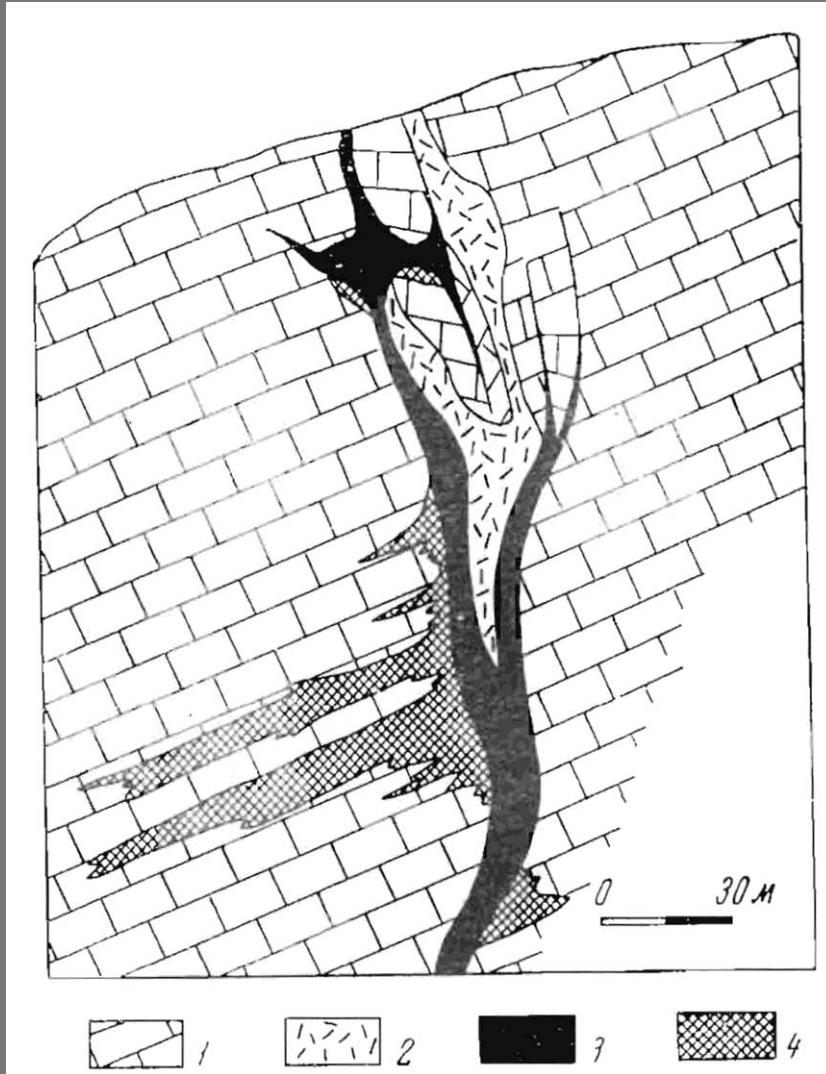
В присутствии углекислоты англезит неустойчив и замещается еще более труднорастворимым минералом – церусситом $PbCO_3$



Tsumeb, Намибия

СВИНЕЦ и ЦИНК

Огромное различие в растворимости простых сульфатов свинца и цинка может приводить к сильному разделению этих элементов в зоне окисления



Пространственное
соотношение тел
окисленных свинцовых
и цинковых руд: Турланское
месторождение, Ю. Казахстан
(по И.И. Князеву)

1 – известняк;

2 – брекчия оседания;

3 – окисленные свинцовые руды;

4 – окисленные цинковые руды

СВИНЕЦ

Пироморфит $Pb_5[PO_4]_3Cl$



Daoping, Guilin, Китай



Beauvoir, Auvergne, Франция



Bunker Hill Mine, Айдахо, США



Bad Ems, Рейнланд-Пфальц, Германия



СВИНЕЦ

Оксидная минерализация



Сурик Pb_3O_4
Old Yuma Mine,
Аризона, США

Коронадит
 $Pb(Mn^{4+}_7Mn^{2+})O_{16}$



Defiance Mine,
Аризона, США



Glove Mine,
Аризона, США

МЕДЬ

Медь занимает особое положение по поведению в зоне гипергенеза.

Она:

- 1) достаточно легко меняет валентность, но не окисляясь от своего основного состояния Cu^{2+} (как железо), а восстанавливаясь до Cu^+ и Cu^0 ;
- 2) в двухвалентном состоянии обладает большой подвижностью, очень легко мигрирует в водных растворах и может сильно перераспределяться в зоне гипергенеза, иногда до практически полного отсутствия в верхних подзонах;
- 3) резко халькофильна и способна давать в больших количествах гипергенные сульфиды, концентрируясь в зоне вторичного сульфидного обогащения (именно эти руды составляют главную ценность многих медных месторождений);

Большинство гипергенных минералов Cu^{2+} ярко окрашено, что важно в качестве поискового признака на сульфидное оруденение, залегающее на глубине.

МЕДЬ

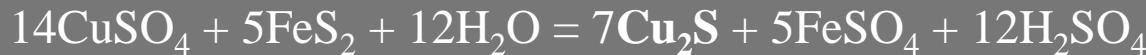
Главный первичный минерал меди – халькопирит CuFeS_2

Другие значимые первичные минералы: халькозин, борнит, блеклые руды

В зоне застойных вод происходит, иногда в огромных количествах, формирование гипергенных сульфидов меди



данные экспериментов (*по Цизу с соавторами*):



Скопления
гипергенного
халькозина
 Cu_2S в зоне
гипергенеза
Рубцовского
м-ния, СЗ Алтай



Гипергенный
ковеллин CuS
развивается по
халькопириту.
Kolonistenheim,
Carynthia,
Австрия

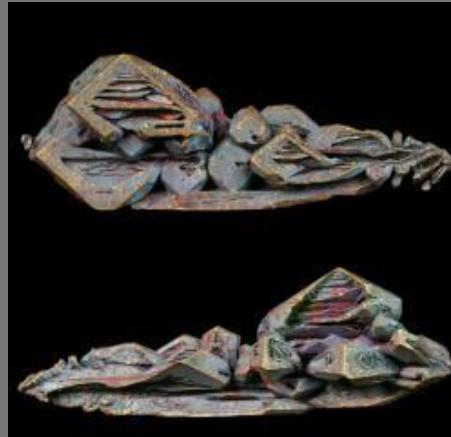
МЕДЬ

Самородная медь Cu

Наиболее часто - продукт изменения халькозина: $\text{Cu}_2\text{S} + 2\text{O}_2 = \text{CuSO}_4 + \text{Cu}$



Рубцовское месторождение, СЗ Алтай, Россия



Итауз, Центральный Казахстан

Bisbee, Аризона, США

МЕДЬ

Самородная медь

Цементная медь: $\text{CuSO}_4 + \text{Fe} = \text{Cu} + \text{FeSO}_4$



Цементная медь замещает и обрастает железные детали в шахтах при воздействии на них сульфатных (купоросных) рудничных вод

Формирование самородной меди восстановительным путем из куприта Cu_2O



Рубцовское
месторождение,
СЗ Алтай, Россия



МЕДЬ

Куприт Cu^{+2}O

Образование куприта при окислении самородной меди:
 $4\text{Cu} + \text{O}_2 = 2\text{Cu}_2\text{O}$



Частичное замещение
самородка меди (с поверхности)
купритом. Рубцовское м-ние,
СЗ Алтай, Россия



Псевдоморфоза куприта по
дендритной самородной меди.
Wheal Gorland, Cornwall, Англия

МЕДЬ

Куприт

Большая часть куприта в природе образуется при окислении халькозина:



Замещение халькозинового агрегата купритом



Кристаллы и скопления куприта в массе каолинита



Рубцовское месторождение, СЗ Алтай, Россия (фото *in situ*)

МЕДЬ

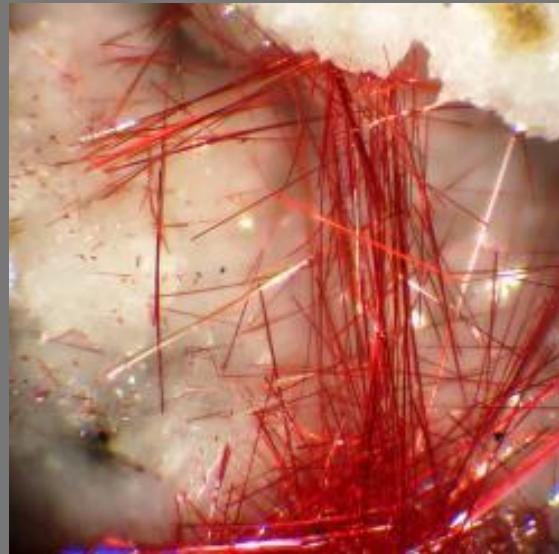
Куприт Cu_2O



New Cliff Hill,
Англия



Меднорудянское месторождение,
Средний Урал, Россия



Куприт-халькотрихит
Ray Mine, Аризона,
США



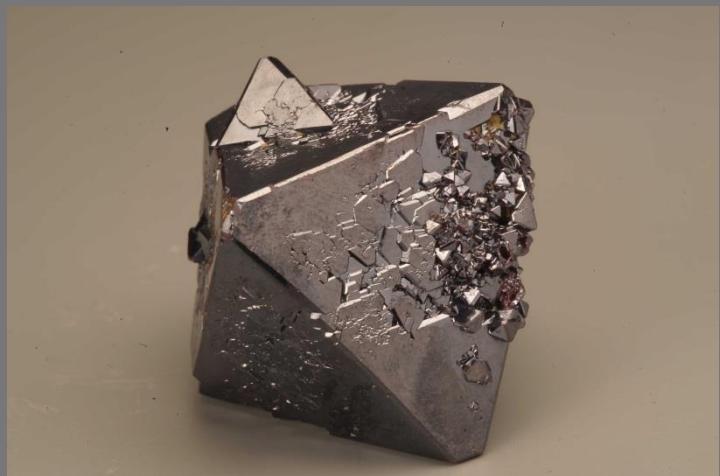
Куприт-халькотрихит
Bisbee, Аризона, США

МЕДЬ

Куприт Cu_2O



Tsumeb, Намибия



Рубцовское месторождение,
СЗ Алтай, Россия



Tsumeb, Намибия

МЕДЬ

Тенорит CuO



Развитие тенорита по куприту.
Likasi Mine, Katanga, ДР Конго



Массивная теноритовая руда.
Chuquicamata, Чили



Тенорит на
хризоколле
с малахитом.
Christmas Mine,
Аризона, США

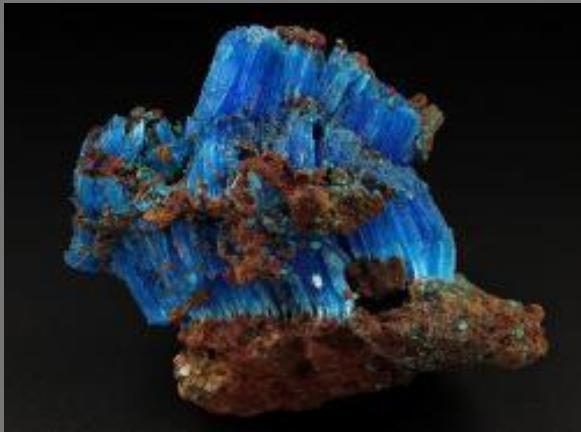
МЕДЬ

В окислительных условиях развитие гипергенной медной минерализации начинается с той же «купоросной» стадии, что и у Fe, Zn, Ni, Co:



Однако, в отличие от Mg, Fe, Zn, Ni, Co, у меди на холodu наиболее устойчива не семи-, а пятиводная форма простого сульфата

Халькантит $\text{CuSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$



Planet Mine,
Аризона, США



Rio Tinto,
Андалузия, Испания



Lavrion, Греция

МЕДЬ

Основные сульфаты

Брошантит $\text{Cu}[\text{SO}_4](\text{OH})_6$



Campbell Mine,
Аризона, США



Mt. Gordon, Квинсленд,
Австралия



Kabolela Mine,
Katanga, ДР Конго

Антлерит $\text{Cu}_3[\text{SO}_4](\text{OH})_4$
Chuquicamata, Чили



Линарит $\text{PbCu}[\text{SO}_4](\text{OH})_2$



Waterbank Mine,
Staffordshire, Англия



Monte Trisa, Veneta,
Италия

МЕДЬ

Карбонаты: азурит $\text{Cu}_3(\text{CO}_3)_2(\text{OH})_2$ и
малахит $\text{Cu}_2(\text{CO}_3)(\text{OH})_2$



Рубцовское месторождение, СЗ Алтай, Россия



Touissit,
Марокко



Kerrouchene, Марокко

МЕДЬ

Карбонаты: азурит $\text{Cu}_3(\text{CO}_3)_2(\text{OH})_2$ и малахит $\text{Cu}_2(\text{CO}_3)(\text{OH})_2$

При снижении содержания меди в растворах в зоне окисления азурит сменяется малахитом, в том числе путем замещения

Разные стадии замещения азурита малахитом



Tsumeb,
Намибия



Kerrouchene,
Марокко



Tsumeb,
Намибия



Bisbee, Аризона,
США

**Нарастание малахита
на азурит**



Blueball Mine,
Аризона, США

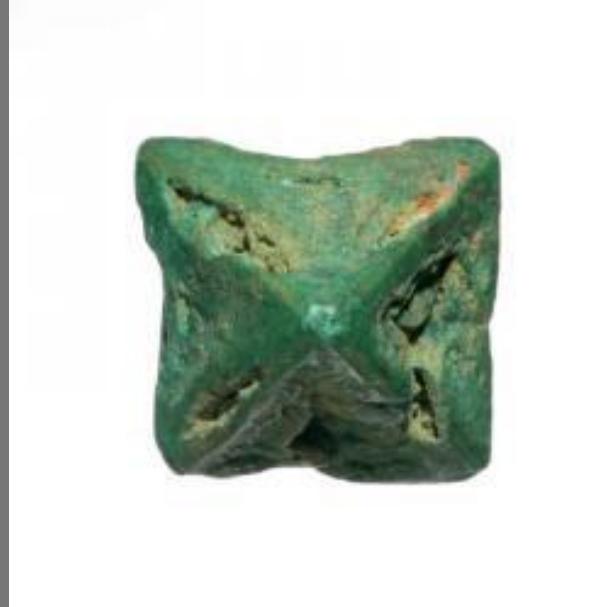
МЕДЬ

Карбонаты: азурит $\text{Cu}_3(\text{CO}_3)_2(\text{OH})_2$ и малахит
 $\text{Cu}_2(\text{CO}_3)(\text{OH})_2$

Малахит

Малахит – самый, вероятно, распространенный гипергенный минерал меди и один из самых устойчивых в приповерхностных условиях. Он часто напрямую замещает не только азурит, но и сульфаты меди, куприт, тенорит, атакамит и другие медные минералы.

Частичная (слева) и полная псевдоморфозы
малахита по куприту



Полная псевдоморфоза
малахита по атакамиту
 $\text{Cu}_2(\text{OH})_3\text{Cl}$.
Турьинские рудники,
Средний Урал

Emke Mine, Намибия

Chessy, Франция

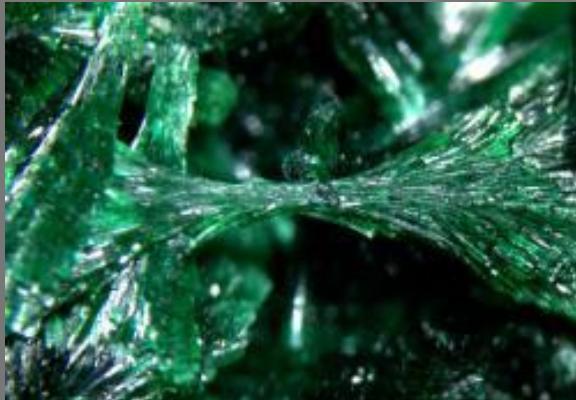
МЕДЬ

Карбонаты: азурит $\text{Cu}_3(\text{CO}_3)_2(\text{OH})_2$ и малахит
 $\text{Cu}_2(\text{CO}_3)(\text{OH})_2$

Малахит



Ogonija, Намибия



Mashamba West Mine, Katanga, ДР Конго



Omega Mine,
Аризона, США



Morenci Mine,
Аризона, США



Lukuni Mine, Katanga,
ДР Конго

МЕДЬ

Карбонаты: азурит $\text{Cu}_3(\text{CO}_3)_2(\text{OH})_2$ и малахит
 $\text{Cu}_2(\text{CO}_3)(\text{OH})_2$



Малахит

Каменушинское
м-ние
Кемеровская обл.



Нижний Тагил, Урал



Kolwezi,
Katanga,
ДР Конго



МЕДЬ



Карьер Меднорудянского
месторождения, Нижний Тагил



Эрмитаж

Малахит

На Меднорудянском м-нии
была найдена глыба
поделочного малахита массой
около 450 тонн!



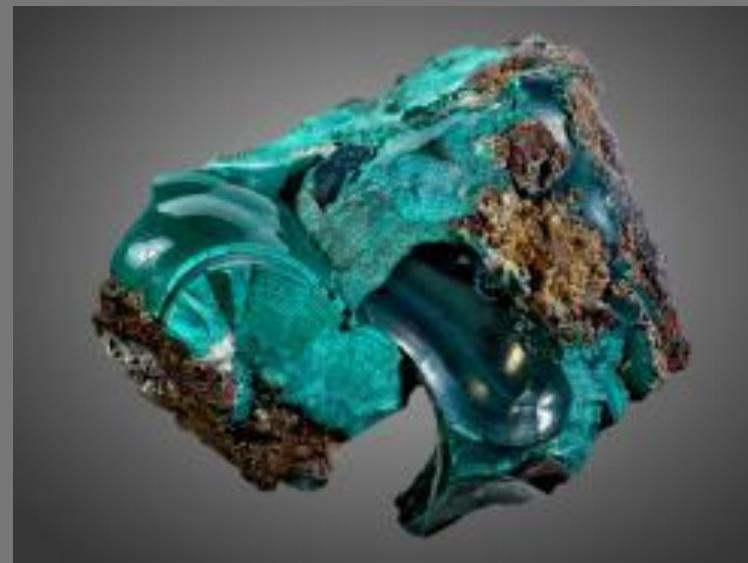
Исаакиевский собор

МЕДЬ

В зрелой зоне окисления могут в значительном количестве появляться фосфаты меди



Либетенит $\text{Cu}_2\text{PO}_4(\text{OH})$
Miguel Vacas, Португалия



Псевдомалахит
 $\text{Cu}_5(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_4$
Меднорудянское,
Средний Урал



Бирюза
 $\text{CuAl}_6(\text{PO}_4)_4(\text{OH})_8 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
Miguel Vacas,
Португалия

МЕДЬ

Еще одна особенность гипергенной минералогии меди – достаточно широкое разнообразие силикатов, формирующихся тоже на зрелых стадиях развития зоны окисления

Диоптаз



Алтын-Тюбе, Казахстан



Tsumeb, Намибия

Хризоколла



Cornwall Mines,
Пенсильвания, США



L'Etoile du Congo Mine,
Katanga, ДР Конго

МЕДЬ

Хлоридная медная минерализация наиболее развита в зоне окисления месторождений, расположенных в областях с засушливым климатом

Атакамит $\text{Cu}_2(\text{OH})_3\text{Cl}$



Iron Monarch,
Южная Австралия



La Farola Mine,
Атакама, Чили



Cattle Grid,
Южная Австралия

СЕРЕБРО

Главные первичные минералы: Ag-содержащие галенит и блеклая руда, сульфосоли системы Ag-(Sb,As)-S, акантит, самородное серебро.

По поведению в зоне гипергенеза серебро подобно меди в восстановленных состояниях: главные формы его концентрации здесь – акантит, самородное серебро и галогениды (с Cl⁻, Br⁻, I⁻). Принципиальное различие этих металлов в том, что серебро в природе всегда одновалентно, и у него, таким образом, отсутствует та богатая минералогия, которая характерна для Cu²⁺.

Акантий Ag₂S



Clara, Schwarzwald,
Германия



Red Gill, Cumbria,
Англия

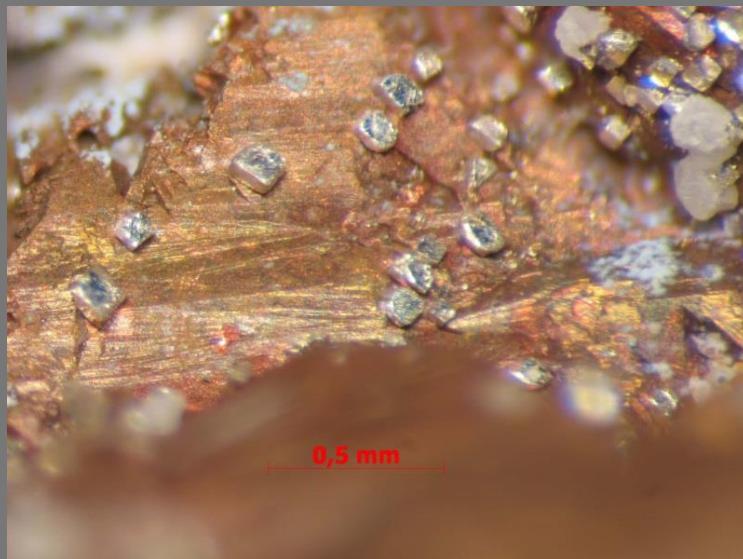
СЕРЕБРО

Гипергенное самородное серебро химически очень чистое

Дендрито-
видные
скелетные
кристаллы



Самородное серебро Ag
Рубцовское месторождение,
СЗ Алтай, Россия



Эпитаксическое нарастание
на кристалл самородной меди



Сросток с кристаллами куприта

СЕРЕБРО

Галогениды: **Хлораргирит AgCl**



Theuerdank, Harz, Германия

Weisser Hirsch, Саксония, Германия



Tonopah, Невада, США



Broken Hill, Австралия

СЕРЕБРО

Галогениды



Poullaba, Brittany, Франция



Хлораргирит на иодаргирите.
Broken Hill, Австралия

Бромаргирит
 AgBr



Parole Mine,
Нью Мексико,
США

Иодаргирит AgI



Рубцовское, СЗ
Алтай, Россия



Schoene Aussicht,
Рейнланд-Пфальц,
Германия

РТУТЬ

Главный первичный минерал, «поставляющий» ртуть в зону гипергенеза – не киноварь, а Hg-содержащая блеклая руда $\text{Cu}_{10}(\text{Hg},\text{Zn},\text{Fe})_2(\text{Sb},\text{As})_4\text{S}_{13}$

Киноварь HgS – один из самых труднорастворимых в воде природных сульфидов, и поэтому: (1) гипергенная минералогия ртути относительно бедная; (2) главный гипергенный минерал ртути – вторичная порошковатая киноварь. За ней по распространенности следуют самородная ртуть и хлориды.

Самородная ртуть Hg



Almaden, Испания

Каломель Hg_2Cl_2



Clear Creek, Калифорния, США

НИКЕЛЬ и КОБАЛЬТ

(в сульфидных месторождениях)

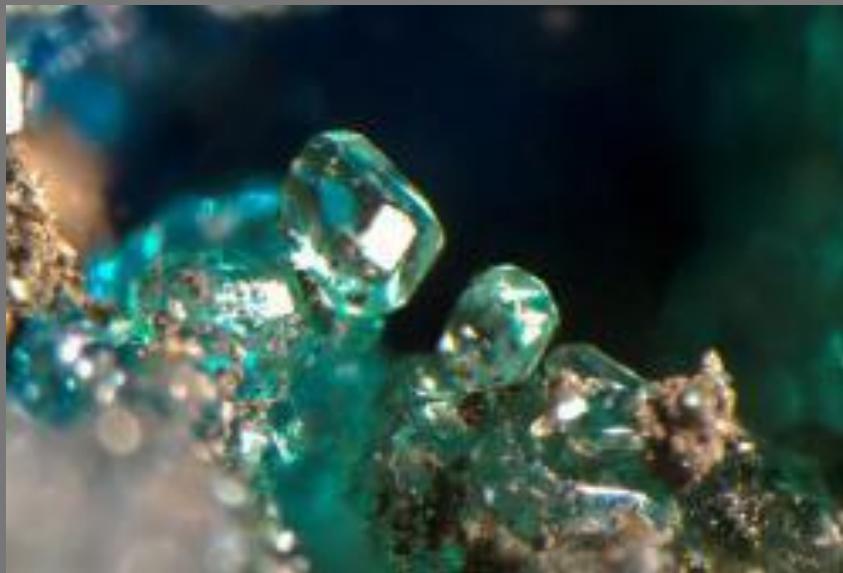
Главные первичные минералы (без As):

Пентландит $(Fe,Ni)_9S_8$

Миллерит NiS

Ni- и Co-содержащие тиошпинели $(Ni,Co,Fe)_3S_4$

Первая стадия окисления – «купоросная», аналогично Fe и Zn



Ретгерсит $NiSO_4 \cdot 6H_2O$
Ragra, Pasco, Перу



Биберит $CoSO_4 \cdot 7H_2O$
Bieber, Hesse, Германия

НИКЕЛЬ и КОБАЛЬТ (в сульфидных месторождениях)

Вторая стадия может быть карбонатной, аналогично цинку

Гаспейт NiCO_3



Kambalda



Widgiemooltha

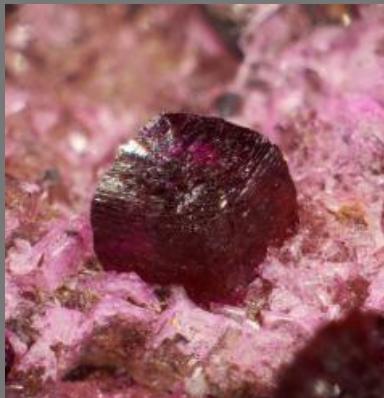
Западная Австралия

Со-содержащий
кальцит



Bou Azzer, Марокко

Сферокобальтит CoCO_3



Musonoi,
Katanga,
ДР Конго



Bou Azzer, Марокко



Mashamba West,
Katanga, ДР Конго

НИКЕЛЬ и КОБАЛЬТ (в сульфидных месторождениях)

Для никеля очень важна силикатная ветвь гипергенной минералогии – никелевые серпентины



Непуит $\text{Ni}_6[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_8$
Loma Peguera,
Доминиканская республика

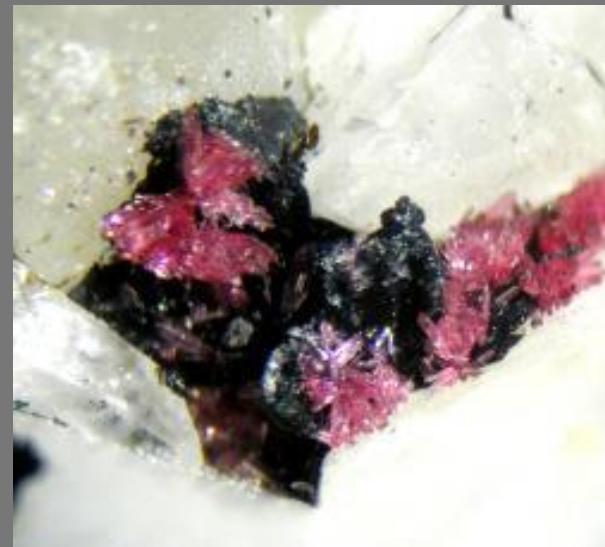


Пекорайт $\text{Ni}_6[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_8$
(псевдоморфоза по миллериту NiS)
Sterling Mine, Нью Йорк, США

НИКЕЛЬ и КОБАЛЬТ

Кобальт, в отличие от никеля, в высокоокислительных условиях способен переходить в трехвалентную форму Co^{3+}

Гетерогенит CoOOH



(обрастает эритрин)
Beyrede-Jumet,
Midi-Pyrenees,
Франция



(на хризоколле)
L'Etoile du Congo Mine, Katanga, ДР Конго

СЕЛЕН

Первичные минералы – селениды (клаусталит PbSe, умангит Cu₃Se₂, крутайт CuSe₂ и др.)

Из гипергенных минералов наиболее распространены селениты – соли селенистой кислоты H₂Se⁴⁺O₃, а селенаты – соли селеновой кислоты H₂Se⁶⁺O₄ - редки



Халькоменит CuSe⁴⁺O₃·2H₂O
Bacci Locci, Сардиния,
Италия

Молибдоменит PbSe⁴⁺O₃
Mina El Dragon, Potosí,
Боливия

ТЕЛЛУР

Первичные минералы – теллуриды (гессит Ag_2Te , алтait PbTe , сильванит $(\text{Au},\text{Ag})\text{Te}_2$, петцит Ag_3AuTe_2 и др.), самородный теллур

Гипергенные минералы – оксиды Te^{4+} , теллуриты (с Te^{4+}), теллураты (с Te^{6+})



Теллурит TeO_2
Moctezuma,
Sonora,
Мексика

Эммонсит
 $\text{Fe}^{3+}_2(\text{Te}^{4+}\text{O}_3)_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Moctezuma,
Sonora,
Мексика



Макальпинеит
 $\text{Cu}_3\text{Te}^{6+}\text{O}_6 \cdot \text{H}_2\text{O}$
Centennial
Eureka, Юта, США



Тейнейт
 $\text{Cu}^{2+}\text{Te}^{4+}\text{O}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Teine Mine,
Hokkaido,
Япония

МЫШЬЯК

Главный первичный минерал – арсенопирит FeAsS

Другие значимые первичные минералы: аурипигмент As_2S_3 , реальгар AsS , блеклые руды $\text{Cu}_{10}(\text{Cu},\text{Fe},\text{Zn})_2[(\text{As},\text{Sb})\text{S}_3]_4\text{S}$ и другие сульфосоли, арсениды и сульфоарсениды Ni, Co, Fe, иногда – самородный мышьяк

Окисление обычно начинается с появления оксидов As^{3+}

Арсенолит As_2O_3 (куб.)



Getchell Mine, Невада, США

Клаудетит As_2O_3 (мон.)



Vater Abraham, Lauta, Саксония, Германия

МЫШЬЯК

Среди гипергенных минералов мышьяка резко преобладают арсенаты – соли мышьяковой кислоты $\text{H}_3\text{As}^{5+}\text{O}_4$, а из них наибольшие скопления образует **скородит** $\text{Fe}^{3+}\text{AsO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$



Djebel Debar, Алжир



Clara, Schwarzwald, Германия



Tsumeb, Намибия

МЫШЬЯК

Арсенаты цинка и меди

Адамин $Zn_2[AsO_4](OH)$



Tsumeb, Намибия



Ojuela, Durango,
Мексика



Ojuela, Durango,
Мексика

Оливенит $Cu_2[AsO_4](OH)$



Clara, Schwarzwald,
Германия

Конихальцит
 $CaCu[AsO_4](OH)$



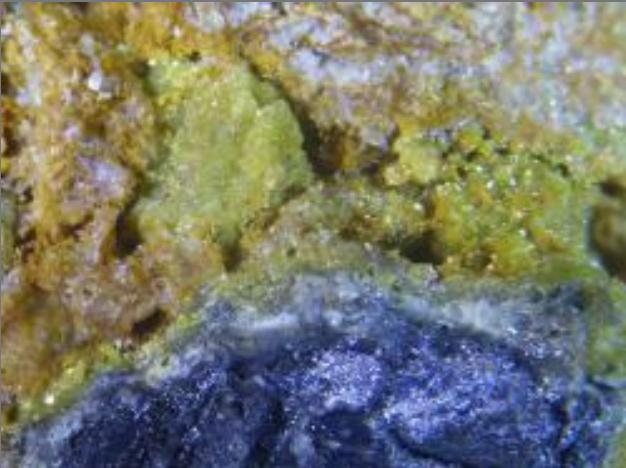
Lavrion, Греция

МЫШЬЯК

Арсенаты свинца

Миметит $Pb_5[AsO_4]_3Cl$

на галените
с церусситом
Sienberg,
Harz,
Германия



Lavrion, Греция



Dry Gill, Cumbria, Англия



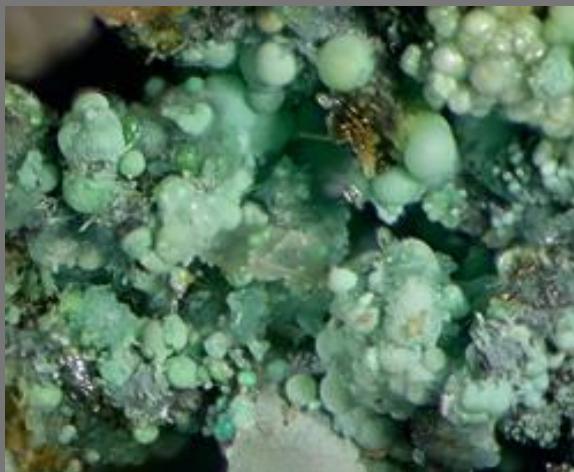
Миметит, Мексика.

МЫШЬЯК

Арсенаты никеля и кобальта более распространены и разнообразны в природе, чем сульфаты,



Cobalt, Онтарио, Канада



Nenthead, Cumbria, Англия



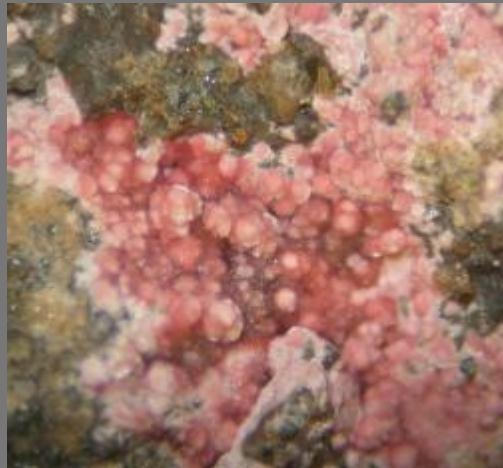
Lavrion,
Греция

МЫШЬЯК

Эритрин $\text{Co}_3(\text{AsO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$



Schneeberg, Саксония, Германия



Neustadt, Саксония, Германия

Bou Azzer, Марокко

ВАНАДИЙ

Ванадий – элемент, способный находиться в природе в нескольких валентных состояниях, но в зоне окисления рудных месторождений практически всегда присутствует в виде V^{5+} , образуя **ванадаты**. Источником ванадия здесь редко выступают сульфиды (сульванит, колусит), обычно же он привносится из окружающих пород, где высвобождается при разложении силикатов.



Деклуазит
 $PbZn[VO_4](OH)$
Berg Aukas,
Намибия



Моттрамит $PbCu[VO_4](OH)$
Tsumeb, Намибия



Фольбортит
 $Cu_3[V_2O_7](OH)_2 \cdot 2H_2O$
Kahlenberg, Рейнланд-Пфальц, Германия

ВАНАДИЙ



Ванадинит $Pb_5[VO_4]_3Cl$



Apache Mine, Аризона, США



Mibladen, Марокко

Touissit,
Марокко



ХРОМ

Хром, как и ванадий, поступает в зону окисления рудных тел из окружающих пород, будучи мобилизованным в основном из силикатов. Он окисляется здесь до Cr⁶⁺ и образует хроматы, из которых наименьшей растворимостью обладают хроматы свинца.

Березовское месторождение на Среднем Урале – классический объект, где развита свинцовая хроматная минерализация



Крокоит PbCrO₄ в каверне на контакте с частично церусситизированным гнездом галенита



Щетка крокоита с вокленитом и пиromорфитом в полости окисленного березита

ХРОМ



Крокоит PbCrO_4

Dundas, Западная Тасмания,
Австралия

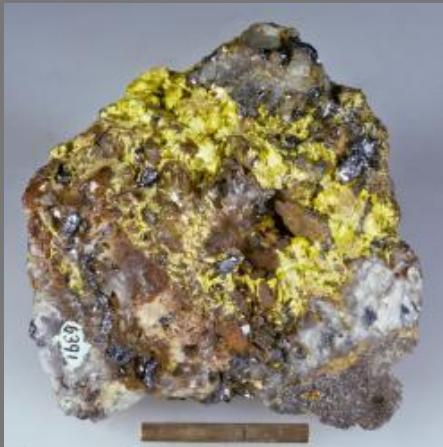


МОЛИБДЕН и ВОЛЬФРАМ

Молибден и вольфрам в зоне окисления имеют шестивалентную форму. Они в одних случаях сходны по поведению и характеризуются изоморфной смесимостью, в других же четко разделяются. Гипергенные минералы Mo распространены намного шире, чем W, что в значительной мере связано с разной устойчивостью их эндогенных минералов.

Первичные минералы – молибденит MoS_2 , вольфрамит $(\text{Fe}, \text{Mn})\text{WO}_4$, редко шеелит CaWO_4

Ферримолибдит $\text{Fe}^{3+} \cdot_2 [\text{MoO}_4]_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$



Glen Innes
Новый Южный Уэльс, Австралия



Kingsgate



Тунгстит $\text{WO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$
по вольфрамиту. San
Antonio de Catacalani,
Oruro, Боливия

МОЛИБДЕН и ВОЛЬФРАМ

Вульфенит $Pb[MoO_4]$

Наиболее характерный молибденовый минерал зрелой зоны гипергенеза



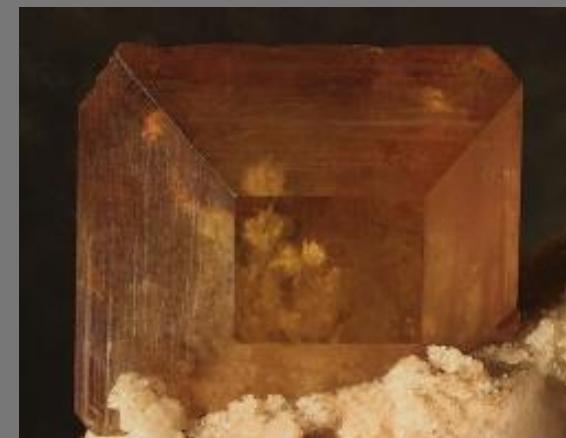
Red Cloud Mine,
Аризона, США



Chilito,
Аризона,
США



Erpcion Mine,
Chihuahua, Мексика



Tsumeb, Намибия

МОЛИБДЕН и ВОЛЬФРАМ

Штольцит $\text{Pb}[\text{WO}_4]$



Clara, Schwarzwald, Германия



Echassieres, Auvergne,
Франция

УРАН

U^{4+} очень легко окисляется до U^{6+} с образованием катиона уранила $(\text{U}^{6+}\text{O}_2)^{2+}$. Гипергенная минералогия урана – это практически только минералогия уранила. Она очень разнообразна: более 200 минералов. Вторичные минералы U до сих пор весьма важны для уранодобывающей промышленности.

Первичные минералы: уранинит UO_2 , коффинит USiO_4 , иногда браннерит UTi_2O_6

При окислении уран-сульфидных руд первыми могут возникать сульфаты уранила



Иоганнит $\text{Cu}(\text{UO}_2)_2(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$
Jachymov, Чехия



Циппейт $\text{K}_3(\text{UO}_2)_4(\text{SO}_4)_2\text{O}_3(\text{OH}) \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
Happy Jack Mine, Юта, США

УРАН

Наиболее распространены фосфатные урановые слюдки: отенит $\text{Ca}[\text{UO}_2]_2[\text{PO}_4]_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$, метаотенит $\text{Ca}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, торбернит $\text{Cu}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$, метаторбернит $\text{Cu}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$, ураноцирцит $\text{Ba}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$, метаураноцирцит $\text{Ba}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$

Отенит / Метаотенит



San Pedro, Минас Жерайс,
Бразилия



Daybreak, Вашингтон,
США

Отенит с торбернитом

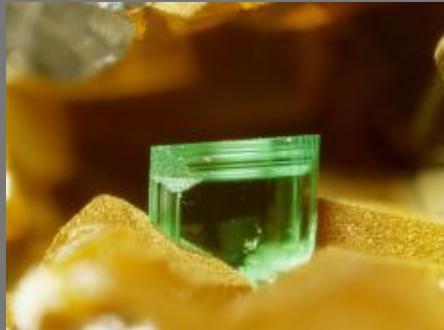


Bric Colme, Пьемонт,
Италия

Торбернит / Метаторбернит



Musonoi, Katanga,
ДР Конго



Fonte Velha,
Португалия

Ураноцирцит



Woelsendorf, Бавария,
Германия

УРАН

Арсенаты и ванадаты уранила: ураноспинит $\text{Ca}(\text{UO}_2)_2(\text{AsO}_4)_2 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$, метаураноспинит $\text{Ca}(\text{UO}_2)_2(\text{AsO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$, цейнерит $\text{Cu}(\text{UO}_2)_2(\text{AsO}_4)_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$, метацеинерит $\text{Cu}(\text{UO}_2)_2(\text{AsO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$, тюямуният $\text{Ca}(\text{UO}_2)_2(\text{VO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$, метатюямуният $\text{Ca}(\text{UO}_2)_2(\text{VO}_4)_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$, карнотит $\text{K}_2(\text{UO}_2)_2(\text{VO}_4)_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$



Ураноспинит. Lodeve,
Лангедок-Руссильон, Франция



Метацеинерит. Montoso,
Пьемонт, Италия



Тюямуният. Ridenaur Mine,
Аризона, США



Карнотит. Anderson Mine,
Аризона, США

УРАН



Уранофан $\text{Ca}(\text{UO}_2)_2[\text{SiO}_3(\text{OH})]_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
по ураниниту. Shinkolobwe,
Katanga, ДР Конго



Болтвудит $(\text{K}, \text{Na})(\text{UO}_2)[\text{HSiO}_4] \cdot 0.5\text{H}_2\text{O}$
Roessling, Erongo, Намибия

Силикаты уранила



Уранофан-бета
 $\text{Ca}(\text{UO}_2)_2[\text{SiO}_3(\text{OH})]_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
Roessling, Erongo, Намибия



Казолит $\text{Pb}(\text{UO}_2)[\text{SiO}_4] \cdot \text{H}_2\text{O}$
Swambo Hill, Katanga, ДР Конго

УРАН

Карбонаты и оксиды уранила

Шрёкингерит $\text{NaCa}_3(\text{UO}_2)(\text{SO}_4)(\text{CO}_3)_3\text{F} \cdot 10\text{H}_2\text{O}$



Murialdo, Лигурия, Италия



люминесценция в УФ лучах
Lost Creek, Вайоминг, США



Желтый шёпит $(\text{UO}_2)_8\text{O}_2(\text{OH})_{12} \cdot 12\text{H}_2\text{O}$
замещает черный янтинит
 $\text{U}^{4+}_2(\text{U}^{6+}\text{O}_2)_4\text{O}_6(\text{OH})_4 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$
Menzenschwand, Schwarzwald,
Германия

Спасибо за внимание!