

СОФИЙСКИ УНИВЕРСИТЕТ “СВ. КЛИМЕНТ ОХРИДСКИ”

ГЕОЛОГО-ГЕОГРАФСКИ ФАКУЛТЕТ

*Катедра “Минералогия, петрология и полезни изкопаеми”*

---

# **РУДО- ОБРАЗУВАТЕЛНИ ПРОЦЕСИ**

**Виктория Вангелова**



**2013**

## СЪДЪРЖАНИЕ

1. Същност на рудологията, етапи в нейното развитие и основни геолого-икономически понятия
  - 1.1. Видове полезни изкопаеми (геоложки суровини) и науки, които ги изучават
  - 1.2. Основни насоки за изследване и връзки с другите науки
  - 1.3. Основни методи за изследване в рудологията
  - 1.4. Етапи в развитието на рудологията
  - 1.5. Някои основни геолого-икономически понятия
2. Състав и строеж на рудите
  - 2.1. Рудообразуващи химични елементи
  - 2.2. Минерален състав на рудите
  - 2.3. Минераложки типове руди
  - 2.4. Изотопи на рудите
  - 2.5. Строеж на рудите и парагенетичен анализ
  - 2.6. Парагенетични метални асоциации
3. Пространствено и темпорално разпределение на рудите
  - 3.1. Класификации и строеж на рудните тела
  - 3.2. Рудни стълбове
  - 3.3. Вертикални рудоносни зони в земната кора
  - 3.4. Металогенни епохи
  - 3.5. Металогенезис и рифтинг
4. Температурни и барични режими на рудообразуване
  - 4.1. Температурни режими на рудообразуване
  - 4.2. Методи на рудната термометрия
  - 4.3. Барични режими на рудообразуване
5. Зоналност
6. Класификации на рудните находища
7. Магматично рудообразуване
  - 7.1. Типове магматично рудообразуване
  - 7.2. Ликвационни находища
  - 7.3. Ранномагматични (сегрегационни) находища
  - 7.4. Късномагматични (хистеромагматични) находища
  - 7.5. Теории за формиране на разслоени интрузиви
  - 7.6. образуване на хромитови находища
8. Находища на диаманти в кимберлити
9. Карбонатитово рудообразуване
  - 9.1. Разпространение, състав и строеж на карбонатитите
  - 9.2. Генезис на карбонатитите
  - 9.3. Рудоносност на алкално-ултрабазичните комплекси с карбонатити
10. Пегматитово рудообразуване
  - 10.1. Видове пегматити
  - 10.2. Класификация на гранитните пегматити
  - 10.3. Характеристика на различните типове гранитни пегматити
    - 10.3.1. Камерни (миаролови) пегматити
    - 10.3.2. Редкометални пегматити
    - 10.3.3. Редкоземни пегматити
    - 10.3.4. Хибридни и десилифицирани пегматити

- 10.4. Генезис на пегматитите
- 11. Хидротермално рудообразуване
  - 11.1. Природа и същност на хидротермалните разтвори
  - 11.2. Източници на вода в хидротермите
  - 11.3. Източници на минерално вещество в хидротермите
  - 11.4. Физико-химични параметри на хидротермалните разтвори
  - 11.5. Механизъм за пренос на минералните съединения от хидротермите
  - 11.6. Причини за движение на хидротермалните разтвори
  - 11.7. Механизми за отлагане на вещество от хидротермалните разтвори
- 12. Околорудни (метасоматични) изменения
  - 12.1. Алкална метасоматоза (калиева фелдшпатизация и фенитизация)
  - 12.2. Пропилитизация
  - 12.3. Серицитизация (филитизация; кварц-серицитови метасоматити)
  - 12.4. Грайзенизация
  - 12.5. Аргилизация
  - 12.6. Интензивна аргилизация (вторични кварцити)
  - 12.7. Серпентинизация
  - 12.8. Скарни
  - 12.9. Турмалинизация
  - 12.10. Силификация (окварцяване)
  - 12.11. Доломитизация и карбонатизация
- 13. Генетични типове хидротермални находища
  - 13.1. Скарнов тип находища
  - 13.2. Грайзенов тип находища
  - 13.3. Порфирен тип находища
  - 13.4. Епитермален тип находища
  - 13.5. Карлин тип находища
  - 13.6. Стратиформен тип находища
    - 13.6.1. Стратиформни находища във вулкански скали
    - 13.6.2. Стратиформни находища в седиментни скали
  - 13.7. Страта-баунд тип находища
  - 13.8. Ирландски тип находища
  - 13.9. Орогенен (мезотермален) тип находища
  - 13.10. Жилен тип находища, свързани с интрузиви (intrusion-related)
  - 13.11. ЮСГ тип находища
  - 13.12. Съвременни обстановки на хидротермално рудообразуване
- 14. Екзогенно рудообразуване: изветрителни находища по скали
  - 14.1. Условия на образуване на изветрителни находища по скали
  - 14.2. Типове изветрителни кори по скали
  - 14.3. Характеристика на основните типове находища в изветрителни кори
    - 14.3.1. Находища в латерити
      - 14.3.1.1. Лимонитови находища във ферикрети
      - 14.3.1.2. Находища на латеритни (остатъчни) боксити
      - 14.3.1.3. Никелоносни латерити
      - 14.3.1.4. Злато в латерити
      - 14.3.1.5. Платиноиди в латерити
    - 14.3.2. Находища на глини
    - 14.3.3. Магнезитови и талкови находища
    - 14.3.4. Манганови находища
    - 14.3.5. Остатъчни апатитови (фосфоритови) и баритови находища

- 14.3.6. Други находища
- 15. Екзогенно рудообразуване: изветрителни находища по руди
  - 15.1. Строеж на изветрителните зони
  - 15.2. Изветрителни зони по различни типове руди
    - 15.2.1. Изветрителни зони по сулфидни руди
    - 15.2.2. Изветрителни зони по карбонатни руди
    - 15.2.3. Изветрителни зони по силикатни руди
    - 15.2.4. Изветрителни зони по евапорити
  - 15.3. Супергенно обогатяване при изветряне
    - 15.3.1. Супергенно обогатяване на мед
    - 15.3.2. Супергенно обогатяване на други метали
    - 15.3.3. Супергенно обогатяване на железисти кварцити
- 16. Екзогенно рудообразуване: хидрогенни (инфилтрационни) находища
  - 16.1. Хидрогенни орудявания в карбонатни комплекси
  - 16.2. Хидрогенни орудявания в теригенни комплекси
  - 16.3. Уранови находища в калкрети (каличе)
- 17. Екзогенно рудообразуване: разсипни находища
  - 17.1. Видове разсипообразователни процеси и находища
  - 17.2. Основни механизми на сортиране при разсипообразуване
  - 17.3. Характеристика на различните типове разсипни находища
    - 17.3.1. Елувиални разсипи
    - 17.3.2. Глациални разсипи
    - 17.3.3. Алувиални (флувиални) разсипи
    - 17.3.4. Крайбрежни разсипи
    - 17.3.5. Морски разсипи (offshore)
    - 17.3.6. Еолични разсипи
    - 17.3.7. Палеоразсипи (фосилни, погребани или древни разсипи)
- 18. Екзогенно рудообразуване: седиментни находища
  - 18.1. Химично-седиментни находища
    - 18.1.1. Блатни железни руди (bog iron deposits)
    - 18.1.2. Оолитни железни руди (ironstone deposits)
    - 18.1.3. Ивичести железисти кварцити (BIF - banded iron formation):
    - 18.1.4. Седиментни манганови находища (bedded Mn deposits)
    - 18.1.5. Черни шейли
    - 18.1.6. Манганови нодули на океанското дъно
    - 18.1.7. Евапорити
    - 18.1.8. Находища на седиментни боксити
  - 18.2. Биогенно-седиментни находища
    - 18.2.1. Органогенни фосфорити
    - 18.2.2. Морски фосфорити с химичен и биохимичен произход
    - 18.2.3. Силициеви скали
- 19. Метаморфогенно рудообразуване
  - 19.1. Общи сведения
  - 19.2. Физикохимични условия на образуване
  - 19.3. Метаморфозирани находища
    - 19.3.1. Контактно-метаморфозирани находища
    - 19.3.2. Регионално-метаморфозирани находища
  - 19.4. Метаморфни находища



## Глава 1

### Същност на рудологията, етапи в нейното развитие и основни геолого-икономически понятия

#### 1.1. Видове полезни изкопаеми (геоложки суровини) и науки, които ги изучават

Полезни изкопаеми са геоложки образувания, които могат да бъдат използвани в практиката. Поделят се въз основа на различни признаци: употреба, състав, произход, агрегатно състояние. Според агрегатното състояние биват *твърди* (скали, руди, въглища), *течни* (нефт, подземни води) и *газообразни* (природен газ). Тази подялба няма генетичен и веществен състав, но е удобна за проучването (поради методите, които да се използват). Според състав и произход се отделят: *минерални суровини* – минерали, скали (агрегат от минерали, в който елементите са в състояние на разсейване → геохимично определение), руди (минерален агрегат, в който един или няколко елемента са в състояние на концентрация); *мацерални суровини* (въглища); *въглеводородни суровини* (нефт и газ); *подземни води*. Тази класификация е удобна, но не е общоприета. Според употреба се разграничават: *рудни* (метални и неметални → рудни и нерудни е неправилна подялба, т.к. всичко е руда); *изкопаеми горива* и *подземни води*.

Науката за рудите няма общоприето название в България и света. В Русия се използва понятието „**полезни изкопаеми**“, което е навлязло и у нас. Англоезичният им еквивалент е „**economic geology**“ или просто „**ore deposit**“ (рудни находища). В българската литература науката за рудите често се нарича „**рудология**“, въпреки че в превод „минералогия“ също означава „рудология“, т.е. с един и същ термин се означават две науки.

#### 1.2. Основни насоки за изследване и връзки с другите науки

Основни насоки за изследване в рудологията са: **(а)** да изясни процесите, които пораждаат рудите (т.е. *кинетична рудология*); **(б)** да охарактеризира възникналите рудни находища - форма на рудните тела, строеж, състав, взаимоотношения с вместиращите скали (също добива известна автономия и се нарича „*рудни находища*“); **(в)** да определи методите за търсене и проучване на рудите; **(г)** да установи закономерностите в пространственото разпределение на рудните находища в земната кора (т.нар. *металогения*); **(д)** икономическа оценка на запасите (т.нар. *икономика на минералните суровини*).

Могат да се отделят два типа връзки с другите науки: **(I) непосредствени** – с *минералогия*, *петрология* и *седиментология* (т.к. процесите на формиране на рудите са свързани с тези на скалообразуване), *геотектоника* и *структурна геология* (т.к. рудите се образуват в различни геодинамични обстановки и в определени структурни форми), *геохимия* (т.к. изучава процесите на разсейване и концентрация на елементите), *екология* (поради негативното въздействие на рудодобива върху околната среда и необходимост от рекултивация на нарушените терени); **(II) косвени** – с *химия*, *физика*, *математика* (статистическа обработка на данните), *геофизика*, *икономически науки* и др.

#### 1.3. Основни методи за изследване в рудологията

Методите на рудологията са собствени и заимствани. Първите се свеждат до изследване на рудните тела на терена (вкл. взаимоотношенията им с вместиращите скали, което дава решаваща информация) и на минералите в отразена светлина (оптична микроскопия), както и структурно-текстурен анализ на рудите (само или предимно в лабораторни условия). Втората група включва методите за определяне на минерален и химичен състав: **(I) недеструктивни** (без разрушаване на зърната) като *рентгеноспектрален микроанализ* (*електронна микросонда*) и *неутронно-активационен анализ* [но и двата имат недостатъци: при първия чувствителността не е достатъчно висока - до десети от процента, а за втория е необходим ядрен реактор за активация на неутроните и място за съхранение на радиоактивните материали след облъчването им] + *ICP маспектроскопия с лазерна аблация*

(LA-ICP-MS), *мьосбауерова (ядрена гама-резонансна) спектроскопия* (дава информация за химичния състав и структурата на изследваното вещество - използва се предимно за фазов анализ на Fe- и Sn-съдържащи руди и минерали  $\pm$  Au, Ni, Zn, Sb, Te, Ta, W, Ir, Ru, TR, актиниди; намира приложение и в геохронологията и сеизмогеохимията), *раманова спектроскопия* (за количествен и качествен анализ), *рентгенофлуоресцентен анализ* (XRF, вкл. и за портативни спектрометри) и др.; **(II) деструктивни** като *атомно-емисионен спектрален анализ* (полуколичествен за ориентировъчно определяне на състава), *атомно-абсорбционна спектроскопия AAS* (дава точна количествена оценка до четвъртия знак - в g/t или ppm), *класически мокър химически анализ* (може да даде резултат до четвъртия знак, но е прекалено трудоемък), *фазов химичен анализ* (за определяне на минералния състав по последователността на разтваряне на различните фази), *рентгеноструктурен анализ* (X-ray), *диференциално-термичен анализ* (ДТА), *петрофизичен анализ* (за пористост на рудите, магнитни свойства и т.н.), *индуктивно свързана плазмено-емисионна спектроскопия (и масспектрометрия) ICP(-MS)* (за елементите-следи) и др.

За датировка и генетични интерпретации на рудообразователния процес се използват изотопи на различни елементи – предимно Pb, K, Ar, H, O, S, C и др. (вкл. и по-редките като Re-Os в Mo и Cu сулфиди за геохронология, Sm/Nd, La/Ce и Lu-Hf; както и космогенни радионуклеиди, които се образуват в атмосферата, а след това попадат в морските седименти като  $^7\text{Be}$ ,  $^{10}\text{Be}$ ,  $^{26}\text{Al}$  и са индикатор за скоростта на растеж на Mn конкреции и кварц), а за определяне на физикохимичните условия по време на минералоотлагане – термобарометрията, теоретично и експериментално моделиране и др.

#### **1.4. Етапи в развитието на рудологията**

Историята на рудологията условно може да се раздели на два големи периода: **до Талес** (VII-VI в. пр. н.е.) и **до днес**. През първия човекът не е имал теоретична представа за това как възникват рудите. В него могат да отделят два подетапа: когато човекът съвсем случайно използва дадени наготово минерални суровини и в някаква степен ги преработва (главно кремък) и когато се намесва в използването им (топи метали, пече тухли, търси определени полезни изкопаеми), разчитайки единствено на своя опит, а не знанието за тях. Тогава редица древни цивилизации постигат невероятни успехи, свързани с използването на благородни метали, Fe, Sn, глина за тухли, скъпоценни камъни и т.н.

Вторият етап включва три подетапа: **(1) от Талес до Агрикола**, когато се появяват идеи за това какво представляват минералните суровини и как възникват - започва от Талес, древногръцки философ, който пръв се опитва да даде натуралистични обяснения на света без да прибегва до свръхестественото (счита водата за най-важната земна стихия и се смята за „баща“ на *нептунистите*); продължава през Средновековието с Абу Али ибн Сина (Авицена), който разглежда скалите и минералите, някои техни свойства и изказва предположения за произхода им и завършва през 1556 г. с публикуването на *“De Re Metallica”* на Георг Бауер (Агрикола), която може да се приеме за начало на науката за рудите и включва първата класификация на находищата въз основа на формата на рудните тела, както и идеи за техния произход; **(2) от Агрикола до Линдгрн**, когато се оформя съвременната рудология – от идеите на Рене Декарт (който предполага, че Земята е охлаждаща се звезда с разтопено ядро и рудното вещество се „извлича“ от недрата чрез инжекции и еманации) и Михаил Ломоносов (според който рудите се отлагат от подземни и повърхностни разтвори) до Линдгрн, който през 1905 г. предлага нова класификация на рудните находища (изцяло физико-химична, а не морфоложка), публикувана през 1911 г.; **(3) от 1913 г.** и класическия учебник на Линдгрн *“Mineral deposits”* **до сега**, когато в рудологията изцяло навлизат методите на точните науки и изследванията се развиват в няколко насоки → *експериментално моделиране* (лаборатория „Карнеги“ във Вашингтон, създадена през 1905 г., в Новосибирск в Русия и др.), *теоретично моделиране* и *физико-химичен анализ на рудните парагенези и рудоносните системи* (пионер в това направление е Голдшмит, който през 1911 г. за скарните в района на Осло за пръв път прилага законите на физикохимията –

правило на фазите в геологията; а след това Коржински с помощта на теоретичното моделиране адаптира правилото на фазите за геоложки цели, т.е. за многокомпонентни системи). Развива се **термобарометрията**, която позволява определяне на свойствата на минералообразуващия субстрат по микровключенията (флуидни = газово-течни) в него и **металогенията** (т.е. обвързване на рудообразуването със скалообразуването и тектонските процеси) – от геосинклинална до плейттектонска теория през 1970-те г.

### 1.5. Някои основни геолого-икономически понятия

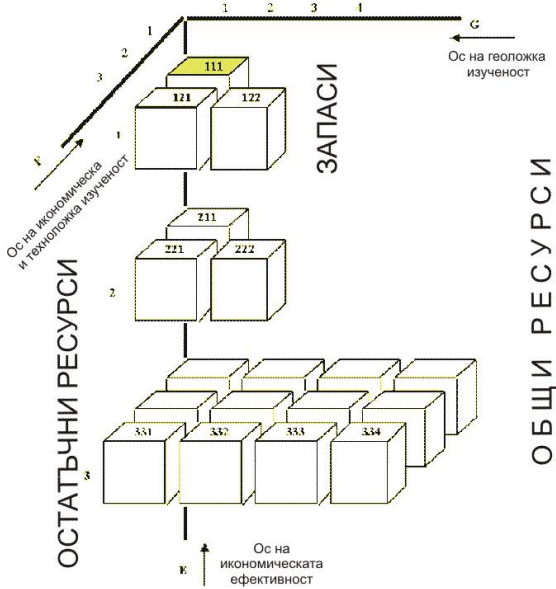
- ❖ Рудна минерализация: проява на рудни минерали без икономическо значение → термин за свободна употреба, в който не се влага икономически и генетичен смисъл и не се определят качествените и количествените показатели на минерализацията
- ❖ Рудопроявление: използва се в 2 аспекта - като рудна минерализация без промишлена стойност или проява на каквато и да е рудна минерализация; различава се от находището по това, че количествените показатели на минералната суровина не отговарят на изискванията за промишлен добив или те все още са не са известни → след установяването им е възможен преход от рудопроявление в находище и обратно при промяна на двата променливи параметъра на кондициите: технологичните възможности и/или икономическата целесъобразност (напр. цената на полезния компонент)
- ❖ Рудно тяло: пространствено обособена част от земната кора (природно дефинирана или геохимично определена), съдържаща полезни минерали и отговаряща на всички изисквания за промишлен добив; това е най-малката металогенна единица в йерархичната редица: рудно тяло → рудно находище → рудно поле → руден район → рудна зона → руден пояс
- ❖ Находище на полезни изкопаеми: участък от земната кора, съдържащ геоложки суровини в такова количество, качество и при такива условия, които позволяват използването им в практиката или с други думи - натрупване на полезни изкопаеми в малък участък от земната кора, което отговаря на всички изисквания за промишлен добив и е изградено от едно или повече рудни тела с определени качествени и количествени показатели
- ❖ Рудно поле: малък участък от земната кора, който се характеризира със специфично геолошко развитие и съдържа едно или повече находища с еднакъв или сходен генезис, еднакви промишлени компоненти, сходна или еднаква морфология на рудните тела и възраст (напр. Росенско, Върлибрежко, Зидаровско и Бакаджишко рудни полета у нас, които формират Бургаския руден район) → дефинира се от тектонски или литоложки фактори, както и от определени геоложки процеси, характерни за съответния регион и време; площта му обикновено е 10-20 km<sup>2</sup>
- ❖ Руден район: съвкупност от разнородни находища на полезни изкопаеми (едно от които е типоморфно), образувани в резултат от единен геоложки процес по едно и също време (напр. Панагюрски и Бургаски рудни райони у нас, влизащи в състава на Средногорската рудна зона) → формата му е най-разнообразна, а площта - от порядъка на стотици или хиляди km<sup>2</sup>
- ❖ Рудна зона: значителна по размери, линейно изтеглена рудоносна площ, отчетливо отделяща се по геоложки белези от околните региони, с различни по състав и генетичен тип находища, формирани през определен геоложки период (напр. Средногорската рудна зона у нас като част от Карпато-Балканска металогенна зона с Cu-Au специализация, простираща се от Алпите на запад до Румъния, България, Турция и Грузия на изток)
- ❖ Руден пояс: линейно изтеглена рудоносна площ с планетарни размери, характеризираща се със струпване на разнородни находища на минерални суровини (напр. Алпо-Хималайски пояс, простиращ се от Пиринеите през Италия, Австрия, Унгария, Словакия, Румъния, България и Турция до Китайско море) → в повечето случаи съвпада с активни в геолошко и сеизмично отношение територии и се намира в периферните части на съвременните континенти

- ❖ Металогенна провинция: има различни определения, без да има единно мнение по въпроса. Въведено от *Де Лоне* като „рудоносна площ, включваща характерни типове находища“, които според повечето автори трябва да имат и генетична връзка. Според *Линдгрен* това е регион (по-голям или по-малък), благоприятен за формиране на рудни находища през определено време. Други го разглеждат като съвкупност от рудни находища на дадена територия, формирани през продължителен период от време и свързани с различни геоложки процеси. Най-общо това е регион, в който са локализирани находища на един или няколко метала с общи геоложки белези в резултат от генетична връзка между тях, образувани през една или няколко металогенни епохи
- ❖ Кондиции: изискване (ограничение) към качеството на геоложките суровини и оценка на целесъобразността за промишления им добив и преработка; определят се по три основни групи параметри - *геоложки* (всички особености на рудните тела и минералите, които могат да се измерят или опишат, но не и да се променят като допустими съдържания на вредните елементи-примеси, средните стойности на главния компонент, форма и размери на рудните тела и др.), *технологични* и *икономически* (т.е. да има печалба) → те са различни в отделните страни и е необходимо постоянно да се ревизират във връзка с промените в технологиите и икономическите условия
- ❖ Борт на рудите (бортони съдържания): допустимите минимални съдържания на полезния компонент в рудите
- ❖ Запаси: количеството минерални суровини в дадено находище или рудно тяло, чийто добив е икономически целесъобразен и технически възможен; според повечето съвременни класификации се разделят на *доказани* (с детайлна степен на проученост и технико-икономическа оценка) и *вероятни* (с детайлна или предварителна степен на проученост и предварителна технико-икономическа оценка) [**виж Приложение 1 и 2**]
- ❖ Ресурси: недостатъчно проучени минерални суровини и/или детайлно проучени природни богатства, чиито добив не е икономически ефективен за момента

**N.B!!!** Минералните суровини са стока, която се подчинява на всички пазарни закони. Следователно експлоатацията на определено полезно изкопаемо е целесъобразна само ако след неговото реализиране има печалба. Това се определя от направените разходи за търсене, проучване, добив и преработка спрямо приходите получени от продажбата му. Ако общите разходи са равни на общите приходи, то икономическата целесъобразност не е доказана, но при подходяща промяна на конюнктурата тя може да се реализира. Минералните суровини се търгуват на международни метални борси и национални тържища като определящи са цените на първите (напр. в Лондон, Сидней, Хонг Конг и Ню Йорк). Търговията се осъществява на базата на качествените показатели на търговския продукт (руда, минерална суровина, концентрат или метал) с отчитане и на транспортните разходи. Използват се английски мерни единици за тегло - паунд, трой унция, метричен тон и др. Ежедневните цени на минералните суровини се публикуват в платени специализирани издания и сайтове и на базата на това се правят краткосрочни прогнози за тенденциите на тяхното изменение. Свободни сайтове са: Лондонска метална борса (<http://www.lme.co.uk>); портал "Интерконтинентална метална борса" (<http://www.metalworld.com/exchange>); портал "Китко" (<http://www.kitco.com>). За благородните метали борсовите цени се дават на всеки 5 минути. В специализирани издания (Mineral Yearbook и др. ) се отразяват подробни данни за минно-добивната индустрия на различните страни или по видове минерални суровини. Тази информация може да се получи и чрез сайтовете: <http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity>; <http://geopubs.wr.usgs.gov/open-file/of98-206/>. Въз основа на тях се правят краткосрочни и дългосрочни прогнози за потреблението и цените на полезните

изкопаеми, от които зависи планирането на геологопроучвателните и добивните работи във всяко находище или страна.

### Приложение 1



← Категории запаси и ресурси: **доказани запаси (111)** – икономически ефективният им добив е потвърден от детайлно проучване и технико-икономическа оценка или доклад за добив; **вероятни запаси (121, 122)** - икономически ефективният им добив е установен с детайлно или предварително проучване и предварителна технико-икономическа оценка; **детайлно оценени минерални ресурси (211)** - детайлно проучени като направената технико-икономическа оценка не показва целесъобразност за ефективен добив за момента; **предварително оценени минерални ресурси (221, 222)** - детайлно или предварително проучени като направената предварителна технико-икономическа оценка не показва целесъобразност за ефективен добив; **детайлно установени (определени, измерени) минерални ресурси (331)** - детайлно проучени като направената геолого-промишлена оценка показва възможен икономически интерес; **предварително установени минерални ресурси (332)** - предварително проучени като направената геолого-промишлена оценка показва възможен икономически интерес; **предполагаеми минерални ресурси (333)** - площи с евентуален икономически интерес, определени по аналогия с други находища; **прогнозни минерални ресурси (334)** - площи с повишен минерален потенциал, определени по аналогия с известни находища.

		Total resources			
		Identified		Undiscovered	
		Measured	Indicated	Inferred	Hypothetical (In known districts)
Economic	Reserves	(Yes)		(No)	
		Zone of economic uncertainty (Maybe)		+	
Sub-economic	Resources	+		+	
		+		+	

← Increasing degree of geological assurance

↑ Increasing degree of economic feasibility

### ← Приложение 2:

Категории запаси и ресурси по McKelvey (1973) и Taylor (1989)

## Глава 2

### Състав и строеж на рудите

#### 2.1. Рудообразуващи химични елементи

Главните елементи изграждат над 98% от земната кора. Останалите са второстепенни, за които няма общоприето понятие – обикновено се наричат редки и разсейани или елементи-следи. В геохимията основни (скалообразуващи) елементи са тези, чието съдържание в земната кора е над 0,1%, а тези с под 0,1% (които са и рудообразуващи) са елементи-следи. От своя страна редките елементи могат да се разделят на предимно образуващи собствени минерали и находища (като Cu, Pb, Zn, Mo, U, Sn и др.) и предимно разсейващи се изоморфно в структурата на другите минерали и техните находища като Hf, Re (типоморфен за молибденит), Cd (за ZnS), Ga (за ZnS и слюдите), In (за ZnS и каситерит), Tl (за калиев фелдшпат и галенит), Rb и Cs (за калиев фелдшпат) и др. Според технолозите редки елементи са тези, чието съдържание в рудата е под 1% → напр. Pb и Zn не са редки, докато W, Sn, Mo и U са редки. По този начин елементите, които са склонни към концентрация (обусловено от техните свойства) няма да бъдат редки, а тези склонни към разсейване – ще бъдат редки. Говори се и за **коэффициент на концентрация (КК)**, т.е. колко пъти съдържанието на даден елемент в рудата е повече отколкото в земната кора. Напр. КК на Al е около 4 при кларк над 8% и минимално съдържание в рудата 30%; на Mn – 350 при кларк 0,095% и съдържание в рудата 30-40%; на Pb – над 1250 при кларк 0,001% и съдържание в рудата 2-3%.

Основните разлики в химизма на скалите и рудите са следни: (1) в скалите елементите (особено рудообразуващите) са в състояние на разсейване, а в рудите – на концентрация; (2) скалите показват в значителен обем сходство в химизма си, докато рудите имат подчертано променлив състав в пространството. Оттук произтичат и важни следствия за рудите: за да се характеризира едно находище, то трябва да се опробва на много места.

#### 2.2. Минерален състав на рудите

Броят на рудните минерали е над 4000, от тях по-разпространени са 1500 като 1000-1200 са рудообразуващи, а 200 - основни и аксесорни в скалите. В количествено отношение минералите в рудите (в рамките на едно находище) са главни при съдържания над 5-10%; второстепенни – между 2 и 5-10%; редки – около 1% и много редки – под 1%.

Методите за определяне на количествения състав на рудите са различни: (а) визуални; (б) микроскопски – с пушинтегратор и чрез еталони (картинки), което почти не се използва; (в) фазов химичен анализ – бавна и скъпа технология, прилага се главно за финоколоидни руди; (г) физически методи за фазов анализ – рентгеноструктурен (по площта на пиковите и по еталони се дава количествена оценка – рядко се използва).

Рудообразуващите минерали се разделят на *рудни* и *нерудни*. Ако дефиницията за „рудни“ се базира на това дали от тях се извличат метали, то пиритът трябва да се приема за неруден, т.к. се използва за добив на сярна киселина, а не Fe. Затова обикновено се предпочита друга трактовка: за рудни минерали се приемат съединенията на метали.

#### 2.3. Минераложки типове руди

На базата на основните групи минерали могат да се отделят следните типове руди: предимно на самородни елементи, сулфидни (пиритни, пиротинови и т.н.), оксидни (титаномagnetитови, хематитови, хромитови и т.н.), карбонатни, сулфатни, фосфатни, боратни, волфраматни, силикатни (кварцови, шамозитови и т.н.) и др.

При минераложката съпоставка между скалите и рудите могат да се направят няколко важни извода: (1) скалите в различен обем имат сравнително постоянен минерален състав, а рудите променят състава си на метри и сантиметри (т.е. необходима е гъста мрежа на опробване); (2) рудите имат по-разнообразен минерален състав от скалите и следователно изследването им е по-сложно, но много важно, т.к. определя технологията им на извличане.

## 2.4. Изотопи на рудите

Изотопите се делят на тежки (като Sr, Pb) и леки (H, O, C, S, Ar). От тежките най-често се използва **Pb**, което има 5 изотопа – 204, 206, 207, 208 и 210 (космогенен). Само  $^{204}\text{Pb}$  не е радиогенен, а останалите са резултат от разпад на U ( $^{206}\text{Pb}$  и  $^{207}\text{Pb}$ ) и Th ( $^{208}\text{Pb}$ ) като и в трите случая се образува хелий. Два са основните метода: **U(Th)-Pb** (за абсолютна датировка по количеството на радиогенното Pb в даден минерал) и **Pb-Pb** (за моделни възрасти, т.к. изчисленията се основат на предположението, че преди 3 млрд.г. Pb е било хомогенизирано и съотношението между радиоактивните и нерадиоактивните изотопи е било еднакво и постоянно и следователно всяко отклонение от този модел дава съответната възраст → недостатък на този метод е, че се получават и отрицателни геоложки възрасти, т.е. че обектите още не са се образували, което налага използване на втори, трети и т.н. модел с многократно смесване на Pb; независимо от това, обаче, той дава огромна генетична информация). **Стронцият** има 4 изотопа – 84 (слабо разпространен), 86, 87 и 88 (преобладаващ). Най-често се използва преходът  $^{87}\text{Sr} + p \rightarrow ^{87}\text{Rb}$  като се строи Sr-Rb изохрона. По-широко приложение методът намира в петрологията и по-рядко в рудологията (главно за произхода на рудогенериращата магма).

Изотопите на **аргона** също намират приложение за датировка рудите (по K-съдържащи минерали - особено слоисти силикати) по два метода: **K/Ar** ( $^{40}\text{K} + e^- \rightarrow ^{40}\text{Ar}$ ) и  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ . Техният недостатък е, че Ar е газ и може лесно да мигрира, затова се използват за млади образувания, които не са подлагани на съществени термични въздействия. Въз основа на изотопите на S, H, O и C се правят предимно генетични изводи. При **сярата**, която има 4 изотопа - 32 (над 95%), 33, 34 (над 4%) и 36, се изследва или съотношението между леките и тежките, или съдържанието на тежкия в промили (‰). Те дават информация за произхода на магмата, дали орудяването е ендо- или екзогенно и т.н. **Водородът и кислородът** имат по 3 стабилни природни изотопа: съответно против (98,98%), деутерий (0,02%), тритий (много ограничен) и  $^{16}\text{O}$  (99,76%),  $^{17}\text{O}$  (0,04%),  $^{18}\text{O}$  (0,02%). Най-често се използва деутерият ( $\delta\text{D}$  ‰) в комбинация с кислород ( $\delta\text{O}$  ‰) за определяне на източника на вода в хидротермалните разтвори (при анализ на флуидни включения в минералите), по-рядко за геотермометрия. Широко приложение в рудологията намират и изотопите на **въглерода** –  $^{12}\text{C}$  (98,89%),  $^{13}\text{C}$  (1,17%),  $^{14}\text{C}$  (много ограничен с космогенен произход) за генетични интерпретации: източник на рудоносните разтвори и температурата на рудообразуване (колкото по-високо е съдържанието на  $^{12}\text{C}$ , толкова е по-висока и температурата), дали карбонатите имат органичен или неорганичен произход; а  $^{14}\text{C}$  и за датировка на по-млади образувания (главно в археологията).

- ❖ За разграничаване на мантийни и корови източници на сяра се използва отношението  $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ . Счита се, че в мантията  $\delta^{34}\text{S}$  е около нулата (между  $-3$ ‰ и  $+3$ ‰ → според *Ohmoto, 1986*; макар че в сулфидни включения в диамантите е  $+9,5$ ‰). За коровите сулфиди е характерно биогенно фракциониране, при което стойностите на  $\delta^{34}\text{S}$  стават около  $+30$ ‰, а в океанската вода към  $+20$ ‰.

## 2.5. Строеж на рудите и парагенетичен анализ

Освен минерален и химичен състав важно значение (особено за техноложката схема на преработка) има и строежът на рудите, който се характеризира въз основа на текстурно-структурните им особености (т.нар. *текстурно-структурен анализ*).

- ❖ **Структура**: пространствено разположение и съотношение на отделните минерални зърна, обусловено от тяхната форма, размери и последователност на образуване (определени главно микроскопски), което дава информация за последователността на отлагане на минералите в една парагенеза
- ❖ **Текстура**: пространствено разположение и съотношение на отделните минерални агрегати, обусловено от тяхната форма, размери и последователност на образуване (определени главно макроскопски), което дава информация от по-висок ранг:

последователността на отлагане на парагенезите, броя на стадийте, етапите и фазите на минералообразуване

- ❖ Минерална асоциация: всяко съвместно намиране на минерали
- ❖ Минерална генерация: даден минерал или група от минерали, които са образувани в резултат от едно или повече зараждания в рамките на дадена парагенеза
- ❖ Минерална парагенеза (парагенетична минерална асоциация): асоциация на минерали, образувани едновременно (или отчасти едновременно) на едно и също място при определени физикохимични условия в рамките на даден стадий на минерализация, т.е. съвкупност от минерали с еднакъв произход
- ❖ Стадий на минерализация: период от време (в рамките на етап на минерализация), когато минералите се отлагат от различни по състав и температура разтвори (и топилки), в резултат от което се образуват една или няколко минерални парагенези
- ❖ Етап на минерализация: период от време, през който минералообразователният процес протича при еднотипни условия – магматични, хидротермални или супергенни; в някои случаи етапите на минерализация могат да бъдат отделени от прояви на магмена дейност



⇒ Факторът време в петрологията се определя по-лесно, докато в рудологията е малко по-сложно, т.к. напр. кварц може да се отлага през цялото време и спрямо него всички минерали са едновременно образувани, а всъщност между ранния и късния пирит няма нищо общо (отлагане на няколко генерации от един минерал се нарича *рекуренция*).

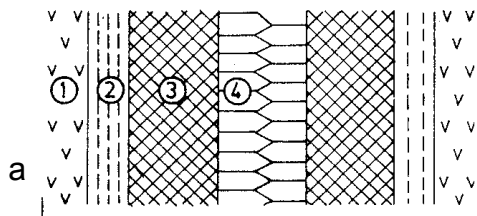
**N.B!!!** Термините „**етап и стадий на минерализация**“ се използват предимно при хидротермалните рудни образувания като интерпретацията им е дискуссионна, т.к. имат няколко аспекта: *физико-химичен* (т.е. физико-химична характеристика на рудоносния субстрат) и *темпорален* (отрязък от време, през който протича конкретният рудообразователен процес). Така например, Коржински отделя 4 стадия в развитието на един хидротермален поток: ранноалкален, киселинен, неутрален и късноалкален, които се базират на рН на разтворите. Същевременно според втория аспект под стадий се разбира отрязък от време вътре в даден етап на минерализация, през който рудообразуването протича от една и също порция разтвори. Не по-малко противоречив е и терминът „*рудна формация*“. Той е въведен в средата на 19 век в Германия и е приет в предложението си смисъл (като група от рудни находища със сходен минерален състав и условия на образуване) от почти всички европейски рудолози. В американската литература, обаче, той не се използва или смисълът му е различен – отнася се за скали (литотела). Някои изследователи включват в дефиницията му и морфологията, напр. жилна рудна формация, а други говорят за „*формационен анализ*“. Назоваването на рудните формации става по различен начин, но главно по два белега – промишлен тип на рудата (химизъм) или по главните (и/или типоморфните и промишлено важните) минерали; напр. полиметална (Cu-Pb-Zn) или Au-полиметална формация. Химичният подход се използва при сложен минерален състав на рудата, а вторият (минералният) – при по-прост, напр. кварц-молибденитова, кварц-сулфидна, карбонат-сулфидна, ферберит-антимонитова и т.н. В една рудна формация се отделят субформации и минерални типове, а няколко рудни формации, които са свързани с един и същ рудоносен комплекс се групират в серии или комплекси. Освен това терминът може да се използва в конкретен смисъл (за дадена рудна формация в дадено място) или абстрактен (въобще за рудна формация).

Целите на парагенетичния анализ са следни: (1) теоретична – за определяне на последователността на отлагане на минералите в една парагенеза; (2) изясняване на химичната еволюция на рудоносния субстрат; (3) еволюция на самото минералообразуване; (4) установяване на физико-химичните условия на рудоотлагане.

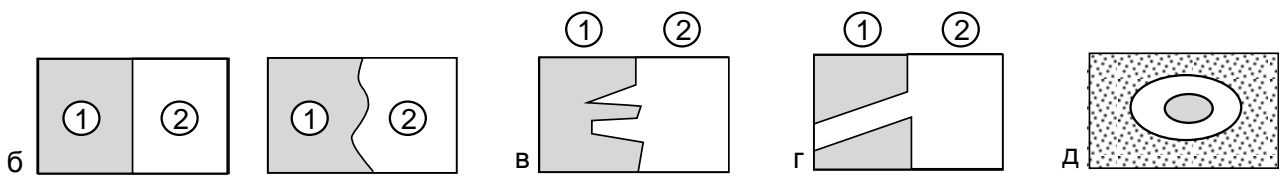


Технологията на анализа има 2 аспекта: (1) определяне на минерални парагенези и последователността на отлагане в тях; (2) изясняване последователността на формиране на минералните парагенези в находищата. Съответно в първия случай се изследват структурните особености на рудите (предимно микроскопски), а във втория - текстурните (макроскопски).

Структурният анализ (т.е. изследването на взаимоотношенията между минералните зърна) се свежда до геометрия на граничните повърхнини като определящи са следните взаимоотношения:



(а) запълване на пукнатина от залбанда към вътрешните части → индикативно е само ако рудоотлагането е от една и съща порция разтвори в пукнатини на срязване, но не и на скъсване (т.к. пукнатината се разширява и има по-голяма вероятност за запълването ѝ от нови порции разтвори)

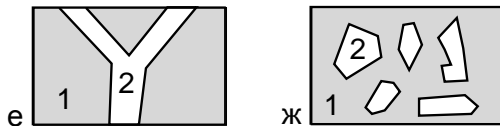


(б) ако границата е права или плавно извита линия, зърната са възникнали едновременно

(в) корозионни структури – по-късният минерал (2) кородира по-ранния (1)

(г) жилкова структура – по-късният минерал (2) не само разяжда, но и пресича по-ранния (1)

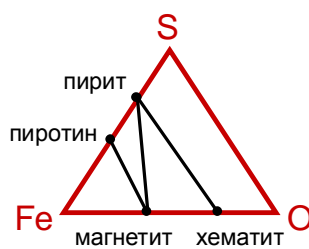
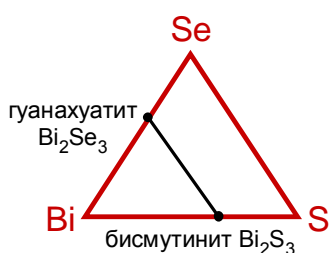
(д) нееднозначно тълкуване: отлагане на минерали от центъра към периферията или резултат от заместване на по-ранен минерал и тогава вътрешната фаза е най-късна?



⇒ При текстурните изследвания най-информативни са текстурите на пресичане (е: 2 е по-късен от 1) и циментация (спояване) → ж: 1 е по-млад от 2, но трябва да се внимава, т.к. може да е резултат от заместване и тогава 2 е по-късният

Парагенези	Кварц-халкопирит-пиритов	Кварц-сфалерит-галенитов	Карбонат-зеолитов
КВАРЦ	■	■	
СПЕКУЛАРИТ	■		
ХАЛКОПИРИТ	■		
ПИРИТ		■	
СФАЛЕРИТ		■	
ГАЛЕНИТ		■	
КАЛЦИТ			■
ЛОМОНТИТ			■

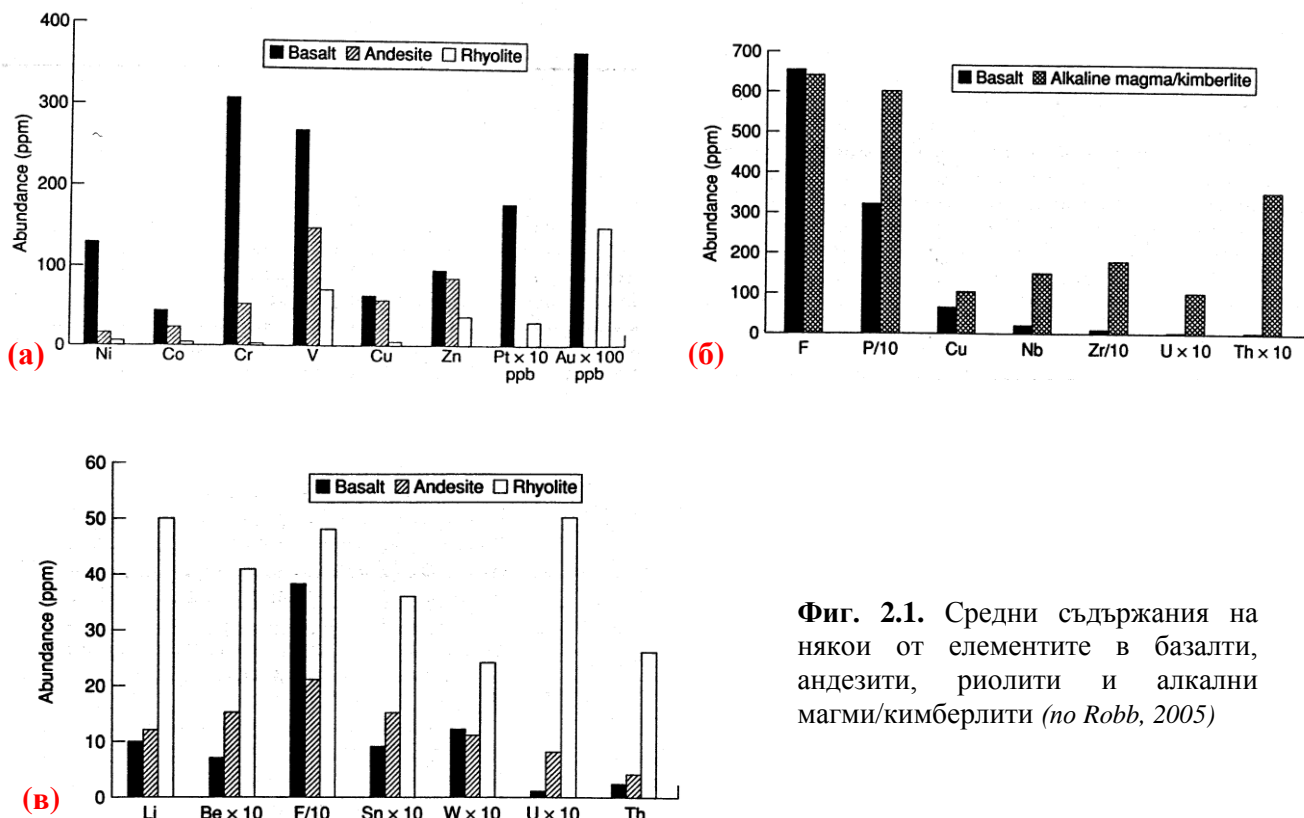
⇐ Накрая се правят *парагенетични диаграми* за последователността на образуване от типа на дадената вяло (но могат да се строят по различен начин от различни автори), където дължината на линията показва условното време на отлагане, а дебелината ѝ – количествена оценка. Може да се посочи и температурата на формиране.



⇐ Използват се и друг тип диаграми: *парагенеза-състав*, които обикновено са във вид на равностранен триъгълник и се отнасят за тройни системи като отделните парагенези се свързват с линия.

## 2.6. Парагенетични метални асоциации

Всички елементи и минерали, които взимат участие в рудообразователния процес се срещат в парагенетични асоциации, свързани с определен тип скали. За ултрабазичните са характерни главно Cr, Fe, Mg, Au, Pt, Ir, Os, Pd, Rh и Ru, които образуват хромит, магнетит, азбест, талк, магнезит, серпентин и др. За базичните скали са присъщи Fe, Ti, V, Cu, Co, Ni, Pt, Pd (фиг. 2.1а), а от минералите – магнетит, илменит, пиротин, халкопирит, пентландит и др. С алкалните скали (сиенити и нефелинови сиенити) са свързани основно Fe, P, Zr, Ti, Nb, Th и TR във вид на магнетит, апатит, циркон, различни редкоземни минерали и др. (фиг. 2.1б); а към киселите – най-голямата част от находищата на метални и неметални полезни изкопаеми – Mo, Sn, W, Pb, Zn, U, Ag, As, Sb, Hg, Bi, Te, Se и др. (фиг. 2.1в).

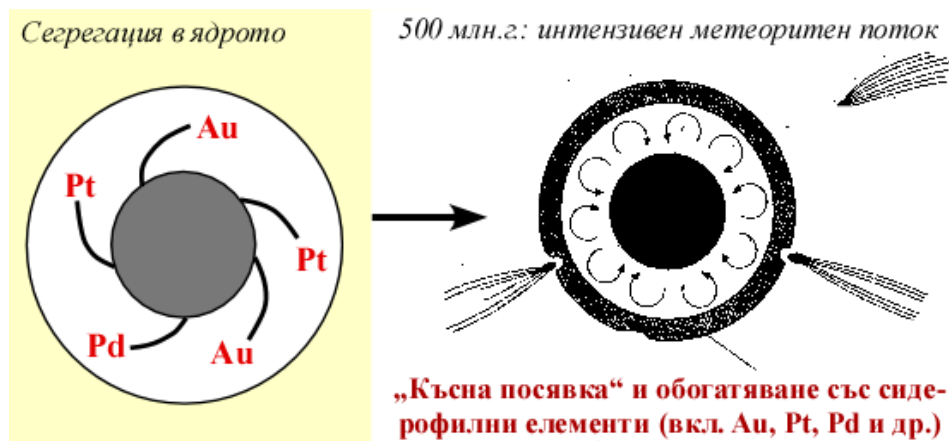


Фиг. 2.1. Средни съдържания на някои от елементите в базалти, андезити, риолити и алкални магми/кимберлити (no Robb, 2005)

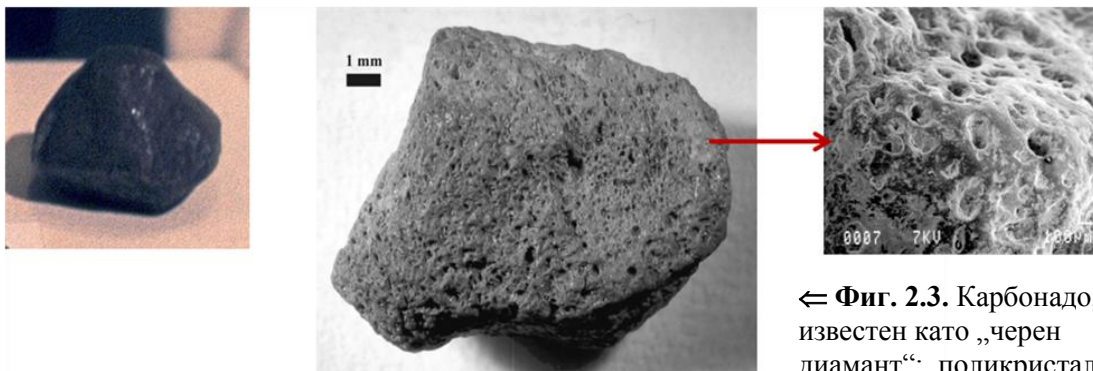
По отношение на генетичните типове находища в магматичните се срещат Cr, Fe, Pt, Ir, Os, Pd, Rh, Ru, TR, Nb, Ta, C, Ni, Co, V, Cu, P, S под форма на хромит, магнетит, титаномагнетит, сперилит, лопарит, монацит, диамант, пентландит, пиротин, халкопирит, кубанит, апатит и др. За пегматитите са характерни Sn, W, Mo, Li, K, Na, B, Be, Nb, Ta, Al, U, Zr, Ce, Th и минералите кварц, фелдшпати, мусковит, лепидолит, берил, топаз, сапфир, турмалин, ортит, монацит, колумбит-танталит, циркон, каситерит, корунд, изумруд, апатит, торит, уранинит и др. В хидротермалните находища е включена основната част от Pb, Zn, Cu, Au, Ag, Sn, Mo, W, U, Co, Ni, As, Sb, Bi, Hg, Te, Se и много други, представени от най-различни сулфиди, арсениди, антимиониди и сулфосоли. За разсипите са присъщи Sn, W, Au, Pt, C, Ce, Fe, Ba, Al, Zr, Si във вид на кварц, каситерит, волфрамит, шеелит, хюбнерит, злато, платина, диамант, магнетит, корунд, гранат, монацит, циркон и др. В изветрителните находища преобладават Fe, Mn, Al, Mg, Ni, Co, P, Ca, S под форма на хидрогъотит, хематит, псиломелан, пиролузит, бьомит, гибсит, еритрин, анабергит, гарниерит, магнезит, гипс, каолинит, алунит, ярозит, фосфорит и др. Със седиментните находища са свързани предимно Fe, Mn, Al, P, V, U, Na, K, Mg, Ca, F, Cl и B като хематит, хидрогъотит, сидерит, шамозит, тюрингит, псиломелан, пиролузит, фосфорити, родохрозит, карнотит, халит, силвин, карналит, борати и др. В метаморфогенните

находища се срещат главно Fe, Mn, Al, C, Si във вид на магнетит, хематит, хаусманит, браунит, дистен, силиманит, андалузит, графит и корунд.

❖ Защо, обаче, някои участъци от земната кора са по-обогатени на определени елементи в сравнение с други? Защо има такава концентрация на Au и Pt находища в РЮА (Витватерсранд и Бушвелдски комплекс), на Cu - в Андите, на Ni – в Съдбъри или защо диамантоносните кимберлити се формират само върху древни кратони? Според по-нови схващания това се дължи на преференциалната концентрация на метали в определени участъци на мантията, откъдето впоследствие те се въвличат в различни минералообразователни процеси в кората. Съществува и теория за „късна посявка“ на благородните метали (платиноиди и Au), т.е. че значителна част от тях се внасят от метеорити след диференциацията на вещество между ядрото и мантията (фиг. 2.2). Според тази идея повечето, ако не всички находища на Au и Pt имат извънземен произход. Внос на вещество от метеорити и астероиди действително е възможен, напр. на енигматичните „карбонадо“ диаманти, намерени само в метаседиментни скали с възраст 1500 млн.г. в Баия, Бразилия и Централно-Африканската република, чиито минераложки и изотопни характеристики са напълно различни от земните (фиг. 2.3).



Фиг. 2.2. Идеализирана схема на хипотезата за „късна посявка“ и обогатяване със сидерофилни (вкл. благородни) метали в земната литосфера преди 500 млн.г. след първоначалната им сегрегация в Fe-Ni ядро (no Robb, 2005)

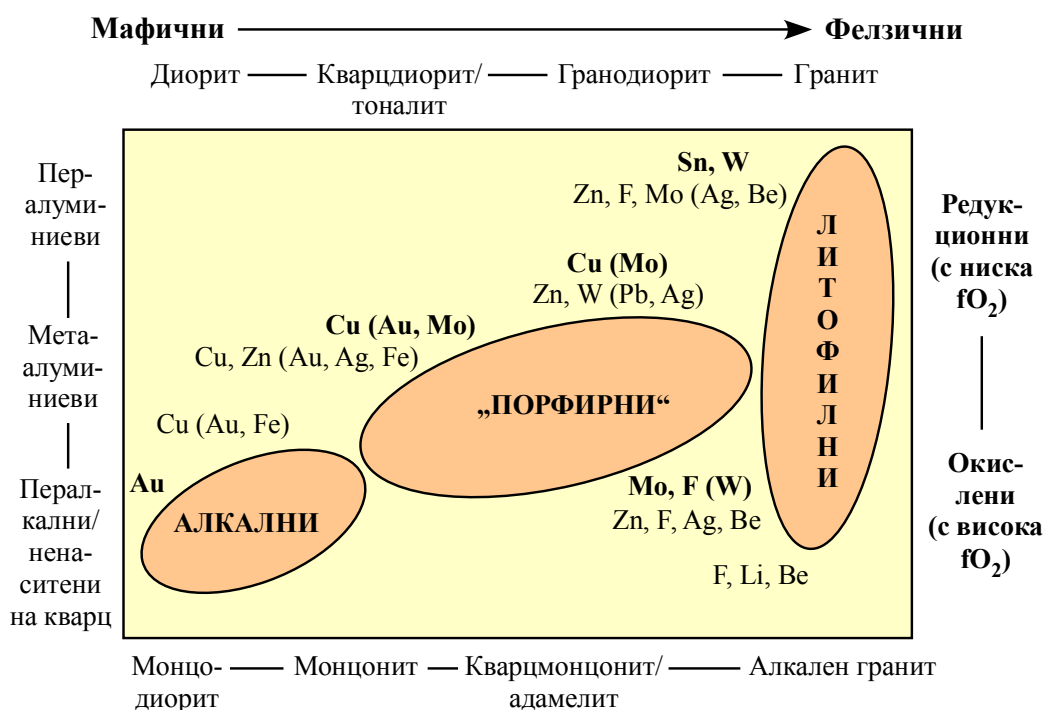


← Фиг. 2.3. Карбонадо, известен като „черен диамант“: поликристалинен, черен до сив с много пореста структура

**N.B!!!** Прието е **орогенните гранити** се разделят въз основа на това дали топилките се образуват при частично топене на предимно магмен (**I-тип**) или седиментен (**S-тип**) протолит. Най-общо в първия случай гранитите са предимно метаалуминиеви с тоналитов (или кварцдиоритов) до гранодиоритов състав, а във втория са по-често пералуминиеви с адамелитов (или

кварцмонцонитов) до гранитов състав. От металогенна гледна точка по-важно е, че I-тип гранити обикновено са по-оxygenни (т.е. с по-висока фугитивност на  $O_2$ ) от S-типа, генерирани от редукционни графит-съдържащи източници. Индикатор за степента на oxygenност на магмите е отношението  $Fe_2O_3/FeO$ . Съответно I-тип гранити са с  $Fe_2O_3/FeO > 0,3$ ; а S-тип  $Fe_2O_3/FeO < 0,3$ . Класификацията на гранити според тяхната „oxygenност“ е предложена доста по-рано от *Ishihara (1977)*, който разграничава редукционни гранитни магми, формиращи илменитови серии гранитоиди, и по-oxygenни магнетитови серии. В металогенно отношение първите асоциират с находища на Sn и W (+ U и Th), а вторите – на Cu, Mo и Au (+ Pb, Zn, Ag). **Магнетитовите серии са еквивалент на повечето I-тип гранити, докато илменитовите – на повечето от S-тип.** Трябва да се има пред вид, обаче, че тази схема колкото и да е удобна, е прекалено упростена и не обхваща всички гранити, особено тези, които се формират в посторогенни или анорогенни обстановки. Напр. с алкалните гранити в Бушвелдския комплекс са свързани както Sn-W минерализации, така и полиметални. По-пълни взаимоотношения между състава на магмата (вкл. степента ѝ на oxygenност) и металогенната специализация дава *Barton (1996)* (фиг. 2.4).

Освен това S-тип магми се считат за „мокри“, а I-тип за „сухи“ в зависимост от първичното им съдържание на вода. Това се обуславя от факта, че при частичното топене и реакции на дехидратация различните минерали отделят различно количество  $H_2O$  - мусковит 8-10%, биотит 3-5%, а амфибол само 2-3%. Съответно ако в протолита преобладава мусковит (както е при S-тип гранити) първичното водно съдържание ще бъде значително по-високо, отколкото при топене на биотит или амфибол, което освен всичко трябва да започне и при значително по-високи температури и налягания. В този смисъл по-сухите I-тип гранитни магми ще се генерират на по-голяма дълбочина в кората (вероятно и с привнос на вещество от горната мантия) при температури около и над  $1000^\circ C$ , докато S-тип гранити ще се образуват при топене на средна и долна кора при по-ниска температура (около  $700^\circ C$ ). След това I-тип могат да се издигнат до по-плитки нива в кората (при 1 кбара или по-малко) като магматичният флуид се отделя при първично кипене и обуславя хидравлично фрактуриране, брекчиране и широкомащабна циркулация на разтвори около магмения източник на топлина, в резултат от което се формират порфирни Cu, епитермални Au-Ag и други находища. Докато S-тип магми се внедряват на средни корови дълбочини (при 4-5 кбара), т.е. не толкова далече от мястото им на генериране, поради което често са безрудни. Ако все пак са претърпели по-значителна кристализационна диференциация, остатъчните топилки ще се набогатят на несъвместими елементи, магматичният флуид ще се отдели в резултат от вторично кипене и ще доведе до формиране на пегматитови и други, свързани с интрузиви находища.



**Фиг. 2.4.** Обобщена схема на връзката между състава на гранитите и степента им на oxygenние с металната асоциация (*no Barton, 1996 u Robb, 2005*)

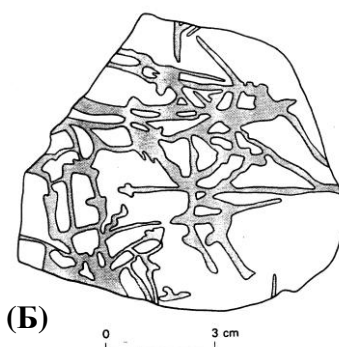
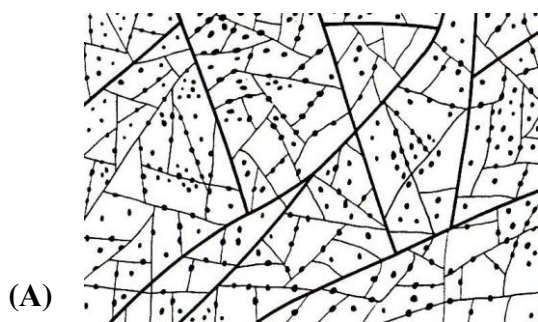


## Глава 3

### Пространствено и темпорално разпределение на рудите

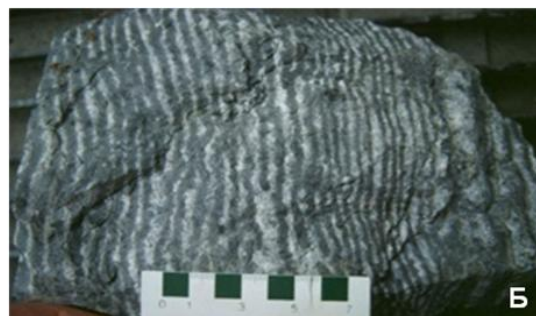
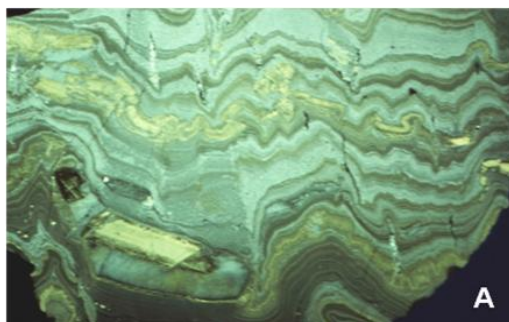
#### 3.1. Класификации и строеж на рудните тела

Има различни подходи за класификация на рудните тела: **(I)** дали се разкриват на повърхността или не → съответно открити (или просто рудни тела) и слепи; **(II)** въз основа на форма → *изометрични* (щокверкови, изградени от множество пресичащи се рудни жилки и впръследи: **фиг. 3.1А-Б**), *линейни* (пластови и жилни – съответно конкордантни и дискордантни спрямо шистозността или напластяването на вместващите ги скали) и *неправилни* (обикновено на заместване, характерни за карбонатни терени).



← **Фиг. 3.1.**  
А - Идеализирана схема на щокверк в порфирно медно находище;  
Б - щокверк от молибденит-кварцови жилки в Клаймакс, Колорадо, САЩ (no Evans, 1993)

В зависимост от взаимоотношенията с вместващите скали находищата са *сингенетични* (образувани едновременно в резултат от един и същи геоложки процес – **фиг. 3.2А**) и *епигенетични* (образувани по-късно от вместващите ги скали – **фиг. 3.2Б**). Жилите са епигенетични спрямо вместващите ги скали, докато пластообразните рудни тела могат да бъдат както сингенетични (напр. в *sedex* тип находища), така и епигенетични (в *strata bound* тип находища).

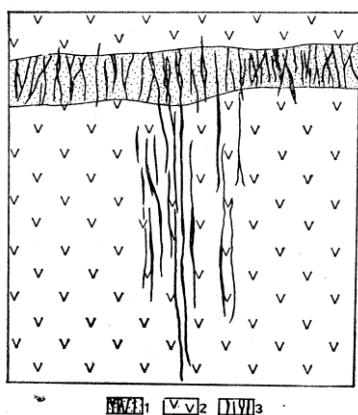


**Фиг. 3.2.** А - Ламини от сфалерит, галенит и пирит в светлосиви кремъчни варовици и тъмносиви карбонатни кремъци, интензивно нагънати с осов кливаж в резултат от разтваряне под налягане: *МакМилан Пас, Канада*; Б - Текстура тип „зебра“ (сфалерит-доломит-калцит) в резултат от избирателно заместване на карбонатни скали: *Сан Висенте, Перу*

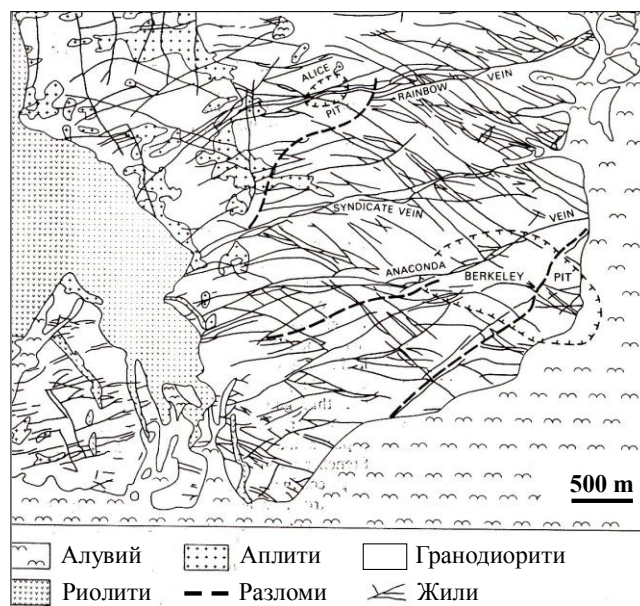
При рудните жили се различават следните части: *залбанд* (границата, контактът с вместващите скали) и *вътрешна (осова) част*. Контактите биват резки или постепенни. Първите се дължат на тектонски причини (тектонски контакт) или селективно заместване на скали в дадена зона (характерно за орудявания в карбонатни комплекси). Във втория случай рудните жили постепенно преминават във вместващите скали, което се среща сравнително рядко – главно в силикатни скали и то при високи температури (напр. при пегматити и грайзени). В зависимост от вътрешния строеж рудните жили се разделят на прости и сложни (система от жили, изграждащи една жилна зона или ако в жилата са

включени големи блокове от вместващи скали); в зависимост от наличие на пукнатини - жили с каверни (които възникват на малки дълбочини) и без каверни. Говори се и за камерни жили с почти изометрични кухни. Дължината на жилите варира в широки граници - от метри и десетки m до километри и десетки km. По-дългите са по-характерни за по-високотемпературните образувания, а тези под метър се наричат *жилки*. Вертикалният обхват на жилите обикновено е по-малък от тяхната дължина, т.е. в разрез те представляват доста изтеглени ивици в интервал 1:1, 1:3 или 1:2. Дебелината на рудните жили също е твърде променлива: от десетки cm до метри, по-рядко десетки m като на места те могат да имат участъци с много по-голяма дебелина, т.нар. *раздуви*.

В дадено находище може да има една (изключително рядко), няколко или десетки и стотици рудни жили. Зависимостта между броя и размерите им е обратно пропорционална, затова от икономическа гледна точка е по-добре да има по-малко, но по-богати жили. Големи жили възникват главно в стабилните участъци на земната кора (кратони, платформи) и асоциират с големи регионални разломи, често наричани дълбочинни (напр. на редица места в Африка, Сибир, Бразилия, Индия и др.). По-малки са характерни за орогените (т. нар. подвижни зони), където рудовместващите разломи са с по-ограничени размери. „Най-капризни“ (променливи) са рудните жили във вулканогенните находища като най-дългите са привързани към концентрични и радиални разломи с дължина от порядъка на стотици метри. В обхвата на един вулкански апарат обикновено има много жили, но с малки размери и силно разпръснати. Много интересни са *седловидните жили* (т. нар. *reefs*), в които рудното вещество запълва дорудни празнини в сводовете на антиклинали, формирани по време на нагъването (напр. Бендиго в Австралия – Au находище в турбидити). Друга разновидност са *стъпаловидните жили*, които представляват серия от паралелни една на друга жилки, разположени напречно на стените на вместващите ги магмени скали, най-често дайки (напр. Березовское орогенно Au-рудно находище в Урал, Русия – **фиг. 3.3**); *мрежести жили*, които се пресичат в различни посоки и тип „конска опашка“ (напр. жилно Cu находище Бют в Монтана, САЩ – **фиг. 3.4**), когато рудното вещество запълва както главните, така и второстепенните оперяващи пукнатини. Някои автори отделят и тръбо(стълбо)образни рудни тела, типични за карбонатитови и кимберлитови находища.



**Фиг. 3.3.** Фрагмент от Березовското Au находище в Русия: **1** – березитизирана гранит-порфирна дайка със стъпаловидни жили; **2** – лиственизирани вулканогенно-седиментни скали; **3** – богати рудни жили (по М. и Н. Бородаевским, 1947)



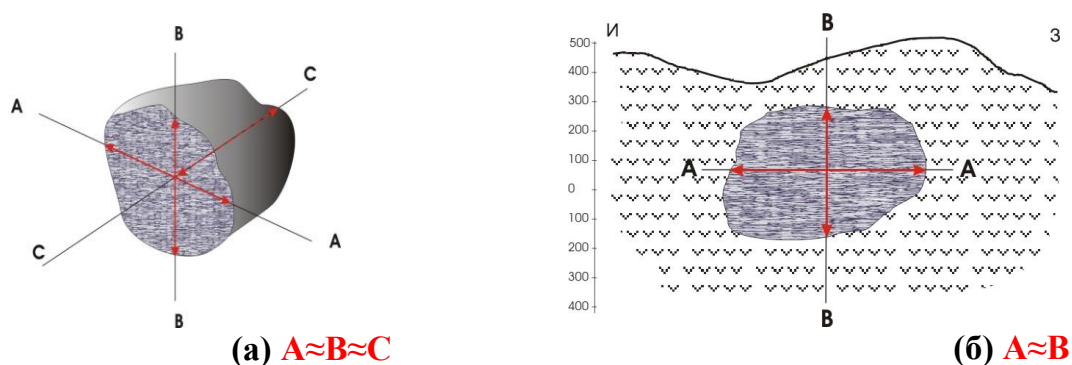
**Фиг. 3.4.** Рудни жили тип „конска опашка“ в Cu находище Бют, САЩ (no Meyer et al., 1968)

### 3.1.1. Геометрична класификация на рудните тела

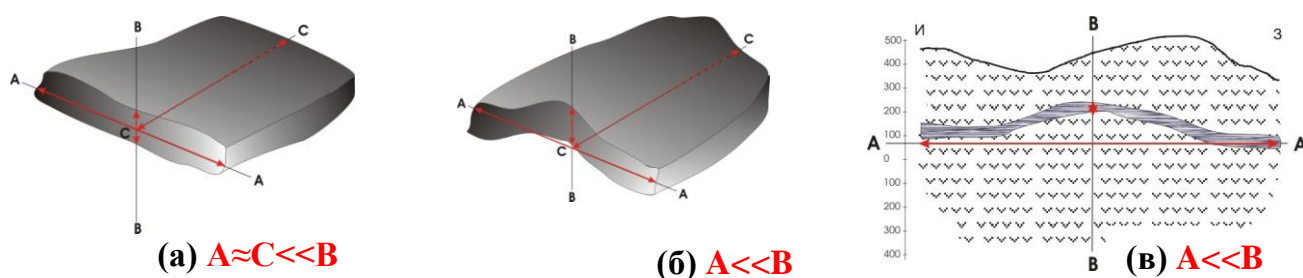
Рудните тела са природни обемни тела, което позволява те да бъдат геометрично описвани и моделирани с помощта на координатна система с три взаимно перпендикулярни направления (А, В и С), от които В винаги се приема за вертикално или субвертикално. Съгласно геометричната класификация рудните тела са:

- рудни тела с почти еднаква дължина на трите оси (изометрични тела) (фиг. 3.5 - а, б)
- рудни тела с къса вертикална и 2 дълги хоризонтални оси (пластообразни тела) (фиг. 3.6 – а, б, в)
- рудни тела с дълга вертикална ос и 2 хоризонтални – къса и дълга (жилни тела) (фиг. 3.7 – а, б)
- рудни тела с дълга вертикална и 2 къси хоризонтални оси (стълбообразни тела) (фиг. 3.8 – а, б)
- рудни тела с къса вертикална ос и две хоризонтални – дълга и средна (лещообразни тела) (фиг. 3.9 – а, б)

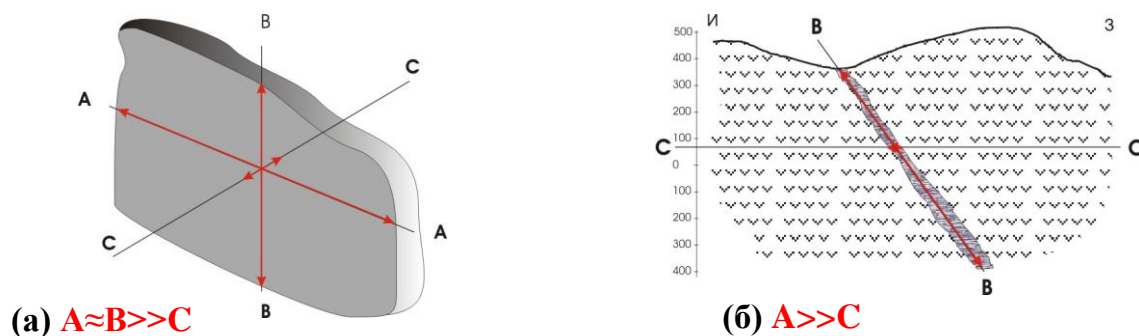
**N.B!!!** Рудните тела по своята форма наподобяват правилни обемни геометрични фигури, но винаги се различават от тях. Затова се употребяват термините "...образни" или "...подобни".



Фиг. 3.5. Модел на изометрично рудно тяло (а) и геоложкият му разрез (б)

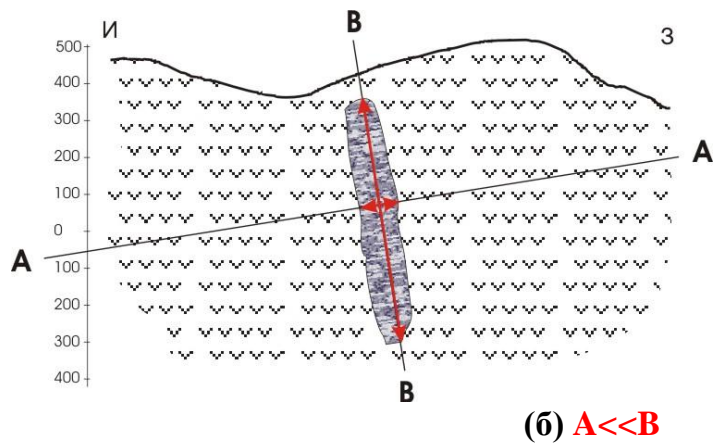
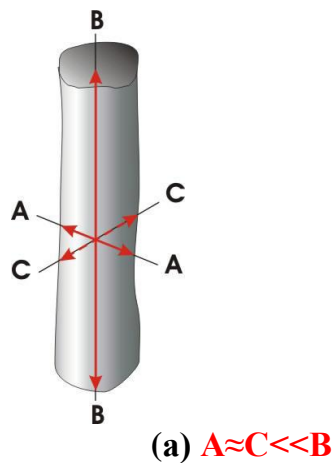


Фиг. 3.6. Пластообразно рудно тяло: (а) недеформирано и (б) огънато с геоложки разрез (в)

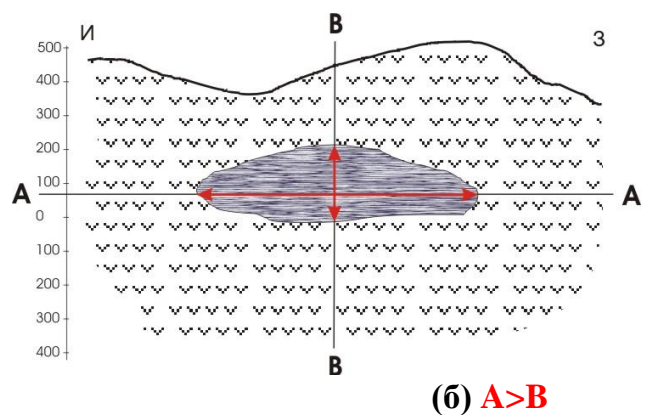
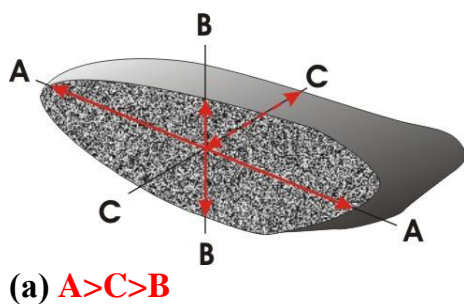


Фиг. 3.7. Модел на субвертикално жилообразно рудно тяло (а) и геоложки разрез на наклонена жила (б)





Фиг. 3.8. Модел на стълбообразно рудно тяло (а) и геоложки разрез на наклонен „стълб“ (б)



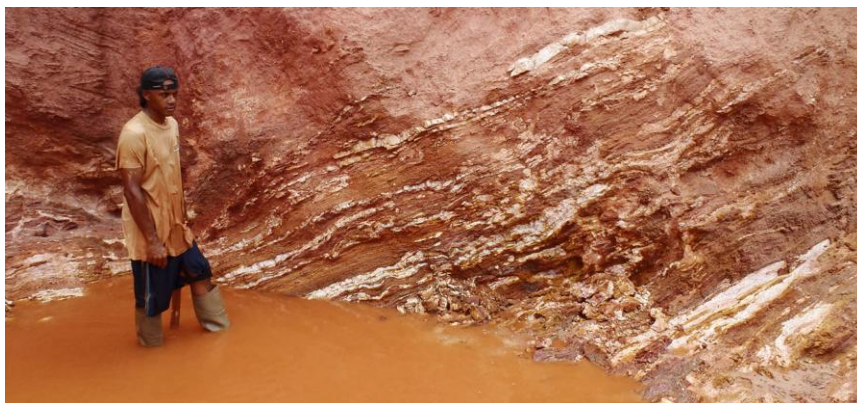
Фиг. 3.9. Модел на лещообразно рудно тяло (а) и геоложкият му разрез (б)

**3.1.2.** Възможно е рудните тела да се класифицират подобно на магмените, т.е. дали са дискордантни или конкордантни спрямо вместващите скали.

**(I) Дискордантни рудни тела с приблизително правилна форма**

**Ia. Плоски (“tabular”) рудни тела**

Преди за жила са се използвали термините “vein” и “lode” като разликата между тях е чисто генетична: първите са на запълване на празни пространства, а вторите – на заместване. Това разделяне е доста условно, т.к. двата процеса действат едновременно и е неудобно при работа на терен. Затова сега се предпочита само “vein”. Жилите обикновено са привързани към разломни зони и имат определена ориентация. В някои находища се срещат стотици тънки (< 2 mm) паралелни жили с плътност около 30 жили на 1 m – те са известни като “sheeted” и са особено характерни за Sn и Au находища (фиг. 3.10).

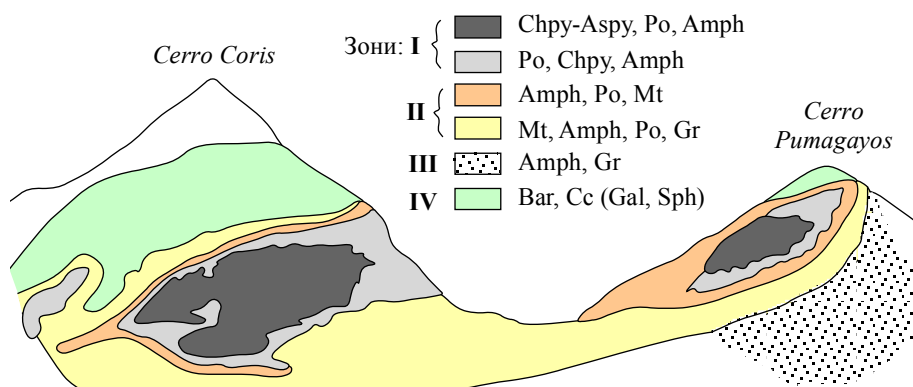


⇐ Фиг. 3.10. “Sheeted” кварцови жили с видимо Au в нашистени метаседиментни скали в Гвиана: браздова проба от зоната съдържа над 20 g/t Au



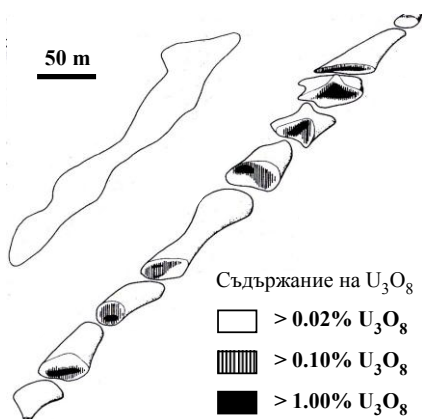
### Иб. Тръбоподобни (“tubular”) рудни тела

Когато са вертикални или субвертикални се наричат тръби или комини, а когато са хоризонтални – “mantos” (от исп. Одеало – **фиг. 3.11**) или “flat” (хоризонтален пласт). Тръбите са с различен произход и от различен тип като повечето са формирани при частично разтваряне на вместващите скали. Чести са и случаите на запълване на минерализирани брекции. И хоризонталните, и вертикалните тръбоподобни тела могат да се разклоняват, да се срастват и преплитат. Освен това често се срещат заедно като вертикалните са подхранващите канали на хоризонталните. В някои тръбообразни находища, формирани от субхоризонтални потоци от минерализирани флуиди, рудните тела могат да са прекъснати и да със във вид на лещи (т.нар. “rod”), линейно подредени в една ивица (**фиг. 3.12**).



**Фиг. 3.11.** Схематичен разрез на манто тип рудни тела в Fe-окисно-Cu-Au находище Кобрiza в Перу със зонално разпределение на минералните асоциации (no Rivera et al., 1989)

Съкращения: Chpy - халкопирит, Aspy - арсенопирит, Po - пиротин, Amph - амфибол, Mt - магнетит, Gr - гранат, Bar - барит, Cc - калцит, Gal - галенит, Sph – сфалерит



← **Фиг. 3.12.** Линейно подредени лещообразни рудни тела в U находище Маклин, Канада (no Wallis et al., 1984)

### (II) Дискордантни рудни тела с неправилна форма

#### IIa. Впръснати (“disseminated”) рудни тела

В едни случаи рудните минерали са „разсеяни“ във вместващите скали подобно на акцесорните в магмените тела (напр. диаманти в кимберлити), в други – разсейването на рудните минерали е в цялата жила сред нерудните или като мрежа от жилки, формиращи щокверк (**фиг. 3.13A**). Границите на този тип рудни тела се определят чрез геохимично опробване и се очертават по минимално бортово съдържание. Това е характерно за порфирен тип находища, които имат най-голямо значение за добив на Cu и Mo, в по-малка степен на Sn, Au, Ag, Hg и U.

**Шб. Неправилни рудни тела на заместване:** скарнови (сравнително високо-температурни контактно-метаморфни или пирометасоматични – важни за Fe, Cu, W, графит, Zn, Pb, Mo, Sn, гранат, талк и др.) и нескарнови (ниско- до среднотемпературни в карбонатни седименти или скали с карбонатна спойка, вкл. субхоризонтални, известни като “flat” – магнезитови, сидеритови, пирофилитови, Pb-Zn тип Мисисипи и др.).

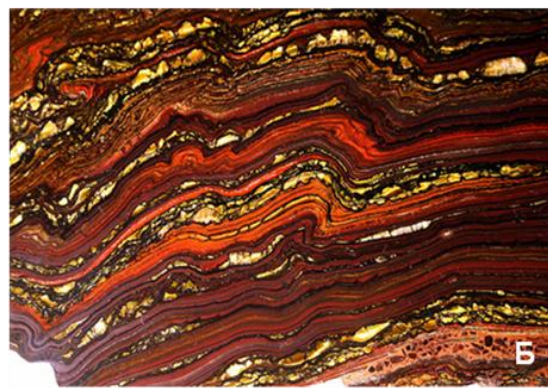
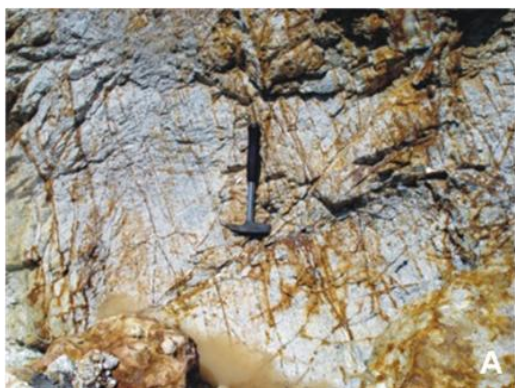
### (Ш) Конкордантни рудни тела

**Ша. В седиментни скали:** стратиформни сингенетични орудявания във варовици (напр. Ирландски тип Pb-Zn находища), шейли (sedex тип Pb-Zn находища и др.), пясъчници (Cu), гравелити и конгломерати (напр. съвременни и древни разсипи), както и химично-седиментни отложения (Fe и Mn седиментни руди, евапорити, фосфорити и др.).

**Шб. В магмени скали:** в ритмично разслоени интрузиви (утрабазично-базични с пластове от хромитити, магнетит, платиноиди и др.), ликвационни Cu-Ni находища, масивно-сулфидни находища във вулканити.

**Шв. В метаморфни скали:** метаморфозирани еквиваленти на находища с първично седиментен или магмен произход (напр. ивичести железисти кварцити – **фиг. 3.13Б**), контактно- и регионално-метаморфни.

**Шг. Екзогенни находища:** изветрителни (латеритни) и на супергенно обогатяване.



**Фиг. 3.13.** А - Руден шокверк в терциерни андезити, представен на повърхността от Fe хидроксида, развити по пирит: *рудопроявление Боровик, Македония*; Б – Ивичести железисти кварцити с тигрово око: заместване на крокидолит (азбестова разновидност на рибекит със син или златисто-кафяв цвят) от халцедон

### 3.2. Рудни стълбове

Рудните стълбове (“ore shoots”<sup>1</sup> – **фиг. 3.14**) представляват части от рудните тела с повишена дебелина или съдържание на полезни компоненти, които съответно се наричат

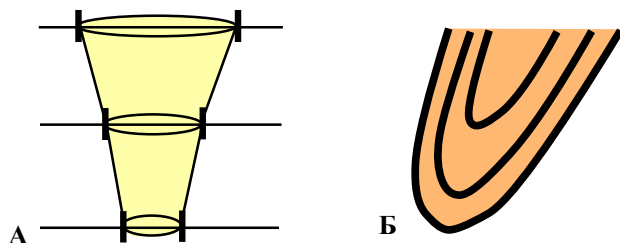


*морфоложки и концентрационни*. Първите в повечето случаи се характеризират и с повишена концентрация на полезни компоненти, което е присъщо за жилните рудни тела (т.к. в поголемите пукнатини налягането пада по-силно и това води до бурно отлагане на съответните минерали). Първата задача на геолога е да изясни формата на рудните тела и типа на рудните стълбове и да ги очертае.

← **Фиг. 3.14.** Бонанца тип епитермално кварц-Au-Ag орудяване: *Поргера, Папуа Нова Гвинея*

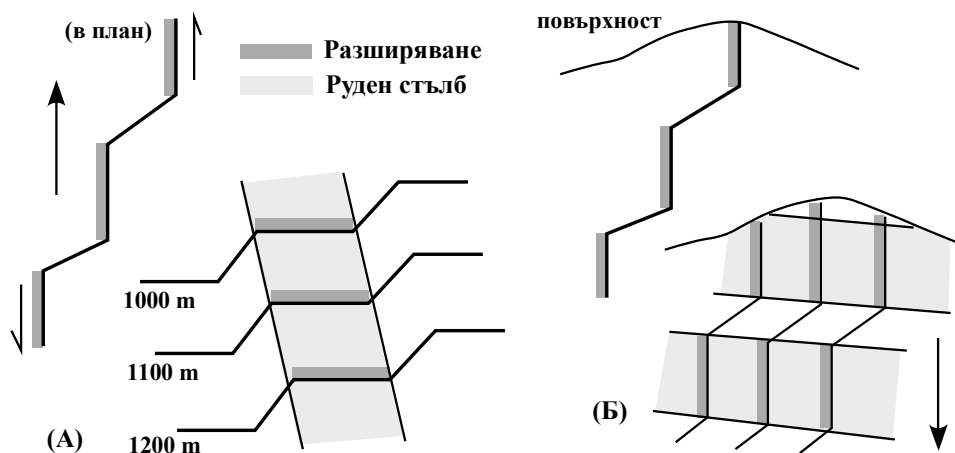
<sup>1</sup> В САЩ богатите рудни стълбове или жили се наричат *бонанци*

Най-общо методите за очертаване са няколко: (I) морфоложки – чрез *визуални наблюдения* (мерене на дебелини през 3 m на различни хоризонти – **фиг. 3.15А**) или *геометризация* (с участие и на инженери-макшайдери и изчертаване на изолинии на дебелините – **фиг. 3.15Б**); (II) въз основа на съдържания чрез геометризация на определени проценти или g/t, получени при химични анализи (особено при Карлин тип Au находища); (III) комбинирана геометризация по дебелини и съдържания.

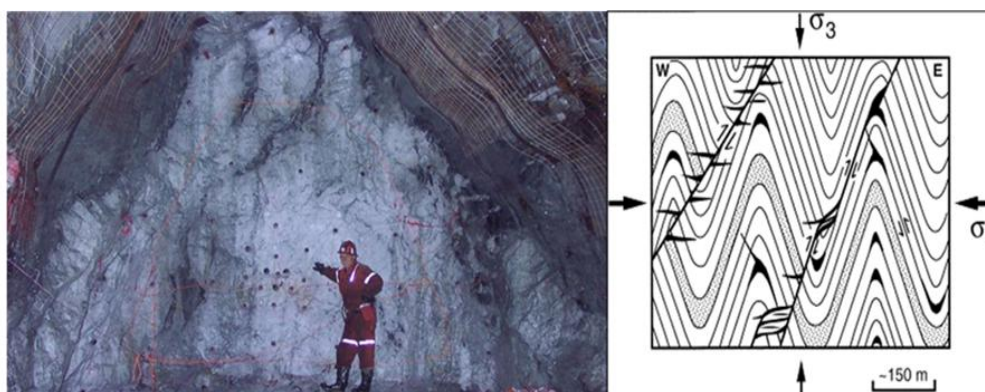


⇐ **Фиг. 3.15.** Методи за очертаване на рудни стълбове: (А) морфоложки и (Б) чрез геометризация

Причини за възникване на рудните стълбове: (1) структурни; (2) литоложки; (3) физико-химични. **Структурните** са няколко типа. Първите се свеждат до *характера на движение по рудовместващия разлом* (т.нар. вътрешнорудни движения), което определя положението на рудните стълбове – отседни (**фиг. 3.16А** - с вертикални рудни стълбове, които обикновено се стесняват в дълбочина поради намаляване на интензитета на движението по разломите), разседни (**фиг.3.16Б** - с хоризонтални рудни стълбове, често характерни за концентрични или радиални разломи във вулканки калдери) или разседно-отседни (с наклонени рудни стълбове). Други структурни причини е *пресичане и съчленяване на разломи* (напр. на рудовместващи синрудни и дорудни, т.к. в тези зони скалите са по-силно тектонски преработени и следователно по-проницаеми за хидротермите), образуване на богати рудни тела *в сводове на гънки* (седловидни рудни тела в Бендиго-Баларат в Австралия – **фиг. 3.17**) и др.



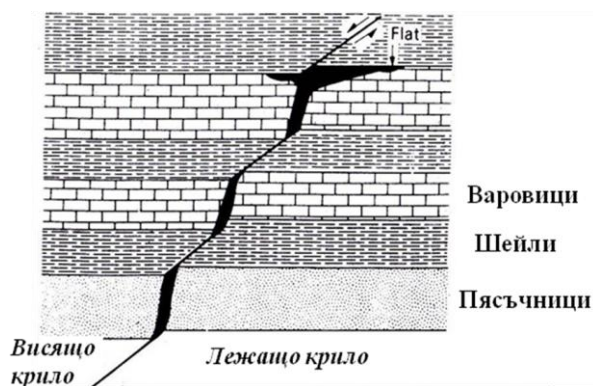
⇐ **Фиг. 3.16.** Идеализирана схема за формиране на вертикални (А) и хоризонтални (Б) рудни стълбове



⇐ **Фиг. 3.17.** „Saddle Reef Vein“ в Бендиго-Баларат, Австралия



От литоложките причини, т.е. влиянието на вместиращите скали върху отлагането на рудите, най-важни са 3 аспекта: химическа активност на скалите (метазалежи в мрамори, варовици и доломити), физическите им свойства (пористост, екраниране и т.н.)



(фиг. 3.18) и способността им да намаляват  $E_h$  на разтворите (напр. редуционно действие при пресичане на пласт с органично вещество и отлагане на повече сулфиди). От физико-химичните причини най-важна е температурата (колкото тя е по-висока, толкова по-голям е интензитетът на заместване и съответно възможността за формиране на руден стълб).

⇐ Фиг. 3.18. Литолого-структурни причини за възникване на рудни стълбове (no Evans, 1993)

### 3.3. Вертикални рудоносни зони в земната кора

Отделят се 4 дълбочинни зони: *ултраабисална* (от границата Мохо до 10-15 km), *абисална* (от 10-15 до 4-5 km), *хипоабисална* (от 4-5 до 1-1,5 km) и *повърхностна*. Във всяка попадат специфични скални комплекси и находища, формирани през определен период от време. Впоследствие положението им може да се промени като бъдат изнесени на повърхността, погребани и т.н., затова трябва да се уточнява дали се класифицира по сегашната им позиция или по времето им на образуване.

**Ултраабисалната зона** се характеризира с интензивен метаморфизъм (регионален и ултраметаморфизъм), което предопределя и вида на скалните комплекси – предимно гранулитови и гнайсови, метакarbonатни, мигматитови и анатектитови. Рудоносността им е най-бедна. Най-широко са проявени метаморфогенните пегматити и свързаните с тях полезни изкопаеми: фелдшпат, мусковит, понякога уранинит. Добре са представени и находищата, свързани с батолитов тип интрузиви – плутоногенни пегматити с редкометална минерализация (Li, Be, Nb, Sn, Ta, F), изключително рядко съпътствани от грайзенови (по-точно техния дълбочинен аналог с кварц-мусковит-кианит или силиманитов състав) и други находища на W, Mo, Sn. Орудяването е с докамбрийска възраст, привързано към кратони или фрагменти от тях в орогенните пояси. У нас подобно има на няколко места в Родопите (напр. при с. Долен, Златоградско) – главно метаморфогенни пегматити с предполагаем докамбрийски протолит с промишлено значение за фелдшпат и мусковит.

**Абисалната зона** е по-богата на рудоносни комплекси и полезни изкопаеми. Добре проявени са батолитов тип гранитоидни интрузиви и свързаният с тях контактен метаморфизъм, базични и ултрабазични плутоногенни пегматити и разслоени интрузиви, привързани основно към докамбрийски разломи във фундамента; както и кимберлитови и карбонатитови комплекси с находища на диаманти, редки земи, Nb и др. Характерни са и високотемпературните скарнови, грайзенови и албититови находища с фанерозойска възраст в орогенните пояси. От този тип, вероятно, са Mo и W находища у нас в Западните Родопи. Към тази група могат да се отнесат и магматичните титанмагнетитови и хромитови рудопроявления в базично-ултрабазичните фрагменти на офиолитови комплекси в Източните Родопи (Добромирци, Яковица и др.).

**Хипоабисалната зона** се отличава с още с по-богат състав с пъстра гама (от базични до ултракисели и алкални) малки хипоабисални интрузиви, с които са свързани находищата на Cu, Au, Pb, Zn, Fe, Bi, Sb и др. **Повърхностната зона** включва магматогенни и екзогенни образувания, в т.ч. субаквални масивно-сулфидни полиметални и порфирни находища, седиментни (солни, на Fe и Mn), бокситови, латеритови и т.н.

### 3.4. Металогенни епохи

Металогенни епохи са периоди от време, през които са образувани най-голям брой находища на един или няколко метала. Те са свързани с основните етапи от развитието на земната кора и съответстват на тектоно-магматичните епохи: архайска, протерозойска и фанерозойска<sup>2</sup>. Границата архай-протерозой се бележи от най-ранната поява на епиконтинентални басейнови седименти (тя е диахронна, т.к. е различна за отделните континенти - 3 млрд.г. в Южна Африка и 2,5 млрд.г. за всички останали). Фанерозоят започва преди около 540 млн.г. Обособяването на фанерозойските металогенни епохи е доста точно и се основа на два метода – относителна и абсолютна геохронология. По този начин са отделени следните епохи: *каледонска* (долнопалеозойска, кадомска) – 540-400 млн.г.; *херцинска* (варийска) – 400-250 млн.г.; *кимерска* (староалпийска) – 250-100 млн.г. (триас-юра-долна креда); *алтийска* – последните 100 млн.г. По-труден е въпросът с металогенната подялба на докамбрия<sup>3</sup>, която се основава почти изцяло на изотопни методи – главно U/Pb и Th/Pb в циркон. Системни проучвания са проведени в Канада (Канадски щит), Русия (на СИ - Алдански щит и СЗ – Балтийски щит), Украйна (Украински щит), отчасти в Южна Америка, РЮА, Австралия (поясът Йилгърн) и др. Предложени са различни схеми и названия, т.к. на различни континенти границите между епохите варират. Напр. на металогенен конгрес в Москва в края на 1980-те г. са приети следните епохи: *Гренландска* – 3,8 млрд.г.; *Колска* – 3,8-2,8 млрд.г.; *Беломорска* – 2,8-2,3 млрд.г.; *Карелска* – 2,3-1,8 млрд.г.; *Готска* – 1,8-1,5 млрд.г.; *Гренвилска* (по едноименна област в ЮИ Канада) – 1,5-1 млрд.г.; *Байкалска* – 1-0,6 млрд.г.

Различията в рудообразуването през фанерозоя и преди това са доста контрастни и се свеждат главно до специфика на тектонската (геодинамичната) обстановка и характера на магматизма, а оттам и на самите орудявания. Преди неопротерозоя не се открива пълният набор от плейттектонски обстановки. Тогава основно значение има блоковото разломяване с формиране на зеленошистните пояси (с дължина от десетки до хиляди km и широчина от порядъка на стотици km), изградени от метавулканити и метаседименти (с амфиболити, мрамори, мусковитови шисти, кварцити, вкл. железозносни и т.н.). По-късно в тях се внедряват гранитоидни батолити, оформящи големи куполи с по-високостепенна метаморфна промяна около тях. По-високотемпературни метаморфни фацисии се установяват и в най-външните части на зеленошистните пояси поради по-късното им раздвижване. Самите пояси са оградени от монотонни гнайсови серии. Това предопределя и металогенията на докамбрия. Гнайсовите комплекси са бедни на орудявания, които са предимно от метаморфогенен тип – главно пегматити с находища на кварц и фелдшпати (в Балтийския, Алданския и Индийския щит), находища на кианит и силиманит в дълбочинните аналози на грайзените, гранат.

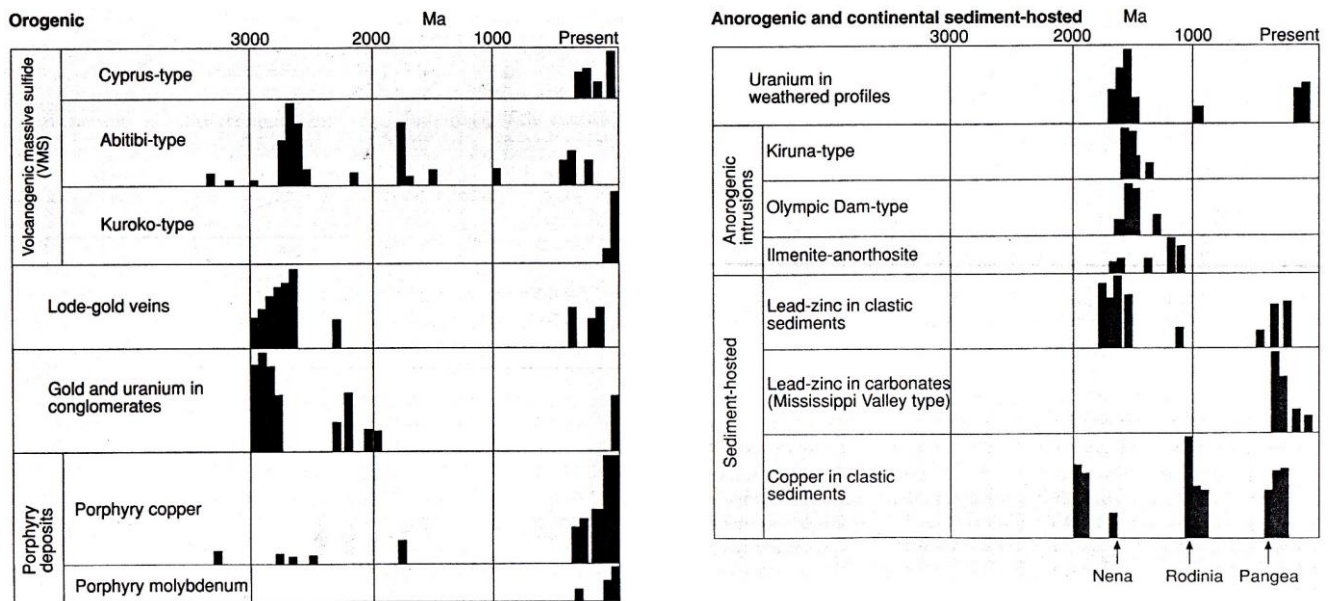
С най-голяма рудоносност се отличават зеленошистните пояси, докато гранитите са учудващо стерилни (което някои автори обясняват с ерозия, въпреки че има и по-слабо разкрити плутони без орудяване). Характерни са плутоногенните пегматити (генетично свързани с гранитите, но отдалечени от тях на различно разстояние) със специфична рудоносност – Sn (в Конго и Австралия); Li, Cs и Be (в Зимбабве, Намибия, както и

<sup>2</sup> Напоследък се отделя и **доархайски период** с две ери (по Robb, 2008): Hadean (> 4000 млн.г.) и Eoarchean (> 3600 млн.г.), с която са свързани най-старите ивичести железисти кварцити и масивно-сулфидни орудявания в зеленошистния пояс Isua в ЮЗ Гренландия с възраст 3,8 млрд.г.

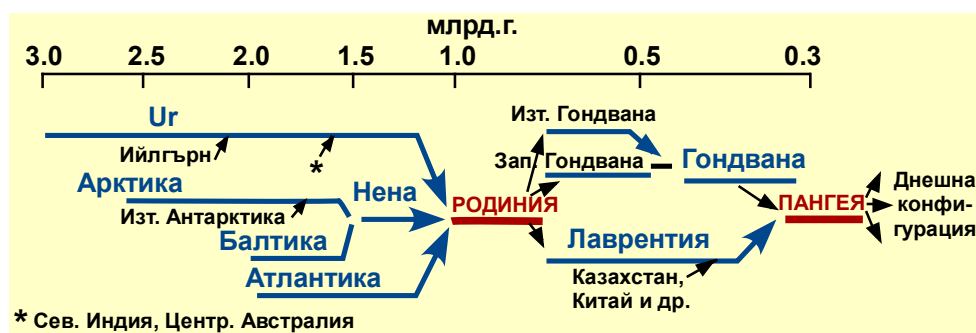
<sup>3</sup> **Архаят** най-общо се поделва на палео-, мезо и нео- (или ранен, среден и късен) като периодът на формиране на щитове между 3600 и 3100 млн.г. съвпада с палеоархайската ера, а кратонизацията на континентите между 3100 и 2500 млн.г. с мезо- и неоархайската. **Протерозоят** (2500 ÷ 540 млн.г.) също се разделя на палео-, мезо- и нео- (или ранен, среден и късен) като границите между тях са съответно между 1600 и 1000 млн.г. Мезо- и неопротерозойската ера в по-старата литература са известни като „рифей“ (от Riphean Mountain, древното наименование на Урал), отделен от руския геолог Шатский в Южен Урал през 1945 г. Късният рифей се нарича също „венд“ (*vend* или *vendian* - от 680 млн.г. до началото на камбрия).

блокове от стари масиви в Скалистите планини в САЩ) и др. Особено важни в промишлено отношение са рудните находища, свързани с базични и ултрабазични скали – Cu-Ni (на Колския п-ов в Русия, в голям пояс между Финландия и Швеция, Камбалда в Западна Австралия и др.), масивно-сулфидни (тип Норанда в Канада), Pb-Zn sedex тип (Съливан в Канада, Брукън Хил в Австралия – метаморфозирано в гранулитов фациес), Cr и Pt (Бушвелдски лополит в РЮА), Au (Калгурли в Западна Австралия, в пояса Абитиби в Канада и Барбертон в Южна Африка) и др.

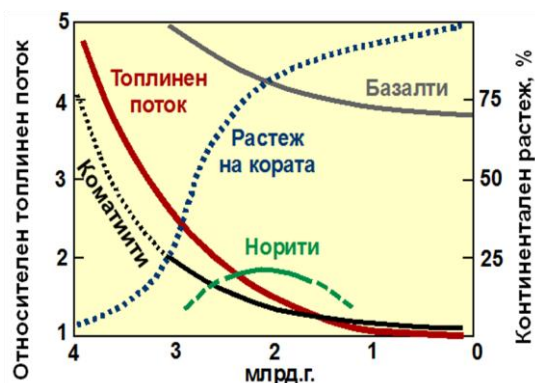
В металогенно отношение през протерозоя преобладават находища в интраконтинентални седиментни басейни и анорогенни магмени комплекси, а броят на орудяванията, свързани с орогенеза е доста малък (фиг. 3.19). Причините за това са най-различни, но на първо място напредналата кратонизация и наличие на значителен обем континентална кора - т.нар. Уг, Арктика, Атлантика, Балтика и по-късно Нена, които преди 1000 млн.г. образуват първия суперконтинент Родиния (фиг. 3.20) (макар че според палеомагнитни данни между 2,2 и 1 млрд.г. съществува друг суперконтинент). Това води до намаляване на топлинния поток (който през архая е около 90°C на 1 km), промяна в мантийната конвекция, формиране на по-постоянни конвективни клетки и съответно начало на циклите на Уилсън (фиг. 3.21; 3.22). Въпреки че рифтовата тектоника преобладава, документирани са и редица ранно- до среднопротерозойски „подвижни пояси“, чиито особености са сходни с фанерозойските орогени. Върху стабилните кратони възникват огромни епиконтинентални басейни с дължина стотици km, запълнени със седименти и вулканити и се внедряват големи разслоени магмени интрузиви, които включват значителни количества Fe, Mn, Au, U, Pt, Cr, Ti.



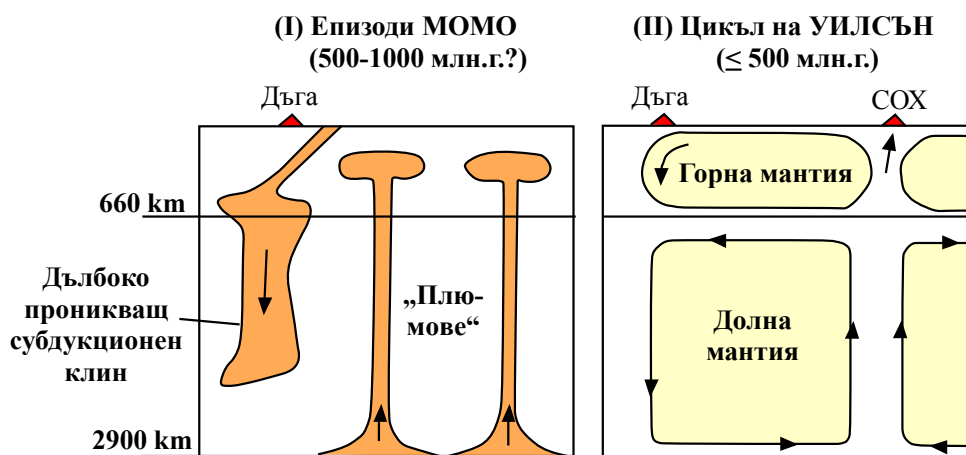
Фиг. 3.19. Темпорално разпределение на орогенни и анорогенни/свързани с континентални рифтови обстановки находища (no Barley & Groves, 1992)



⇐ Фиг. 3.20. Приблизително време на фрагментиране и събиране на континенти (no Rogers, 1996)



⇐ **Фиг. 3.21.** Разпределение на топлинния поток и развитие на магматизма през архая и протерозоя (no Hall & Hughes, 1993)



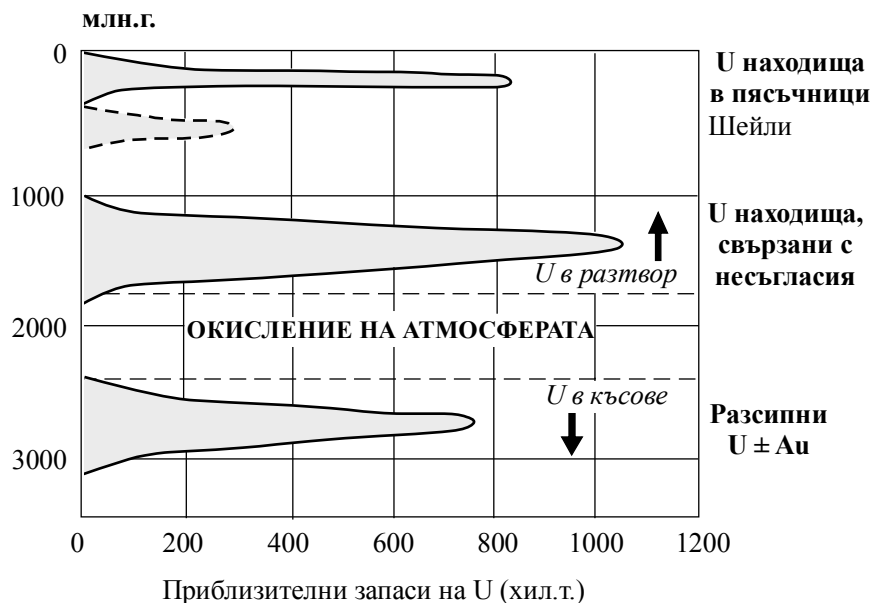
**Фиг. 3.22.** Модели на мантийна циркулация: (I) епизоди MOMO (Mantle Overturn and Major Orogeny) с дълбокопроникващи субдукционни клинове и издигащи се мантийни „плюмове“ и (II) мантийна конвекция в долната и горната мантия почти без трансфер на вещество при плейт-тектонски режим според циклите на Уилсън (no Stein & Hofmann, 1994)

Освен това преди около 2200 млн.г. съдържанието на кислород в атмосферата рязко се повишава (от около 0,0001% докъм 0,1%), което се отразява върху миграцията и мобилизацията на елементи с променлива валентност (напр. окисление на разтворимото  $Fe^{2+}$  до неразтворимото  $Fe^{3+}$  в океаните и масово отлагане на ивичестите Fe формации; както и на  $U^{4+}$  в  $U^{6+}$  и липса на палеоразсипни находища от типа на Витватерсранд, в които U се е пренасят под форма на уранинит, а не в разтворено състояние – **фиг. 3.23**).

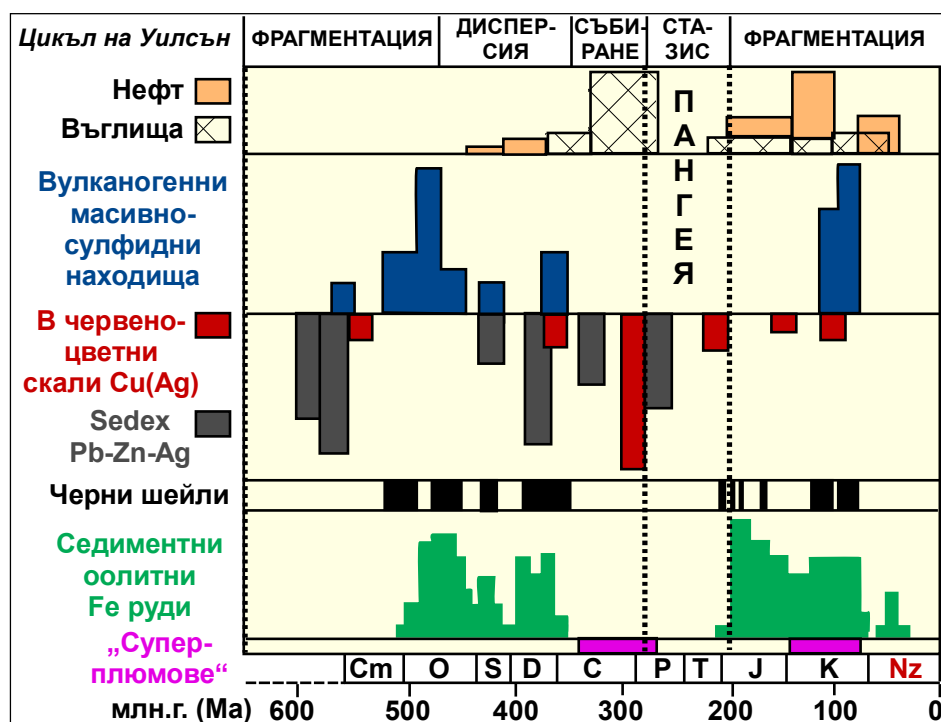
Фанерозойските находища се характеризират с много по-разнообразен състав и условия на формиране (**фиг. 3.24**), те са много повече на брой, но обикновено по-малки от докамбрийските (както и при рудните тела връзката между броя и запасите е обратно пропорционална).

**N.B!!!** За *архайските металогенни епохи* са присъщи дълбоко метаморфозирани находища на железоносни кварцити (тип Алгома) и керамични пегматити; за *раннопротерозойската* – ивичести железисти кварцити (джеспелити, итабирити), U- и Au-съдържащите конгломерати, Cu пясъчници и магматични находища на Cr, Ti, Cu и Ni; за *среднопротерозойската* – масивно-сулфидни, sedex тип Pb-Zn и хидротермални U орудявания; за *къснопротерозойската* – редкометални пегматити, Cu пясъчници, метаморфогенни находища на Fe и Mn, магматични Cu-Ni и хидротермални на Au, Cu, Sn и W; за *каледонската* – орудявания, свързани с базалтоидни магми, особено магматични на Fe, Ti, Cr и платиноиди, като и хидротермални на Au; за *херцинската* – различни по

състав находища, свързани с гранитоиди, вкл. пегматитови и грайзенови на W, Sn, Li и Be, скарнови на Fe и Cu, масивно-сулфидни, Au, Pb-Zn, Mo, U и др.; за *алпийската* – различни типове хидротермални находища на Cu, Zn, Pb, Au, W, Sn, Mo и особено Sb и Hg.



← Фиг. 3.23. Темпорално разпределение на основните типове уранови находища (no Marmont, 1989)



Фиг. 3.24. Връзка на различни типове орудявания с основни фази на цикъла на Уилсън през фанерозоя (no Titley, 1993)

### 3.5. Металогенезис и рифтинг

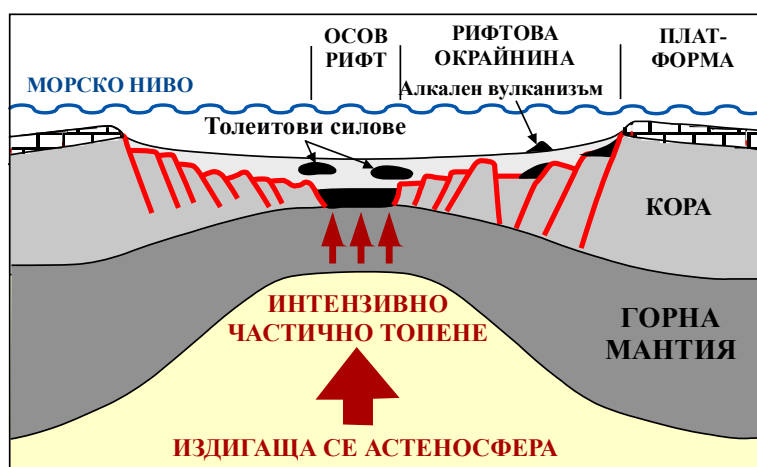
В последните десетилетия се проявява повишен интерес към връзката между седиментацията в рифтови басейни и формирането на определен тип находища, особено на Pb и Zn. Многобройни доказателства (геоложки, хидроложки, геохимични) потвърждават концепцията за способността на басейновите разтвори при благоприятни



условия да се превръщат в рудни флуиди. Тези флуиди при наличие на подходящи водопроницаеми хоризонти (т.нар. *aquifers*, които осигуряват пътищата за миграция) и на благоприятни условия за отлагане на съдържащите се в тях метали, могат да доведат до формиране на важен клас хидротермални находища в седиментни комплекси (*sediment-hosted ore deposits*).

Все още стои въпросът: защо свързаните с рифтове скални комплекси имат по-голяма способност да генерират руден флуид и рудни находища в сравнение с останалите седиментни обстановки? Отговорът на него до голяма степен е свързан с някои особености на рифтовите обстановки, а именно: (а) първична бърза седиментация на теригенен материал; (б) акумулация на дебели теригенни комплекси; (в) тенденция за отлагане на евапорити (които служат като екран и източник на разсоли); (г) повишен геотермален градиент на повечето рифтови басейни; (д) активно екстензионно разломяване по време на седиментация; (е) формиране на безкислородни (апохис) обстановки в много от рифтовете с напреднало развитие. Всички тези фактори по един или по друг начин допринасят за възникване на металоносни разтвори, за тяхното движение и евентуално за формиране на сулфидни находища. Крайният механизъм за отлагане на рудното вещество - ексхалативен (*exhalative*) или на заместване, както и морфологията на рудните тела са с второстепенно значение за фундаменталните принципи на възникване и миграция на рудния флуид.

❖ Соукинс (1990) разграничава преобладаващо Cu металогения, която е характерна за по-ранните стадии на континенталния рифтинг и предимно Pb-Zn, присъща за по-напредналите му етапи. Само някои, малко по-специфични рифтови системи съдържат едновременно и Cu, и Pb-Zn находища. В геоложко време за пръв път Cu орудявания, свързани с рифтове се появяват преди около 2 млрд.г. (и след това отново през периода 1,2 ÷ 0,9 млрд.г.), докато Pb-Zn - преди 1,8 ÷ 1,4 млрд.г. и то предимно в южните континенти. Формирането им до голяма степен се контролира от предшестващи тектоно-магматични събития и най-вече от характера на взаимодействието между кората и мантията. Cu находища асоциират с интензивен базалтов магматизъм, съпътстващ рифообразуването; докато Pb-Zn в Северна Америка, Южна Африка и Австралия с доминиращ фелзичен вулканизъм, обусловен от широкомащабно корово топене. С други думи, ако мантийните базалтоидни топилки достигнат до повърхността се образуват предимно Cu находища, а ако останат в дълбочина и доведат до интензивна палингенеза – Pb-Zn (фиг. 3.25).



← Фиг. 3.25. Условия за формиране на находища в рифтови басейни върху пасивна континентална крайнина (no Young, 2004)

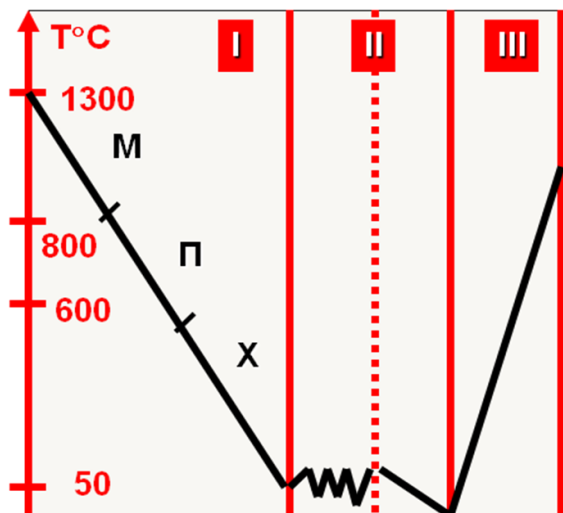
## Глава 4

### Температурни и барични режими на рудообразуване

#### 4.1. Температурни режими на рудообразуване

При различни температури възникват различни минерални парагенези, което пръв забелязва Линдгрен. По-важна е, обаче, не температурата, а температурният режим.

⇒ 3 температурни режима на рудообразуване:



(I) **Ендогенно рудообразуване** - при високи и понижаващи се температури с екзотермични реакции (с отделяне на топлина):

→ М = магматично (~ 1300 ÷ 800°C)

→ П = пегматитово (~ 800 ÷ 500°C)

→ карбонатитово (~ 600 ÷ 100°C)

→ Х = хидротермално (650 ÷ 50°C)

(II) **Екзогенно рудообразуване** – при повърхностни температури като рудоотлагането се контролира от Eh и рН на средата:

→ с неголеми амплитудни температурни колебания в зоната на хипергенеза

→ при ниски (докъм 4°C) и почти постоянни температури във водни басейни

(III) **Метаморфогенно рудообразуване** - при високи и повишаващи се температури (докъм 900°C) с ендотермични реакции, при което цикълът се затваря – от магма до магма.

**N.B!!!** В геоложката литература се използват също термините „хипогенен“ и „супергенен“ (син. хипергенен). Една от основните разлики между тях е, че в първия случай минералоотлагането се осъществява от възходящи разтвори, а във втория - от нисходящи.

#### 4.2. Методи на рудната термометрия

Могат да се отделят две групи методи: *преки* и *косвени*. Първите се свеждат до измерване на температурата на съвременните рудни образувания (напр. в зоната на хипергенеза); съвременните хидротерми главно в региони с вулканска дейност като западните части на САЩ (Йелоустоун, Аляска), Япония, Камчатка, Исландия, Нова Зеландия (зоната Таупо) или без такава, но с участие на горещи води (напр. у нас по р. Ерма в Родопите); рифтови депресии от типа на Червено море и „черни пушачи“ в СОХ; както и на рудообразуване от лави с телеапаратура (напр. на Хаваите) – за температурата на ликвация на сулфидна топилка от силикатна и кристализацията ѝ. Тези данни са еднозначни, но методът е сравнително ограничен – главно за Hg, As, S, Au, Pb, Zn, Cu, Ba, по-малко за Co, Ni и др.

За измерване на температурата на рудообразуване в минали геоложки епохи се използват *косвени методи* - на минералните асоциации и особеностите на рудните минерали, синтез на минерали, теоретично моделиране, изследване на флуидните включения и леките изотопи.

❖ Метод на минералните асоциации: още преди Линдгрен е натрупана богата информация, че в началото на рудообразуването възникват едни минерали (като магнетит, спекуларит, каситерит, волфрамит), а накрая – други (като цинабарит, аурипигмент, реалгар, антимонит и др.). Такъв е и първият подход за класификация на рудните

находища, който, обаче, дава единствено температурния режим, но не и точната температура.

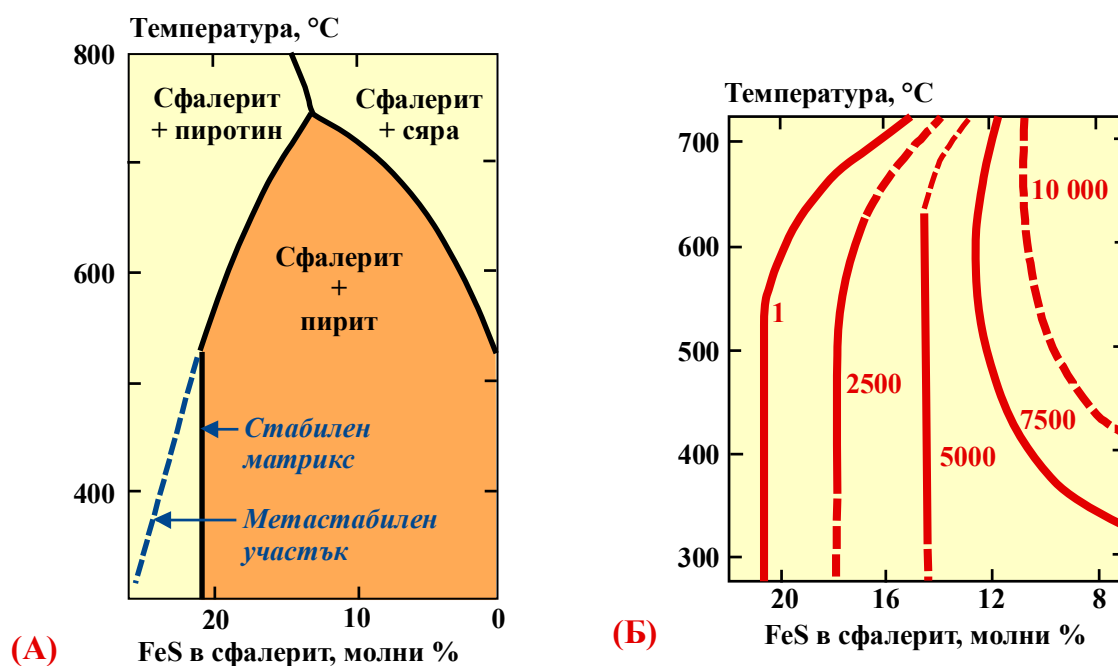
❖ Метод, основан на особеностите на рудообразуващите минерали:

- *формата на минералните зърна* (разработен от Иван Костов у нас): един и същи минерал в различни условия има различен хабитус, напр. в едно и също находище по-ранният калцит може да бъде плочест, а по-късните – от по-удължен до скаленоедричен и до призматичен най-накрая;

- *цвят на минерала* (въпреки че и досега не се знае на какво се дължи самият цвят): така например, при температура 175°C оцветеният флуорит се обезцветява, т.е. може да се приеме за по-нискотемпературен от обезцветения;

- *химизъм*: основава се на факта, че по-високите температури благоприятстват за по-високо съдържание на елементите-примеси (особено изоморфните), напр. по-високотемпературните пирити съдържат повече изоморфно включен Со (освен това са по-светли и от кубични стават октаедрични), но тези оценки са само ориентировъчни

**N.B!!!** В структурата на сфалерита влиза до 20% Fe като по-железисти и съответно по-тъмни са по-ранните фази. Кулеруд от института Карнеги построява графика за съдържанието на FeS в зависимост от температурата, която се използва като геотермометър, но не абсолютен, т.к. влияят и други фактори (напр. фугитивност на сярата). По-късни изследвания на Скот и Барнс показват, че съставът на сфалерита е равновесен с пиротин и пирит в доста широк интервал от 250 до 525°C (**фиг. 4.1А**), но зависи от налягането при температури над 300°C (**фиг. 4.1Б**). Следователно сфалеритът може да се използва по-скоро като геобарометър, напр. за метаморфозирани руди, отколкото като геотермометър.



**Фиг. 4.1.** Вариации в състава на сфалерит, съществуващ с пирит и пиротин в системата ZnS-FeS-S (*no Scott & Barnes, 1971*) (А) и при определени налягания (*no Scott, 1973*) (Б)

- *полиморфни модификации* (и по-точно температурата на превръщане на една в друга): напр. при матилдита  $AgBiS_2$  преходът от нискотемпературната ромбична модификация във високотемпературната кубична е при 225°C

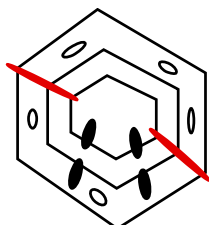
- *термоелектродвижеща сила*

❖ Метод на флуидните включения: основава се на включения от минерало-образуващия субстрат в минералите. Тези включения в различни страни от различни автори се наричат различно: *флуидни* в англоезичната литература (без физико-химичен ангажимент като флуид = надкритичен разтвор) или *газово-течни* в руската. Първо съществуването на такива включения забелязва Авицена, а Сорби ги установява и под микроскоп. За изясняване на условията на минералообразуване, обаче, се използват едва в средата на 20 век, най-напред от Ермаков (1950). Сега вече се разработва във всички страни с развита рудология.

**N.B!!!** За изследване на флуидните включения се използват деструктивни и недеструктивни методи. Към първите се отнасят сканираща електронна микроскопия и X-ray дифракция (главно за твърди фази); атомно-абсорбционна спектроскопия, ICP-AES, йонна хроматография, вторична йонна масспектроскопия (SIMS), капилярна електрофореза, лазерна масспектроскопия, индуктивно-свързана плазмена масспектроскопия със или без лазерна аблация (LA)-ICP-MS (предимно за течни фази); масспектроскопия и газова хроматография (за газове). Недеструктивните методи включват оптична микроскопия, микротермометрия, УВ и инфрачервена микроскопия, лазерна раманова спектроскопия, неутронно-активационен анализ и др. Въз основа на получените данни се правят изводи за температурата, налягането, състава и плътността на рудообразуващия флуид.

Как става захватът на субстрата при растеж? Най-общо се смята, че тези включения (обикновено по-малки от 1 mm, рядко по-големи) се захващат на места, където има дефекти при растеж на минерала. В момента на захват и матрицата, и включението имат еднаква температура, но с понижаването ѝ те се свиват в някаква степен. И т.к. коефициентът на свиване на твърдите, течни и газообразни тела е различен, то течното включение се свива по-бързо от твърдото, възниква обвивка от вакуум, което води до изпарението му. Ако е захваната газова фаза във вода, то се стига до включение, запълнено от течност и газ, което е и най-честият случай. При захват на топилка еволюцията е по-различна: то изстива, свива, възниква газова фаза и твърда част (разкристализирала твърда маса).

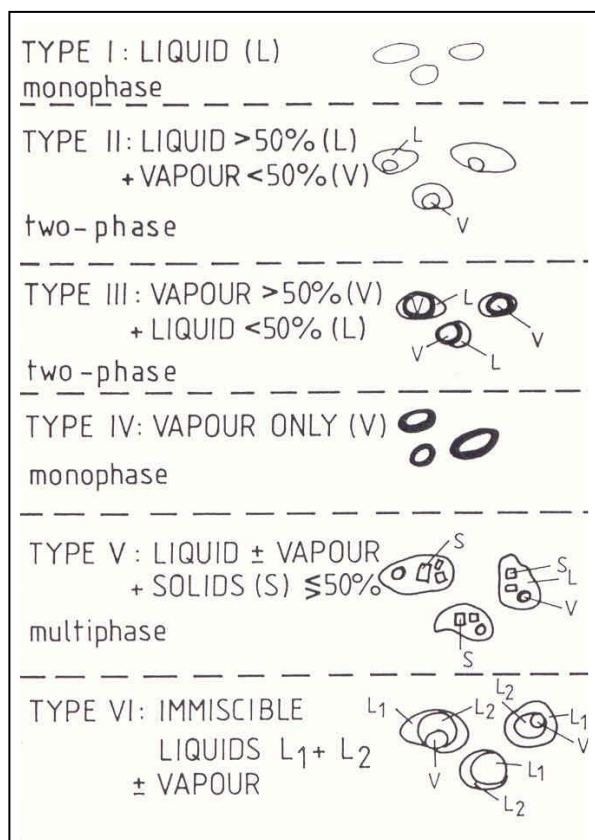
Флуидните включения се класифицират по няколко признака: (а) по агрегатното състояние в момента на захвата → 3 вида: *топилкови*, *газови* (обикновено водни) и *течни*; (б) по състоянието на включението в момента на наблюдението → 4 вида: *газово-течни* (най-често), *газови* (когато рудоносният субстрат не е вода в газообразно състояние, а друг газ или при разкъсване на газово-течно включение и акумулация на газа на друго място, т.е. аномално), *течни* (ако температурите са били много ниски или при миграция на газова фаза при напукване на първичното газово-течно включение) и *топилка* (втвърдена) с *газови мехурчета*;



(в) по време на възникване спрямо матрицата → *сингенетични* (първични, които възникват с непосредствената обвивка), *субсингенетични* (псевдоторични или мнимоторични, които възникват по време на растеж на кристала, но са чужди за дадена зона – запълнени с черно) и *епигенетични* (вторични, които се образуват по пукнатини, по-късно от самия кристал – с червено).

❖ Според класификацията на *Shepherd et al. (1985)* се отделят 6 типа флуидни включения при стайна температура (**фиг. 4.2**): (I) еднофазови течни; (II) двуфазови течни с малко газово мехурче; (III) двуфазови газово-течни, в които газовата фаза заема над 50% от обема на включението; (IV) еднофазови газови със смесен състав - предимно H<sub>2</sub>O, CH<sub>4</sub> и CO<sub>2</sub>; (V) многофазови с твърда кристална фаза, т.нар. *дъщерни минерали* - най-често халит и силвин; (VI) несмесими включения от две течни фази - обикновено една богата на H<sub>2</sub>O и друга богата на CO<sub>2</sub>. Като правило съществуването на типовете II и III

индикират кипене на флуида по време на захващането му. Присъствието на газово мехурче, обаче, може да се дължи и на несмесимост на двете фази (това се отнася главно за  $\text{CO}_2$ , който се отсмесва при намаляване на температурата). Наличието на дъщерни минерали е индикатор за пресищане на течния разтвор като в тези хиперсолени флуиди преобладаващите йони са  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  и  $\text{Ca}^{2+}$ .



← Фиг. 4.2. Класификация на флуидни включения при стайна температура (по Shepherd et al., 1985)

Температурата на минералообразуване се определя по 2 начина: чрез хомогенизация (при загряване) и декрепитация (разпукване) на флуидните включения. В първия случай се приема, че температурата на хомогенизация съответства на температурата на захвата на включенията и следователно показва температурата на минералообразуване. Дали, обаче, това наистина е така? Според повечето експерименти действително са близки, но има 3 проблема: (1) дадена температура съответства на определено налягане: а какво е било то? Ермаков предлага графици за корекция на температурата според налягането като при дълбочини до 2-3 km тя е малка и може да се пренебрегне;

(2) дали включението е нормално или аномално (т.е. претърпяло изменения след захващането), което до известна степен се преодолява чрез масово мерене като се приеме, че повечето от включенията са нормални; (3) генетична принадлежност: дали е син-, суб-или епигенетично → изследват се само първичните включения като „майсторите“ привеждат по 10-20 критерия за разграничаването им, но критиците обикновено ги оборват (напр. идиоморфна форма могат да имат както първичните, така и вторичните включения). Така че доста геолози отричат обективността на този критерий. Още повече, че в едно хидротермално находище често има не зоналност, а сектори на растеж и включенията могат да се разполагат радиално на тях. Освен това могат да възникват по най-различно време: напр. в рамките на 4-5 парагенези, всяка със свои включения.

Техника на работа: използват се прозрачни минерали (за да се виждат включенията), които да не са със съвършена цепителност (иначе те се дехерметизират). Най-добре на тези условия отговаря кварц и флуорит (калцитът е прозрачен, но с цепителност). Изработват се тънки (обикновено с дебелина под 1 mm), двустранно полирани пластинки, които първо се оглеждат под лупа за по-големи включения (към 1 mm), а след това и под микроскоп в проходяща светлина. Пластинката се поставя в термомасичката на микроскоп и се загрява като се наблюдава включението. В една тетрадка се рисува включението и се отбелязва температурата му на хомогенизация. Желателно е да се хомогенизира 2-3 пъти като се отчита и температурата на дехомогенизирането за точност. При топилкови включения също се правят пластинки, но измерванията са по-сложни поради по-високите температури на хомогенизация и т.к.



разкристилизираната част не иска да се втечнява. Температурата се мери с термометър и термодвойки.

При **декрепитацията** се използват непрозрачни минерали. Допуска се, че при нагряване включенията се „взривяват“ (разпукват), съпроводено със звукови ефекти. С проста апаратура те се трансформират в електрични импулси във вид на пикове. Проблем в случая е, че температурата на декрепитация е по-висока от тази на минералообразуване, т.к. за да се „взриви“ включението е необходима допълнителна топлина. Затова се приема, че последната съответства на издигането на кривата (началото на взривяването). Освен това се наслагват звукови ефекти от пукане на цепителни повърхнини, пукнатини и др., които дори да се включат в корекциите не водят до голяма точност на измерването, поради което този метод практически не се използва. През последните години, обаче, редица изследователи се опитват да „реабилитират“ баро-акустичната декрепитация<sup>4</sup> поради важната роля на богати на газове (особено CO<sub>2</sub>) флуиди в хидротермалните рудообразуващи системи.

Флуидните включения се използват и за определяне на химизма, вкл. солеността и плътността на рудоносния субстрат (особено при хидротермалните образувания). Това става по 2 начина: чрез анализ на индивидуални включения (предимно на по-големите, които са над 1 mm) и на група включения (метод на извлечите) като минералът се стрива в двойно дестилирана вода, получената смес се филтрира и се анализира. Недостатъците на втория метод са, че се губи летливата фаза и не е ясно какъв генетичен тип са включенията. Концентрацията им може да се определи доста точно при замразяване в криокамера по точката на застиване (която зависи от сумарната концентрация, а не от видовете вещества и може да се приеме за достоверна). Флуидните включения се използват и за измерване на Eh и pH на разтворите (в течни включения) чрез анализ на индивидуални по-големи включения или по метода на извлечите (за ориентируваща информация); както и за определяне на налягането на минералообразуване (което е възможно само при наличие на CO<sub>2</sub> или H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> във включенията).

#### **4.3. Барични режими на рудообразуване**

Това е един от най-трудните въпроси в рудологията. Методите също са 2 типа: преки (за съвременното рудообразуване и особено ендеогенното) и косвени → (а) *рударскоминераложки* (като се изследва формата и строежът на рудните тела – един от критериите е наличието на пукнатини и кухини, които липсват на по-голяма дълбочина; както и текстурно-структурните им особености – метаколоидни текстури и др.); (б) *геоморфоложки* (чрез възстановка на палеорелефа); (в) *чрез определяне на налягането* (по CO<sub>2</sub>-съдържащи флуидни включения). Когато съществуват богати на CO<sub>2</sub> и H<sub>2</sub>O включения налягането може да се изчисли от температурата на хомогенизация и плътността на газовите фази. Ако има индикации за кипене по време на улавянето им, то може да се оцени дълбочината на формиране на находищата (и оттам налягането). Ако кипене не се установява, тогава литостатичното налягане е превишавало флуидното, което може да се изчисли от солеността и температурата и оттам да се получи минималната стойност за първото.

---

<sup>4</sup> Методът не е много точен в сравнение с термометричните, но позволява бърз и евтин анализ на голям брой образци и е полезен за целите на добива и проучването на находищата. За него не са необходими дюншлифи и микроскопски изследвания, а само натрошени и пресяти проби, които се нагряват 20 минути. Отделените газове се анализират чрез маспектрометър. Декрепитацията е еднаква за всички газови фази, но зависи от големината и морфологията на флуидните включения (т.к. много дребните вероятно не се разпукват).

## Глава 5

### Зоналност

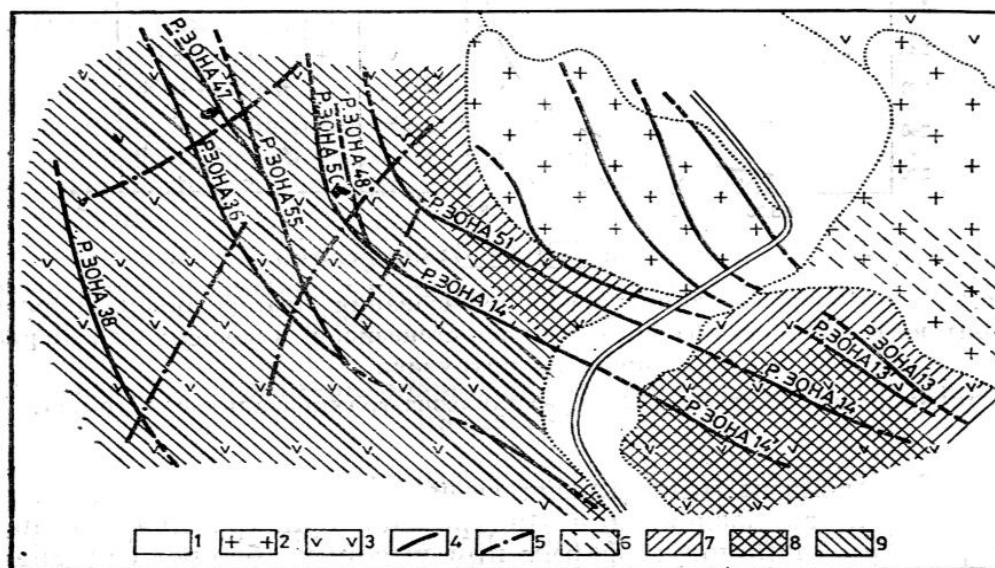
Зоналност е закономерно разпределение на различни продукти на геоложките процеси в резултат от закономерно отлагане на химични елементи във времето и пространството. Въведени са повече от 50 понятия, засягащи зоналността (**виж таблицата**).

Основен белег	Тип зоналност	Синоними
(I) Порядък (ранг)	1) На рудните пояси 2) На рудните райони 3) На рудните полета 4) На рудните находища 5) На рудните тела 6) На околорудните изменения	1) Регионална 2) Металогенна 3) Междинна 4) Междинна 5) Локална 6) На хидротермалните изменения
(II) Време	1) Първична 2) Вторична	1) Хипогенна 2) Хипергенна, супергенна, епигенетична
(III) Пространството, в което възниква	1) Вертикална 2) Хоризонтална 3) Концентрична 4) Сферична (куполна) – за находища 5) По дебелина на рудното тяло 6) Права 7) Обратна	1) По наклона 2) По посока на рудното тяло 3) По наклон и посока  5) Асиметрична и симетрична
(IV) Причина	1) Стадийна (пулсационна) - на повторните тектонски скъсвания - на тектонско отваряне - на вътрешнорудна метасоматоза 2) Фациална - на състава на скалите - на филтрацията - на отлагането	1) Полиасцедентна - зоналност от първи ред - стадийна  2) Моноасцедентна - зоналност от втори ред - зоналност на отлагане
(V) Структура	1) Повтаряща се 2) Неповтаряща се	
(VI) Контрастност	1) Контрастна 2) Неконтрастна	
(VII) Носител на информацията	1) Минераложка 2) Геохимична  3) Температурна	Геохимична (на макроелементите) Микрогеохимична (на елементите-примеси)
Комплексна (въведена от Смирнов) – когато едновременно се срещат няколко типа зоналност		

Изучаването на зоналността е важно за определяне на генезиса на находищата и структурните им особености, както и за оптимизиране на технологията на добив и преработка на суровината. Осъществява се както в полеви, така и лабораторни условия. Обуславя се от редица фактори: различна степен на деформация; различен състав на разтворите в отделните импулси; промяна на физико-химичните параметри на разтворите и средата при миграцията на флуидите; темпорално съвпадение на тектонските движения с отделянето и движението на рудоносните флуиди. По-специфични фактори в някои находища са: близост до земната повърхност; реакционна способност на вместиращите

скали; отдалеченост на кристалинния фундамент; проницаемост на скалите; степен на метаморфизъм; положение на рудоносния участък спрямо големи разломи, вулкански структури и т.н. Често зоналността се усложнява от телескопиране на различните парагенези (при многократно реактивиране на тектонски нарушения), епигенетични преобразувания на скали и руди, структурни фактори (напр. ако главното рудно тяло има много апофизи) и т.н.

**Регионалната зоналност** обхваща значителни по площ територии. Напр. в Бургаския руден район с 4 основни рудни полета (от изток на запад - Росенско, Върлибрежко, Зидаровско и Бакаджишко) в същата посока нараства относителният дял на полиметалната минерализация за сметка на медната и концентрацията на злато, а намалява на молибденита и железните оксиди (главно магнетит) [основни причини за което е намаляващият от изток на запад ерозионен срез и дълбочината на образуване на находищата]. **Локалната зоналност** се отнася за сравнително по-малки райони от ранга на рудно поле или находище. Пример за такава е хоризонталната минераложка и температурна зоналност в Зидаровското рудно поле (**фиг. 5.1**), където в рамките на интрузива се намира най-високотемпературната магнезиоферит-хлорапатитова асоциация; в непосредствена близост до него, но в екзоконтакта е развита халкопирит-бисмутовата асоциация със злато (напр. в находище Канарата); следва смесена зона с предимно халкопирит-бисмутовата и халкопирит-сфалерит-галенитовата асоциация; а в най-северозападната част преобладава халкопирит-сфалерит-галенитовата асоциация със злато, която е и най-нискотемпературна (и се включва в находище Юрта). Причината за формирането ѝ е палеотемпературното поле около застивания Зидаровски интрузив. В местата на пресичане на основните рудовместащи структури със северозападно направление със североизточни такива се оформят локални температурни максимуми, които маркират главните рудопроводящи канали.

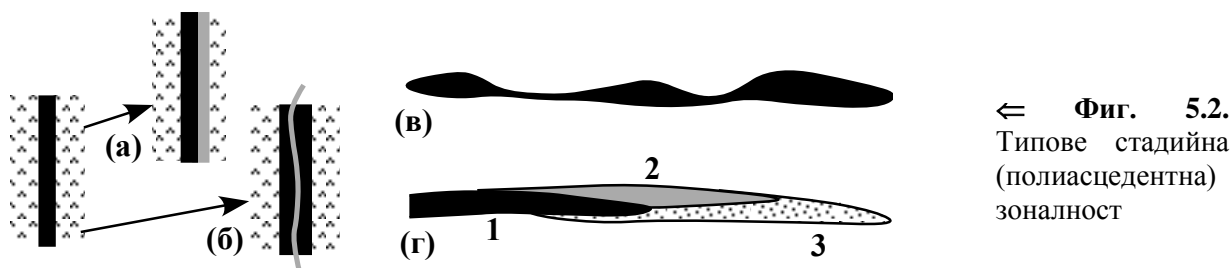


**Фиг. 5.1.** Схема на хоризонталната минераложка зоналност в находище Зидарово (по В. Ковачев): 1 – кватернер; 2 – Зидаровски интрузив; 3 – трахиандезит-трахибазалти; 4 – радиални рудни зони; 5 – концентрични рудни зони; 6 – зона на разпространение на магнезиоферит-хлорапатитова асоциация; 7 – халкопирит-бисмутова асоциация; 8 – смесена зона с халкопирит-бисмутинитова и халкопирит-сфалерит-галенитова асоциация; 9 – халкопирит-сфалерит-галенитова асоциация

Смирнов отделя два типа първична зоналност: **стадийна** и **фациална** (съответно **поли-** и **моноасцедентна** по Ян Кутина). Първата е основана на т.нар. *пулсационна*



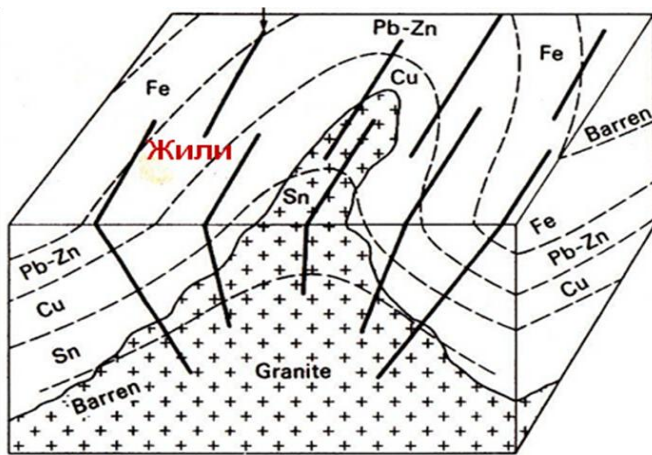
*хипотеза* на Смирнов. Дължи се на последователно импулсно отделяне на рудоносни разтвори с различен състав, които отлагат и различни руди (т.е. всяка парагенеза възниква от отделни порции разтвор, разделени от тектонски движения). Тя бива три типа: *на повторните тектонски скъсвания, на тектонско отваряне и интратрудна метасоматоза*. Първата е свързана с няколкократно преотваряне на пукнатини и постъпване на рудоносни разтвори с различен състав. Обикновено отварянето е по контакта на отложената асоциация и вместващата скала, но също и в рудната част, като в първия случай зоналността е асиметрична (**фиг. 5.2а**), а във втория често е симетрична (**фиг. 5.2б**). По-рядко, главно в находища от жилинен тип, се наблюдава зоналност по посока на рудните тела, която обикновено се изразява в смяна на богати и бедни рудни (понякога и безрудни) участъци по посока на рудните жили (**фиг. 5.2в**).



← **Фиг. 5.2.**  
Типове стадийна  
(полиасцентна)  
зоналност

При *стадийната зоналност на тектонско отваряне* възникването на рудните тела е свързано не с повторно образуване на разломи, а с периферен растеж на пукнатината (**фиг. 5.2г**), в резултат от което отлагането на веществото е непрекъснато, а контактите между различните минерални асоциации обикновено не са контрастни. Често тази зоналност става концентрична: от центъра към периферията на рудните жили се разполагат все по-късни минерални фази. *Стадийната зоналност на интратрудната метасоматоза* възниква във връзка с разтваряне и изнасяне на минералите от ранните стадии от по-късни разтвори и отлагане по периферията на рудните тела (напр. барит в Маджарово). Обикновено е неповтаряща се и доста контрастна.

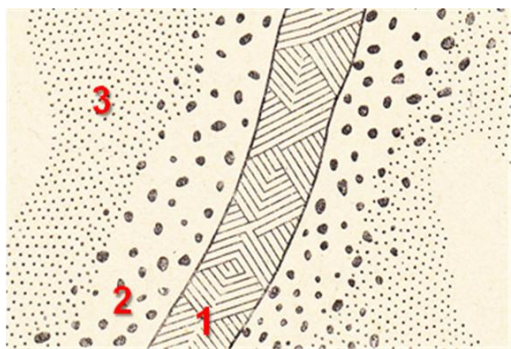
Различават се *вертикална* (с вертикално подредени тектонски отделени парагенези), *хоризонтална* (характерна за жилни находища с отседни или отседно-разседни движения) и *куполна (сферична) зоналност*. Вертикалната може да бъде нормална (права) и обратна, понякога и смесен тип. Първата се характеризира със смяна на по-високотемпературни минерални асоциации с по-нискотемпературни от дълбочина към земната повърхност (напр. предимно Cu руди в дълбочина, които постепенно нагоре преминават в  $Zn \pm Cu, Pb \rightarrow Zn + Pb \rightarrow Pb$  в Седмочисленици у нас), а при втората е точно обратното (напр. по-високотемпературни халкопирит и спекуларит в по-горните хоризонти, и по-нискотемпературна Pb-Zn минерализация, на места с доста карбонати в по-долните във Върли бряг в Бургаския руден район). Правата възниква при бавно изстиване на подгрети скали (особено в плутоногенни находища), а обратната – при бързо изстиване (напр. във вулканити), когато разтворите заварват вече твърда скала и отлагането започва от повърхността надолу. Обратната зоналност може да се дължи и на локални тектонски условия; отваряне само на дълбоките части на жилите при повторните тектонски движения или факта, че дълбоките нива са били неблагоприятни за рудоотлагане поради твърде високите температури в ранните стадии. Куполната зоналност е по-типична за рудни полета (**фиг. 5.3**), докато в рамките на отделните находища тя е хоризонтална или вертикална, както е например в Маданското рудно поле у нас. Съществува и обратна хоризонтална зоналност, напр. в Росенското рудно поле (Бургаски руден район), когато с отдалечаване от плутона по-нискотемпературни минерални парагенези (предимно карбонатни с анкерит) преминават в кварц-халкопиритни и накрая в най-високотемпературната и ранна спекуларитова.



⇐ **Фиг. 5.3.** Куполна зоналност в Корнуъл, ЮЗ Англия (no Hosking, 1951)

**Фациалната (моноасцедентната) зоналност** е свързана с изменение на физико-химичните условия при миграцията на рудоносните флуиди. Тя също е три типа: на състава на скалите; на филтрацията и на отлагането. В първия случай се обуславя от влиянието на вместващите скали върху разтворите, които протичат в

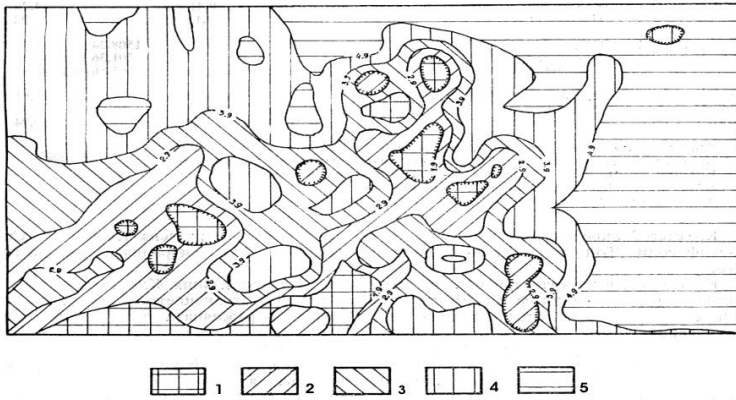
дадена пукнатина. Рудоотлагането е избирателно (селективно) за различните видове скали, при което възникват и руди с различен състав. Може да е повтаряща се (при редуване на карбонатни скали в разреза), но обикновено е доста контрастна. *Зоналността на филтрация* се определя от миграционната способност на комплексните съединения, които достигат на различни разстояния от рудопроводящите канали. Възникват зонални руди, не много контрастни (въпреки че могат да се образуват и мономинерални зони, напр. в скарните – пироксенова, амфиболова и т.н.). Напр. в Sb-Hg находище Хайдаркан в Киргизстан в основата на рудното тяло се отлага главно антимонит (т.к. Sb е слабоподвижен елемент), следва зона на предимно цинабаритово орудяване, която преминава в реалгарова (**фиг. 5.4**). *Зоналността на отлагане* е свързана със закономерното изменение на физикохимични параметри (температура, налягане, концентрация, фугитивност на сярата и кислорода, pH и др.) на самите разтвори. Постепенното еволюиране на тези параметри при движение на разтворите към повърхността обуславя отлагане на различни минерални асоциации и съответно възникване на **минераложка зоналност** (която се отнася за пространственото разпространение на минерални парагенези, асоциации или отделни минерали).



⇐ **Фиг. 5.4.** Зонален строеж на Sb-Hg находище Хайдаркан, Киргизстан (no Смирнов, 1972): 1 – антимонит (т.к. Sb е слабоподвижен); 2 – впръследи от цинабарит; 3 – впръследи от реалгар

**Температурната зоналност** се използва за построяване на палеоизотерми, които характеризират целия период на рудообразуване и маркират палеотемпературното поле. Тази информация помага за съставяне на генетични модели на съответния тип находища.

Понятието **(микро)геохимична зоналност** се отнася до разпределение на елементите-примеси в едни и същи минерали от еднакви парагенези (напр. в Маданското рудно поле в галенит от по-високите хоризонти преобладава Ag и Sb, а в дълбочина нараства съдържанието на Bi). Чрез подходяща геостатистическа интерпретация на геохимичните данни, напр. клъстер анализ, елементите може да се групират в асоциации, които носят комплексна информация за разпространението на минералните парагенези (**фиг. 5.5**). Още повече че геохимичните изследвания са по-бързи и евтини от минераложките, мрежата на опробване може да бъде по-детайлна и въз основа на тях се оконтурват рудните тела и определят техните качествени показатели.



← **Фиг. 5.5.** Типове руди на хоризонт 455 в находище Чelopeч, определени чрез клъстер анализ (по В. Ковачев): (1) медно-сулфидни с барит; (2) тенантит-халкопирит-пиритни; (3) Cu-As-сулфосолни; (4) галенит-сфалеритови; (5) разсеяни (впръснати) галенит-сфалеритови

- ❖ Чрез статистическа обработка и обобщаване на данни от над 100 хидротермални находища с различен генезис е изведен единен идеален ред на вертикалната зоналност (като мястото на елемента до голяма степен се определя от формата му на отлагане):  $W \rightarrow Be \rightarrow As_1$  (арсенопирит)  $\rightarrow Sn_1$  (каситерит)  $\rightarrow U \rightarrow Mo \rightarrow Co \rightarrow Ni \rightarrow Bi \rightarrow Cu_1$  (халкопирит)  $\rightarrow Au_1$  (високотемпературно)  $\rightarrow Sn_2$  (станин)  $\rightarrow Zn \rightarrow Pb \rightarrow Ag, Au_2$  (нискотемпературно)  $\rightarrow Cu_2$  (халкоцит и сулфосоли)  $\rightarrow Hg, As_2, Sb$  (тенантит, аурипигмент и др.)  $\rightarrow Ba \rightarrow Ca$

**N.B!!!** Термините „*моно- и полиакцедентна зоналност*“ (съответно *стадийна и фащиална*) отразяват различния подход на авторите към интерпретацията на минералообразуването и трябва да се приемат като крайни членове на реалните процеси, които протичат в природата. Едва ли можем да приемем, че от началото до края на хидротермалния процес има само един разтвор, чийто състав постепенно се променя в напълно спокойна тектонска обстановка, без да има допълнителен привнос на вещество или някакви вътрешнорудни движения. Както е трудно да си представим и че постъпващите на импулси различни порции разтвор няма постепенно да променят състава си докато отложат носеното от тях вещество. Следователно застъпването на двете зоналности във времето и пространството е неминуемо и всичко зависи единствено от това, кое ще вземем за първостепенна причина и кое за следствие от нея в зависимост от реално наблюдаваните факти в съответните находища. Затова в едни случаи се акцентира на **еволуцията на рудните структури** (т.е. на по-значимите тектонски движения, въз основа на които се отделят стадията  $\Rightarrow$  постъпването на разтворите става на отделни импулси или порции с различен състав, променящ се в рамките на отделния стадий); а в други – на **постепенната промяна на параметрите на рудния разтвор** (като тази промяна се извършва и на фона на продължаващите тектонски движения, чието значение се приема второстепенно, т.е. „фоново“  $\rightarrow$  но и в този случай минералообразуващият разтвор би трябвало да се „опреснява“, т.е. съставът му непрекъснато да се допълва от някакъв източник в дълбочина или при излужване на вещество от скалите в условия на повишен геотермален градиент). Съответно в първия случай се говори за **стадии и стадийност на минералообразуване**, а във втория за **минерални асоциации**. И в двата случая се отделят **минерални парагенези** в рамките на съответния стадий или в дадената асоциация, които отразяват промяната в параметрите на рудоносните разтвори за по-кратко време. Понятието **прекъснато-непрекъснат процес** се опитва да обедини еволюцията на разтворите с тектонските движения (т.е. двата вида зоналности), без обаче да се говори за импулси на постъпване на разтвори с различен състав и без да се отделят стадии, а минерални асоциации.

- ❖ Рудообразователният процес в дадено находище или рудно поле може да бъде още:
  - $\rightarrow$  *полистадийен*: протичащ при промяна на условията в рамките на един процес (напр. 5-елементна Ni-Co-U-Ag-Bi асоциация)
  - $\rightarrow$  *цикличен*: при многократно повтарящи се едни и същи процеси през дълъг период от време - десетки до млн.г. (напр. sedex тип находища)
  - $\rightarrow$  *полигенен*: свързан с няколко процеса, които обикновено са разделени от интервал от време (т.е. е и полихронен) – това са т.нар. телескопирани орудявания

## Глава 6

### Класификации на рудните находища

- ❖ *Класификация*: групиране на нещо въз основа на един или няколко признака (като единият се набелязва за главен – той определя вида и характера на класификацията, а другият или другите за второстепенни). Признаците трябва да отразяват важни информативни свойства, да бъдат логически съподчинени (от по-важните към по-маловажните) и да се интерпретират еднозначно (т.е. в даденото подреждане предметите да отговарят на един белег).

За рудните находища са предложени следните видове класификации:

- **морфоложки** (по форма на рудните тела): такива са всичките класификации преди Линдгрен (в т.ч. първата, създадена в средата на 16 век от Агрикола) → използват се и се правят и досега, т.к. са удобни за теренна работа, както и за целите на проучването и експлоатация на рудните находища, но не и за по-теоретични геоложки разработки;
- **промишлени** (въз основа на приложението на рудите) → използват се широко и сега при промишлената оценка на полезните изкопаеми;
- **минераложки и по химизъм** (напр. на *Dill, 2010*) → удобни при изучаване и систематика на рудните минерали, но не дават цялата разнообразна информация, която би могла да улесни търсещо-проучвателните и експлоатационните работи; тяхна разновидност са класификациите на находищата по рудни формации, където се добавят данни за пространственото положение и морфологията на рудните тела и техния генезис.

**N.V!!!** Минералният състав е най-неселективният показател за класифициране, т.к. едни и същи минерали и асоциации се формират при различни геоложки процеси в широк диапазон от физико-химични условия, което води до многократно повторение на названия и утежняване на подялбите.

- **генетични** (въз основа на генезиса на рудите) → в тесен (според връзката на орудяването с определен скалообразуващ процес) и широк смисъл (освен връзката с рудоносния субстрат се имат предвид физико-химичните и тектонските особености).

Най-добрите класификации, може би, все още остават тези, които не са свързани с генезиса на рудите, т.к. минимализират възможността за грешки и противоречията. Въпреки това точно генетичните класификации са предпочитани, т.к. отразяват рудообразователния процес и са най-интересни за рудолозите. Има много варианти на този тип подялба, които най-общо могат да се отнесат към 4 групи: (1) с акцент върху физико-химичните условия на рудообразуване, напр. първата на Линдгрен (Lindgren, 1913) и модифицираните ѝ версии от 1933 (*приложение I*) и 1985 г., на Обручев, Хеденкуист (Hedenquist, 1995 – *приложение II*) и др.; (2) основани на тектонската обстановка – геосинклиналните на Белоусов и Твалчрелидзе, на Шнайдерхьон (Schneiderhöhn, 1952), плейт-тектонските на Митчел и Гарсън (1984 – *приложение III*) и Соукинс (Sawkins, 1990 – *приложение IV*); (3) комбинирани, основани на връзката с определена скална формация, напр. на Нигли (Niggli, 1929), Шнайдерхьон (1932, 1941), Стантън (Stanton, 1972 – *приложение V*), Майер (Mayer, 1981 – *приложение VI*), Джилберт и Парк (Guilbert & Park, 1997 – *приложение VII*) и др.; (4) комплексни с акцент върху типа на рудообразователния процес на Смирнов (1972 – *приложение VIII*), Котляр (1970), Кольковски (1995) и др.

Недостатък на генетичния тип класификации е, че рудообразователните процеси са комплексни и епизодични; освен това те еволюират във времето и пространството

(понякога през значителни интервали от време). Напр. магматичният процес става магматично-хидротермален с изстиването на интрузива, седиментите се подлагат на диагенеза и метаморфизъм с прогресивното си погребване, съпроводени с миграция на флуидите и промяна. Деформацията на земната кора създава нови пътища за движение на флуидите и способства за формиране на орудяване в различни типове скали. По този начин има припокриване между магматичните и хидротермалните, както и между седиментните и хидротермалните процеси.

**N.B!!!** За да бъде „успешна“ една класификация е необходимо тя да съдържа безспорно установени факти, да е коректна към натрупаната до момента информация и да може да се подкрепи с примери за реални находища. Идеална систематика на природни обекти не може да се създаде и трябва да се разчита на най-добрата оптимизация на противоречивите принципи.

Класификацията, възприета в лекционния курс е комбинирана като най-общо е основана на температурния режим, въз основа на който са отделени генетични серии – *ендогенна* (магматични, магматично-хидротермални – пегматитови и карбонатитови, хидротермални находища), *екзогенна* (изветрителни, водородни, разсипни и седиментни находища) и *метаморфогенна* (метаморфозирани и метаморфни находища).

❖ **Трябва ли да се отделят метаморфогенни рудообразователни процеси?** Според някои автори – не, т.к. въпреки че повишените температури и налягания могат значително да променят първоначалните характеристики на находищата, сам по себе си метаморфизмът не е фундаментален процес за рудообразуването. Хидротермализмът, обаче, е аналог на рудообразователните процеси при метаморфизъм и също включва



промяна на магмени или седиментни скали, както и трансфер на топлина (и маса) и флукуации на налягането. Затова **Robb (2005)** приема следната подялба на рудни находища: *магматични, хидротермални и седиментно-повърхностни*. Тази схема е сходна с използваната от Einaudi (2000), който разделя находищата на 3 типа: *магматични, хидротермални и повърхностни* (формирани на повърхността и от грунтовите води). Някои автори отделят *импактно рудообразуване* (модифицирана класификация на Линдгрена, 1985; Pirajno, 2009 и др.), а други - *техногенно* (Ковачев - <http://www.mmc.gea.uni-sofia.bg>).

**Приложение I: Класификация на Линдгрена, 1933 (по Evans, 1994)**

Типове находища	Хипотермални	Мезотермални	Епитермални
Дълбочина на образуване*	3000-15000 m	1200-4500 m	приповърхностни до 1500 m
Температура на образуване	≈300÷600°C	200÷300°C	50÷200°C
Местоположение	във или около дълбоко-залягащи интрузиви в терени с дълбок ерозионен срез, обикновено докамбийски, рядко помлади	във или около интрузиви; могат да асоциират с регионални тектонски разломи	в седиментни или магмени скали, най-често в асоциация с вулканити и хипоабисални интрузиви,

			фанерозойски, в терени с малък ерозионен срез
<b>Тип на рудните зони</b>	запълване на пукнатини и заместване (доминира); неправилни жили с резки граници и малко впръснати руди	интензивно заместване и запълване на пукнатини (рудните тела често постепенно преминават от масивни към впръснати); плочести, шокверки, тръби и др.	жили (прости и неправилни) и шокверки; рядко по пластовите повърхности и на заместване
<b>Металоносност</b>	<b>Au, Sn, Mo, W, Cu, Pb, Zn, As</b>	<b>Au, Ag, Cu, As, Pb, Zn, Ni, Co, W, Mo, U и др.</b>	<b>Pb, Zn, Au, Ag, Hg, Sb, Cu, Se, Bi, U</b>
<b>Характерни рудни минерали</b>	магнетит, спекуларит, пиротин, каситерит, арсенопирит, борнит, молибденит, халкопирит, Au (бедно на Ag), шеелит, волфрамит, пирит, галенит, сфалерит (богат на Fe - марматит)	Au, халкопирит, борнит, пирит, сфалерит, галенит, енаргит, халкоцит, бурнонит, аргентит, кобалтин, николит, тетраедрит, сулфосоли	Au (често богато на Ag), самор. Ag, Cu, Bi; пирит, марказит, сфалерит, галенит, халкопирит, цинабарит, стибнит, джеймсонит, реалгар, аурипигмент, аргентит, селениди, телуриди
<b>Характерни нерудни минерали</b>	гранат, плагиоклаз, биотит, мусковит, топаз, турмалин, епидот, кварц, хлорит (с много Fe), карбонати	албит, кварц, серицит, хлорит, карбонати, сидерит, епидот, монтморилонит	SiO <sub>2</sub> като кварц, опал, халцедон; хлорит (беден на Fe), епидот, карбонати, флуорит, барит, адулар, алунит, зеолити
<b>Околорудни изменения</b>	албитизация, турмалинизация, серицитизация, хлоритизация	хлоритизация, карбонатизация или серицитизация	силификация, каолини-тизация, пиритизация, доломитизация, хлоритизация
<b>Текстури и структури</b>	често грубозърнести, ивичести	ивичести, масивни (в лещи), не толкова едрозърнести колкото хипотермалните	крустификационни, финовичести, геодови, кокардови, брекчозни, различнозърнести
<b>Зоналност</b>	простира се на хиляди m в дълбочина с текстурни и минераложки изменения	постепенни, но незначителни промени в дълбочина; голям вертикален интервал на ору-дяване (докъм 1800 m)	типът минерализация силно варира с дълбочината; вертикалният интервал е малък (300-900 m), но има телескопиране
<b>Примери</b>	Au в <i>Колар</i> , Индия; <i>Калгурли</i> , Зап. Австралия; <i>Хоумстейк</i> , Дакота; Sn в <i>Корнуъл</i> , Англия и др.	Au в <i>Бендиго</i> , Австралия; Ag в <i>Кобалт</i> , Канада; Ag-Pb в <i>Кьор дАлен</i> , Айдахо; Cu в <i>Бют</i> , Монтана, САЩ	Au в <i>Крипъл Крик</i> , Колорадо и <i>Комсток</i> , Невада, САЩ; Cu в Мичиган; Sb в Китай

\* Основен признак при класификацията на находищата е дълбочината им на образуване; по-късно са въведени и междинни типове: **лептотермални** (образувани на средна дълбочина при ниска температура), **телетермални** (формиранни на най-малка дълбочина и ниска температура по Грейтън, 1933) и **ксенотермални** (възникващи на малка дълбочина при висока температура по Бадингтън, 1935).

**Приложение II: Класификация на част от хидротермалните находища на Hedenquist (1995)**

Тип рудни находища	Връзка с магменото тяло	Температура и дълбочина	Флуиди (разтвор и/или газ)	Асоцииращи метали	Съвременни аналози
ПОРФИРНИ	В съседство или във интрузива	> 600 до 300°C; 2-5 km	Хиперсолени с несмесима пара	Cu ± Mo ±Au, Mo, W или Sn	Плитки магмени тела под стратовулкани
СКАРНИ	В близост до интрузива в карбонатни скали	400-600°C; 1-5 km	Солени до умереносолени	Fe, Cu, Sn, W, Mo, Au, Ag, Pb-Zn	
ЖИЛНИ, свързани с плутони	Разломи във и около плутона	300-450°C; на различна дълбочина	Умерено- до нискосолени	Sn, W, Mo ± Pb-Zn, Cu, Au	
ЕПИТЕРМАЛНИ високо-сулфидни	Над родоначалния интрузив	<300°C; приповърхностни до >1,5 km	Умерено- до нискосолени с ранен кисел кондензат	Au-Cu Ag-Pb	Фумароли и кисели извори около вулканските гърла
ЕПИТЕРМАЛНИ ниско-сулфидни	Отдалечени от магматичния източник на топлина	150-300°C; приповърхностни до 1-2 km	Нискосолени, газонаситени с неутрално pH  ----- Умереносолени	Au (Ag, Pb-Zn)  ----- Ag-Pb-Zn (Au)	Геотермални системи с неутрални горещи извори  ----- Не са наблюдавани
МАСИВНО-СУЛФИДНИ	Около екструзивни куполи	<300°C; на или около морското дъно	Богати на газ, приблизително със солеността на морската H <sub>2</sub> O	Zn-Pb-Ag (Cu или Au)	Черни пушачи и други изходи на флуиди на морското дъно

**Приложение III: Класификация на Митчел и Гарсън (1984)**

- 1) Находища, образувани в континентални горещи точки, рифтове и авлакогени
- 2) Находища, образувани в пасивни континентални покрайнини и вътрешни басейни
- 3) Находища в океански условия
- 4) Находища в зони на субдукция
- 5) Находища в зони на колизия
- 6) Находища в зони на трансформни разломи и линеаменти в земната кора

**Приложение IV: Класификация на Соукинс (1990)**

I. Конвергентни граници на плочите

- 1) Главни дъги и свързаните с тях находища
- 2) Находища във вътрешните части на главните дъги
- 3) Находища в заддъгови рифтове

II. Дивергентни граници на плочите

- 4) Вътрешноконтинентални горещи точки, анорогенен магматизъм и свързаните с тях находища
- 5) Находища, свързани с ранни стадии на континентален рифтинг
- 6) Находища, свързани с напреднали стадии на рифтинг
- 7) Находища, свързани с колизия

Приложение V: Класификация на Stanton, 1972 (по Evans, 1994)

- 1) Находища в магмени скали: (а) в базични и ултрабазични; (б) във фелзични
- 2) Fe орудявания в седиментни скали
- 3) Mn орудявания в седиментни скали
- 4) Стратиформни сулфидни находища в субаквални вулкански скали
- 5) Страта-баунд тип находища в седиментни скали
- 6) Жилни орудявания
- 7) Рудни находища в метаморфни скали

Приложение VI: Класификация на Mayer (1981)

- (1) РУДИ В БАЗИЧНИ МАГМЕНИ СКАЛИ
  - 1.1. Хромити
    - стратиформени в пластообразни комплекси
    - лещи в алпийски перидотит
  - 1.2. Никел-сулфидни руди
    - тип Камбалда
    - в амфиболити
    - тип Съдбъри
    - тип Инсизва
  - 1.3. Титан с анортозити
    - стратиформени в пластообразни комплекси
    - илменит в масиви
- (2) ВУЛКАНОГЕННИ МАСИВНИ СУЛФИДИ ВЪВ ВУЛКАНИТИ
  - тип Кипър в офиолити
  - тип Норанда в андезит-риолити
  - тип Куроко и сходни с него
- (3) РУДИ В СЕДИМЕНТИ
  - 3.1. Разположени в седименти сулфидни находища
    - мед в шисти и пясъчници
    - олово и цинк в кластични седименти
    - тип Мисисипи
  - 3.2. Железни руди: групата на железни формации и тип Клинтън-Минет
- (4) СТРАТИФИЦИРАНИ НАХОДИЩА
  - 4.1. Уранови находища
    - несъгласни, жилинен тип
    - пясъчников и карбонатен тип
  - 4.2. Златни руди
    - злато в железноносни формации
    - злато-кварцови жили
    - злато-уранови конгломерати
- (5) КВАРЦОВИ ГРАНОДИОРИТИ И МОНЦОНИТИ, ХИДРОТЕРМАЛНИ
  - 5.1. Медно-порфирни
  - 5.2. Калай-волфрамови находища



Приложение VII: Класификация на Джилберт и Парк (1997)

- I. Находища, свързани с мафични интрузивни скали
  - в разслоени мафични интрузиви (Cr, Pt, Cu-Ni)
  - в анортозити (Ti)
  - в кимберлити (диаманти)
  - в карбонатити (Cu, Fe, фосфати)
  - в ултрабазични вулкански комплекси (Cu-Ni)
- II. Находища, свързани с океанска кора
  - в алпийски перидотити (Cr)
- III. Находища, свързани със средни до фелзични интрузиви
  - магматични Fe находища
  - порфирни полиметални находища (вкл. скарнови)
  - хидротермални Fe находища
  - Кордилерски тип жилни находища
  - пегматити (хомогенни и хетерогенни)
  - гранитни Sn и U находища
- IV. Находища, свързани със субаерален вулканизъм
  - епитермални Ag-Au находища
  - Sb находища в Китай
  - Ag-Au с големи запаси, но ниски съдържания
  - Карлин тип Au находища
  - други (Fe, Cu)
- V. Находища, свързани с подводен вулканизъм
  - вулканогенни масивно-сулфидни находища
  - ивичести железни формации (VIF)
  - ексхалационни Au находища
  - други (Hg - Алманден)
- VI. Находища, свързани с подводен вулканизъм и седиментация (Маунт Айза, Брокън Хил)
- VII. Находища, свързани с химическо утаяване
  - седиментни полиметални находища (Замбийски Cu пояс)
  - други, свързани с химическо утаяване
  - седиментни Fe и Mn находища
  - фосфатни находища
  - евапорити
  - Mn конкреции
- VIII. Находища, свързани с теригенна седиментация – разсипи (вкл. палеоразсипи)
- IX. Находища, свързани с изветряне
  - Ni латеритни находища (Нова Каледония)
  - остатъчни Mn находища
  - боксити (Ямайка)
  - супергенно вторично обогатяване
- X. Находища, свързани с регионален метаморфизъм
- XI. Находища, свързани с разтваряне-ремобилизация
- XII. Епигенетични находища с неясна връзка с магматизъм
  - Pb-Zn тип Мисисипи
  - U-(V) находища в пясъчници
  - U находища, свързани с несъгласия

*Приложение VIII: Класификация на Смирнов (1972)\**

Серия	Група	Клас	Подклас
<b>Ендогенни</b>	Магматични	ликвационни ранномагматични късномагматични	
	Пегматитови	прости пегматити прекристализирали пегматити метасоматично заместени пегматити	
	Карбонатитови	магматични метасоматични комбинирани	
	Скарнови	калциеви скарни магнезиеви скарни силикатни скарни	
	Албитито- грайзенови	албититови грайзенови	
	Хидротермални	плутоногенни вулканогенни телетермални	
	Железосулфидни	метасоматични вулканогенно-седиментогенни комбинирани	
<b>Екзогенни</b>	Изветрителни	остатъчни инфилтрационни	
	Разсипни	елувиални делувиални пролувиални алувиални  латерални  гляциални	косови коритови долинни делтови терасови езерни морски океански моренни флувио- гляциални
	Седиментни	механични химични биохимични вулканогенни	
<b>Метаморфогенни</b>	Метаморфозирани	регионално-метаморфозирани контактно-метаморфозирани	
	Метаморфни		

\* Тази систематика е била най-разпространената в България през последните десетилетия и почти всички геоложки доклади, писани в периода 1950-1999, са базирани върху нея

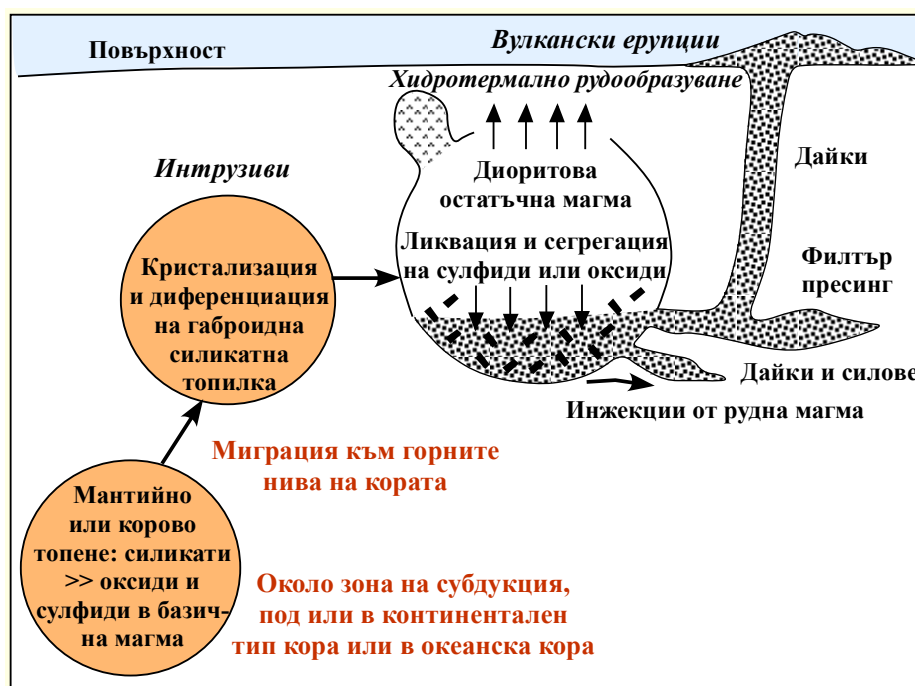
## Глава 7

### Магматично рудообразуване

Магматогенните рудообразователни процеси протичат в дълбоките части на земната кора и се отличават със следните особености: (а) източник на енергия е топлината, отделяна от магмата; (б) източник на вещество е самата магма, по-рядко вместващите скали; (в) физикохимическите параметри на системата се определят от относителната ѝ затвореност и високите стойности на температурата и налягането; (г) скоростта на рудообразователните процеси не е голяма, което обуславя добра кристализация на твърдите фази.

#### 7.1. Типове магматично рудообразуване

Магматичното рудообразуване е свързано с еволюция на магмени топилки с ултрабазичен, базичен и алкален състав и се разделя в зависимост от процеса, който води до формиране на рудите – **ликвация**<sup>5</sup> или **кристализационна диференциация**. Съответно се различават *ликвационни* и *кристализационни находища*. По-рядко този тип орудяване възниква при асимилация на въглища от магмена топилка (т.нар. *асимилационни находища* на самородно Fe сред толеитови базалти, напр. Увифас на о-в Диско в Западна Гренландия) или „претопяване“ на по-ранни орудявания (*ремагматични находища* на сярна на о-в Хокайдо в Япония). В англоезичната литература магматичното рудообразуване се свързва с процеса на **магматична сегрегация**, която включва *фракционна кристализация* и *ликвация*.



**Фиг. 7.1.** Схематична последователност на ранномагматични процеси, които водят до формиране на рудни магми и тяхното внедряване (no Guilbert & Park, 1986)

<sup>5</sup> **Ликвацията** представлява отсмесване на две течни фази в една първоначално хомогенна магма. Двете отсмесени фази могат да имат еднакъв минерален състав (силикат-силикатно отсмесване) или различен (силикат-оксиден, силикат-карбонатен или силикат-сулфиден). В бавно изстиващи плутони реакциите на ресорбция водят до рехомогенизация на сегрегираниите течни фази, поради което ликвация се наблюдава рядко. Затова този феномен е присъщ предимно за екструзивните скали, чието бързо изстиване не позволява повторното хомогенизиране на отсмесените фракции. Така например в толеитови базалти се срещат стъкла с контрастен състав – гранитен и мафичен с пироксен, магнетит-илменит и апатит.

Ликвацията (отсмесване) на сулфидна от силикатната топилка протича в най-ранните етапи от съществуване на магмата при температура 1500-1100°C (според геоложки наблюдения и експериментални изследвания), т.е. преди нейната кристализация<sup>6</sup>. При кристализационната диференциация (т.е. кристализация от силикатни топилки) се отделят два етапа: ранен и късен, в резултат от което се образуват два основни типа находища – съответно *ранномагматични (сегрегационни)* и *късномагматични (хистеромагматични)*. В първия случай кристализират минералите с най-висока точка на топене (като магнетит, хромит, диамант, лопарит, апатит, циркон, монацит) във вид на акцесори от силикатната топилка. Във втория възникват съществени натрупвания от титаномагнетит, хромит, апатит и др. като кристализацията фактически се осъществява от рудна топилка (силикатна топилка, силно обогатена на рудно вещество). По този начин с най-голямо значение сред магматичните находища са титаномагнетитовите, Cu-Ni, хромитови, на платиноиди, диаманти, някои редки елементи (като Nb, Ta, Zr, Hf, редки земи), графит и апатит. Според по-нови виждания приеманите по-рано за магматични апатит-магнетитовите руди тип Кирунавара се отнасят към хидротермални IOCG тип (Fe-окисно-Cu-Au).

**N.B!!!** Концентрацията на рудни минерали от металоносна магма става по 3 начина: **(I) при ликвация**, когато магма с рудосиликатен състав при охлаждане се разпада на две несмесващи се топилки – рудна и силикатна, самостоятелната кристализация на които води до формиране на ликвационни магматични находища; **(II) при сегрегация**, когато рудните минерали кристализират по-рано от силикатните и се концентрират преди пълното затвърдяване на останалата топилка, при което се формират ранномагматични находища; **(III) при хистеромагматични процеси**, характерни за силикатни магми с повишено съдържание на летливи съединения, когато рудните минерали кристализират от остатъчна топилка при пониски температури след затвърдяване на основната маса от скалообразуващи силикати, в резултат от което се образуват късномагматични находища.

## 7.2. Ликвационни находища

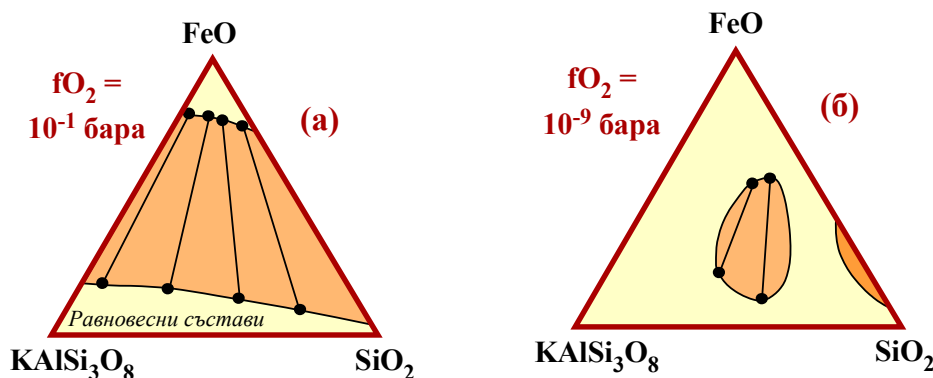
Доказателствата за рудна ликвация са два типа: експериментални и геоложки. В лабораторни условия е доказана ликвация на силикатна топилка от сулфидна (с преобладаващо пиротинов състав), хромитова, апатитова, както и на сярна от пиротинова, но не е сигурно дали всички те протичат и в природата. Отсмесване на сулфидна топилка от изстиващата базалтова магма е наблюдавана директно през август 1963 г. при изригване на Килауеа<sup>7</sup> (Хавай). Геоложки доказателства за този процес са и нодуларните текстури със зонален строеж на отделните нодули („застинали капки“) – с долна част от пиротин и пентландит, а горна от халкопирит. Нодуларни текстури се установяват и в хромитови находища в офиолитови комплекси, но се смята, че образуване им не е свързано с ликвация, а с високоплътностни потоци или „запълване“ на мехурчета.

❖ **Силикат-оксидна несмесимост:** голямо поле на несмесимост съществува в системата  $KAlSi_3O_8-SiO_2-FeO$  при атмосферна фугитивност на  $O_2$  (**фиг. 7.2а**) и при повишени съдържания на P, Ti и Fe, но то значително намалява в по-редукционна обстановка (**фиг. 7.2б**) и с нарастване на Ca и Mg. Експериментално е установено, че в окислена богата на Fe, Ti и P магма може да се отсмесят две фази – една, богата на Fe или Ti и друга с нормален силикатен състав. Теоретически това би довело до образуване на *илменит/рутил-апатит орудявания* (преференциално асоцииращи с анортозити и характерни за САЩ, Канада и Скандинавия) или *магнетит-хематит-апатитови находища* от типа на Кируна в северна Швеция. Друг пример е магнетитовата лава в

<sup>6</sup> Кристализацията на магма с габров състав започва при температура 1200-900°C.

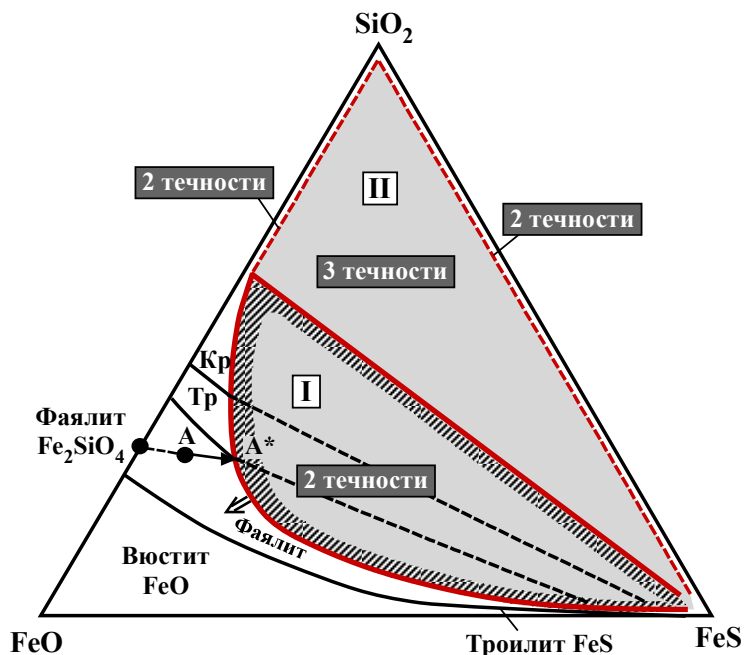
<sup>7</sup> Сулфидната топилка, която се отсмесва в Килауеа, съдържа около 61% Fe, 31% S, 4% Cu и 4% O като при кристализацията ѝ се образуват пиротин, халкопирит и магнетит.

андезити във вулкана Ел Лако в северно Чили. Произходът на Ti орудявания, обаче, се смята за хистеромагматичен, а на Fe в Кируна и Ел Лако е дискуссионен и според редица автори - хидротермален. Въобще въпросът дали силикат-оксидната несмесимост е реален рудообразуващ процес все още е твърде спорен и е потвърден единствено експериментално.



**Фиг. 7.2.** Поле на несмесимост в системата  $KAlSi_3O_8-SiO_2-FeO$  при различни стойности на  $fO_2$  (no Naslund, 1976)

❖ **Силикат-сулфидна несмесимост:** за разлика от предишната тази е широко приета и не буди съмнения. Експерименталните изследвания в системата  $SiO_2-FeO-FeS$  показват, че силикатна течност може да съществува със сулфидната в широк интервал от системата (фиг. 7.3).

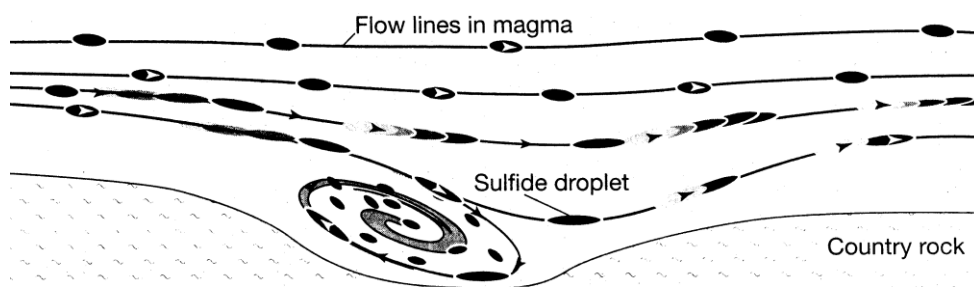


⇐ **Фиг. 7.3.** Фазови равновесия, установени експериментално в системата  $SiO_2-FeO-FeS$  (no MacLean, 1969). При окисление на магмата полето на съществуващите силикатна и сулфидна топилки (I) се разширява до (II). Силициевите фази са представени от тридимит (Тр) и кристобалит (Кр), а трендът на кристализация на фаялит е по линията А-А\* (no Robb, 2005)

Сярата като сулфид се разтваря в магмата чрез заместване на кислород, свързан с феройона ( $Fe^{2+}$ ). Следователно разтворимостта на сулфидите е функция на активността на FeO и фугитивността на  $O_2$ . Тя значително варира в процеса на кристализация и когато се достига точката на насищане сулфидите се отсмесват под форма на малки глобули. Подобно „насищане“ става при намаляване на температурата, увеличаване на  $fO_2$  или намаляване на количеството на  $Fe^{2+}$  в топилката (напр. при екстракция на богата на Fe фаза). Други фактори, които влияят върху този процес са внос на сяра от външен източник, инжекция на нова порция магма (и смесване на магми – напр. *хоризонт на Меренски* в Бушвелдския комплекс) и силификация (чрез асимилация на Si). Ако Fe слабо „се усвоява“ от кристализиращите силикати, то количеството му нараства и част от

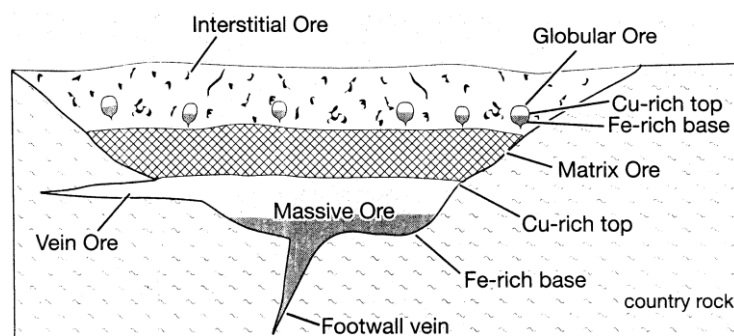
сулфидната топилка се отделя, без да се образуват значителни находища (напр. *Скаергаард*). Обратно, ако Fe се включва в оливин и абсолютното му съдържание в течната част на системата намалява, става интензивно отделяне на сулфидна топилка и се образуват големи находища (напр. *Норилск*). При ниско съдържание на сяра се образува топилка само на сулфиди на Cu, към която S има най-силен афинитет. Желязото в този случай остава в топилката като повишава разтворителната ѝ способност и пречи за образуване на големи находища. Формират се само впръследи от халкопирит, характерни за редица габроидни скали. При повишено съдържание на сяра се образува Fe топилка, в състава на която влизат също Cu, Ni, платиноиди, Au и др. и в тези случаи могат да се образуват значителни акумулации от комплексни Cu-Ni руди. Освен това за формиране на рудни находища е критично и времето на ликвация. Ако тя е прекалено ранна, то сулфидите могат да се разсеят в мантията или долната кора, а ако е по-късна от кристализацията на силикатите, то последните могат да разтворят сулфидите.

❖ Експериментите доказват, че сулфидните капки могат да се транспортират *във вид на суспензия* от базични магми, т.к. поради голямото им повърхностно напрежение те не се слепват. Капките се утаяват при намаляване на скоростта на магмата или при промяна на посоката на движение като слепването им се контролира от вискозитета на магмата, наличието на кристали или неравности в подложката (**фиг. 7.4**).



**Фиг. 7.4.** Модел на обогатяване на сулфидни капки над неравности в подложката (no Rice & Moore, 2001)

При ликвация сулфидната част на топилката се обособява в капки, които поради по-високото си относително тегло потъват във вискозната силикатна топилка към дъното на магмения резервоар. По този начин могат да се образуват масивни сулфидни тела. Над тях следва зона с подчинено количество силикати, захванати сред сулфиди – т.нар. разсеяни руди или руди с мрежеста текстура. Тя преминава в зона със слаба минерализация и накрая в безрудна скала (**фиг. 7.5**). Механизмът на формиране на тези зони се обяснява от „билярдния модел“ на Налдрет (1973).

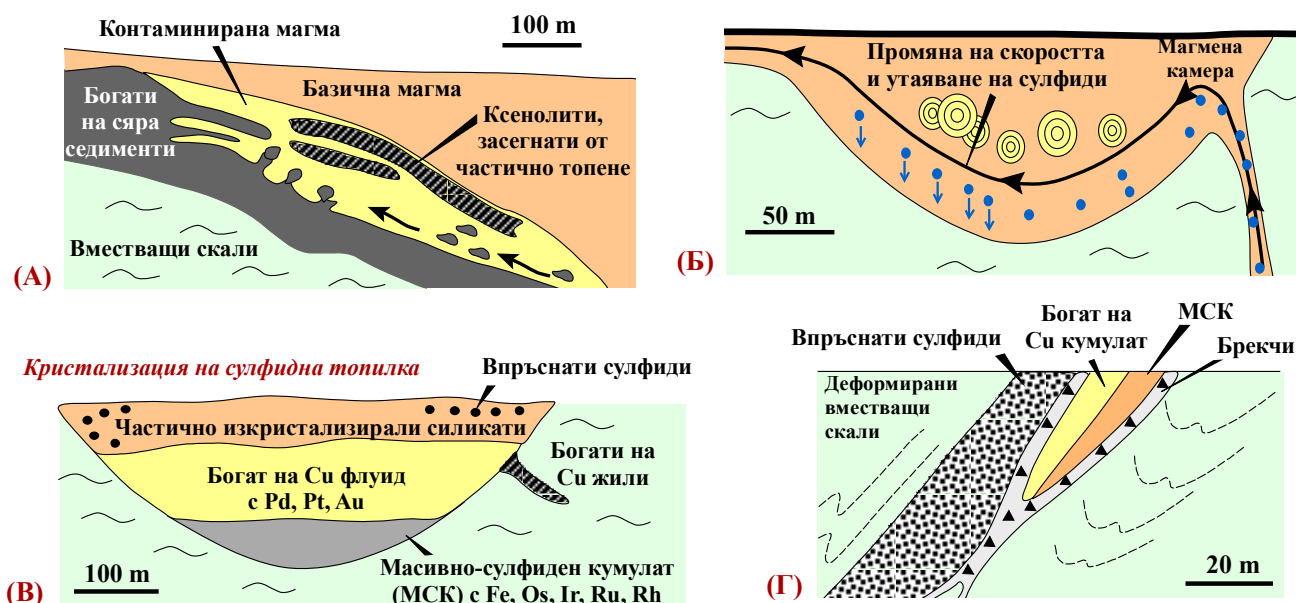


**Фиг. 7.5.** Идеализирана схема на взаимоотношенията между различните типове ликвационни сулфидни руди (no Barnes et al., 1997)

**N.B!!!** В зависимост от продължителността на застиване на силикатната част на топилката (което в известна степен е свързано с дълбочината на интрузията) се формират различни типове сулфидните рудни тела: **(а)** при относително бързо застиване на неголяма дълбочина отделените капчици сулфиди могат да не достигнат дъното на интрузива и да бъдат захванати от силикатната маса във вид на т.нар. *висящи рудни тела* с впръсната текстура. Механизмът на гравитационната кристализация в този случай ще се прояви и в строежа на отделните впръследи, образувани от

затвърдяване на капките – долната им част ще бъде изградена от пиротин (с относително тегло 4,6-4,7), а горната от по-лекия халкопирит (4,1-4,3); **(б)** при по-бавно застиване сулфидната топилка може да се концентрира в долната част на интрузива като образува *дънни впръснати и масивни руди*; **(в)** при нормална кристализация на интрузива, преди затвърдяване на сулфидната топилка, част от нея може да бъде изтискана тектонски от дънната и централната част на масива по пукнатини в горната затвърдяла част като се образуват *сулфидни жили*; **(г)** сред масива могат да се обособят остатъчни концентрации от сулфиди, при бавното застиване на които при относително спокойна обстановка могат да се образуват едрокристални пегматитообразни *сулфидно-силикатни щокове*; **(д)** при ликвация на по-голяма дълбочина силикатната и сулфидната топилка могат да бъдат почти едновременно изтискани в повърхностните части на земната кора и да образуват *разслоени орудявания* (т.к. в някои магматични сулфидни находища малкият обем на интрузивните тела не съответства на относително големите размери на рудните тела); **(е)** при ликвация на сравнително големи дълбочини, но при още по-бавно протичане на процеса, най-напред може да бъде инжектирана силикатната топилка и след нейната кристализация от дълбочина да се издигне сулфидната, при което се образуват *епигенетични секущи рудни тела* (напр. в Съдбъри, Канада в някои находища сулфидните рудни тела секат не само родоначалните норити, но и внедрилите се след тях по-млади гранити). За последните два случая доказателствата са косвени и са възможни и други варианти на образуване.

Образуването на ликвационни находища е няколкостадиен процес, който включва: (1) освобождаване на Ni от структурата на оливин при по-висока степен на частично топене в мантията и транспортиране от магмата към по-високи нива на кората; (2) обогатяване на мантийните магми със сяра при контаминация – **фиг. 7.6А**; (3) отсмесване на сулфидни капки, които асимилират халкофилните метали и платиноиди; (4) пренос на сулфидните капки от магмата във вид на суспензия (т.к. поради високото си повърхностно напрежение те не се слепват) докато не попаднат в структурни капани в основата на камерата или потока – **фиг. 7.6Б**; (5) кристализация на сулфидните капки с формиране на масивно-сулфиден кумулат (МСК) и богат на Cu сулфиден флуид (за съществуването на които при високи температури има експериментални данни), който се инжектира във вместващите скали – **фиг. 7.6В**; (6) ако се внедри нова порция магма тя може да захване част от сулфидния флуид и да го транспортира на друго място; (7) деформация на сулфидните концентрати и включването им в брекчи – **фиг. 7.6Г**.



**Фиг. 7.6.** А – контаминация на сяра от магмата; Б – утаяване на сулфиди в структурни капани; В – кристализация на сулфиден кумулат и флуид; Г – формиране на брекчирани сулфидни руди (no Barnes et al., 2005)

Минералният състав и рудоносност зависят от химизма на силикатната топилка: дали е ултрабазична или базична. **Находищата, свързани с ултрабазични магми** са предимно пентландит-пиротинови (понякога с над 70-80% пиротин) с участие на *халкопирит, пирит, Со и Ni минерали, платиноиди* и др. Вместващи скали са предимно интрузивни ултрабазити, по-рядко вулканити (коматиити<sup>8</sup>). Характерни са предимно за два региона: Западна Австралия – Ni-Cu находище *Камбалда* в архайския зеленошистен пояс Йилгърн (дълъг около 500 km и изграден от силно променени ултрабазични вулканити - коматиити и перидотити със стотици млн. t запаси от пиротин-пентландитова руда), Канадски щит – Ni пояс *Томпсън* в Манитоба и Зимбабве. **Находищата, свързани с базични магми** са с по-пъстра рудоносност, вкл. и с платиноиди. Рудовместващите комплекси в едни случаи са изцяло интрузивни, а в други – вулкански с известно участие на субвулкански тела. Типови находища са *Съдбъри* в щат Онтарио, Канада (интрузивно тяло от лополитов тип с дължина 50-60 km, изградено предимно от норити с Ni > Cu и повишено съдържание на Pt - главно паладиева и Со); *Норилск-Талнах* в СЗ част на Сибир в Русия (където рудоносният комплекс е представен от толеитови базалти със субвулкански тела от толеити с Cu > Ni, повишена концентрация на Со и платиноиди - Pd > Pt) и *хоризонтът на Меренски* в Бушвелдския комплекс, РЮА.

**N.B!!!** Ликвационните находища се характеризират със специфична геоструктурна и геоморфоложка привързаност. Те възникват предимно в стабилните части – кратони, по-рядко в орогените, т.к. отсмесването на топилката изисква спокоен динамичен режим. По възраст са предимно докамбрийски и по-рядко фанерозойски. В света са известни няколко провинции: *Канадска* (с два рудни района – Съдбъри и Томпсън); *Австралийска* (в блока Йилгърн, привързани към едноименния пояс); *Южноафриканска* (с Бушвелдския комплекс); *Балтийска* (главно на Колския п-ов с находище Печенга и др.); *СЗ Сибир* (с две известни находища Талнах и Норилск); *Украинска* (съвпада с Украинския щит - Воронежски масив). У нас няма промишлени находища от този тип, както и в Гърция, но са установени рудопроявления в ЮЗ България (около Бобошево в серпентинизирани перидотити с впръследи от пиротин и пентландит), Сакар (с. Хлябово – пиротин, пентландит и минерали от тяхната промяна в хлоритови шисти, които са резултат от метаморфизъм на ултрабазити).

### 7.3. Ранномагматични (сегрегационни) находища

Това са находища на най-високотемпературните рудни (акцесорни) минерали – те се формират в течна среда (топилка), което определя и механизма им на акумулация. Когато относителното им тегло е приблизително еднакво с това на силикатната топилка те остават разсеяни в нея, а когато е по-високо в резултат от гравитационни процеси се обогатяват в долните нива на магмените резервоари (подобно на ликвацията, където потъват капчици течност, а тук – твърди минерални фази) и образуват придънни пластообразни тела, неправилни или изометрични (гнезда, лещи) от гъстовпръсната минерализация. Процесът на движение на по-тежките минерали към долните части на магмените камери са нарича *сегрегация*<sup>9</sup> – затова и находищата често се наричат *сегрегационни*, което обаче не обхваща всички случаи.

<sup>8</sup> **Коматиитите** за пръв път са описани в зеленошистния пояс Барбертон в Южна Африка през 1969 г. Те се характеризират с високо съдържание на MgO (> 18%) и Ni, ниски стойности на алкалии и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и са изградени основно от оливин и клинопироксен. Това са високотемпературни (~ 1650-1700°C) нисковискозни лави с типоморфни пилоу- и спинифекс текстури (резултат от рязко пресищане във външната горна част на магмените тела). Повечето не съдържат находища, т.к. Ni се разсейва в оливин, което предполага, че са били ненаситени на сулфиди. Ако, обаче, топилките са били наситени на сярата, то още на ранните етапи от кристализацията им сулфидната фаза се отсмесва и могат да се формират сулфидни Ni-Cu руди.

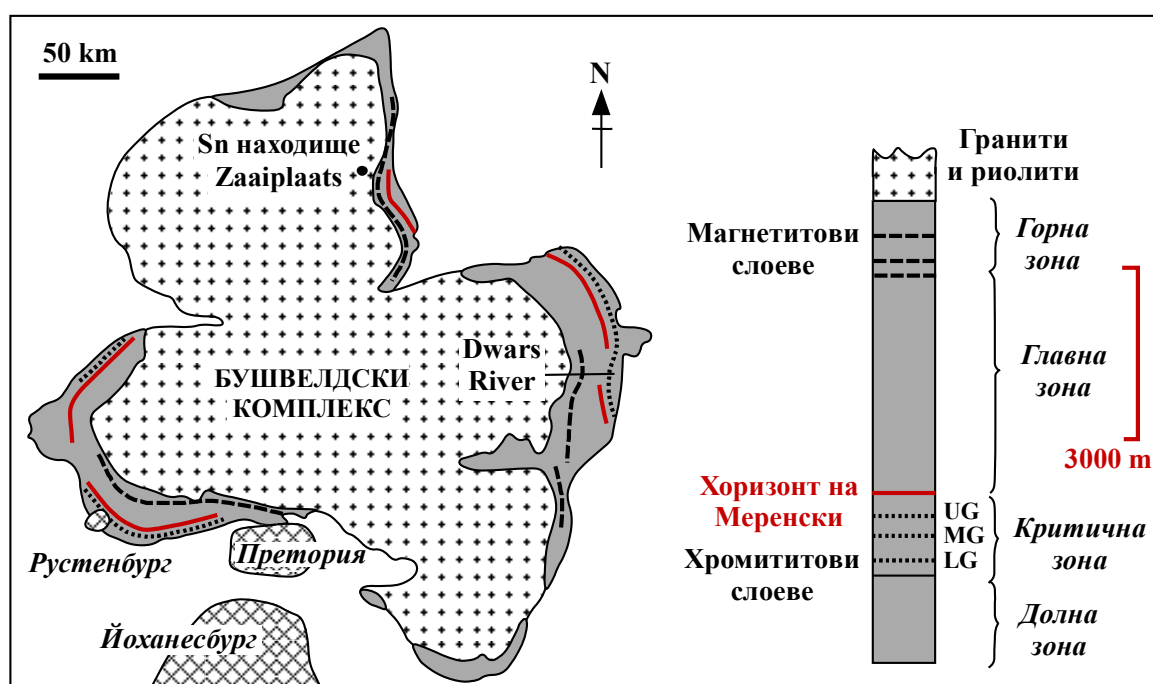
<sup>9</sup> **Сегрегацията** е процес, при който рудното вещество се отделя от силикатната топилка поради разлика в агрегатното си състояние, т.е. се осъществява кристализационно фракциониране (или фракционна кристализация).



Минералите с по-високо от силикатната топилка относително тегло са титаномагнетит, хромит, лопарит, платиноиди (самородни, сулфиди, арсениди), а тези с приблизително еднакво с магмата тегло са диамант и графит (генезисът му е спорен – магматичен или хидротермален).

❖ Основните механизми за сепарация и механично сортиране от магмени потоци са гравитационно фракциониране, течностна диференциация и филтър-пресинг<sup>10</sup>, както и плътностни потоци и *in situ* дънна кристализация (особено за стратиформните Сг акумулации, вкл. Бушвелдския лополит). Независимо, обаче, какви са първичните процеси, техният продукт са скали, наречени *кумуляти*. Те често се характеризират с ритмично наслояване (слоеве, богати на оливин, пироксен, плагиоклаз, на места и рудни минерали като хромит, илменит и магнетит), което се повтаря във вертикалния разрез. Повечето интрузиви са фуниеvidни с различен диаметър като „слоеве“ са дискордантни спрямо стените на „фунията“. Предполага се, че всяка единица е резултат от нов магмен импулс, който формира слой в основата на магмената камера. Утаяването на кристали, вероятно, става чрез нуклеация и растеж *in situ* по дъното и стените на магмената камера.

Минералният състав на рудите изцяло зависи от химизма на рудоносния магмен комплекс: дали е ултрабазичен, габроиден или алкален нефелин-сиенитов. С **кимберлити** (ултрабазити с повишено съдържание на калий) са свързани **находищата на диаманти**. С **норитови комплекси** (с габроидна родоначална магма) - **на хромит и платиноиди**. Еталон за този тип е *Бушвелдският комплекс* в РЮА (с докамбрийска възраст) – с форма на лополит, изтеглен в С-СИ посока с дължина около 500 km и ширина над 50-70 km (фиг. 7.7).



**Фиг. 7.7.** Схематична карта и разрез на Бушвелдския комплекс с разпределението на хромитовите слоеве и Хоризонта на Меренски с платиноидна минерализация в Критичната зона и богатите на V магнетитови слоеве в Горната зона. С гранити са свързани хидротермални Sn, полиметални и флуоритови орудявания (no Robb, 2005)

<sup>10</sup> **Филтър-пресинг** представлява „изтискване“ на остатъчната магма в частично литифицирана камера към участъци с по-ниско налягане (като отгорезалягащата неизкристализирала част) или по фрактури във вместващите скали. Процесът е приложим дори за по-вискозни гранитни магми, където остатъчни наситени на вода топилки се изтискват по пукнатини, възникнали при хидрофрактуриране.



Той е ясно стратифициран (разслоен): придънните му части са предимно ултрабазични, средните – ултрабазично-базични, а горните – с диоритов състав и завършват с гранити (за които се спори дали са част от лополита или са по-късни). В дунитите на Критичната зона се срещат ивици и пластове, силно обогатени на хромит (хромшпинелиди с вариращ състав - от  $\text{FeCr}_2\text{O}_4$  до  $\text{MgAl}_2\text{O}_4$ ), в анортозитовите прослойки – ванадиеносен титаномагнетит (това са най-големите находища на ванадий) (фиг. 7.8), а в норитите – Pt орудяване (т.нар. *хоризонт на Меренски*, който включва 80% от запасите на платиноиди без Русия). Има и други масиви с подобна комплексна минерализация, напр. в Канада, но са непромишлени.

⇐ Фиг. 7.8 Магнетитов слой, преминаващ от базален магнетинит в магнетитов анортозит

Много рядко **титаномагнетитови минерализации** възникват в орогените (напр. у нас габроиден плутон Великовец в Странджанската зона). В **нефелин-сиенитовите масиви** (особено уртит-луявритови) се формират **редкоземни орудявания** – главно от лопарит (от който се извличат TR и Nb) и ломоносовит. Еталон за този тип находища е *Ловозерският масив* на Колския п-ов в Русия.

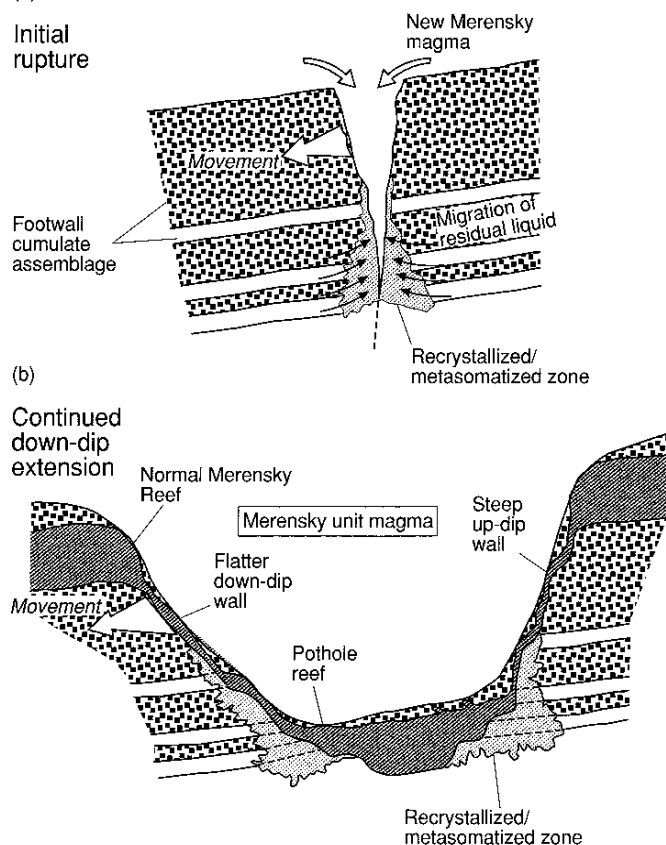
❖ **Бушвелдският комплекс** в РЮА е най-големият в света разслоен мафичен интрузив с площ 67 000 km<sup>2</sup>, който включва над 75% от световните запаси на хромит. Установени са поне 14 големи хромититови слоя в т.нар. *Критична зона*, които са разделени на 3 групи: Долна (LG1 до LG7), Средна (MG1 до MG4) и Горна (UG1 до UG3). Най-богатият хромититов пласт е LG6, проследен на повече от 160 km в източните и западните части на комплекса. Особен интерес представлява слоят UG1, т.к. е привързан предимно към анортозити, а не оливинови или ортопироксенови кумулати, и се разкрива в ждрелото на Dwarfs River в източната част на комплекса (фиг. 7.9).



Друга негова особеност е, че той се разделя (разклонява) на няколко потънки слоя в участъците, където анортозитовите пластове са по-дебели (т.е. са във вид на куполи, в които част от утаения хромит се разтваря).

⇐ Фиг. 7.9. Хромитов пласт UG1 в анортозити, Dwarfs River gorge, UG1, Източен Бушвелдски комплекс

Освен хромит, *Бушвелдският комплекс* включва и най-големите запаси от платиноиди (PGE) в света (около 80%). Те са съсредоточени в три отделни хоризонта: Merensky Reef (с 22% от световните запаси на PGE), UG2 хромититов пласт и Plat Reef. *Хоризонтът на Меренски* представлява едро- до грубозърнест пласт от фелдшпатов пироксенит с дебелина 1 m и дължина около 250 km между Критичната и Главната зона. Орудяването е представено от впръснати полиметални сулфиди (главно халкопирит и пиротин-пентландит), с които асоциират малко PGE сулфиди (като брагит, куперит, лаурит и мончеит) и PGE сплави (твърди разтвори). Произходът му е дискуссионен като се предлагат най-различни хипотези: от чисто магматични до магматично-хидротермални (т.к. има доказателства и за участие на флуиди).



Смята се, че основно значение за формирането му има внедряване на нова голяма инжекция в магмената камера и смесването на двете топилки. Те водят до отсмесване на сулфидната фаза, където отиват и платиноидите. Доказателство за нов магмен импулс са минералните и химични трендове и особено рязка промяна в първичните  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  отношения над и под хоризонта, което не би могло да се получи при нормална кристализация.

Генетичният модел предполага синмагматична екстензия на базалните кумулати точно преди новата магмена инжекция, pull-apart разломяване (вероятно поради потъване) и след това запълване с нова порция магма (фиг. 7.10).

⇐ Фиг. 7.10. Модел на формиране на хоризонта на Меренски (no Carr et al., 1999)

#### 7.4. Късномагматични (хистеромагматични) находища

Рудоносният субстрат е магма, толкова силно обогатена на рудно вещество, че се говори за *рудна магма*. Най-вероятно тя възниква като продукт от кристализация на силикатна топилка, която с времето силно се обогатява на рудно вещество. Много характерно за късномагматичните находища е, че рудните минерали кристализират след силикатите, по което отчетливо се отличават от ранномагматичните. В резултат често възниква т.нар. *сидеронитова структура* като силикатите се обгръщат и кородират, а понякога и пресичат от рудните минерали. Рудното вещество в едни случаи остава включено в силикатната топилка под форма на впръследи с различна гъстота (от гнезда и лещи до пластообразни тела) или във вид на масивни руди. Във всички случаи контактите не са секущи, а постепенни, т.е. рудите са сингенетични (образувани едновременно със скалата), макар че стриктно погледнато са по-късни от силикатите. В много случаи рудното вещество се „изтискава“ по пукнатини вътре в рудоносния комплекс, което води до образуване на епигенетични жилообразни (тръбообразни) тела със секущи контакти.

В зависимост от начина на обособяване текстурите на рудите са впръснати и масивни, а минералният състав зависи от химизма на рудоносния магмен комплекс. Могат да се отделят следните видове комплекси и орудявания:

**7.4.1. Перидотитови рудоносни комплекси** с преобладаване на харцбургити (с предимно магнезиални оливини и пироксени), с които са свързани хромитови орудявания - главно с Mg хромшпинелиди, в по-малка степен Fe и Al. Възрастта им е основно фанерозойска, липсват големи докамбийски находища от този тип. Сега се приема, че те се образуват в зоните на спрединг (в СОХ и заддъгов), а след това във вид на офиолити се включват в състава на орогените като степента на преместване определя и запазеността на тези фрагменти. Оформят се два регионални пояса от харцбургитови интрузиви: Уралски (с много и големи хромитови находища с палеозойска възраст – затварянето на океана е от

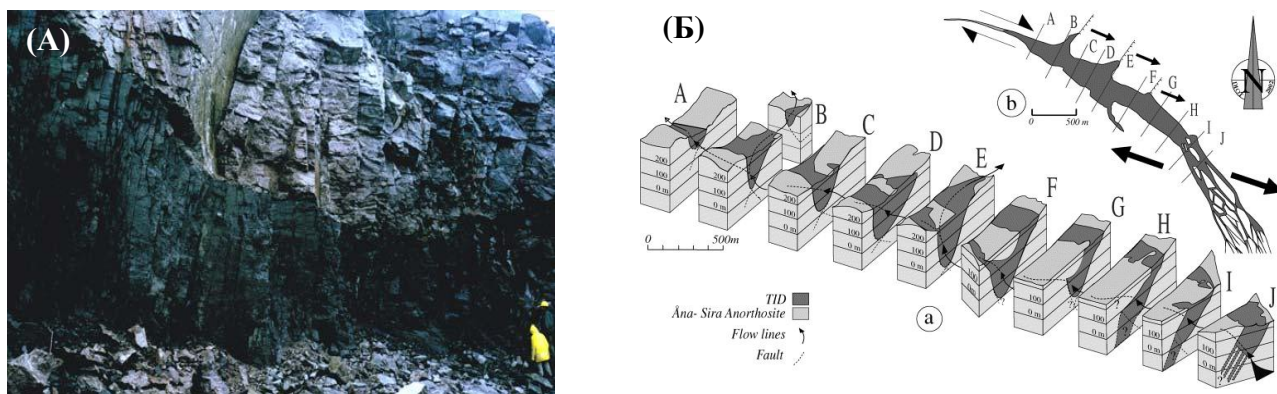
север към юг, затова и обемът на рудоносните комплекси нараства в тази посока като най-известният е Кемпирсайският масив в Казахстан) и Средиземноморски (металогенен пояс с мезозойска възраст, част от Алпо-Хималайския ороген, който се простира от Македония и Албания през Гърция – Хелениди, южната част на Турция – Тавриди, южната част на Малък Кавказ и завива към Иран → често се нарича Динаридо-Тавриден пояс, където са най-големите находища, напр. Гулман в Турция). Извън тези два пояса има и други хромитови орудявания (каледонски, андийски, кордилерски), но са незначителни, т.к. са „погребани“ („заровени“) при колизия. Подобни има и в Родопите у нас с няколко региона на разпространение: край Крумовград (ивица със С-СИ посока с множество офиолитови пластини и хромитови орудявания в харцбургити); ивицата Златоград-Джебел с двата най-големи ултрабазични масива в България – Яковица и Добромирци; ивица по северния ръб на Централните Родопи (Доброслав-Марково), свързана с Маришката зона на срязване. Преди те се приемаха за докамбрийски, а сега за долнопалеозойски.

**7.4.2. Габроидни рудоносни комплекси** от 3 типа: **(а)** със значително участие на ултрабазити (известни като дунит-клинопироксенит-габрова формация), с които са свързани находища на платиноиди с повишено съдържание на Fe (поликсен) ± хромит → находищата от този тип са редки, по-големи са само в един район – Нижний Тагил в Среден Урал, Русия; късномагматични Pt орудявания има и в Бушвелдския масив; **(б)** собствено габрови (със силно преобладаване на габрото) в офиолитови комплекси в орогени с предимно фанерозойска възраст с титаномагнетит, присъщи главно за един пояс – Уралски (палеозой) с най-големите в света късномагматични титаномагнетитови находища (Качканар и др.); срещат се и в Аляска, както и у нас (орудявания в Манастирските възвишения в западната част на Странджа с горнокредна възраст); **(в)** анортозитови комплекси с илменит-магнетитови (или илменит-хематитови) находища с участие на пирит, халкопирит, пиротин и др., които са с докамбрийска възраст и се срещат сравнително рядко, предимно в щитове или блокове от щитове в орогени – напр. в Канадския щит или блокове от него в северната част на Апалачите с две по-известни находища Лак Тио в Квебек и Санфорд Лейк в щат Ню Йорк; както и в Алай-Саянския ороген (в парчета от Алданския щит).

❖ **Ti-Fe находища в анортозити:** става дума за анортозитови комплекси предимно със среднопотерозойска възраст, които се простират от Северна Америка до Скандинавия (Свенонорвежката провинция) и съдържат големи магматични Ti и Fe находища. Най-известните са *Sanford Lake* (в щат Ню Йорк, САЩ), *Lac Tio* (в Квебек, Канада) и *Tellnes* (в южна Норвегия). Те са привързани към големи диференцирани интрузивни комплекси, изградени предимно от анортозити, габро, норити и монционити, които са внедрени на къснотектонските до екстензионни стадии на орогенните цикли. Характеризират се с различен минерален състав като най-важен в промишлено отношение е андезин-анортозитовият тип с главни рудни минерали *илменит* и *хематит*. Ti-Fe оксидни руди са представени във вид на слоеве или впръследи в самите интрузиви или по-масивни и богати секущи дайкоподобни тела. Формирани са при *in situ* кристално фракциониране. Ранното отделяне на плагиоклаза води до повишаване на концентрацията на Fe и Ti в остатъчните магми, от които кристализира ферогабро или феродиорит. Титаноносният магнетит или хемоилменит (в зависимост от състава на магмата) се утаяват във вид на слоеве на дъното на магмената камера. По-масивните дискордантни тела са резултат от изтискване на Fe-Ti оксидни фази към изкристализиралата периферия на анортозитовия комплекс или по фрактури и брекчи във вместващите скали. Така например, рудното тяло в Лак Тио е неправилно плочесто с дължина 1100 m и широчина 1000 m (**фиг. 7.11А**), докато това в Телнес е привързано към дайка с дължина 14 km (**7.11Б**).

**7.4.3. Фойяитови нефелин-сиенитови комплекси** с находища на апатит и нефелин – единствен от този тип е Хибинският масив на Колски п-ов в Русия.





**Фиг. 7.11.** А - Пластови тела от хемоилменит в анортозитовия комплекс Лак Тио в Канада; Б - 3D реконструкция по микрогравиметрични данни на рудното тяло в находище Телнес, Норвегия

## 7.5. Теории за формиране на разслоени интрузиви

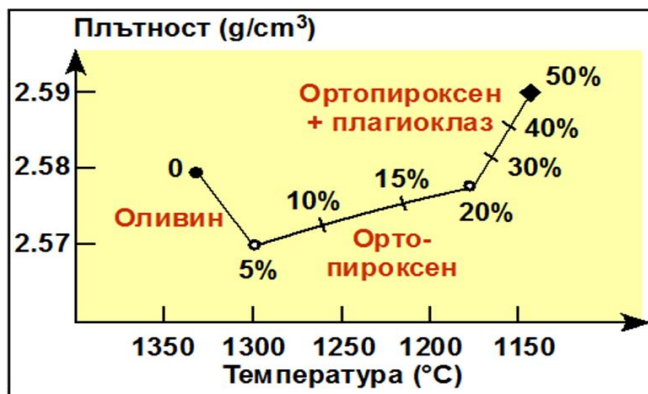
### 7.5.1. Формиране на разслоени мафични интрузиви

Гравитационното утаяване<sup>11</sup> на минерали в мафичните интрузиви изглежда най-логичното обяснение на добре изразения им „слоест“ строеж. Ранните модели са базирани върху класическата работа на Wager & Brown (1968) за интрузива *Skaergaard* в Гренландия, който е изключително подходящ за петроложките изследвания, т.к. е малък и се смята за единичен магмен импулс, кристализиращ в затворена магмена камера без съществен привнос или износ на вещество по време на „литификацията“. Субгоризонталните слоеве възникват в резултат от първична акумулация на по-рано образувани минерали (оливин и ортопироксен), последвани от по-късни – пироксени и плагиоклази. Оксидните фази като хромит и магнетит са само във вид на акцесори сред силикатите. Зоналността е сравнително проста: отдолу нагоре габро постепенно преминава във феродиорит и гранофир. Реалните процеси обикновено, обаче, са доста по-сложни (още повече, че в края на 1980-те г. тук се установяват повишени съдържания от скъпоценни метали и започват нови изследвания в района). Температурните градиенти и свързаните с тях вариации в плътността на магмата при нейното изстиване водят до плътностна стратификация и формиране на течни слоеве, през които елементите дифундират в резултат от химични и температурни градиенти. И ако на ранните стадии, когато кристализира оливин (в който отиват по-тежките елементи), плътността на остатъчната магма намалява (фиг. 7.12); то с поява на плагиоклаза (чиято плътност е по-малка от тази на магмата) трендът се променя и е възможно остатъчната топилка да стане по-тежка, отколкото е била в началото. Тези вариации в плътността са особено важни, ако във вече еволюирала камера се инжектира нова порция магма. Възможни са две ситуации. Ако новата магма е с по-висока плътност (т.е. ако се внедрява на по-ранните етапи на кристализация след утаяване на оливина), смесването между тях ще бъде ограничено в основата на камерата (тип „фонтан“ – фиг. 7.13А). Ако, обаче, новата инжекция се внедрява на по-късни етапи на кристализация, нейната плътност ще бъде по-малка и тя ще

<sup>11</sup> Вискозитетът на мафичната магма е относително нисък, а относителното тегло на кристализиращите скалообразуващи минерали (главно оливин и пироксен) - високо, поради което те потъват надолу със скорост между 40 и 1000 m за година в зависимост от техния състав и размер. По-леките (като фелдшпати) плуват в базалтовата топилка при налягане над 5 кбара, но потъват при внедряването ѝ в по-високите нива. Разслоените комплекси, които са резултат от гравитационно утаяване на минерали се отнасят към *кумулятите* (кумулятивно габро, кумулативен дунит и др.) като техният състав се различава от първоначалната магма. Те се характеризират с повишени съдържания на т.нар. съвместими елементи-следи (които влизат изоморфно в кумулативните минерали); докато несъвместимите прогресивно се набогатяват в остатъчната магма.

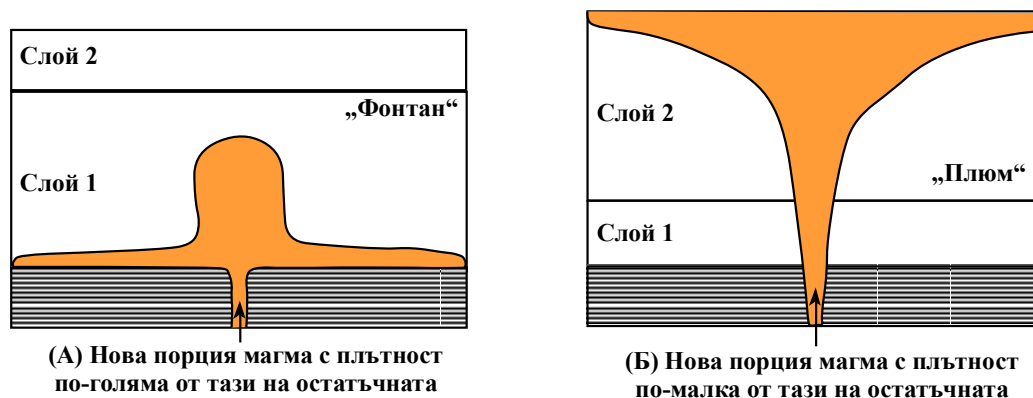


формира „плюм“, който ще се издигне до нивото на неговата плътност или в най-горните части на камерата (фиг. 7.13Б).



При това взаимодействието между новата и остатъчната магма ще е турбулентно и съответно поинтензивно и пълно. Напр. инжекция на плюм, който се издига и се смесва в горните части на магмената камера се предполага за Бушвелдския комплекс. Конвективните потоци в магмената камера (както и турбулентните) също усложняват нормалната кристализация.

Фиг. 7.12. Вариации в плътността на магмата при фракционна кристализация (no Robb, 2005)



Фиг. 7.13. Контрастно поведение на нови порции магма, които се внедряват в плътностно стратифицирана магмена камера с различна степен на фракционна кристализация (no Robb, 2005)

**N.B!!!** Основно значение за формиране на рудни акумулации (хромит, магнетит, платиноиди, полиметални сулфида и дори Au) в разслоените мафични интрузиви имат процесите, свързани с фракционната кристализация, плътностните вариации и промените в състава на магмата (при инжекция на нови порции или контаминация на вместиращите скали). Съответно изучаването им помага при търсене на нови орудени интрузиви, вкл. в добре познатите като Скаергаард. Затова е важно да се знае взаимодействието между магмените процеси и ролята, която те играят за формиране на орудяването.

### 7.5.2. Формиране на разслоени фелзични интрузиви

За гранитни интрузиви субхоризонталното разслояване не е типично, т.к. те са по-вискозни от мафичните, а разликите в плътността на кристализиращите минерали (като кварц и фелдшпати) не са толкова контрастни. Затова гравитационното утаяване на минерали не е присъщ процес за повечето гранитни плутони, освен когато относително горещи вода-съдържащи алкални гранити се внедряват на по-плитки нива в кората. Повечето интрузиви се характеризират с концентрична зоналност: с по-мафична външна зона (от диорити, тоналити, гранодиорити) и по-фракционирана централна част, т.к. при внедряване на по-плитки нива кристализацията започва в апикалните и периферните части като фронтът на кристализация се премества навътре.

**N.B!!!** Ивичестото „наслояване“ на скали с различен състав, вкл. и на рудоносни, е свързано със сложни и все още дискуссионни процеси на диференциация на магмата преди

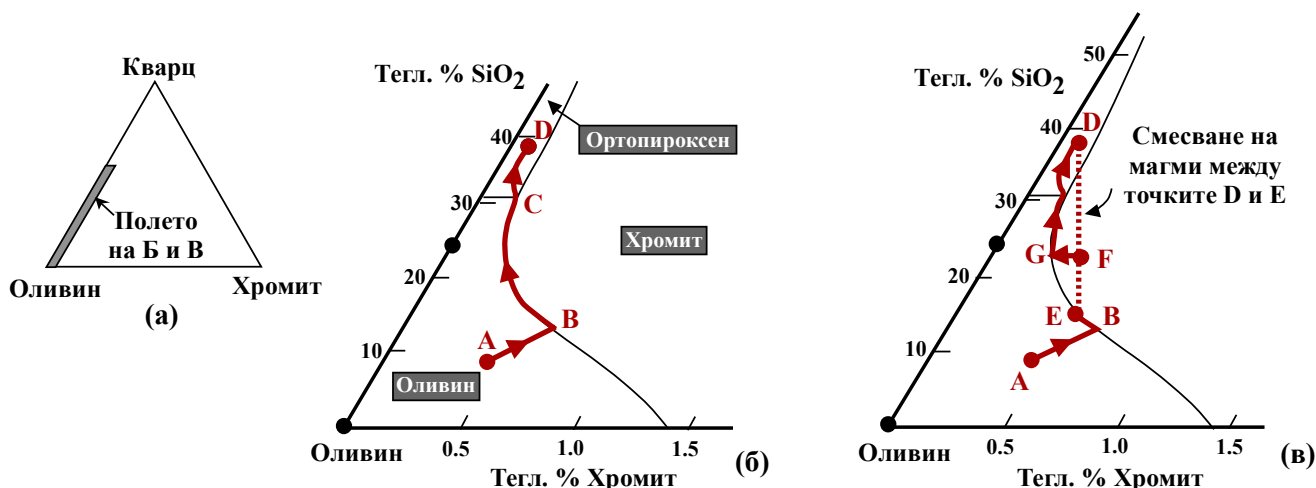
и по време на нейното внедряване. Магмената диференциация – както ликвационната, така и кристализационната, може да бъде: първична (или дълбочинна) и вторична (или възникваща на мястото на застиване на топилката). В съответствие с това съществуват 4 главни хипотези за образуване на разслоени интрузиви, включващи магматични находища: **(I) ликвационно разслояване** на магмата в дълбочина и последователно послойно инжектиране на топилки с различен състав в горните нива на земната кора; **(II) ликвационна или кристализационна диференциация** на магмата в дълбочина и еднократно внедряване на тези хетерогенни топилки в горните части на кората; **(III) ликвационно разслояване** на рудоносни магми на мястото на застиване на масива с диференциално придвижване на метали или отделящите се минерали в магмената камера; **(IV) метасоматичен произход** на ивичестите рудоносни масиви. Повечето геолози, обаче, предполагат, че метасоматичните процеси могат в една или друга степен да завоалират първичния състав и строеж на масивите без да дефинират разслоената им структура.

## 7.6. Образуване на хромитови находища

❖ Процесите, обуславящи субхоризонталното разслояване в мафичните интрузиви (като гравитационно утаяване, конвективни флуидни потоци и дифузионна химична сегрегация в плътностно стратифицираните пластове) не контролират формирането на мономинералните пластове от хромит или магнетит, които са характерни за доста от разслоените базични комплекси; нито обясняват образуването на масивни гнезда (pod – „чушка“) от хромитити в офиолитови комплекси.

### 7.6.1. Формиране на мономинерални хромитови слоеве

Редица мафични интрузиви съдържат слоеве от почти мономинерален хромит или магнетит (богат на V) с дебелина 0,5-1 m и дължина от порядъка на десетки km, които включват огромни запаси от Cr и Fe-V руда (като *Бушвелдски комплекс* в РЮА и *Великата дайка* в Зимбабве). Те могат да съдържат до 90% хромит или магнетит, което изисква нормалната кристализация на силикати (оливин, пироксен, плагиоклаз) да спре и да бъде изместена само от оксидни фази. Просто, но елегантно обяснение на тези процеси е дадено от Irvine (1977) за базалтова система с три крайни члена: оливин – хромит – кварц (**фиг. 7.14а**). Нормалната кристализация започва с оливин, който се утаява и формира кумулативни дунити (фаза А – **фиг. 7.14б**).



**Фиг. 7.14.** Тройна система кварц-оливин-хромит (а) с тренд на кристализация в базични магми (б) и изместването му в полета на хромит при смесване на магми (в) (no Irvine, 1977)

С промяната на състава на магмата продължава кристализацията на оливин с малко (около 1%) хромит (фаза В), а след това и на ортопироксен, който образува кумулативни бронзитити (фаза С). След това заедно с ортопироксена се появява и плагиоклаз (фаза D).

При подобен тренд хромитът ще се среща само като акцесорна фаза в поранообразуваните кумулати, но не и във вид на слой. За да се формира находище трябва да се случи нещо необичайно или по-различно от нормалното. Един от начините за това е в точка D да се внедри нова магма със състав E. При смесване ще се получи състав E, който в повечето случаи ще попада в полето на стабилност на хромит и за кратък интервал (от F до G) ще кристализира само той (фиг. 7.14в). Т.к. хромитът е относително тежък, той ще се утаява и ще формира мономинерален слой. В една голяма магмена камера от типа на Бушвелдския комплекс при тези условия ще възникне рудно тяло с огромни ресурси на Cr. След като съставът на магмата достигне точка G отново в котектичната кристализация ще преобладава оливин, който ще се отложи върху хромитовия слой и ще съдържа хромит само като акцесор. Предлагат се и други начини за „насочване“ на състава на магмата към полето на хромита, напр. ако в точка E (или някъде по котектиката) се асимилира Si (коров материал от долните или горните части на магмената камера). Полученият състав също ще попадне в полето на хромит и ще се формира мономинерален кумулативен хромитов слой.

Въпреки че моделът на Ирвин добре обяснява формирането на хромитови слоеве, едва ли е единствен и съществуват други механизми, които могат да доведат до същия резултат. Такива експериментално потвърдени са например промените във фугитивността на O<sub>2</sub> и тоталното налягане в кристализиращата магма. Повишената фугитивност на O<sub>2</sub> увеличава стабилността на хромита и би могла да доведе до мономинералната му кристализация за определен период от време. Повишаване на fO<sub>2</sub> в магмата може да стане при реакции на „devolatilization“ (отделяне на летливи) (по Lipin, 1993):  $4\text{FeCO}_3 \leftrightarrow 2\text{Fe}_2\text{O}_3 + 4\text{CO} + \text{O}_2$ , където CO<sub>3</sub><sup>2-</sup> в разтвора се разпада на CO и O<sub>2</sub>. Но т.к. в базалтите доминиращата въглеродна фаза е CO<sub>2</sub>, а не CO, очевидно, че окислението на магмата не може да стане лесно по този начин и предложеният процес не контролира акумулацията на хромит. Обратно, малко нарастване на тоталното налягане е често срещано явление в базалтовите камери. Наблюденията в Килауеа (Хавай) показват, че налягането може да се увеличи до 0,25 кбара в апикалните части на магмената камера в резултат от отделяне на CO<sub>2</sub> и износ на газовите мехурчета като „поток“ нагоре в магмата. Нарастването на тоталното налягане в камерата ще измести фазовата граница между оливина и хромита към полето на втория. Ефектът ще бъде аналогичен на модела на Ирвин. Този механизъм е предложен за формиране на хромитовите слоеве в комплекса *Стилутър* в Монтана, САЩ, където се предполага, че инжекция на нов магмен импулс е съпроводена от отделяне на CO<sub>2</sub> и повишаване на налягането.

### 7.6.2. Формиране на подиформни хромитити в офиолитови комплекси

Този тип находища не са големи колкото в разслоените мафични интрузиви, но се



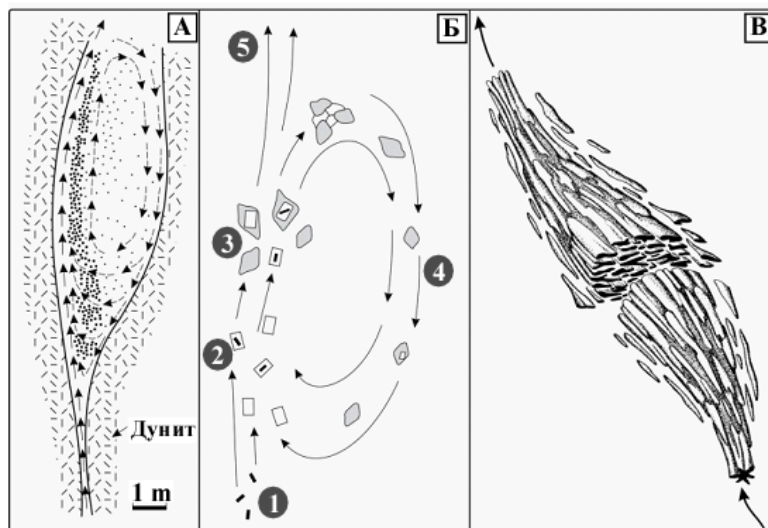
срещат на доста места в света и включват значителни Cr ресурси често с повишено съдържание на платиноиди (напр. палеозойски в Урал – Русия и Казахстан; алпийски в Турция, Гърция, Албания и Индия). В тях хромитовата руда обикновено е представена във вид на неправилни, стратиформни до дискордантни „гнезда“ в силно деформирани дунити или харцбургити (фиг. 7.15).

Фиг. 7.15. Тектонска позиция на подиформните хромитови находища

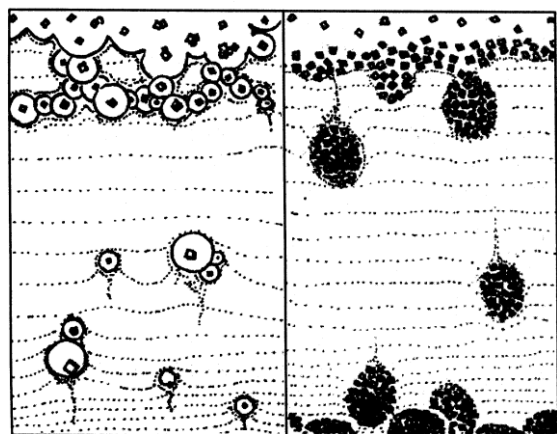
Характерната нодуларна или сферична текстура на хромита (**фиг. 7.16**) предполага циркулация на рудоносна топилка в камерата (**фиг. 7.17**). Възможно е и смесване (mingling) на магми като Cr минерализация (според Ballhaus, 1998) маркира местата в океанската литосфера, където нисковискозни оливин-нормативни топилки взаимодействат с по-силициевеви и високовискозни. Двете остават сегрегирани поне по времето на акумулация на хромитовите руди, но по термодинамични причини хромитът кристализира преференциално в ултрабазичните глобули. Протича и дифузия на Cr от по-силициевата магма към ултрабазичната, в резултат от което глобулите могат изцяло да бъдат заместени от хромитити. И т.к. по-силициевата магма действа като резервоар на Cr, то най-богатите руди са привързани към участъци, където обемът ѝ е бил относително висок спрямо ултрабазичните глобули.



↑ **Фиг. 7.16.** Типична нодуларна текстура на подиформните хромитови орудявания



**Фиг. 7.17.** Модел на концентрация на хромит и платиноиди в подиформните находища: (А) формиране на хромитити в „камера“ покрай проводника на магма – с точки е показана акумулацията на хромит, а с линии – циркулация на магмата в камерата; (Б) процес на захващане на платиноиди: 1 – ранна кристализация на Ir-Os сплави (с черни правоъгълници), 2 – кристализация на Pt сплави (с бели правоъгълници), които захващат повечето от Ir-Os, 3 – кристализация на хромит (със сиво), действащ като капан за повечето платиноиди, 4 – циркулация на хромитовите зърна в камерата, което способства за захващане на нови платиноиди, 5 – отделяне на остатъчната магма; (В) лещообразна форма на получените хромитови акумулации, отразяваща морфологията на камерата, в която е протичала магмената циркулация (no Augé et al., 2005 - *Economic Geology*)



**Фиг. 7.18.** Модел на формиране на хромитови нодули (no Matveev & Ballhaus, 2002)

Типичните подиформни хромитити са изградени от нодули, представляващи поликристални агрегати от хромит в първично дунитов матрикс, който впоследствие е променен до серпентин, талк, тремолит и магнетит. Matveev & Ballhaus (2002) предлагат следния модел за формирането им (**фиг. 7.18**): на първия етап мехурчета, в които се „зараждат“ хромитови зърна, се отделят от базалтовата магма и изплуват към горнището на камерата; с нарастване на концентрацията на хромитовите зърна плътността им нараства и те потъват надолу в силикатния (богат на оливин) матрикс.

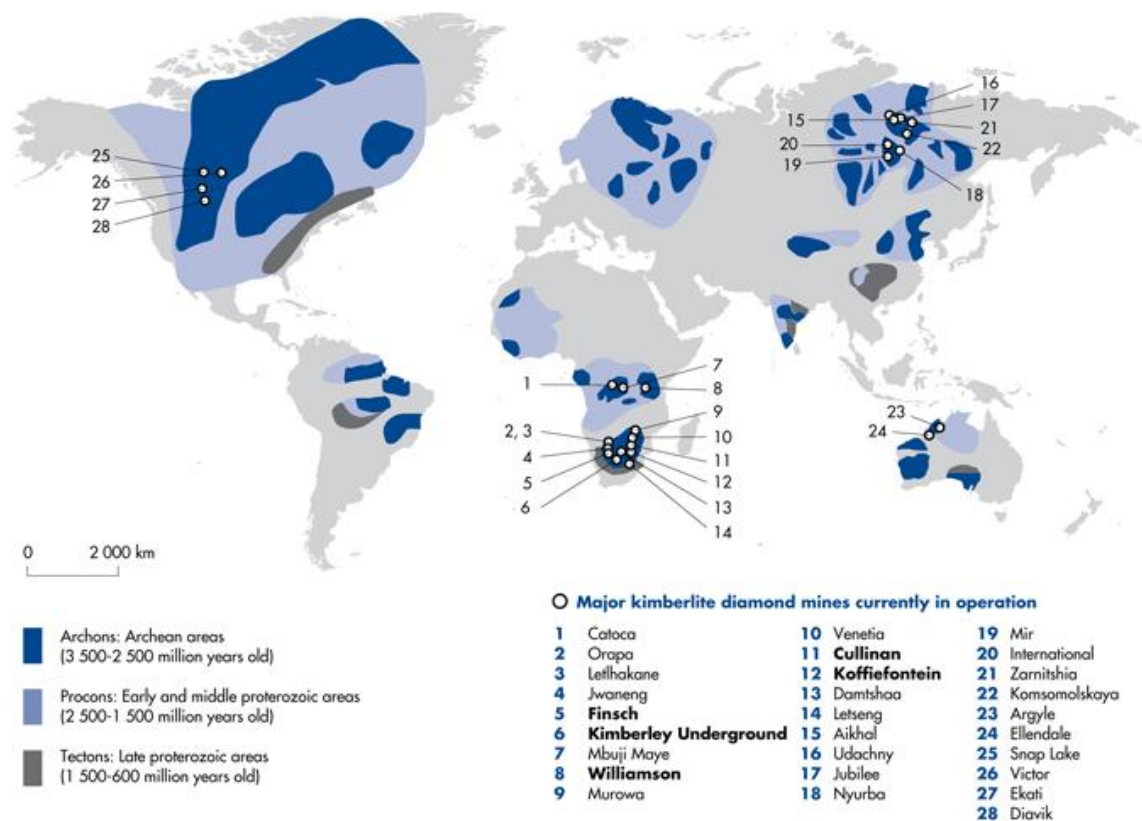


## Глава 8

### Находища на диаманти в кимберлитите

Най-важният първичен източник на диаманти са кимберлитите – над 5000 в света, докато в лампроити<sup>12</sup> са известни само 24 рудопроявления и находища. За перспективни се смятат също коматиити (напр. от архайските зеленошистни пояси в Онтарио, Канада), както и някои перидотити от Алпийски тип (от които са формирани алувиални разсипи в Урал, Кавказ, Калимантан в Индонезийско Борнео и др.).

Основни диамантови провинции са кратоните в Южна Африка (с най-много находища в район Кимберли, РЮА, където диаманти се добиват от 1870 г., а запасите се оценяват на 200 млн. карата), Австралия (регион Кимберли), източната част на Сибир (Якутия – Удачная, Мир, Юбилейная), Канада (Коала, Панда, Фокс, Мизъри, Диавик, Екати и др. в Северозападни територии), Южна Америка, Балтийски щит, Индия и Китай (фиг. 8.1). Диамантоносни тръби са известни също в Танзания, Ботсвана (Орапа и Jwaneng, които са най-богатите диамантови находища в света), Лесото, Ангола, Зимбабве, Конго, Габон (в т.нар. микрокимберлити), Гренландия и др. Най-голямото единично находище е Argyle<sup>13</sup> в Западна Австралия, което е в лампроити и произвежда 26 млн. карата годишно (повечето от които, обаче, са с ниска стойност).



Фиг. 8.1. Разпределение на основните диамантови провинции и находища

<sup>12</sup> Диамантоносни лампроити са открити едва в началото на 1980 г. в Западна Австралия.

<sup>13</sup> Диамантеното находище **Argyle** е в лампроитова диатрема с възраст 1200 млн.г., внедрена в по-стари протерозойски седименти в региона Кимберли в Западна Австралия. Тя е дълга 2 km, широка - от 100 до 500 m и е резултат от поне два „слепени“ изхода по разломна линия. Разработва се южната ѝ част със средно съдържание над 5 карата на тон. По-голяма част от рудното тяло е изградена от пирокластичен или туфозен материал с периферна брекча и отделни лампроитови дайки. Диатремата се формира при взаимодействие на лампроитовата магма с подземните води сред неконсолидирани седименти, което обуславя мултистадийни фреатомагматични ерупции.

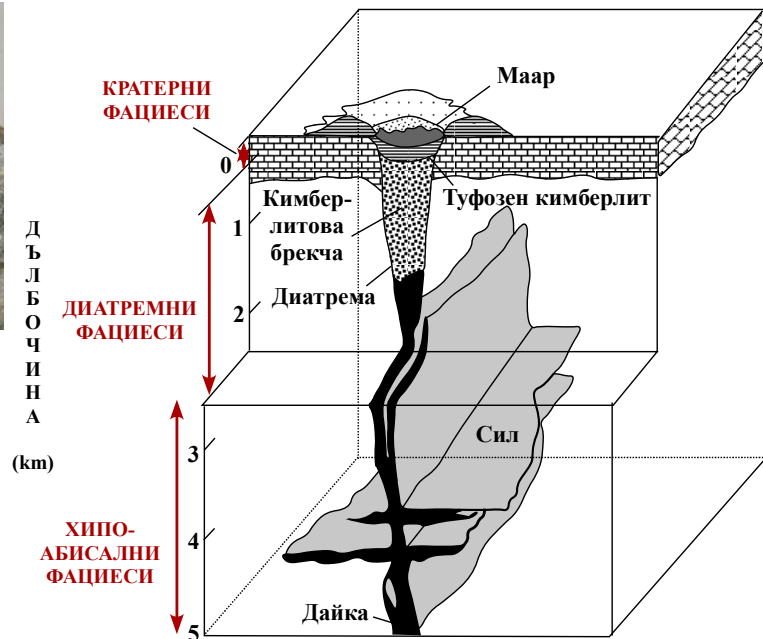


❖ **Кимберлитите** са богати на калий и летливи компоненти ултрабазични скали, формирани на голяма дълбочина (над 150 km) в астеносферната мантия и внедрени по структурно отслабени зони на 2-3 km под повърхността. В състава им преобладава оливин, асоцииращ с диаманти (във вид на впръслечи – неправилни (фиг. 8.2), по-рядко октаедрични или кубични с размери до няколко mm), пироп, флогопит, хромдиопсид, енстатит, монтichelит  $\text{CaMgSiO}_4$ , Mg илменит, хромит, шпинел, перовскит, апатит и др. Характеризират се с тръбообразна форма с дължина до няколко km (фиг. 8.3), т.к. дегазацията на магмата около повърхността води до експлозивен вулканизъм и формиране на диатреми (обикновено овални в план с площ от десетки до стотици  $\text{km}^2$ ). Начинът на внедряване се обяснява чрез два различни модела: *хидровулкански или фреатомагматичен* на Lorenz (2000), който може да бъде приложен и към други типове вулкански скали и *магматично-флуидизиращ*, предложен от Dawson (1971) и развит от Field & Scott Smith (1999). Първият се отнася за богата на вода приповърхностна обстановка, когато при взаимодействие на издигащата се гореща магма със студени води се стига до фреатомагматична експлозия. Това не е единично събитие, а мултистадиен процес, при който диатремата се запълва от брекчиран пирокластични скали. Според втория модел при издигане на кимберлитовата магма възникват ембрионални тръби под непроницаема покривка. Когато те достигнат по-малки дълбочини, налягането на летливите компоненти превишава литостатичното и води до отделяне на флуиди и процес на флуидизация.



↑ Фиг. 8.2. Диамантоносен кимберлит

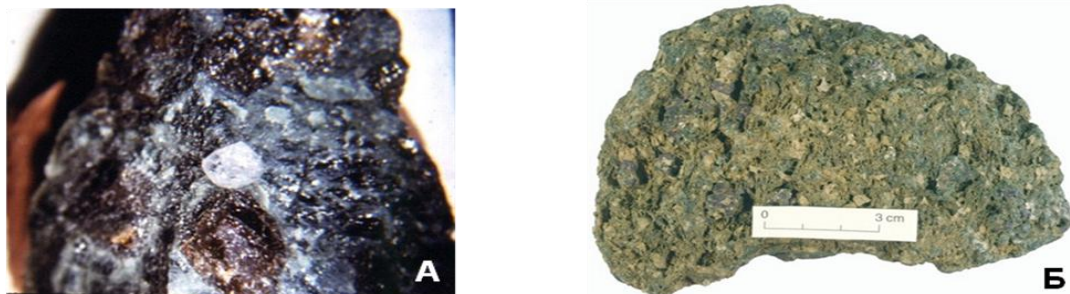
Фиг. 8.3. Идеализиран разрез на диамантоносен кимберлит (no Robb, 2005) ⇒



Разпределението на диамантите в кимберлити е променливо, със слаба или почти без връзка с дълбочината. Някои хипоабисални дайки са изключително богати (напр. в рудника Marsfontein в Южна Африка средно с 200–300 карата на 100 t руда). Диатремните фацисии често са резултат от многофазови магмени инжекции, някои от които са безрудни, а други с промишлена стойност. Пирокластични седименти в кратера често са по-богати от тях, вероятно поради обогатяване на диаманти под действие на вятъра (по време на ерупцията) или водата (в кратерните езера).

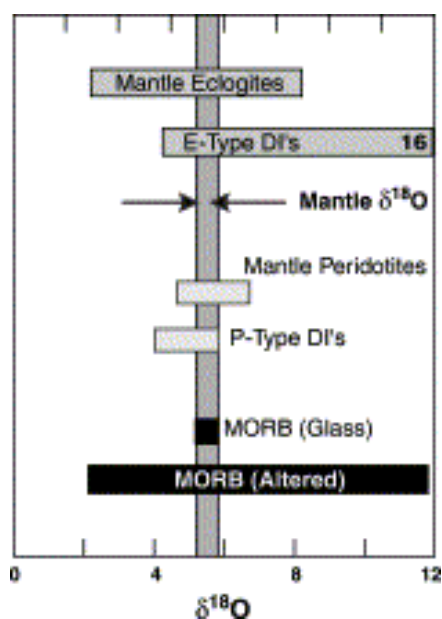
Диамантите се формират при високи температури и налягания на дълбочина между 100 и 300 km, т.к. преобладаващите включения в тях са от коесит, а не от стишовит (преходът между двете модификации става на дълбочина около 300 km). Някои се изнасят във вид на отделни ксенокристали, но повечето са включени в еклогитови или перидотитови ксенолити (фиг. 8.4), което предполага че са образувани в горната мантия в

еклогитов или ултрабазичен субстрат<sup>14</sup>. Диамантите се запазват само при достатъчно бързо (около 70 km в час) изкачване на магмата към повърхността. При по-ниска скорост те се разтварят от топилката при понижаване на налягането. Затова в някои тръби диаманти липсват или са предимно заоблени.



Фиг. 8.4. А - Диамантоносен еклогит Коиду, Сиера Леоне; Б - Диамантоносен перидотитов ксенолит от кимберлит: Кимберли, РЮА

Повечето кимберлити и лампроити са „ялови“ (безрудни). Диамантоносните топилки се внедряват само в древна стабилна континентална кора с възраст по-стара от 2500 млн.г., по-рядко по-млада от 1500 млн.г. Възрастта на диамантите в повечето случаи е доста по-голяма от тази на вместващите ги скали.



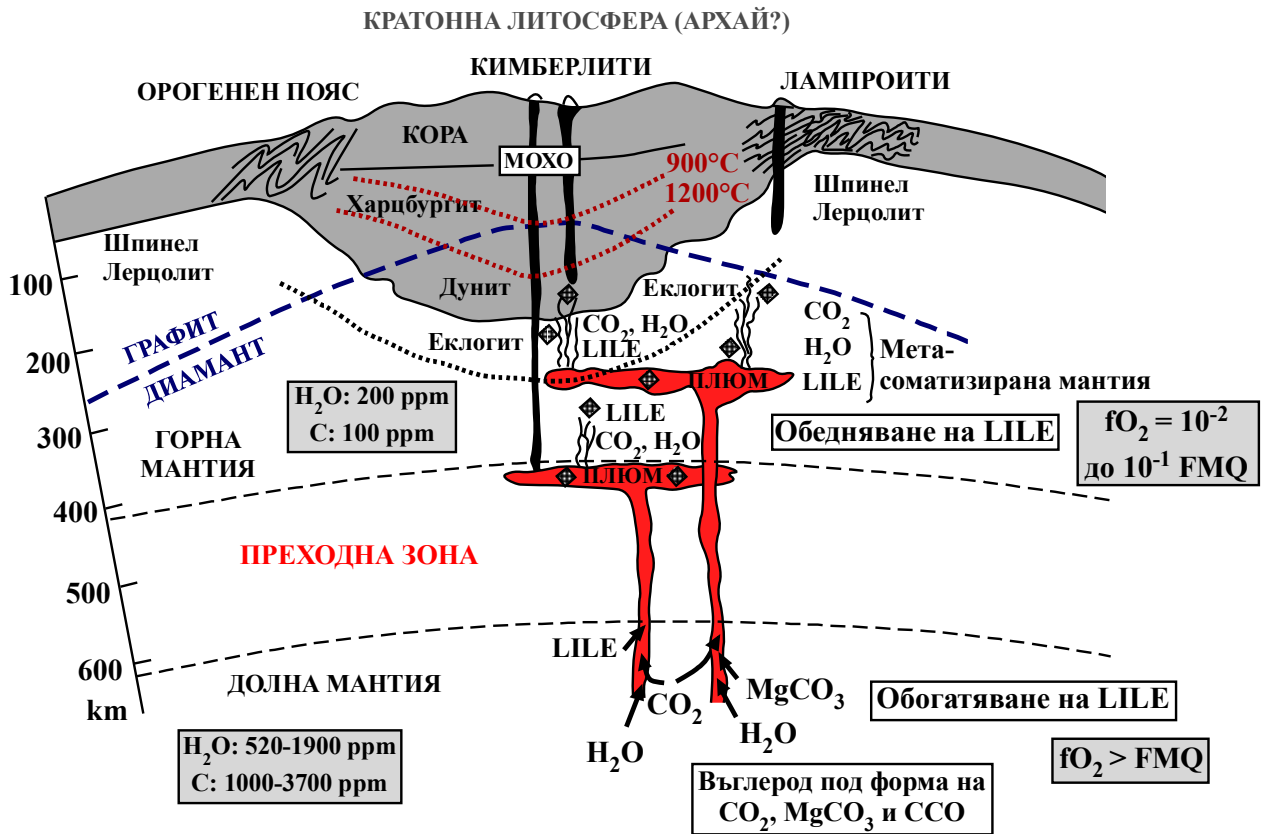
Установени са два основни периода на диамантообразуване: преди 3300 млн.г. (в перидотити - *P-type* диаманти, които са и по-разпространени) и преди 1600-1000 млн.г. (в еклогити - *E-type*). Първите асоциират с много по-млади кимберлити, докато вторите са почти едновъзрастни с тях. Освен това в *перидотитовите* диаманти стойностите на  $\delta^{13}\text{C}$  са в доста ограничен интервал, докато в *еклогитовите* са в широк диапазон, подобно на коровите. Това предполага рециклиране на коров въглерод обратно в мантията при субдукция, което потвърждават и силно вариращите  $\text{O}_2$  изотопни отношения в еклогитовите ксенолити (фиг. 8.5). Известни са и няколко диамантогенериращи събития през фанерозоя - камбрий, перм, юра и креда.

⇐ Фиг. 8.5. Вариации в  $\delta^{18}\text{O}$  в *P-* и *E-type* диаманти

**N.B!!!** Високобаричните минерални асоциации в мантийните ксенолити, заграбени от кимберлити, индикират, че диамантите възникват в зони с удебелена литосфера (с дебелина поне 200 km) под стабилни архайски и протерозойски кратони (фиг. 8.6). Те се генерират в т.нар. *преходна зона* между долната и горната мантия на дълбочина между 400 и 650 km. Горната мантия е относително обеднена на въглерод (100 ppm в сравнение с 1000-3700 ppm в долната мантия) и не би могла да осигури достатъчно въглерод за формирането им. По-вероятен източник е богатата на C долна мантия (което се потвърждава и от фини включения от високобарични минерали в повечето диаманти). Същевременно условията в горната мантия са по-редукционни от долната (която е и с по-високо съдържание на вода - 500-1900 ppm в сравнение с 200 ppm в горната мантия) и

<sup>14</sup> Според по-нови изследвания се смята, че дори диамантените ксенокристали не са изкристализирали от самата кимберлитова магма, а са продукт от разрушаване на заграбените еклогитови или перидотитови ксенолити.

съответно по-подходящи за запазване на диамантите. Въглеродът в относително окислената и богата на флуиди долна мантия, въпреки високото налягане, се среща не във вид на диаманти, а под форма на  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CCO}$  или  $\text{MgCO}_3$ . Според генетичните модели „плюм“ (поток) пренася топлика и летливи от долната мантия и при взаимодействие (т.нар. метасоматоза) с по-редукционната горна „утаява“ елементарен въглерод в преходната зона или под дебела кратонна литосфера. По този начин се образуват повечето диаманти от Р-тип. За по-редкия Е-тип се предполага директна кристализация от магма, внедрена във или под кратоните.



Фиг. 8.6. Схематичен модел на формиране на диаманти и „подхранване“ на подкоровата мантия от дълбочинни мантийни плюмове и  $\text{CO}_2$ -съдържащи водни флуиди (no Haggerty, 1999)

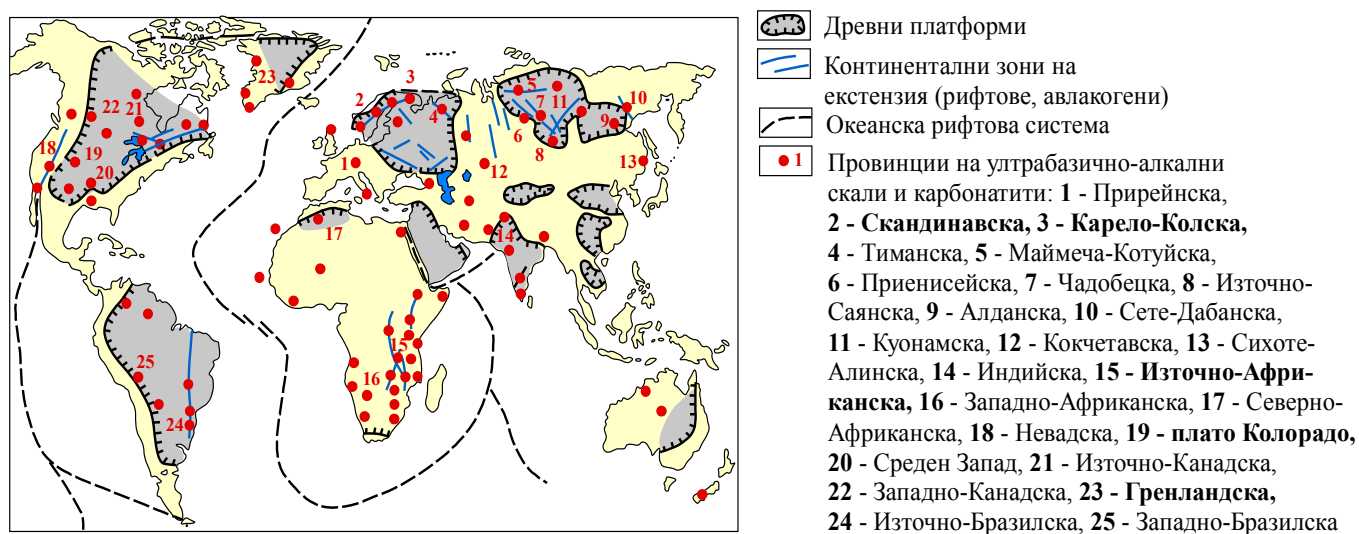
- ❖ Диамантоносните кимберлити обикновено са много по-млади от вместиращите ги скали и са формирани през определени периоди от време през мезозоя и неозоя. По-стари се срещат през девона, преди 500 и 1000 млн.г., както и през архая (напр. в конгломератите във Витватерсранд в Южна Африка). Образоването им също се свързва с активността на „плюмовете“ и метасоматичния трансфер на летливи от по-богатата долна към по-изтощената горна мантия. Това се потвърждава от факта, че в повечето случаи времето на внедряване на кимберлити съвпада със „суперхронните“ събития, дефинирани като геоложки продължителни периоди на еднопосочна полярност на земното магнитно поле. Суперхроните са резултат от процеси, които протичат на границата ядро-мантия и водят до увеличаване на скоростта на конвекция в течното ядро и активизация на мантийната метасоматоза и съответно до намаляване на интензитета на геомагнитното поле. Внедряването на диамантоносните кимберлити е привързано и към значими геоложки събития като континентален рифтинг и трапов базалтов магматизъм; както и периоди на по-бавно движение на плочите, когато мантийната конвекция е по-стабилна и води до частично топене и генериране на летливи в литосферата, което от своя страна обуславя формиране на плюмовете. При съпътстващото го епиорогенно издигане възникват фрактури, които позволяват на кимберлитовите магми бързо да се издигнат нагоре и в повечето случаи взривно да екструдират на повърхността. Този модел се съгласува с геодинамичното положение на кимберлитите, особено на мезозойските в Африка, както и с относителната им рядкост (т.к. образуването им изисква комплекс от оптимални условия).

## Глава 9

### Карбонатитово рудообразуване

#### 9.1. Разпространение, състав и строеж на карбонатитите

Карбонатитите са интрузивни и ефузивни магмени скали с дълбочинен произход, изградени главно от карбонатни минерали (80-90% от състава им), свързани с ултрабазично-алкални комплекси. Открити са едва през 1921 г. от Брьонгер в Норвегия, т.к. се срещат сравнително рядко, често в малки разкрития и първоначално са смятани за седиментогенни карбонати - ксенолити от варовици в ултрабазити. Сега броят им достигна 550 (no Dill, 2010). Известни са на всички континенти (с изключение на Антарктида), като над 100 от тях са в Африка; десетки в Азия, Северна Америка и Европа; десетина в Южна Америка и няколко в Австралия. Обаче, тези масиви са несъпоставими по запаси (затова, напр. в Южна Америка е съсредоточена по-голямата част от световните запаси на Nb в карбонатити). Най-често алкално-ултрабазичните комплекси се срещат на групи във вид на пояси и провинции. Досега са отделени около 30 алкално-ултрабазични провинции (фиг. 9.1), като най-големите от тях са: Източно- и Западно-Африканска, Карело-Колска, Източно-Саянска, Алданска, Източно-канадска, Източнобразилска, Гренландска и др. Приблизително 7% от тях са къснодокамбрийски, 26.5% - палеозойски, 30.5% - мезозойски и 36% - неозойски. Вместващите скали са представени предимно от високостепенни метаморфити или покриващите ги седиментни, ефузивно-седиментни и ефузивни комплекси.



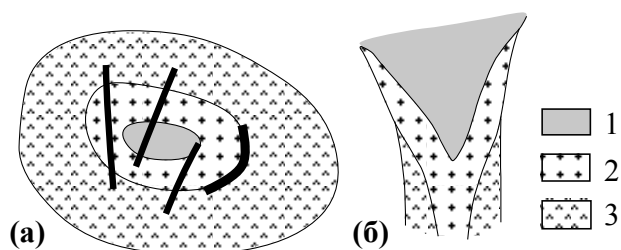
Фиг. 9.1. Разпределение на ултрабазично-алкалните провинции (по Фролов, 1975 с допълнения)

Формират се най-често в периферни части на древни платформи в горещи точки и вътрешноконтинентални рифтове, по-рядко в океански обстановки, главно от протерозоя до сега, макар че са известни и няколко архаички примера. Повечето са интрузивни или субвулкански, т.к. карбонатитовата лава е неустойчива, бързо реагира с атмосферата и се дехидратира (затова рядко се запазва в по-старите образувания). Обикновено карбонатитите заедно с асоцииращите с тях силикатни скали и формират алкално-ултрабазични плутонични комплекси от централен тип, над които се разполагат нефелинови лави и пирокластити, а наоколо се образува зона от алкално-метасоматична промяна, т.нар. *фенитизация* с различна дебелина. Орудяването е комплексно и има магматичен и хидротермален произход.

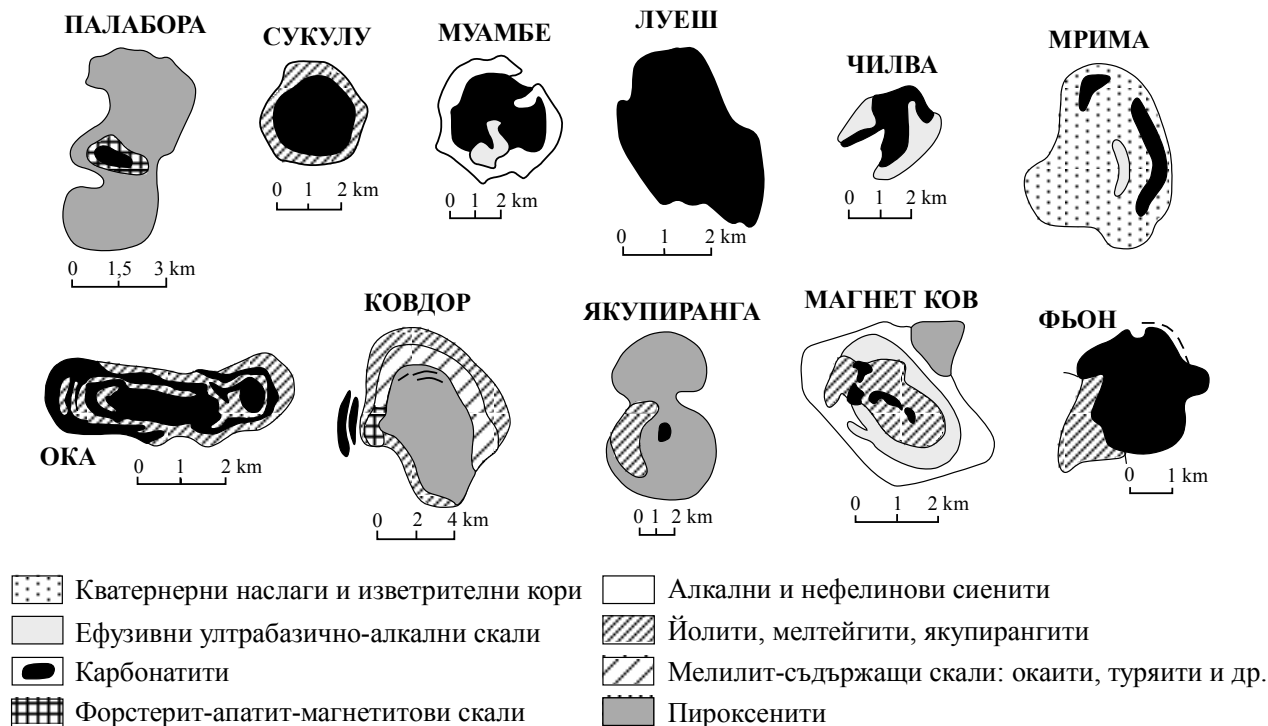
**N.B!!!** В състава на гореспоменатите алкално-ултрабазични комплекси участват 4 групи магматични скали: **ултрабазити** (оливинити, дунити, пироксенити); **мелилитови** и

**нефелин-пироксенови** скали от редицата якупирангит-мелтейгит-ийолит-уртит; **нефелинови сиенити**, по-рядко алкални сиенити; **карбонатити** (калцитови, доломитови, анкеритови, сидеритови) и калцит-апатит-магнетит-форстеритови скали. В повечето случаи последователността на формиране е от ултрабазити към карбонатити, като всяка група магматити може да се съпровожда от ефузивни или хипоабисални дайки.

По форма и позиция карбонатитите са сходни с кимберлити. Представяват тръбообразни тела, простиращи се до десетки km в дълбочина (фиг. 9.2). В план имат кръгла до овална форма и площ до десетки km<sup>2</sup>. Включващите ги алкално-ултрабазични комплекси се характеризират със сложен (и често противоречив) вътрешен строеж, обусловен от еволюцията на магмения процес от ултрабазични към алкални скали. Повечето (особено докамбрийските) са с ясна концентрична зоналност - както „права“ (с по-късни магмени фази в центъра), така и „обратна“ зоналност (при неспокойна тектонска обстановка). По-младите масиви (образувани в по-приповърхностни условия) обикновено не са зонални. Самите карбонатити могат да залягат навсякъде – в централните части (най-често: Палабора, Сукулу, Муамбе и др.), по периферията (Горно езеро, Луеш) или напълно незакономерно (Фьон и др.) като често са процепени от концентрични или радиални дайки (фиг. 9.3).



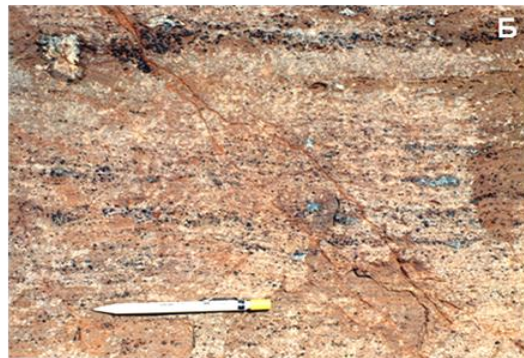
← Фиг. 9.2. Схематичен строеж на ултрабазично-алкален комплекс с карбонатити в план (а) и разрез (б): 1 – карбонатити 2 – нефелинови сиенити; 3 – ултрабазити



Фиг. 9.3. Схематичен строеж на някои алкално-ултрабазични комплекси с карбонатити (по Фролов, 1975)

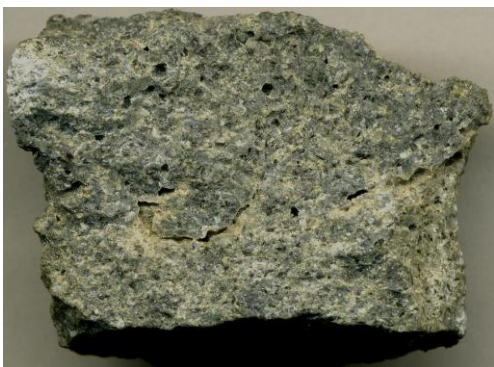


Карбонатитите са изградени главно от калцит (това са най-разпространените разновидности като едрозърнестите се наричат съвити, а дребнозърнестите - алвикити) (фиг. 9.4), доломит или анкерит (съответно бефорсити и раухаугити, доломитови или анкеритови карбонатити), стронцианит и калцит (стронцианитови съвити или карбонатити), по-рядко от Na-K-Ca карбонати (т.нар. натрокарбонатити) (фиг. 9.5).



Фиг. 9.4. Съвити с клинопироксен (А) и ивичести алвикити със син апатит (Б): комплекс Дикер Уилем, Южна Намибия

Винаги присъства и сидерит (вкл. Mn-съдържащ), но в малки количества. Установени са и над 70 акцесорни минерала - фелдшпати, алкални пироксени и амфиболи, апатит, флогопит, магнетит, барит, циркон, пирохлор, монацит, бастнезит, паризит, перовскит, баделеит и др. За класификация на карбонатити най-често се използва триъгълната диаграма на Woolley & Kempe (1989) като в зависимост от съотношението на Ca, Mg и Fe (+ Mn) се разграничават *калцио-*, *магнезио-* и *ферокарбонатити* (фиг. 9.6). Натрокарбонатитите са по-рядка разновидност, която за сега е установена само в Източно-Африканския рифт във връзка със съвременен магматизъм в Ol Doinyo Lengai, Танзания.



Фиг. 9.5. Натрокарбонат с фенокристали от *грегориит* (77%  $\text{Na}_2\text{CO}_3$ , 18%  $\text{CaCO}_3$ , 5%  $\text{K}_2\text{CO}_3$ ) и *ниеререит* (50%  $\text{CaCO}_3$ , 41%  $\text{Na}_2\text{CO}_3$ , 9%  $\text{K}_2\text{CO}_3$ ) и матрикс от 65%  $\text{Na}_2\text{CO}_3$ , 20%  $\text{CaCO}_3$  и 15%  $\text{K}_2\text{CO}_3$



Фиг. 9.6. Класификационна диаграма на Woolley & Kempe (1989) за разграничаване на различни видове карбонатити

Повечето интрузивни карбонатити се срещат под форма на дайки (паралелни, радиални, концентрични) или неправилни щокобразни тела с площ до десетки  $\text{km}^2$ . Контактите им с вместващите скали обикновено са резки; текстурата - масивна, по-рядко брекчозна, ивичеста или финогънкова (обусловена от тъмноцветните акцесори); а структурата – зърнеста с различна едрина на изграждащите ги минерали. Карбонатитовите магми са с нисък вискозитет, но при високо газово съдържание могат да се внедряват и



експлозивно. Запазените лавови потоци са малки и редки, докато пирокластичните акумулации са сравнително многобройни и с голяма дебелина. Някои от тях носят важна генетична информация, т.к. съдържат капки от карбонатен флуид и включения от първични минерални асоциации.

**N.B!!!** Карбонатитите се внедряват стадийно: първата фаза е представена предимно от съвити с апатит, магнетит, пироклор и др.; следват алвикити, след това ферокарбонатити с TR и Th ( $\pm$ U) минерализация и накрая късни алвикити, които най-често са безрудни.



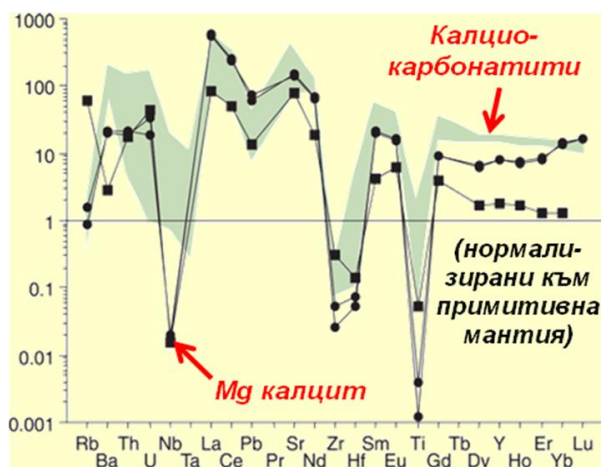
Съвитите често образуват шокоподобни интрузиви, докато останалите са дайкообразни (Фиг. 9.7). Освен това първите две фази са предшествани от интензивна фенитизация, докато следващите почти не водят до никаква промяна.

← Фиг. 9.7. Бял съвит с кафяви алвикитови дайки и хидротермални карбонатни жили: комплекс Дикер Уилем, Южна Намибия

## 9.2. Генезис на карбонатитите

Температурите на образуване на карбонатити от около 600-500°C през ранните етапи постепенно се понижават и достигат дори 100-50°C в края на процеса. Затова има две хипотези за произхода им: *магмена* и *хидротермална*. Изследванията на включенията показват, че най-ранните (предимно калцитовите) са образувани от топилка, силно обогатена на летливи компоненти; докато по-късните и обогатени на Mg и Fe разновидности – предимно от остатъчна газово-течна фаза.

Съставът на карбонатитовите магми не съответства нито на типично мантиен, нито на коров: отношението на  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  изотопи обикновено е  $0,702 \div 0,7065$ . По-високите стойности се дължат на контаминация, но повечето запазват мантийните изотопни характеристики на Nd и Sr. Теориите за техния генезис са различни като един от ключовите въпроси е мястото им на генериране. Ясно е, че източникът трябва да съдържа карбонати, но дали те са първични или с метасоматичен произход? Още повече, че Zr/Hf фракциониране в океански и континентални вътрешноплочови базалти доказва възможността за карбонатна метасоматоза в мантията.



Повишените съдържания на редкоземни елементи (Фиг. 9.8) и изотопните характеристики на карбонатитите са твърде различни от седиментните карбонатни скали, което отхвърля хипотезата за топене на варовици още в началото на 1960-те г. и поддържат мантийния им произход.

← Фиг. 9.8. Разлики в геохимичния състав на калциокарбонатити и хидротермален магнезиален калцит

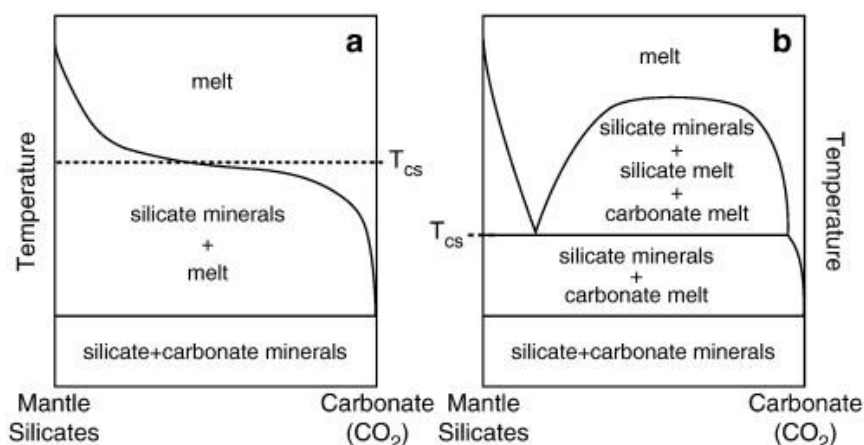
Обаче, съставът на флуидите [ $\text{CO}_2/(\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2) = 0.05$ ] при топене на варовици около евтектиката при 600-675°C в системата CaO-MgO-CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O е идентичен със

скарновия магматично-хидротермален, генериран при процесите на декарбонатизация. Редица интрузиви на последните стадии от кристализацията си могат да отделят летливи във варовици и да продуцират малко количество карбонатна топилка. За магматични карбонати, обаче, могат да се считат само обогатените на F, P, Sr, Nb, U, Th и TR, докато всички останали са хидротермални.

В някои региони карбонатитовият магматизъм се повтаря през интервали от 100 млн.г., което предполага, че богати на карбонати топилки могат да се регенерират при ниски стойности на частичното топене в локални участъци на повторно карбонатизирана мантия. А това, от своя страна, не изключва възможността за внос на карбонати в мантията чрез „рециклиране“ на седиментни карбонатни фази.

Експериментално е доказано, че богати на карбонати магми могат да се генерират на дълбочини над 70 km при частично топене на карбонат-съдържащи перидотити. Съставът на карбонатитовите топилки, които са в равновесие с перидотитовите минерални асоциации, ще бъде доломитен с  $Ca/(Ca+Mg) \sim 0,5-0,7$  при налягане  $2 \div 7$  GPa. Калцитови карбонатити могат да се образуват по различни начини, вкл. чрез директно утаяване от първични доломитови топилки при понижаване на налягането или при мантийно топене на дълбочини между 70 и 40 km на верлити, продуцирани от лерцолити при реакция с издигащи се доломитни топилки.

Изследванията показват, че карбонатитова топилка може да се образува и в резултат от диференциация на карбонат-съдържаща силикатна магмата: при фракционна кристализация или ликвация. В първия случай по-рано изкристализираните силикатни фази се отделят от топилката (като изплуват или потъват в зависимост от относителността им тегло) и в магмената камера остават предимно карбонатните фази (въпреки че според някои автори силикатите и карбонатите кристализират едновременно в широк температурен интервал, което не позволява концентрацията на карбонати в остатъчната топилка) (фиг. 9.9a). Във втория с понижаване на температурата в топилката се отсмесват две течни фази – една предимно карбонатна и друга силикатна (това се потвърждава и от текстурите в някои от комплексите: емулсии от капки с единия състав, включени в другия, по-рядко карбонатни нодули в кимберлитите, напр. в Сибир) (фиг. 9.9b).



⇐ Фиг. 9.9. Два сценария за генериране на карбонат-силикатни топилки: (a) с постепенен преход от карбонатитова топилка при ниски температури към карбонат-силикатна при високи, напр. при частично топене на перидотити в горната мантия; (b) с ликвация на силикатна и карбонатитова топилка, напр. при „по-плитко“ топене на карбонатизирани еклогити

По този начин се стига до извода, че **карбонатитовите топилки са с мантиен произход и могат да възникнат по три начина: при първично мантийно топене, при ликвация или кристално фракциониране на родоначална карбонат-съдържаща силикатна магма.** Експерименталните, геохимичните и петроложките данни потвърждават и трите механизма. Теренни доказателства за първата хипотеза са включенията от типично мантийни минерални фази като Mg и Cr шпинели (оскъдността на мантийни ксенолити се обяснява с по-голямото им относително тегло и съответно по-

трудно изнасяне при бързото издигане на по-леката и нисковискозна карбонатитова топилка), както и липсата в някои случаи на асоцииращи силикатни скали; а на втората и третата - относително малкият обем на карбонатитите спрямо този на алкално-ултрабазичните скали в повечето от локалитетите и факта, че те са най-късни фази в интрузивните и екструзивните комплекси. Все още, обаче, няма критерии за разграничаване на отделните генетични типове, т.к. съставът на повечето карбонатити се различава от първоначалния поради загуба на летливи (при издигане или по-късни хидротермални изменения).

**N.B!!!** Някои автори разделят карбонатитите на две групи: **първични карбонатити** (вкл. натрокарбонатити) и „**карботермални остатъци**“ (carbothermal residua). Първите се формират директно на различни дълбочини при частично топене на горната мантия или при диференциация на първични карбонат-съдържащи силикатни мантийни топилки (при фракционна кристализация или ликвация); докато вторите са генерирани от метасоматизирана мантия. Карбонат-съдържащи скали, образувани в резултат от пневматолитни процеси или корово анатектично топене не се смятат за карбонатити.

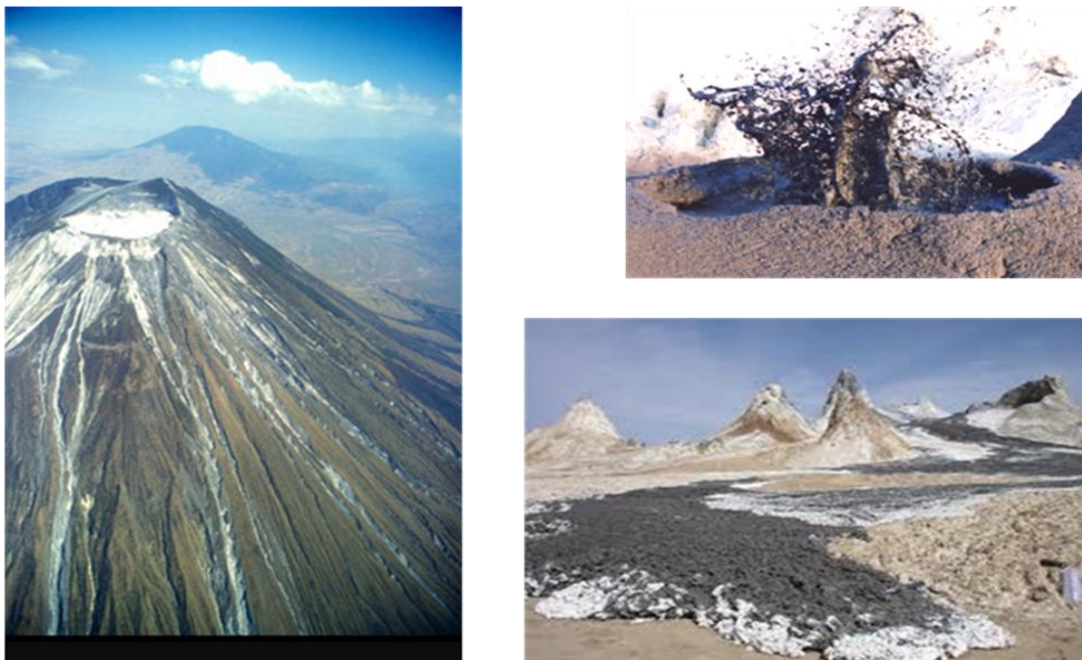
Взаимоотношенията между карбонатитите и асоцииращите с тях ултрабазично-алкални скали все още са недостатъчно изучени. И до сега няма еднозначен отговор на въпроса дали двете топилки възникват от една и съща родоначална магма или се продуцират независимо една от друга от различни мантийни източници? Или защо в повечето случаи карбонатитите са по-късни? Експерименталните данни показват, че карбонатитовата топилка е с по-висока повърхностна енергия на „топилка-твърда фаза“ от съществуващата силикатна, което ограничава миграцията на карбонатния флуид или до втвърдяването (т.е. кристално фракциониране, напр. в Ковдор, Русия) или отделянето (отсмесване) на силикатната топилка в предимно флуидни резервоари (напр. в Gardiner complex, Източна Гренландия).

Понякога поради сходните текстури и минерален състав карбонатитите могат да се объркат с метаморфозирани седименти (особено изцяло прекристализирани мрамори) или карбонатни жили, отложени от силно разреждени нискотемпературни разтвори. Калцитът лесно се деформира пластично и тече, поради което богати на карбонати скали могат да се „внедряват“ в по-крехък субстрат и да имитират магмен произход. В случаи на колебание най-силното доказателство за генериране от топилки са захванати капки от карбонатна топилка, асоциацията с нефелинови или мелилитови скали, наличие на богат на Sr калцит, пирохлор и други минерали с участие на Nb или TR, както и апатит с високи съдържания на TR.

Карбонатни топилки могат да се генерират и при импактни събития, напр. в кратерната структура Хогтън (Дейвън Айлънд, Канада) с диаметър 24 km и възраст 23 млн.г. в резултат от топене на доломити, асоцииращи с пясъчници и шейли. Формират се брекчи с карбонат-силикатен матрикс като карбонатната компонента е представена предимно от микрокристалинен калцит или калцитови глобули в силикатните стъкла с ликвационен произход.

❖ Пример за съвременен карбонатитов магматизъм е **Ол Доиньо Ленгаи** („Планината на Бог“ на масайски), който е и единствен известен натрокарбонатит в света (**фиг. 9.10**). Това е стратовулкан в северна Танзания, издигащ се на 2886 m над долината на Източно-Африканския рифт. Конусът му е изграден главно от пирокластичен материал с алкален състав (фонолити, нефелинови вулканити), а най-горната му част и лавовите потоци са с натрокарбонатитов състав. Вулканската дейност е млада: започва преди около 320 хил. г. и продължава до сега. Натрокарбонатитите изригват при доста по-ниски температури от останалите лави (500-600°C) и са „най-течните“ лави на Земята с най-малък вискозитет, поради ниското съдържание на SiO<sub>2</sub> и липса на Si полимеризация. Главни минерали са *nyerereite* Na<sub>2</sub>Ca(CO<sub>3</sub>)<sub>2</sub> и *gregoryite* (Na<sub>2</sub>,K<sub>2</sub>,Ca)CO<sub>3</sub>, които на повърхността се хидратират и първоначално тъмната лавата придобива сив или бял цвят. Изотопните характеристики на O, C, Nd, Sr и Pb недвусмислено сочат за мантийния ѝ произход, без или с незначителна контаминация на коров материал. Много ниското отношение Mg/Fe и повишените стойности на Na<sub>2</sub>O са индикация за силна

диференциация (вероятно доста преди началото на континенталния рифтинг). Някои изследователи дори смятат, че родоначалните топилки на повечето карбонатити в света са били натрокарбонатитови, подобни на тази в Танзания, но  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  се разтваря много бързо от дъждовната вода и изнася; а липсата на Na карбонати в интрузивните карбонатити се обяснява с миграция на алкалиите във вместващите скали при тяхната фенитизация. Друг е въпросът, че първично карбонатни карбонатити биха могли в процеса на магмена диференциация да се набогатяват на алкалии и съставът им да стане натрокарбонатитов.



Фиг. 9.10. Натрокарбонатитов стратовулкан Ол Доиньо Ленгаи, Танзания

### 9.3. Рудоносност на алкално-ултрабазичните комплекси с карбонатити

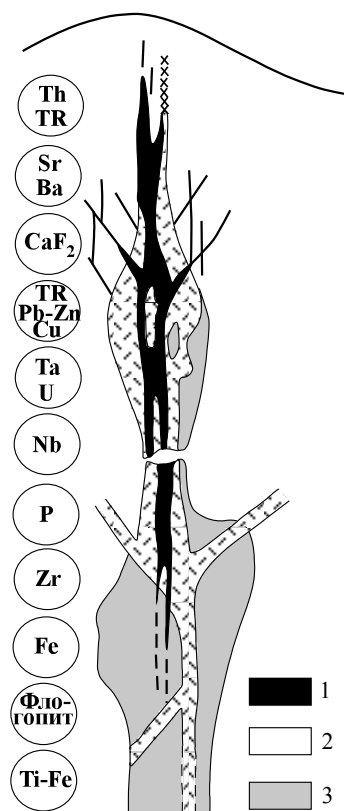
Алкално-ултрабазичните комплекси с карбонатити са най-големите и богати находища на **Nb** и **CeTR** ( $\text{CeTR} > \text{Y TR}$ ) и важен източник на **Ta** (при  $\text{Nb/Ta} > 40$ ), **Zr**, **Hf**, **Sr**, **Ti**, апатит, магнетит, вермикулит, флогопит, флуорит  $\pm \text{U}$ , **V**, **Pb**, **Cu**. Те са зонално разположени в дълбочина (фиг. 9.11) като много често покрай една и съща структура се наблюдава телескопиране на минерализации от няколко стадия с преразпределяне и заместване на по-ранните. В план зоналността е по-слабо изразена поради сложния строеж на самите масиви и различния ерозионен срез.

Промишлените орудявания, свързани с карбонатити са три основни типа: апатит-магнетитови (най-широко разпространени + **Nb**, **Ti**, **Fe**,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ); редкометално-редкоземни (**Nb** в Бразилия и Канада, **TR** в Китай и САЩ) и флогопит-вермикулитови (в Южна Африка, Русия – фиг. 9.12А). Запасите на **CeTR**, **Nb** и **Sr** възлизат на млн. t със съдържания 0,п-п%; на **Zr** – стотици хил. t (с 10-30% **Zr**); на **Hf** – няколко хил. t (с 0,п% **Hf**); на **Ta** – до десетки хил. t (с  $< 0,0\text{п}\%$  **Ta**). Съдържанието на  $\text{Nb}_2\text{O}_5$  в коренните скали достига 0,5-1% (*Ока, Джеймс-Бей*) и до 5% в изветрителните кори (*Араша, Тапира*), а сумата на редкоземните оксиди - до 5% в коренни руди (*Маунтин-Пас*) и до 10% в изветрителните кори. Най-големи запаси на **Nb** има в карбонатити с кимерийска възраст; на **CeTR** – с раннорифейска; а на **Ta** – къснорифейска и каледонска. Преобладаващата част от **Nb** и **Ta** е включена в **пирохлор** (по-малко в перовскит, дизаналит, церифергусонит, хатчетолит); **TR** се натрупват предимно в **бастнезит** и **паризит** (по-рядко монацит); **Zr** - **баделеит** и **циркон**.

Единственото засега находище на **Cu** в карбонатити е *Палабора* в РЮА (комплексно **Cu-P-TR-U** находище с халкопирит, борнит и повишено съдържание на **Au**, **Ag**, **Th** и платиноиди) (фиг. 9.12Б), иначе **Cu** минерализации са известни също в Русия (в



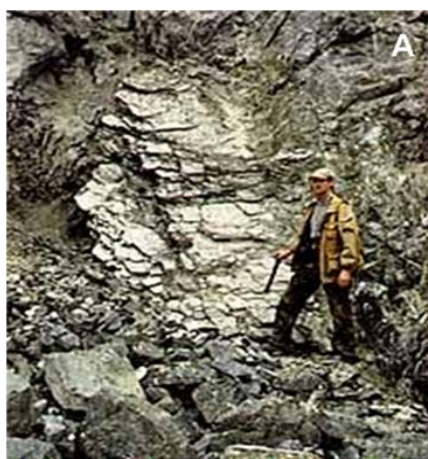
Сибир и на Колския п-ов), Южна Африка (Гленовър), САЩ (Маунтин Пас) и др. В някои случаи се срещат Рb или Рb-Zn орудявания (с TR и Мо) във Финландия (*Корнес*), Китай и Русия (*Източни Саяни*). Почти винаги карбонатитите са обогатени на хематит, но до промишлени съдържания не се стига. Освен това те са важен източник за формиране на елувиални и алувиални разсипни находища. В България карбонатити няма, а в Македония има съмнения за такива – в масива Лакавица около Скопие, което по-скоро е скарново орудяване с магнетит и редки земи.



⇐ **Фиг. 9.11.** Схема на вертикалната зоналност в състава, строежа и разпределението на орудяването в алкално-ултрабазични масиви с карбонатити: 1 – карбонатити; 2 – алкално-ултрабазични скали; 3 – ултрабазити (по Фролов, 1975)

В генетично отношение, орудяванията в масивите са **докарбонатитови** (свързани със силикатните скали), **синкарбонатитови** и **посткарбонатитови**. Към първите се отнасят алкалните ултрабазити (с площ до няколко km<sup>2</sup>) с късномагматичен *титаномагнетит*, *магнетит*, *илменит* и *дизаналит* (богат на Nb перовскит). Това са бедни находища на Ti, Fe, CeTR, Nb, вермикулит, флогопит, апатит, по-рядко Pt с неясни перспективи. Запасите се оценяват на стотици хил. t с 0,0n% Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> и 0,3-0,5% TR<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Примери за такива са **Якупиранга** (Бразилия: оттук идва и названието на алкалните пироксенити - якупирангити), **Айрън Хил (Паудер Хорн)** в Колорадо (САЩ), Русия (**Анабарски масив** в СЗ Сибир, **Ковдор** на Колския п-ов и др.) и др.

Вторите са 2 типа, свързани с ранни магматични калцитови карбонатити (пирохлорови с апатит ± уранпирохлор) и с късни хидротермални карбонатити (с бастнезит ± монацит).

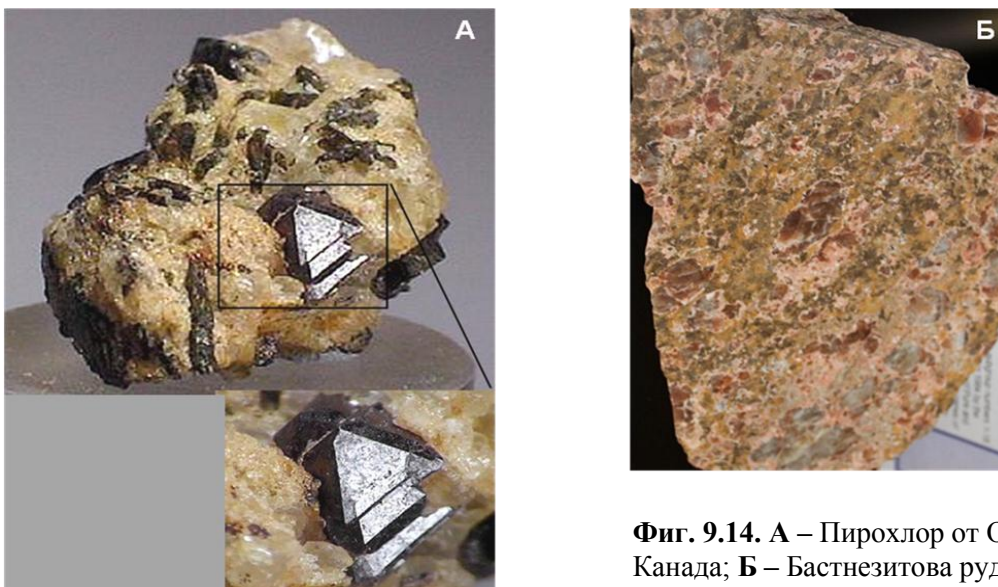


**Фиг. 9.13.** А - Гигантски флогопитови кристали: Ковдор, Русия; Б - Калциокарбонатит с халкопирит, борнит и магнетит: Палабора, РЮА

**Магматичните синкарбонатитови находища** са широко разпространени в Бразилия (**Араша, Тапира** – уникални по запаси, които осигуряват повече от половината от пирохлоровия концентрат в света), Африка (Източно-Африканската рифтова зона: Заир

– *Луеш* [спряно през 1980 г.], *Бингу*; Малави – *Чилва Айлънд* и *Тундулу Хил*; Кения – *Мрима*), Канада (*Ока*, *Джеймс Бей*, *Сент Оноре* и др.), САЩ (*Айрън Хил*), Норвегия (*Фьон* - изоставено). Те осигуряват около 80% от световния добив на Nb и заемат първо място по общи запаси на апатит, флогопит, вермикулит и огнеупори (форстерит). В Канада се разработват коренни находища, а в Бразилия – изветрителни кори (елувиални разсипи). Рудните тела са стръмнозалящи, едрозърнести, сърповидни или лещообразни с дължина до няколко km и дебелина до 1 km (понякога и повече) със запаси на  $Nb_2O_5$  и SrO от порядъка на **млн. t** (при съдържания съответно: 0,2-0,8% и до 10%); на  $TR_2O_3$  - стотици хил. t (с до 1%) и на  $Ta_2O_5$  - единици хил. t (с 0,0n%). Това са големи находища на Nb и фосфор, на места доста обогатени на Ta, с възможно извличане на TR и Sr от апатит и карбонати. Главен Nb минерал с промишлено значение е **пирохлор**, който образува октаедрични кристали с размери до 1 mm, лесно се обогатява и има добри технологични свойства (**фиг. 9.14А**).

**Хидротермалните карбонатити** са жилни със сложен състав, плътни и микрозърнести (което затруднява тяхната преработка), с понижена активност на Ca (за сметка на Mg, Fe и CeTR). От карбонатните минерали се срещат предимно доломит, анкерит и сидерит, по-малко калцит; а апатитът и пирохлорът са нестабилни (разрушават се и компонентите им частично се изнасят). За сметка на пирохлора се образува колумбит; част от фосфора се свързва в монацит; CeTR и Sr формират самостоятелни карбонатни минерали – стронцианит, бастнезит, паризит и др. Типичен минерал е и баритът. Появяват се също сулфиди на Pb, Zn, Mo, Cu и кварц. Редкометалните оксиди  $ZrO_2$  и  $ThO_2$  се сменят от силикати – циркон, Zr гранат, торит. Окислението на сидерита с отделяне на хематит придава червен цвят на скалите. Това са най-богатите находища на CeTR със запаси млн. t и съдържания от порядъка на 1-3%, които се срещат в САЩ (*Маунтин Пас* с бастнезит и монацит – **фиг. 9.14Б**), Малави (*Канганкунде*), Бурунди (*Каронге*), Русия, Китай и др.



**Фиг. 9.14.** А – Пирохлор от Ока, Канада; Б – Бастнезитова руда от Маунтин Пас, САЩ

Към **посткарбонатитовите орудявания** се отнасят кварцови жили с колумбит (в *Айрън Хил*) или рутил/брукит (в *Магнет Ков*), кварц-карбонат-флуоритови с торит и монацит (в САЩ и Източен Сибир) в интрузивите и тяхната рамка, хидротермални баритови минерализации (в Малави и САЩ) и др.



## Глава 10

### Пегматитово рудообразуване

#### 10.1. Видове пегматити

Пегматитите са едро- до грубозърнести магмени или метаморфни скали обикновено с гранитов състав. По-рядко са алкални и съвсем рядко – базични или ултрабазични. Срещат се от ранния архай (~ 3 млрд. г.) до сега (6,8 млн. г.). Преобладават *гранитните пегматити*. Химичният им състав е близък до този на гранити, но съдържанието на  $\text{Li}_2\text{O}$ ,  $\text{Rb}_2\text{O}$ ,  $\text{B}_2\text{O}_3$ , по-рядко  $\text{Cs}_2\text{O}$  е доста по-високо - около и над 1%. Те могат да бъдат „чисти“ или „смесени“ в зависимост от степента на взаимодействие с вместващите скали. По произход „чистите“ гранитни пегматити са 2 основни типа: *магматогенни (плутоногенни)* и *метаморфогенни*. Първите са предимно редкометални и камерни ± редкоземни, докато вторите основно редкоземни. „Смесените“ гранитни пегматити се разделят на хибридни (ако асимилират вещество от вместващите скали) и десилицирани (ако отдават част от  $\text{SiO}_2$  на ненаситени на Si вместващи скали).

**Плутоногенните пегматити** възникват от топилка и/или от надкритичен флуид. В състава им преобладават Si, Al, K, Na под форма на кварц, фелдшпати (ортоклаз – главно микроклин, албит) и мусковит. В редица случаи, обаче, те се характеризират с повишено съдържание на различни елементи-примеси: Li, Be, Ta, Nb, Sn, F (особено ако са генерирани от кисели магми), както и Ce и Y TR (ако свързани с алкални магми) и имат изключително разнообразен минерален състав (над 400 минерала и минерални разновидности, т.е. са с най-пъстър минерален състав сред хипогенните скали). Някои от минералните индивиди могат да достигнат гигантски размери. Срещат се кварцови кристали с дължина до 2 m (понякога и до 7,5 m); сподумен до 14 m (в Ета, САЩ), берил до 5,5 m; мусковит с площ до  $5\text{ m}^2$  и биотит до  $7\text{ m}^2$ ; топаз с тегло 60 kg (в Урал); морион – 10 t (в Русия); микроклин до 100 t (в Норвегия) и др. Известни са и гигантски кварцови кристали от Минас Жерайс (Бразилия), които имат пиезоелектрични свойства.

**Метаморфогенните (анатектични или мигматични) пегматити** се формират от анатектична топилка в началните етапи от топене главно на кисели скали, което предопределя и състава им. Главните компоненти (Si, Al, K, Na) са аналогични на плутоногенните (т.к. са най-лесно топими), но фелдшпатите са представени предимно от олигоклаз с по-ограничено количество на елементите-примеси - предимно U (който се включва изоморфно в калиевия фелдшпат), TR, Th, Nb и Ta. Те могат да бъдат автохтонни (възникнали на място) или алохтонни (придвижени).

*Алкалните пегматити* са свързани с нефелинови сиенити (т.е. скали с дефицит и на Si, и на Al, което води до образуването на алкални пироксени (главно егирин) и алкални амфиболи – рибекит и арфведсонит), най-често асоцииращи със скали от ултрабазично-алкални комплекси с карбонатити. В пегматитите вместо нефелин кристализира содалит с Cl (поради дефицит на Si и Al при повишена активност на флуидите). Други характерни минерали са натролит (зеолит) и алкални фемични (егирин, арфведсонит) + микролин или ортоклаз. Срещат се също апатит, аналцим, минерали на Zr, Ti, Nb и TR. Често се образуват кристали с големи размери в мономинерални зони, лесни за изличане. Добива се главно Al и Ga (изоморфен примес в Al минерали).

*Пегматити на базичните и ултрабазичните скали* (габропегматити, бронзитити и др.) са изключително редки. Обикновено образуват лещи и гнезда в самите скали. Имат еднакъв състав със скалите, но се отличават с по-едрозърнеста текстура. Основни минерали са базичен плагиоклаз (анортит-битовнит), среден плагиоклаз (лабрадор-андезин) и ортопироксен (бронзит); второстепенни - оливин,

амфибол, биотит; редки – апатит, гранат, циркон, титаномagnetит, магнетит, пиротин, пентландит, халкопирит. Нямаат промишлено значение.

## 10.2. Класификация на гранитните пегматити

Съществуват различни класификации на пегматити. В едни случаи за главен класификационен критерий се приема типоморфната им метална асоциация, обусловена от генетичните особености (табл. 10.1; 10. 2), в други - дълбочината на образуване като се отделят 4 групи пегматити (по Гинсбург и др., 1979; Черни, 1989): (I) *на малки дълбочини* - от 1,5 до 3,5 km; (II) *среднодълбочинни* – от 3,5 до 7 km; (III) *дълбочинни* – от 7 до 10-11 km (предимно продукти от анатексис); (IV) *ултрадълбочинни* – над 11 km (характерни за гранулитови терени и обикновено преминават към мигматити).

Таблица 10.1. Петрогенетични групи гранитни пегматити (по Černý, 2005)

Група	Тип пегматити	Състав	Асоцииращи гранити	Тип гранити*	Протолит
<b>LCT</b>	Бериллов, комплексен, албит-сподуменов, албитов, елбаитов	Li, Rb, Cs, Be, Sn, Ga, Ta > Nb (B, P, F)	(Син- до) късно-орогенни (до анорогенни), силно хетерогенни	Пералуминиев S, I или смесен S + I тип	Неизтощена горна до средна кора и гнайси от фундамента
<b>NYF</b>	Редкоземен	Nb > Ta, Y, TR, Sc, Ti, Zr, U, Th, F	(Син-, късно-, пост- до) главно анорогенни ± орогенни; доста хомогенни	(Пер-) до суб- и метаалуминиев (рядко пералкален), A и (I) тип	Изтощена средна до долна гранулитова кора или ювенилни гранитоиди, мантийна метасоматизирана кора
<b>Смесени</b>		Смесен	(Посторогенни до) анорогенни, умерено хетерогенни	Субалуминиев до слабо пералуминиев	Смесен протолит или асимилация на супракоров материал от NYF гранити

\* Типове гранити: *пералуминиев* =  $A/CNK > 1$ ; *субалуминиев* =  $A/CNK \sim 1$ ; *метаалуминиев* =  $A/CNK < 1$  при  $A/NK > 1$ ; *субалкален* =  $A/NK \sim 1$ ; *пералкален* =  $A/NK < 1$ ; където  $A = Al_2O_3$ ,  $CNK = CaO + Na_2O + K_2O$  и  $NK = Na_2O + K_2O$

Според особеностите на вътрешния си строеж пегматитите често се класифицират като *прости* (*недиференцирани* или *хомогенни* според американската терминология) и *сложни* (*диференцирани* или *хетерогенни*). Първите са с прост минерален състав (предимно от калиев фелдшпат и кварц) и с не много добре развита вътрешна зоналност. Вторите са с по-сложен състав с участие на редица редки минерали (като полуцит, амблигонит и др.) и с ясно изразена вътрешна зоналност, напр., Бикита в Зимбабве. Контактът между отделните зони може да бъде рязък или постепенен като вътрешните зони пресичат или заместват външните.

За отделяне на типовете гранитни пегматити е удобно да се използват главните скалообразуващи минерали, които изграждат повече от 10% от общия им състав. На тези изисквания отговарят само *микроклин*, *олигоклаз*, *албит*, *сподумен* и *кварц*. Кварцът няма класификационно значение, т.к. съдържанието му в различните пегматити се изменя в тесни граници и винаги е над 10%. По този начин цялото им разнообразие се определя от съчетанието на останалите четири минерала (**фиг. 10.1**). Освен като парагенетичен признак, те имат и генетично значение, т.к. главните катиони в тях (Na, K, Ca, Al) играят важна роля в диференциацията на силикатната топилка. С понижаване на температурата главните скалообразуващи минерали в пегматитите се образуват в определена

последователност: олигоклаз – микроклин – албит и сподумен. Разпределението им в пегматитите дава възможност да се съди за изменението на физико-химичните условия при формиране на отделните пегматитови тела или последователно образуване на типовете пегматити и обратно.

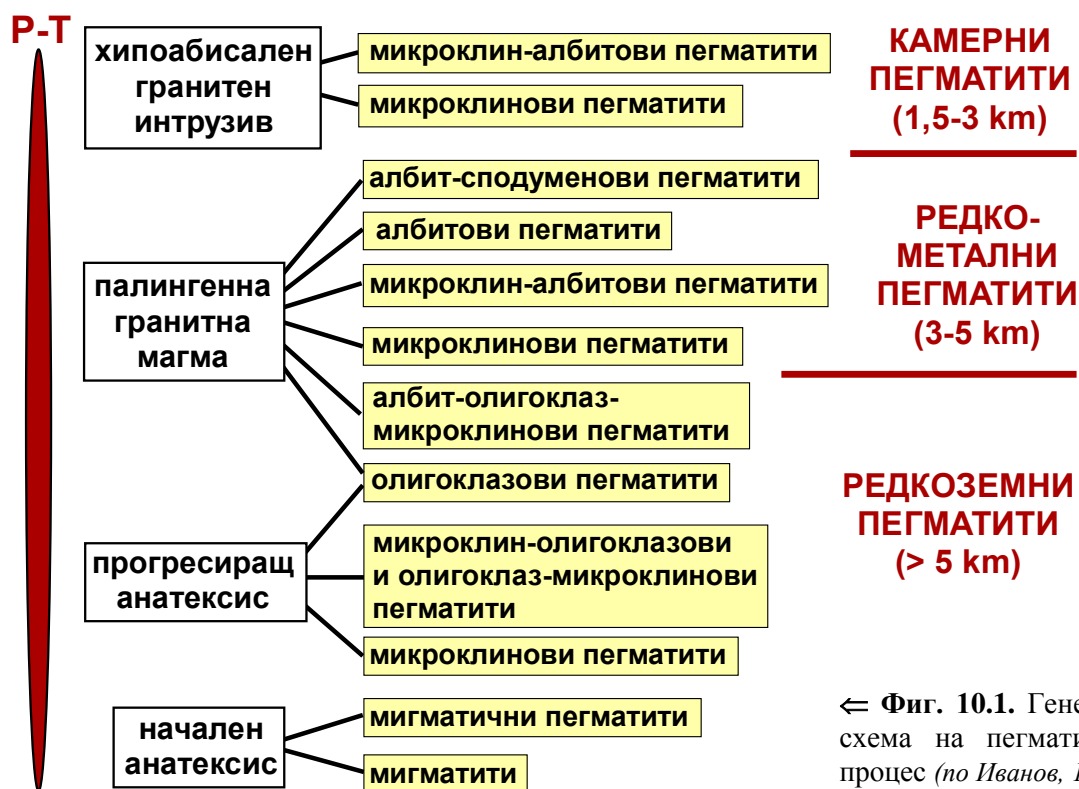
**Таблица 10.2.** Сравнителна характеристика на различните групи пегматити (по Иванов, 1991)

Главни особености	Групи пегматити		
	редкоземни	редкометални	камерни
Тектонски режим	активен	от активен до спокоен	спокоен
Вместващи скали	различни по състав скали в амфиболитов фациес	гранити и метаморфити (от слабо метаморфозирани до диафторизирани скали от амфиболитов фациес)	предимно гранити, по-рядко шисти, кварцити и др.
Дълбочина на образуване	над 5 km	3,5 -5 km	около 3 km
Взаимоотношения с гранитите	пространствена връзка с гранити обикновено липсва, привързаност към зони на мигматизация	тясна пространствена и генетична връзка с гранити, спрямо които отделните типове пегматити често са зонално разположени	пегматитите като правило са разположени вътре в генериращите ги гранитни интрузиви
Главни скало-образуващи минерали	плагиоклаз (8-35%), микроклин или ортоклаз, кварц	микроклин, албит, кварц, сподумен	микроклин, кварц, албит
Редкометална минерализация	ортит, танталониобати, монацит, ксенотим, циркон, уранинит и др.	минерали на Li, Cs, Be, Ta, Nb, Sn и др.	лепидолит, каситерит, берил, волфрамат, молибдати и др.
Брой на минералите	30-35	над 300	около 75
Количество на кварца	20-30%	30-50%	50-90%
Типични минерали, съдържащи летливи компоненти	мусковит, биотит, турмалин	мусковит, турмалин, топаз, лепидолит, апатит, флуорит, амблигонит, рубелит	различни слюди, топаз, флуорит, тупмалин, апатит
Строеж на пегматитовите тела	масивни до зонални на места	участъково зонални, зонални	зонални
Наличие на миаролови празнини	много редки, обикновено отсъстват	редки	винаги присъстват

Пегматитите могат да се образуват през целия процес на генериране и консолидация на гранитната магма в земната кора. Редкометалните и камерните като типично плутоногенни се формират в условията на застиване на гранитна магма, т.е. при понижаване на температурата. Затова последователно се образуват минерални типове от по-високотемпературни (предимно микроклинови) до по-нискотемпературни (преобладаващо албитови). Обратно на тях, редкоземните пегматити са свързани с етапа на генериране на гранитна магма в условията на повишаваща се температура (поради което често се считат за метаморфогенни), в резултат от което при тях минералните типове се сменят от по-нискотемпературни (главно микроклинови) до по-високотемпературни (предимно олигоклазови) при прогресиращ анатексис.

Възприетата в курса класификация е компилация от най-разпространените в западната, руската и българската литература: на Власов и др., (1966), Иванов (1991),

Солодов (1985) и Černý (1991, 2005) като пегматитите се разделят на *редкоземни* (NYF = Nb-Y-F), *редкометални* (LCT = Li-Cs-Ta) и *камерни* (табл. 10.3).



← Фиг. 10.1. Генетична схема на пегматитовия процес (по Иванов, 1991)

### 10.3. Характеристика на различните типове гранитни пегматити

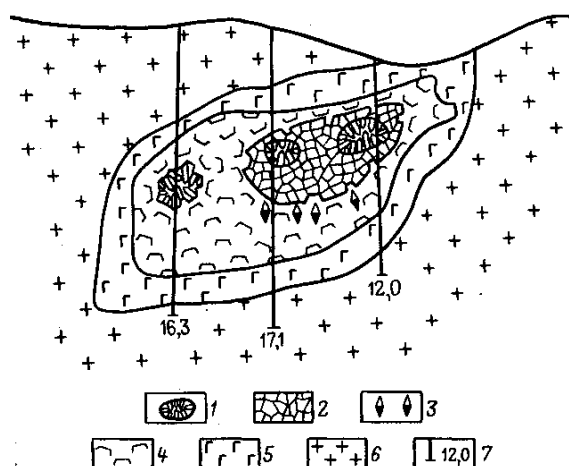
Гранитните пегматити силно варират по форма и размери – от пегматитови шлири в гранитите до дебели дайки дълги десетки km (до 12 km в Манано, Конго), напълно отделени пространствено от родоначалните интрузиви и до пегматит-гранитови плутони с голяма площ. Срещат се поединично или във вид на снопове, формиращи пегматитови полета (които ако са линейно подредени могат да образуват пегматитови пояси). Преобладаващите 3 типа (камерни, редкометални и редкоземни) могат да се разглеждат като крайни членове, тясно свързани помежду си чрез серия от преходни разновидности, което затруднява понякога ясното им разграничаване. Още повече, че редкоземните пегматити показват преход към мигматити, а камерните – към грайзените.

#### 10.3.1. Камерни (миаролови) пегматити

Названието „камерни“ най-добре отразява основните им особености – наличие на големи празнини или камери в централните им части (фиг. 10.2). „Миаролови“ може да се използва само като синоним, т.к. неголеми миаролови празнини с почти същия състав се срещат и в редкометалните (и дори редкоземните) пегматити. Формата им е лещо- и щоквидна до жилна с разширения и апофизи. Характерни са за региони с относително спокоен тектонски режим по периферията на орогенните пояси. Имат много тясна пространствена и генетична връзка с конкретни гранитни интрузиви (формирани на дълбочина не повече от 1,5-3,5 km) и обикновено се разполагат в апикалните им части. Преходът от пегматити към гранити е постепенен като около пегматитовите тела гранитите са интензивно грайзенизирани.

По състав и строеж те са сходни с редкометалните, но се отличават с по-прост минерален състав (около 75 минерала) и по-слабо изразена зоналност. Главни минерали са микроклин, кварц (50-90%) и албит; редкометални са лепидолит, берил, каситерит, волфрамат, тантало-ниобати, молибдати и др. От минералите с летливи компоненти в

състава им се срещат различни слюди (включително и Li), топаз, флуорит, турмалин, апатит и др.



В промишлено отношение най-голямо значение има големината на камерата в централните части на пегматитовите тела (достигащи размери до няколко десетки m<sup>3</sup>) с големи и добре оформени кристали от *пиезокарц, морион, топаз, оптичен флуорит, берил, мусковит* и т.н.

← **Фиг. 10.2.** Схематичен разрез на камерен пегматит: 1 – друзовиден кварц; 2 – блоков кварц; 3 – едрозърнест флуорит; 4 – блоков микроклин и албит; 5 – графичен пегматит; 6 – гранити; 7 – сондажи и дълбочината им в m

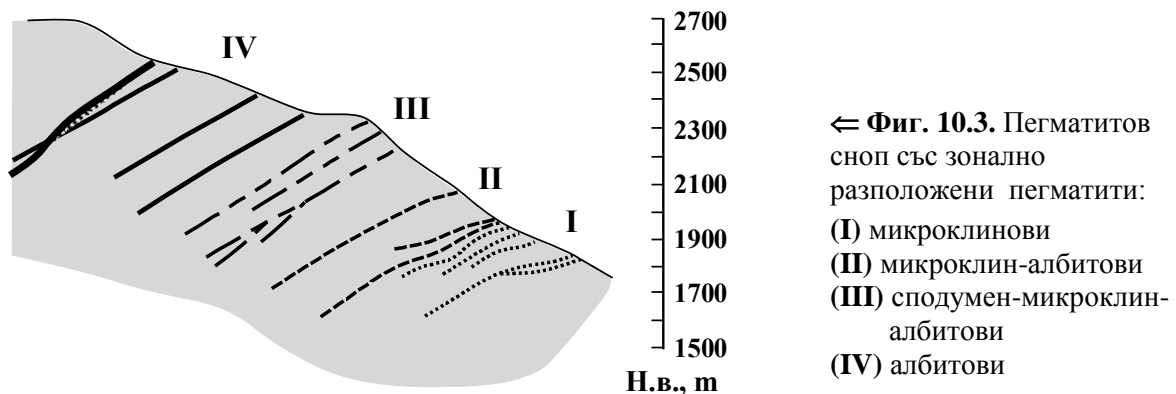
**Таблица 10.3.** Класификация на гранитните пегматити

Пегматитови линии	Генетичен тип	Видове	Дълбочина на образуване	Минерални типове	Промислено важни редки елементи и минерали
“Чисти” пегматити - със слабо взаимодействие с вместващите скали	LCT (плутоногенни)	Камерни (миаролни)	На малки дълбочини (1,5 ÷ 3 km)	Mc (микроклинов) Mc-Ab (албитов)	Пиезокарц, топаз, оптичен флуорит, берил, турмалин и др.
		Редко-метални	Средно-дълбочинни (3-3,5 ÷ 5-7 km)	Mc Mc-Ab Сподумен-Mc-Ab Ab Ab-сподуменов	Li, Rb, Cs, Be, Ta, Nb, каситерит, турмалин, топаз, флуорит и др.
	NYF (метаморфогенни ± плутоногенни)	Редкоземни	Дълбочинни (5-7 ÷ 10-11 km)	OI (олигоклазов) Mc-OI OI-Mc Mc	CeTR, Y TR, U, Sc, Ti, Ta, Nb ± Th
Ултра-дълбочинни >10-11 km			Преминават към мигматити	Обикновено без промишлено значение	
„Смесени“ пегматити – със значително взаимодействие с вместващите скали	Плутоногенни	Хибридни (асимилират вещество от вместващите скали)	Средно-дълбочинни до дълбочинни	Асимиляция на: - богати на Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> скали - карбонатни скали	Обикновено без промишлено значение
		Дисилифицирани (отдават вещество на вместващите скали)	Средно-дълбочинни и на малки дълбочини	Плагиоклазити (албит до анортит ± пресищане с Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ) - в карбонати - в ултрабазити	Корунд ± сапфир, рубин ± флогопит, вермикулит, гранат и др.

### 10.3.2. Редкометални пегматити

Обикновено се образуват в орогенни компресионни обстановки, в заддъгов тип системи (фанерозойски седиментно-вулканогенни комплекси и техните докамбрийски аналози в кратонни крайнини или рифтове, запълнени с флиш) след максимума на регионалния метаморфизъм. Често показват ясна пространствена и генетична връзка с определени гранитни масиви (предимно левократни до биотитови в дълбочина гранити с ниски съдържания на редки елементи), но се намират извън тях. Повечето находища са вместилища в шисти и гнайси като формата им варира от лещообразна, елипсоидална или гъбоподобна в пластична среда до дайковидна и шокообразна в крехки вместилища скали. При внедряването си те водят до метасоматична промяна на вместилищните скали и формиране най-често на биотит, мусковит, хлорит, турмалин, албит, кварц, карбонати, сулфиди и др. По периферията на самите пегматити се образува тънка аплитовидна зона, понякога с турмалинова и кварц-мусковитова обвивка. Отличават се с най-разнообразен минерален състав (повече от 300 минерала) и най-сложен вътрешен строеж. Основни скалообразуващи минерали са кварц (30-50%), микроклин, албит и сподумен; срещат се още *лепидолит, берил, полуцит, амблигонит, тантало-ниобати, каситерит, мусковит, турмалин* (черен, розов, полихромен), *топаз, флуорит, апатит* и др.

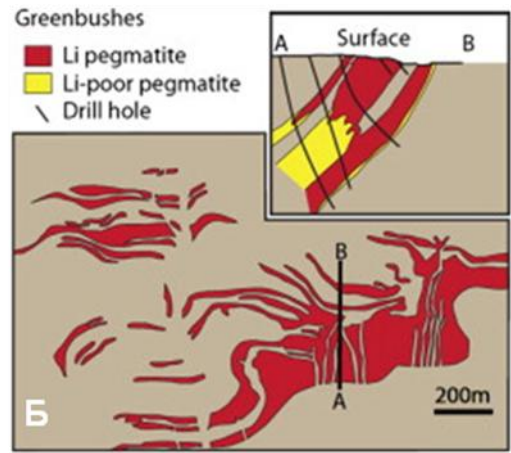
Отделят се 5 минерални типа (по реда на отдалечаване от магменото огнище): *микроклинов* (Mc), *микроклин-албитов* (Mc-Ab), *сподумен-микроклин-албитов*, *албитов*, *албит-сподуменов*. Първите четири типа в пространствено отношение често се срещат заедно и прехождат един в друг (фиг. 10.3). Характерни са за повечето редкометални полета в света от късноархайска до херцинска възраст, като например, *Бикита* (Зимбабве), *Карибиб* (Намибия) (фиг. 10.4А), *Бърник-Лейк* (Канада), *Гринбуш-Воджина* (Западна Австралия) (фиг. 10.4Б), *Манон-Китоло* (Конго), *Блек-Хилдс* (САЩ), *Варутреск* (Швеция) и др. Находищата често са представени от единични доста големи сравнително полегати лещо-и жилообразни тела с дължина стотици m (поякога повече от 1 km до 12 km в *Манон*) и дебелина 5-50 m (рядко до 150 m).



Последният, албит-сподуменовият тип обикновено се среща самостоятелно и е сравнително слабо разпространен - има не повече от 15 по-големи находища, най-типичните от които са в Канада (щат Манитоба, Квебек, Онтарио, Северозападни територии), САЩ (т.нар. Sn-сподуменов пояс в Северна и Южна Каролина) и Афганистан. Дължината на пегматитовите жили варира от 500 до 3000 m, а дебелината между 10 и 40 m. За разлика от предишните се характеризират с умерени до стръмни наклони.

В България рудоносни промишлени плутоногенни пегматити няма, но има минерализации от берил в Западните Родопи (Вищерица), Стрелча, СЗ Рила и др., откъдето се добива главно фелдшпат.





**Фиг. 10.4.** А – Гигантски петалитови кристали в Рубикон, ивица Карибиб, Намибия;  
 Б - Sn-Ta-Li пегматитово находище Гринбушс, което е на първо място по  
 запаси на Та в света (160 млн. t с 0,02% Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub>)

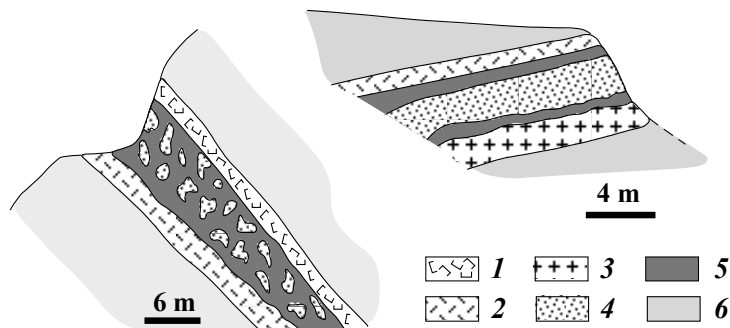
Всеки тип се характеризира с определена редкометална специализация (**табл. 10.4**). Промислено значение в **микроклиновите** пегматити има Ве (берил), понякога и Nb (колумбит); в **микроклин-албитовите** – Ве (берил) и Nb-Ta (колумбит-танталит). **Сподумен-микроклин-албитовите** пегматити се характеризират с най-разнообразна редкометална минерализация като промислено значение могат да имат всички редки метали – Li (сподумен, лепидолит<sup>2</sup>, амблигонит, петалит и др.), Rb (в К и Cs минерали), Cs (полуцит, лепидолит, Cs берил - воробъевит), Ве (берил), Та и Nb (колумбит-танталит). В **албитовите** пегматити промислено значение имат само Ве, Nb и Та; а извличанито на Li обикновено е нерентабилно. **Албит-сподуменовите** пегматити са най-големите находища на сподумен и имат най-голямо значение за добив на Li. Промислено значение могат да имат също Ве, Nb и Та. Като правило най-големите запаси на редки метали са свързани с **албитовите зони**, след това със **слудените** и най-малко с **микроклиновите**. Причината е, че Na е основният стабилизатор на редкометал-ните комплекси и с неговото отлагане във вид на албит те се разпадат и редките елементи се освобождават (напр. при разрушаване на комплекса Na<sub>3</sub>[LiF<sub>4</sub>] се отлагат **албит** + **сподумен**).

<b>Таблица 10.4.</b>	<b>Минерални типове</b>	<b>Li</b>	<b>Rb</b>	<b>Cs</b>	<b>Ве</b>	<b>Та</b>	<b>Nb</b>
Промислена метало-носност (в %) на типовете редкометални пегматити (по Солодов, 1985)	Микроклинов (Мс)	-	-	-	10	4	6
	Микроклин-албитов	-	-	-	25	21	20
	Сподумен-Мс-албитов	27	100	100	35	40	30
	Албитов	3	-	-	7	9	8
	Албит-сподуменов	70	-	-	23	26	36

Повечето пегматити се характеризират със зонален строеж – хомогенните тела са рядкост и са най-често от албит-сподуменовия тип. Преобладава концентрично-зонална и/или „слоеста“ текстура като субвертикалните дайкообразни тела обикновено са асиметрични (**фиг. 10.5**). Зоните прогресивно преминават от външна по-финозърнеста с повече или по-малко гранитен състав към вътрешни по-мономинерални обогатени на редки елементи: едрозърнест до гигантски калиев фелдшпат, Li алумосиликати (с дължина на отделните кристали до 20 m), кварц и полуцит. Различават се два вида **вертикална зоналност**. В единия случай, пегматитовите зони изклонват в дълбочина без да се променя минералният им тип. Последователността на изчезване на зоните в дълбочина съвпада с редуването им от центъра на жилите към залбанда (в най-общия

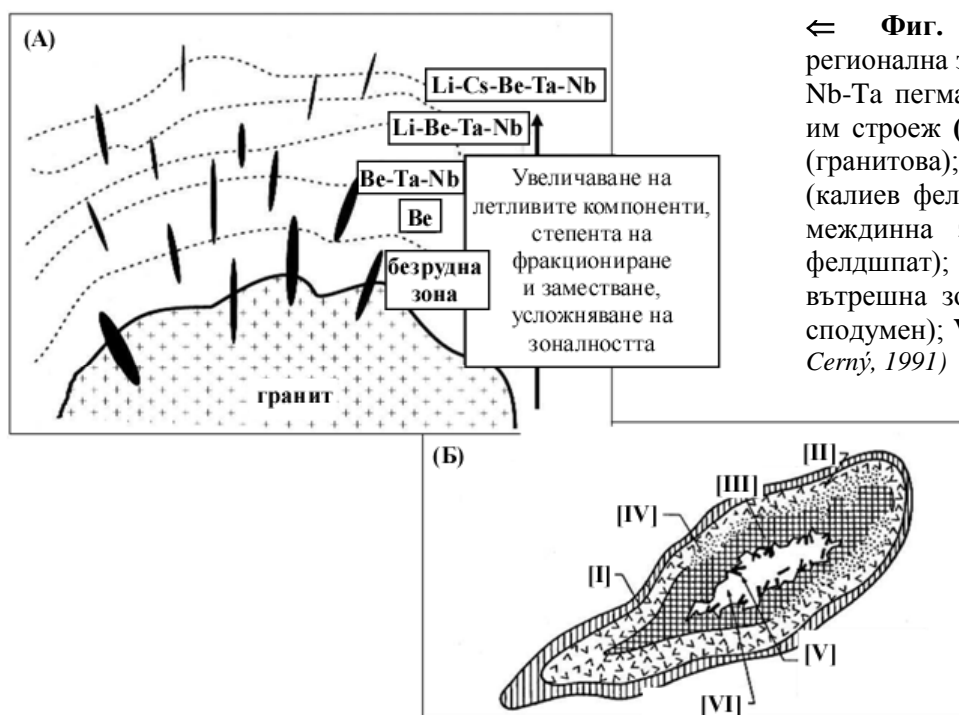
<sup>2</sup> Сподумен (Li пироксен) = LiAlSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub>; Полуцит = CsAlSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub>; Петалит = LiAlSi<sub>4</sub>O<sub>10</sub>  
 Лепидолит (Li слюда) = KLi<sub>2</sub>Al [AlSi<sub>3</sub>O<sub>10</sub>] (F, OH)<sub>2</sub>; Амблигонит = Li Al PO<sub>4</sub>(F, OH)

случай, вътрешната зоналност на пегматитовите жили от центъра към периферията е: кварцово ядро → блоков микроклин → графична зона, съответстваща на гранитната евтектика и най-ранна като време на образуване). Във втория случай, с дълбочината се променя минералният тип – от по-ранния до по-късния (отгоре надолу). Най-често се срещат преходи от микроклинови в микроклин-албитови пегматити и на микроклин-албитови в микроклин-албит-сподуменови и албитови.



⇐ Фиг. 10.5. Схематични разреди на микроклинови пегматити: 1 – пегматоидна кварц-микроклинова зона; 2 – графична кварц-микроклинова зона; 3 – неравномерно зърнеста кварц-албит-микроклинова зона; 4 – блоков кварц; 5 – блоков микроклин; 6 – вместващи скали

Наблюдава се и регионална вертикална зоналност спрямо родоначалния гранитен интрузив (фиг. 10.6): от проксималните към дисталните пегматити съставът им се променя от безрудни с графична текстура (~ 0,5-1 km от плутона) до Be, Be-Nb-Ta, Li-Be-Ta-Nb и Li-Cs-Be-Ta(-F) асоциации с В, Р и Sn и кварцови жили понякога с берил и каситерит ± W, Мо (над 3-4 km). Тя се дължи на факта, че повишените съдържания на Li, В, Р, F и H<sub>2</sub>O намаляват полимеризацията, увеличават флуидността и подвижността, както и термалната стабилност на пегматитовите топилки при по-ниски температури. Затова най-богатите на летливи и редки елементи могат да се придвижат и най-далеч от първоначалния източник.



⇐ Фиг. 10.6. Схематична регионална зоналност на Be-Li-Cs-Nb-Ta пегматити (А) и зоналният им строеж (Б): I – гранична зона (гранитова); II – графична зона (калиев фелдшпат и кварц); III – междинна зона (блоков калиев фелдшпат); IV – албит; V – вътрешна зона (турмалин, берил, сподумен); VI – кварцово ядро (по Cerný, 1991)

**N.B!!!** Редкометалните пегматити са важен източник на Li, Rb, Cs, Be, Nb, Ta, както и на Sn, W и др. [макар че по изчисленията на Солодов (1971) само 14% от тях са промишлени]. Те включват основната част от всички световни ендеогенни запаси на Li и Cs, повече от половината на Be, над 1/3 част на Ta и значителна част от тези на Rb. Повечето се съдържат в докамбрийски находища, макар че по брой фанерозойските пегматити са повече (табл. 10.5). Древните пегматити са по-големи и често по-богати на редки елементи в сравнение с по-младите. Докамбрийските находища съдържат от 73 до 92% от световните пегматитови запаси на Li, Rb, Cs, Be, Ta; палеозойските – 12-

23%; а мезо-неозойските само 1-5%. Най-големи запаси на **Li** се падат на късноархайска, раннопротерозойска и раннорифейска епоха; на **Rb** и **Cs** - късноархайска и раннорифейска; а **Be** – къснорифейска, късноархайска и ранно-протерозойска. Най-големите находища на сподумен-микроклин-албитовите пегматити се формират през късния архай, докато албит-сподуменовите – на протежение на 5 епохи.

**Таблица 10.5.** Разпределение на световните промишлени находища на различните минерални типове редкометални пегматити по металогенни епохи (по Солодов, 1985)

Металогенни епохи	Минерални типове пегматити				
	Микро-клинови	Микроклин-албитови	Сподумен-микроклин-албитови	Албитови	Албит-сподуменови
Алпийска	++	++	-	+	+++
Кимерийска	++	++	+	++	+++
Херцинска	+++	+++	++	++	++
Каледонска	++	++	++	++	+++
Къснорифейска	+++	+++	+	++	-
Раннорифейска	+++	+++	+++	++	++
Среднопротерозойска	-	-	+	++	+++
Раннопротерозойска	-	-	++	++	+++
Късноархайска	-	-	++++	-	-

*Забележка.* С “-” се отбелязва липсата на находища; с “+” - големината на находищата: ++++ уникални; +++ големи; ++ средни; + малки

Независимо от голямото промишлено значение на редкометалните пегматити в света се очертава тенденция те да бъдат изместени в общия баланс на добивите от другите типове находища на съответните редки елементи. Така например, за **Be** нараства ролята на метасоматичните и хидротермалните находища (и съответно на берtrandита за сметка на берила); за **Ta** – находища, свързани с алкални скали; за редките алкални елементи – на природните минерализирани води.

### 10.3.3. Редкоземни пегматити

Наречени са така, т.к. акцесорната им минерализация, независимо от количественото ѝ съдържание, е с подчертано редкоземен характер (минерали на **TR**, **U**, **Sc**, **Ti-Ta**-ниобати<sup>3</sup>). Често те са с метаморфогенен произход и затова съставът им зависи от вместващите скали. Обикновено пространствено са привързани към скали с висока степен на метаморфизъм (в амфиболитов, по-рядко гранулитов фациес) до мигматити с преходни разновидности между тях. Особено са характерни за докамбийските комплекси – гранит-гнайсови терени около зеленошистните пояси. Само някои от този тип (когато са преходни към групата на редкометалните) имат връзка с определени гранити.

Редкоземните пегматити залягат както съгласно с вместващите скали, така и в секущи жили. За тях са характерни пластове, междубудинни жили, сложни тела с разширения, апофизи и голямо количество ксенолити. Контактите им обикновено са ясни и резки, но често се наблюдават и постепенни преходи към вместващите скали. Вътрешният им строеж обикновено е прост, често са незонални, а ако има зоналност тя се изразява в нарастване на количеството на калиевия фелдшпат и кварц и намаляване основността на плагиоклаза от периферията към центъра. Изградени са предимно от високотемпературни минерални асоциации като съотношението между кварца и фелдшпатите е близко до гранитната евтектика. Главни скалообразуващи минерали са

<sup>3</sup> *Ортит* (аланит) =  $(Ca, Ce)_2(Al, Fe)_3Si_3O_{12}(O, OH)$ ; *Монацит* =  $(Ce, La, Y, Th) [PO_4]$ ; *Ксенотим* =  $Y [PO_4]$ ; *Гадолинит* =  $(Ce, Y)_2FeBe_2Si_2O_{10}$ ; *Тортвейтит* =  $(Sc, Y)_2Si_2O_7$ ; *Фергусонит* =  $Y(Nb, Ta)_2O_6$ ; *Бранерит* =  $UTi_2O_6$ ; *Поликраз* =  $(Y, U)(Ti, Nb)_2O_6$ ; *Самарскит* =  $(Y, U, Fe)(Nb, Ta)_2O_6$

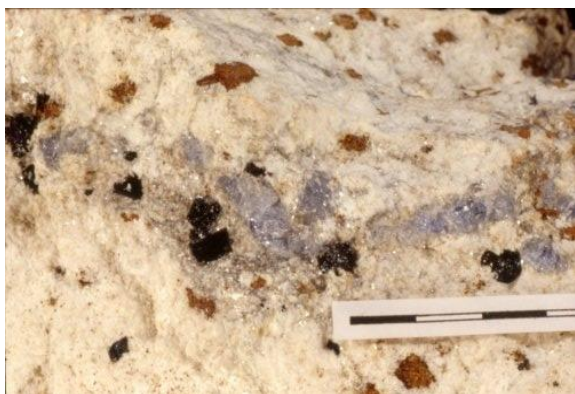
олигоклаз (до 35%), микроклин или ортоклаз, кварц (20-30%). Общият брой на минералите не е много голям – 30-35 като се срещат типичните метаморфни минерали (дистен, силиманит, алмандинов гранат). Според съдържанието на главните скалообразуващи минерали са отделени 4 минерални типа: *микроклинови, олигоклаз-микроклинови, микроклин-олигоклазови и олигоклазови*.

Един по-особен подтип са U-носните пегматити, свързани с по-висока степен на метаморфизъм (горноамфиболитов фазиес) и обикновено докамбрийски терени. В повечето случаи те имат голямо промишлено значение и се експлоатират на много места в света. Сред най-важните са **Банкрофт** в Онтарио (Канада) и **Ръосинг** в Намибия.

#### 10.3.4. Хибридни и десилифицирани пегматити

**Хибридните пегматити** се формират при асимилация на богати на  $Al_2O_3$  скали (като глинести шисти или базични скали) и се обогатяват на минерали като *андалузит, дистен и силиманит*. Подобни пегматити, но замърсени от карбонати на Ca, Mg и Fe обикновено съдържат амфибол, пироксен, титанит, скаполит и др.

**Десилифицираните пегматити** се образуват при износ на  $SiO_2$  в ненаситени на него вместиращи скали, предимно ултрабазити и карбонати (според Гинсбург това са грайзени по ултрабазити). В резултат се формират т.нар. *плаггиоклазити* със състав от албитити до анортити. При пресищане с  $Al_2O_3$  възникват *корундови плаггиоклазити*, понякога с *рубин и сапфир* (**фиг. 10.7**). При износ на K и Si от пегматитите в карбонатните скали се образуват скарнови зони с тремолит, скаполит, флогопит, гранат и др. Плаггиоклазити се разработват предимно за *корунд* (при съдържание над 40%).



В ултрабазитите около десилифицираните пегматити възникват 3 зони – слюдена (с биотит, флогопит, вермикулит); актинолитова (с актинолит, антофилит, енстатит) и талкова. Десилифицирани пегматити са известни в Урал, Пенсилвания и Северна Каролина в САЩ, Южна Африка, Египет, Индия, Австрия и т.н., а у нас – в Урдиния циркус в Рила.

⇐ **Фиг. 10.7.** Сапфир, турмалин и карбонатни гнезда в плаггиоклазити: *Кашмир*

#### 10.4. Генезис на пегматитите

Пегматитообразователният процес и досега е един от най-дискусионните в рудологията. Предлагат се 4 основни хипотези: (I) кристализационна диференциация с отделяне на остатъчна пегматитова топилка, която еволюира до нискотемпературни хидротерми (*Ферман, Нигли и др.*); (II) ликвация на силикатна топилка, обогатена на летливи в резултат от вторично кипене (*Власов и др.*); (III) зонално запълване на кухини от остатъчна магмена топилка с последователно прекристализиране и метасоматично заместване на твърдия субстрат от хидротермални разтвори, свързани с гранитна магма (*Камерън, Ландес, Хес, Шелер и др.*) (**фиг. 10.8**); (IV) образуване на пегматити при метасоматична промяна на различни по състав и произход скали (*Заварицки и др.*).

Широкият диапазон на условията за образуване на пегматитите, който общо взето съвпада с условията на съществуване на самите гранити, свидетелства за по-сложни отношения между тях извън класическите представи на Нигли, Ферман и др., че са продукт на кристализация на остатъчна гранитна топилка. Според възгледите на Власов (1955, 1956) *пегматитообразуващият материал не е остатъчна, а обикновена гранитна магма, отделена чрез ликвация от родоначалната топилка и обогатена на летливи*

компоненти. Изключително важна е концепцията за **кипене в магмите**<sup>4</sup>, която обяснява отделянето на богата на вода и летливи компоненти фаза. Това е основният механизъм, позволяващ образуване на пегматити практически през целия период на застиване на интрузията. По този начин изходният материал, от който се осъществява кристализацията, може да е както магмена топилка (независимо от произхода ѝ), така и надкритичен флуид; а самите пегматити бележат прехода между магменото и хидротермалното рудообразуване като съчетават белези и на двата основни ендеогенни рудообразователни процеса.



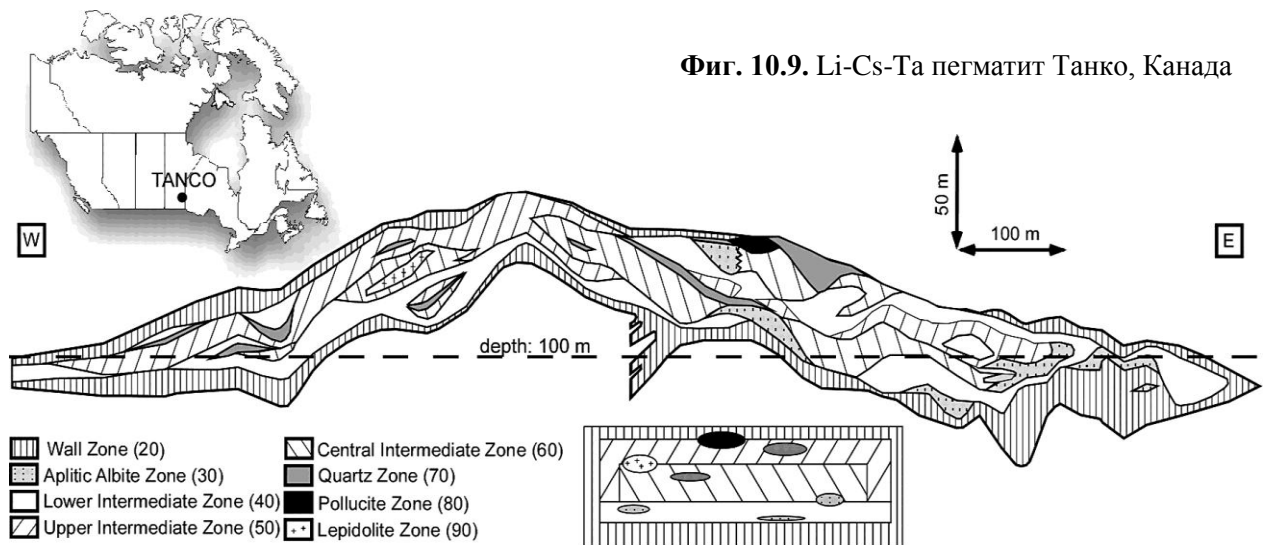
Задължителен фактор е присъствието в магмата на елементи с такъв заряд, йонен радиус или комплексобразователни свойства, които им пречат да влезнат в структурата на кристализиращите минерали (т.к. по този начин относителното им процентно съдържание нараства в хода на магмената кристализация). Затова остатъчната гранитна топилка е богата на вода, K, Na, Si и на редица по-редки елементи като Li, Be, B, C, P, F, Nb, Ta, Sn и W. Високото флуидно съдържание обуславя високата скорост на дифузия и съответно бърз кристален растеж (което води и до образуване на гигантски кристали в пегматитите).

Приемлива хипотеза за обясняване на вътрешната зоналност на пегматитите е фракционна кристализация при неравновесни условия (което води до устойчиви изменения в състава на топилката с времето). По данни от флуидни включения (в пегматита Танко в Манитоба) първичната кристализация откъм контакта с вместващите

<sup>4</sup> Различават се *първично* и *вторично кипене в магмите*. *Първичното* е в резултат на декомпресия, което води до отделяне на летливите, поради намаляване на разтворимостта им при понижаване на налягането. *Вторичното* или *ретроградното кипене* се дължи на повишаване концентрацията на летливите в резултат на кристализацията. Увеличаването на водното съдържание в остатъчната топилка в определен момент ще доведе до изравняване на водното и литостатичното налягане и отново до кипене с отделяне на водната фаза.



скали започва при начална температура над 600°C; средните зони кристализират при около 475°C, а най-късната кварцова зона (или кварцово ядро) при 260°C (фиг. 10.9).



Фиг. 10.9. Li-Cs-Ta пегматит Танко, Канада

**N.B!!!** Най-разпространената хипотеза е, че пегматитите са остатъчен продукт на кристализационна диференциация предимно на гранитни магми. Според класическата работа на Jahns & Burnham (1969), обаче, преходът от гранит към пегматит маркира точката, в която става насищане с воден флуид като пегматитите се образуват в присъствие на несмесима фаза от вода и летливи (фиг. 10.9).



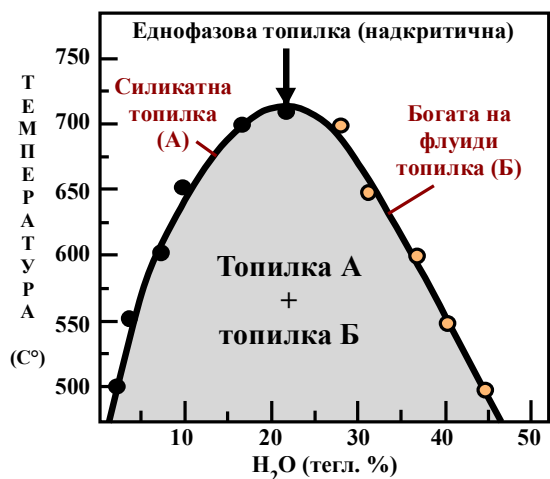
Този модел се потвърждава от изследване на флуидните включения в Li-Cs-Ta пегматит Танко в Манитоба, Канада, които показват, че той кристализира от смес от алумосиликатна топилка и воден флуид (с малко CO<sub>2</sub>) в температурен интервал от 700 до 300°C.

⇐ Фиг. 10.9. Кристализация на гранитна магма при фиксирано налягане (отговарящо на 10% граница за разтворимост на H<sub>2</sub>O) с отделяне на остатъчен силикатен флуид на 6 различни стадия на солидификация → пегматити се образуват от остатъчна силикатна топилка в присъствие на отсмесен (вероятно в резултат от вторично кипене) силикатен флуид, богат на вода (no Jahns & Burnham, 1969)

В състава на флуидните включения в Sn-W-B-F-P пегматити в Ерцгебирге в ЮИ Германия, обаче, участват две съществуващи топилки (фиг. 10.10) - богата на силикати и бедна на вода и бедна на силикати и богата на вода (която по плътност, вискозитет и скорост на дифузия по-скоро се доближава до воден разтвор, но се различава



от отделения воден флуид според модела на Jahns-Burnham). Следователно **магматичната водна фаза, представяна като флуид, е доста по-сложна от обикновената вода**; но при всички положения наличието ѝ обуславя големия размер на кристалите в пегматитите (поради по-интензивна дифузия на елементите). Утаяването на разтворените компоненти във водна фаза обяснява и наличието на джобове от „екзотични“ минерали (вкл. и скъпоценни, формирани в отворени празнини или каверни от флуиди, обогатени на Li, B, Cs, Be и др.).



**Фиг. 10.10.** Съществуващи топилкови включения от пегматити в Ерцгебирге, Германия с критична точка при 700°C и 20% H<sub>2</sub>O, когато те стават хомогенни (no Thomas et al., 2000)

Освен водонасищането, обаче, има и други фактори, които влияят върху пегматитообразуването. Според London et al. (1990, 1992, 1996) е **възможно генериране на пегматити от водоненаситени гранитни топилки чрез преохлаждане на магмата под нормалните ликвидусни температури**. Те експериментално доказват, че при рязко преохлаждане фелзичните топилки стават метастабилни и започва неравновесен кристален растеж. Според редица автори *неравновесната кристализация* е доминиращият литификационен процес, който води до гранитна евтектика - т.нар. текстура тип „писмен гранит“ и в повечето случаи до сложна вътрешна зоналност.

В действителност процесът е още по-сложен, т.к. трябва да се отчита и **влиянieto на летливите** – особено **В, F и P**, които понижават гранитните солидусни температури под 500°C и разширяват полето на магматичната кристализация (затова силно диференцирани магми могат да бъдат генерирани от относително примитивни първоначални топилки като степента на насищане с берил, полуцит, турмалин и Li алумосиликати се достига само при продължително и дори мултистадийно фракционироване на гранит-пегматитовите комплекси). Освен това те значително увеличават разтворимостта на водата в топилката и способстват за кристализацията на кварц. Възможна е и ликвация на богата на Li и/или F част от фелдшпат-кварцовата магма.

**N.B!!!** Основните причини за поява на различните типове пегматити са: (1) *химичен и минерален състав на родоначалната гранитна интрузия* (при плутоногенните) или *подложените на топене скали* (при метаморфогенните), което обуславя първоначалния химичен състав на пегматитовата топилка; (2) *степен на съзряване на магмените камери и съдържание на летливите компоненти в тях*, което определя способността на пегматитовата топилка да се отдели от магмената камера (чрез ретроградно кипене); (3) *тектонска активност* по време на застиване на гранитите и пегматитите → при липса на такава пегматитовата топилка остава на място и дава широко разпространените пегматоидни фации на гранитите (по-дребнозърнести от пегматитите) като редките елементи изоморфно се разсейват в тях или образуват дребнозърнести и непромишлени минерализации; докато при прекалено активна тектоника пегматитовите (и гранитовите) камери се отварят (напукват) без да се е стигнало да по-значително набогатяване на летливи и редки елементи и се формират по-прости пегматити със слабо проявен хидротермален стадий и метасоматични процеси; (4) *кристализационна диференциация на пегматитите* (най-често при неравновесни условия), която води до формиране на вертикална и латерална зоналност; (5) *състав на вместващите скали* и способността им да взаимодействат с пегматитовите топилки, както и *степента им на напуканост* (напр. при дребна напуканост редкометалните пегматити формират малки жили без промишлено значение); (6) *температура* и характер на нейното нарастване или понижаване → всички парагенетични типове пегматити могат лесно да се обяснят чрез относително слаба промяна в налягането и температурата.

## Глава 11

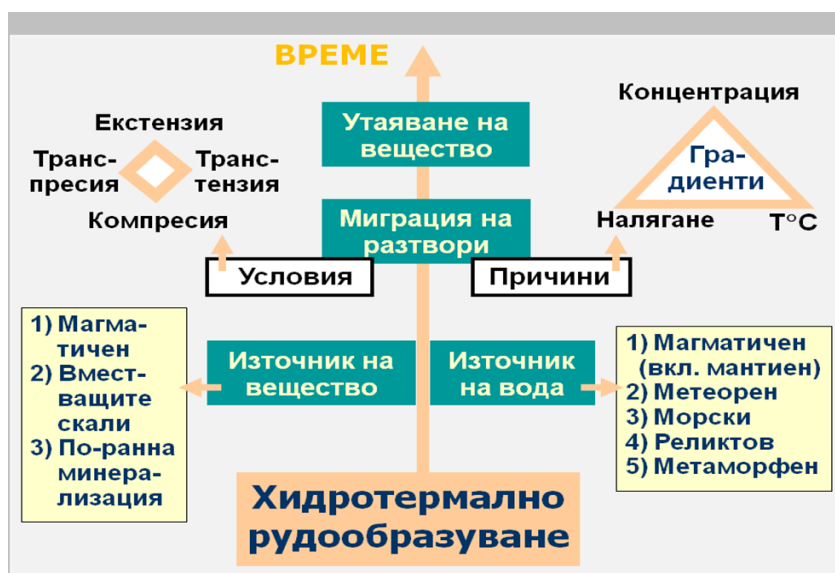
### Хидротермално рудообразуване

Хидротермалното рудообразуване включва най-разпространените, разнообразни, всеобхватни, динамични и трудно предсказуеми геоложки процеси в земната кора, които непрекъснато еволюират във времето и пространството и са тясно свързани с магматизъм, метаморфизъм и екзогенна промяна (фиг. 11.1). Въпреки че са и едни от най-изучените, много от техните особености се обясняват от хипотези.

За характеристика на същността и динамиката им ще бъдат разгледани следните основни въпроси: Кои са източниците на вода и минерално вещество? Какви са физико-химичните параметри на процесите и причините за движение на хидротермите? Какъв е механизмът на пренос и утаяване на минералните съединения? Кои са местата на отлагане? Каква е енергията за реализиране на тези процеси? (фиг. 11.2)



Фиг.11.1. Връзка на хидротермалното рудообразуване с магмени, метаморфни и екзогенни процеси



← Фиг. 11.2. Схематичен модел на хидротермалното рудообразуване

**N.B!!!** За формиране на рудни находища е необходимо благоприятно съчетаване на факторите **миграция-капан-време**: фокусиране на металоносния флуид в някаква разломна зона + наличие на подходящи структури по пътя му + продължително време на функциониране на системата.

#### 11.1. Природа и същност на хидротермалните разтвори

Хидротермалните процеси са свързани с т.нар. **хидротерми** – горещи (от 50 до 650°C) минерализирани водни разтвори, които циркулират в земната кора. Главните им компоненти са Na, K, Ca и Cl; в по-малки количества се срещат Mg, B, S, Sr, CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S, NH<sub>4</sub>, Cu, Pb, Zn, Sn, Mo, Ag, Au и др. (като за формиране на находища е важна не толкова концентрацията им, колкото активността). Чрез термодинамични изчисления е доказано, че в дълбоките части на

земната кора  $\text{CO}_2$  също може да бъде течен и да играе роля на разтворител, от който се отлагат руди.

**N.B!!!** Обикновено термините *флуид* и *разтвор* се използват като синоними, макар че в тесен смисъл *флуид* е фаза при надкритична температура, при която *течност* не може да съществува продължително време.

Рудообразователните разтвори могат да бъдат 3 вида: *суспензии, колоидни и истински*.

**Суспензиите** са разтвори с големина на диспергираните частици над  $0,1 \mu\text{m}$  ( $100 \text{ nm}$ ). Те нямат съществено значение за хидротермалното рудообразуване. Само фините продукти на тектонското стриване могат да бъдат пренасяни и утаявани, когато разтворите минават през зони на предрудно и вътрешнорудно натрошаване.

**Колоидните разтвори** са с размер на диспергираните частици от  $0,1$  до  $0,001 \mu\text{m}$  ( $1 \div 100 \text{ nm}$ ) и имат по-голямо значение от суспензиите за рудообразуването (особено за субаквални хидротермални системи). Обикновено това са *хидрозоли* (т.к. дисперсна среда е водата) с мицели от различни метални съединения, стабилизирани от неорганични електролити или органични киселини в приповърхностни условия. Отлагат се при коагулация като гели, които по-късно кристализират във вид на метаколоидни минерални маси.

**Истинските (или молекулярни, йонни, комплексни) разтвори** са с размер на йони, йонни групи и молекули над  $0,001 \mu\text{m}$  ( $1 \text{ nm}$ ). Те са най-важни за хидротермалното рудообразуване, т.к. в повечето случаи хидротермите представляват *комплексни разтвори*, в които разтвореното вещество е комплексно съединение, а комплексообразувател е  $\text{NaCl}$ ,  $\text{N}$  или др. Възможно е разтворите да бъдат и комбинирани: дисперсна среда на колоидните разтвори обикновено е истински разтвор, усложнен от суспендирана в него минерална мътилка.

Според хипотезата за електролитна дисоциация на *Арениус (1883)* част от молекулите на разтвореното вещество в разредени разтвори (каквито са и хидротермите) се разпада на катиони и аниони. Степента на това разпадане се определя от *коэффициента на дисоциация* (т.е. отношението на броя дисоциирани молекули към общия им брой), който зависи главно от състава на разтвореното вещество и температурата на разтвора (обикновено с нарастване на температурата нараства и коефициентът на дисоциация). Водата също дисоциира с образуване на  $\text{H}^+$  ( $\text{H}_2\text{O}$ )<sup>-</sup> и  $\text{OH}^-$ . Десетичен логаритъм от концентрацията на водородните йони в един воден разтвор, взет с обратен знак, се нарича *водороден показател (pH)*. Друга важна характеристика на водните разтвори е *окислителният потенциал (Eh)*, който се определя от силата на електрическия ток, възникващ между реагиращите вещества при тяхното окисление-редукция. Измерва се в електрон-волтове ( $eU$ ) и може да е с положителен или отрицателен знак.

Разтворът в една хидротермална система в общия случай е нехомогенен, въпреки протичащите в него процеси на дифузия, които са насочени към изравняване на показателите му. Минерало-образователните процеси са свързани с равновесието в системата. Когато то се нарушава се променят и фазовите съотношения, което води до отлагане или разтваряне на твърдата фаза.

Параметрите на една хидротермална система са два вида: *екстензивни* (стойността на които зависи правопрпорционално от масата на системата или на фазите в нея като *маса, ентропия, топлина* и др.) и *интензивни* (които не зависят от размера на системата като *температура, налягане, концентрация, pH, Eh* и др.). Изменението на интензивните параметри, наричани още променливи величини, води до промяна на равновесието в системата и съответно съотношението между фазите. Възможността за промяна се определя от **степените свобода**, т.е. най-големия брой променливи величини, които могат да се

изменят независимо една от друга без да причинят намаляване на броя на съществуващите фази.

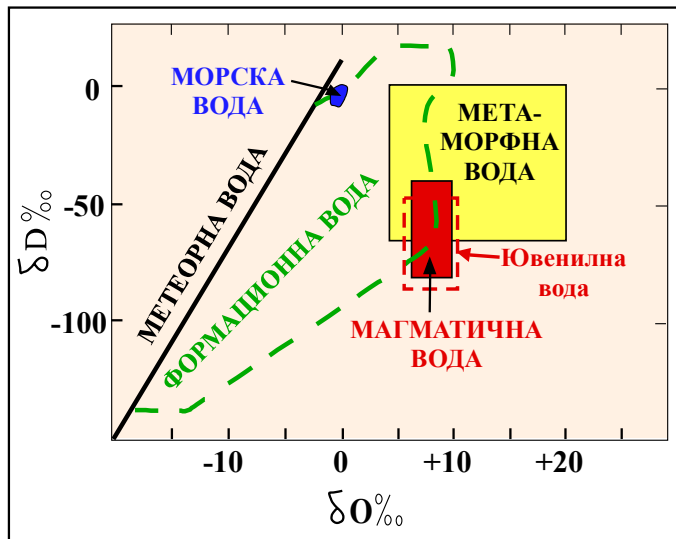
### 11.2. Източници на вода в хидротермите

Приемат се **5 източника на вода** в хидротермалните разтвори: *метеорна, морска, реликтова (формационна), метаморфна и магматична (ювенилна)*.

- **Метеорна вода** – включва дъждовна, грунтова вода (подземни води) и водата на езерата и реките. Те могат да проникват дълбоко в земната кора, да се нагряват и да се минерализират (като излужват елементи от скалите, през които преминават) и по този начин да се превръщат в хидротермални разтвори.
- **Морска вода** – прониква в разлозената нагрята океанска вода около срединно-океанските хребети (СОХ) и образува подводни минерализирани горещи извори.
- **Реликтова (формационна или погребана) вода** [“connate water”] – вода, захваната при отлагането на седименти и отделена при диагенетичните реакции, т.е. порова вода, несвързана в решетките на скалообразуващите минерали. Източникът на реликтовата вода може да е бил повърхностен, но продължителното погребване в седиментните комплекси и взаимодействие с вместващите скали водят до значителни промени в нейните характеристики и тя вече не може да се отъждествява с метеорната. Рудообразуващите флуиди с преобладаващо участие на погребани води често се наричат „басейнови разтвори“, т.к. погребването обикновено става в седиментни басейни.
- **Метаморфна вода** – възниква при дехидратация на минерали с хидроксилни групи при повишени налягане и температура, т.е. това е свързаната в решетките на минералите вода, която се отделя при температура над 200°C при регионален и термален метаморфизъм, вкл. ултраметаморфизъм и гранитизация. Напр. от 1 km<sup>3</sup> седиментни скали се освобождава около 100 млн. t вода, без да се брои отделената при диагенеза и уплътняване. Поради високата си температура (обикновено 400-500°C) тя е доста агресивна, с висока разтворителна способност и може да пренася голямо количество рудни компоненти, които заимства от вместващите скали.
- **Магматична вода** – отделена при охлаждане на магмата ± с мантиен произход (някои от геолозите обособяват водата с мантиен произход като подгрупа и я наричат *ювенилна*).

Основните хипотези за произхода на подкоровата (мантийната) вода са свързани с **дегазация на Земята** (т.е. износ на пари, газове и вещество от дълбоките части на Земята и отлагането им в горните нива на земната кора → Коржински нарича тези дълбочинни подпорокори разтвори *трансмагматични*) и **свръхдълбочинните рудоконцентриращи разломи** (т.е. дългоживущи, в повечето случаи трансформни, тектонски зони с голяма дължина, които достигат до горната мантия и периодично се активизират; ориентировката им не зависи от големите земни структури и те разсичат цели континенти като преминават от един в друг → смята се, че са заложили още от докамбрия и са служили за канали на дълбочинна магмена дейност през различни периоди в развитието на земната кора).

- ❖ Напоследък в литературата се използва и терминът „*подземни води*“ (groundwater), който включва всички подповърхностни води независимо от техния първичен източник, химичен състав и дълбочина на циркулация (т.е. грунтови като част от метеорните води + формационни + морски).



Повечето хидротермални разтвори са със смесен произход, в които един или повече източника преобладават. Затова е удачно хидротермалните находища да се разграничават по преобладаващия в тях източник на вода, който се определя въз основа на изотопните характеристики на водород и кислород (фиг. 11.3).

← Фиг. 11.3. Полета на изотопния състав на различните типове води в хидротермалните разтвори (no Sheppard, 1986; Evans, 1993)

**N.B!!!** Не е възможно пряко определяне на източника на вода, т.к. хидротермалните системи са прекалено големи и лесно се нарушават в хода на изследванията. Затова критериите за обособяването им са косвени: *асоциация с определен тип скали* и *изотопни характеристики*. Водната молекула е изградена от водород и кислород, всеки от които има повече от един стабилен изотоп. Всяка промяна на нейното състояние (напр., при изпарение или химична реакция) се отразява на изотопното отношение H/D и  $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$ . По този начин при изучаване на изотопите на  $\text{O}_2$  и  $\text{H}_2$  в хидротермалните разтвори, както от флуидните включения, така и директно от съвременните геотермални системи, може да се получи информация за източника на вода. Интерпретацията им, обаче, се усложнява от два фактора: обменни реакции на разтворите със скалите и смесване на води с различен произход. Затова получените стойности често попадат в различни полета, но оформят трендове, които са информативни за еволюцията на хидротермалната система като цяло.

❖ **Магмената вода** се отделя от магмените топилки в процеса на тяхното охлаждане и кристализация. Според Кенеди (1957) това е свързано с дифузия на флуиди от вътрешните части на магмената камера към периферията, за да се изравни парциалното налягане, което нараства с повишаване на температурата (и затова в по-горещите дълбоки части на щочовете малко количество вода осигурява същото налягане, както едно по-голямо количество във външните по-студени части). По този начин в процеса на охлаждане на периферните части на магмените тела, водата и разтворените в нея съединения дифундират от вътрешните към външните части на камерата (особено апикалните ѝ части), което спомага за нейната миграция във вместващите скали.

❖ **Колко вода съдържа магмата?** Счита се, че във фелзичната магма съдържанието на вода е от порядъка на 2,5÷6,5% (средно 3%). Монцогранитова магма с 3%  $\text{H}_2\text{O}$  ще започне да отделя обилни количества вода на дълбочина 3,5 km; а при 4%  $\text{H}_2\text{O}$  - на около 4,5 km. Под тези дълбочини водата остава в разтворено състояние в топилката поради високото литостатично налягане. В дълбочина базичната магма отделя повече вода, поради което е значително обезводнена, когато достигне горните нива. С киселата магма е обратно – тя отдава своята вода предимно в горните нива на кората. Освен  $\text{H}_2\text{O}$  магмата съдържа и други компоненти:  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{HCl}$ ,  $\text{HF}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{SO}_2$  и  $\text{H}_2$ . Особено голямо значение имат  $\text{H}_2\text{S}$  и  $\text{HCl}$ , т.к. разтворимостта им в гранитните топилки е висока и сходна с тази на  $\text{H}_2\text{O}$ . Магматичните флуиди могат да се имат и високи съдържания на цветни метали, когато са генерирани от водонаситени магми във високите нива на кората. Според *Candela & Holland (1986)* остатъчните флуиди от фелзична магма с около 3% вода могат да екстрагират 95% от Cu.

### 11.3. Източници на минерално вещество в хидротермите

Приети са 3 основни източника на вещество в хидротермите: *класически магматичен; по-ранна минерализация и вместващите скали.*

**11.3.1.** Магмите са един от важните източници на вещество в хидротермите, както и източник на топлина, който „задвижва“ рудообразуващата система. Често магматогенните хидротерми са понискотемпературни остатъчни флуиди, останали след пегматитообразователния процес. Те съдържат цветни метали и редица т.нар. *несъвместими елементи*, които не са могли да влезнат в решетката на силикатните минерали (катиони с голям заряд като  $W^{6+}$ ,  $Ta^{5+}$ ,  $U^{4+}$  и  $Mo^{6+}$ ; с голям размер като  $Cs^+$  и  $Rb^+$  или много дребни като  $Li^+$ ,  $Be^{2+}$ ,  $B^{3+}$  и  $P^{5+}$ ). Други са производни на базична магма с мантиен произход и се отделят при нейното издигане, диференциация и охлаждане в горните нива на земната кора. Те са източник на Fe, Mn, Ti, V, Cr, Ni, Cu и платиноиди в находища от перидотитовата и габроидната формация – както магматични, така и хидротермални (за което свидетелствуват тесните вариации в съотношенията на серните изотопи, съответстващи на т.нар. *метеоритен стандарт*). Гранитоидната магма, обаче, е с палингенен произход (т.е. се образува при топене на горните части на кората) и затова съставът на свързаните с нея хидротермални находища до голяма степен зависи от химизма на протолита (което потвърждават и широките вариации на серните изотопи с големи отклонения от метеоритния стандарт) и от физикохимичните условия на нейната кристализация. Типоморфни са находищата на Sn, W, Be, Li, Nb, Ta и др., които се изнасят от кристализиращите гранитни масиви под форма на летливи съединения.

- ❖ Продължава да се дискутира въпросът кое е по-важно за образуване на находищата: *източникът на магма или условията ѝ на диференциация?* Дали всяка магма може да даде промишлени находища при благоприятни условия (т.е. всяка една магма да отдели флуиди с високо съдържание на металите) или затова е нужна „специализирана магма“, генерирана от определени източници? Според едни автори първични и основни фактори, контролиращи формирането на находищата, са степента на топене и взаимоотношението между гранитната магма, кристализиращите в нея фази, съдържанието на летливи и съставът им, фугитивността на кислорода, времето и механизмът на отделяне на флуидите, ефективността на металното екстрадиране и т.н. Същевременно някои от типовете находища (напр. Sn-носните провинции) са привързани към определен тип магматити и по-точно към S-тип гранити (т.е. необходимо условие е частично топене на Sn-обогатени протолити). Явно двете твърдения са само крайни членове на реалните процеси и в зависимост от конкретните условия доминиращо значение ще има или едното, или другото.
- ❖ Освен това в зони на субдукция е възможна *метасоматична промяна на мантийния клин*, която да доведе до обогатяването ѝ с редица метали. В резултат от дехидратация на потъващата океанска кора се генерират флуиди, които мигрират нагоре и водят до метасоматична промяна на отгорележачия мантиен клин. Променените перидотити са изградени от високотемпературна хидротермална минерална асоциация, включваща оливин, пироксен, флогопит, магнетит и Fe-Ni сулфиди с повишени съдържания на благородни метали и полиметали (до два порядъка в сравнение с непроменената мантия). Затова се смята, че метасоматичната промяна на мантийния клин може да има важно значение за рудообразуването. Пример за това е Cu-Au находище Ладолам в Папуа Нова Гвинея, свързано с алкални базалти, които се формират при субдукция на океанска кора под островна дъга от преференциално топене на метасоматизирани перидотити (фиг. 11.4).

**11.3.2.** Ако има по-рано формирана рудна минерализация, тя може да се ремобилизира и преотложи при по-късна металогенеза, вкл. в унаследени реактивизирани тектонски структури. Към този тип източници на вещество може да се отнесе и хипотезата на Шнайдерхьон (1953) за регенерираните находища, въпреки че е доста крайна и трудно приемлива. Според нея във всички рудоносни провинции на света след началото на палеозоя е проявена само една главна металогенна орогенеза. В Евразия това е херцинската, в Тихоокеанския пояс в Америка – кимерската; а всички останали по-млади и по-стари фази са стерилни по отношение на рудообразуване. Възможно е, обаче, рудното вещество от находищата, възникнали при дадената главна металогенеза да се мобилизира и



преотложи през по-късни епохи като образува вторични ендегенни акумулации - т.нар. *регенерирани находища*.



**Фиг. 11.4.** Идеализирана схема на мантийната метасоматоза и „металното“ обогатяване в зони на субдукция на примера на Cu-Au находище Ладолам в островната дъга Лихир около Папуа Нова Гвинея: съдържанията на елементите са в ppm; анализите за вместващите скали се отнасят за базалт (б) и сиенит (с) (no Robb, 2008)

**11.3.3.** Изследванията показват, че **повечето скали могат да бъдат източник на най-различни (включително и редки) елементи**, които се извличат от тях при подходящи условия от хидротермалните разтвори. При това високото съдържание на тези елементи (особено с кларкове 0,001-0,01%) не е задължително условие за формиране на рудообразуващи флуиди. За елементи с по-ниски кларкове (< 0,001%) като Sn, Hg, Ag и др. е необходимо предварително обогатяване в скалата-източник. Металите рядко образуват собствени минерали в скалите, а по-често се срещат във вид на елементи-примеси в скалообразуващите минерали. Напр., по-голяма част от Pb е включена в калиевия фелдшпат; Mo – в плагиоклаза; а Zn, Cu и Sn – в глинестите минерали, слюдите, пироксен и амфибол. Различните концентрации на елементите в разтворите се дължат на вида скалата-източник и различните условия на излужване. Пълно заимстване на вещество от скалите е характерно за страта-баунд Pb-Zn находища в карбонатни комплекси, които нямат връзка с магматизъм. При изотопни изследвания се установяват повишени радиогенни оловни стойности, което означава, че в рудите участва олово, по-старо от самото находище, излужено от възходящи рудни разтвори от отдолузягащите скали.

Съществуват няколко начина на извличане на метали и други елементи от скалите:

- с участие на погребани води (т.нар. басейнови разтвори);
- с участие на метеорни и/или морски води в геотермални системи;
- с участие на метаморфогенни флуиди при метаморфизъм.

**N.B!!!** Още през 16 век Агрикола предполага, че вместващите скали могат да бъдат източник на вещество за формиране на жили. Според него повърхностни води могат да проникват дълбоко под земята, да се нагряват, отчасти да стават на пара и да се издигат по канали (пукнатини), където да отлагат носеното от тях вещество (излужено от нагретите флуиди от скалите, през които те преминават). Оттогава секреционните теории се модифицират и сега включват две основни концепции: **II латерална сегреция** (sensu stricto), според която рудните и нерудните елементи са извлечени от самите вместващи скали, в които се намира жилната минерализация (т.е. източник на вещество е непосредственото обкръжение на жилата, напр. за т.нар. *алтйски тип жили*); **III метаморфна секреция** (sensu lato), според която рудните и нерудните елементи се извличат от голям обем скали (седиментни и/или вулканити и асоцииращи с тях интрузиви), които са рудовместващи за целия руден район или пояс. Механизмите на секреция са различни: потокът на рудните и нерудни съставки към жилата може да бъде латерален, вертикален (възходящ или низходящ) или наклонен. Транспортът може да се осъществява от метеорни, реликтови, метаморфни води (извлечени в резултат

на дехидратационните процеси при метаморфизъм → напр. при превръщане на шейли в гнайси се губи около 4% вода, понякога и повече), дифузионни потоци или от съчетание от всички тях. Когато основен механизъм за миграция на елементи е дифузията, то тя е два типа: повърхностна покрай границите на зърната или други „прекъснатости“ и „несъгласия“, или през застоен флуид (вода), който запълва пори, зърновите граници, фрактури и други нарушения в скалата. Сега със секретационните теории се обяснява произходът на Au-кварцовите жили в архайските зеленошистни пояси, фанерозойските Au находища в турбидити, редица епитермални находища и т.н.

- ❖ Пример за латерна секреция са т.нар. *алпийски тип жили* – синтектонски предимно кварцови жили, привързани към зони на крехка деформация в относително компетентни скали, чиито минерален състав зависи от този на вместиците ги комплекси. Освен кварц се срещат адулар, албит, хематит („железни рози“), титанит, розов флуорит, епидот, актинолит, анатаз, брукит, рутил и др. Наречени са според еталонните им разкрития в Алпите, откъдето са добивани големи кварцови и други кристали.
- ❖ Освен латералната секреция, други важни процеси, които протичат при метаморфизъм на скалите, са рекристализация и преразпределение на вещество чрез йонна дифузия в твърдо състояние или с участие на летливи (главно H<sub>2</sub>O пари и CO<sub>2</sub>). По този начин относително подвижните рудни компоненти могат да мигрират в места с по-ниско налягане като зони на срязване, фрактури или гребени на гънки, в резултат от което да се формират кварц-халкопирит-пиритови жили в амфиболити и шисти и Au жили в зеленошистните пояси.
- ❖ Според редица изследвания дори при нискостепенен метаморфизъм (в зеленошистен фациес) може да се извлече около 50% от Au, съдържащо се в андезити. С известни корекции, тази цифра би могла да се отнесе и за други елементи и други типове скали. Според изчисленията (направени за Au находище Голдфилд в рудното поле Йелоунайф в СЗ територии, Канада) съдържанието на Au, Ag, S, As, Sb, Cu, Zn в зоната на срязване (към което е привързано находището) преди самото срязване и хидротермалната промяна на скалите са били десетки пъти по-високи, отколкото сега в находището. **Тогавя възниква въпросът не откъде идват елементите, а по-скоро къде отиват?** Дори се стига до предположението, че в по-високите нива на кората се били формирани големи находища от халкофилни елементи и излишъка от SiO<sub>2</sub>, които са били унищожени от ерозията.

#### 11.4. Физико-химични параметри на хидротермалните разтвори

Агрегатното състояние на хидротермите е течно и/или газово, което до голяма степен е свързано с времето им на отделяне. Над 375°C чистата вода съществува само в парообразно състояние, но тази стойност значително нараства с увеличаване на количеството разтворени вещества и дори се доближава до температурата на магмена топилка. В най-крайния случай водният разтвор може да се отдели от магмата направо в течно състояние, но според повечето изследователи той първоначално е във вид на пара, която след това кондензира в течност. Следователно ендегенното рудоотлагане може да започне от парообразна фаза и да завърши от течна, поради което разграничаването на находища, формирани от газове (пневматолитни) и течни разтвори е практически невъзможно. Затова често се предпочита терминът „флуид“, а към хидротермалните находища се отнасят всички, образувани от газово-течни разтвори с различно съотношение между двете фази. Все пак, при температури под 400°C хидротермите са предимно течни; въпреки че при бързо намаляване на налягането могат да съществуват и газове (напр. при т.нар. *кипене*, при което газовите мехурчета пренасят голямо количество метали, понякога достатъчни за образуване на находище).

Концентрацията на хидротермалните разтвори варира от 2 до 30-40% като най-често е 7-8%. Плътноста им, измерена в райони със съвременна вулканска дейност е от порядъка на 1-1,2 g/cm<sup>3</sup>; а във флуидните включения обикновено между 0,5 и 1 g/cm<sup>3</sup>, понякога и под 0,5 g/cm<sup>3</sup> при високо съдържание на газова фаза. При екзогенното рудообразуване рН на разтворите е почти неутрално до слабоалкално; при метаморфогенното – предимно

неутрално; а при магматогенното – както алкално, така и киселинно (рН на горещите извори в САЩ и Нова Зеландия варира от 2 до 9,5) и може да еволюира във времето. Температурният интервал на хидротермалното рудообразуване е от над 650°C и до 50°C (предимно между 400 и 100°C).

❖ Непосредственото измерване на температурата на газовите струи в съвременните вулкани показва, че в някои случаи тя достига 1018°C (напр. във вулкана Парикутин в Мексико). Температурата на вулканските ексхалации в отделни места от „Долината на десетте хиляди пушека“ в Аляска е между 645 и 50°C. Най-високата температура на минералообразуване в някои хидротермални жили, получена при изследване на флуидни включения е 540-660°C (в кварц от Тетюхе в Далечния Изток, в топаз от планината Шерл в Забайкалието и др.)

Данните за налягането са значително по-малко и обикновено се свързват с дълбочината, на която протича процесът (т.е. колкото тя е по-голяма, толкова по-високи са стойностите и на налягането). Теоретично съществуването на хидротермална система е възможно в целия слой на земната кора (от около 12 km в мезотермални Au находища до повърхността). Според изчисления и експериментални данни празнини в здрави скали могат да се запазят на дълбочина 20 km и повече (дори до 40 km). На дълбочина 15 km хидростатичното налягане достига 1500 атм., а налягането на скалния стълб – около 4000 атм. Тези стойности, обаче, не отговарят на истинското налягане, което хидротермалните разтвори изпитват на съответната дълбочина. Фактически то може да бъде по-малко (ако се образуват отворени празнини в резултат от тектонски движения) или по-голямо (особено хидростатичното, т.к. при висока температура водата е във вид на пара, която упражнява огромен натиск).

Затова налягането във флуидите не е равно на литостатичното, т.к. самите разтвори съществуват и се движат в открити празнини или пори, в които налягането не е толкова високо. Хидростатичното налягане също едва ли дава вярна представа за флуидното, т.к. тогава хидротермите не биха се движили възходящо. Следователно хидротермалният разтвор еволюира и мигрира при налягане значително по-малко от литостатичното и по-голямо от хидростатичното. Що се отнася до налягането в момента на отделяне на рудното вещество, то се смята, че най-големи натрупвания на рудни минерали става в условия на кипене, т.е. при рязко понижаване на налягането почти до атмосферни стойности.

### **11.5. Механизъм за пренос на минералните съединения от хидротермите**

Съществуват две основни схващания за пренос на вещество от хидротермите: под форма на йонни или колоидни разтвори. Изказано е и мнение за участие на високоподвижни надмолекулярни полимерни разтвори с висока концентрация. Те са устойчиви в стабилни Р-Т условия, а при изменението им се разпадат на нискомолекулни разтворители и полимерна фаза в аморфно състояние. Науката за неорганичните полимери все още е недостатъчно развита, което не позволява напълно да се отхвърли и тази хипотеза, още повече, че тя обяснява преноса на големи количества вещество от относително малки по обем разтвори, голямото разнообразие от текстури и структури в едно находище и т.н.

По отношение на йонните разтвори има няколко хипотези: пренос във вид на рудни минерали, под форма на лесноразтворими прости съединения или като лесноразтворими комплексни съединения. Първата практически се отрича поради изключително ниската разтворимост на повечето хидротермални минерали, напр. за сулфидите тя варира от  $n \cdot 10^{-5}$  до  $n \cdot 10^{-27}$  (следователно за да се формира едно находище през жилната структура трябва да премине огромно количество воден разтвор). Втората хипотеза е предложена от Бетехтин. Според него металите се пренасят под форма на халогениди (главно хлориди и флуориди), които са лесно разтворими и дисоциират на прости йони. Основанието му е, че

разтворимостта на халогенидите е многократно по-голяма от тази на сулфидите. Заедно с металите в разтвора се пренася и  $\text{H}_2\text{S}$  (при температура около  $400^\circ\text{C}$  той е в състояние на недисоциирани молекули и затова не реагира с металните съединения). С намаляване на температурата  $\text{H}_2\text{S}$  се разпада на химически активни йонни  $\text{S}^{2-}$  и  $[\text{S}_2]^{2-}$ , които взаимодействат с катионите на халогенидите и водят до утаяване на сулфиди чрез обменни реакции от типа:  $\text{FeCl}_2 + \text{H}_2\text{S} \rightarrow \text{FeS} + 2\text{HCl}$ . Подобни реакции, обаче, са приложими само за сулфиди, но не и за други трудно разтворими минерали с хидротермален произход. Освен това, по-късно се установява, че с понижаване на температурата константата на електролитна дисоциация на  $\text{H}_2\text{S}$  намалява, а не нараства, което поставя валидността на хипотезата под съмнение.

Третата хипотеза за пренос на метали от истински разтвори във вид на комплексни съединения се счита за най-правдоподобна и приемлива, т.к. не само разтворимостта им е достатъчно висока, но те са и много чувствителни спрямо изменението на физико-химичните параметри в системата (т.е. лесно се разпадат на прости йони и образуват трудно разтворими съединения, които се утаяват). **Комплексният йон** се състои от метален катион, ковалентно свързан с т.нар. *лиганди* - неутрални молекули или аниони, вкл. и органични. При това в един разтвор един метал може да образува комплекси с различни лиганди, дори и смесени, без някой от тях да преобладава значително над другите. Редица автори приемат и участието на метал-съдържащи нефтени разтвори или подобни на тях погребани води, извлечени от богати на органика басейнови глинести скали (шейли). Сярата може да се внася от същите разтвори, които пренасят металите или да се извлича от самото място на рудоотлагане.

Металите с тенденция да образуват комплексни йони се намират в дясната част на преходната група (като Ni, Cu, Zn, Pt, Au, Co, Cr, Mo, W), докато непреходните елементи (като Al, Sn, Pb) формират сравнително ограничен брой комплексни йони. Броят на лигандите зависи от координационното число (което най-често е 6, 4 и 2, докато нечетните са много редки), което определя и геометрията на комплексния йон. Лигандите обикновено съдържат електро-отрицателни елементи – C, N, O, S, F, Cl, Br, I, чести са и  $\text{NH}_3$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{OH}^-$ ,  $\text{HS}^-$ . Метал-лигандните взаимоотношения са подобни на кислотно-основните реакции, като металът е електронният акцептор, а лигандът – електронният донор. Металите и лигандите се разделят на 2 групи: силни (високозаредени, малки и слабо поляризирани) и слаби (големи, с малък заряд и високо поляризирани) [табл. 11.1 – по Brimhall & Crerar, 1987]. Както при киселините и основите действа правилото, че слабите метали имат тенденция да се свързват със слаби лиганди, а силните метали – със силни лиганди. Напр.  $\text{HS}^-$  е слаб лиганд и затова ще образува стабилни комплекси със Ag, Au, Hg, Cu и Sb, по-слаби с Pb и Zn и още по-слаби с Sn и Fe. С повишаване на температурата преходните метали стават „по-силни“, а средносилните лиганди по-стабилни.

Таблица 11.1. Класификация на метали и лиганди (силата им намалява надясно)

	Силни	Преходни	Слаби
<b>Киселини</b>	$\text{H}^+$ $\text{Li}^+$ $\text{Na}^+$ $\text{K}^+$ $\text{Rb}^+$ $\text{Cs}^+$ $\text{Ca}^{2+}$ $\text{Mg}^{2+}$ $\text{Ba}^{2+}$ $\text{Ti}^{4+}$ $\text{Sn}^{4+}$ $\text{MoO}_3^{3+}$ $\text{WO}_4^{4+}$ $\text{Fe}^{3+}$ $\text{CO}_2$	$\text{Fe}^{2+}$ $\text{Co}^{2+}$ $\text{Ni}^{2+}$ $\text{Cu}^{2+}$ $\text{Zn}^{2+}$ $\text{Sn}^{2+}$ $\text{Pb}^{2+}$ $\text{Sb}^{3+}$ $\text{Bi}^{3+}$ $\text{SO}_2$	$\text{Cu}^+$ $\text{Ag}^+$ $\text{Au}^+$ $\text{Cd}^{2+}$ $\text{Hg}^{2+}$ $\text{Hg}^+$ $\text{M}^0$
<b>Основи</b>	$\text{NH}_3$ $\text{H}_2\text{O}$ $\text{OH}^-$ $\text{CO}_3^{2-}$ $\text{NO}_3^-$ $\text{PO}_4^{3-}$ $\text{SO}_4^{2-}$ $\text{F}^-$ $\text{Cl}^-$	$\text{Br}^-$	$\text{CN}^-$ $\text{CO}$ $\text{H}_2\text{S}$ $\text{HS}^-$ $\text{I}^-$

**N.B!!!** За пренос на метали в хидротермалните разтвори най-голямо значение имат 2 класа комплекси: **сулфидни (тиосулфидни  $\text{HS}^-$  и  $\text{H}_2\text{S}$ )** и **хлоридни ( $\text{Cl}^-$ )** като първите са по-стабилни при по-ниски температури, докато вторите при по-високи ( $> 350^\circ\text{C}$ ). По-малко значение имат другите лиганди като  $\text{OH}^-$ ,  $\text{NH}_3$ ,  $\text{F}^-$ ,  $\text{CN}^-$ ,  $\text{SCN}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ , карбонатни, силикатни и някои органични комплекси (хумидни киселини). Способността на флуидите да пренасят металите се определя от активността на тези лиганди, а не толкова от концентрацията на съответните метали.

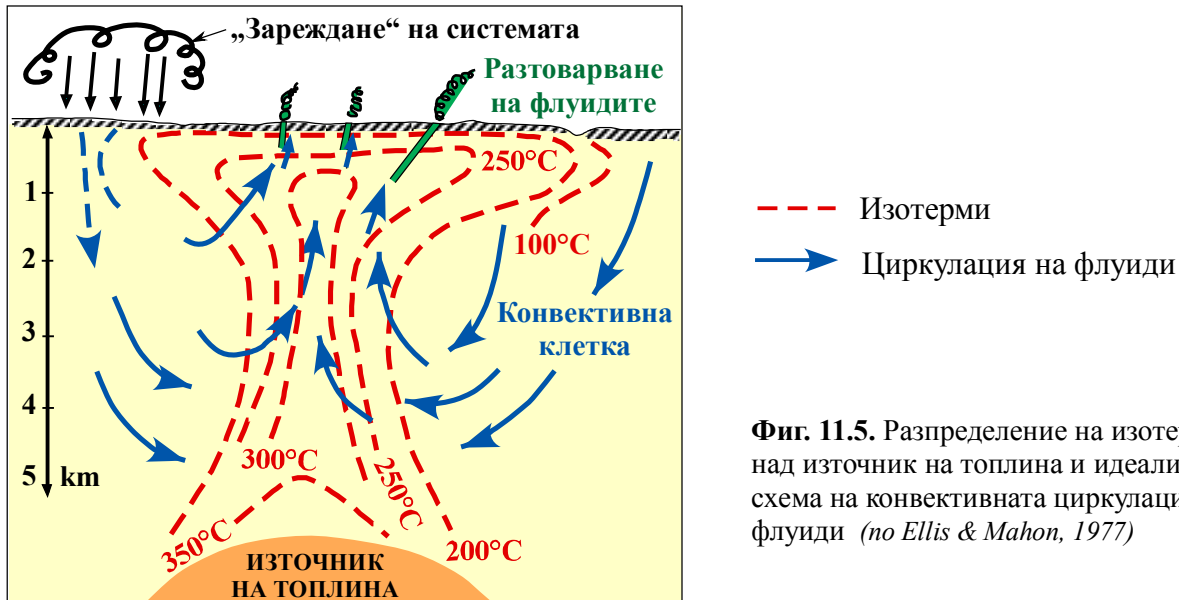
При преноса на рудно вещество частично се приема и участието на **колоидни разтвори**, т.к. разтворимостта на минералните съединения в колоиден разтвор превишава милион пъти тази в йонни разтвори (напр. на сулфиди). Колоидните разтвори могат да се образуват както при ниски температури и налягания, така и при сравнително високи във вид на аерозоли или хидрозоли. Устойчивостта им значително нараства в присъствие на различни стабилизатори като  $H_2S$ ,  $Na_2S$ , аморфен  $SiO_2$  и др., които възпрепятстват коагулацията. Напр. золите на Au при защитното действие на  $SiO_2$  са устойчиви до  $400^\circ C$ . Хипотезата за участие на колоидните разтвори в хидротермалното рудообразуване се потвърждава и от широко разпространение на коломорфни текстури и структури на рудите; както и от силната хетерогенност на едновременно отложена минерализация (т.к. дифузията в такива разтвори е слабо проявена или липсва, което дава възможност за образуване на различни по състав минерални агрегати в съседни участъци на рудното тяло). Но още Бетехтин отбелязва и редица слабости на тази хипотеза: **(а)** коломорфните текстури са индикатор за отлагане на минерали от колоидни разтвори, което не означава, че и преносът им става в тази форма → хидрозолите могат да образуват и от йонни разтвори в резултат както от пренасищане при охлаждане, така и чрез химични реакции в разтворите; **(б)** малко е вероятно колоидните разтвори да възникват в магменото огнище, т.к. това предполага наличие в него на готова дисперсна фаза, докато сулфидите се отделят при по-ниски температури; **(в)** едва ли е възможно минералните вещества да се пренасят продължително време в колоиден разтвор без да коагулират под въздействие на различни електролити, които се установяват във флуидните включения на хидротермалните минерали → още повече че при понижаване на налягането ще стане отделяне на стабилизаторите; **(г)** трудно се обяснява придвижването на колоидните разтвори на големи разстояния по пори и малки пукнатини поради високия им вискозитет; **(д)** вискозните колоидни разтвори не могат да предизвикат интензивната дифузионна и инфилтрационна метасоматична промяна, толкова характерна за хидротермалното рудообразуване. По този начин преносът на вещество под форма на колоидни разтвори не трябва напълно да се отхвърля, а да се ограничи само за определени условия, най-вече приповърхностни, а не да се смята за универсален.

### 11.6. Причини за движение на хидротермалните разтвори

Няма универсална причина за движение на хидротермите. В различните типове хидротермални находища основната причина за движение на хидротермите може да е различна в зависимост от преобладаващия генетичен тип флуид, който участва в съответния рудообразователен процес. Като правило, движение на хидротермални разтвори обикновено се предизвиква от някакъв градиент (т.е. разлика) най-често на температурата (и съответно плътността) или налягането (хидро-, литостатично или вътрешнофлуидно), по-рядко концентрацията. Градиентите в налягането са два типа: увеличаване или понижаване на един тип налягане (само хидро- или литостатичното) или разлика между два типа налягане (когато вътрешнофлуидното или хидростатичното превишат литостатичното и се стигне до сеизмично изпомпване на по-големи дълбочини и хидравлично фрактуриране на по-плитки нива).

**N.B!!!** При реалното движение на флуиди се съчетават всички основни хипотези, които постепенно еволюират във времето и пространството. Както източникът на разтвори в едно находище рядко е един, така и причините за движението им обикновено са резултатна от няколко фактора (т.е. причините са комплексни). В този комплекс от причини ще преобладава една в зависимост от дълбочината на образуване на находището и преобладаващия източник на рудообразуващите флуиди. При динамометаморфизъм движеща сила може да бъде и насоченото налягане (стрес).

**11.6.1. Температурен градиент:** една от най-често срещаните причини за движение (конвекция<sup>17</sup>) на флуидите в различен тип находища (скарнови, порфирни, епитермални, стратиформни, орогенни и др.) с участие предимно на метеорни, морски и метаморфни води. Под влияние на източник на топлина (магматичен или мантиен) разтворите се нагряват, съответно стават по-леки, и се издигат нагоре. След което температурата им пада, съответно плътността им се увеличава и те тръгват надолу, т.е. става дума за циркулация на флуиди в конвективни клетки (фиг. 11.5).



**Фиг. 11.5.** Разпределение на изотермите над източник на топлина и идеализирана схема на конвективната циркулация на флуиди (no Ellis & Mahon, 1977)

❖ Температурните градиенти могат да бъдат и основна причина за миграция на флуиди в седиментни басейни с два крайни члена: (а) *диагенетични нискотемпературни металоносни разсоли*, които се отделят при уплътняване и диагенеза на утайките и се движат латерално в седиментните басейни в резултат на по-ниската плътност и геотермичен градиент; (б) *високотемпературни ексхалации* (или горещи извори), които се издигат по грабенови разломи до по-високи нива на земната кора или до повърхността и се утаяват във вид на химични отложения (ексхалити), като топлината в този случай се осигурява от изстиващи магмени интрузиви или от подстилящата мантия в изтънени участъци от кората.

**11.6.2. Разлики в хидростатичното налягане:** възходящо движение на хидротерми възниква когато има градиент на хидростатичния напор между източника и зоната на разтоварване на водоносния хоризонт, което е особено характерно за басейни с грунтови води от артезиански тип. Върху хидравличните градиенти се базират теориите за *гравитационна миграция на флуидите* [gravity-driven flow] (особено в страта-баунд тип находища).

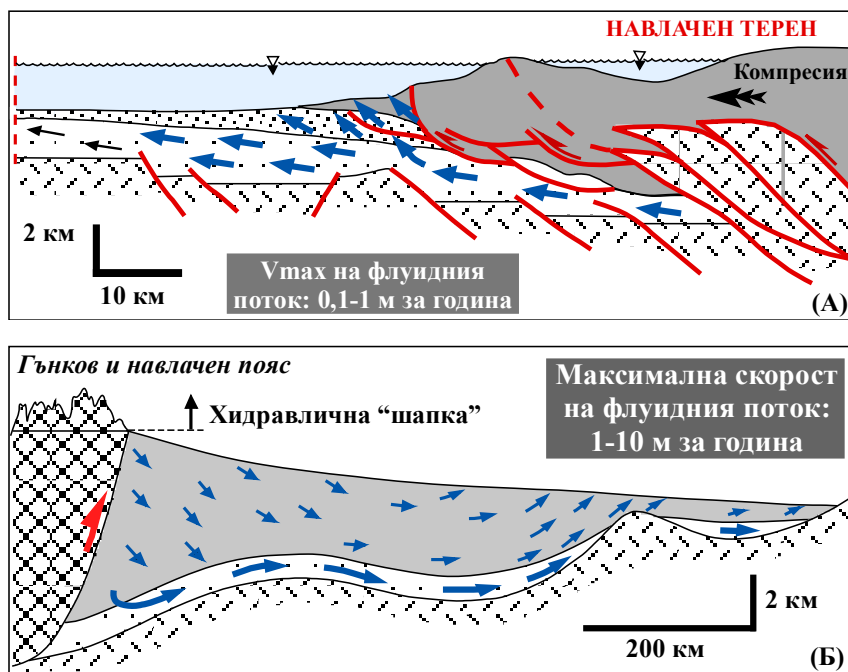
❖ **Гравитационната миграция на флуиди в резултат на разлики в хидростатичния стълб, т.е. хидравлични градиенти** (предложена от Garven & Freeze, 1984) се отнася за асиметрични басейни с ниво на грунтови води приблизително отговарящи на басейновата топография, в които вследствие

<sup>17</sup> **Конвекция** (физ.) е движение, повлияно от плаваемостта, при което по-лекият материал се изкачва, а по-плътният потъва. И в мантията (за магмата), и в литосферата (за хидротермите) конвекцията е предимно термална, а плътностните изменения са резултат от температурни изменения. Затова по-горещите и по-леки флуиди се качват нагоре, докато по-студените и съответно по-тежки флуиди се движат надолу (докато не се нагряят и не започнат отново да се изкачват нагоре) → в това е смисълът на циркулацията на флуидите в геотермалните системи.



от деформация и ерозия се създава **регионален топографски градиент** от порядъка на 2 m за 1 km. Това е напълно достатъчно за широкомащабно латерално движение на флуиди нагоре по залягане на пластове от местата на „презаредването“ им в единия край на басейна до участъците на разтоварване в другия, което при стабилни тектонски условия може да продължи през значителен геоложки период от време (според моделирането на рудната ивица *Пайн Пойнт* в Канада, тя може да се формира по този начин за 0,5÷5 млн.г.).

**N.B!!!** Хидравлични градиенти се създават по време на тектонски движения (в области на колизия и активна тектоника – **фиг. 11.6 - А**) или след това (когато скалите са изведени от хоризонталното си положение и възниква регионален топографски градиент – **фиг. 11.6 - Б**). Те обуславят миграцията на формационните води, отделени при уплътняване, обезводняване и диагенеза на утайките, от центъра към периферията на седиментния басейн. Миграцията на флуиди на големи разстояния се осъществява чрез механизмите на тектонско изтласкване, свързано с континентална колизия, което води до фокусиране на флуидите по навлачните разломи.

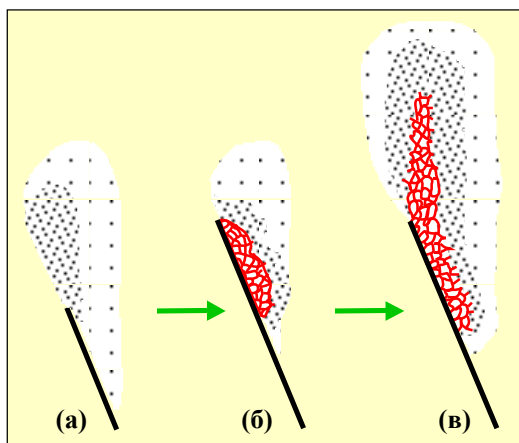


← **Фиг. 11.6.** А – Флуиден поток, задвижван в резултат от орогенеза [Orogeny-driven fluid flow]; Б – Гравитационно (топографски) задвижван флуиден поток [Gravity-driven fluid flow] в резултат от създаване на хидравлична „шапка“ в издигнат участък от земната кора (no Garven, 1995)

**11.6.3. Разлики в литостатичното налягане:** литостатичното натоварване на дебел скален комплекс води до уплътняване на скалите в долните му части, намаляване на порестостта и изтискване нагоре на поровите флуиди. Това се отнася предимно за находища, образувани с участие на метеорни и формационни води, включително реликтови във вулканоседиментни комплекси.

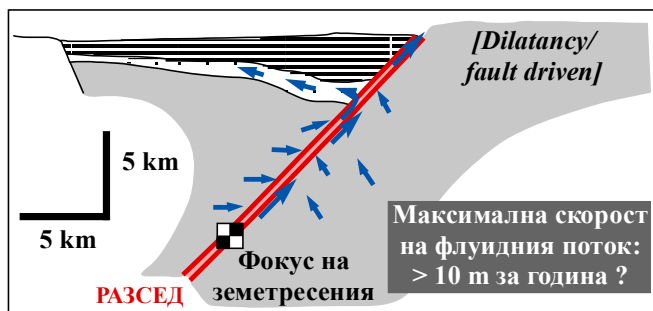
**11.6.4. Порово флуидно налягане:** разтворите сами могат да си създават пътища за миграция като увеличават проницаемостта на скалите. Фрактурването (напукването) на скалите от вода под високо налягане е известно като *хидрофрактуриране* или *хидравлично фрактуриране*. Механизмът му е следен: ако хидротермалният флуид „тече“ по проницаема разломна повърхнина, в горните ѝ части ще нараства както флуидното налягане, така и градиентът (разликата в наляганията) между флуида и поровите води във вместващите скали. Тогава флуидът ще мигрира в поровите пространства на скалите, особено тези от висящото крило (**фиг. 11.7а**). Когато поровото налягане се увеличи се създава поле от напрежение, което накрая води до рязко фрактуриране. Разломът ще продължи нагоре, като флуидното му налягане ще бъде също толкова ниско, колкото и на скалите отгоре.

Същевременно запълващият го хидротермален флуид е под високо налягане и предизвиква раздробяване на скалите отстрани с формиране на ръбати брекчи (**фиг. 11.7б**). Ако разликата в наляганията падне под определена стойност разломът продължава нагоре и/или във вид на зона на брекчиране (**фиг. 11.7в**). По-късното увеличаване на напрежението ще поднови неговото развитие предимно във вертикална посока. Хидравличното фрактуриране и растежът на разлома могат да бъдат синхронни със *сеизмично изпомпване*, което действа на по-големи дълбочина. Това е процес на разширение и после колапс на множество пукнатини във вместиращите скали, при които флуидите се изнасят нагоре по разлома всеки път при срязване (**фиг. 11.8**). Според някои автори е основен механизъм за миграция на големи количества флуиди, т.к. напр. при земетресения в Япония на повърхността за една година се изхвърлят около 10 млрд. литра топли разсоли с повишено съдържание на Na, Cl, Ca и CO<sub>2</sub>. И ако разломът пресича подходящ „подхранващ“ регион, флуидите ще излужват метали, които ще се „изпомпват“ сеизмично нагоре и ще се отлагат над зоната на разтягане.



**Фиг. 11.7.** Развитие на разсеци и съпътстващата ги зона на брекчиране (no Phillips, 1972):

- (а) Хидротермалният разтвор насища разломната зона и прониква във висящото ѝ крило
- (б) При внезапно фрактуриране разломът тръгва нагоре, като се оформя постепенно нарастваща зона на брекчиране във висящото крило
- (в) Когато разликата в напреженията намалее хидравличното фрактуриране продължава във вертикална посока



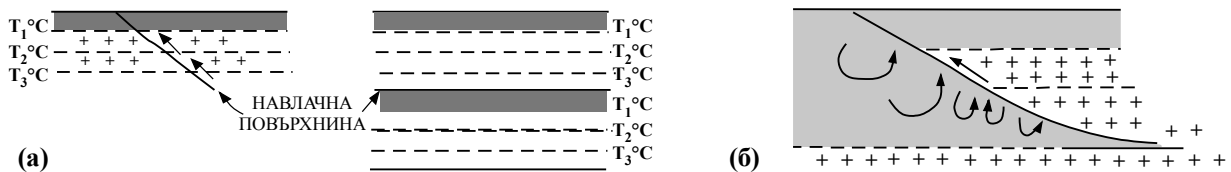
⇐ **Фиг. 11.8.** Сеизмично изпомпване: „изстрелване“ на флуида в резултат от тектонски движения и/или свиване на пукнатини в скалите при повишаване на температурата (напр. при прогресивен метаморфизъм)

❖ **Високото порово налягане**, водещо до хидравлично фрактуриране, има важно значение и за увеличаване на проницаемостта в седиментните басейни, необходима за миграция на формационни води нагоре по пластовите повърхнини. В най-простия случай високото порово налягане се развива под слабопроницаема зона, напр. дебел комплекс от шейли или евалорити (**фиг. 11.9**). В тази ситуация разпространението на пукнатините нагоре може да бъде твърде ограничено или съвсем незначително, ако отгорележащата преграда е по-пластична от отдолузалягащите пясъчници и варовици. Ако последните се деформират крехко, то зоната на хидравлично фрактуриране постоянно ще расте нагоре по пласта. Ефектът на хидравличното фрактуриране е описан в редица седиментни басейни и се счита за основен механизъм на формиране на гипсови, калцитови и полиметални жилки в Си шисти в Централна Европа. Хидравличното фрактуриране играе важна роля и при отделяне на късномагматични флуиди от консолидиращи се интрузиви (напр. в порфирните системи – **фиг. 11.10**), което води до формиране на промишлени жилни находища на Sn, W и др., както и в метаморфните системи.



**Фиг. 11.9.** Хидравлично фрактуриране в седиментен басейн: флуидите се натрупват под непроницаеми зони, напр. шейли или евапорити, поровото налягане нараства и се стига до брекчиране, което проградява нагоре по пласта (no Evans, 1993)

❖ Генерацията и движението на флуиди са тясно свързани с колизионната тектоника, т.к. преди и след колизия разпределението на изотермите в земната кора се променя поради навличане на по-гореща кора върху по-студена и водонаситена. Новата конфигурация е термално нестабилна и има тенденция да се уравни с времето до достигане на стабилен термичен градиент (фиг. 11.10а). По този начин термалната дисхармония в комбинация с високото флуидно налягане може да доведе до конвективна циркулация на хидротерми в лежащия блок и до фокусирането им над и около навлачната повърхнина (фиг. 11.10б).



**Фиг. 11.10.** Модели на обратно разпределение на геотермалните градиенти при навличане. (а) Разпределение на изотермите в земната кора преди и след навличането; (б) Навличане на по-гореща кора върху по-студена и водонаситена, при което в лежащото крило се генерира хидротермална клетка с фокусиране на флуидите по навлачната повърхнина (no Etheridge et al., 1983)

**11.6.5. Осмозно налягане,** действащо в посока перпендикулярна на природните мембрани (каквито са например глинестите скали), може да създаде достатъчна сила за възходящо движение на разтворите, най-често с участие на формационни (погребани и реликтови) води. Това се отнася най-вече за находищата тип Мисисипи.

**11.6.6. Разлики в концентрацията:** движение може да възникне, когато много концентрирани и съответно много плътни разсоли потъват и избутват нагоре по-ниско концентрирани (и по-леки) флуиди. Този процес се свързва главно с евапорити, макар че реално не е открито нито едно находище, образувано от флуиди, задвижени по този начин.

**11.6.7.** Съществуват и редица хипотези за движение на **магматогенни разтвори**, които най-общо могат да се обединят в две големи групи: **(I)** свързани с налягането на парообразната фаза и **(II)** с образуване на вакуум в пукнатините. В основата им е твърдението, че разтвори от места с високо налягане се движат към участъци с ниско налягане. Според **Линдгрен** движение на разтворите става под влияние на налягане на газовете, отделящи се непрекъснато от магменото огнище, които изтласкват нагоре кондензираните водни разтвори. Този механизъм на „газовите прориви“ се отнася за находища в приповърхностни и субвулкански условия, т.к. образуването на пукнатини на малки дълбочини води до **рязко понижаване на литостатичното налягане** и „изкипяване“ на газовете, които могат да избутват порции кондензирани разтвори. За по-големи дълбочини, където разтворите съществуват в надкритична (флуидна) фаза за основен механизъм се приема **високият вътрешен парен натиск**, предложен от **Емонс**. Парата, която непрекъснато се отделя при кристализация на магмата, е способна не само да изтласква

рудоносните разтвори (както предполага Линдгрен), но вследствие на огромния натиск, който се създава в нея, тя може да предизвика и образуване на пукнатини във вместващите скали. Единственият проблем е, че налягането на парата през хидротермалния стадий се понижава.

**Бетехтин** предлага друг механизъм, където **водеща роля има самото пукнатинно-образуване**, поради разлики в налягането на разтворите в магменото огнище и налягането, което съществува в пукнатината при нейното образуване. Отнася се главно за находища, възникнали на големи дълбочини (това е принципът на **първичното и ретроградно кипене в магмите**, което при находища в метаморфити и седиментни скали скали се нарича **сейсмично изпомване**). При охлаждане на интрузива на големи дълбочини вследствие на съкращаване на неговия обем и обема на отгорележащите скали в последните възникват редица контракционни пукнатини. Те са слепи, т.е. нямат изход на повърхността (но това не значи, че не търпят развитие – все пак това е динамична система и е продължителен процес, а не моментно действие). Това довежда за създаване на вакуум (разредено пространство) в пукнатините. И ако такава пукнатина в момента на възникването си достигне с единия си край рудоносен разтвор, натрупан в горната част на интрузива, той ще се устреми към пукнатината поради рязкото намаляване на налягането в нея (т.е. става засмукване) и ще я запълни. Тази теория добре обяснява възникването на слепите рудни тела, както и често срещаните брекчиеви текстури в порфирните и жилните находища, които могат да се обяснят с **хидравлично фрактуриране**. Важното е, че съществуващата пукнатина (т.е. вече създаден проницаем участък) се запълва от „порция“ флуид, който я насища и продължава да се натрупва (идват нови порции). В един момент вътрешният му натиск силно нараства и става по-голям от литостатичното налягане, при което флуидът сам ще фрактурира вместващата скала и сам ще си проправя път нагоре. Този процес може да се повтаря многократно, докато има източник на флуиди.

### **11.7. Механизми за отлагане на вещество от хидротермалните разтвори**

Най-често утаяване на разтворените компоненти в хидротермалния флуид протича в резултат от: (а) промяна на температурата; (б) промяна на налягането и кипене; (в) обменни реакции между веществата в разтвора и между вместващите скали и разтворите; (г) химични промени при смесване на флуиди. Други причини са: изменение на рН на средата; коагулация на колоиди; филтрационен ефект; сорбция; въздействие на естествените електрични полета; изменение на фугитивността на сярата и кислорода. За да има по-значителна рудна минерализация са необходими по-големи промени на относително къси разстояния, които да се запазят достатъчно дълго време.

**Изменението на температурата на хидротермите** има пряко и косвено значение за утаяване на разтворените в тях вещества. Прякото влияние се изразява в намаляване на разтворимостта и стабилността на повечето минерални съединения при охлаждане на флуидите, което води до пресищане и минералоотлагане. Косвеното е свързано с диференциалното изменение на химичните активности на простите и комплексните йони, което предизвиква смяна на едни обменни реакции с други и изменение на минералния състав на утаяващите се фази. Счита се, че за отлагане на минерали от разтвора е достатъчно намаляване на температурата с 20°C (напр. при понижението на температурата от 300°C до 280°C разтворимостта намалява с около  $\frac{1}{5}$ ). Тази температурна промяна може да се дължи на *смесване на горещи разтвори със студени приповърхностни води* (което е особено характерно за морското дъно – флуиди с температура до 350°C се смесват с почти 0°C морски води). *Адиабатна декомпресия* също може да доведе до значително намаляване на температурата на къси разстояния. Това е характерно за места, където налягането се променя от литостатично до хидростатично. При адиабатния процес няма внос-износ на топлина, т.е.

няма обмен на топлина между флуида и скалата. Всеки процес може да бъде адиабатен стига да е достатъчно бърз (за да се избегне взаимодействието флуид-скала). Така бързата „компресия“ (свиване, стесняване, т.е. навлизане на флуида в по-тесен участък) води до повишаване на температурата, а бързата декомпресия (напр. ако флуидът попадне в разширен участък) – до намаляване на температурата.

**Промени в налягането** също могат да предизвикат промени в разтворимостта, но трябва да са значителни (от порядъка на 100 бара), за да доведат до утаяване на минерални фази. Един от най-важните процеси, които контролират налягането, е **кипенето**. То води до отделяне на летливи („изкипяване“) и рязко повишаване на концентрацията на разтвора, при което разтворимостта на съединенията намалява до 100 пъти. Това е особено важно за отлагане на Au в геотермалните системи, като причина за кипенето е „самозапечаване“ (т.е. отлагане на Si, който спира миграцията на летливите и предизвиква струпването им отдолу, под „запечатаната“ повърхност). Ако тази „тапа“ се пробие внезапно (напр. при земетресение) ще се получи рязко намаляване на налягането и интензивно кипене с отделяне на летливите в газовата фаза. По този начин във и над зоната на кипене тиокомплексите се разрушават (т.к. лигандите отиват в газовата фаза), фугитивността на O<sub>2</sub> нараства, развиват се окислителни процеси (напр. HS → H<sub>2</sub>S → H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>) с образуване на сярна киселина, рН се понижава и се стига до киселинно излужване (аргилзация) на скалите.

**Взаимодействието скала-флуид** също води до утаяване на минерални фази. Отделят се 3 типа реакции (по Skinner, 1979): *хидролиза*, *промяна на степента на окисление* и *внос на компоненти от скалата в разтвора*. При хидролиза (характерна за кисели флуиди) от разтвора се екстрадира H<sup>+</sup>, при което първичните силикати се трансформират в глини, а загубата на H<sup>+</sup> от разтвора (и следователно повишаване на неговото рН) води до намаляване на стабилността на хлоридните разтвори и съответно утаяване на сулфиди (като наличната сяра взаимодейства с метали, освободени при метасоматичната промяна на силикатите). Промяната на степента на окисление е важна за метали с променлива валентност като Fe, Cu, U. Напр. **Fe** се пренася като Fe<sup>2+</sup> и при окислението му се утаява Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (по този начин са се формирали железистите кварцити); или **U** се транспортира във вид на (UO<sub>2</sub>)<sup>2+</sup> и когато попадне в редукционна среда U<sup>6+</sup> се възстановява до U<sup>4+</sup> и се отлага UO<sub>2</sub> (което е основен механизъм за образуване на U находища). При продължително многостадийно хидротермално рудообразуване обменни реакции стават и между отложените по-рано твърди минерални фази и разтворите от по-късните стадии, което води до преотлагане на вещество. Обменните реакции се осъществяват много по-често, когато хидротерми, идващи от дълбочина, се смесват с подземни води на различни нива от циркулацията им.

Процесите, свързани със **смесване на два разтвора** с различен състав имат важно значение за рудоотлагането, но трудно се идентифицират. Дори когато има достатъчно основания да се предполага смесване на флуиди е много трудно да се отделят температурните от химичните ефекти. Още повече, че вносът на някои компоненти, напр. H<sub>2</sub>S, могат както да играят роля на директен утайтел, така и да доведат до промяна в рН или Eh на разтвора, в резултат от което устойчивостта на комплексните йони да се намали и да се утаят рудни минерали.

**Водородният показател (рН)** на разтвора има твърде съществено значение за отлагане на минерали от хидротермите. Първо, той се отразява върху реакциите на хидролиза, в резултат от което от разтвора се утаяват хидроксиди и оксиди. Второ, простите и комплексните йони на различните метали могат да съществуват в хидротермалния разтвор само в строго определени тесни или широки интервали в зависимост от стойностите на рН на средата. Особено чувствителни към изменението на рН на разтвора са комплексните йони,

които се разрушават, когато водородният показател достигне горната или долната граница на интервала на устойчивост.

**Коагулацията на колоиди** от хидротермалните золи се осъществява в резултат от: (а) рязко пресищане или преохлаждане на разтворите; (б) обменни химични реакции на разлагане; (в) разпадане на комплексни йони; (г) въздействие на електролити, които възникват при обменни реакции с околните скали или при смесване на разтвори.

**Филтрационният ефект** се проявява чрез повишаване на концентрацията на разтворените вещества в хидротермите при просмукването им през слабо проницаеми скали. При филтрацията в хидротермите се натрупват рудни компоненти, които се отлагат пред бариери от този тип. Ако разтворът преодолява все по-плътни и по-плътни прегради, тогава най-напред пред се утаяват най-лесно задържащите се елементи като Sn и Cu, а след това пред следващите препятствия се концентрират по-трудно уловимите метали като Pb и Hg.

**Сорбцията** се проявява при хидротермалните процеси и в трите си разновидности: адсорбция, абсорбция и хемисорбция, но ролята им е ограничена, а стехиометричното приемане на метални съединения е много малко. **Естествените електрични полета** според някои геолози са фактор за евентуална поляризационна сепарация на различно заредени йони в хидротермите, което става причина и за тяхното отлагане. Дори и да съществува такъв процес, ролята му за рудообразуването е минимална.

Реакциите между металните йони и химично активните **сяра и кислород** също имат значение за минералоотлагането. Установено е, че в хода на хидротермалния процес концентрацията на химично активните серни аниони постепенно се увеличава. Поради това нискосерните съединения, характерни за началните високотемпературни стадии, по-късно се заменят от високосерни. В заключителните нискотемпературни стадии химичният потенциал на сярата в разтворите отново пада и в редица находища относителното количество на сулфидите отново намалява за сметка на карбонати и сулфати.

*Пример:* в уравнението  $PbCl_2 + H_2S \leftrightarrow PbS + 2H^+2Cl^-$ , отнасящо се до един първично наситен разтвор, сулфиди (в случая галенит) ще се утаят или при разреждане на разтвора, или при внос на  $H_2S$ . Един от често срещаните начини на разреждане е ако издиганият се флуид срещне зона, наситена на подземни води. Привнос на  $H_2S$  може да стане при смесване с друг флуид, който носи  $H_2S$  или ако сулфатът от рудоносния флуид се редуцира от органиката. Ефективността на всеки едни от тези фактори зависи от температурата, наситеността на разтвора, кипене и т.н. Напр. един първоначално ненаситен разтвор е достатъчно само да се разрежи, за да се утаят сулфиди.



Самото рудоотлагане от хидротермални разтвори става по два основни начина: *чрез запълване на пукнатини и празнини* (т.е. кристализация в свободни пространства) и *чрез заместване на скалите* (т.е. метасоматични процеси) като контролът съответно е предимно структурен или литоложки. Често двата процеса протичат съвместно, но всеки от тях има специфични особености. Метасоматичните рудни тела се отличават от тези на запълване по следните признаци (**фиг. 11.11**): (а) неправилна форма на контактите; (б) наличие на реликти от незаместени скали; (в) унаследяване на текстурите на заместените скали като слоистост, шистозност, напуканост и т.н. от рудите;

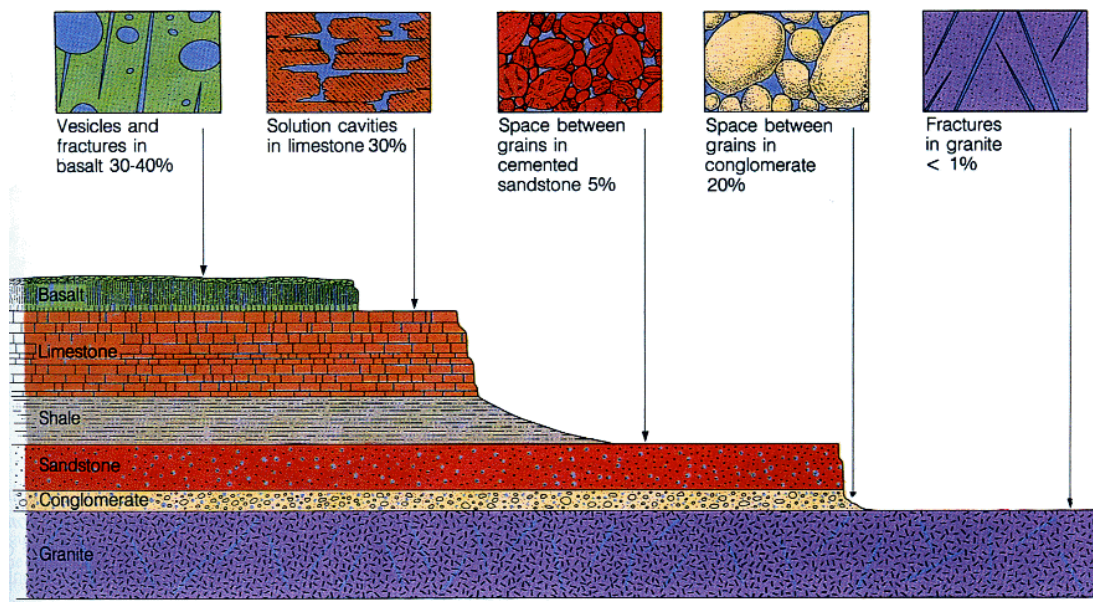
← **Фиг. 11.11.** Pb-Zn орудяване в карбонатни скали тип Мисисипи: *Вибурнум Тренд, САЩ*



(г) липса на гребеновидни и крустификационни текстури, които са характерни при отлагане в празнини; (д) всестранно остеняване на кристалите, които при метасоматозата растат във всички посоки, докато при отлагане в празнини растежът е еднопосочен, започващ от стените.

**N.B!!!** Метасоматичните процеси са широко застъпени при хидротермалното рудоотлагане. Осъществяват се главно от истински разтвори, но напоследък се привеждат доказателства и за колоидно заместване. Протичат както при високи температури, така и при сравнително понискотемпературни условия. Характеризират се с неравномерно развитие във вместващите скали: може да се формира непрекъснат фронт от плътни масивни руди или само отделни локализации с впръснати руди. Особено значение за рудообразуването има избирателната метасоматоза, която се изразява в съсредоточаване на метасоматичните руди в строго определени скални комплекси или пластове и се проявява както в регионален план, така и в рамките на едно рудно тяло. Често възниква и специфична метасоматична зоналност, обусловена от редуване на зони с различен минерален състав.

❖ Типът на „свободните пространства“ зависи от вида на скалата (**фиг. 11.12**). В гранити преобладават пукнатините, докато в базалти – празнини от газови мехури, чийто обем е по-голям и следователно „по-удобен“ за рудоотлагане. В конгломерати, изградени от късове с различна големина, ефективната пористост е няколко пъти по-голяма от тази на пясъчниците. Глинестите скали най-често служат като „екран“, докато карстовите празнини във варовици са „капани“ за рудното вещество.



**Фиг. 11.12.** Типове „свободни пространства“ в различни видове скали (no Hamblin & Christiansen, 1995)

## Глава 12

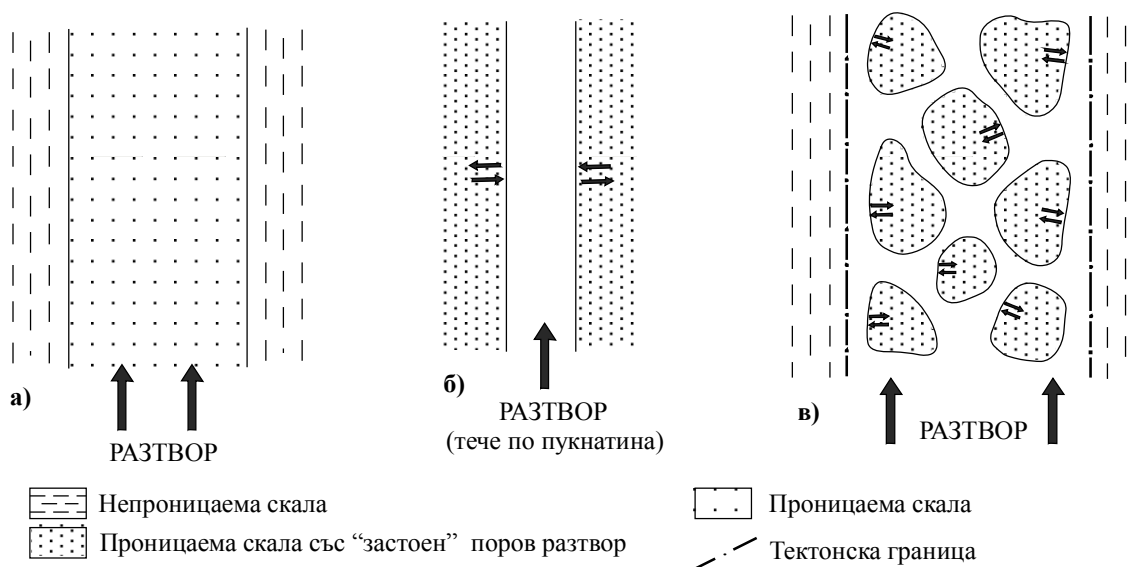
### Околорудни (метасоматични) изменения

**Метасоматоза** е процес на преобразуване на скалите от хидротермални разтвори с интензивен привнос-износ на вещество и запазване на твърдото състояние. При това действа правилото на Линдгрен за запазване на обемите (износът и привносът на компоненти става обем за обем). Целта на тези промени е да се уравни съставът на скалите спрямо новите условия.

*Основни фактори, контролиращи промяната са:* (1) характер на вместващите скали (състав + проницаемост); (2) състав на флуида и (3) концентрация, активност и химически потенциал на флуидните компоненти (най-вече  $H^+$ ,  $CO_2$ ,  $O_2$ ,  $K^+$ ,  $S_2$  и др.).

Метасоматичната промяна се осъществява чрез **инфилтрация и/или дифузия**.

При инфилтрация компонентите се пренасят от самия разтвор като движението се извършва по посока на по-голямата концентрация (**фиг. 12.1а**). При дифузия компонентите се пренасят от порови (застойни) разтвори по посока на по-ниската концентрация (**фиг. 12.1б**). Много често в природата двата процеса действат едновременно (**фиг. 12.1в**).



**Фиг. 12.1.** Основни механизми на хидротермална промяна (по Омеляненко, 1978)

Съставът на разтворите еволюира във времето и пространството. Затова основният фактор, който обуславя и метасоматичните реакции, и рудоотлагането е промяната на рН на разтвора в резултат на взаимодействието скала-разтвор. В този смисъл Коржински акцентира върху *изпреварващата вълна на киселинност, филтрационния ефект и миграционните способности на химичните компоненти*. Докато западните автори говорят за *хидролиза* или *водород-йонна метасоматоза*, която променя рН на разтвора и съответно способността му да „разтваря“ или „запазва“ дадени катиони в различен тип системи като построяват фазови диаграми (**табл. 12.1**).

Използваните понятия са различни, но те се опитват да отговорят на едни и същи въпроси: ЗАЩО (става промяната)? КАК? КАКВО (се получава като краен продукт)?

Таблица 12.1. Основни метасоматични понятия според руската и западната школа

<i>По Коржински (руската школа)</i>	<i>По западните автори</i>
<p>Поведението на компонентите е различно: напълно подвижни са <math>H_2O</math> и <math>CO_2</math>, а останалите елементи обикновено (но не винаги) се подреждат в следния ред (по посока на намаляване на подвижността: т.нар. <u>принцип на диференциална подвижност на компонентите</u> на Коржински): <math>Na \rightarrow K \rightarrow Ca \rightarrow Mg \rightarrow Fe \rightarrow Al \rightarrow Si \rightarrow Ti</math>.</p> <p>Диференциалната подвижност на компонентите определя закономерностите в еволюцията на хидротермалния флуид и съответно зоналността на метасоматичната промяна (т.нар. <i>зоналност на Коржински</i>):</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- ранноалкален стадий (фиксиран от формиране на скарнови минерализации);</li> <li>- киселинен стадий със силно излужване на алкалиите от скалите (грайзенизация, интензивна аргилизация и др.);</li> <li>- неутрален стадий (по време на който се извършва отлагането на сулфиди);</li> <li>- късноалкален стадий (маркиран от отлагане на карбонати).</li> </ul>	<p><u>Hydrogen Ion Metasomatism</u> = водородно-йонна метасоматоза (<i>син.</i>: хидролиза): йонно деструктуриране на <math>H_2O</math> на <math>H^+</math> и <math>OH^-</math>. При хидротермалната промяна <math>H^+</math> (или <math>OH^-</math>) се „консумира“ по време на реакциите със силикатните минерали, при което се променя отношението <math>H^+/OH^-</math> и съответно рН на разтвора (и способността му да разтваря или запазва металните катиони в разтвора).</p> <p><u>Хидратация</u>: трансфер на молекулна вода от разтвор в минерал</p> <p><u>Base exchanges</u> = обменно-катионни реакции: реакции, в които един катион в минерала се замества от друг (напр., промяната на микроклин в албит, при което Na се замества от K)</p> <p>Хидролизата, хидратацията и обменно-катионните реакции контролират стабилността на силикатните минерали, рН на разтвора и преноса на метални катиони в разтвора. Те обуславят пропицитизацията, аргилитизацията, серицитизацията и К-фелдшпатизация на скалите.</p>

Подобно разнообразие съществува и в подходите за **класификация** на метасоматитите. Използват се най-различни критерии:

а) *веществен състав*:

→ по химизъм на промяната (в зависимост от химизма на флуида)

→ по минерален състав (в зависимост от химизма на скалата):

- по един минерал (различните видове *-заци*)

- по минерални асоциации (на формационна основа)

б) *по връзка с магматизъм* (при магматогенни флуиди): син- и постмагматични

в) *по връзка с орудяването*: до-, син- и пострудни

г) *по конфигурация на метасоматичните тела*: площни и приразломни

д) *по съдържание на кварц*: кварцови и безкварцови и т.н.

Всичко се усложнява още повече, т.к. метасоматите се изучават от две науки: петрология (която ги разглежда като скала) и рудология (която ги разглежда като индикатор за определен тип орудяване).

В руската школа се предпочита формационният подход, докато западната акцентира върху химичните промени, които са резултат от вариациите в отношенията на различните йони → обикновено  $a_K^+/a_H^+$ , т.к. повечето хидротермални процеси според тях са свързани с **активностите на алкалиите и водорода** (като отношението  $a_K^+/a_H^+$  намалява с преминаване на системата към по-ниски температури и налягания и съответно промяната клони от алкална към аргилизация).

Затова западните автори отделят няколко последователни типа метасоматични изменения, които са резултат от постепенната еволюция на флуида (фиг. 12.2): *алкална метасоматоза* (калиева силикатна промяна в частност) → *пропилитизация* → *серицитизация* (син.: *филитизация*) и *грайзенизация* → *умерена аргилизация* → *интензивна (напреднала) аргилизация* (в руската школа: *вторични кварцити*). При алкалната метасоматоза се освобождава  $H^+$ , отношението  $alkalies/H$  намалява, при което фелдшпатите и слюдите се дестабилизираат и се формират нови минерални фази ( $H$ -ионна метасоматоза). Напредналата водород-ионна метасоматоза се дължи на метеорни води, които окисляват системата.



- ❖ 8 основни типа метасоматична промяна (no Guilbert & Park, 1985):
- скарниране
  - грайзенизация
  - калиева метасоматоза
  - пропилитизация
  - силификация
  - серицитизация (филитизация)
  - аргилизация
  - интензивна аргилизация

Фиг. 12.2. Видове хидротермални изменения в зависимост от температурата и активностите на  $K^+$  и  $H^+$  при налягане 1 kb (дълбочина 3-4- km) (no Guilbert & Park, 1985; Burnham & Ohmoto, 1980)

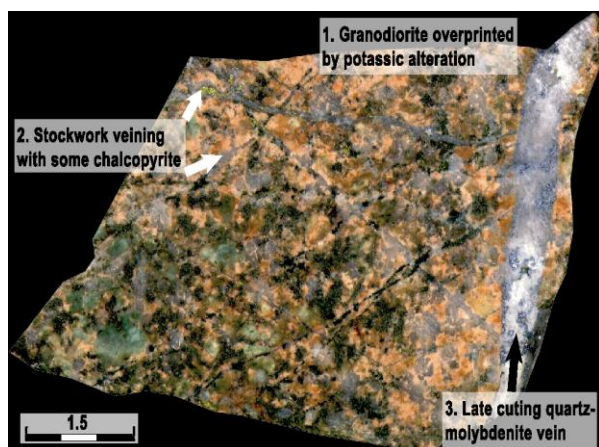
### 12.1. Алкална метасоматоза (калиева фелдшпатизация и фенитизация)

Това е процес на високотемпературна ( $800 \div 600^\circ C$ ) постмагматична промяна на скалите от остатъчна флуидна фаза на затвърдяващия интрузив. Тя води до субсолидусен растеж на нови минерали и обменни реакции, които включват:

- “base exchange” реакции във фелдшпатите ( $Na \rightarrow K$  или  $K \rightarrow Na$ );
- промяна в структурното състояние на фелдшпатите (нараства подредеността им);
- *албитизация* (заместване на фелдшпатите и кварца от албит);
- *микроклинизация* (заместване на фелдшпати и кварц от калиев фелдшпат);
- растеж на три-октаедрични слюди от биотитовата група.

**Калиева фелдшпатизация (калиево-силикатна промяна):** заместване на плагиоклаза и фемичните минерали от калиев фелдшпат, биотит и хлорит при температура  $600 \div 450^\circ C$ . Типоморфни минерали са калиев фелдшпат, биотит, хлорит, кварц и магнетит с вариращи количества албит, серицит, анхидрит, апатит  $\pm$  рутил (от разрушаване на биотита). Калиевият фелдшпат обикновено има червено оцветяване, поради хематитови включения. Биотитът най-често е зелен на цвят и богат на Fe.

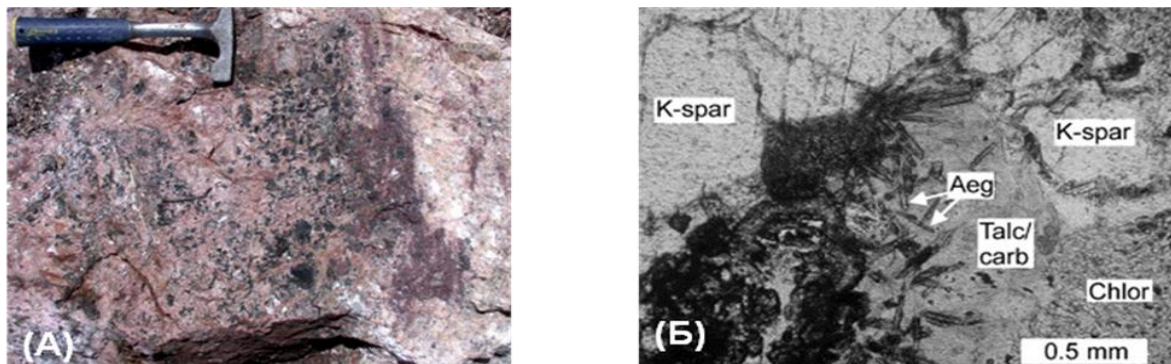




Фиг. 12.3. Калиева промяна в Cu-Au порфирно находище Елаците

Калиевата промяна е особено характерна за порфирни и епитермални системи. В порфирните системи преобладаващата минерална асоциация е калиев фелдшпат + биотит (която оформя високотемпературните централни зони), а в епитермалните – адулар (адулар-серицитов тип промяна в нискосулфидните Au и Au-полиметални епитермални находища). Те са съпроводени от сулфиди (халкопирит, пирит, молибденит и др.), често и от анхидрит.

**Фенитизация:** алкална метасоматоза в ултрабазични комплекси с карбонатити (т.е. в анорогенни рингови комплекси в кратони, често свързани с горещи точки) с металогенна специализация на редки земи (TR), Nb, Th, F, P, Zr и т.н., които се внасят от остатъчните алкални флуиди. Представлява процес на десилификация с формиране на алкални минерални фази – алкални пироксени (егирин), алкални амфиболи (рибекит) и алкални фелдшпати (фиг. 12.4).



Фиг. 12.4. А – Фенити: Манитоба, Канада; Б - Фенити със свеж микроклин и игловидни егирин-авгити с малко талк, хлорит и карбонати: Зимбабве

## 12.2. Пропилитизация

- ❖ Пропилити: стар термин за описание на променени вулкански скали; за пръв път използван от Бекер през 1882 г. за промяна в диорити и андезити в Au-Ag находище Комсток в Невада, САЩ с главни минерали хлорит, епидот и албит) (фиг. 12.5)

*Типоморфни минерали:* хлорит + епидот + карбонати + албит + К фелдшпат (адулар) + пирит ± актинолит, серицит, хематит, магнетит, монтморилонит и зеолити.

Образуват се при площна регионална постмагматична промяна обикновено на вулкански скали със среден състав. Развиват се на площ от порядъка на десетки  $\text{km}^2$  и имат неравни очертания, т.к. следват лабилните проницаеми зони на терена. Много приличат на зеленошистен фациес и понякога трудно се разграничават. Площните пропилити обикновено са дорудни, но върху тях по разломи се наслагва по-късно орудяване. Различават се и приразломни пропилити, които са по-редки и са характерни предимно за Cu и полиметални жилни находища.



Формирането на пропилитите е свързано със сулфатарно-фумаролния етап от затихващата вулканската дейност, когато отделящите се разтвори са слабо кисели до слабоалкални. Процесът се характеризира с внос на  $H_2O$  и  $CO_2$  ( $\pm S$ ) без забележима водородно-йонна метасоматоза, като Са остава инертен до зоните на най-интензивна промяна (затова има толкова Са-съдържащи минерали в типоморфната асоциация).

← Фиг. 12.5. Пропилитизирани андезити

Характерна е вертикална зоналност. Най-нискотемпературна (и най-високо разположена в разреза) е асоциацията хлорит + калцит; среднотемпературна е хлорит + епидот + албит; а високотемпературна (в дълбочина) е актинолит + епидот + албит.

### 12.3. Серицитизация (филитизация; кварц-серицитови метасоматити)

Това е най-разпространената промяна в хидротермалните находища в алумосиликатни скали → от докамбрийски масивни сулфида до съвременните Au-Ag геотермални системи. Има две фащиални разновидности: субаерална и субаквална. Първата е свързана с вулcano-плутонични комплекси с андезитов тип вулканити, а втората – главно с базалтови и андезитови вулканити и е характерна за находища на масивни сулфида. Температурата им на образуване е  $200\div 300^\circ C$ .



Типоморфната минерална асоциация е кварц + серицит + пирит  $\pm$  халкопирит. Срещат се също калиев фелдшпат, каолинит, калцит, биотит, анхидрит, рутил, апатит, хидромусковит, илит и др. (Фиг. 12.6). За серицит се приема финозърнеста бяла слюда (мусковит, парагонит, фенгит, фуксит, роскоелит). Той не се различава много от мусковита, но е с малко по-високо съдържание на  $MgO$ ,  $SiO_2$  и  $H_2O$  и по-ниско на  $K_2O$ .

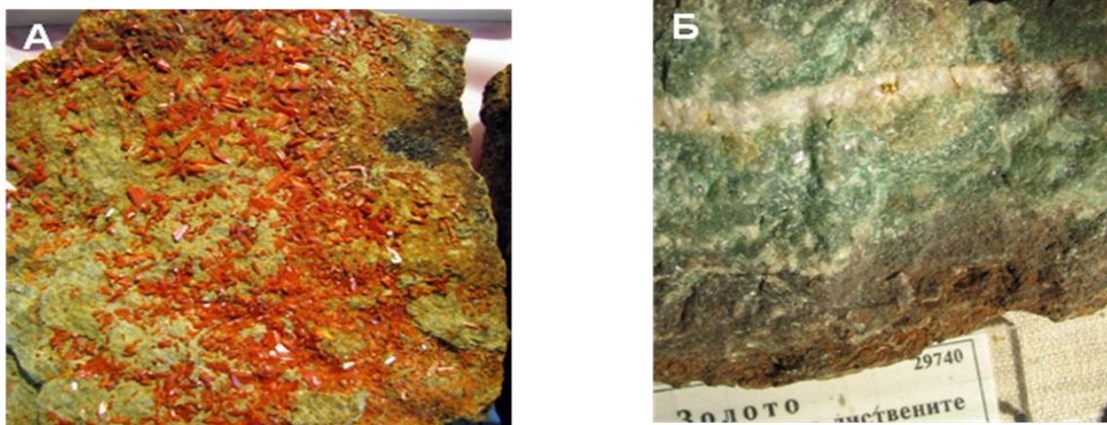
← Фиг. 12.6. Кварц-серицитова промяна с ярозит и хематит

Серицитизацията се дължи на разрушаване на фелдшпатите в присъствие на  $H^+$  (който измества алкалиите от структурата на фелдшпатите),  $OH^-$ ,  $K$  и  $S$  (за образуване на сулфида). Изнасят се  $Na$ ,  $Mg$ ,  $Ti$ ,  $Fe$  и  $K$ . С увеличаване на количеството на калиевия фелдшпат и/или биотит кварц-серицитовите метасоматити преминават към калиевите; на глинестите минерали → към аргилизити; на топаз и турмалин → към грайзени; на пирит и анкерит → към березити.

❖ **Березити** (само в руската школа): разновидност на серицитовия тип промяна с типоморфна минерална асоциация кварц + серицит + пирит + албит + карбонати (доломит и анкерит), която се развива по гранитоиди (Фиг. 12.7А). Фелдшпатите се заместват от кварц и серицит, а фемичните минерали от пирит. Съдържанието на силикатите е по-голямо от това на карбонатите. Характерни са за Au и полиметални жилни находища.



- ❖ **Лиственити:** разновидност на серецитовия тип промяна с типоморфна минерална асоциация кварц + серицит + пирит + карбонати (Mg-Fe анкеритов тип), която се развива по базични и ултрабазични скали (**фиг. 12.7Б**). Съдържанието на карбонатите е по-високо от това на силикатите. Характерни са за Au и Au-Te находища в архайски комплекси, като често се срещат съвместно с березитите (едните по киселите, а другите по базичните прослойки).



**Фиг. 12.7.** Березити с крокоит (А) и Au в кварцова жилка в лиственит (Б): *Березовск, Урал, Русия*

#### 12.4. Грайзенизация (кратка характеристика)

Грайзените са известни много отдавна, най-напред са описани в Германия в Рудните планини (Ерцгебирге). „Грайзен“ има 2 тълкования → „сив“ и „цеплив“. Като термин на рударите означава „грубозърнест агрегат от кварц и мусковит с вариращи количества топаз, флуорит, турмалин, каситерит, волфрамит, шеелит, сулфиди и т.н.“ (**фиг. 12.8**).



Грайзените се образуват при киселинно излужване на скалите при висока температура (300-450°C) и дълбочина между 1,5 и 3-4 km. Обикновено асоциират с Sn-W находища. Привързани са към апикалните части на гранити (обикновено S-тип). Ако вместицата скала е кисела типоморфната асоциация е кварц + мусковит + турмалин (при повишено съдържание на В) ± серицит и адулар; ако е карбонатна → топаз + флуорит + Са слюда (маргарит) + турмалин; ако е ултрабазична → кварц + флогопит + биотит + плагиоклаз + хлорит + талк.

← **Фиг. 12.8.** Кварц-фелдшпат-мусковитов жилен грайзен

#### 12.5. Аргилизация (умерена или средна аргилизация)

Това е процес на киселинно излужване (относително интензивна водородно-йонна метасоматоза) при температура 100÷300°C, при който глинестите минерали заместват плагиоклаза и фемичните (амфибол, пироксен). Характерен е за порфирни и епитермални

(Au-Ag, Au-полиметални и Sb-As-Hg) системи, като навътре тази промяна преминава в серицитизация, а навън – в пропицитизация. Свързана с гранодиорити и средни вулканити.

Типоморфната минерална асоциация е монтморилонит + илит + хлорит + минерали от каолиновата група (каолинит, дикит, халуазит) ± серицит и реликтов калиев фелдшпат (т.к. K, Ca, Mg, Na не са напълно излужени). Характерна е латерална зоналност: в по-силно променените вътрешни зони (по-близо към зоната на серицитизация) преобладаващият глинест минерал е каолинит, а във външните – монтморилонит.

### 12.6. Интензивна аргилизация (вторични кварцити)

Това е процес на интензивно киселинно излужване на скалите с почти пълен износ на алкални катиони и пълно разрушаване на фелдшпатите и фемичните минерали.

Типоморфни са високоалуминиевите минерали като алунит, пирофилит, диаспор, андалузит; но главни са кварц и серицит (в субаквални условия се образува халцедон или опал). Типоморфна минерална асоциация е дикит + каолинит + пирофилит + кварц ± серицит, алунит, диаспор, пирит, турмалин, топаз, андалузит. От сулфидите характерни са ковелин, дигенит, енаргит (т.е. викасосерните минерали). Срещат се още и други минерали от групата алунит-ярозит (като Fe замества Al – **фиг. 12.9А**), натроалунит, барит, хематит и др.

Вторичните кварцити се образуват при солфатарни условия; свързани са с кисел магматизъм, по-малко с андезити. Контролират се от вулкано-тектонски структури, калдери и т.н. Много често са включени в пропицитизирани скали. Хидротермите, предизвикали промяната, се характеризират с повишени съдържания на H<sub>2</sub>O, Cl, F, P, CO<sub>3</sub>, CO<sub>2</sub>.

Интензивната аргилизация е установена в порфирни системи, вътрешните зони на хидротермални полиметални жилни и Au-Ag находища, високосулфидните епитермални системи. Самите те могат да бъдат източник на алунит, Au и пирофилит (**фиг. 12.9Б**).



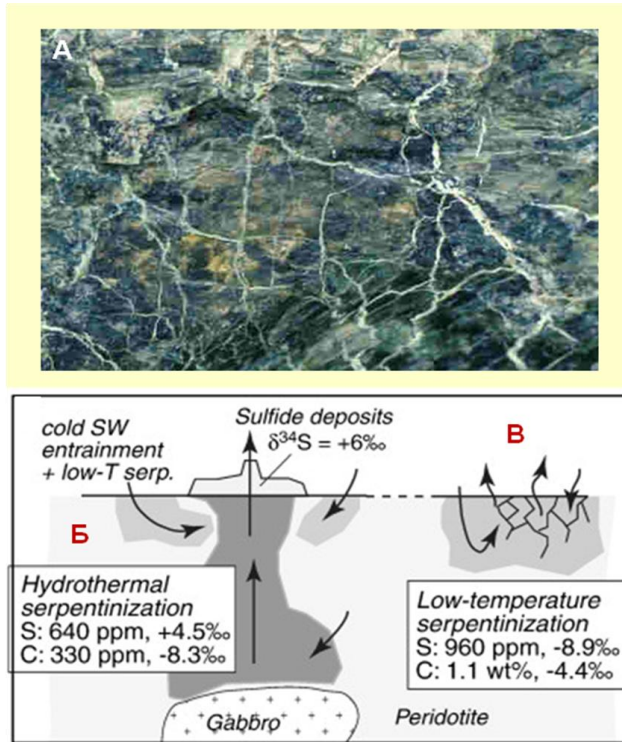
**Фиг. 12.9.** А – Променен туф с микрокристалинен алунит; Б - Пирофилитови вторични кварцити

- ❖ Характеризират се с *латерална и вертикална зоналност*: най-близо до местата на циркулиране на разтворите се образуват монокварцити (± корундови и андалузитови); навън те се сменят от диаспорови, каолиновите, пирофилитови, серицитови зони. Корундовите, андалузитовите и диаспоровите вторични кварцити са относително най-високотемпературни (300÷400°C) и се образуват в най-кисели условия. с постепенното намаляване на температурата и рН встрани се формират алунитови и пирофилитови, а най-нискотемпературни са каолиновите и серицитовите (в неутрална или алкална среда).



## 12.7. Серпентинизация

Най-разпространеният тип промяна по ултрабазити ( $\pm$  по Mg скарни). Тя е площна и се изразява в заместване на първичните фемични (оливин и пироксен) от серпентиновите минерали – антигорит (люспест), хризотил (влакнест), лизардит, серпофит (аморфен), при внос на  $H_2O$  и  $CO_2$  (фиг. 12.10А). Някои автори я разглеждат като проста хидратация без промени в обема и без придвижване на  $MgO$  и  $SiO_2$ .



Обикновено серпентинизацията се осъществява при температура около  $500^{\circ}C$ , но в срединно-океанските хребети става и при  $250^{\circ}C$  (в резултат на проникване на морска вода в ултрабазити) (фиг. 12.10Б). Регионалният обхват е толкова голям, че се счита за регионален метаморфен процес (в офиолитовите комплекси) (фиг. 12.10В). Често върху серпентинизацията се налага по-късна и по-нискотемпературна промяна: амфиболизация (с антофилит), хлоритизация, оталкозяване, карбонатизация (с магнезит и доломит). Обикновено тези по-късни промени се предизвикват от флуиди с метаморфен произход, които се движат по структурни нарушения.

⇐ Фиг. 12.10. Серпентинит с кварцови жили (А) и видове серпентинизация (Б-В)

- ❖ По ултрабазити серпентинизацията се развива на няколко етапа (и двата по-късни от втвърдяването им): **1) автосерпентинизация** → повсеместна, но слабо изразена и без орудявания; обхваща цели интрузиви и е свързана с вода, която се отделя при кристализацията на магмата; **2) алосерпентинизация** → привързана към разломни нарушения; източникът на хидротемии не винаги е ясен (дали е от същото магмено огнище, от по-късен магматизъм или от метаморфизма на скалите); възникват хризотил-азбестови находища (напр. Баженово в Урал); **3) хидротермална промяна** на ултрабазитите с образуване на амфибол (антофилит, актинолит), хлорит, талк и др.



## 12.8. Скарни (кратка характеристика)

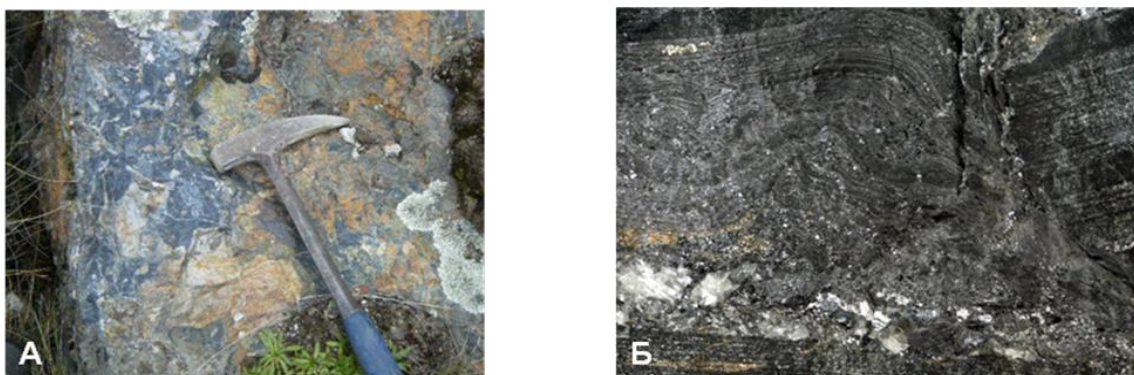
2 типа по генезис: **плутоногенни** (син- и постмагматични) и **метаморфогенни**. Първите се образуват на дълбочина до 7-8 km, а вторите - до 30-40 km (по Жариков) при температура над  $350^{\circ}C$ . В зависимост от положението им се различават екзо- и ендоскарни; а по състав са 3 типа: **Mg, Ca** и **Mn** (фиг. 12.11).

⇐ Фиг. 12.11. Сулфиди в родонитов скарн: находище Джурково, Лъкинско рудно поле

**Mg скарни** се развиват по доломити или долометизирани варовици. Типоморфни минерали са форстерит, шпинел и флогопит. По време на възникване са магматични и постмагматични. **Са скарни** се формират по богати на Са скали - предимно варовици и мрамори, по-рядко базалти. Типоморфни минерали са гранати (гросулар-андрадитов тип) и пироксени (диопсид-хеденбергит). **Mn скарни** са изградени от силикати, обогатени на Mn. Типоморфни минерали са йохансенит, родонит, Mn гранат (спесартин). Са и Mn скарни са само постмагматични, като Mn се разполагат на по-голямо разстояние от магмените тела, докато Са са по-близо до интрузивите.

### 12.9. Турмалинизация (турмалин-хлоритови метасоматити в руската школа)

За американските изследователи важен индикатор е съставът на турмалините въз основа на вариацията на трите крайни члена на Mg-Fe-Li твърд разтвор: шерл (Fe), дравит (Mg) и елбаит (Li + Al). Съставът им е функция от условията на образуване, като Fe/Mg отношение намалява с увеличаване на разстоянието от източника (гранитен интрузив). Въз основа на това се различават 2 основни типа турмалинови метасоматити: **брекчиеви турмалинови тръби** (с Fe турмалини, свързани с Sn-W находища със субаерална грайзенова промяна) (фиг. 12.12А) и **стратиформни турмалинити** (с Mg турмалини, свързани със субаквални находища на масивните сулфиди, в които Mg се извлича от морската вода) (фиг. 12.12Б). „Турмалинит“ е скала със съдържание на турмалин над 15%, която асоциира с ексхалативни рудни находища в рифтови обстановки.



Фиг. 12.12. А – Кварц-турмалинова брекчиева тръба с лимонит; Б – Турмалинит със среброносен галенит, малко халкопирит и пирит: Брокън Хил, ЮИ Австралия

**Брекчиевите турмалинови тръби** са свързани с кристализацията на гранитни магми (S-тип с повишено съдържание на В) и са резултат от повишеното налягане на летливите компоненти (превишаващо литостатичното). Те са формирани при температура над 300°C и дълбочина 1÷3 km от флуиди с висока соленост и асоциират с порфирни Cu находища, жилни Sn находища; малки полиметални тръби с W, Cu, Au, Bi, As и т.н. **Стратиформните турмалинити** са характерни за стратиформните SEDEX-тип Pb-Zn находища (напр., Съливан, Брокън Хил и др.), широко разпространени в протезоройски и палеозойски седиментни скали и се приемат за резултат от субаквални (подводни) ексхалации в рифтовете.

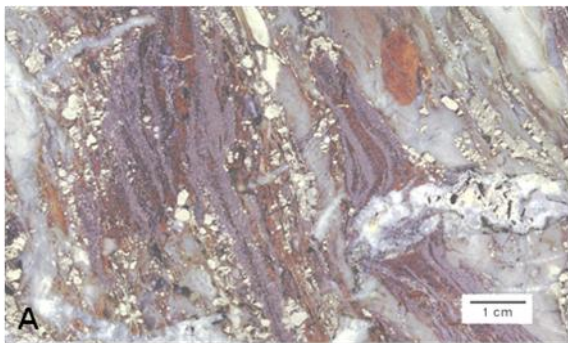
- ❖ В руската школа за тях се говори от 30-те години. Някои автори ги отнасят към грайзените (поради наличието на турмалин), за които обаче не е присъщ хлоритът. Затова други ги отделят в самостоятелна **кварц-турмалин-хлоритова формация**, обикновено свързана с малки гранитоидни интрузиви (за разлика от грайзените, които са свързани с

големи гранитоидни масиви), по-рядко със средни и кисели вулканити. Локализацията им се определя от разривни нарушения (затова те се срещат както в самите интрузиви, така и извън тях на значителни разстояния). Специфични са за сулфидно-калаената формация. Срещат се и в Au-турмалинови, Cu-турмалинови находища. Образувани са от слабо- до умеренокисели разтвори при температура  $300 \div 400-450^{\circ}\text{C}$  и са считат за едновременни с каситерита.

### 12.10. Силификация (окварцяване)

Един от най-разпространените типове метасоматична промяна в различни по състав скали и находища (епитермални, порфирни, жилни, масивно-сулфидни – **фиг. 12.13А** и т.н.), която се формира както при ниски, така и при високи температури. При ниски температури се отлага  $\alpha$ -кварц, опал, халцедон, а при високи температури  $\rightarrow$   $\beta$ -кварц ( $> 573^{\circ}\text{C}$ ), тридимит и кристобалит. При хидротермалния процес Si или се внася от циркулиращите разтвори, или е „остатъчен продукт“ след разрушаване на първоначалните минерали.

**Джаспероиди** (терминът се използва при силификация на карбонатни скали): това са епигенетични образувания от финозърнест плътен кварц или халцедон, заместили първичната карбонатна скала (**фиг. 12.13Б**). Понякога се срещат и глинести минерали (каолинит, халуазит), характерни за аргилизитите (тогава може да се говори за нещо като „киселинно излужване“ на карбонатни скали). Свързани с Карлин-тип Au находища, както и с големи находища на Hg и Sb (Хайдаркан, Киргизия), по-рядко малки находища на флуорит (Михалково).



**Фиг. 12.13.** А - Ламиниран синтероподобен халцедоновиден кварц и сфалерит с ивички от галенит и секущи кварцови жили с ремобилизирано самородно сребро: *Куроко тип масивно-сулфидни находища*; Б – Джаспероиди в *Карлин тип Au находища, Китай*

### 12.11. Доломитизация и карбонатизация

Доломитизацията е широко разпространен процес на хидротермална промяна на варовици чрез обмяна на катиони ( $\text{Mg}^{2+}$  замества  $\text{Ca}^{2+}$ ) и със загуба на обем (до 6-13%), което повишава порьозността на скалите, дава път на флуидите и има голямо значение за формиране на орудяването [средната порьозност във вторични доломити е 3-10%, докато в първичните доломити и варовици не превишава 3%] (**фиг. 12.14А**). Няма видима връзка с магматизъм и е най-тясно свързан с образуването на нискотемпературните страта-баунд Pb-Zn находища тип Мисисипи.

Хидротермално-метасоматичният доломит може да се бъде доруден (такива доломити заемат големи площи и представляват сиви зърнести масивни скали) и синруден (по-едрозърнест и по-светъл на цвят, често седловиден – **фиг. 12.14Б**, който запълва пукнатини, циментира карбонатните брекчи и асоциира с пирит, галенит, сфалерит, калцит, кварц, барит и флуорит).



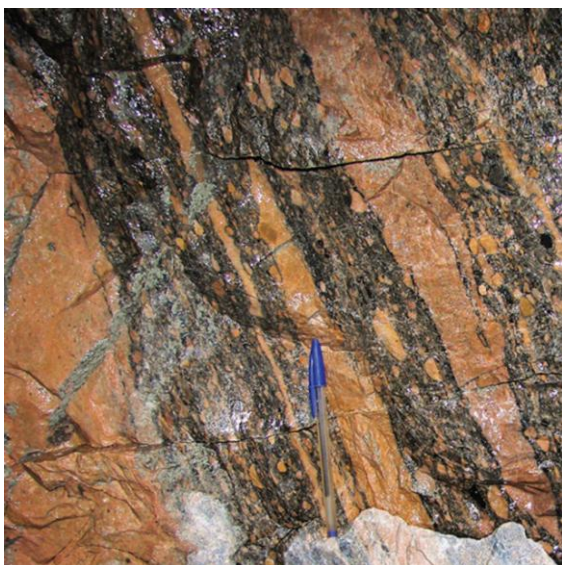
Счита се, че **Mg** при доломитизацията предимно се внася от разтворите (т.к. процесът засяга и чисти варовици, практически несъдържащи Mg) от първични доломити, някакво магмено огнище или при промяна на силикатни скали. Най-често се приема, че Mg се излъчва от първични доломити, през които преминават хидротермите (т.к. често под хидротермално-метасоматичните доломити в карбонатните комплекси се срещат дебели хоризонти от първични доломити – напр., в САЩ). Разтворите, преминали през отдолулежащите първични доломити, са богати на  $H_2CO_3$ . При високо налягане разтворимостта на Mg карбонат рязко нараства. Следователно на големи дълбочини, където налягането е повишено, е възможно разтварянето на доломита и преминаване на Mg в разтвор. Впоследствие Mg карбонат се отлага в по-горните хоризонти, където налягането намалява и разтворимостта му рязко пада.



**Фиг. 12.14.** А – Хидротермална доломитизация; Б - Доруден доломит със синруден седловиден в каверни

В редица райони доломитизацията асоциира с окварцяване и баритизация. Освен това в процеса на рудоотлагане може да стане заместване на доломитизираните скали, а изнесените от тях материал да се отлага във вид на жилки по пукнатини. Доломитизацията е характерна за Pb-Zn, баритови, флуоритови, магнезитови, сидеритови и Hg находища.

**Карбонатизацията** на силикатни скали, за разлика от доломитизацията, се осъществява чрез анионна метасоматоза и внос на  $CO_2$ .



Тя е особено характерна за мафичните скали от архайските зеленошистните пояси и асоциира със златоносни жили (**фиг. 12.15**). Например, широкомащабна карбонатизация е наблюдавана в Au находище Голдън Майн в Австралия и се счита, че се дължи на син-дипостметаморфни  $H_2O-CO_2$  флуиди с ниска соленост (< 2% NaCl екв.) при температура  $350\div 400^\circ C$  и налягане  $0,8\div 2$  кбар.

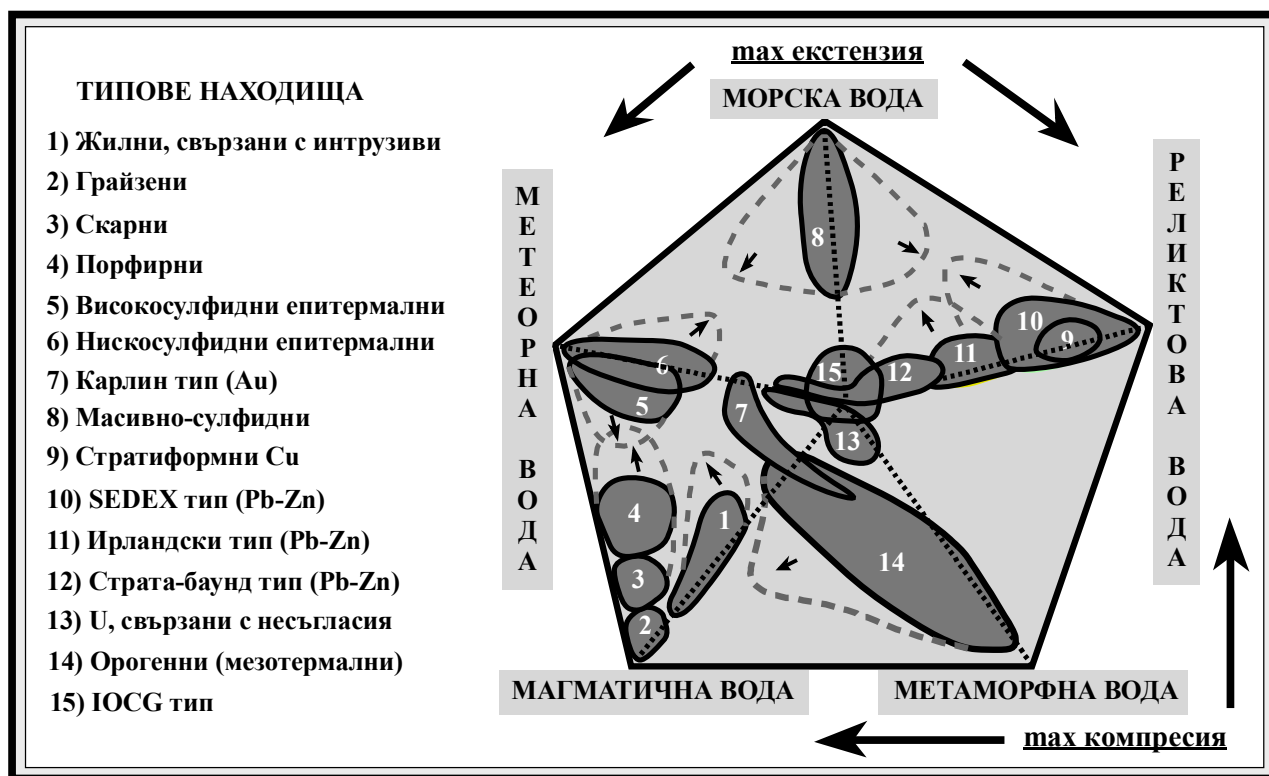
⇐ **Фиг. 12.15.** Карбонатизация с анкерит в орогенни Au находища в зеленошистни пояси

## Глава 13

### Генетични типове хидротермални находища

Хидротермалните находища се формират при циркулация на топли до горещи флуиди с температура от 50°C до > 500°C, които излужват, транспортират и отлагат „товара“ си при промяна на физико-химичните условия. В местата на разтоварване (прости, сложни или фина мрежа от дребни фрактури) се формират минералните находища. Вместващите ги скали в различна степен са подложени на хидротермална промяна, чийто интензитет намалява с отдалечаване от мястото на разтоварване на флуидите. Някои хидротермални находища имат съвременни аналози в субдукционни или рифтови зони (като епитермални, масивно-сулфидни находища и т.н.), докато други (напр. архайските) нямат такива, т.к. са формирани в геотектонски обстановки, които не се повтарят след докамбрия.

По отношение на класификацията им няма универсална подялба, но съществуват някои общоприети термини за определени типове находища, които широко се използват в литературата и са приети в курса (въпреки че не отговарят на единни класификационни критерии). На **фиг. 13.1** са посочени основните типове находища според преобладаващия тип вода в хидротермите и тектонска обстановка на формиране (компресионна или екстензионна).



Фиг. 13.1. Основни типове хидротермални находища

**N.B!!!** В по-старата литература могат да се срещат и понятията **плутоногенно-хидротермални** и **вулканогенно-хидротермални находища**. В първия случай става дума за орудявания, генетично свързани с интрузиви (плутони) и магмена дейност, в които магматогенните хидротерми се отделят от кристализиращите магмени тела и директно се включват в хидротермалния рудообразователен процес. А във втория магматогенните флуиди са парагенетично свързани с вулканизъм, т.е. идват от общия им източник в дълбочина, а не от кристализиращите в приповърхностни условия вулканити.

### 13.1. Скарнов тип находища

Терминът „скарн“ е бил използван от шведските миньори за означаване на богат на Fe калциево-силикатен жилин материал. Според сегашната номенклатура това са калциево-силикатни скали, формирани при заместване на карбонати при регионален метаморфизъм или контактено-метасоматични процеси, свързани с магмени интрузиви – съответно *инфилтрационни и дифузионни скарни*. Einaudi (1982) разграничава *реакционни* и *рудни скарни*. Първите, в ограничено количество, се образуват на контакта между шейли и варовици по време на метаморфизъм. Към вторите се отнасят орудени скарни, формирани в резултат от инфилтрация на магматични флуиди.

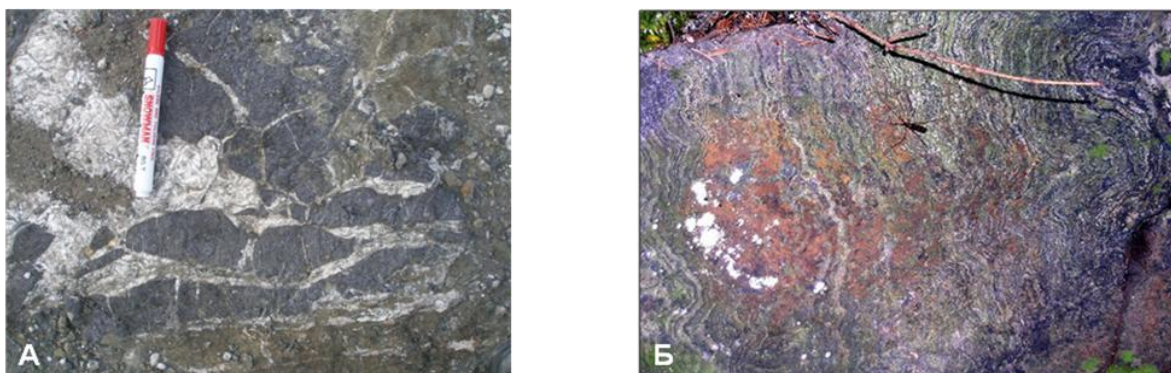
Класификацията на скарните взема под внимание състава на магмените скали и минералната асоциация на заместените скали. Термините „ендо-“ и „екзоскарни“ се отнасят съответно за скарни по магмени или алумосиликатни скали от една страна и карбонатни от друга. *Екзоскарните* в зависимост от състава си могат да бъдат **калциеви (Ca) и магнезиални (Mg)**. *Са скарни* се формират при заместване на варовици и съдържат такива минерали като гранати (андрадит-гросуларов), клинопироксени (диопсид-хеденбергитова група), воластонит, скаполит, епидот и магнетит. *Mg скарни* се образуват при заместване на доломити и се характеризират с наличие на диопсид, форстерит, серпентин, магнетит, талк в бедни на Si обстановки или талк, тремолит-актинолит в богати на Si среди. Като трети тип скарни, свързани със стадия на хидротермална промяна в някои порфирни находища, се отделят и силициево-пиритни скарни. „Скарноид“ е термин, използван за богати на гранат скали, чийто произход е неясен. От икономическа гледна точка скарните са разделени въз основа на металната им асоциация на **Fe, W, Cu, Pb-Zn, Mo и Sn скарни** (табл. 13.1).

Таблица 13.1. По-важни особености на скарнови находища (no Einaudi et al., 1981, 1982)

Тип скарни	Fe	W	Sn-W	Mo	Cu	Pb-Zn
Запаси (млн.т.)	5 ÷ 200	0,1 ÷ 2	0,1 ÷ 3	< 0,1 ÷ ?	1 ÷ 400	0,2 ÷ 3
Съдържание	40% Fe	0,5% W	0,1-0,7% Sn	± 0,1% Mo	1-2% Cu	9% Zn, 6% Pb ± 15 г/т Ag
Съпътстващи метали	Cu, Co, Au	W, Mo, Cu, Zn, Bi	Sn, F, W, Cu, Zn	Cu, U, W, Bi	Mo, Zn, W, Ag	Ag, Cu, W
Магмени скали	Габро, сиенити, диорити	Кварц-диорити, кварц-монзонити	Гранити	Гранити, кварц-монзонити	Гранодиорити, кварц-монзонити, шокове, дайки и брекчиеви тръби	Гранити, диорити, сиенити, шокове и дайки
Рудни минерали	Магнетит (Mt), халкопирит (Chpy), кобалтин, пиротин	Шеелит, молибденит, халкопирит, сфалерит, магнетит, пирит (Py), бисмут	Каситерит, шеелит, сфалерит, пиротин, магнетит, пирит, арсенопирит (Aspy)	Молибденит, пиротин, Py, Chpy, бисмутинит, Mt, борнит, Aspy, сфалерит	Халкопирит, пирит, хематит, магнетит, пиротин, молибденит, тенантит	Сфалерит, галенит, пиротин, пирит, магнетит, халкопирит, арсенопирит

Скарнови минерали	Феросалит, гросулар-андрадит, епидот, магнетит	Феросалит, идокраз, воластонит, хеденбергит	Идокраз, спесартин, андратит, датолит	Гранат, пироксен, идокраз, оливин, воластонит	Андрадит, диопсид, воластонит	Мп-хеденбергит, андрадит, спесартин, родонит
Късни минерали	Амфибол, хлорит, илваит	Спесартин, алмандин, биотит, амфибол, плагиоклаз	Амфибол, слюда, хлорит, турмалин, флуорит	Амфибол, епидот, актинолит, хлорит	Актинолит, хлорит, монтмори-лонит	Мп-актинолит, илваит, хлорит, родохрозит

Скарните се срещат в най-различни тектонски обстановки, в които се проявява магмена дейност и има карбонатни скали. Повечето от скарновите находища и особено тези, свързани с порфирните интрузиви, са привързани към конвергентните граници на плочите, вариращи от океански островни дъги до континентални крайнини. В рифтови обстановки и във връзка с анорогенен магматизъм се образуват Sn-W скарни. По-голямо промишлено значение имат скарновите находища на Fe, характерни за Русия (Магнитогорское и Високогорское в Урал), Азербайджан (Дашкесан), Канада, Китай, САЩ, Япония, Иран (**фиг. 13.2А**) и др. От Cu-скарновите по-известни са Антамина в Перу, Ирайн Джая в Индонезия, Майд ъф Ерин в Канада, Саяк-І в Казахстан, Клифтън и Бисби в САЩ и др.; от Sn ± W – Питкяранта и Кителя в Карелия (Русия) (**фиг. 13.2Б**), Лаочан и Дачанг в Китай, Рудните планини в Чехия и Германия, Маунт Бишоф в Австралия, Лост Ривър в Аляска (САЩ) и др.; от Мо – Търнъуз в Северен Кавказ (Русия), Азегур в Мароко, Реск в Унгария, в Китай, Казахстан, Словакия и др., от Pb-Zn – Верхнее и Николаевское в Русия, Алтън Топкан в Таджикистан, Аскоран в Казахстан, Тречча в Косово (Сърбия), в Швеция, Норвегия и много други, вкл. и у нас в Мадан.



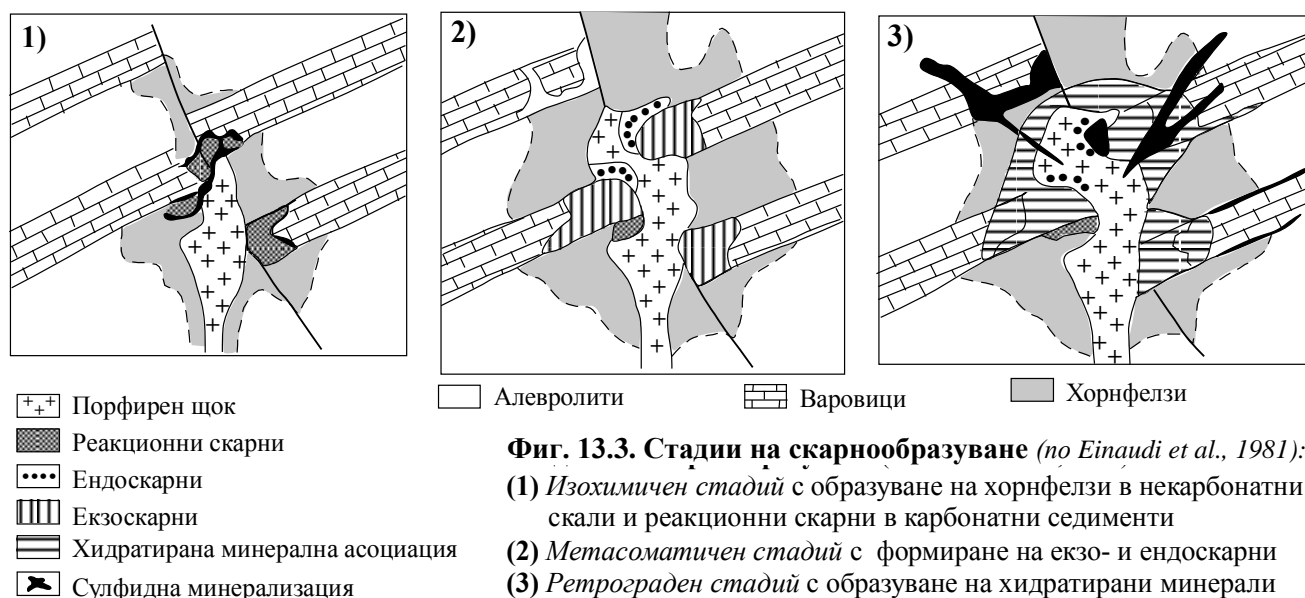
**Фиг. 13.2.** А – Магнетитов скарн: Иран; Б - Финовичест Sn-полиметален скарн (“wrigglite”): Питкяранта

Отделят се **3 стадия на скарнообразуване (фиг. 13.3):** (1) *Изохимичен стадий* с образуване на хорнфелзи в некарбонатни скали и реакционни скарни в карбонатни седименти; (2) *Метасоматичен стадий* с формиране на екзо- и ендоскарни; (3) *Ретрограден стадий* с образуване на хидратирани минерали и жили от масивни сулфиди и разрушаване на по-ранните скарни. **Изохимичният стадий** се характеризира с контактен метаморфизъм на вместиращите скали при внедряване на плутона. Преобладават реакции на декарбонатизация и дехидратация, които водят до образуване на диопсидови и воластонитови скарни. Този етап съвпада с кристализацията на периферните части на плутона. Температурният му диапазон е от 900 до 500°C.

Началото на **метасоматичния стадий** се маркира от освобождаване на флуиди от частично кристализирания интрузив, които проникват по пукнатини в плутона и вместиращите



скали. Това е стадий на калиева промяна и формиране на впръсната халкопиритова минерализация в плутоните, синхронен с миграцията на флуиди във вместиращите скали по структурни нарушения (пукнатини, разломи, контактни повърхнини, проницаеми хоризонти), при което се образуват ранните скарнови фацисии, представени от андрадит, магнетит и сулфиди. Температурният интервал е от 600 до 400°C. Рудоотлагането се осъществява на фона на продължаващия процес на скарнообразуване, при което андрадитът се замества от магнетит, кварц, пирит и калцит; а диопсидовите скарни – от актинолит, калцит и кварц с малко халкопирит. Това отговаря на затихващата калиева промяна и началото на кварц-серицит-пиритовия стадий в порфирните интрузиви с формиране на  $Cu \pm Mo$  минерализация. Температурният интервал е от 500 до 300°C. **Последният ретрограден стадий** се характеризира с деструкция на скарновите асоциации и отлагане на глинести минерали (каолинит, монтморилонит, нонтронит), хлорит, калцит, кварц, хематит, пирит и/или кварц-пирит на места. Рудните минерали са представени от пирит, сфалерит, галенит и тенантит и имат тенденция да формират жили. Този стадий съвпада с късните фази на кварц-серицит-пиритова и аргилизитова промяна на порфирните интрузиви, когато в системите доминират метеорните флуиди.



**Фиг. 13.3. Стадии на скарнообразуване** (по Einaudi et al., 1981):

- (1) *Изохимичен стадий* с образуване на хорнфелзи в некарбонатни скали и реакционни скарни в карбонатни седименти
- (2) *Метасоматичен стадий* с формиране на екзо- и ендоскарни
- (3) *Ретрограден стадий* с образуване на хидратиранни минерали и жили от масивни сулфиди и разрушаване на по-ранните скарни

### 13.2. Грайзенев тип находища

**Грайзен** е стар миньорски термин за грубозърнест агрегат от кварц и слюда (мусковит и Li слюди – лепидолит, цинвалдит, протолитионит, сидерофилит) с вариращи количества топаз, турмалин, флуорит, каситерит, волфрамит, шеелит, молибденит, хематит, сулфиди (на Fe, Cu, Bi) и Cu-Bi-Pb сулфосоли. **Грайзенизацията** е високотемпературна (~ 300-450°C), постмагматична промяна на скалите от кисели разтвори, богати на летливи компоненти (като F, B, OH, Cl), генерирани от изстиващ гранитен интрузив (т.е. това е процес на киселинно излужване, свързан с гранити). Развива се на средни дълбочини (между 1,5 и 3-4 km) в апикалните (горните куполовидни) части на гранитното тяло или в апофизи и дайки, свързани с гранитите (**фиг. 13.4**). На по-високи хипсометрични нива процесите на киселинно излужване са представени от аргилизация. **Грайзеновата система** се формира при комплексни късно- и постмагматични процеси, които засягат почти консолидирания гранитен интрузив и вместиращите го скали. Обикновено



възникването ѝ е предшествано от Na метасоматоза (албитизация), при която се освобождават  $H^+$  йони, обуславящи процеса на киселинно излужване. Образуват се кварц и мусковит, както и топаз, турмалин, Li слюди и т.н., ако в системата се внасят и други компоненти, като B, F, Li и др.

Типоморфни за грайзените системи са **Sn, W, Mo, Be, Bi, Li, F** и **B**, с които могат да асоциират **Cu** и **Zn**. Причината за тази „геохимична специализация“ е дискуссионна: дали е резултат от фракционна диференциация (т.е. е свързана с концентрация на летливи и метали в остатъчния флуид) или се унаследява от протолита. Вероятно се осъществяват и двата процеса (но в различни съотношения в отделните случаи): частично топене на обогатен на тези елементи коров материал и магматична фракционна кристализация с концентрация на летливите компоненти и металите в остатъчната топилка. **Преобладаващи рудни минерали** са каситерит, станит, волфрамит, шеелит, арсенопирит, пирит, халкопирит, молибденит, сфалерит, Bi минерали и бисмутинит.



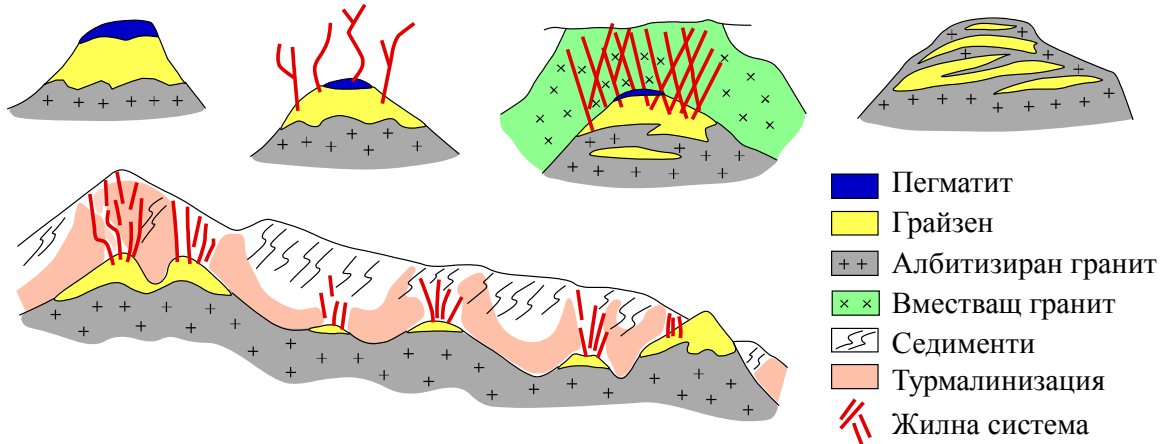
За богатите на F грайзенови системи са характерни флуорит и/или топаз и Li слюди, докато за богатите на B системи са присъщи големи количества турмалин. F е и важен комплексообразувател, особено за Sn, в по-малка степен (и при по-ниски температури, когато концентрацията му в разтвора е висока) и за W.

← **Фиг. 13.4.** Грайзенови жили: Цинвалд, Рудни планини, Германия

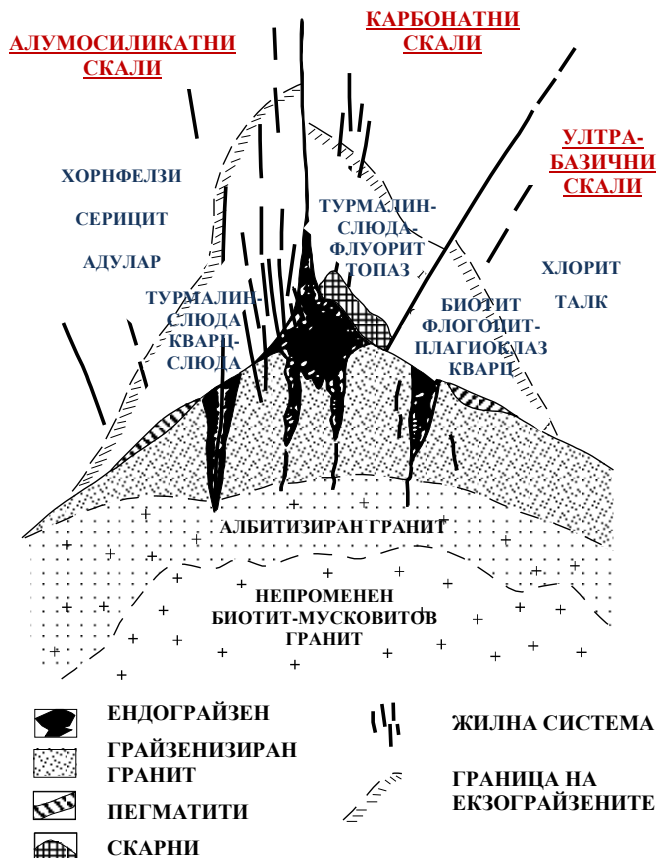
❖ **Грайзените Sn и W находища** пространствено и генетично са свързани с **S-тип** или илменитов тип гранити, формирани в корови условия (или най-малко са взаимодействали с C-съдържащи метаседиментни скали, за да се стигне до редукционни условия и ниска фугитивност на  $O_2$ ) и най-често в колизионните тектонски обстановки. Геохимичната специализация на Sn-носните гранити се контролира от степента на окисление на Sn в топилките (макар това и да не се приема от всички автори), т.е. от фугитивността на  $O_2$ , която се определя чрез отношението  $Fe^{+3}/Fe^{+2}$  и разделя гранитите на *магнетитова серия* (повече или по-малко отговарящи на I-тип гранити) и *илменитова серия* (~ S-тип гранити). В *илменитовата серия* (по Ishihara, 1977, 1981)  $Fe^{+3}/Fe^{+2}$  отношение е ниско, Sn е двувалентен и не влиза в решетките на ранните минерални фази, а се натрупва в остатъчната топилка, в резултат на което се формира обогатен на Sn, силно фракциониран левкократен гранит. Докато *магнетитовата серия* се характеризира с високо отношение  $Fe^{+3}/Fe^{+2}$ , което обуславя 4-та валентност на Sn. Следователно той може да замества Ti и Fe в решетките на раннокристализиращите скалообразуващи минерали (титанит, магнетит, амфибол, биотит), при което съдържанието му с остатъчния флуид ще е ниско и недостатъчно за формиране на рудни находища.

Отделят се **2 крайни типа грайзени: ендо- и екзограйзени**. Първите са формирани в затворена система, когато флуидът променя само гранитовия купол, а отгорележащите скали служат като екран на тези флуиди. Вторите се образуват в отворена система, когато флуидите проникват във вместващите скали по разломни нарушения с различен порядък. Съотношението между ендо- и екзо-грайзенова промяна се контролира от структурните взаимоотношения между гранитните куполи и вместващите ги скали, както и от степента на тяхното фрактуриране (**фиг. 13.5**). В затворените системи хидротермалният

флуид е с магматичен характер, докато в отворените се включват и метеорни води, в резултат на което се формират глинести минерали и се преминава към аргилизитов тип промяна. Температурата на грайзенизиращия флуид с преминаване от ендо- към экзограйзени и кварцови жили се понижава от 600-400°C до  $\pm 200^\circ\text{C}$ . В състава му преобладават NaCl, KCl и CO<sub>2</sub>, като се установяват и твърди фази като анхидрит и В минерали.



Фиг. 13.5. Структурни и морфоложки типове грайзенови системи



Типът на грайзеновата промяна се определя и от състава на вместващите скали (фиг. 13.6). Грайзенизираните куполи в **алумосиликатни седименти** формират тесен ореол от хорнфелзи, върху който се наслажда типичната грайзенова асоциация (представена от кварц, мусковит, Li слюди, албит, топаз, турмалин и др.). В **мафични скали** грайзенизацията протича с формиране на Mg силикати (флогопит, талк, Mg хлорит, актинолит), плагиоклаз, мусковит и кварц. Грайзенизацията на **карбонатни скали** става след тяхното скарниране. Грайзеновите разтвори се неутрализират от карбонатите, при което анионите (F, OH) се фиксират от Ca и Al във вид на флуорит, маргарит и топаз.

⇐ Фиг. 13.6. Ендо- и экзограйзени в различни типове вместващи скали: алумосиликатни, карбонатни и ултрабазични (no Scherba, 1970)

- ❖ Промислено значение имат предимно грайзеновите находища на Sn и W, които се срещат в Русия (Якутия, Чукотка, Задбайкалие), Бразилия (Питинга), Рудните планини (Алтенберг в Германия, Циновец в Чехия), Англия (Корнуъл), Канада, САЩ, Китай, Бирма, Австралия, Казахстан, Монголия и др.

### 13.3. Порфирен тип находища

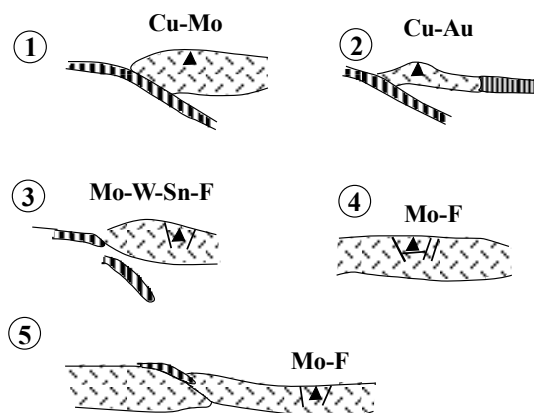
Всички порфирни находища се характеризират с 3 главни особености: (1) наличие на жили и жилки, формиращи шокверк, в които са впръснати сулфидите на Fe, Cu, Mo, Pb и Zn, както и самородно Au и минералите на W, Bi, Sn; (2) пространствена и генетична връзка на минерализацията с интрузивни тела с порфирна текстура; (3) хидротермалната промяна и орудяването засягат много голям обем от скали. Формират се от архая до сега с пикове през юра, креда, еоцен и миоцен. Запасите им варират от милиони до милиарди тонове при средно съдържание на **Cu** от 0,1 до 2% (в Cu-порфирните); на **Mo** – от 0,01 до 0,5% (в Mo-порфирните) и **Au** от части от ppm (g/t) до няколко ppm.



Някои автори отделят Cu, Cu-Mo, Mo, W, Cu-Au и Sn-порфирни системи (фиг. 13.7), други ги разглеждат заедно като “porphyry base metal deposits”. Ако сред вместващите рудоносния интрузив скали има карбонати, се формират и скарнови находища.

← Фиг. 13.7. Арсенопиритови и каситеритови жилки в напукан и променен гранит: Маунт Плезант, Ню Брунсвик, Канада

Генезисът и еволюцията на порфирните системи са свързани с магмена дейност по границите на плочите, затова пространствено те съвпадат с орогенните пояси. Срещат се по конвергентни граници и в свързани с рифтове обстановки (фиг. 13.8). В първия случай находищата се формират над зони на субдукция върху континентални крайнини и в интраокеански островни дъги. Генетично са свързани с кварц-монзонити, гранодиорити или диорити от Са-алкални серии. Съдържат Cu ± Au и Mo. Рифтовите обстановки са 3 типа: (1) задъгови след края на субдукция с формиране на алкални гранити и свързаните с тях риолити (Клаймакс, Хендерсон); (2) интраконтинентален рифтинг и (3) рифтинг в навличащата се плоча след континентална колизия.



Фиг. 13.8. Геотектонско положение на порфирните системи (с триъгълници) с преобладаващия им състав (no Sillitoe, 1980)

- 1 - зона на субдукция върху континентална крайнина (Андийски тип)
- 2 - зона на субдукция с участие на островна дъга
- 3 - задъгов рифтинг след прекратяване на субдукцията
- 4 - интраконтинентална рифтова зона
- 5 - рифтинг, свързан с континентална колизия

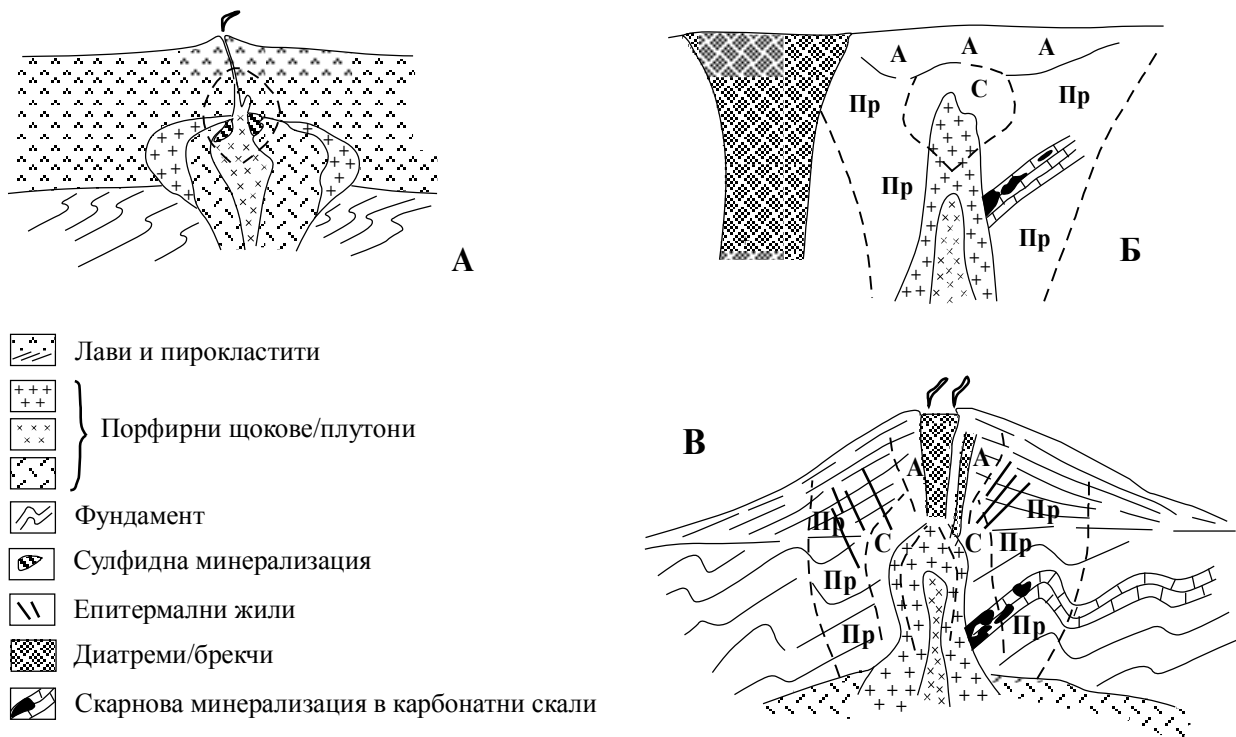
Съответно се различават няколко основни типа порфирни находища: алкални Cu-Au и Са-алкални Cu-Мо-Au до Мо (табл. 13.2). Източникът на вещество е коров (от региона на генериране на топилките) и подкоров (субдуциращата океанска кора и мантийният клин над зоната на Бенъоф, както и издигащи се мафични топилки).

Таблица 13.2. Типове порфирни находища

Находища	Вместващи скали	Минерална асоциация	Геодинамична обстановка	Примери
Алкални Cu-Au	Алкални базалти и габра до сиенити, шошонити ± фонолити	Халкопирит, пирит, магнетит, борнит, халкоцит ± галенит, сфалерит, телуриди, Au, Ag, тетраедрит	Океански островни дъги с алкални базични до средни вулканити и фелзични пирокластити	Ок Теди, Папуа Нова Гвинея
Са-алкални Cu-Мо-Au	Кварц-диорити, гранодиорити, кварц-монзонити	Пирит, магнетит, хематит, пирит, халкопирит, молибденит, борнит, халкоцит, тетраедрит-тенантит, енаргит ± Au, електрум, арсенопирит, галенит, сфалерит, кварц, калцит, барит	Свързан със субдукция магматизъм по време на екстензия при strike-slip разломяване и заддъгов спрединг	Чукикамата, Ел Тениенте и др. (Чили); Лепанто, Дизон, Санто Томас II (Филипини), Пангуна (Папуа Нова Гвинея), Моренси, Рей, Бингхем (САЩ), Баия де ла Алумбрера, Агуа Рика (Аржентина) и др.
Са-алкални Мо с понижено съдържание на флуор	Вулканити, туфи, субвулкански скали ± гранитоиди, кварцмонзонити	Молибденит, халкопирит, шеелит ± галенит	Свързана със субдукция колизия тип дъга-континент или континент-континент	Ред Маунтин (Канада), Томпсън Крик (САЩ), Компача (Перу), Източен Коунрад (Казахстан), Дзъндуиченг (Китай)
Са-алкални Мо с ↑ F (тип Клаймакс) <sup>18</sup>	Порфирни гранити и риолити	Молибденит, волфрамит, каситерит, сфалерит, галенит, монацит	Рифтови зони в кратони с подебела кора	Клаймакс, Пайн Гроув (САЩ), Малмбиерг (Гренландия), Нордли (Норвегия)

<sup>18</sup> Мо-порфирните находища в Северните Кордилери от типа на Клаймакс в Колорадо се характеризират и с *грайзенов тип промяна*, която е пространствено и генетично свързана с късните гранитни интрузиви

В зависимост от дълбочината на образуване могат да се отделят няколко **типа порфирни системи** (фиг. 13.9): **плутонични** (горната част на плутона е на дълбочина 5-6 km), **класически** (горната част на порфирния шок е на дълбочина между 0,5 и 1,5 km) и **вулкански** (или **субвулкански** → с вертикален обхват от горнището на вулкана до горните части на порфирния шок около 3-4 km). Първите се характеризират с липса на ясна концентрична минерална зоналност и широка дифундираща зона на бедна минерализация. Плутоните са многофазови и формират големи батолити с Са-алкален състав, асоцииращи с по-късни дайки. Характерни са брекчи, понякога с участие турмалин. Промяната е от околопукнатинна до повсеместна с добре развити зони на серицитизация и аргилизация и локално представена калиева метасоматоза. Минерализацията обикновено е шокверкова, като сулфидната зоналност се характеризира с прогресивно обогатяване на Fe (отвътре навън): от халкопирит до борнит и пирит. Съдържанието на Mo е вариращо. **Класическият тип системи** са представени от посторогенни наставени шокове с типична порфирна текстура, съпроводени от диатреми, брекчи, дайки и т.н. Те обхващат малка площ (~ 0,5÷2 km<sup>2</sup>), но имат голям вертикален обхват. Добре са представени (във вид на обвивки около интрузива) зони на К промяна, серицитизация и пропицитизация. Минерализацията също е концентрично-зонална: около слабо оруденото ядро с малко сулфиди (предимно пирит) последователно се формират зони с преобладаване на молибденит, халкопирит и накрая пирит. **Вулканският** или **субвулканският тип системи** включва субвулкански орогенни гранитоиди, които се внедряват в когенетна вулканска постройка и са характерни за Sn-порфирните системи в Боливия.



**Фиг. 13.9.** Идеализирани разрези на различни типове порфирни системи. С букви е отбелязана метасоматичната промяна: **А** - аргилизация; **Пр** - пропицитизация; **С** - серицитизация

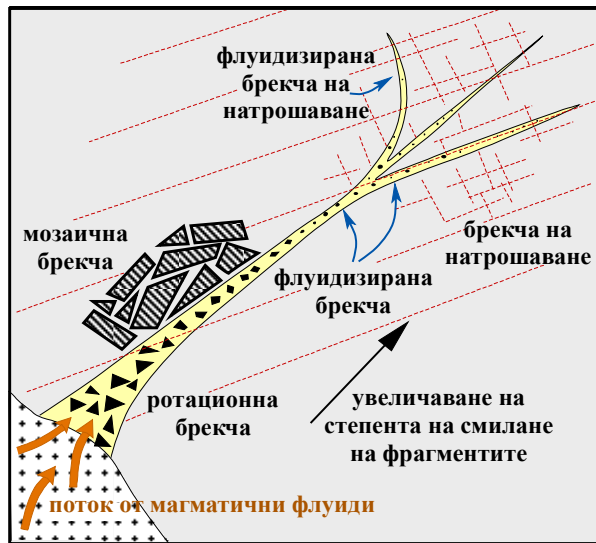
**А - Плутоничен тип:** разстоянието от повърхността до горната част на плутона е около 5-6 km (no McMillan & Panteleyev, 1980)

**Б - Класически тип:** горната част на порфирния шок се намира на дълбочина между 0,5 и 1,5 km (no Sillitoe & Gappe, 1984)

**В - Субвулкански тип:** вертикалният обхват от горнището на вулкана до горните части на порфирния шок е 3-4 km (no Sillitoe, 1973)



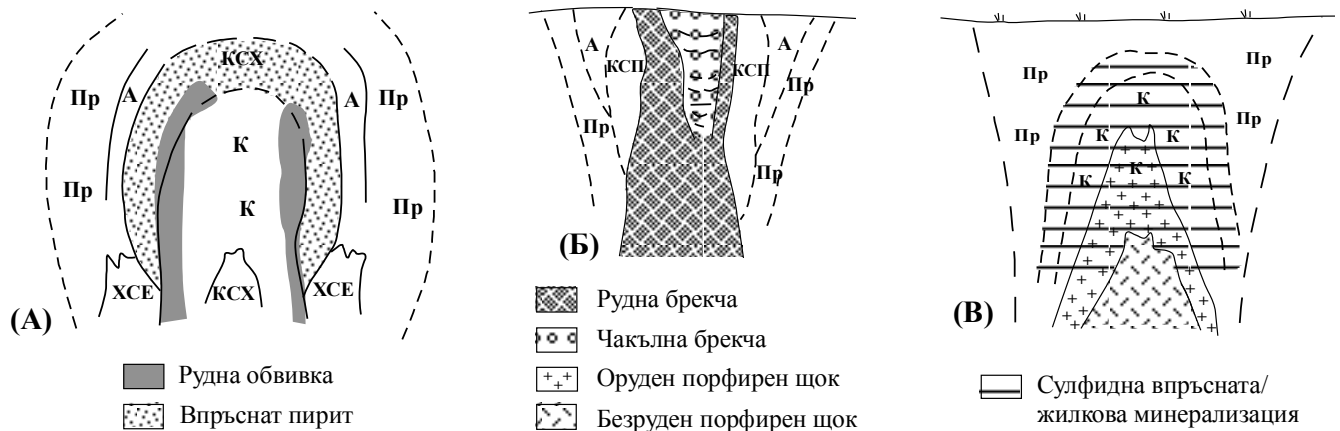
В порфирните системи участват флуиди с магматичен и метеорен произход. Магматичните разтвори са генерирани от кристализиращата интрузия при температура  $750 \div 450^\circ\text{C}$  и дълбочина между **5 и 1 km** от повърхността. Действието им е ограничено в апикалните части на интрузивите и непосредствено прилежащите към тях участъци, след което те се смесват с конвективния поток от флуиди с метеорен произход. В началото магматичната компонента преобладава, но постепенно тя се „разрежда“ и накрая доминира метеорната вода. Метеорно-хидротермалните флуиди в порфирната система са с температура  $450 \div 250^\circ\text{C}$  и се формират на дълбочина между **1** и по-малко от **0,5 km**. Конвекцията им се контролира от проницаемостта на вместващите скали.



Еволюцията на хидротермалния флуид при взаимодействието му с вместващите скали води до характерната за порфирните системи концентрична метасоматична и минерална зоналност, чийто тип се определя от състава на флуида, интрузива и вместващите скали. В повечето порфирни системи широко са представени и процесите на *хидравлично брекчиране*, които се характеризират с най-различна морфология и механизми на образуване (вкл. и у нас в нах. Елаците) (Фиг. 13.10).

⇐ Фиг. 13.10. Модел на образуване на магматично-хидротермални брекчи (no Corbett, 1998)

В зависимост от състава на интрузива са предложени и двата основни генетични модела на порфирни системи (Фиг. 13.11): *кварц-монзонитов* на Lowell-Guilbert (1970) с *брекчиев подтип* Hollister (1978) и *диоритов* на Hollister (1978).



Фиг. 13.11. А - *кварц-монзонитов* на Lowell-Guilbert (1970); Б – *брекчиев тип* и В - *диоритов* на Hollister (1978). С букви е означена *метасоматичната промяна*: ХСЕ – хлорит-серицит-епидотова ± магнетит; КСХ – кварц-серицит-хлоритова ± калиев фелдшпат; К – калиева; А – аргилизитова; КСП – кварц-серицит-пиритова; Пр - пропилитова

За „*кварц-монзонитовия модел*“ порфирни системи на Lowell-Guilbert (1970) е характерна концентрична зоналност на хидротермалната промяна и орудяването в съответните

интрузиви и вместващите го скали, свързана с пространствено-времевата еволюция на рудоносния флуид от предимно магматичен до предимно метеорен по състав. Развитието на системата започва с алкална метасоматоза (обикновено калиева, по-рядко натриева) в рамките на плутона и около него, при което се формира ядро от калиеви метасоматити, преминаващо навън в по-дифузна зона на пропицитизация. На този етап се образуват разсеяно-впръснатата и жилковата сулфидна минерализация с участие на късномагматични флуиди. По-късно при включване на метеорни води върху по-ранната алкална промяна се наслагват серицитизация и аргилизация, съпроводени с преразпределяне на сулфидната минерализация. Рудната обвивка е привързана към външните граници на калиевата зона. Характерната асоциация е представена от кварц + калиев фелдшпат + биотит + серицит + анхидрит + пирит + халкопирит + борнит ± магнетит ± молибденит. Au не е типичен елемент.

Разновидност на този тип системи е „*брекчиевият тип*“ на *Hollister (1978)*. В него промяната и орудяването са свързани с големи брекчиеви тръби, които се формират по време на постминерализационния етап на метеорно-хидротермалната дейност. Важна роля имат В-съдържащите флуиди, водещи до отлагане на ранен турмалин + кварц + пирит и след това на Cu орудяване (напр. в Ел Тениенте, Чили). Последователността на метасоматичните изменения е подобна на тази в кварц-монцитовия модел с централна калиева зона, около която се разполагат серицитовата, аргилизитовата и пропицитовата. Калиевите минерали (ортоклаз и биотит) и сулфидите могат да присъстват и във вид на циментиращ материал в брекчиевите тръби, в централните части на които може да има „чакълеста брекча“ (интензивно аргилизирана, с ясна градационна слоистост и заоблени фрагменти, вкл. и от руден материал).

В „*диоритовия модел*“ порфирни системи на *Hollister (1978)* основно значение има по-мафичният (диоритов или сиенитов) характер на интрузивните скали и комагматичните вулкани. Затова серицитовата зона липсва или е слабо развита, а калиевата и пропицитовата промяна са доминиращи (и оформят съответно вътрешна и външна зона). Този тип порфирни системи е характерен за островни дъги, формирани върху океанска или тънка континентална кора. Характерно е високо  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  отношение и понижено съдържание на Si. Впръснатата халкопиритова минерализация е привързана към калиевата зона. Отношението *халкопирит/пирит* е близко до 1, докато *халкопирит/борнит*  $\leq 2$ . Характерно е повсеместно присъствие на магнетит, по-рядко пиротин и повишеното съдържание на Au.

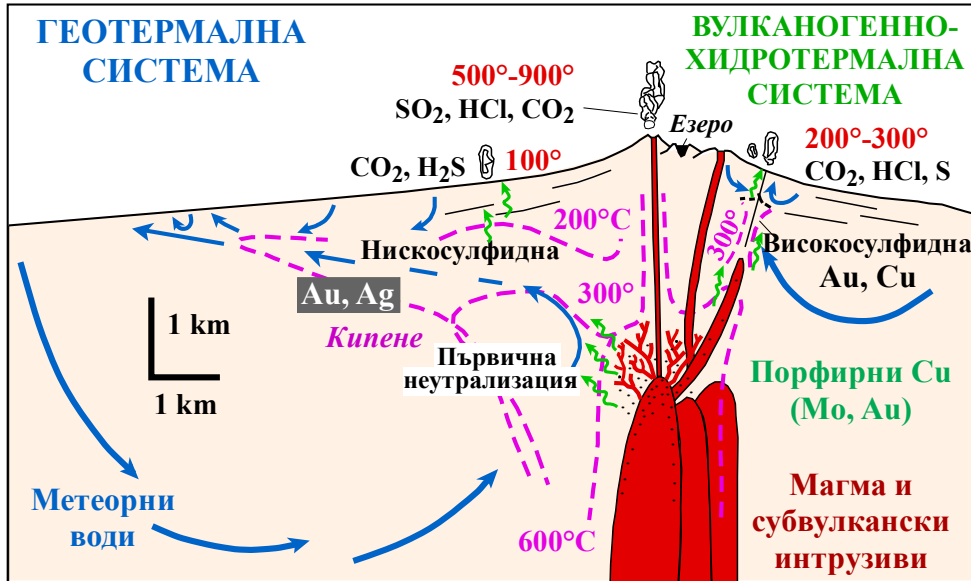
#### 13.4. Епитермален тип находища

Терминът „епитермален“ е въведен от Линдгрен (1933) за находища, формирани при ниска температура (200-50°C) и ниско налягане (малка дълбочина). Според съвременната интерпретация и номенклатура (*Pirajno, 1992; Evans, 1993; Hedenquist, 1995 и др.*) включва всички хидротермални рудни находища, образувани при **ниски до средни температури (50÷350°C), малка дълбочина** (приповърхностни или на дълбочина до 1-2 km) и ниски наляганя **предимно от метеорни води с ниска соленост** (<1 до около 15-25 % NaCl екв.).

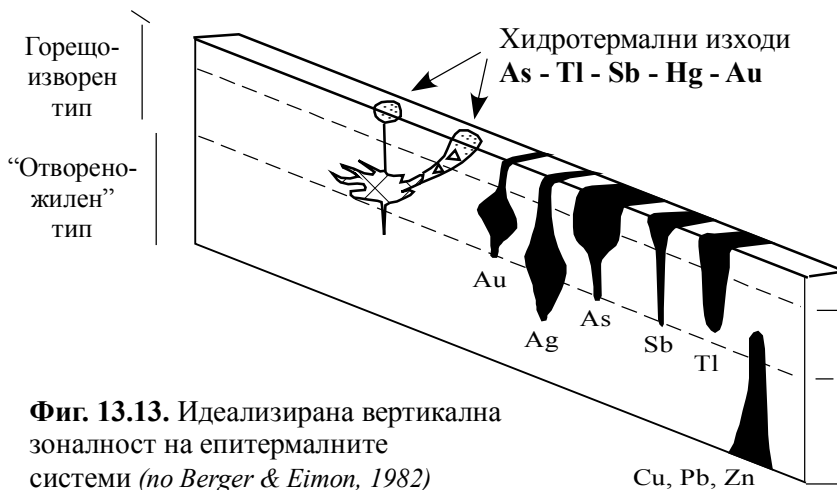
❖ В по-общ план епитермалните находища се образуват в **континентални (наземни) или подводни геотермални системи**. Континенталният им вариант съществува в продължение от десетки хиляди години до 2 млн. г. като рудното вещество се извлича предимно от вместващите скали. Геотермалните системи обикновено са свързани с вулкански структури (стратовулкани, куполни комплекси, калдери, маари), както по *конвергентните* (най-често вулкански дъги), така и по *дивергентните* (рифтови долини) граници на плочите. По-честа е асоциацията с андезитови, дацитови и риолитови магмени центрове, отколкото с базалтови.

В широк смисъл (по Henley, 1985) геотермалните системи представляват **свързани с магматизъм системи**, в които се формира орудяване от **масивно-сулфиден до медно-порфирен и епитермален тип орудяване (фиг. 13.12)**. В тесен смисъл (*Hedenquist, 1995; Hedenquist, Lowenstern, 1994; White, Hedenquist, 1995*) под геотермална система се подразбира **система с неутрален в дълбочина флуид с ниска соленост (<1% NaCl) и вариращо газово**

съдържание, които са съвременният аналог на епитермален тип находища от нискосулфиден тип. Геотермалните системи се характеризират с определена дълбочинна метална зоналност. В горните им части преобладават **Au, Ag, W, As, Sb** и **Tl**, които асоциират с аморфен Si материал (т.нар. *sinters*), докато в долните нива се концентрират **Cu, Pb, Zn, Te** и **Bi** (фиг. 13.13).



**Фиг. 13.12.** Схематичен разрез на плиткозалагащ субвулкански интрузив, асоцииращ със стратовулкан, с обстановки на формиране на Cu-порфирни, високо- и нискосулфидни епитермални находища. Активните вулканогенно-хидротермални системи се простират от дегазиращата магма до fumarоли и кисели извори и обуславят формирането на порфирни и/или високосулфидни находища; докато нискосулфидните орудявания се образуват в геотермални системи от води с неутрално pH, които могат да се разтоварват във вид на горещи извори или гейзери



**Фиг. 13.13.** Идеализирана вертикална зоналност на епитермалните системи (по Berger & Eimon, 1982)

**N.B!!!** Типоморфни особености на всички епитермални находища са:

- наличие на финозърнест халцедоно-подобен кварц, калцит, кварцови псевдоморфози по калцит (папиршпат) и хидротермални брекчи;
- характерна минерална асоциация - Au, Ag, As, Hg, Sb, Tl, Te, Pb, Zn, Cu;
- преобладаващи текстури на запълване (индикиращи обстановки с ниско налягане), крустификационни, коломорфноивичести и гребеновидни;
- жилен, щокверков и впръснат тип орудяване.

Класификацията на епитермалните находища постепенно се видоизменя. Първоначално те се разделят на 2 типа (Pirajno, 1992; Evans, 1993): **жилни** (на запълване) във вулканити, ясно свързани с магматизъм (фиг. 13.14) и **метасоматични** (на

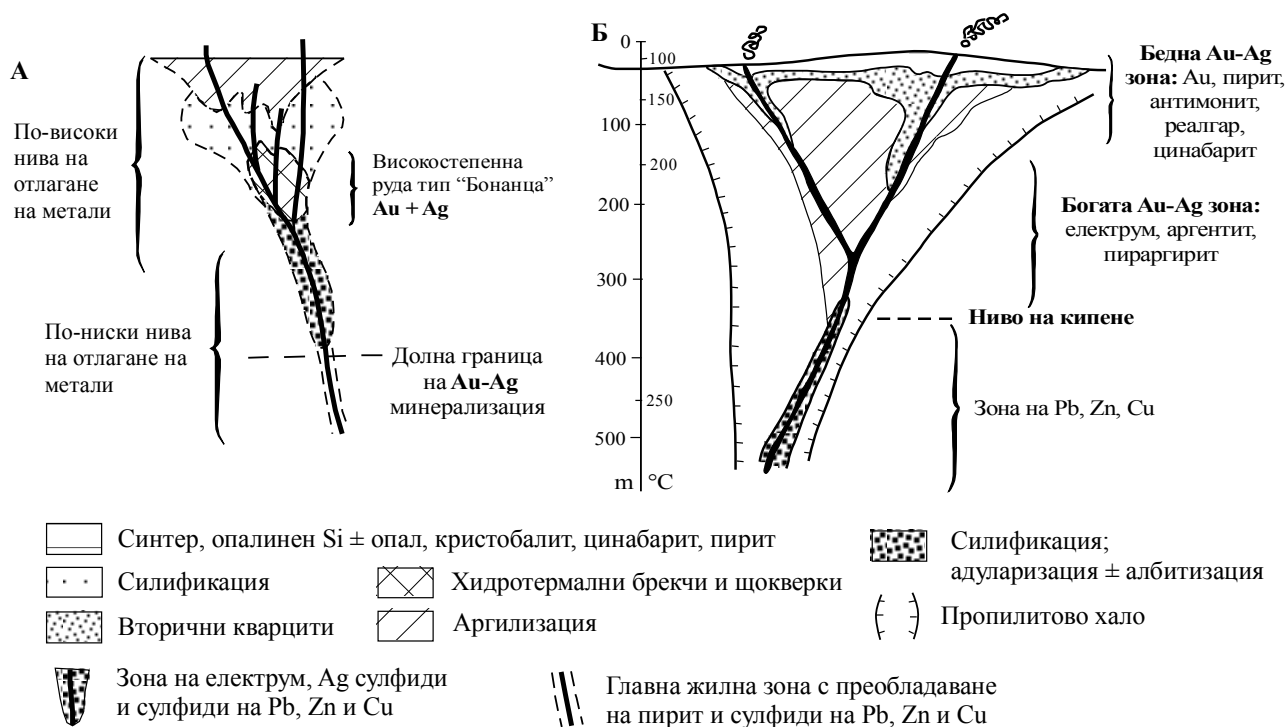
заместване) в седиментни скали без ясна връзка с магматизъм, които сега са отделени в самостоятелен клас (Карлин тип).

Класическите епитермални находища са представени от 3 крайни члена: *горещо-изворен* тип (“Hot-spring type”); *високосулфиден* (“High sulfidation” по Hedenquist, 1987, или *кисело-сулфатен* по Heald et al., 1987) и *нискосулфиден* (“Low sulfidation” по Hedenquist, 1987, или *адулар<sup>1</sup>-серицитов* по Heald et al., 1987), като за основен класификационен белег е приета степенята на окисление на сулфидите. В последните години някои автори (Hedenquist, 2000 и др.) отнасят преходните разновидности между *високосулфидния* и *нискосулфидния тип* към *умереносулфиден тип* (Intermediate sulfidation), т.к. голяма част на находищата имат междинни характеристики между двата крайни члена (**табл. 13.3**).

**Таблица 13.3.** Дефинитивни белези на главните типове епитермални находища (no Sillitoe et al., 2003)

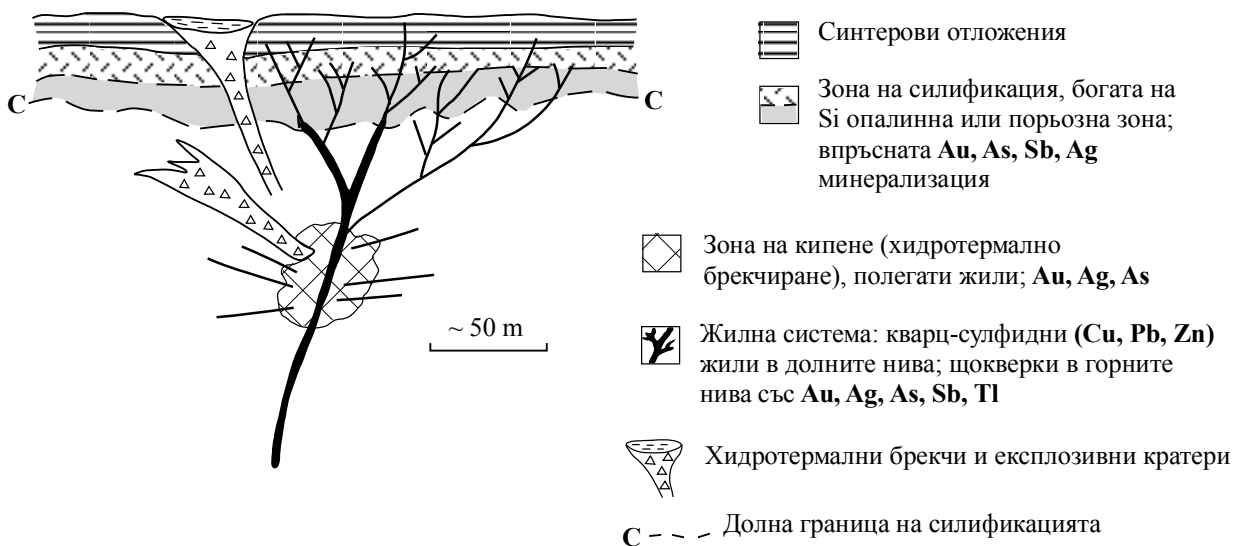
	Високосулфидни		Умереносулфидни	Нискосулфидни	
	Окислени магми	Редукционни магми		Субалкални магми	Алкални магми
<i>Еталон</i>	<b>Ел Индио,</b> Чили (жилно) <b>Йанакоча,</b> Перу (впръснато)	<b>Потоси,</b> Боливия	<b>Багио,</b> Филипини (богато на Au) <b>Фреснийо,</b> Мексико (богато на Ag)	<b>Мидас,</b> Невада	<b>Имперър,</b> Фиджи
<i>Връзка с вулканити</i>	Андезити до риолити	Риодацити	Андезити до риодацити ± риолити	Базалти до риолити	Алкални базалти до трахити
<i>Дефинитивни метасомат. асоциации</i>	Кварц-алунит; Кварц-пирофилит/дикит в h	Кварц-алунит; кварц-дикит в дълбочина (h)	Серицит; адулар не е характерен	Илит/сметтит-адулар	Роскоелит-илит-адулар
<i>Si минерали</i>	Масивна финозърнеста силификация и остатъчен кварц в празнини		Крустификационен и гребеновиден жилин кварц	Крустификационен и коломорфен жилин халцедон и кварц + „папиршпат“	
<i>Карбонати</i>	Липсват		Присъщи, вкл. Mn	Малко и късни	Изобилни, но без Mn
<i>Други нерудни</i>	По-късен барит		Барит ± Mn-съдържащи силикати	± флуорит	Барит, целестин и/или флуорит
<i>Сулфиди, %</i>	10÷90%		5÷>20%	<1÷2% (до 20% в базалти)	2÷10%
<i>Дефинитивни сулфиди</i>	Енаргит, лузонит, ковелин, фаматиит	Акантит, антимонит	Сфалерит, галенит, халкопирит, тетраедрит-тенантит	Малко арсенопирит ± пиротин, сфалерит, галенит, тетраедрит-тенантит, халкопирит	
<i>Гл. метали</i>	<b>Au-Ag, Cu, As-Sb</b>	<b>Ag, Sb, Sn</b>	<b>Ag-Au, Zn, Pb, Cu</b>	<b>Au ± Ag</b>	
<i>Съпътстващи метали</i>	<b>Zn, Pb, Bi, W, Mo, Sn, Hg</b>	<b>Bi, W</b>	<b>Mo, As, Sb</b>	<b>Zn, Pb, Cu, Mo, As, Sb, Hg</b>	
<i>Te и Se минерали</i>	Телуридите са присъщи ± селениди	Малко данни	Te минерали са присъщи, Se – не са характерни	Se минерали са присъщи ± телуриди	Изобилие от Te минерали, Se – не са присъщи

<sup>1</sup> Няма общоприет критерий за отделянето на *адулар* от другите типове KFs. Често за такъв белег се приема температурата. В този смисъл, *адулари* са всички хидротермални калиеви фелдшпати, формирани при температури по-ниски от 400°C, независимо от тяхната структура, морфология и цвят.



**Фиг. 13.14.** Схематичен разрез на жилни епитермални находища (open-vein type) с два типа минерализация: Au-Ag „бонанца“-тип отгоре и Au-полиметална отдолу (А – по Berger & Eimons, 1982 и Б – по Buchanan, 1981)

**Hot-spring type (фиг. 13.15)** – формира се на повърхността или около нея. Характеризира се с наличие на т.нар. *силициевы шапки* (силициевы туфи – Si “sinters”) и хидротермални брекчи (формирани най-често при кипене или хидротермални ерупции – **фиг. 13.16А**). Минерализацията е нискостепенна; преобладаващата метална асоциация е Au-Ag-As-Sb-Hg-Tl (**фиг. 13.16Б**) с малко Cu-Pb-Zn в по-долните части. В дълбочина преминава в един от другите два жилни типа (най-често *high sulfidation*).



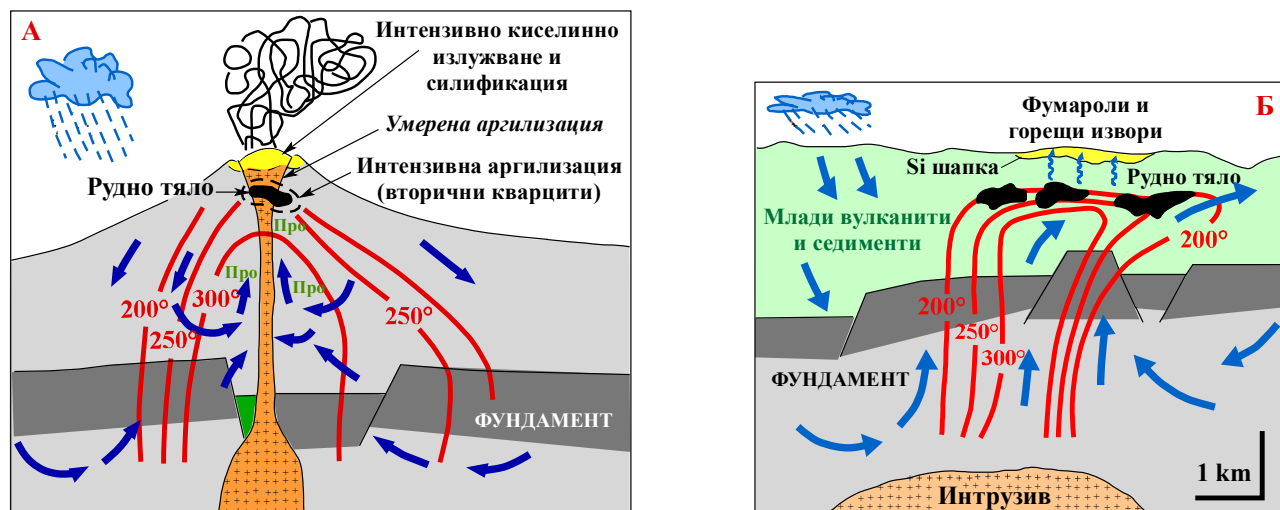
**Фиг. 13.15.** Схематичен разрез на епитермални орудявания от горещо-изворен тип (no Berger & Eimon, 1982)





**Фиг. 13.16.** А - Цикълът на запечатване и отваряне на пътищата на флуидите се маркира от експлозивни събития, които обуславят сложната „стратиграфия“ на синтера, индикираща десетки до стотици „експлозии“; Б - Редуване на ивички от метацинабарит (черно) и цинабарит (оранжево-червено) с опал и халцедон (т.нар. *myrickite*): *МакЛоглин, Калифорния, САЩ*

**High-sulfidation** (фиг. 13.17 - А) - разположени в непосредствена близост до магмения източник (обикновено над него). Времевият интервал между проявите на магматизъм и орудяване е тесен, по-малко от 0,5 млн.г. Хидротермалната циркулация е блископовърхностна с кисело-сулфатен или смесен кисело-сулфат-хлорен състав с  $pH = 2 - 5$ , температура  $100-180^{\circ}C$  (Pirajno, 1992) и соленост от 1 до 24 тегл.% NaCl екв. (Hayba et al., 1985). Околорудните скали са интензивно киселинно излужени в различни фазиеси на аргилизити и вторични кварцити. Характерно е „високосерно“ ("high sulfidation") състояние на рудните минерали, които са представени от пирит, енаргит, самородни злато и сяра, барит, сребърни сулфида и сулфосоли, телуриди, бисмутови минерали, оловно-цинкови сулфида в по-ниските нива.



**Фиг. 13.17.** Схема на формиране на кисело-сулфатен (А) и адулар-серицитов (Б) тип Au и Au-полиметални епитермални находища във вулкански скали (по Heald et al., 1987 и изменения от Henley, 1991): Про - пропилитизация

**Low-sulfidation** (фиг. 13.17 - Б) - отдалечени в различна степен от магмения източник. Времевият интервал между проявите на магматизъм и орудяване е твърде различен, често повече от 1 млн.г. Хидротермалната дейност се отличава с дълбока циркулация на

метеорни хлор-съдържащи води с  $pH = 5,5 - 6,5$ ; температура  $250-350^{\circ}C$  (Pirajno, 1992) и соленост от 0 до 13% NaCl екв. (Науба et al., 1985). Непосредствените околорудни изменения са представени от кварц, адулар, калцит, доломит, манганови карбонати и силикати, малко флуорит и барит. Характерно е предимно „нискосерно“ състояние на рудните минерали, които включват пирит, сфалерит, галенит, халкопирит, самородно злато, електрум, сулфиди на As, Sb и Hg, сребърни сулфосоли, селениди (фиг. 13.18).

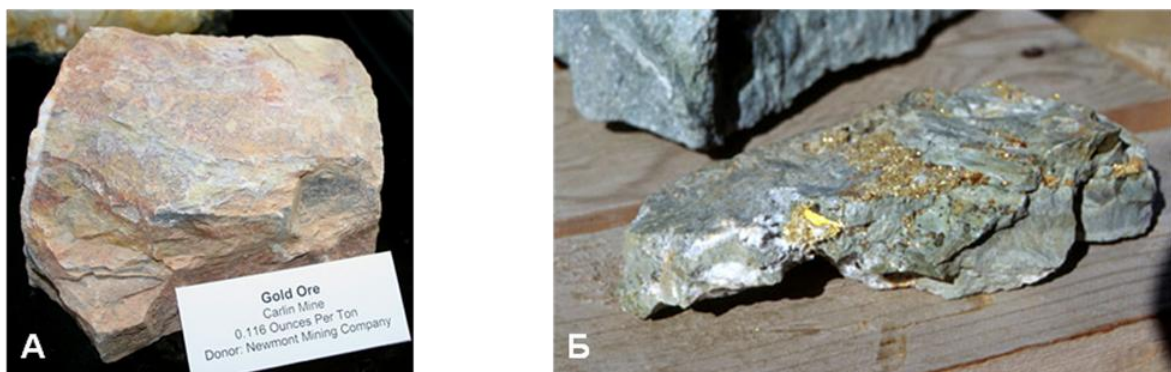


**Фиг. 13.18.** А - Телескопирана нискосулфидна минерализация с пирит, халкопирит, сфалерит, галенит и опал; Б - Карбонатна Au-полиметална минерализация в брекчи: *Папуа Нова Гвинея*

### 13.5. Карлин тип находища

Карлин тип находища са дефинирани като „епигенетични с впръснат златоносен пирит (марказит или арсенопирит) с разтваряне, аргилизация, сулфидизация и силификация на вместиците карбонатни скали“ (Hofstra & Cline, 2000). Vagby & Berger (1985) отделят 2 подтипа: (1) джаспероиден и (2) Карлин sensu stricto с пълна градация и преходи между тях. И в двата има тясна връзка на Au с Hg, As, Tl и Sb. Първият подтип включва находищата (особено на Sb и Hg) в джаспероиди, кварцови жили и силифицирани вместици скали като повечето са структурно контролирани или са на контакта между карбонати и шейли. Карлин подтип се характеризира с впръсната Au и Ag минерализация в скалите, които не е задължително да са силифицирани, но обикновено са с повишено съдържание на въгледороди.

Първото находище от този тип е **Карлин (фиг. 13.19)**, открито в началото на 1960-те години в САЩ, което и дава името на този клас находища (табл. 13.4). По-късно подобни се откриват в Индонезия (*Месел*), Китай (*Гуйджоу*), Русия (*Суздалски тренд*), Малайзия (*Лъки Хил*) и др.

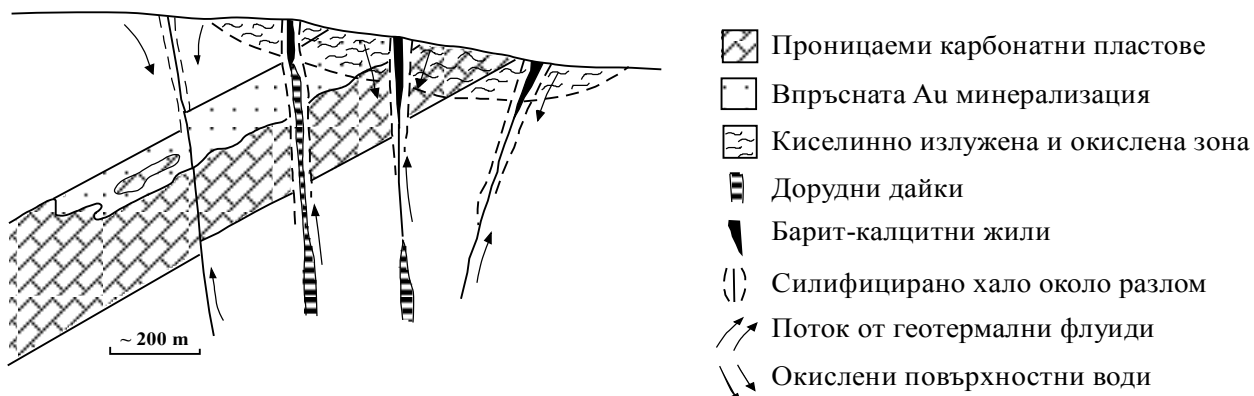


**Фиг. 13.19.** Карлин тип Au орудяване – с микроскопско (А) и видимо Au (Б): *Карлин, Невада, САЩ*

Таблица 13.4. Дефинитивни белези на Карлин-тип находища

Еталони	Карлин, Джерит Каньон (т.нар Провинция на басейните и хребетите)
Възраст	Среден терциер
Тектонско положение	Корова екстензия (в заддъгов басейн и др.)
Магмена асоциация	Екстензионен бимодален (риолит-базалтов) магматизъм
Вместващи скали	Карбонатни скали от различни фации ± магмени скали
Дълбочина на образуване	Средnodълбоки, обикновено до 2 km
Тип орудяване	Дискордантно и стратифицирано
Хидротермална промяна	Декарбонатизация, аргилизация, силификация, сулфидизация
Минерализация на запълване	Калцит, аурипигмент, реалгар, кварц, антимонит, пирит-марказит, барит
Рудни минерали	Впръснат Au-носен пирит, марказит, арсенопирит
Форма на присъствие на Au	Субмикроскопични включения в пирит, марказит и арсенопирит
Типоморфни елементи	<b>Au, As, Sb, Tl, Hg</b> ± W ± Te ± Se ± Ba
Au-Ag отношение	Високо = от > 3 до 20
Съдържание на Zn, Pb и Cu	Ниско
Температура на образуване	~ 150 ÷ 250°C (често 175-200°C)
Състав на рудния флуид	3-15% NaCl екв. соленост с 2÷4 мол.% CO <sub>2</sub> и 0,01 мол.% H <sub>2</sub> S
Транспорт на Au	Във вид на бисулфидни комплекси
Източник на вода	Метеорна и/или метаморфна (± магматична?)
Източник на CO <sub>2</sub>	Метаморфно-карбонатни скали
Източник на H <sub>2</sub> S	Седиментно-метаседиментни скали
Механизми на рудоотлагане	Редукция ± охлаждане ± разреждане

Рудните тела са пластообразни и с неправилна форма, нагоре преминават в зони на аргилизация (киселинно излужване) и супергенно окисление (фиг. 13.20). Геометрията на орудените зони е функция от проникваемостта и състава на вместващите седиментни скали, като във всички случаи подхранващите им канали са структурно контролирани. Повсеместно присъстват дорудни финозърнести кварц-фелдшпатови дайки и силове, които предполагат наличие на гранити в дълбочина - източник на топлина и/или вещество за хидротермалната конвективна система. Хидротермалната промяна е представена предимно от аргилизация (около повърхността), силификация (джаспериоди) и долометизация.



Фиг. 13.20. Схематичен модел на метасоматичен тип впръснато Au орудяване в карбонатни и/или карбонат-съдържащи скали (по Radtke et al., 1980). Карбонатното вещество се разтваря от хидротермални разтвори и се утаяват Si, пирит и Au. Характерна е интензивна силификация покрай разломи и/или дайки, които служат за канали на издигащите се флуиди. В горните части на разломите се формират по-късни баритни и калцитни жили.

Орудяването обикновено е вместиено в тъмни до сиви тънкослойни глинести доломитни варовици с вариращо съдържание на органичен въглерод (редуктор, който съдейства за отлагането на Au). Макроскопски често е трудно различаването на орудената и неорудената скала, т.к. първичната рудна минерализация представлява финозърнеста въгленосна карбонатна скала, импрегнирана с финозърнест Si и впръснат пирит (с размери по-малки от 0,005 mm в диаметър). Около 90% от Au е финовпръснато под форма на полузакръглени зърна не по-големи от 0,001 mm. Вертикалният обхват на Au минерализация обикновено е между 100 и 500 m, като рядко превишава 1000 m. Запасите силно варират: от по-малко от 100 хилт. до над 500 млн.т. руда със съдържание на Au от части от g/t до десетки g/t (средно от 0,6 до 29 g/t Au).

### 13.6. Стратиформен тип находища<sup>17</sup>

Основната им характеристика е, че са формирани във вид на пласт едновременно с вместиращите ги скали. Няма общоприета класификация, за удобство (по преобладаващия тип вместиращи скали) се разграничават 2 класа находища: (1) *във вулкански скали* (масивно-сулфидни находища във вулканити, при които най-важни са ексхалативните процеси<sup>18</sup>) и (2) *в седиментни скали* (седиментният контрол е определящ). Първите са разновидност на VOLCEX (вулканогенно-ексхалативни) хидротермални находища, а към вторите се отнася SEDEX (седиментно-ексхалативен) тип. Основната разлика между тях е, че във VOLCEX ексхалативите са свързани с вулканизъм и са предимно с магматогенен произход, докато в SEDEX не са свързани с вулканизъм и най-често са от реликтови, морски, по-рядко мантийни флуиди.

#### 13.6.1. Стратиформни находища във вулкански скали<sup>19</sup>

Към тях се отнасят **масивно-сулфидните находища** (VMS = volcanogenic massive sulfide), наречени така, т.к. съдържат минимум 60% сулфиди в стратиформените си части) често със съществено участие, предимно в отдолулежащите скали, на *секуща сулфидна минерализация от жилин тип* (прожилково-впръснати руди). Те са свързани с подводен вулканизъм в различни тектонски обстановки. Съществуват няколко типа класификации, основани на различни дефинитивни особености, като метално съдържание, геоложка обстановка, състав на вместиращите скали, тектонска позиция. Една от най-популярните е тази на Hutchinson (1980), който отчита повечето от изброените характеристики. Според нея масивно-сулфидните находища се разделят на четири типа (табл. 13.5):

→ Тип Беси (“Cu-Zn тип”) = Cu+Zn ±Au ±Ag (фиг. 13.21)

→ Кипърски тип (“Cu-Zn тип”) [Cyprus-type] = Cu (±Zn) ±Au (фиг. 13.22)

→ Куроко-тип (“Zn-Pb-Cu тип”) = Cu+Zn+Pb ±Au ±Ag (фиг. 13.23, 13.24)

→ „Примитивен“ (“Cu-Zn”) тип [Primitive type] или Тип Норанда = Cu+Zn ±Au ±Ag (докамбрийски аналог на Куроко-тип)

<sup>17</sup> В руската школа терминът „*стратиформен*“ има предимно описателен характер и е синоним на „пластообразен“. В западната литература освен морфологично, той има и генетично значение - т.е. *образуван във вид на пласт*. Следователно, едно стратиформно находище трябва да бъде първично пластово и формирано едновременно с вместиращите го скали.

<sup>18</sup> В широк смисъл под „*ексхалация*“ се подразбират всички видове локализирано изхвърляне на флуиди (течност + газ) в хидросферата или атмосферата от литосферата.

<sup>19</sup> В този случай основен критерий е *пространствената и времевата връзка с вулканизма*, като вулканските скали изграждат значителна част от разреза на вместиращия комплекс. Затова към тази група се отнасят и някои находища в седиментни скали (напр. тип Беси), които са отложени в условия на доминиращ вулкански режим.

Напоследък в литературата са въведени също *Иберийски, Уралски и Атлантически тип*.

**Таблица 13.5.** Класификация и на масивно-сулфидните находища (по Hutchinson, 1980)

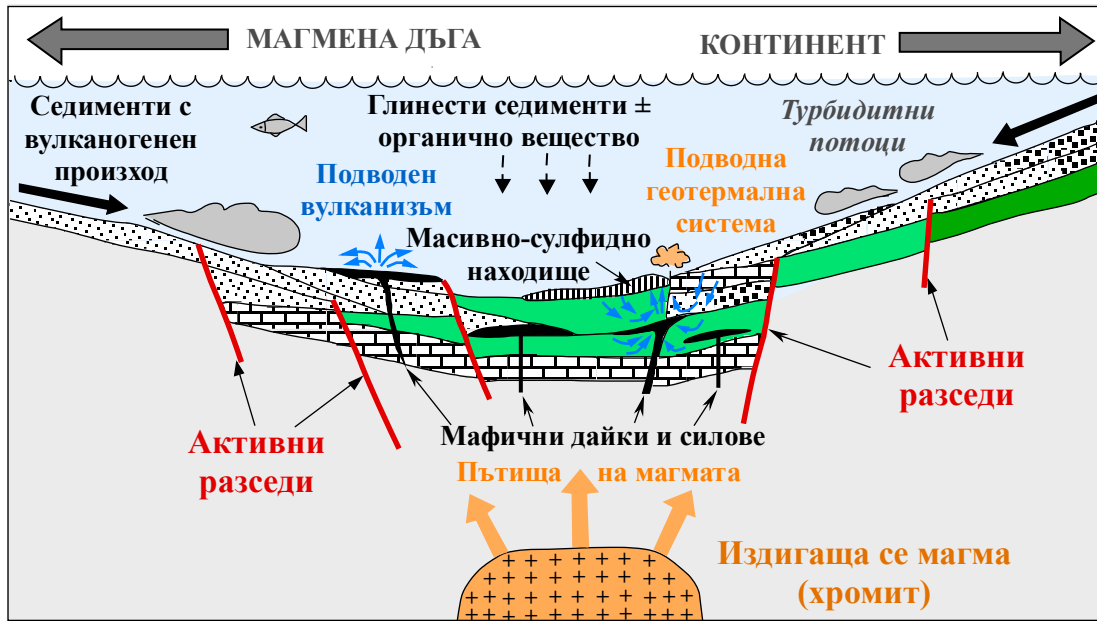
	<b>Тип Беси</b>	<b>Кипърски тип</b>	<b>Куроко-тип</b>	<b>„Примитивен“</b>
<i>Състав</i>	<b>Cu + Zn ±Au ±Ag</b>	<b>Cu (±Zn) ±Au</b>	<b>Cu + Zn + Pb ±Au ±Ag</b>	<b>Cu + Zn ±Au ±Ag</b>
<i>Вместващи скали</i>	Вътрешно-плочеви базалти, грауваки, турбидити и др.	Офиолити, толеитови базалти, седиментите са малко или липсват	Бимодални серии (толеитови базалти, Са-алкални лави и пиро-кластити), теригенни седименти ± карбонати	Диференцирани серии от базалти до риолити (лави и пирокластити), грауваки, шейли и др. в зелено-шистните пояси
<i>Условия на отлагане</i>	Дълбокоморска седиментация с базалтов вулканизъм	Дълбокоморски басейни с толеитов магматизъм, вкл. СОХ	Плитка до континентална седиментация с експлозивен вулканизъм	Морски (по-малко от 1 km в дълбочина)
<i>Геодинамична обстановка</i>	Естензия (локална)	Екстензия (регионална)	Екстензия и регионално пропадане, калдери	Пропадане
<i>Тектонска позиция</i>	Рифтинг в епиконтинентален или заддъгов басейн	Океански рифтинг на нарастващата покрайнина	Заддъгов рифтинг	Дискусионна: трогове или заддъгови басейни
<i>Възраст</i>	Ранен протерозой, палеозой	Фанерозой	Ранен протерозой, фанерозой	Архай, протерозой
<i>Примери</i>	Скандинавски Каледониди, Куба, Аляска, о-в Хонсю (с едноименни находища в Япония)	Кипър, Турция, Оман, Саудитска Арабия, Филипини, Калифорния, Нюфаундленд и др. (малки находища, често < 5 млн.т.)	Япония (Шаканаи), Иберийски пиритен пояс (Испания, Португалия), Швеция (Фалун), Перу, Канада, Тасмания и др. (до > 200 млн.т. запаси)	Канадски щит (пояс Абитити → Норанда), Феноскандинавски щит (Пиритният пояс на Финландия, Швеция)

Във всички *генетични модели* на масивно-сулфидния тип находища се предполага излужване на метали от вместващите скали, макар че според последните изследвания поне една част от тях идва от високите части на плутонични тела, залягащи под вулканските системи и вероятно представляващи техни подхранващи канали. По изотопни данни съставът на флуидите е предимно от морски води, но не се изключва и смесване с магматични води. По данни от флуидни включения температурата на образуване варира от 100 до 330°C, а солеността от 3,5 до > 6 % NaCl екв.

❖ За морфологията на рудните тела определящо значение има отношението на плътността и налягането на хидротермалния флуид спрямо това на водата (**фиг. 13.25**). Когато



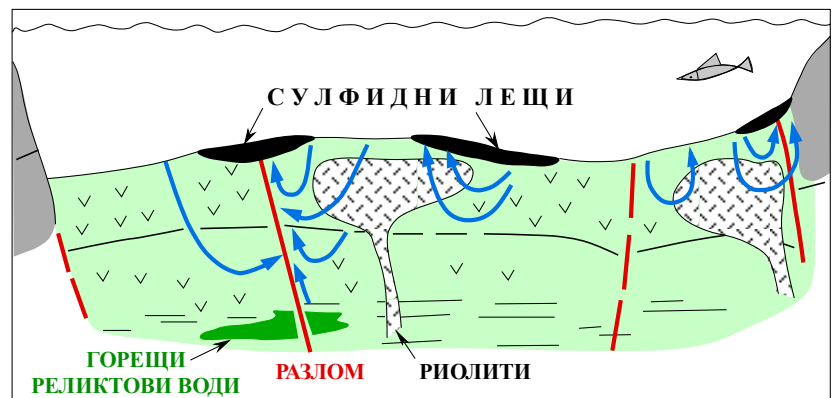
плътността и налягането на флуида са по-големи от тези на водата, минерализацията почти не се разсейва и се оформят пластови рудни хоризонти, в които сулфатите преобладават над сулфидите. Когато плътността и налягането на флуида и водата са приблизително еднакви се формират стратифицирани сулфидни руди. Когато плътността и налягането на водата е по-голямо от това на флуида се образуват жилни находища, изградени предимно от масивни сулфиди и сулфати.



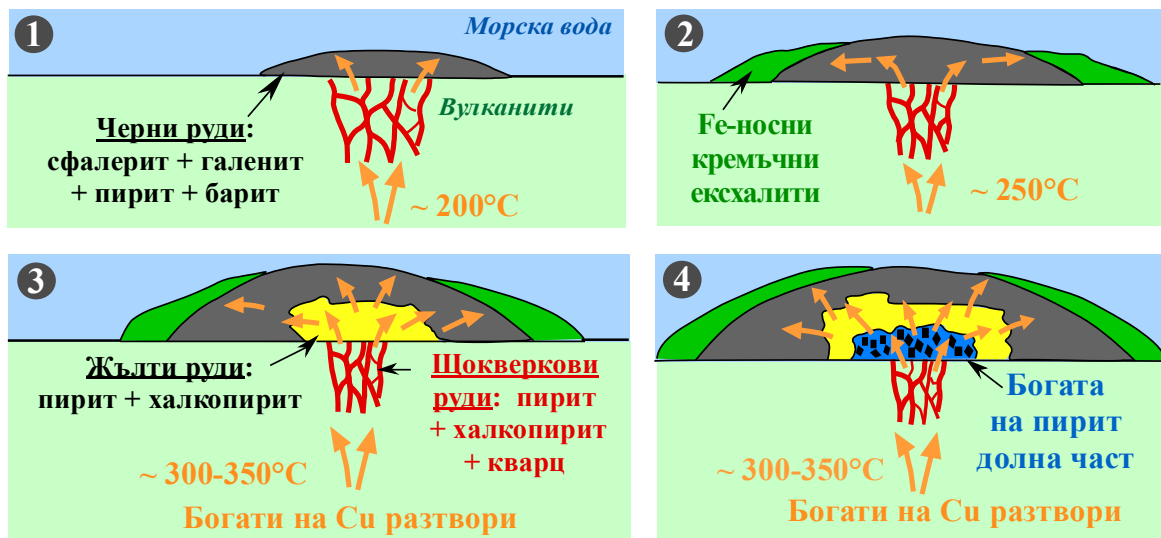
Фиг. 13.21. Схематичен разрез на задъгов басейн с Беси тип масивно-сулфидни находища, които се формират във вулканска базична или турбидитна обстановка с участие както на континентални, така и отложени в магмената дъга седименти (no Mattinen & Bennett, 1986)



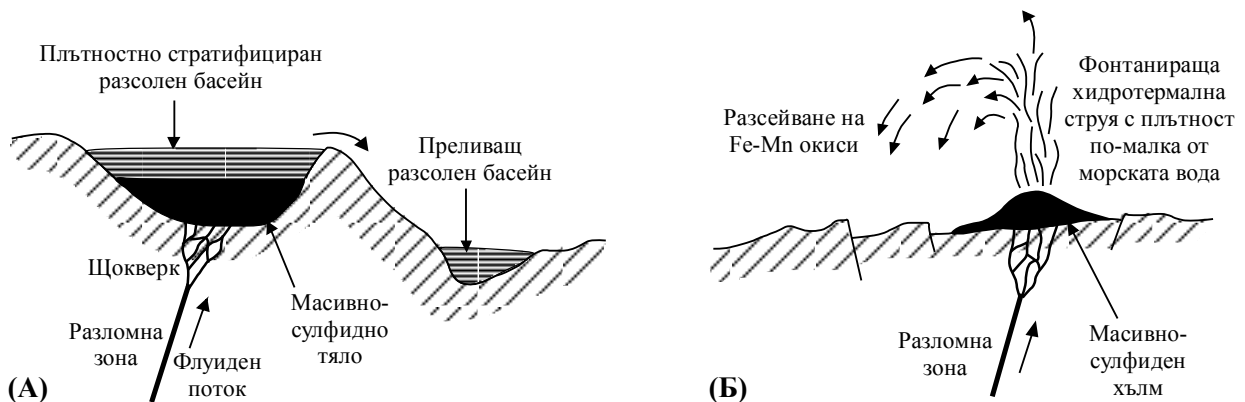
↑ Фиг. 13.22. Схематичен разрез на типично сулфидно находище от Кипърски тип



↑ Фиг. 13.23. Схематичен модел на хидротермална система тип Куроко в подводна калдера (no Ohmoto & Rye, 1974)



Фиг. 13.24. Стадии на формиране на Куроко тип находища (no Eldridge et al., 1983)



Фиг. 13.25. Типове субаквални хидротермални системи:

А - при по-голяма плътност на разтвора, ексхалиращ на морското дъно, от тази на морската вода;  
 Б - при по-малка плътност на разтвора спрямо морската вода (no Rona, 1988)

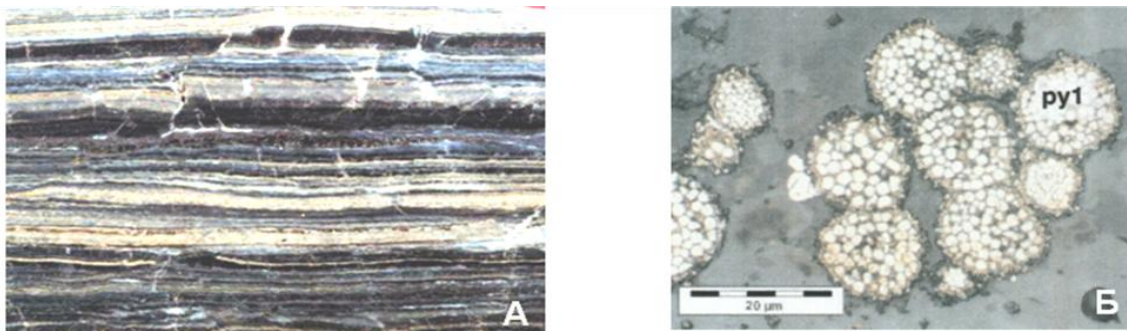
### 13.6.2. Стратиформни находища в седиментни скали

Към тази група се отнасят 2 типа находища:

- Cu** (stratiform sediment-hosted copper deposits, съкратено **SSC**, но често наричани "red-bed copper deposits")
- Pb-Zn**, т.нар. **SEDEX** тип (Sedimentary exhalative deposits)

➤ Някои общи характеристики на сингенетичните **Cu** и **Pb-Zn** находища в седиментни скали:

- широк интервал на разпространение във времето: от протерозоя до терциера;
- различна големина: от 100-ци млн. t. до непромишлена + добив предимно на **Cu, Pb, Zn, Ag, Co**;
- наличие на няколко рудни тела с лещовидна до пластообразна и пластова форма;
- локализация главно във вътрешнократонни разломно-контролирани басейни ( $\pm$  авлакогени);
- латерална зоналност от брега към по-дълбоките части на басейна: **Cu + Ag  $\rightarrow$  Pb  $\rightarrow$  Zn**;
- сходство в степента им на деформация и метаморфизъм с тези на вместиращите ги скали;
- типоморфна финозърнеста структура и често повишено съдържание на органика (фиг. 13.26);
- температура на образуване =  $110 \div 280^\circ\text{C}$  (често под  $200^\circ\text{C}$  за **Cu** и между  $150$  и  $250^\circ\text{C}$  за **Pb** и **Zn**).



**Фиг. 13.26.** А -Черни карбонатни кремъци с fino ламиниран бял барит, кремав карбонат, сфалерит и галенит с фрамбоидален пирит (Б): SEDEX тип находище Том, Канада

*Генезис:* всички стратиформни находища в седиментни скали се образуват в такива условия, които позволяват нагreti басейнови разтвори (разсоли) да се придвижват към повърхностни нива, където се отлагат сулфидите. Относителното време на придвижване и следователно времето на минералоотлагането може да варира от сингенетично до къснодиагенетично. Счита се, че водата във флуида е предимно с пластов (реликтов) или морски произход ( $\pm$  магматичен и/или мантиен).

❖ Дългогодишната дискусия дали **Cu, Pb и Zn** находища в седиментни скали са *син-, диа- или епигенетични* се дължи до голяма степен се дължи на различното разбиране на тези понятия. В тесен смисъл определението им е следно: „**сингенетично минералообразуване**“ - отлагане или образуване на минерала едновременно с вместващата го утайка;

- „**диагенетично минералообразуване**“: постседиментационно образуване на нови минерали при реакции между първичните теригенни и хемогенни минерали на утайката и поровите разтвори и газове от скалите на същия комплекс, които водят до физико-химично равновесие в системата (т.е. компонентите, които влизат в състава на новообразуваните фази са присъствали в седиментния комплекс по време на седиментацията му);

- „**епигенетично минералообразуване**“: постседиментационно образуване на нови минерали при химични реакции между първичните компоненти на седиментните скали и разтвори от външен източник (с участие на хидротерми с магматичен, метеорен и т.н. произход).

По този начин, ако обемът на системата се ограничи с контурите на самото находище, повечето стратиформни находища в седиментни скали би трябвало да са епигенетични (т.к. първичните компоненти на скалите взаимодействат с разтвори, идващи отвън в непосредствено рудовместващите скали). Но ако обемът на системата се разшири до целия басейн на седиментацията и се включат всичките му отложения, то Cu, Pb и Zn находища в седиментни скали са с диагенетичен произход. Обикновено се използва този втори подход, като находищата в широк смисъл се разделят на 2 групи: *сингенетични* (което включва „сингенетичното“ и „диагенетичното“ минералообразуване) и *епигенетични*.

#### (А) Cu находища (в шисти и пясъчници)

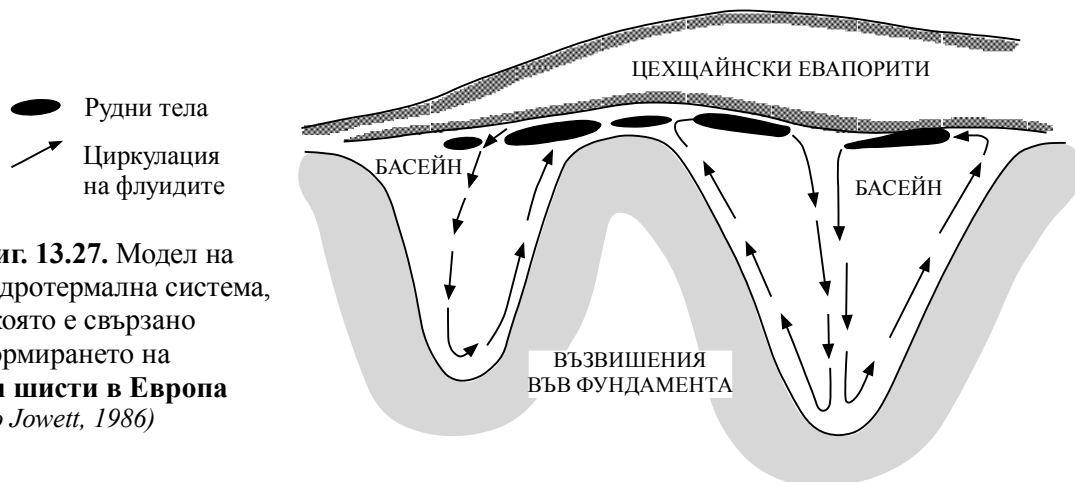
Те са втори по значение източник на **Cu** (след порфирните находища) и най-важен на **Co  $\pm$  Ag, Mo, Re**, като съдържат и значителни ресурси на **Pb, Zn, U, Au** и платиноиди. Добиват се руди със съдържание на Cu = 1 ÷ 5%. Повечето находища са привързани към “редукционни” (с пирит и богати на органика) карбонатни шейли, а  $\frac{1}{3}$  към пясъчници. Формирането на най-големите находища съвпада с периоди на разпадане на суперконтинентите като Родиния в края на протерозоя и Пангея през перм-триаса. Съответно те са привързани към горнопротерозойски и горнопалеозойски седиментни комплекси, отложени при аридни и полуаридни условия в континентални рифтови обстановки (обикновено древни неразвити континентални рифтове, т.е. авлакогени), не по-далеч от 20-30° от екватора. Вместващите скали обикновено са представени от

паралични по-редукционни морски седименти, залягащи с несъгласие над червени, окислени, континентални, теригенни седименти (пясъчници и конгломерати), т.е. те са свързани с първа морска трансгресия върху пъстроцветни седименти (като регионален рудообразуващ фактор) и възникват при първата поява на червени отложения (от преди 2400 млн.г. до сега). Често се покриват от евапорити.

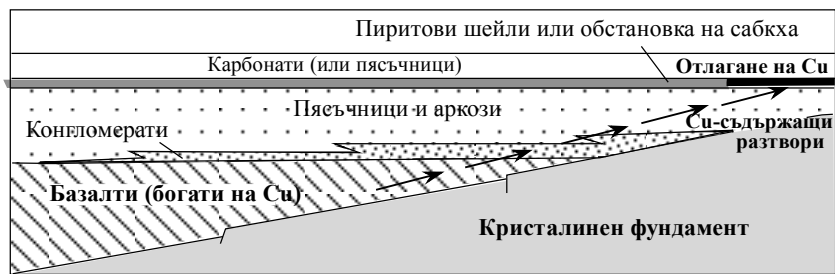
Циркулацията на басейновите флуиди се задвижва от повишения топлинен поток, съпътстващ бързия рифтинг и потъването на съответния басейн, както и от силно проникваемата среда, създадена от пористите кластични седименти и активните „растящи“ разломи от разседен тип. Циркулиращите реликтови флуиди на този етап от развитието на басейна са солени, сравнително окислени и с неутрално рН. Смята се, че металите, в частност Cu, се излужват от детритусните минерали (като магнетит, биотит, амфиболи, пироксени), често получени при ерозия на някакъв „подхранващ“ фундамент. Cu в тези разтвори се пренася във вид на хлоридни комплекси, а се отлага на някаква окислително-редукционна граница (напр. където окислените металоносни флуиди пресичат отгорележащи или латерални по-редукционни седименти или флуиди) във възходяща последователност: хематит → самородна Cu → халкозин → борнит → халкопирит → галенит → сфалерит → пирит (като зоните се припокриват).

*Генезис:* дискусионен. Повечето изследователи считат, че Cu и съпътстващите я метали се привнасят във вместващите скали след седиментацията им и след най-малко много ранното синдиогенетично утаяване на сулфата и сулфидите, част от които (главно пирит) се заместват от Cu и Co минерали. За европейските находища, напр., се приема постседиментен произход с извличане на Cu и другите метали от пермски седименти от метеорни води (фиг. 13.27), а за Африканските - хидротермална филтрация по фрактури на солени води, които извличат Fe, Co и Cu от фундамента (главно базалти) (фиг. 13.28). Придвижването на тези разтвори се определя от степента на „циментираност“ и относителната проникваемост на скалите. Затова те лесно ще мигрират през пясъчниците и конгломератите, а в шейлите ще образуват богати орудявания след раннодиогенетичните преобразувания на вместващите ги скали. Според изотопните изследвания сярата в сулфидите е извлечена от морски сулфат и вече е присъствала в пясъчниците под форма на анхидрит като се освобождава от него при високотемпературна (>250°C) неорганична редукция. Предполага се, че в шейлите металите се утаяват с участие на сярата, получена от сулфат-редуциращи бактерии при 140-215°C.

- ❖ *Примери:* **Cu шисти в Европа** (перм в Германия-Полша-Холандия-Англия с еталон нах. Мансфелд); **Cu пояс в Централна Африка** (протерозой - Замбия-Конго с еталон Катанга → орудяването е вместено в шисти и пясъчници, като сулфидите заместват карбоната или спойката); **Cu пясъчници в Удокан** (протерозой, ~ 2000 млн.г.) и Джесказган (карбон); **Cu провинция Аделаида** (късен протерозой - Южна Австралия); **Уайт Пайн**, Мичиган, САЩ (докамбрий).



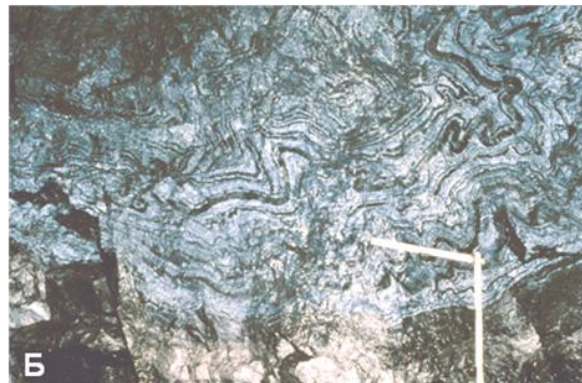
**Фиг. 13.27.** Модел на хидротермална система, с която е свързано формирането на **Cu шисти в Европа** (по Jowett, 1986)



⇐ **Фиг. 13.28.** Теоретичен модел на връзката между богати на Си базалти и формирането на стратиформен тип Си находища (no Sawkins, 1990)

### (Б) Pb-Zn SEDEX находища<sup>20</sup>

Формират се от хидротермални разтвори в локални разломно ограничени басейни на морското дъно при континентален рифтинг. Особено са характерни за вътрешноконтинентални рифтове, които по някакви причини не са се развили в океан, или авлакогени. Вместващите скали са представени предимно от шейли, глинести шисти и карбонати с локално развито брекчиране (фиг. 13.29А). И рудите, и скалите са засегнати от синседиментни деформации (фиг. 13.29Б). Най-разпространените структурни капани за рудите са изклинванията или намаляване на дебелината на пластовете и/или морфология на морското палеодъно. Pb-Zn руди обикновено са финослоисти и се отлагат на дълбочина 50 ÷ 800 m. Характерна е прогресивна зоналност спрямо мястото на ексхалиране както в сингенетичните, така и в епигенетичните фациеси (фиг. 13.30).



**Фиг. 13.29.** А - Брекча с черни кремъчни късове, заместени от пирит, пиротин, галенит, арсенопирит, Fe карбонати със секущи галенит-сфалеритови и бели карбонатни жилки: Том, Канада; Б - Конволютна нагънатост в богати на галенит слоеви руди в по-тъмни аргилити: Съливан, Канада

Произходът на металоносните разтвори е дискуссионен: (а) според едни автори това са *басейнови флуиди*, генерирани в съответните кластични седиментни басейни в резултат на раннодиагенетични и ексхалационно-седиментни процеси в условия на повишен геотермален градиент (фиг. 13.31); (б) според други ексхалациите са формиращи от конвекция на морска вода, която извлича металите от скалите, през които преминава: *модел на конвективната клетка* ("convection cell" на Russell et al., 1981) (фиг. 13.32). В някои генетични модели се обръща особено внимание на различните типове енсиаличен рифтинг (прекъснат или

<sup>20</sup> Терминът "SEDEX" еволюира от първоначалния си смисъл, въведен от Carne & Cathro (1982) за ламинирани ексхалативни сулфида във финозърнести кластични скали до по-широка група от находища с финослоисти руди в глинесто-теригенни, карбонатни и метаседиментни скали; т.е. дефинитивният белег вече не е наличието на ексхалити, а на **финоламинирани син-** до диагенетични сулфида

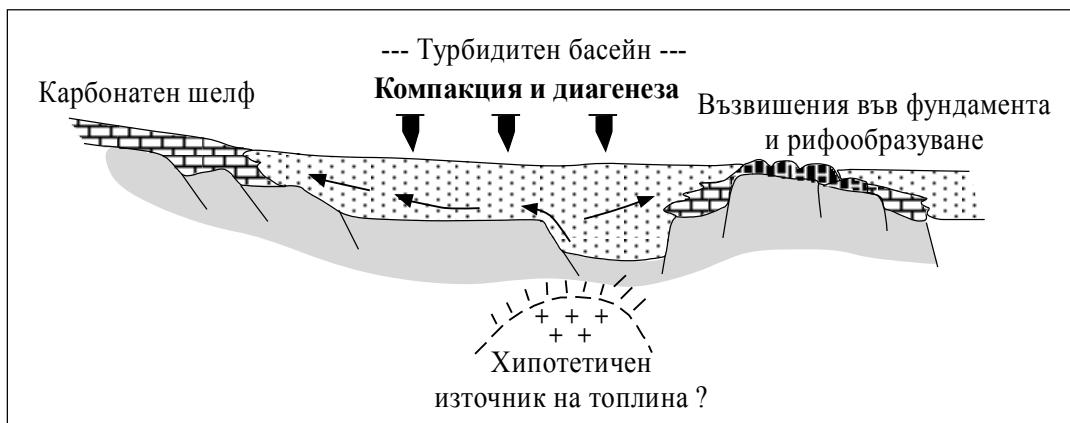


еволуиран), дегазация на мантията и проявите на магматизъм (фиг. 13.33). Според изотопните данни в едни находища флуидите са с мантиен произход, а в други - от вода с морски произход.

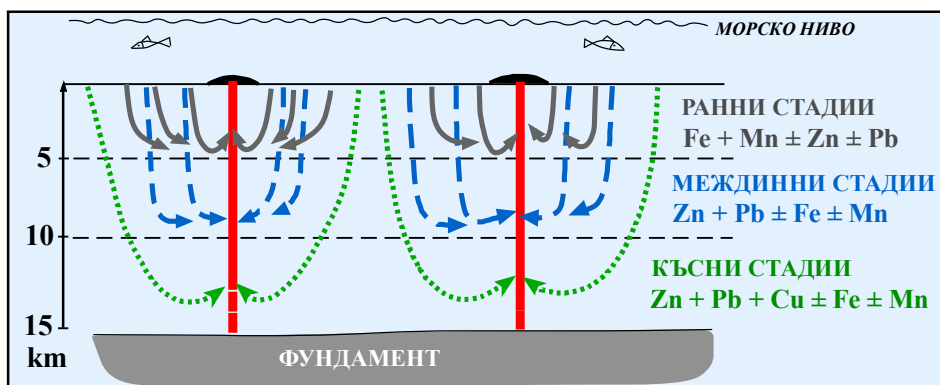


✓ Примери за стратиформни Pb-Zn SEDEX-тип находища: **Австралия** (протерозой - **Брокън Хил, МакАртър Ривър, Маунт Айза, Хилтън** и др.), **Канада** (**Съливан** - протерозой, **Фаро** - камбрий, **Хауърдс Пас** - силур, **Том** - девон), **Германия** (девон - **Меген, Рамелсберг**), **РЮА** (протерозой - **Гамсберг, Блек-Маунтин** и др.), **Швеция, Северна Африка, Франция, Испания, Словения, Белгия, Горна Силезия** и др.

⇐ **Фиг. 13.30.** Модел на формиране на SEDEX тип находища: комбинация от процеси на екshalиране и заместване с формиране на сингенетични (пласто-образни) и епигенетични (шокверкови и жилни) фациса (no Robb, 2005 и др.)

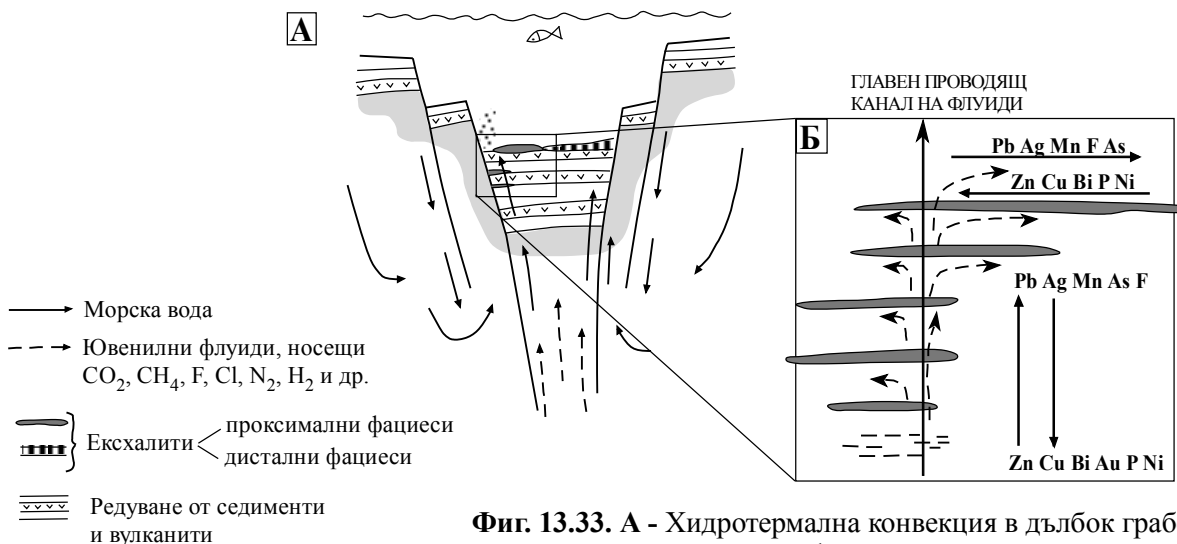


**Фиг. 13.31.** Модел на „басейново обезводняване“ [Basin dewatering model] (no Guilbert & Park, 1986)



**Фиг. 13.32.** Модел на хидротермална конвективна клетка в еволуиращ басейн (no Russell, 1978)

❖ Модел на конвективната клетка: В рифтови условия с висок геотермален градиент морската вода прониква в океанската кора на няколко km в дълбочина (докъм 10 km за Pb-Zn находища и ~ 15 km за Cu) и се нагрява до 200-250 °C. На по-ранни стадии при по-плитка конвекция от скалите се излужват главно Fe, Mn и Si. Със задълбочаване на циркулацията температурата и времето на взаимодействието вода-скала нарастват, в резултат на което се излужват Zn и Pb. За повечето находища това е границата (затова те са Pb-Zn с малко Cu), в други процесът продължава, стига се до по-дълбоки нива и се формират предимно Cu находища. Fe се окислява като се издигне и се утаява заедно със сулфидите. Окисляването на Mn е по-бавно, затова той се „разсейва“ в рудовместващите дънни седименти. Mn хало (със съдържание на Mn около 100 ppm) може да достигне докъм 15 km в диаметър.



**Фиг. 13.33.** А - Хидротермална конвекция в дълбок грабен със смесване на ювенилни флуиди от мантията с морска вода (no Plimer, 1985). Б - Горизонтална зоналност около проводящия канал на флуиди, предложена от Plimer (1986) за полиметалното находище Брокън Хил

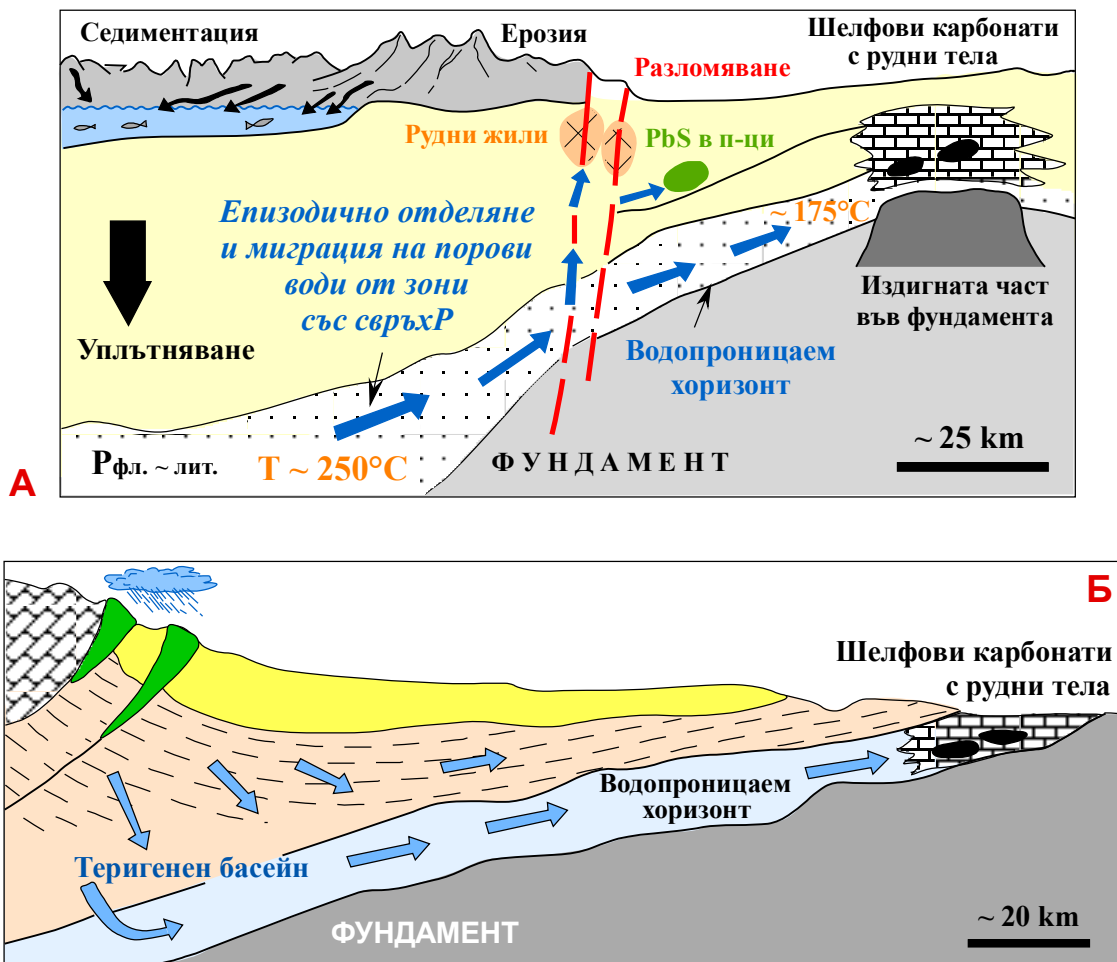
### 13.7. Страта-баунд тип находища

Известни са още като стратифицирани находища. Включват рудни тела с различна морфология в седиментни скали, ограничени в определен стратиграфски интервал на даден регион. Те са привързани към определен пласт (или пластове), но са епигенетични по отношение на него (тях). Към този тип се отнасят Pb-Zn находища в карбонатни комплекси (carbonate-hosted base metal deposits), които напоследък се наричат **тип Мисисипи (Mississippi Valley-type = MVT)** като включват и т.нар. **Алпийски тип** (а често и **Ирландски тип**, отнесен от редица геолози към самостоятелен клас хидротермални находища).

Това са епигенетични орудявания, които се образуват от относително нискотемпературни флуиди с висока соленост най-често в карбонатни платформи при липса на генетична връзка с магмена дейност. В състава на рудите преобладава галенит и сфалерит, които асоциират с флуорит и барит. Повечето находища са с фанерозойска възраст и са свързани с компресионна орогенеза с два пика на образуване: девон-перм, когато се формира Пангея и креда-палеоген (**Пайн Пойнт** в Канада и Силезката ивица) във връзка с Алпийска и Ларамийска орогенни фази. Генетичните модели се базират основно върху *гравитационно (топографско) задвижвана миграция на флуиди*, в по-малка степен върху *процесите на компакция*, които водят до временни свръхналягания в бързо потъващи басейни и навлачни

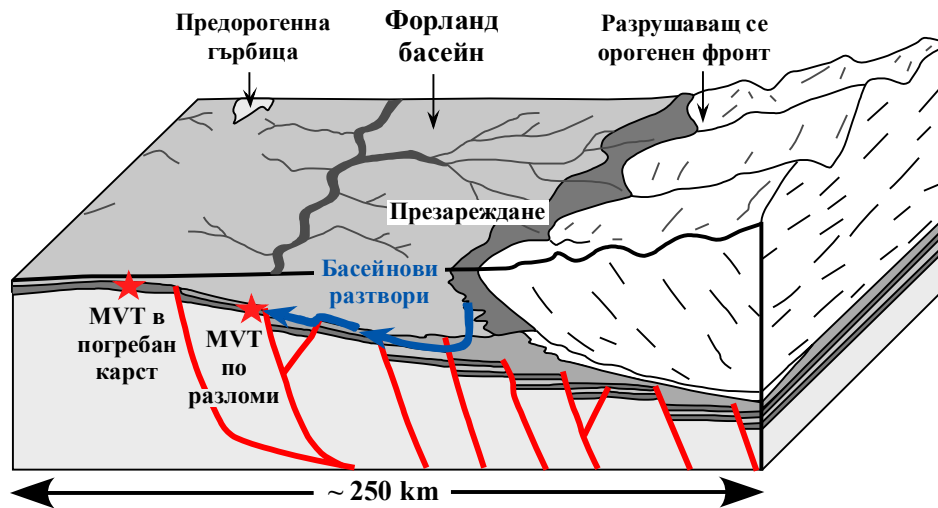
пояси и епизодично отделяне на флуиди<sup>21</sup> (фиг. 13.34). Смята се, че друго важно условие за образуване на повечето MVT находища е малката ширина (т.е. докъм 30° около екватора), където обилните валежи осигуряват адекватен резервоар на флуиди и наличие на евапоритни обстановки, които водят до повишена соленост на флуидите, способстваща за разтворимостта на металите.

**N.B!!!** Привързаността на MVT находищата към карбонатни платформи не означава, че има преки взаимоотношения между рудообразователните процеси и условията на седиментация, т.к. металите могат да се утаят десетки млн.г. след отлагане на седиментите. Повечето MVT находища се формират от големи флуидни системи, които мигрират през форланд-басейни, гравитационно задвижени от намиращите се в близост орогенни пояси (фиг. 13.35). Те са най-интензивни през най-ранните стадии след издигане на форланда, докато с времето скоростта на миграция на флуидите намалява, т.к. ерозията намалява топографския градиент, индуциращ движението на хидротермите.



**Фиг. 13.34.** Схеми на формиране на находища тип Мисисипи: А – Горещи порови флуиди под налягане се „освобождават“ от теригенен басейн (вероятно чрез хидравлично фрактуриране) и се движат нагоре по водопроницаем хоризонт към благоприятни за отлагане скали (предимно карбонатни); Б – Гравитационно задвижвани флуиди мигрират през басейна към издигнати части във фундамента, където формират находища

<sup>21</sup> Изчислено е, че за 1 млн.г. може да има от 10 до 50 „обезводняващи“ импулси (дължащи се на тектонско разломяване или хидравлично фрактуриране), всеки от който продължава по около 10 000 г.



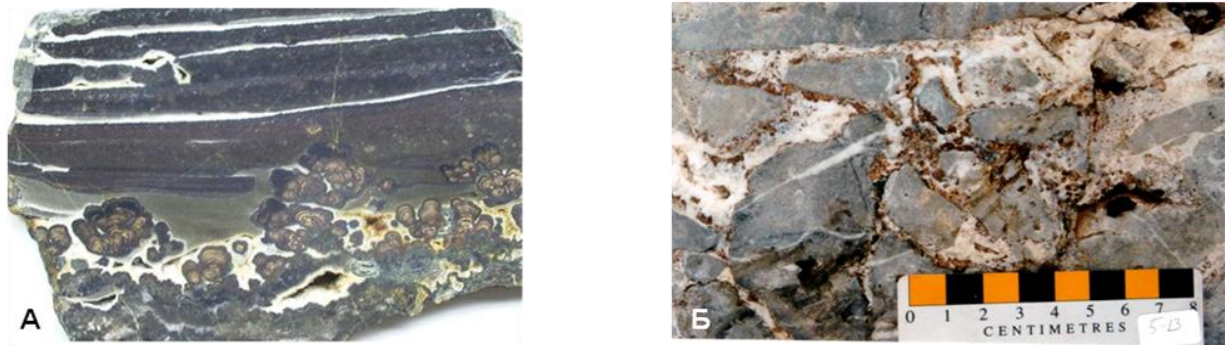
**Фиг. 13.35.** Модел на формиране на Мисисипи тип находища във форланд-басейн (no Bradley & Leach, 2003)

**Основни характеристики на Мисисипи-тип находища** (no Sverjensky, 1986 и др.):

- **Състав:** **Pb, Zn, Ba, F ± Cu, Ag, Cd, Ge** (с характерен елемент-примес **Ni**)
- **Запаси:** до 20 млн.т. (за находищата) при средно сумарно съдържание на Pb и Zn между 3 и 15% (до 50% в отделни рудни тела)
- **Вместващи скали:** дебели карбонатни задруги (доломити или варовици), формирани в плитководни прибрежни обстановки на топли морета (периферни или вътрешнократонни), асоцииращи с евапорити
- **Околорудни изменения:** разтваряне, прекристализация и брекчиране на вместващите карбонатни скали с вариращи съотношения на долометизация и силификация (± калиева метасоматоза); а в някои находища пиритизация и каолинитизация на късове от фундамента
- **Морфология на рудните тела:** пластообразна (стратифицирана, “strata-bound” = „привързана към пласта“ и контролирана от съответния пласт), формирана в резултат от заместване (метасоматични рудни тела) и/или запълване на празнини (жилни)
- **Контрол на орудяването:** литоложки (карбонатни вместващи скали с двойка роля: едновременно физически и механически капани), палеогеографски (място на отлагане → издигания във фундамента, несъгласия, фащиални промени, изклонване, карстов релеф и т.н.) и структурен (път на разтворите → различни разломни нарушения с регионален и/или локален характер + проникваемост на вместващите карбонатните скали, свързана с процеси на разтваряне, брекчиране, окастяване и долометизация)
- **Локална позиция на орудяването:** структури на разтваряне в карбонатните скали, фащиални преходи, изклонвания, по-рядко около разседи
- **Преобладаващи рудни минерали:** галенит, сфалерит, пирит, марказит и халкопирит, а от **нерудните** – доломит, калцит, флуорит, барит и кварц
- **Текстури на рудите:** предимно на заместване, на запълване на празнини и коломорфни (**фиг. 13.36А**), характерно е и присъствие на брекчи на разтваряне и пропадане (**фиг. 13.36Б**)
- **Условия на образуване:** при ниска температура (100÷150°C, рядко до 200°C) и на относително малки дълбочини (1-1,5 km) от разтвори с висока соленост (10-30 wt % NaCl екв.) ± със съдържание на метан и капчици от несмесими масла (oil) [откъдето се предполага връзка между Pb-Zn орудявания с находища на нефт и газ в САЩ]
- **Източник на вода:** порови (реликтови) флуиди в седиментните басейни и метеорни води
- **Източник на вещество:** дискуссионен → според  $\delta^{34}\text{S}$  източникът на сяра не е магматичен (от евапорити или морска вода); а **Pb** изотопи сочат дълбочинен източник на металите

В европейските страта-баунд Pb-Zn находища с минерализацията асоциират субмикроскопични сферични структури, т.нар. „*нелюиди*“ (изградени предимно от богат на

Zn карбонат, сидерит, силикатно вещество, пирит, сфалерит и галенит), образувани в резултат на бактериална дейност. Затова според някои автори механизмът на формиране на пелоидите и бактериално преобразуване на сулфати в самородна сяра имат важно значение за произхода на стратифицираният Pb-Zn находища.



**Фиг. 13.36.** А - Рязък контакт между ивичест сфалерит и доломитизирани варовици с гроздовиден коломорфен сфалерит: *Реосин, Испания*; Б - Мозаечна брекча, циментирана от едрозърнест бял доломит със сфалеритови кристали: *Роб Лейк, Британска Колумбия, Канада*

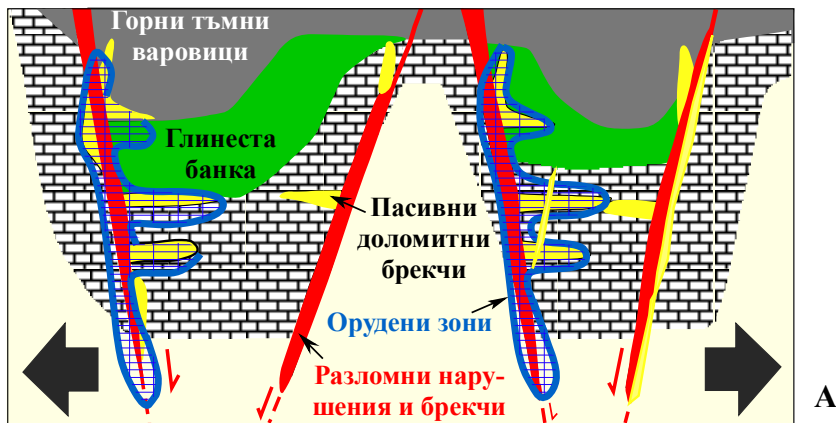
### 13.8. Ирландски тип находища

За пръв тип терминът „Ирландски тип Pb-Zn находища“ се използва през 1978 г. , за да се опише по-особеният тип орудяване, установен в **Ирландия** (Тина, Наван, Силвърмайн, Лишин и др.). Сега вече подобни находища са установени в Тайланд, Тасмания, Австралия, Перу, Западна Канада. Някои от характеристиките им съответстват на тип Мисисипи, други на Sedex, а структурите и текстурите са подобни и на двата типа. Затова едни от авторите (*Sawkins*) ги отнасят към страта-баунд тип, други (*Fontbote & Boni, Sangster, Evans*) - към sedex-тип, а според трети (*Андрю Колин и др.*) те принадлежат към отделен клас хидротермални находища, **за определящ критерий на които се приема смесването на два типа флуиди**. Основните им характеристики са следни:

- Преобладаващата част от Pb-Zn минерализация е включена в карбонатни скали с долнокарбонска възраст, залягащи върху долнопалеозойски фундамент и са привързани към регионален фронт на доломитизация. Връзката между орудяването и тектонската дейност все още не е изяснена докрай. Сигурно е само, че минералообразователният процес е синхронен с период на потъване и екстензионно разломяване в Централна Ирландия през късния девон и най-ранния карбон (**фиг. 13.37А**).
- Отличават се с относително ограниченото пространствено простиране, тесен времеви интервал ( $350 \pm 20$  млн.г.), преход от сингенетичен до диагенетичен и епигенетичен тип орудяване, липса на ясна връзка с магматизъм и привързаност на големите находища към ръба на второразредни басейни. Минерализацията е почти едновременна във всички рудни полета и спира много рязко, като не показва връзка с фащиалните особености на скалите. Pb-Zn минерализация е на заместване или на запълване (**фиг. 13.37Б**).
- Находищата винаги асоциират със синхронни на седиментацията и рудообразуването разседа, т.е. скало- и рудообразуването са тектонски и структурно контролирани. В рамките на разломните зони орудяването винаги е привързано към местата с максимално отместване, като в близост до подхранващата структура минерализацията е от един тип, а встрани от нея от друг тип.



- Рудообразуваният флуид еволюира с времето, като се повишава неговата температура и намалява солеността му. Si, Ba, Fe минерализация обикновено се отлага по-рано, докато Zn, Pb ( $\pm$  Cu) - по-късно. Почти всички находища съдържат барит, който също е обект на добив.
- Според изследванията на флуидни включения и изотопни анализи (на O<sub>2</sub> и H<sub>2</sub>) ирландските находища са образувани от два типа флуиди: едните са дълбочинни (от фундамента) с висока температура (220÷240°C) и ниска соленост (~ 4% NaCl екв.), а другите са приповърхностни с ниска температура (40÷100°C) и висока соленост (20-24% NaCl екв.). Изотопните изследвания индикират двоен източник на S – локален (биогенна S на ранните Fe сулфиди и сулфат от морската вода на барита) и дълбочинен (от фундамента или базалните кластити на сфалерит и галенит). Pb изотопи са хомогенни и радиогенни, т.е. източник на Pb е отдолузалияганият каледонски фундамент или базалните седименти.



Фиг. 13.37. А – Модел на формиране на Ирландски тип находища в условия на екстензия (по Hitzman & Beatty, 1996); Б – Характерни текстури на заместване и запълване в находище Лишин

За произхода им няма единно мнение. Генетичните модели могат да се обединят в две основни групи: (1) *разломно-контролирана конвекция* с излужване на метали от докарбонския фундамент при пасивно пропадане на басейна преди рифтогенезата и регионалното разтягане с два главни стадия на минералообразуване: *ранен* (в отворена система с ексхалиращи процеси в нелитифицираните седименти) и *късен* (с реакции между морската вода и скалите в затворена система) и (2) вариации на „басейновото обезводняване„ по време на екстензията.

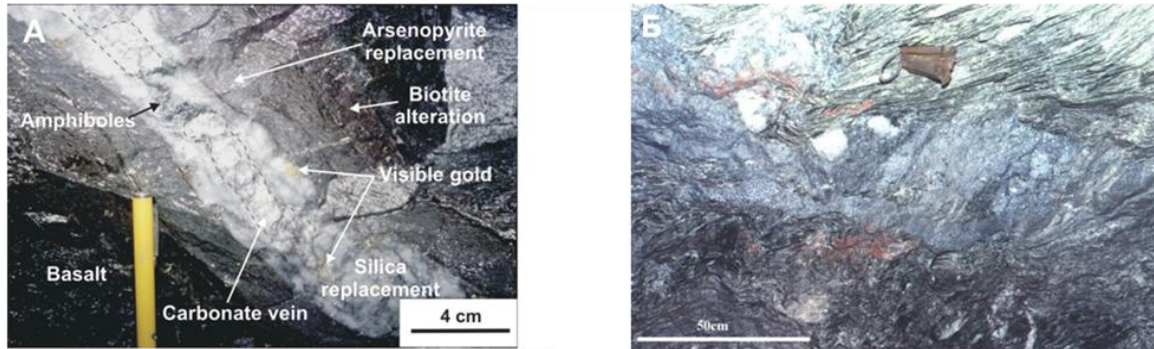
### 13.9. Орогенен (мезотермален) тип находища<sup>22</sup>

Тази група включва високо- до среднотемпературни жилни находища, които се характеризират с повишен структурен контрол и се формират от дълбоко циркулиращи корови (предимно метаморфогенни) флуиди. Орудяването е вместиено в различни по състав скали, метаморфозирани в зеленошистен, по-рядко амфиболитов фациес, като е привързано към зони с крехка до крехко-пластична деформация и в повечето случаи се контролират от регионални зони на срязване и нашистяване, пукнатинни системи, зони на разломяване и брекчиране, които служат като проводящи и рудовместващи структури. Формират се най-често по време на колизия, през късните етапи на деформационно-метаморфно-магматична еволюция на орогена. Рудите се отлагат синкинематично, по време поне на един от стадияте

<sup>22</sup> Известни са още като *метаморфогенни* или *метаморфни*, “Lode Au deposits”, *кварц-карбонатни жилни находища* в зеленошистни терени, *ремобилизирани от разтвори руди* и т.н.

на главната деформация на вместващите скали. Флуидите са тектонски или сеизмично задвижвани при многократно повтарящи се флукутации в налягането.

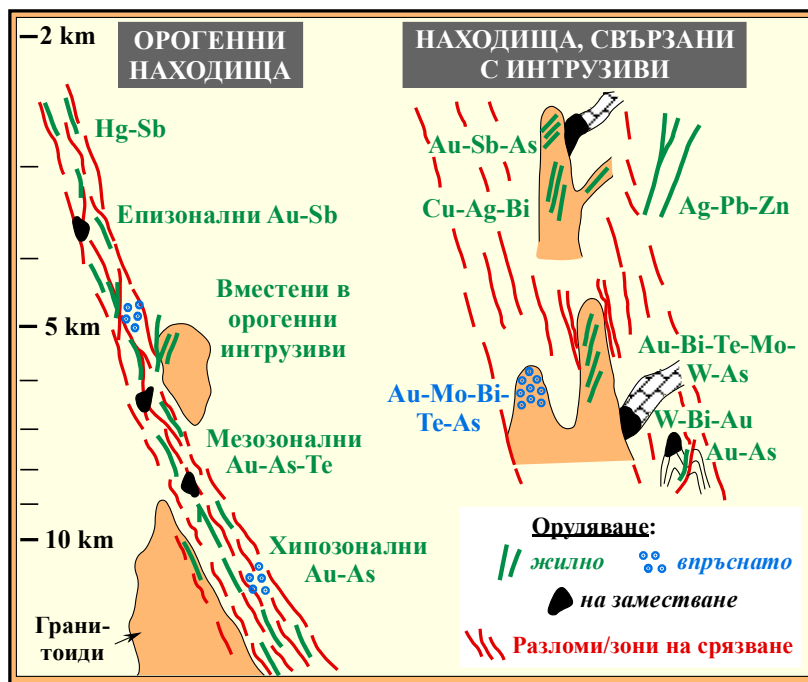
Типоморфни елементи са **Au, Ag, As, Sb, W, Te, Bi** и **B**, по-рядко се срещат **U** и **Ni** (в асоциация с As), **Hg** (в по-плитките нива), платиноиди, **Mo, Pb-Zn** и **Cu**. С най-голямо икономическо значение и най-разпространени са Au находища (с висока пробност на златото - обикновено над 900 и отношение  $Au/Ag \geq 5:1$ ) (фиг. 13.38А): архайски в зеленошистните пояси (Барбертон и Мърчисън с антимонит - фиг. 13.38Б, Южна Африка; нах. **Голден Майл в Калгурли**, Западна Австралия; нах. **Хемло** в провинция Горно езеро, Канада и др.) и фанерозойски в турбидити (**Бендиго-Баларат** в Австралия; жилни системи в **Отаго** и **Южни Алпи** в Нова Зеландия и др.).



**Фиг. 13.38.** А - Силифицирана карбонатна жила с видимо Au и арсенопирит в базалти: Ред Лейк, Горно езеро, Канада; Б - Жили от масивен антимонит в кварц-карбонат-талкови шисти: Монарх, Мърчисън, РЮА

Източник на Au е долната кора, засегната от гранулитов метаморфизъм до анатексис и/или метаморфна секреция (при дехидратация на зеленошистните комплекси на прехода към амфиболитов фациес). Рудните жили се характеризират с голяма дължина (над 1 km), но почти без вертикална метална зоналност като в зависимост от P-T условията на образуване се отделят епи- (< 6 km), мезо- (6 ÷ 12 km) и хипозони (> 12 km) (фиг. 13.39). Температурният интервал на рудоотлагане е от 200 до 450°C (най-често между 250 и 350°C), налягането е от 0,5 до 4 кбара. Разтворите са с ниска соленост (до 5% NaCl екв.) с високо съдържание на CO<sub>2</sub> (> 4 молни %) ± CH<sub>4</sub> ± N<sub>2</sub> и предимно неутрално pH.

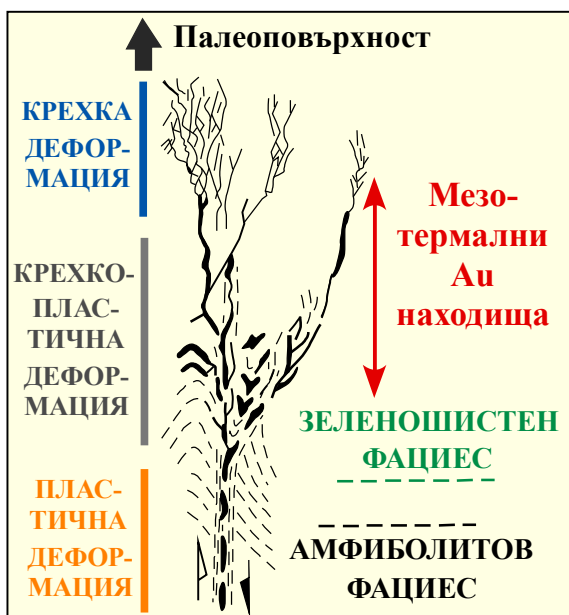
Орудяването е представено във вид на доста издържани жили, понякога „линейни щокверки“ от впръсната (диспергирана) минерализация до пласто- и лещообразни метасоматични тела. Вместващите скали са засегнати от различни околорудни хидротермални изменения: карбонатизация, силификация, сулфидизация, алкална метасоматоза и др. Рудовместващи структури са второстепенните зони на срязване или разломи (разседи и възседи), които винаги са свързани с главната разломна структура от регионален мащаб (т.е. орудяването обикновено е локализирано не в главния рудопроводящ разлом, а във второстепенни или оперяващи на него по-дребни разломни структури). Проводящи канали за рудоносните разтвори са както главните, така и второстепенните разломи. Флуидите се концентрират („канализират“) в тях по време на по-късните етапи на деформация и метаморфизъм, при които P-T условията (съответстващи на амфиболитов фациес или по-ниски) са благоприятни за развитие на крехки до крехко-пластични структури.



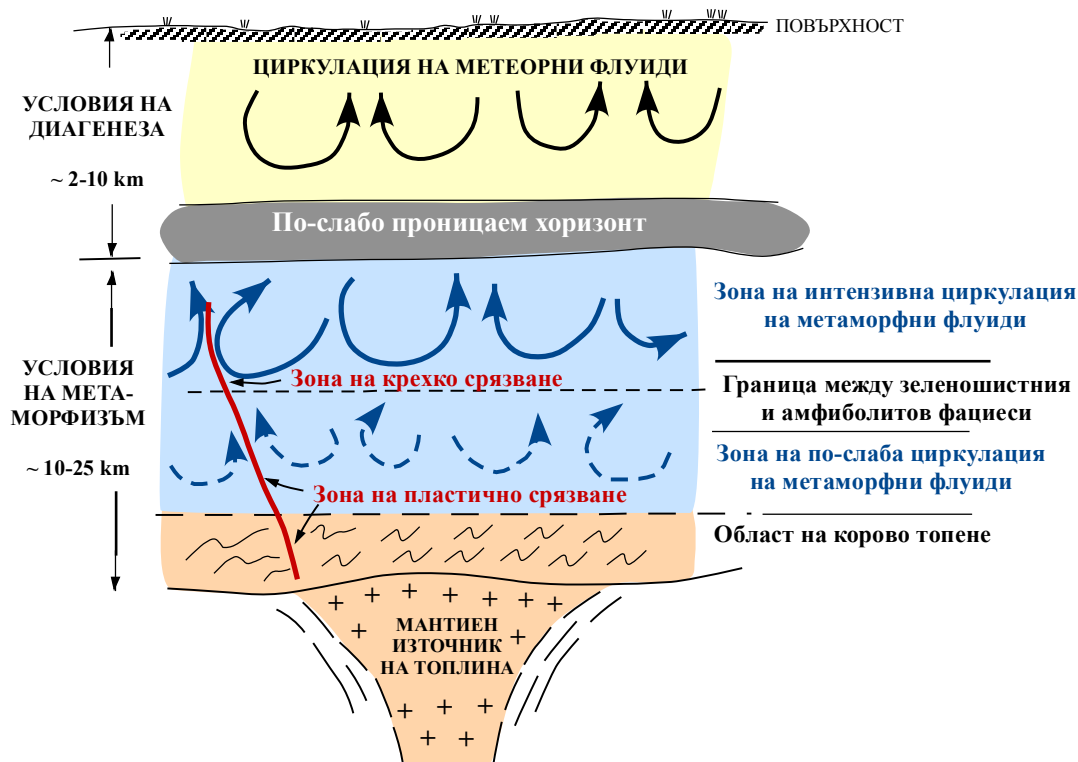
Фиг. 13.39. Обстановки на формиране на орогенни и свързани с интрузиви находища (no Groves et al., 2003)

**N.B!!!** Находища могат да се формират на всеки етап от орогенната еволюция, затова метаморфните пояси включват различни типове орудявания, често наложени едни върху други. Това затруднява определянето на техния произход и разграничаването на орогенните и свързаните с интрузиви находища, които имат доста сходни характеристики. Основна разлика между тях е, че вторите се образуват като проксимална част на магматично-хидротермална система след пика на деформация, а не толкова от флуиди с по-регионален обхват (приеман от повечето автори за метаморфен), циркулиращ през по-голямата част от орогена.

Според съвременните представи се счита, че *регионално-метаморфозирани* терени представляват огромни хидротермални системи, аналогични на тези в зоните на спрединг. В тях може да бъде мобилизиран широк спектър от рудни компоненти в много големи обеми от земната кора – предимно от зона на дехидратация на дълбочина до десетки km. По този начин мезотермалните находища са част от обширна рудна система с вертикален диапазон от порядъка на 10-15 km, простиращ се от зони с крехка до пластична деформация (фиг. 13.40, 13.41). От своя страна, с намаляване на дълбочината на минералообразуване и преминаване предимно към метеорна флуидна циркулация, те могат да преминават постепенно в Карлин и епитермален тип орудяване.



⇐ Фиг. 13.40. Модел на формиране на мезотермални жилни находища със смяна на типа орудяване в дълбочина: от цокверково в по-горните нива с крехка деформация до кварцови жили в по-долните нива с крехко-пластична деформация и до будинирани жили в амфиболитов фациес. Общата дължина на системата е около 10 km (no Colvine, 1989)



**Фиг. 13.41.** Модел на формиране на метаморфни флуиди, индуцирано от голям мантиен източник на топлина (no Etheridge et al., 1983)

### 13.10. Жилен тип находища, свързани с интрузиви (intrusion-related)

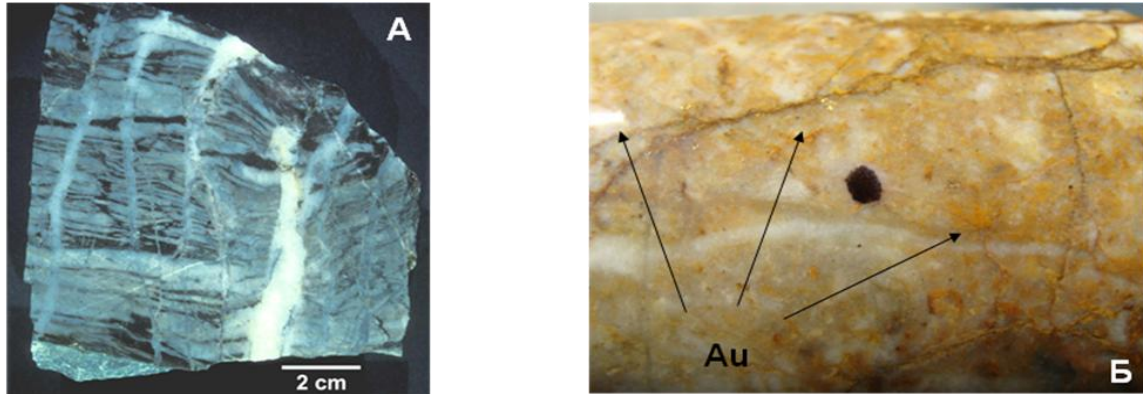
Към тази група се отнасят различни типове находища, обединени от връзката им с определен интрузив, който във всички случаи е източник на топлина, но металите могат да извлечени и от вместващите скали, а флуидите да са магматични и/или метеорни, често с повишено съдържание на  $\text{CO}_2$ . Привързани са предимно към акреционни терени по фанерозойските конвергентни крайнини, пространствено асоциират с порфирни Mo или Cu-Mo минерализации и се припокриват с Sn-W рудни провинции. Генетично са свързани с гранитоиди от I тип (по-рядко S тип) с преход от илменитови към магнетитови серии (т.е. от по-редукционен до по-оxygen режим) или субалкални средни до кисели интрузиви. Характеризират се с вариращи съдържания на Au (често  $\leq 1-2$  g/t), типоморфна асоциация от Sn, Bi, W, As, Mo, Te и/или Sb с непромишлена дистална полиметална минерализация. Разпределението им е зонално в латерална посока (W-Mo, Sn, Bi, Au, As, Sb, Zn, Pb, Ag) и в дълбочина (като Bi нараства, а As и Sb намаляват). Орудяването е предимно структурно контролирано жилно  $\pm$  впръснат и/или щокверков тип, привързано към екстензионни структури, по-рядко зони на срязване в самите плутони  $\pm$  във вместващите скали (като могат да се формират и скарни в карбонатните нива). В повечето случаи минерализацията е приблизително едновременна с интрузивите и може да се формира в широк диапазон от температури и налягания: от 200 до 600°C и от  $< 0,5$  до  $> 3$  кбара. Зоните на хидротермална промяна в гранитоидите са сравнително ограничени и представени предимно от серицитизация, хлоритизация, карбонатизация и т.н.

- ❖ Най-известни от този тип са т.нар. **IRG (intrusion-related gold)** с еталони *Форт Нокс, Донлин Крик, Бреуъри Крик, Райън Лоуд, Шотгън, Пого* в Аляска, САЩ; *Кидстон и Тимбара* в Австралия; *Мурунтау (фиг. 13.42А), Чармитан и Джилау* в Южен Тянь Шан, Узбекистан; в



Бохемския масив и др., вкл. и у нас – *Говежда и Свищи плаз* в Стара планина; *Лого, Надежда и Руй* в Краището (фиг. 13.42Б).

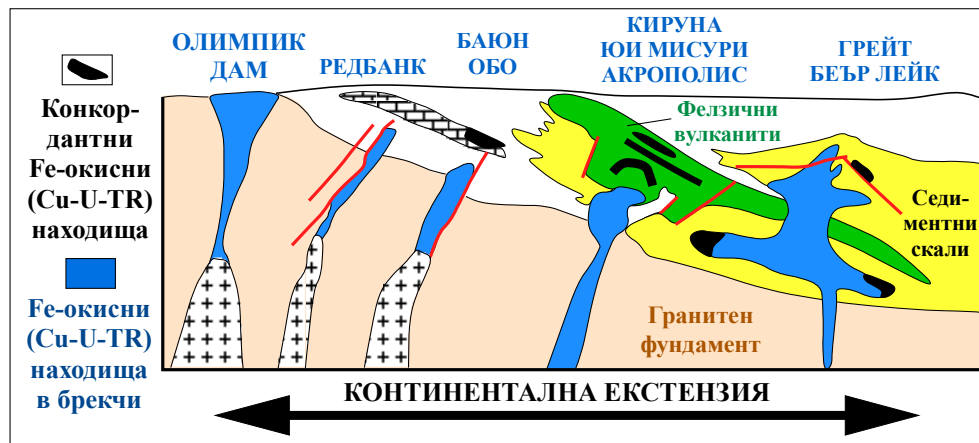
- ❖ Към находищата, свързани с интрузиви се отнасят и т.нар. Си жилни находища от типа на *Бют* в Монтана; *Върли бряг, Зидарово и Росен* в Бургаския руден район у нас; *Матаамбре и Ел Кобре* в Куба; *Копър Хилс* в Западна Австралия; *Жайсан* в Казахстан; *Иниати* в Зимбабве и др.



Фиг. 13.42. А - Au-носна шокверкова зона: *Мурунтау, Узбекистан*;  
Б - Зона с видимо злато: *Надежда, Краище*

### 13.11. IOCG тип находища

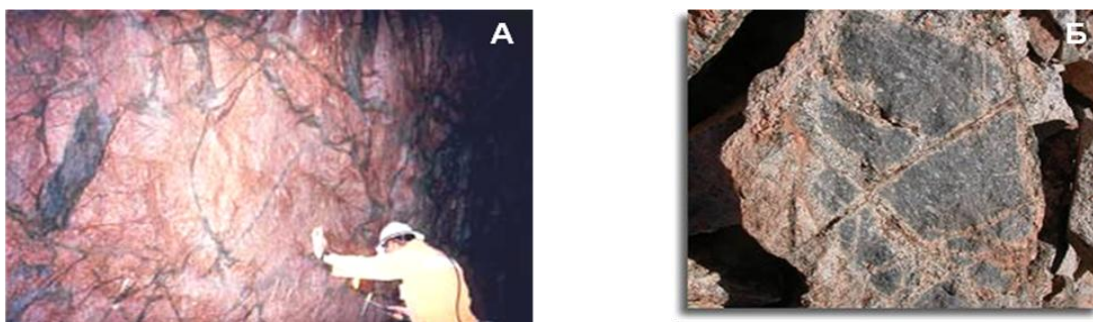
**IOCG (Iron Oxide Copper-Gold)** тип рудни системи включва доста широк спектър от находища: не само желязоокисно-Cu-Au-(U-TR), отнасяни преди към *тип Олимпик Дам* или *Fe-окисни находища в брекчиеви комплекси*, но и с по-различен състав, свързани с анорогенен магматизъм в екстензионни обстановки като Fe *Кируна* в Швеция, Fe-Cu *Бос-Биксби и Пи Ридж* (Мисури, САЩ), гиганското TR-Nb-Fe *Баюн Обо* в Китай (Вътрешна Монголия) и дори Cu-TR *Палабора* в РЮА (като краен член) (фиг. 13.43). За тях няма общоприета дефиниция, а за типоморфни белези се приемат: (а) наличие на Си със или без Au; (б) орудяване във вид на хидротермални жили, брекчи и/или на заместване; (в) изобилие от Fe оксиди - *магнетит, хематит* и ниско съдържание на Ti (фиг. 13.44А); (г) липса, с малко изключения, на ясна пространствена асоциация с интрузиви; (д) връзка с дълбокозалагащи мегаструктури във вътрешноконтинентални рифтове; (е) широка проява на алкална (Na) метасоматоза във вместващите скали.



Фиг. 13.43. Обстановки на формиране на IOCG тип находища (no Oreskes & Hitzman, 1993)



IOCG системите се формират в плитки корови обстановки (най-често 4–6 km) във връзка с богати на летливи алкални магми. Възрастта им варира от архайска до фанерозойска като с най-голямо промишлено значение са протерозойските *Олимпик Дам* и *Ернст Хенри* (Австралия), архайските *Салобо в ивицата Каракас* (Бразилия) и мезозойските *Канделария-Пунта дел Кобре* (Чили) (фиг. 13.44Б). Температурите на минералообразуване са в интервал от около 600°C за Fe оксиди и силикати до 500–200°C за Cu-Au минерализация. Рудните флуиди са с висока соленост (до 50% NaCl екв.), ниско рН и високо Eh и съществува с богати на CO<sub>2</sub>, генерирани при отсмесване. Според δ<sup>34</sup>S източникът на сяра е магматичен. Генетичните модели варират от магматични до амагматични. Първите се свързват с I- или A-тип гранитоиди или силно алкални карбонатитови магми в интракратонни или дистални дъгови обстановки, от които се отделят окислени и бедни на сяра металоносни флуиди. Вторите се отнасят към две големи групи: (а) с участие на повърхностни или плиткобасейнови флуиди (вкл. и евапорити) и (б) с участие на метаморофогенни или дълбокобасейнови флуиди.

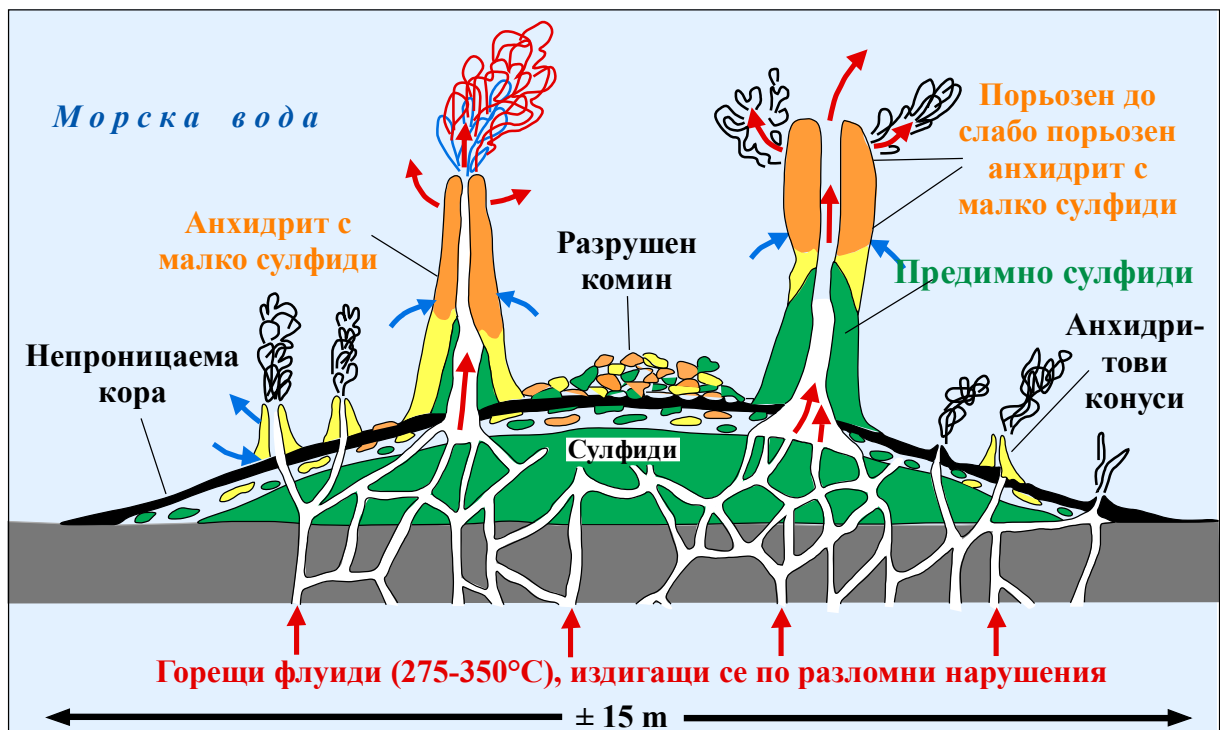


**Фиг. 13.44.** А - Брекчирани хематитови рудни тела в Олимпик Дам, Австралия; Б – Масивни магнетитови тела на заместване с наложена Cu-Au сулфидна минерализация: *Канделария, Чили*

### 13.12. Съвременни обстановки на хидротермално рудообразуване

Масивно-сулфидните находища се свързват с черните пушачи, докато SEDEX с хидротермалната дейност в рифтовете от типа на Червено море и Солтън Си в Калифорния, както и в Източно-Африканската рифтова система (с множество горещи извори и металоносни отложения в езерата Магади, Киву, Богория и др.).

„Черните пушачи“ са горещи (до 400°C) металоносни редуцирани и слабо кисели хидротермални флуиди, които ексхалират на морското дъно по разломи в зони на екстензия или активен вулканизъм около срединно-океанските хребети. Основният им източник е студената (2°C) алкална окислена с дефицит на метали морска вода (с известен магматичен привнос), която циркулира през базалтовата океанска кора като извлича от нея метали. Черният цвят се дължи на високото съдържание на фини сулфидни частици, а белият - на Са и Ва сулфати. Те ексхалират през тръбоподобни структури, наречени комини, изградени от анхидрит, барит, сулфиди (пирит, пиротин, халкопирит, сфалерит) и опаловиден кварц. Височината на комините обикновено е под 6 m, а диаметърът - около 2 m. Те се издигат върху хълмове от масивни сулфиди в грабени или по фланговете на океанските хребети (фиг. 13.45). Първите са пряк аналог на Куроко типа, а вторите – на Кипърския тип масивно-сулфидни находища.



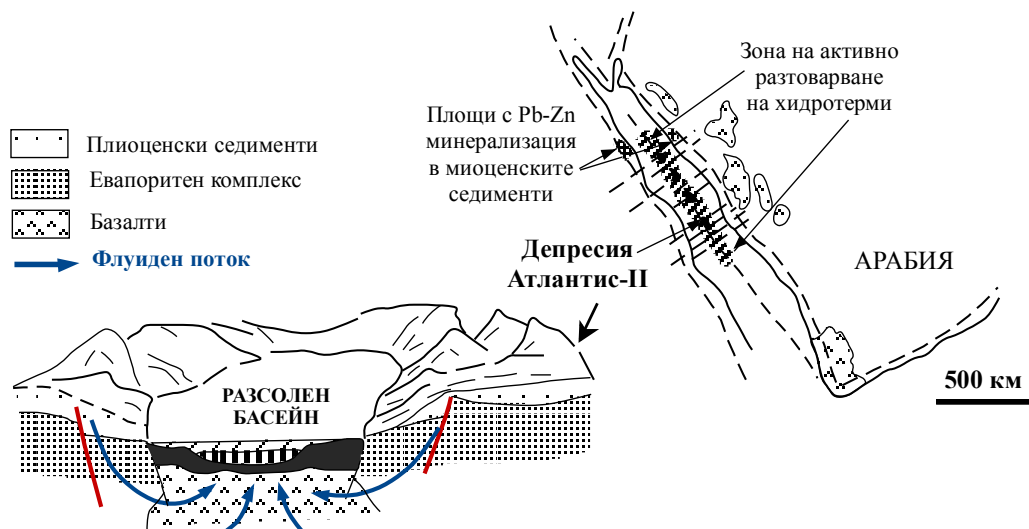
Фиг. 13.45. Формиране на комини и сулфидни хълмове на морското дъно (no Barnes, 1988)

- ❖ Досега са установени над 100 „черни пушача“ в Тихия, Атлантическия и Индийския океан. Десет от най-големите хълмове (със сумарно съдържание на сулфиди 3-5 млн. t) се намират в източната осова долина на южната част на хребета Експлорър (на около 350 km западно от о-в Ванкувър). Най-големият хълм с комин (с около 4,5 млн. t сулфиди) е установен в Срединно-Атлантическия хребет на 26° с.ш. Минералният състав на хълмовете е подобен на този на масивно-сулфидните находища: високотемпературни Cu-Fe сулфиди в долната част, над които залягат по-нискотемпературни Zn и Fe сулфиди, барит и аморфен SiO<sub>2</sub>. Известни количества среброносни сулфосоли и галенит се срещат предимно в по-нискотемпературните (< 300°C) Zn-Fe асоциации, отколкото в по-високотемпературните Cu (> 300°C). Съдържанието на Au достига 16,4 ppm.

Растежът на сулфидните комини започва с отлагане на анхидрит от студената морска вода около горещия издигащ се хидротермален стълб (т.нар. *плюм*) с височина до 80 m. Той образува порьозна стена, която продължава да расте нагоре, докато съществува „плюмът“. По-голямата част от хидротермалния флуид изтича нагоре през комина и се разтоварва като струя в заобикалящата го морска вода, но една малка част преминава и през порьозната анхидритова стена. Бързо издигащият се флуид среща проникващата в комина морска вода и попада от високотемпературна (> 300°C), кисела (pH ~ 3,5) и редуционна (H<sub>2</sub>S >> SO<sub>4</sub>) обстановка в условия, близки до тези на нормалната морска вода на съответната дълбочина (2°C, алкални с pH ~ 7,8 и силно окислителни с SO<sub>4</sub> >> H<sub>2</sub>S), което предизвиква утаяване на сулфиди. По този начин, едновременно с растежа на анхидритовия комин нагоре, неговите стени се удебеляват при отлагане на **сулфиди** от вътрешната му страна и на **анхидрит** от външната. Оформя се характерната концентрична зоналност с вътрешна зона от халкопирит (± изокубанит ± пиротин), междинна от пирит, сфалерит, вюртцит и анхидрит и външна от анхидрит с малко сулфиди, аморфен SiO<sub>2</sub>, барит и др., обусловена преди всичко от понижаване на температурите. Предполага се, че комините растат нагоре със скорост около **8÷30 cm на ден**, стават нестабилни и се разрушават, формирайки „дебритен“ хълм от смесени парчета анхидрит и сулфиди, над който коминът продължава да расте и отново да се разрушава. По този начин, веднъж формирал се, хълмът нараства както от акумулация на дебритни късове, така и от отлагане на сулфиди от вътрешната му страна. Дебритната покривка играе същата роля, както и вертикалната порьозна анхидритова стена, и

спомага за утаяване на сулфиди и  $\text{SiO}_2$  от външната страна на хълма. Това, обаче, намалява проникваемостта на хълма и води до образуване на кора, която спира флуидите и индуцира циркулация на високотемпературни разтвори вътре в хълма. Изотермите в него се издигат и водят до заместване на по-нискотемпературните минерални асоциации с по-високотемпературни, формирайки сходна зоналност с тази на комините и на масивно-сулфидните находища тип Куроко.

Геотермалните системи от типа на Солтън Си и Червено море се приемат за съвременен аналог на SEDEX тип рудообразуване, т.к. в тях се установяват както сингенетични експлативни, така и процеси на заместване. Всъщност, в **Солтън Си** (по разломната система Сан Андреас, която е продължение на Източно-Тихоокеанския хребет в континентална Северна Америка) са представени и двата типа рудоформиращи системи: SEDEX и масивно-сулфидна тип Беси, което показва, че те могат да се формират в едни и същи тектонски обстановки и хидротермални системи. **Червено море** е океански басейн в начални стадии на развитие с повишен геотермален градиент, активна хидротермална циркулация и отлагане на полиметална минерализация в глинестите прослойки, акумулиращи се в пониженията на морското дъно. Очертава се като бъдеща голяма металогенна провинция: от 1965 г. до сега по осовата зона на рифта са установени около 17 горещи разсолни басейна (от които поне 7 съдържат металоносни седименти) и многобройни Pb-Zn рудопроявления в терциерните седименти по двата бряга на басейна (**фиг. 13.46**). Отделните разсолни басейни се отличават по химизъм, температура, минералогия и метално съдържание (Fe, Zn, Cu, Ba, Pb, Mn, Ag, Hg, Ga, V). Най-добре изученият и с най-голям икономически потенциал от горещите басейни е депресията **Атлантис-II** (14 x 5 km по изобара 2000 m), която съдържа около 5 km<sup>3</sup> плътностно-стратифицирани разсоли. Горният разслоен пласт е с дебелина около 50 m и температура ~ 50°C; а долният - към 150 m дебел, висока соленост и температура > 60°C. Сухата утайка се изчислява на 50 млн.т. със съдържание на **Zn = 3,4%**; **Cu = 1,3%**; **Pb = 0,1%**; **Ag = 54 g/t** и **Au = 0,5 g/t**. Металите се излужват от отдолузяващите базалти от циркулиращи флуиди и се разтоварват на морското дъно. В Червено море не са установени черни пушачи, подобни на тези в Тихия океан, за което вероятно пречат меките глинести седименти.



**Фиг. 13.46.** Металоносни отложения в Червено море със схематичен разрез на депресията Атлантис II (no Pirajno, 1992)

## Глава 14

### Екзогенно рудообразуване: изветрителни находища

При екзогенно рудообразуване се формират няколко типа находища: **изветрителни, водородни (инфилтрационни), разсипни и седиментни**. Изветрителните (супергенни или хипергенни) са 2 основни вида: по скали (т.нар. *изветрителни кори* или *остатъчни находища*) и по руди (*окислителни и циментационни зони*). В първия случай натрупването на рудно вещество става чрез разтваряне и изнасяне от повърхностните води на останалата минерална маса; а във втория главно чрез разтваряне на ценните компоненти и преотлагането им в долните части на кората.

#### **14.1. Условия на образуване на изветрителни находища по скали**

Това са автохтонни (остатъчни) хипергенни находища, формирани при ниски температури в повърхностната зона на земната кора. Свързани са както с процесите на физично и химично изветряне на скалите (които водят до образуване на нови минерали, вкл. с промишлено значение), така и педогенезиса (формиране на почви, т.к. някои метали се концентрират в почвите или реголит - всички неконсолидирани материали, които остават в горните части на твърди непроменени скали в широк смисъл). Най-важни в промишлено отношение за **Ni, Fe, Al (боксити), Au, Pt, U, TR, глини** (вкл. **каолин**), **магнезит и талк**; в по-малка степен за **Mn, апатит, барит, Sn, Pb, Cr** и др.

❖ Основните фактори, от които зависи повърхностната промяна на скалите, са: вода, O<sub>2</sub>, CO<sub>2</sub>, киселини, организми и температурните колебания. *Водата* е най-активният фактор, т.к. разтваря, пренася и отлага химичните съединения като едновременно с това регулира физико-химичните условия в зоната на изветряне. Неин основен източник са атмосферните валежи, просмукващи се в дълбочина. O<sub>2</sub> и CO<sub>2</sub> обуславят Eh и рН на средата и имат основна роля в окислителните реакции при формиране на кората. Източникът им е атмосферата, разтвореният във водата въздух и минералните съединения. *Киселините* (органични и неорганични) ускоряват процеса на разлагане на скалите. Най-голямо значение имат H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> и хумусовите киселини, образуващи се при гниене на органиката. *Организмите* катализират процеса на преобразуване на скалите, т.к. генерират O<sub>2</sub> и CO<sub>2</sub>; обменят водородни йони с необходими за храненето им катиони (които извличат от скалообразуващите минерали) и поддържат кисела среда; избирателно концентрират някои елементи от почвата и способстват да натрупването им при своето измиране (напр. Fe, Mn, V, Al, Cu, Co, Zn, Li, Be и др.); а някои бактерии, водорасли и мъхове непосредствено разлагат силикатите, за да заимстват от тях Si, Ca, Mg, K, P и др. *Температурата* на хипергенните процеси обикновено е между +20 и -20°C като не превишава 85°C и не пада под -75°C. Но дори в тези граници температурните колебания имат голямо значение за разрушаването на скалите, т.к. се променя разтворимостта на газовете във водата и следователно скоростта на реакциите (до 2,5 пъти при повишаване на температурата с 10°C); а при замръзване на водата в пукнатините на скалите се усилва физичното им изветряне.

❖ При формиране на изветрителните кори и свързаните с тях находища влияние оказват и редица други фактори като климат, състав на коренните скали, тектонски строеж, релеф, хидрология, продължителност на процеса и т.н. Най-благоприятни са тропичните и субтропичните зони с редуване на влажни и сухи сезони. Ултрабазичните и базичните скали се разлагат по-бързо от киселите и най-лесно образуват изветрителни кори, в които се концентрират Fe (лимонит), Ni и Co (силикатни руди) и боксити. Върху киселите при продължително и интензивно изветряне могат да се формират находища на глини и боксити; а върху вулканогенни и седиментни – на Mn, барит, Au, Sn и др. Дорудната тектоника определя пътищата за проникване на повърхностните води в скалите като най-голямо значение имат зоните на напуканост, раздробяване и нашистяване, които предопределят морфологията на находищата. Силно разчлененият високопланински релеф е неблагоприятен за формиране на изветрителни кори, т.к. физичното изветряне изпреварва химичното. Не много благоприятен е и равнинният ландшафт, особено с високо ниво на грунтовите води, т.к. не създава условия за

разлагане в зоната на аерация. Най-подходящ е среднопланинският и хълмист релеф. Голямо значение има и проницаемостта на скалите над нивото на грунтовите води. Неблагоприятни за изветрителните процеси са водоупорните непроницаеми или слабо проницаеми хоризонти с глинест състав, както и прекалено проницаеми кавернозни седименти, които не задържат филтриращата се вода. Оптимални условия за химично преобразуване на скалите се създават в скали с достатъчна проницаемост и напуканост, които лесно поглъщат водата и осигуряват равномерното ѝ придвижване надолу. За образуване на зряла, дебела и добре развита изветрителна кора със значителни находища на полезни изкопаеми се изисква продължително време (напр. силикатните Ni руди в Южен Урал се формират за 15-20 млн.г.).

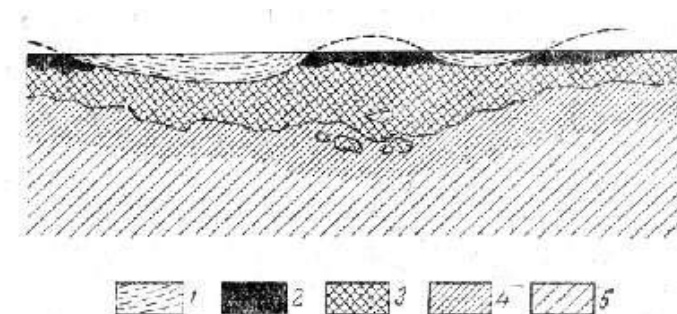
**N.B!!!** При химичното изветряне на скалите протичат 3 основни процеса: (1) разтваряне на скален материал и пренос на разтворими йони и молекули от водни разтвори; (2) образуване на нови минерали като глини, оксиди, хидроксиди и карбонати; (3) акумулация на непроменен (с ниска разтворимост) материал като Si, Al, Au и др. главни химични процеси, които протичат са разтваряне, хидратация, окисление, хидролиза (напр.,  $Al^{3+} + 3H_2O \leftrightarrow Al(OH)_3 + 3H^+$ ) и катионен обмен (особено в глини).

**N.B!!!** При формиране на изветрителните находища голямо значение има миграционната способност на различните елементи във водна среда. Изведен е следният ред на миграция (от най-лесно изнасящи се до подвижни и инертни): Cl, Br, J, S → Ca, Na, Mg, K, F → SiO<sub>2</sub>, P, Mn, Co, Ni, Cu → Fe, Al, Ti. Преносът на елементите става във вид на суспензии, колоидни (предимно за SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, съединения на Fe, Mn и др.) или истински разтвори. Механичният износ не влияе съществено върху химичния състав на изветрителния материал.

**N.B!!!** Процесите на изветряне протичат не само в субаерално, но и субаквална среда - т.нар. *халмиролиза*. Това е преобразуване на дънни седименти под въздействие на морската вода и с участие на организми. Има важно значение за образуване на бентонитови и други глини в туфогенен субстрат, както и на Mn-Fe конкреции и кори на океанското дъно.

## 14.2. Типове изветрителни кори по скали

По форма се различават *площни, линейни и карстови изветрителни кори*. Първите се развиват площно във вид на покривка върху коренните скали (**фиг. 14.1**). Долната им повърхност е със сложна морфология и постепенен преход към непроменената скална основа. Размерите на находищата варират в широки граници: от няколко десетки до стотици и дори хиляди m в латерална посока при дебелина от десетки cm до десетки m.

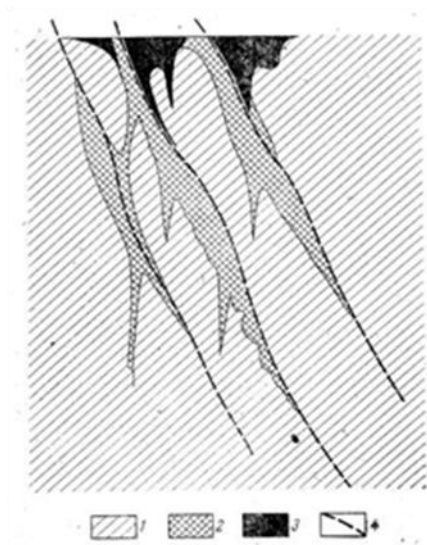


**Фиг. 14.1.** Площна изветрителна кора върху серпентинити (по Смирнов, 1972): 1 - скали от покривката; 2 – глинести скали с охри; 3 - нонтронитизиран серпентинит с никелови силикати; 4 - деструктиран серпентинит с никелови силикати; 5 - непроменен серпентинит

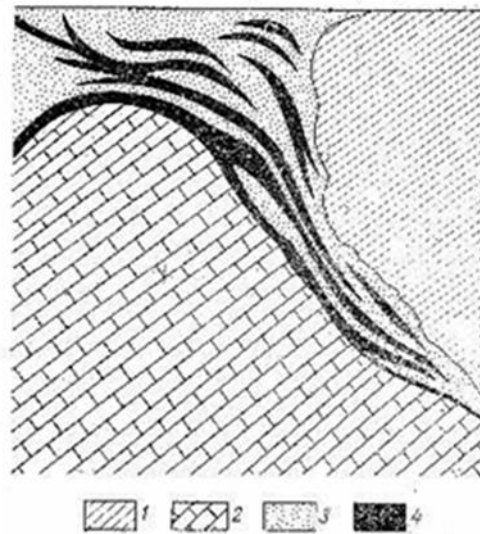
Линейната изветрителна кора има жилообразна форма и прониква по разломи и системи от пукнатини в дълбочина до десетки m, по-рядко 100-200 m (в изключителни случаи до 1500 m, напр. в ивичестите железисти кварцити в Кривой рог, Украйна) (**фиг. 14.2**). Карстовите кори са привързани към контактната повърхнина между скалата, доставяща веществото на полезното изкопаемо при разлагането си, и скалата (най-често



карбонатна), утаяваща това вещество от приповърхностните водни разтвори (фиг. 14.3). Рудните тела обикновено запълват система от карстови празнини и имат доста сложна и неправилна форма, което затруднява тяхната експлоатация.



**Фиг. 14.2.** Линейна изветрителна кора в серпентинити (по Смирнов, 1972): 1 - непроменен серпентинит; 2 - изветрял и деструктуриран серпентинит с никелови силикати; 3 - глинеста скала с охри; 4 - зона на напукване



**Фиг. 14.3.** Карстова изветрителна кора (по Смирнов, 1972): 1 - серпентинити; 2 - варовици; 3 - карстови наслаги; 4 - руда

В зависимост от времето на образуване изветрителните кори са *открити* (от миоцена до сега) и *погребани* (съвременни или древни, понякога регионално метаморфозирани).

Според вида скала, подложена на изветряне, изветрителните кори се разделят на:

→ по **мафични силикатни скали** (с много Fe, Mg, Ca) с 2 основни разновидности:

(а) при изветряне на **ултрабазити** възникват изветрителни кори, богати на **Ni**, отчасти **Co**, които при магмената кристализация се разсейват в ортосиликатите (напр. оливин); Mg в значителна степен се извлича и се образуват Ni хидросиликати (асболан и силикатни Ni-Fe руди), които остават *in situ* или се преотлагат; и (б) при изветряне на **базични скали** изветрителните кори са силно обогатени на Fe хидроксида, които могат да формират находища на **Fe** лимонитни руди (естествено легирани с високо съдържание на Mn ± Co, Ni, Cr, V), много по-рядко железисти **боксити** (когато се стига и до интензивна миграция не само на Ca, но и Si). И в двата случая могат да се образуват латеритни находища на Au и платиноиди.

→ по **салични силикатни скали** (с повече Na, K, Al и т.н.) като при ненапреднала хипергенна обработка възникват **каолинитови** находища – *in situ* или преотложени в малки водни басейни; а при напреднала промяна се изнася и Si, остава само Al и възникват изветрителни бокситови находища (*in situ* или преотложени) ± Au находища в латерити

→ по **карбонатни скали** се образува т.нар. *тера роса*, която засега не представлява промишлен интерес. Карбонатното вещество почти изцяло се изнася и остават  $Fe^{3+}$ ,  $Mn^{4+}$  (под форма на Mn хидроксида, които могат да се използват за черна боя), P (като апатит) ± барит, Pb и др.

### 14.3. Характеристика на основните типове находища в изветрителни кори

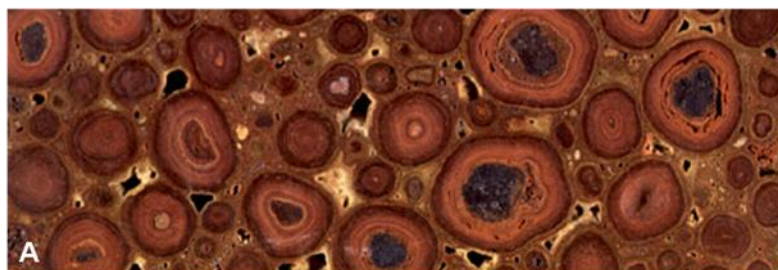
#### 14.3.1. Находища в латерити

Латеритите са важен източник на Al, Ni, Mn, Au, Cu и платиноиди. Те се образуват при интензивно изветряне на всички видове алумосиликатни скали при хумиден топъл климат през продължителни периоди от време (над 100 млн.г.) и се характеризират с дебели до 150 m реголитови профили. Съотношението между Al и Fe силно варира в зависимост от протолита: върху кисели скали преобладава Al и се формират т.нар. латеритни (остатъчни) боксити; а върху ултрабазични и базични – Fe латерити или ферикрети (фиг. 14.4; фиг. 14.5А).



При изветряне на ултрабазити те се обогатяват с Ni, Co, Cr, Mn, Ti и се превръщат в природно легирани руди. Ако съдържанието на Ni е над 1%, то находищата се отнасят към Ni-носните латерити, които се разработват за Ni. Често се срещат и обогатени на Cr латерити, напр. в Западна Австралия (със запаси около 30 млн. t средно с 3,6% Cr), Бразилия, Филипини, Зимбабве и Турция (с мторолит - ювелирен зелен халцедон, чийто цвят се дължи на Cr) (фиг. 14.5Б) и др.

⇐ Фиг. 14.4. Класификация на латеритните изветрителни кори



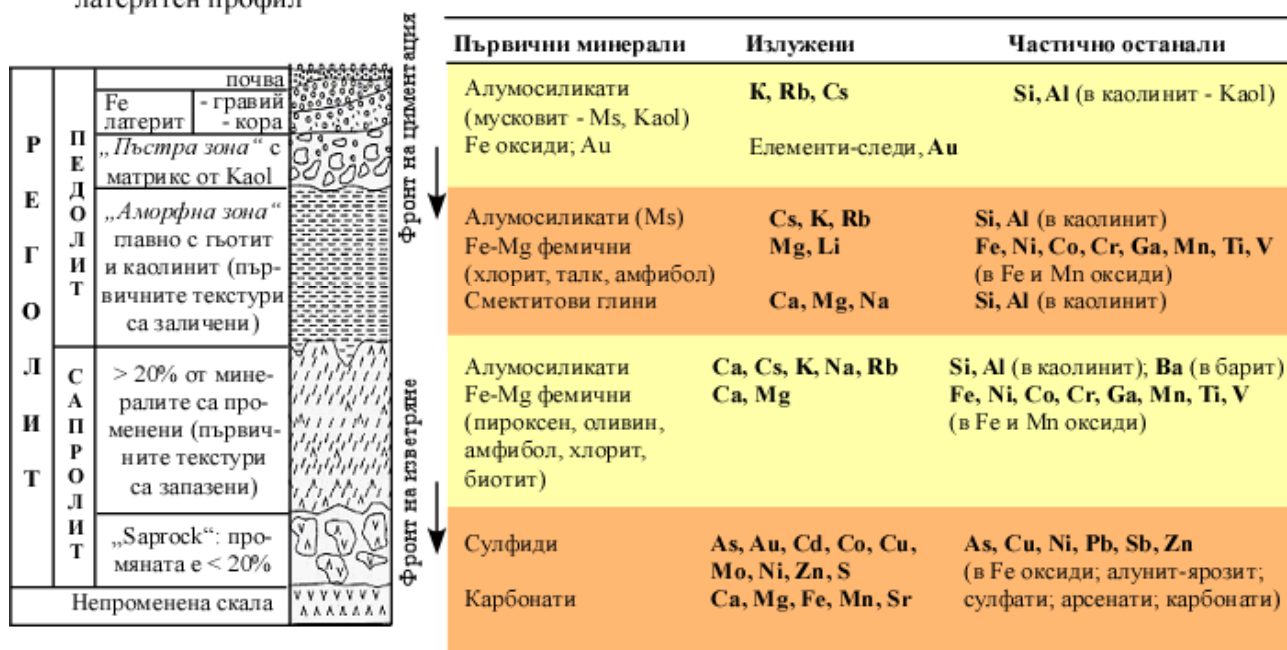
Фиг. 14.5. А - Fe-носни нодуларни и пизолитни латерити: Западна Австралия;  
Б - Мторолитов Cr-халцедон: Турция

**N.B!!!** Латеритният профил има характерна вертикална зоналност (фиг. 14.6). Отдолу се разполага сапролитната зона, представена от силно изветрели скали, но със запазена първична текстура и строеж. Промяната се предизвиква от слабо кисели флуиди с висок окислителен потенциал, което води до дестабилизация на сулфиди и карбонати и излужване на повечето халкофилни метали, алкални и алкалоземни елементи. В най-долните й части фелдшпатите и феромагнезиалните минерали се разрушават като Si и Al влизат в състава на глините (каолинит и халуазит). Образуват се и Fe оксиди и хидроксида, които включват някои от преходните метали в хематит и гьотит. В средните и горните части на сапролитната зона остават само най-устойчивите минерали (вкл. мусковит и талк), т.к. се разрушават дори по-рано формираните вторични фази като хлорит и смектит. В педолитната зона първичният строеж на скалите напълно се заличава и се изнасят всички елементи освен Si, Al и Fe, които се включват в каолинит,

кварц и хематит/гъотит. Железоносните остатъчни зони са най-добре развити над базични-ултрабазични скали, а каолиновите – над фелзични. Те често се характеризират с пизолитови или нодуларни текстури, както и заместване на каолинит от гибсит или аморфен силиций. Някои метали (Au, Cr, V, Sc, Ga) се абсорбират от Fe окси-хидроксида, а други остават във вид на устойчиви минерални фази (Zr и Hf в циркон, Cr в хромит, Ti в рутил и др.).

(А) Идеализиран латеритен профил

(Б) Подвижност на елементите в типичен латеритен профил



Фиг. 14.6. Идеализиран латеритен профил и поведение на елементите в различните зони (no Butt et al., 2000)

#### 14.3.1.1. Лимонитови<sup>23</sup> находища във ферикрети

Ферикретите се формират при високи температури и валежи под 1700 mm за година, т.к. при по-голяма влага те се разтварят и се акумулират Al хидроксида (гибсит  $Al(OH)_3$ ). Повечето са с ниско съдържание на Fe (до 20%  $Fe_2O_3$ ) и не представляват промишлен интерес освен легираните върху ултрабазити. Дебелината им обикновено е от порядъка на няколко m, но се срещат и над 20 m. Често са покрити от т.нар. *твърди кори* (duricrust). Fe е главно под форма на гъотит, хидрогъотит, хидрохематит и хематит, които асоциират с каолинови глини и Al хидроксида. Характерни са за Гвинея, Индонезия, Куба, Филипини, Русия (Урал, Кавказ), САЩ (щат Вашингтон) и др.

#### 14.3.1.2. Находища на латеритни (остатъчни) боксити

Бокситите са латерити, изградени предимно от Al хидроксида – *гибсит*  $Al(OH)_3$ , *бьомит*  $\gamma-AlOOH$  и *диаспор*  $\alpha-AlOOH$  с подчинено количество Fe и Mn хидроксида, глинести минерали (монтморилонит, халуазит), хлорит, карбонати (калцит, сидерит, доломит), опал, кварц, рутил, апатит, барит  $\pm$  акцесори от коренните скали (илменит, циркон, турмалин, хромит, магнетит, титанит и др.). Те са основен източник на Al, а като попълнен продукт се добива и Ga. Развиват се по всички скали с ниско съдържание на Fe или от които то е изнесено при изветряне. Възрастта им е предимно неозойска  $\pm$

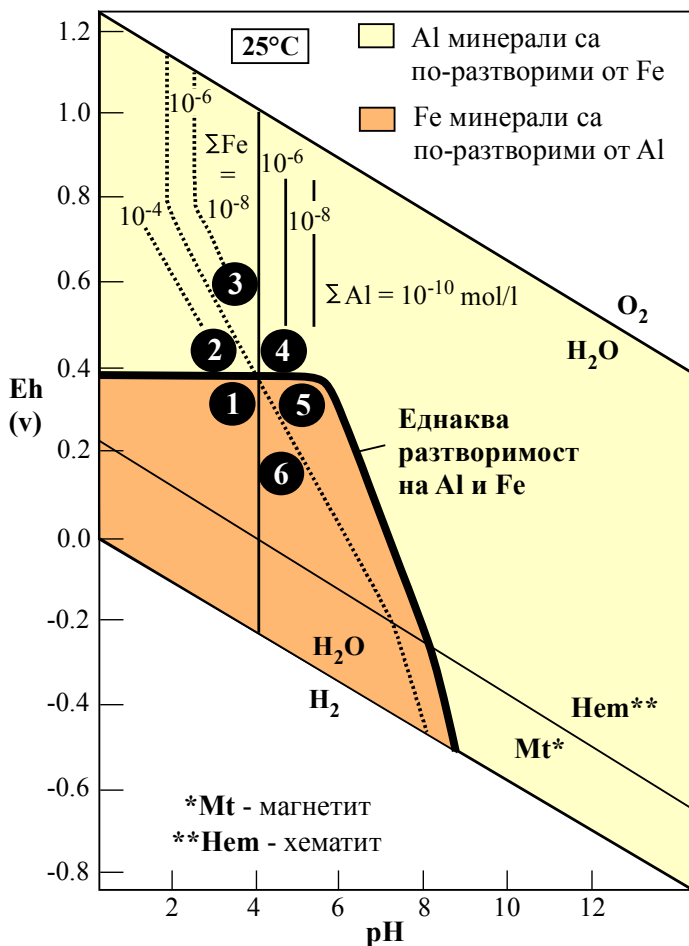
<sup>23</sup> **Лимонит** е популярното название на смес от различни Fe окислени фази (гъотит, хидрогъотит, лепидокрокит  $\gamma-FeOOH$  и др.) с хидроксида на Si, Al и Mn (вкл. и Ga) и глинесто вещество в седиментни рудни находища и Fe шапки

мезозойска (в Гвинея, Бразилия, Венецуела, Ямайка, Индия, Австралия, Индонезия, Китай и др.), но са известни и по-стари в древни изветрителни кори (напр. в Украйна). Образуват прахообразни, кавернозни, плътни, отломъчни или оолитови маси с бял, розов или червен цвят в зависимост от количеството на Fe хидроксиди (фиг. 14.7). Във висококачествените боксити съдържанието на  $Al_2O_3$  е над 50% при отношение 12-10 : 1 със  $SiO_2$ .



Фиг. 14.7. Боксити с реликтова стратификация (А) от находище Боке в Гвинея (Б)

Формират се при горещ и влажен тропичен и субтропичен климат в континентални условия (но при малко по-ниски средногодишни температури от ферикретите) при стадийно разлагане на коренните скали. Различават се три стадия на превръщането им в боксити: (I) разлагане на първичните скалообразуващи силикати с изнасяне на алкалоземните елементи, частично на алкалите и  $SiO_2$  и натрупване на глинести минерали; (II) по-нататъшна десилификация и концентрация на  $Al_2O_3$  под форма на гибсит, бьомит и диаспор; (III) усложняване на състава на бокситите с отлагане на карбонати, сулфиди и др.



± частична реглинизация под въздействие на съединения, внасяни от инфилтриращите се води. Това стадийно развитие нерядко обуславя зоналния строеж на остатъчните боксити с наличие на преходни зони между тях и коренните скали.

**N.B!!!** Обогащаването на Al в горните части на латеритовите профили се дължи до голяма степен на по-високата подвижност на Si в сравнение с Al при pH между 4,5 и 9 (фиг. 14.8).

⇐ Фиг. 14.8. Eh-pH диаграма за условията на формиране на латерити и боксити при 25°C. Полетата на разтворимост на Al и Fe са в равновесие с гибсит и хематит/гьотит (no Norton, 1973)

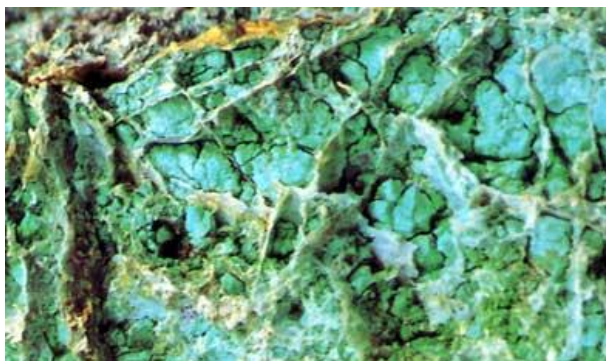
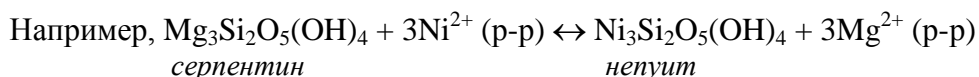


Затова при разлагане на фелдшпатите и каолинита Si се изнася, а Al остава под форма на хидроксида. Сезонните климатични вариации имат важно значение за формиране на бокситовите руди, т.к. редуването на по-влажни и по-сухи периоди обуславя флукуации в нивото на грунтовите води и съответно влияе върху процесите на разтваряне и пренос на вещество. Това се отразява върху състава на бокситовите профили и най-вече върху трансформацията на по-хидратирания *гипсум* Al(OH)<sub>3</sub> в относително по-безводни разновидности като *бьомит* или *диаспор* AlO(OH). По тази причина в хумидните екваториални области латеритите са изградени предимно от гипсит и гьотит, докато в райони със сезонни климатични промени от по-хидратираните бьомит и хематит. В най-висококачествените бокситови руди Fe и Si трябва да бъдат изнесени, затова специфичното съчетание на pH и Eh има критична роля за формирането им.

Si се излужва при хидролиза и е разтворим при по-високи pH, докато Al е по-разтворим при много ниски или много високи pH. Fe е най-подвижно като феройон (Fe<sup>2+</sup>) при ниски Eh и pH. Затова в полетата 1 и 2 на фигурата ще се излужват както Fe, така и Al и ще се образуват обогатени на Si подзолни почви. В полетата 3 и 4 с ограничена разтворимост на Fe и Al ще се формират латерити и боксити, ако скалният протолит има достатъчно високи съдържания на тези елементи (като в полето 3 образуването на боксити е малко вероятно поради преференциално излужване на Al от почвите). Грунтовите води от полето 5 ще съдържат повече Fe, отколкото Al и по-скоро ще се формират латерити. Оптималните условия за бокситообразуване са в полето 6, където грунтовите разтвори преференциално изнасят Fe, а Al съединения са стабилни при pH между 5 и 7.

#### 14.3.1.3. Никелоносни латерити

Формират се върху ултрабазични скали, които са част от обдуцирани офиолитови комплекси (както е в Нова Каледония) или разслоени мафични интрузиви (*Niquelandia* в Бразилия). Изградени са предимно от оливин и ортопироксен с първоначални високи съдържания на Ni (0,1-0,3%), който впоследствие се концентрира до 10 пъти в силикати или оксиди. Фемичните минерали са серпентинизирани, в някои случаи преди латеритизацията, при взаимодействие с морска вода или при нискостепенен метаморфизъм. Оливинът се хидратира до аморфен силиций, лимонит и серпентин, в който се концентрира Ni. pH на грунтовите води в латеритните реголити прогресивно нараства в дълбочина от 5 до 8.5, в резултат от което бикарбонатите стават основен анион в разтвора. Оливинът в тези условия се разлага напълно, следван от ортопироксен, серпентин, хлорит и талк. След образуване на смектит, серпентин и талк в реголита понататъшната концентрация на Ni се осъществява чрез катионен обмен (главно на Mg<sup>2+</sup>), което води до силно обогатяване на Ni в слоестите силикати (phyllosilicate) като *керолит* (Ni талк), *непуит* (Ni серпентин) и *пимелит* (Ni смектит).



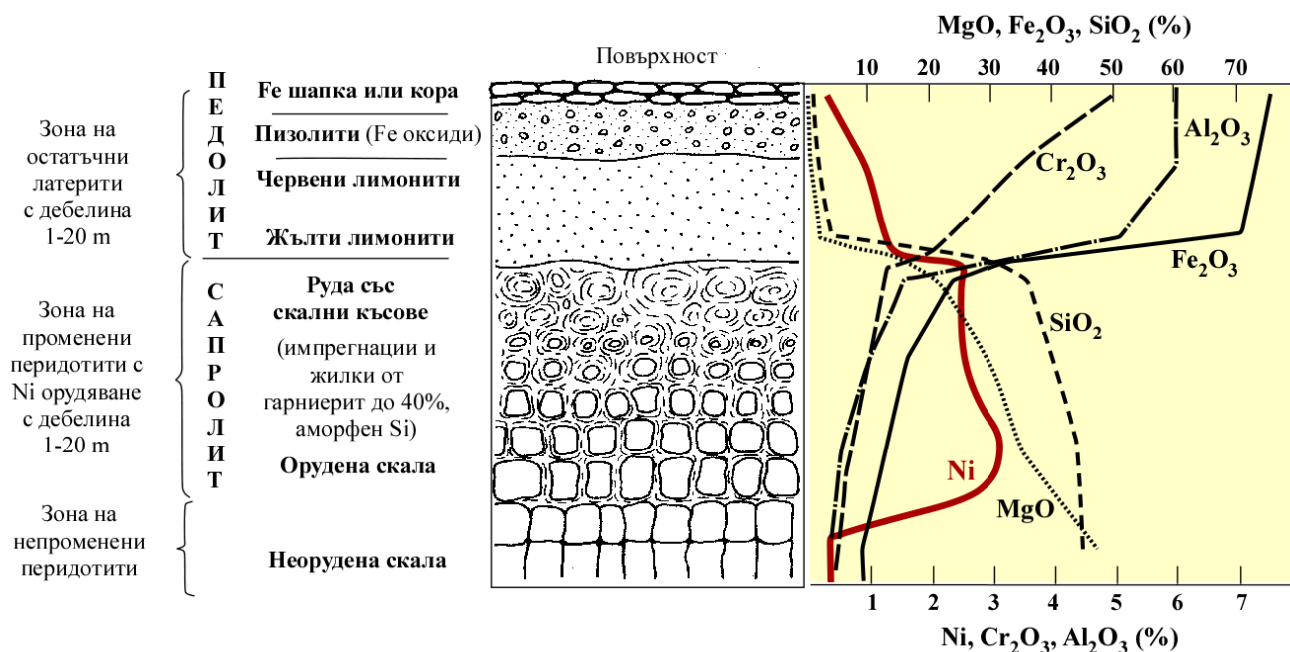
Общ термин, който се използва за Ni филосиликатни рудни минерали в латеритни обстановки е „гарниерит“ (в чест на Frenchman Jules Garnier, откривател на Ni латеритни руди в Нова Каледония през 19 век) (фиг. 14.9).

⇐ Фиг. 14.9. Гарниерит: Нова Каледония



Ni се концентрира също в гьотит, но механизмът му на фиксация не е изяснен напълно. Възможна е абсорбция от гьотитови колоиди в слабо алкална среда. Същевременно горните части на лимонитовата зона са обеднени на Ni.

**N.B!!!** Всички Ni-носни латерити се характеризират с вертикална минераложка и геохимична зоналност (фиг. 14.10). В горната част на зрялата изветрителна кора се натрупват остатъчни продукти от разлагането на серпентина представени главно от Fe хидроксида. Част от Mg, Ca, Si и Fe се пренасят от разтворите в дълбочина и при изменение на рН на средата отново се утаяват във вид на вторични минерали в зоната на незавършеното изветряне и особено в зоната на полуразложените коренни скали. Най-богатите Ni руди са привързани към сапролитовата зона и често асоциират с магнезит.



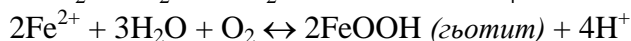
Фиг. 14.10. Типичен профил на Ni латерити в Нова Каледония (no Troly et al., 1979; Guilbert & Park, 1986)

Огромни ресурси на Ni в латеритни реголити върху ултрабазити има на различни места в света. Най-дебелите профили и най-богатите акумулации на гарниерит се формират в области с максимална циркулация на грунтови води и флуид-скално взаимодействие, най-често в подножие на хълмове или по ръба на плата или тераси (т.к. са много чувствителни към повърхностната ерозия). Големи находища има на о-в Нова Каледония (владение на Франция), в Австралия, Куба, Гватемала, Венецуела, Пуерто Рико, Доминиканската Република, Колумбия, Бразилия, Гърция, Казахстан и Русия (Урал). В България има малки ултрабазични тела, по които изветрителна кора не се запазва, съответно няма и Ni. По-големи офиолитови комплекси и съответно орудявания са установени в Албания, Македония (където се експлоатира находището Фени, заедно с металургичен комбинат за производство на Fe и Ni), Гърция и Турция.

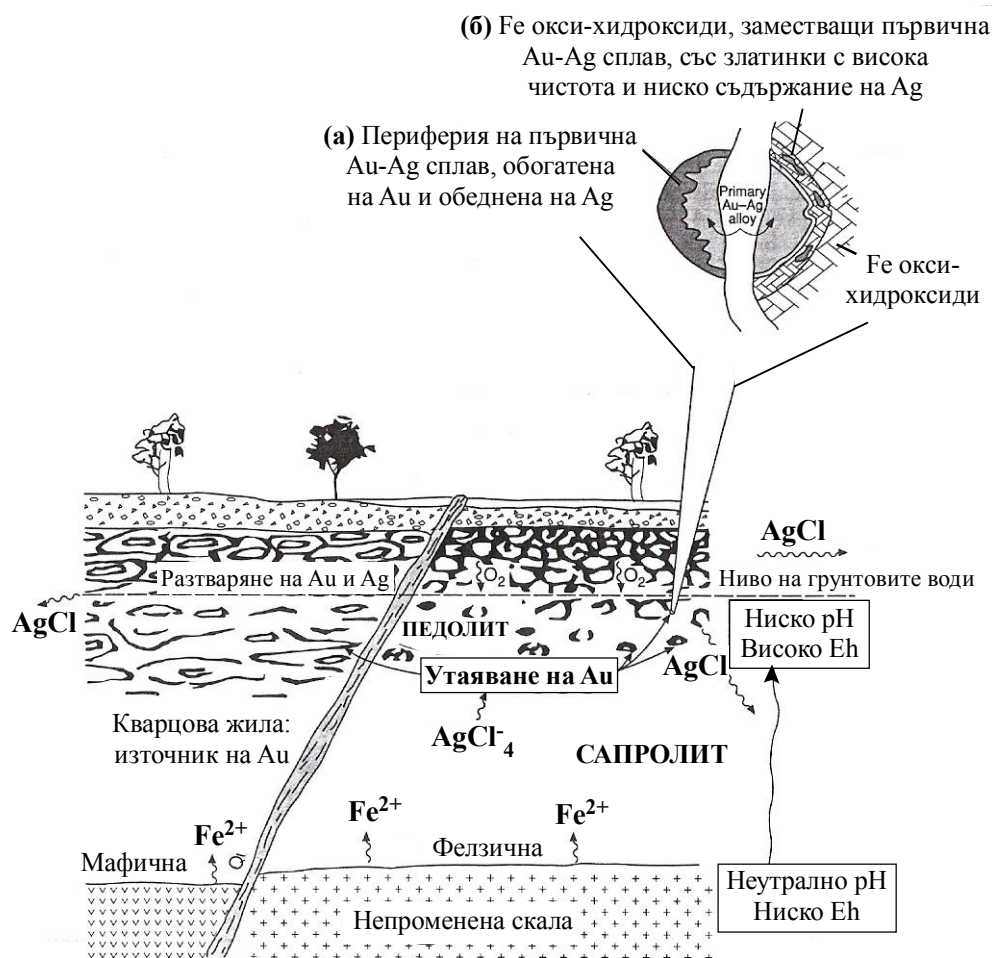
#### 14.3.1.4. Злато в латерити

Акумулации на злато в горните педолитни части на латеритови профили са известни на доста места в света (в Бразилия, Западна Африка, Западна Австралия, Якутия в Русия). Формата на златинките е най-различна: от закръглена „nugget“-подобна (докъм 1 kg в кратона Йилгърн, Западна Австралия) и дендритообразна по пукнатини до малки кристалчета в порови празнини. И ако първичното злато е било с повишено съдържание на Ag (до 5-10%), то вторичното е изключително чисто, което предполага селективно извличане и разделяне на Au от Ag при инфилтрация на метеорните флуиди в зоната на

изветряне. Мобилизацията на Au и Ag в приповърхностни обстановки се осъществява при строго определени условия. Установено е, че водните разтвори в приповърхностните нива на латеритните обстановки са относително кисели (с  $pH < 5$ ), окислени, с ниска до умерена соленост. В дълбочина  $pH$  на водите нараства, флуидите стават по-редукционни и отношението  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  намалява (фиг. 14.11). Процесът на латеритизация се контролира главно от хидролизата при взаимодействие на грунтовите води с реголита и окисление на Fe. Две реакции отразяват този процес и обясняват защо водите стават по-кисели нагоре в латеритните профили:



Първата представя хидролизата на сулфидните фази (в случая пирит) в долните нива на изветрителната зона, при което се генерират водородни йони. Втората реакция илюстрира окислението на двувалентното желязо около нивото на грунтовите води, в резултат от което се образува гьотит в железоносния педолит и отново се отделят водородни йони. Това са два от основните процеса, които протичат при латеритизацията и обуславят ниските стойности на  $pH$ . Латеритите, формирани върху фелзични скали са по-кисели от тези върху мафичен субстрат, в които  $pH$  се буферира от бикарбонатните йони по време на промяната.

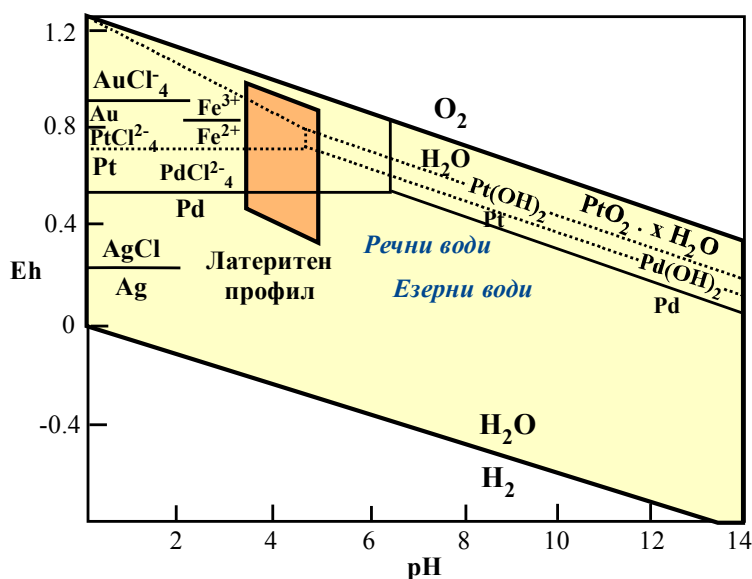


Фиг. 14.11. Модел на концентрация на Au в латерити (no Robb, 2005)

Експерименталните изследвания показват, че при ниско  $pH$ , високо  $Eh$  и присъствие на  $Cl^-$  йони Au в приповърхностни обстановки преминава в разтвор във вид на комплекс  $AuCl_4^-$ . По-значително разтваряне на злато, обаче, става при относително високо  $Eh$  и пълно окисление на  $Fe^{2+}$ . Обратно, Ag е по-разтворимо в по-редукционна среда под форма на  $AgCl_2^-$  или  $AgCl_3^{2-}$  и се излужва от първичните Au-Ag сплави в по-широк

интервал от условия в сравнение със Au (фиг. 14.12). Затова в зоната на изветряне едновременно с отлагане на Fe хидроксида е възможно съутаяване на Au с много висока чистота според реакцията  $\text{AuCl}_4^- + 3\text{Fe}^{2+} + 6\text{H}_2\text{O} \leftrightarrow \text{Au} + 3\text{FeOOH} + 4\text{Cl}^- + 9\text{H}^+$  (т.к. дори слабо понижение на Eh води до намаляване на неговата разтворимост), докато Ag ще се разтваря и изнася (фиг. 14.11б). Този процес се катализира от взаимодействието на флуида с по-редукционния реголит, в който съдържанията на  $\text{Fe}^{2+}$  и  $\text{Mn}^{2+}$  нарастват в дълбочина под нивото на грунтовите води. По този начин утаяването на Au се контролира от редокс реакциите, които от своя страна обуславят асоциацията му с гьотит и манганит, както и „изчистването“ му от Ag. Първичните Au-Ag сплави се характеризират с обедняване на Ag по периферията им (фиг. 14.11а), което се дължи на дифузия на Ag към по-вътрешните части или пълно разтваряне и преотлагане *in situ* на Au. Освен това при ариден климат (както е в Западна Австралия) хлоридните лиганди имат основно значение за преноса на Au и Ag, докато при по-хумидни условия активността им е по-ниска (поради разреждане на разтворите) и нараства ролята на органичните киселини.

Микроорганизмите също могат да участват в процеса на концентрация на Au в латеритните почви. Вторичното злато в латеритни обстановки (както и в разсипи) често има сферична форма, аналогична на тази на *Bacillus subtilis*, която може да акумулира Au чрез дифузия през клетъчните стени и да го утаява в цитоплазмата. Предполага се, че в този случай Au се пренася във вид на органометални комплекси, а след това при достигане на критични концентрации се утаява в колоидна форма. При диагенеза на седименти със златоакумулиращи микроорганизми в резултат от прекристализация и „слепване“ могат да се формират „nugget“-подобни златинки.



⇐ Фиг. 14.12. Eh-pH диаграма на латеритния профил, речните и езерните води с полетата на стабилност на Au, Ad, Pt и Pd комплекси (no Robb, 2005)

#### 14.3.1.5. Платиноиди в латерити

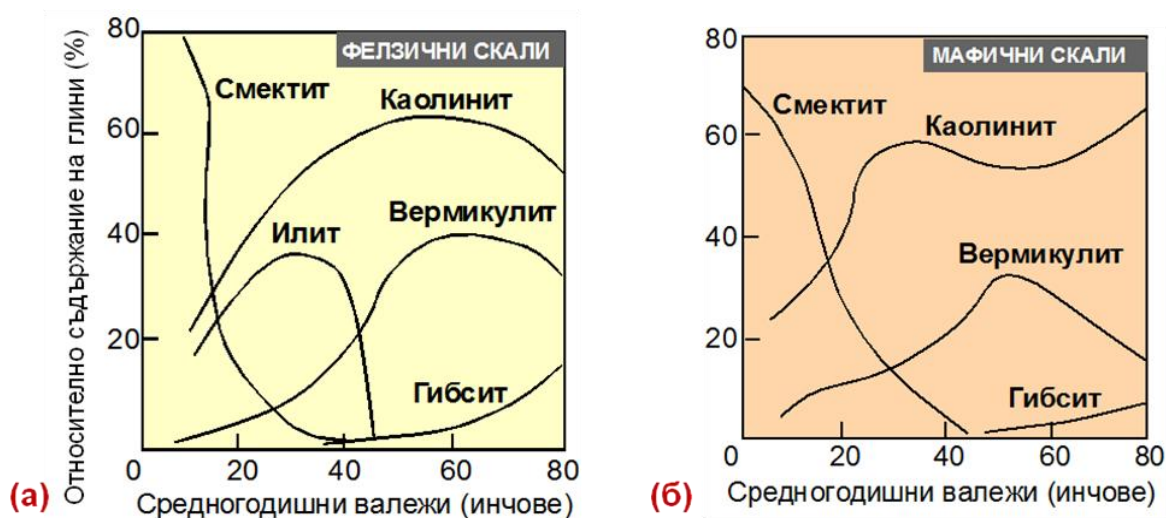
Освен злато, в латеритните профили могат да се концентрират и платиноиди (ПГЕ), напр. в Сиера Леоне. Значителни акумулации на ПГЕ са известни и в нелатеритни почви над комплекса Стилуютър в Монтана и в Квебек, Канада. Доказателство за мобилизация на ПГЕ в изветрителните зони са кристалините Pt-Fe или Os-Ir-Ru сплави в педолити, по-рядко ПГЕ-сулфидни минерали, чийто състав е различен и често по-сложен от първичните фази в скалния субстрат. При концентрация на ПГЕ в латерити се предполага, че контролът на разтворимостта на Pt и Pd е подобен на разгледания при Au и Ag. Комплексът  $\text{PdCl}_4^{2-}$  е стабилен в по-широк диапазон на Eh и pH отколкото  $\text{PtCl}_4^{2-}$ , поради което Pd преференциално се изнася от грунтовите води в зоната на изветряне. Аналогично на Au и Ag, Pt и Pd се разделят в супергенни условия като Pd преминава в разтвор, а Pt се утаява в почвата и седиментите. Смята се, че в нелатеритни обстановки, където

грунтового води са приблизително неутрални до алкални и по-редукционни, ПГЕ ще се пренасят във вид не на хлоридни, а хидроксилни комплекси ( $\text{PtOH}_2$  и  $\text{PdOH}_2$ ). Но и в този случай те ще се „разделят“, т.к. като по-слабо разтворима Pt се утаява заедно със Au, вероятно във вид на колоиди. Има и данни за взаимодействие между ПГЕ и органичните киселини в изветрителните зони, но механизмът му все още не е изяснен. Предполага се, че хуматите участват в техния пренос, а органичният детрит спомага за утаяването им.

Един от примерите за съвместно натрупване на Au и ПГЕ е находището *Сера Пелада* в Бразилия с 15 g/t Au, 4 g/t Pd и 2 g/t Pt в латерити, изградени предимно от каолинит, Mn оксиди, Fe окси-хидроксида и формирани върху първично ЮСГ (Fe-окисно-Cu-Au) тип находище. Повечето от рудните компоненти са мобилизирани по време на латеритизацията като полиметалите се натрупват в Mn оксиди, а Au-Pt-Pd - в аморфен въглерод и Fe-Mn окси-хидроксида. Срещат се и самородни късове от Au и платиноиди с тегло до 60 kg.

### 14.3.2. Находища на глинни

Глинестите минерали са преобладаващият продукт при изветряне, които остават *in situ* или се транспортират до мястото на отлагане. Формирането им зависи както от условията на изветряне, така и от състава на скалния субстрат, въпреки че доста сходни глинести асоциации се установяват и върху мафични, и върху фелзични скали (фиг. 14.13). Съставът и скоростта на глинообразуване зависят главно от температурата, валежите и локалните Eh-pH условия. Преобладаващите минерали са *каолинит*, *илит* и *сметтит* (вкл. монтморилонит). Каолинит се формира при хумиден климат чрез киселинна хидролиза на фелдшпат-съдържащи скали, докато илит в по-алкална среда при изветряне на фелдшпати и слюда. Сметтитовите глинни са по-характерни за средни до базични скали и алкални условия.

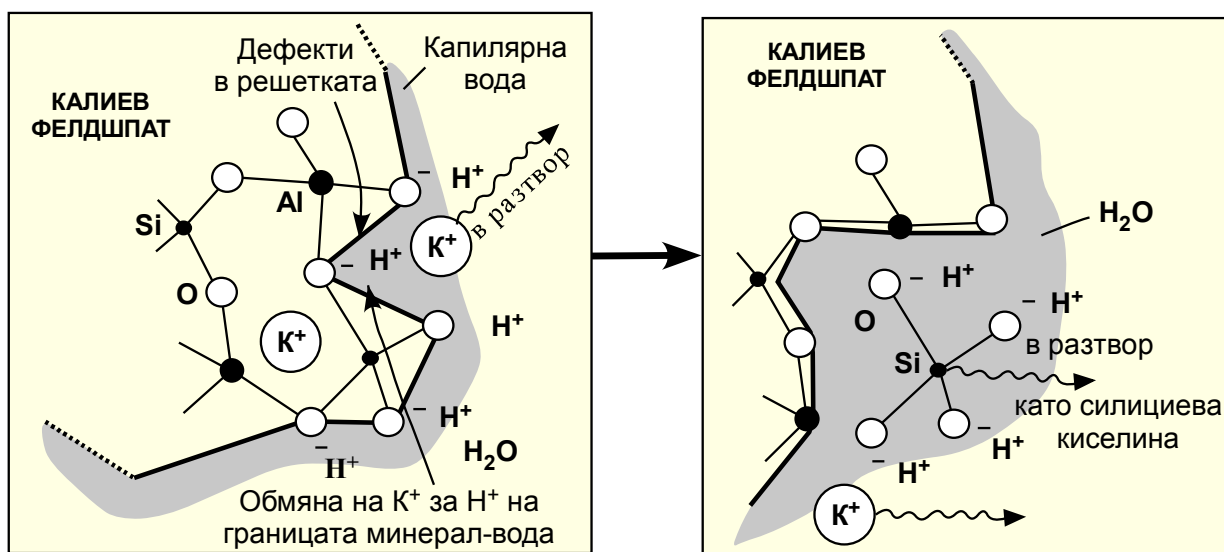


Фиг. 14.13. Влияние на валежите върху процесите на глинообразуване по фелзичен (а) и мафичен (б) субстрат (no Barshad, 1966)

Една от типичните реакции, които протичат при химичното изветряне е  $(\text{Ca,Na})\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8$  (плаггиоклаз) +  $2\text{H}^+$  +  $\text{H}_2\text{O} \leftrightarrow \text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$  (каолинит) +  $\text{Na}^+$  +  $\text{Ca}^{2+}$ . Реалният процес е много по-сложен и включва няколко стадия на формиране на глинести минерали, напр. при киселинна хидролиза на каливия фелдшпат (фиг. 14.14). Подвижността на различните еременти в приповърхностни обстановки варира значително като приблизителният ред е  $\text{Ca} > \text{Na} > \text{Mg} > \text{Si} > \text{K} > \text{Al} = \text{Fe}$ . Алкалните и алкалоземните елементи са най-разтворими в грунтови води, докато Al и  $\text{Fe}^{3+}$  са относително неподвижни. Процесите на глинообразуване зависят до голяма степен от количеството



валежи и състава на първичните скали. Като правило смектитите се формират предимно при ариден до полуариден климат, докато каолинитите при по-хумиден и влажен. Находища на изключително чист и бял каолинит (т.нар. *китайска глина* с изнесено Fe) са характерни за *Корнуъл* в ЮЗ Англия, формирани върху гранитния батолит Корнубиан.



**Фиг. 14.14.** Стадии на изветряне на калиевия фелдшпат и формиране на глинести минерали при киселинна хидролиза (no Leeder, 1999)

**Каолинът** е остатъчен продукт, който има състав близък до този на каолинит след като се отстранят механичните примеси. Такива находища се формират в изветрителни кори на всякакви фелдшпатови скали, но най-благоприятни са киселите и алкалните. От бокситите се различават по непълното разлагане на коренните скали, което не е достигнало до стадия на натрупване на свободен  $Al_2O_3$  и по светлото оцветяване (поради почти пълния износ на Fe в силно кисела с участие на хумусни киселини). Освен каолинит, който е преобладаващ в състава на каолина, се срещат примеси от халузит, монтморилонит, халцедон и реликтови минерали на коренните скали (кварц, мусковит, фелдшпат, илменит, рутил), както и някои вторични минерали като калцит, доломит, гипс и др. Съдържанието на  $Fe_2O_3$  не трябва да превишава 0,7-1%. Възрастта на находищата е предимно мезозойска и неозойска, но са известни и палеозойски. Широко са разпространени в Китай, бивша Югославия, Украйна, Русия (Урал, Сибир и Алтай), Чехия, Германия, Англия, Франция и др., вкл. и у нас в СИ България – *Каолиново*, *Ветово*, *Сеново* (източникът е неизвестен, т.к. са в карстови форми сред аптски варовици и би трябвало да се отнесат към седиментни образувания, както и карстовите боксити – **фиг. 14.15**).



← **Фиг. 14.15.** Куполообразни карстови форми с височина над 20-25 m в кариера „Ветово“ - IV участък-запад



### 14.3.3. Магнезитови и талкови находища

Магнезитовите находища се образуват при хидролитно разлагане на серпентинити от богати на  $\text{CO}_2$  води:  $\text{H}_4\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_9$  (серпентин) +  $\text{H}_2\text{O}$  +  $3\text{CO}_2 \rightarrow \text{MgCO}_3$  +  $2\text{SiO}_2$  +  $4\text{H}_2\text{O}$ . Mg се освобождава и преминава в разтвор като се изнася от горните части на изветрителната кора и се преотлага под форма на карбонат в дълбочина, главно в поредукционната сапролитова зона. Образува струпвания, жилки и конкреции, които често асоциират с Ni силикатни минерали. Напр. в Южен Урал в редица изветрителни находища върху серпентинизирани масиви горните части на кората са изградени от глинесто-охреста землеста маса, а долните – от полуразложен, излужен и вторично окварцен серпентинит с мрежа от запълнени с  $\text{MgCO}_3$  пукнатини. Щокверкът от Mg карбонати има голямо площно развитие, но изклинва в дълбочина само на 10-15 m. Запасите се оценяват на млн. t. Аналогични находища има в Среден Урал, Казахстан, Куба, САЩ (Калифорния) (фиг. 14.16А), Индия, Южна Африка, Гърция и Нова Каледония.

Условията на образуване на талкови находища са сходни с тези на магнезит, но отнасянето им към групата на изветрителните е по-спорно от тези на Mg, въпреки че условията им на формиране са сходни. Талк се образува при въздействие върху серпентинити на водни разтвори, съдържащи Si киселини:  $\text{H}_4\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_9$  +  $2\text{SiO}_2 \rightarrow \text{H}_2\text{Mg}_3\text{Si}_4\text{O}_{12}$  (талк) +  $\text{H}_2\text{O}$ . Произходът им може да бъде както дълбочинен, така и повърхностен (когато преотлагат излужен от горните зони  $\text{SiO}_2$  в дълбоките части на кората); затова и генезисът на находищата варира от хидротермален до изветрително-инфилтрационен (фиг. 14.16Б). С по-сигурен изветрителен произход са талковите находища, образувани при излужване на доломити, когато талкът се концентрира в остатъчните продукти.



Фиг. 14.16. А - Магнезитови жили в серпентинити: Калифорния; Б - Талк-карбонатни шисти (т.нар. “steatite” или “soaprock”)

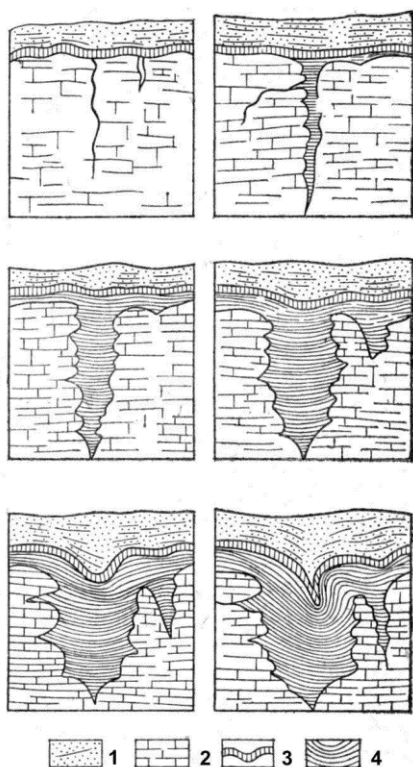
### 14.3.4. Манганови находища

Най-често се образуват при изветряне на скали, съдържащи нисковалентни Mn минерали. В окислителната зона най-лесно се разлагат Mn карбонати (родохрозит, манганокалцит); податливи на окисление са и Mn силикати (родонит, йохансенит, спесартин) и безводните оксиди (хаусманит, браунит, манганит). Всички те се заместват от 4-валентни Mn хидроксида, главно вернадит и псиломелан (който постепенно преминава в пиролузит – най-устойчивия Mn минерал в изветрителните кори). По този начин се образуват Mn шапки, изградени от окисни Mn руди. Част от Mn временно може да премине в разтвор и да се преотложи в по-долните части на кората под форма на неправилни землести и саждести маси, жилки, гнезда и конкреции. Подобни находища са известни в изветрителни кори по варовици, ясписи, туфи, ултрабазични и базични магмени скали и др. Първичното съдържание на Mn в тях е било ниско (обикновено десети части от процента до няколко %), докато в остатъчните акумулации достига десетки % и представлява промишлен интерес. Понякога при изветряне на серпентинити

се натрупват Ni- и Co-носни Mn хидроксида, т.нар. *асболани*. Остатъчни находища на Mn са известни в древни и съвременни изветрителни кори в Куба, Индия, Африка, Австралия, Бразилия, Русия (мезозойски в Урал) и Казахстан. У нас супергенно окисление на Mn-карбонатни руди е характерно за всички Варненски рудопроявления, както и на родонит-йохансенитовите скарни в Маданските Pb-Zn находища.

#### 14.3.5. Остатъчни апатитови (фосфоритови) и баритови находища

Остатъчни фосфоритови находища се формират в резултат от изветряне на апатит-



съдържащи карбонатни скали. В умерени климатични условия студени въглекисели води разтварят карбонатите 100 пъти повече от фосфатите, поради което върху излужени варовици, доломити и мергели се натрупва глинесто вещество с апатит. В повечето случаи те запълват карстови джобове като съдържанието на  $P_2O_5$  от 3-12% в коренните скали нараства няколкократно докъм 30%. При горещ и влажен климат повърхностните води са обогатени на хумусни киселини (т.к. разтворимостта на  $CO_2$  при по-високи температури намалява) и в разтвор преминава предимно  $P_2O_5$ , който се преотлага по пукнатини и в карстови празнини (вкл. с образуване на фосфоритови сталактити в карстови пещери) (фиг. 14.17). Подобни находища са известни в САЩ (Тенеси, Флорида), Белгия и Русия (Източни Саяни).

⇐ Фиг. 14.17. Схема за формиране на апатитови изветрителни находища в САЩ (по Смирнов, 1972): 1 - почвен слой; 2 - варовици; 3 - глинест слой; 4 - апатит



**Баритови находища** се образуват при изветряне на карбонатни скали, съдържащи баритови конкреции. Подобно на апатитовите и те са привързани към карстови форми в излужените варовици и асоциират с глинести минерали. Срещат се в щат Мисури, САЩ и Източните Пиренеи (фиг. 14.18).

⇐ Фиг. 14.18. Барит с карстов произход в доломити: баритово находище Рокабруна (Източни Пиренеи)

#### 14.3.6. Други находища

Понякога в изветрителните кори се натрупват и други полезни компоненти, които са били в разсеяно състояние в коренните скали. Известни са находища на **Pb**, които представляват акумулации от остатъчен галенит и продукти от преобразуването му в изветрителни кори върху варовици, напр. в Централен Казахстан. В Индонезия се срещат находища **Sn** във вид на каситерит, обикновено асоцииращ с илменит, монацит и ксенотим, в изветрителна кора на гранити с първоначална впръсната минерализация. Находища на Nb и TR ± Zr са характерни за изветрителни кори по карбонатити (напр. *Араша и Тапира* в Бразилия; *Магнет Ков* в Арканзас, САЩ), по-рядко нефелинови сиенити (*Посус-ди-Калдас* в Бразилия).

## Глава 15

### Екзогенно рудообразуване: изветрителни находища по руди

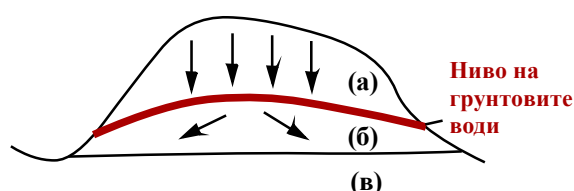
Към тази група се отнасят автохтонни хипергенни находища, които се формират при изветряне на първични рудни тела, разкрити на земната повърхност от ерозионните процеси. Степента на промяна зависи от техния състав. Съответно се различават изветрителни зони по сулфидни, карбонатни и силикатни руди, по евапорити и въглища. Най-значителни изменения протичат в сулфидни находища, т.к. при окислението им се образуват такива силни реагенти като сярна киселина и сулфати; както и някои находища на въглища и соли.

❖ Повърхностните изменения на находищата са свързани с факта, че минералните им асоциации, попаднали в обстановка на висок кислороден потенциал, стават неустойчиви и се разлагат. При това възникват нови съединения, една част от които остава на място, друга се изнася и преотлага в непосредствена близост, а трета част мигрира и се разсейва. Основни фактори, обуславящи промяната са  $H_2O$ ,  $O_2$  и  $CO_2$ , както и възникващите при взаимодействието с полезните изкопаеми междинни химични съединения като сулфати, хумати и др.

#### 15.1. Строеж на изветрителните зони

Изветрителните зони на находищата се отличават с характерна вторична вертикална зоналност, която се предопределя от различното поведение на повърхностните води в областта на циркулация (фиг. 15.1). За горните нива (на аерация или на просмукване) е типична бърза, предимно нисходяща циркулация на води, наситени с разтворен  $O_2$  и  $CO_2$ . Тук рудните минерали се подлагат на разтваряне и окисление, при което се формира т.нар. **окислителна зона с *Fe шапка*** (или повърхностен слой, най-силно променен и излужен, от който са изнесени дори най-трудноподвижните компоненти), **зона на излужени и окислени руди**. Под нея и обикновено под нивото на грунтовите води се намира зоната на водообмен, която се отличава с бавно латерално движение на бедни на  $O_2$  води (химически неутрални и дори слабо алкални). Това е т.нар. **зона на циментация**

**или вторично обогатяване**. В нея протичат активни реакции между соли, разтворени в зоната на просмукване и първичните минерали, в резултат на които се отлагат нови (вторични). Под нея е зоната на застойни води с първичното орудяване.



**Фиг. 15.1.** Идеализирана схема на водната циркулация в изветрителните зони: **(а)** водно-въздушна зона (зона на окисление) с нисходящи води; **(б)** зона на циментация (редукция) с латерално движение на бедни на  $O_2$  и  $CO_2$  грунтови води, които текат към ерозионния базис и преотлагат вещество, излужено от по-горните нива; **(в)** зона на застойни води с първично орудяване

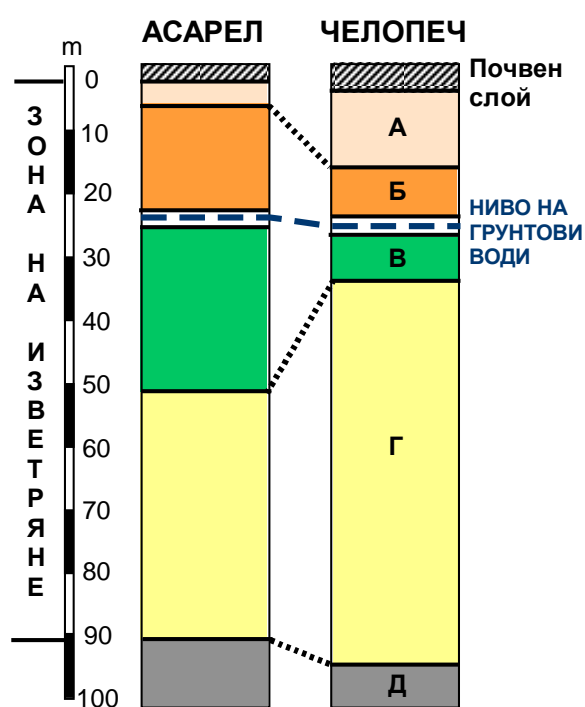
**N.B!!!** Гореспомената схема на водна циркулация е доста обобщена и се отнася само за скали с приблизително еднаква водопроницаемост. При скали с различни физико-механични свойства тя значително се усложнява. Между отделните зони границите не са постоянни и резки, т.к. могат да се променят по различни причини (напр. при сезонни колебания на нивото на грунтови води). Затова и долната граница на окисление често не съвпада с нивото на грунтови води, поради значителното му колебание през неогена. Бавното му понижаване създава най-благоприятни условия за развитие на вторична зоналност; докато при постепенно повишаване част от окислителната зона попада сред грунтови води и по-нататъшното окисление на първичните руди спира. При рязко спадане на нивото на грунтови води в зоната на окисление попадат вторичните преотложени руди и тяхното повторно преобразуване води до сложен строеж на изветрителните профили.



## 15.2. Изветрителни зони по различни типове руди

### 15.2.1. Изветрителни зони по сулфидни руди

При изветряне на сулфидни руди протичат сложни процеси, в резултат от които се образуват над 400 нови минерала - финозърнести, землести, силно смесени и следователно трудни за минераложко изследване. Степента на промяна зависи от редица фактори: минерален състав (колкото повече сулфиди има, толкова повече сярна киселина се отделя и промяната е по-интензивна), текстура (порьозност), климат, ерозионен срез (релеф) и др. Най-добри условия за запазване са стръмен релеф и небърза ерозия, докато при бавно издигане нивото на грунтовите води е ниско и не е благоприятно за възникване на дебели изветрителни кори, както и бързата ерозия (която води до тяхното отмиване). В дълбочина зоните на изветряне обикновено достигат 100-150 m (докъм 90 m в нашите Cu находища – **фиг. 15.2**), а при наличие на разломи и до 900 m (напр. в Лоунли, РЮА).



**Фиг. 15.2.** Дълбочина на зоните на изветряне в Cu-Au находища Асарел и Чelopeч

**(А) Зона на излужване:**

гьотит, лепидокрокит, хематит

**(Б) Зона на окисление:**

- горна част (малахит, азурит, халкантил, брошантит)  
- долна част (самородна мед, куприт, тенорит, Au)

**(В) Зона на вторично Si обогатяване:**

халкоцит, ковелин, борнит

**(Г) Зона на смесени руди:**

халкоцит, ковелин, борнит, пирит, халкопирит

**(Д) Първични руди:**

пирит, халкопирит, Cu сулфосоли и др.)



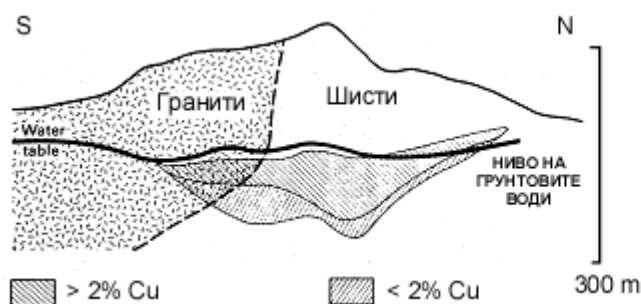
❖ Всяко сулфидно находище (с изключение на Мо поради ниско съдържание на Fe и Mn) отгоре се „коронясва“ с Fe шапка (т.нар. *gossan*) (**фиг. 15.3**). Понякога те се използват за добив на Fe руда, а някои са богати на Au (напр. у нас в Панагюрско). Във всички случаи те са пряк индикатор за наличие на орудяване в дълбочина и по елементите-примеси може да се определи неговият състав.

← **Фиг. 15.3.** Fe шапка в Cu-порфирното находище Бисби в Аризона, САЩ

**Окислението на сулфидите** е електрохимичен процес, катализиран от бактерии, който се обуславя от наличие на атмосферен кислород и вода в пукнатини и порови пространства. Протича активно във вадозната зона, но може да проникне и под зоната на грунтовите води в участъци с повишен флуиден поток. Основните реакции, които протичат са  $S^{2-} \rightarrow S^{6+} \rightarrow H_2SO_4$  ( $FeSO_4$ ;  $CuSO_4$ ;  $ZnSO_4$ ;  $PbSO_4$ ) като рН може да достигне

до 2. Първоначално, при абиотично окисление на пирита се отделят  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  и  $\text{H}^+$ , докато халкопиритът генерира  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Cu}$  и  $\text{SO}_4^{2-}$ . Феройонът  $\text{Fe}^{2+}$  се окислява до ферийона  $\text{Fe}^{3+}$ , който е агресивен окисляващ агент в кисела среда (много по-ефективен от  $\text{O}_2$ , поради което процесът на окисление е самоподдържащ се). Част от него се утаява във вид на лимонит (Fe оксиди, хидроксици и сулфати). Cu остава в разтвор при  $\text{pH} < 5.5$ , поради което основното й количество мигрира надолу и се обогатява под нивото на грунтового води. При по-високи pH, обаче, част от нея се отлага и в окислителната зона под форма на различни вторични фази (карбонатни, силикатни, арсенатни и др.).

Сярната киселина интензивно взаимодейства с другите сулфиди и ги превръща в сулфати. Fe сулфат в окислителната зона се превръща във ферисулфат  $\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3$ , който е неустойчив и преминава в Fe хидроксици  $\text{Fe}(\text{OH})_3$ .  $\text{PbSO}_4$  е неразтворим и остава на място.  $\text{ZnSO}_4$  е с висока разтворимост и при липса на карбонат се изнася.  $\text{CuSO}_4$  прониква в дълбочина и взаимодейства с другите сулфиди:  $\text{PbS} + \text{CuSO}_4 \rightarrow \text{PbSO}_4 + \text{CuS}$ .



Медта може да измести всеки метал от неговия сулфид и да образува собствени. Това става в зоната на циментация или т.нар. вторично сулфидно (медно) обогатяване. И ако в първичните руди съдържанието на Cu е  $\leq 1$ , то в циментационната зона достига до няколко процента (фиг. 15.4).

**Фиг. 15.4.** Схематичен разрез на рудно тяло със зона на супергенно обогатяване (с над 2% Cu) в ивицата Миами в Аризона (no Evans, 1993)

Ni и Co сулфиди се трансформират в лесно разтворими сулфати, които се изнасят от окислителната зона. Ако има As в рудите той ги фиксира под форма на трудноразтворими арсенати (като *анабергит*  $\text{Ni}_3[\text{AsO}_4]_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$  и *еритрин*  $\text{Co}_3[\text{AsO}_4]_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ , чийто характерен цвят – съответно зелен и червено-лилав, е индикатор за първични Ni-Co орудявания в дълбочина) или се абсорбират от асболан ( $\text{Mn}$  вади  $m(\text{Mn}, \text{Co}, \text{Ni})\text{O}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ).



Първичните Sb и Sb-съдържащи сулфиди се окисляват до сулфат, който е неустойчив и се хидролизира до оксиди и хидроксици – т.нар. *антимонов охри*, характерни за зоните на окисление на редица находища (фиг. 15.5). В процеса на изветряне елементите-примеси в сулфидите (като Ge, Cd, Tl, Ga и др.) проявяват тенденция да се разсейват и не влизат в състава на преотложените Pb и Zn минерали, но могат да се абсорбират от някои Fe и Mn хидратирани фази.

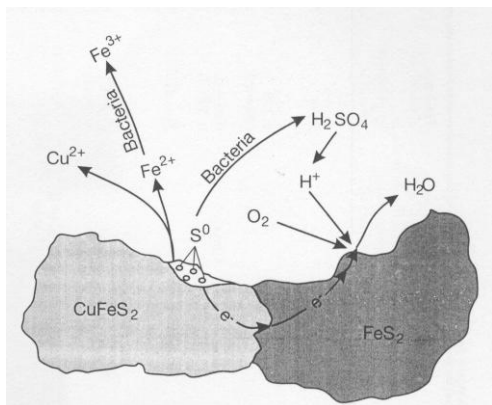
**N.B!!!** Отлагането на метали в окислителната зона става по различни причини, по-важните от които са: взаимодействие на разтворите със скалите, рудите или газове; взаимодействие между разтвори с различен състав; изпарение; хидролиза; коагулация и адсорбция.

**Фиг. 15.5.** Антимонов охри: стибиконит  $\text{Sb}^{3+}\text{Sb}^{5+}_2\text{O}_6(\text{OH})$  по стибнит (Китай)

**N.B!!!** На контакта между повечето сулфиди се създава *гальванична клетка* и възниква корозионна система (фиг. 15.6). По-благородният сулфид, в случая пирит, действа като катод, а по-неблагородният (халкопирит) като анод, който се разрушава. Редът в



електрохимичните серии на сулфидите (базирани върху остатъчните им потенциали) може да се променя в зависимост от текстурните нехомогенности, наличие на примеси или особеностите на окисляващия разтвор. Особено е важна ролята на бактериите: Fe- и S-окисляващи (повечето от които са ацидофилни и живеят при рН между 0-5 и 3) и задължително аеробни от типа на *Acidithiobacillus ferrooxidans*. Те получават необходимата им за метаболизма енергия като катализират окислението на  $Fe^{2+}$  до  $Fe^{3+}$  и/или редуцират серните компоненти до сулфат. Източникът на въглерод за изграждане на клетките е атмосферният  $CO_2$ , а по външните стени се акумулират богатите на Fe утайки.



⇐ **Фиг. 15.6.** Механизъм на галваничното окисление на контакта халкопирит-пирит: електроните се освобождават от халкопирит и „мигрират“ към повърхността на пирит, където се образува вода с участие на  $O_2$ , а отделените от халкопирита самородна сяра и  $Fe^{2+}$  се окисляват от бактерии до сярна киселина и  $Fe^{3+}$  (no Hackl, 1997; McIntosh et al., 1997)

**15.2.2. Изветрителни зони по карбонатни руди:** Fe и Mn карбонати се заместват съответно от Fe и Mn хидроксида под форма на Fe и Mn шапки, които се смятат за качествена руда поради липса на сяра (напр. Fe хидроксида в Кремиковци и Mn във Варненско).

**15.2.3. Изветрителни зони по силикатни руди:** предимно по Fe и Mn силикатни руди. Mn силикатни руди обикновено са метаморфогенни с родонит, Mn гранат (спесартин), които се окисляват до Mn оксиди и хидроксида (хаусманит, браунит) и на



места имат промишлено значение (напр. в рудно поле Калахари, Курумман, РЮА, където освен вторични Mn руди от окислителна зона с голяма дебелина се добива и *родохрозит* с ювелирна стойност и полускъпоценен *сугулит*  $KNa_2(Fe^{2+}, Mn^{2+}, Al)_2Li_3Si_{12}O_{30}$  с пурпурен цвят – **фиг. 15.7**). По-особен случай е изветряне на Mn скарни, при което възникват аморфни Mn-Si минерали от типа на *неотокит*.

⇐ **Фиг. 15.7.** Лилав сугулит в окислена Mn руда: Калахари, Курумман, РЮА

**15.2.4. Изветрителни зони по евапорити** (най-вече солни щокове): Na и Mg се изнасят и се образуват хипергенни гипсови шапки, напр. в Казахстан (с борати) или САЩ (Тексас и Луизиана, където достигат дебелина до 300 m и на места асоциират с нефт и асфалтит).

**N.B!!!** По степен на устойчивост главните рудообразуващи минерали в окислителните зони могат да се отделят 4 групи находища: **(I)** на Fe и Mn оксидни и хидроксидни руди, боксити, Cr, Pt, каситерит, W, Hg ± Au (в кварцови жили) → те са устойчиви на окисление или се променят незначително, при което съдържанието на полезния компонент остава същото или нараства поради излужване на по-лесноразтворимите минерали; **(II)** на Pb (+

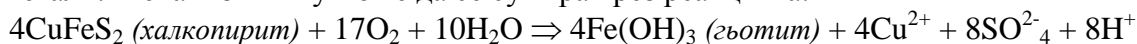
Zn в присъствие на карбонати), карбонатни Mn и Fe руди, As, Bi, Sb ± илменит, Mo, U → те са неустойчиви в зоната на окисление и се заместват от вторични неразтворими минерални фази, които не се изнасят и следователно първоначалното метално съдържание не се променя; (III) на Zn, Cu, Ni, Co, Mo, U, Au (в сулфидни руди) → те са неустойчиви в окислителната зона, а продуктите от промяната им са разтворими и се изнасят от нея; (IV) на Pb при наличие на Mo и V, когато то се концентрира под форма на вторични Pb молибдати и ванадати (като вулфенит и ванадинит).

### 15.3. Супергенно обогатяване при изветряне

При окисление и хидролиза на сулфидни минерали в горните части на изветрителния профил в редица находища се стига до т.нар. *супергенно обогатяване* най-често на **Cu** и **Fe ± Ag** и **Au**; по-рядко на **Pb, Zn, Mo, U, Mn** и др.

#### 15.3.1. Супергенно обогатяване на мед

Супергенното обогатяване е особено важно в промишлено отношение за Cu-порфирните находища, т.к. води до значително обогатяване на по-бедните първични руди и формиране на богата вторична Cu минерализация (вкл. и у нас в Асарел). За разлика от Au и Ni този процес не е специфичен за латеритни обстановки и протича навсякъде, където окислени кисели грунтови води дестабилизируют сулфидите и извличат от тях Cu и други метали. Механизмът му може да се сумира чрез реакцията:

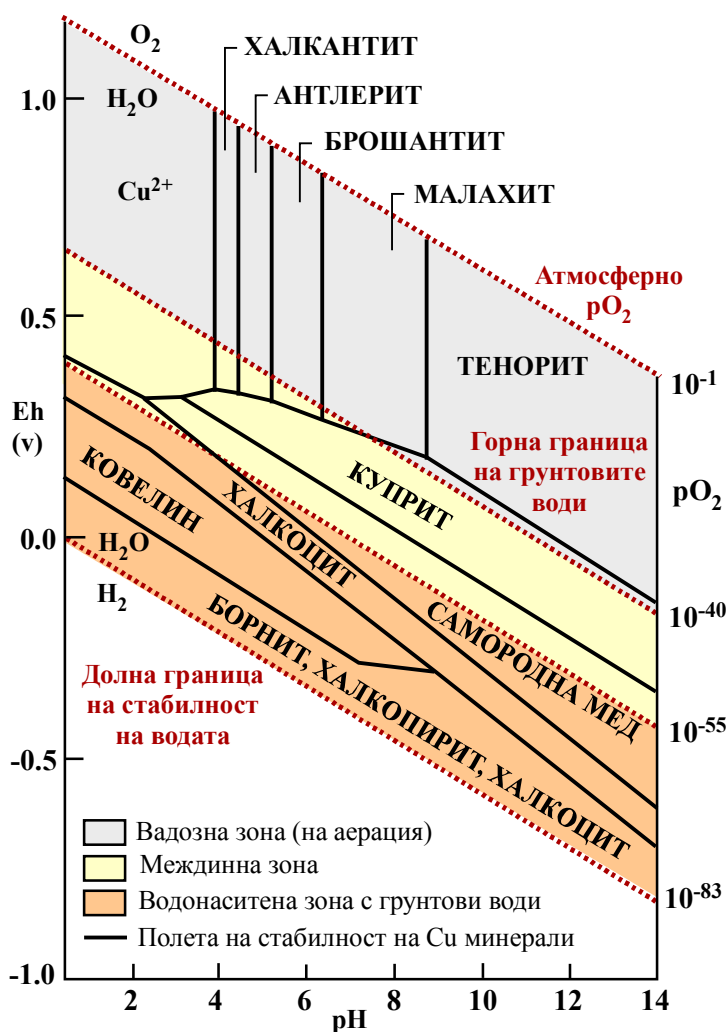


В повечето Cu-порфирни находища пиритът е преобладаващ сулфиден минерал и неговата хидролиза и окисление контролират генерирането на водородните йони (и съответно намаляването на pH) в зоните на изветряне. Разрушаването му е свързано с формиране на гьотит в реголита и отделяне на сулфатен йон; а при окисление на халкопирита (който е главен Cu минерал) се генерират Cu йони, разтворими в грунтовите води:  $2\text{FeS}_2 + 2\text{H}_2\text{O} + 7\text{O}_2 \leftrightarrow 2\text{Fe}^{2+} + 4\text{SO}_4^{2-} + 4\text{H}^+$  и  $2\text{Fe}^{2+} + 3\text{H}_2\text{O} + \text{O}_2 \leftrightarrow 2\text{FeOOH} (\text{гьотит}) + 4\text{H}^+$



Оформя се характерната вертикална зоналност с шапка от глинести минерали и Fe окси-хидроксида (фиг. 15.8). Разтворимите Cu йони инфилтрират надолу и когато попаднат в по-редукционни условия (под нивото на грунтовите води или при неутрализация на киселите разтвори от вместващите скали) Cu се отлага под форма на различни вторични минерали в окислителната зона.

← Фиг. 15.8. Схематичен разрез на изветрителната зона на Cu находище със супергенно обогатяване: ролята на редокс бариери могат да играят както нивото на грунтовите води, така и буферните реакции с вместващите скали (no Webb, 1995)



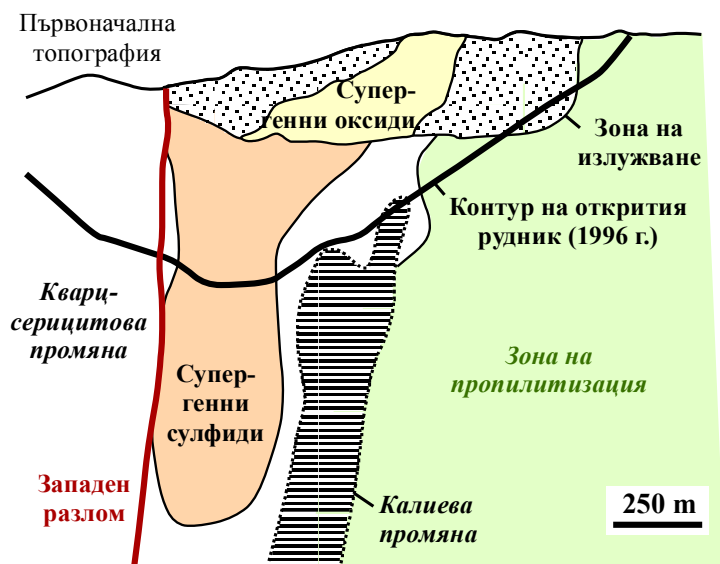
В действителност съставът на окисната зона е доста сложен и включва най-различни Cu фази – карбонатни (*малахит, азурит*), силикатни (*хризосола*), фосфатни (*либетинит*), сулфатни (*брошантит, антлерит, халкантит*), арсенатни, хлоридни (*атакамит*) и окисни (*куприт, тенорит*), вкл. и *самородна мед* (фиг. 15.9). В по-редукционните нива в дълбочина Cu замества първичните сулфиди (особено пирит и халкопирит) и образува различни обогатени на Cu сулфидни фази като *халкоцит*  $\text{Cu}_2\text{S}$  ( $\text{CuFeS}_2 + 3\text{Cu}^{2+} \Rightarrow 2\text{Cu}_2\text{S} + \text{Fe}^{2+}$ ), *ковелин*  $\text{CuS}$  и *борнит*  $\text{Cu}_5\text{FeS}_4$  в зоната на цементация (или вторично сулфидно обогатяване).

⇐ Фиг. 15.9. Eh-pH диаграма на полетата на стабилност на някои Cu минерали в приповърхностни условия при 25°C и 1 атмосфера (no Guillbert & Park, 1986)

За пълното разтваряне на първичните сулфиди в зоната на излужване и преотлагане на Cu в дълбочина са достатъчни 6000 години. С времето и с увеличаване на степента на взаимодействие флуид-скала в зоната на излужване се формират гибсит, мусковит/серицит и малко глинести минерали с тенденция накрая да останат само серицит и каолинит. Алунитът изчезва, а сулфатният анион се изнася, при което pH на грунтовете води от силно кисело по време на разтваряне на сулфидите става по-алкално с времето. Дълбочината на цементационните зони варира в широки граници: от 1-3 m (в Апалачите и Задкавказието в Русия) до 400-450 m (в Юта, САЩ), но най-често е от порядъка на десетки m. Едни от най-характерните примери за супергенно обогатяване са свързани с гигантските Cu порфирни находища в северно Чили като Чукикамата, Ел Салвадор и Ел Абра. Освен огромни запаси от хипогенни руди в дълбочина, при изветряне през палеогена и неогена в тях се формира дебела зона на богати вторични руди (фиг. 15.9).

### 15.3.2. Супергенно обогатяване на други метали

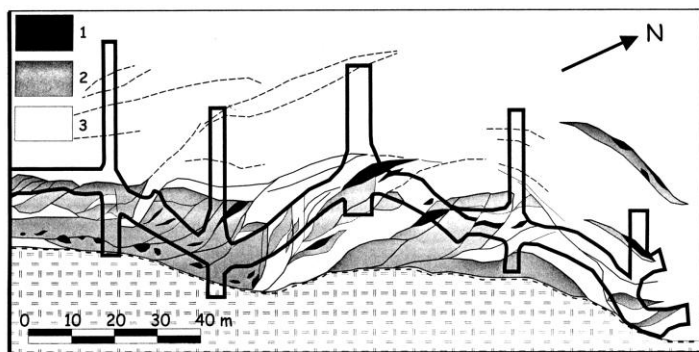
Ag има сходно поведение с Cu и ако не се фиксира в окислителната зона във вид на халиди ( $\text{AgCl}$ ,  $\text{AgBr}$ ,  $\text{AgI}$  в райони с ариден климат като пустинята Атакама в Чили) или самородна форма, мигрира надолу и образува *акантит*  $\text{Ag}_2\text{S}$ , *самородно Ag* и други сложни съединения. В някои находища зоните на вторично Ag обогатяване достигат в дълбочина до 300-500 m (напр. в Мексико). При окисление на Au-съдържащи сулфиди, златото преминава в колоиден или истински разтвор и се изнася от Fe шапки, но при миграцията си надолу може да се преотложи в най-ниските части на окислителната зона или най-високите на цементационната и да се обогати 20 до 50 пъти в сравнение с първичните руди.



В порфирните системи Мо обикновено се изнася от реголита, но може да се концентрира при силно окислителни или алкални условия, съответно под форма на *феримolibдит* и *повелит*. Преминаването от сулфиди към молибдати, обаче, е доста дълъг процес, поради което Мо може да бъде изцяло излужен от горните части на находището.

← Фиг. 15.9. Схематичен разрез на изветрителната зона със супергенни халкоцитови руди в находище Чукикамата в Чили (no Ossandón et al., 2001)

При определени условия Pb и Zn формират редица сулфатни и карбонатни супергенни минерали като *англезит*  $PbSO_4$ , *церусит*  $PbCO_3$  и *смитсонит*  $ZnCO_3$ . Новите технологии вече позволяват извличане на Zn от несулфидни руди, особено съдържащи *вилемит*  $Zn_2SiO_4$ , и сега те също са отнесени към категорията на промишлените (напр. Zn находище Скорпион в Намибия и Вазанте в Бразилия – **фиг. 15.10**).

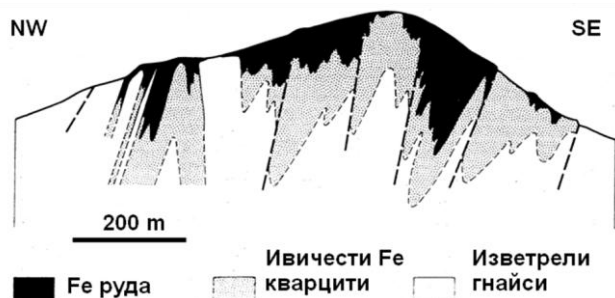


Супергенно обогатяване се установява и при U находища, пример за което е *Ръосинг* в Намибия, където 40% от U е включен във вторични уранови минерали.

← Фиг. 15.10. Схематичен разрез на находище Вазанте, Бразилия: 1 - сулфидни рудни тела; 2 - вилемитови руди; 3 - хидротермално променени карбонатни скали

### 15.3.3. Супергенно обогатяване на железисти кварцити

Супергенното обогатяване е изключително важно и за находища на железисти кварцити, които са основен източник на Fe в света. В приповърхностни условия Si се изнася от нисходящи грунтови води, при което съдържанието на Fe (главно под форма на хематит) може да нарасне 2 до 3 пъти. Напр. ако в първичните руди в басейна *Хамърсли* в Западна Австралия средното съдържание на Fe е 20-35%, то в супергенно обогатените участъци достига 64-66%. В *Минас Жерайс*, Бразилия запасите от вторично обогатени



железисти кварцити превишават 1 млрд. t при средно 66% Fe и само 1%  $SiO_2$ . Образоването им е свързано с процеса на латеритизация, който продължава млн.г. (напр. 24 млн.г. в *Серо Боливар* във Венецуела – **фиг. 15.11**).

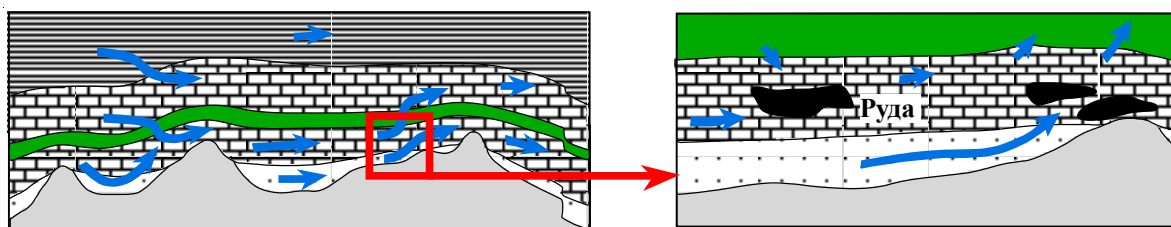
← Фиг. 15.11. Схематичен разрез на Fe рудни тела в находище Серо Боливар, Венецуела (no Evans, 1993)



## Глава 16

### Екзогенно рудообразуване: водородни (инфилтрационни) находища

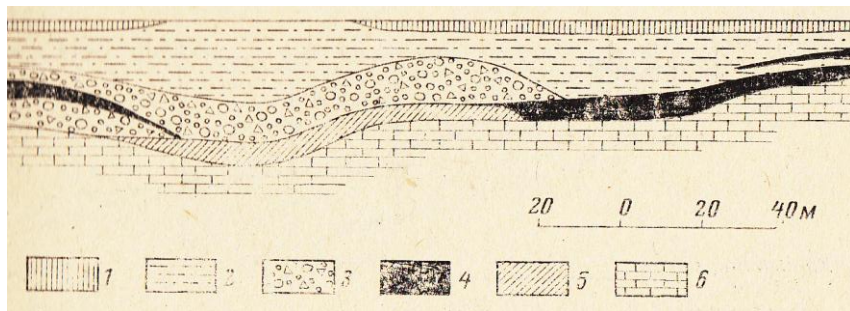
Това са алогенни хипергенни находища, образувани при ниски температури, чиито ценни компоненти се отлагат извън мястото на мобилизацията им (т.е. след известен транспорт в нови геоложки условия) (фиг. 16.1). Затова за образуването им определящо значение имат геохимичните бариери – участъци с рязка смяна в условията на миграция. Тези бариери могат да бъдат също механични, свързани със задържане на движението на грунтовите води; както и физико-химични, които са главно 2 типа – Eh (окислително-редукционни) и pH (киселинно-алкални). pH бариерите доминират при рудоотлагане в карбонатни скали, а Eh в скали с въглищно вещество, най-често пясъчници. Съответно рудоотлагането е два типа: в карбонатни комплекси (главно находища на Fe и Mn) и теригенни (находища на U, V, гипс и сяр). По-особен е случаят с уранови орудявания в калкreti, където основен фактор за утаяване на рудно вещество е интензивното изпарение при ариден климат.



Фиг. 16.1. Модел на образуване на водородни находища (no Garven, 1995)

#### 16.1. Водородни орудявания в карбонатни комплекси

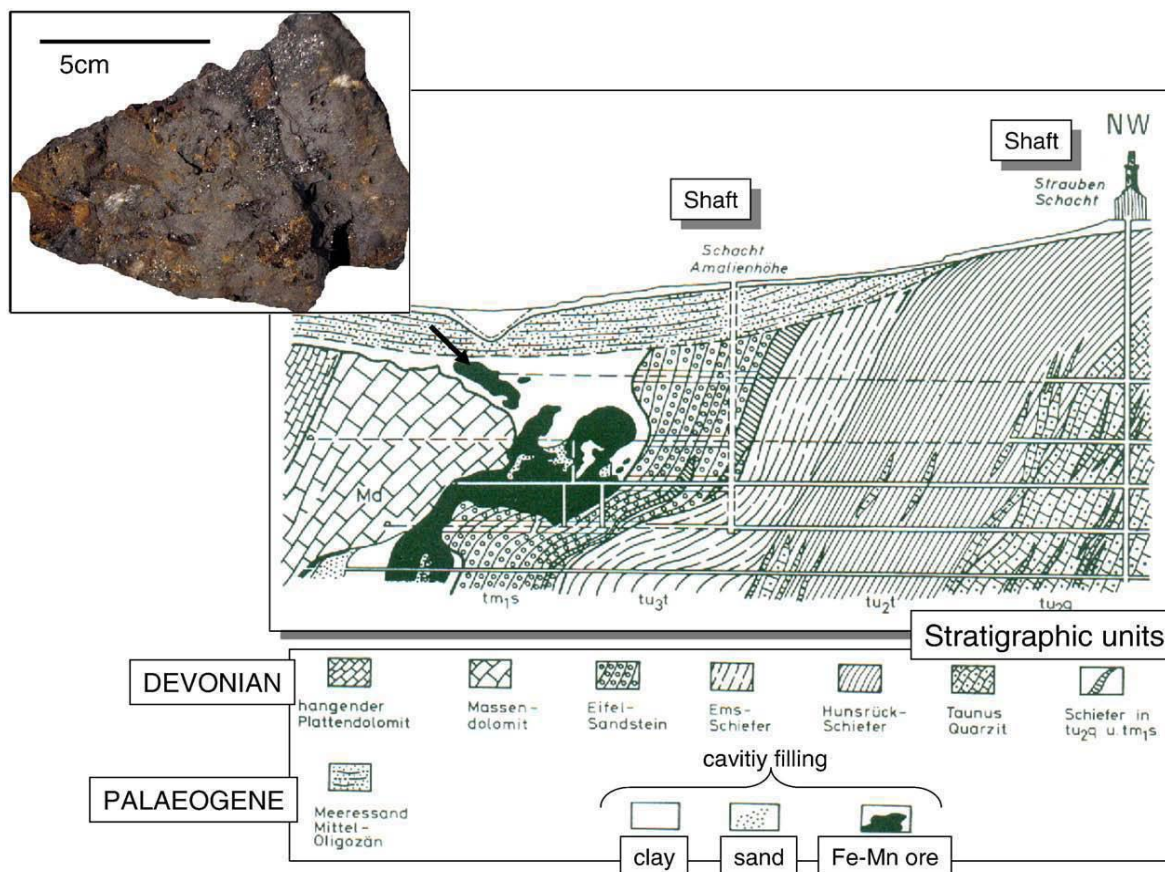
**16.1.1. Железни водородни находища и рудопроявления** се срещат често, т.к. Fe се съдържа почти във всички видове скали. При химичното им изветряне в зависимост от условията Fe образува колоидни и по-рядко карбонатни или сулфатни разтвори. В зоната на грунтовите води колоидните разтвори най-лесно отлагат Fe в карбонатна среда, благодарение на каталитичното действие на варовиците. Взаимодействие между скалата и разтвора не протича. Гелният железен хидроксид се отлага в пукнатините и празнините на скалите и по-късно се преобразува в лимонит („карстови лимонити“ по аналогия с бокситовите находища). Ако Fe се пренася под форма на карбонатни или сулфатни разтвори отлагането му става чрез обменни реакции. Карбонатните скали постепенно се заместват от сидерит, който впоследствие може да се окисли до лимонит. Формата на този тип Fe находища обикновено е гнездовидна или щокообразна. Размерите им са малки и практическото значение – ограничено. По-известни находища са известни в Урал (около Алапаевск и Билимбай – фиг. 16.2). Част от вторичните руди в Кремиковци имат подобен произход, т.к. са възникнали при окисление на първичния сидерит.



← Фиг. 16.2. Напречен профил на участък в Алапаевското Fe находище: 1 – кватернер; 2 – мезозойски пясъци и глини; 3 – беликова свита; 4 – Fe руда; 5 – глини от подложката; 6 – карбонски варовици



**16.1.2. Манганът**, както и желязото, е разсеян в различни типове скали. При химичното им изветряне също се образуват колоидни и същински разтвори, при чиято циркулация се образуват водородни (инфилтрационни) находища, но поради по-ниския кларк на Mn в сравнение с Fe (50 пъти по-малко) те са по-ограничени. Рудите са представени главно от пиролузит и псиломелан, по-рядко манганит, родохрозит и др.. По-големи находища от този тип има в Рейнската област в Германия в окарстени девонски варовици (фиг. 16.3).



Фиг. 16.3. Fe-Mn находище Гайер, Германия с пиролузит (no Dill, 2010)

## 16.2. Хидрогенни орудявания в теригенни комплекси

**16.2.1.** Този тип орудявания са един от важните промишлени източници на уран. Сред тях се отделят находища в пясъчници и конгломерати (т.нар. U-V пясъчници), въглища и битуминозни скали. Възрастта им е най-различна: от докамбийска (но след 2 млрд.г., когато атмосферата става окислителна и преносът на уран е в разтворено, а не предимно късово състояние както е във Витватерсранд) до плиоценски (лигнитни въглища в Япония и САЩ). Ванадиевите минерали са представени от главно от V слюда (роскоелит  $KV_2[AlSi_3O_{10}](OH)_2$ ), патронит  $VS_4$  и ваноксит  $V^{4+}_4V^{5+}_2O_{13} \cdot 8H_2O$ ; а U-V - от карнотит  $K_2(UO_2)_2[V_2O_8] \cdot 2H_2O$ , тюямунит  $Ca(UO_2)_2[V_2O_8] \cdot 8H_2O$  и др. В асоциация с тях се срещат също халкозин, Si карбонати, гипс, калцит.

Основен източник на уран са богати на калиев фелдшпат скали (особено гранити), в решетката на който U изоморфно замества K. При изветрянето им неразтворимият  $U^{4+}$  се окислява до разтворимия  $U^{6+}$  и преминава в грунтовите води под форма на различни съединения най-често комплексни с участие на уранил-йон ( $UO_2^{2+}$ ) – сулфатни, фосфатни, хидроксидни, карбонатни, хуматни, органометални и т.н. При подходящи условия за свободна водна циркулация (т.е. наличие на проницаема среда) по-голямата му част се изнася извън границите на първоначалния му източник, понякога на значителни разстояния. Отлага се при наличие на утайтели (най-често Eh бариери, където

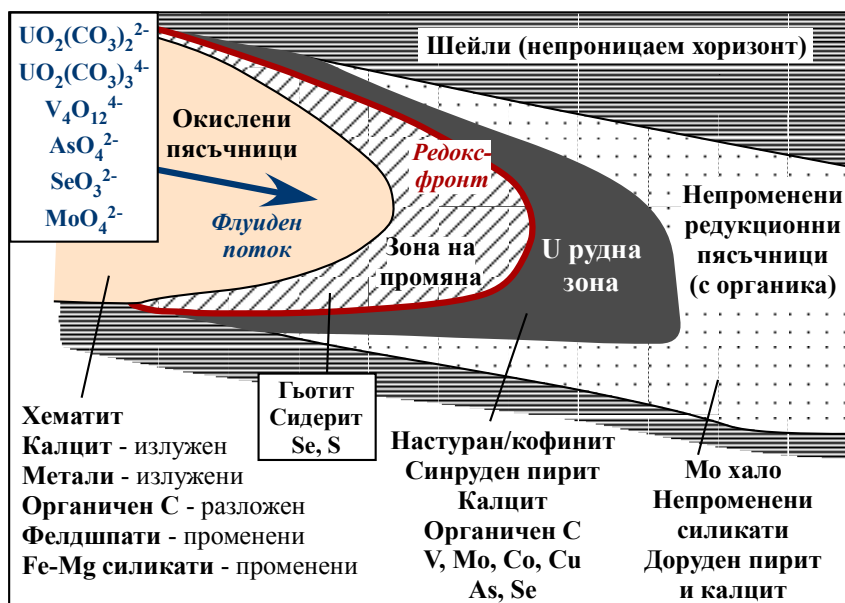
окислителните условия се сменят с редуционни и уранил-йонът преминава в  $U^{4+}$ ), при смесване с редуционен флуид, абсорбция и др.

Най-голямо промишлено значение имат U-V находища в континентални (често речни) пясъчници и конгломерати. Те са широко разпространени като са особено характерни за САЩ (плато Колорадо с уникалното находище Амброзия Лейк – горна юра), Нигер (Арлит и Акута – карбон-креда), Замбия (Кариба Лейк – перм-триас), Габон (Окло - протерозой), Русия, Австралия, Аржентина, Япония, Турция, Франция, Испания, Пакистан и др., вкл и у нас – в Горнотракийската низина; Смолянска, Струмска и Местенска депресии. Повечето рудни тела са пласто- и лещообразни, но реалната им геометрия е много по-сложна, вкл. сърповидна (*ролов тип*, типичен за Уайоминг, САЩ) (фиг. 16.4).



Фиг. 16.4. А – Ролов тип уранови рудни тела в Уайоминг, САЩ; Б - Палеорол-фронтове в Австралия

„Роловете“ се характеризират със зонален строеж поради промяна на условията на рудоотлагане по пътя на миграция на разтворите: с вътрешна зона на промяна (с гьотит, сидерит, пирит или марказит) и външна рудна зона (с настуран и/или кофинит с пирит и малко органичен въглерод), която преминава в относително непроменени и поредуционни скали с доруден пирит, калцит и органика (фиг. 16.5).

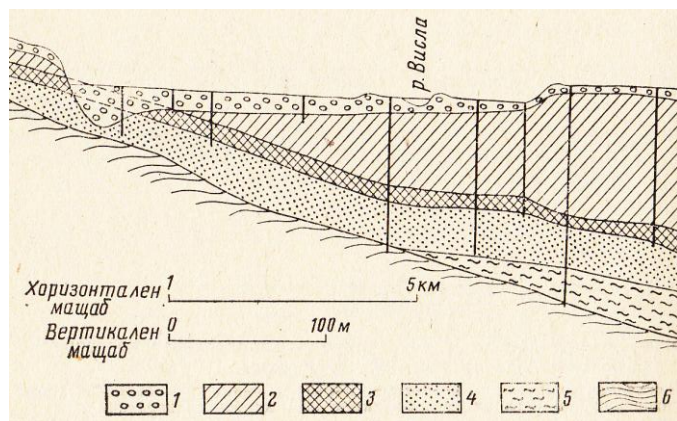


Ако в развора присъстват и други метални комплекси (напр. на V, As, Se, Mo, Cu, Co) те също се редуцират и утаяват във вид на най-различни минерали преди или след тези на урана в зависимост от разтворимостта им като функция от Eh.

← Фиг. 16.5. Схематичен разрез на ролов тип U рудни тела от Уайоминг, САЩ с характерна зоналност спрямо редокс-фронта (no Robb, 2005)

Рол-фронтът (и съответно окислението на пясъчниците) мигрира надолу по палеосклона с разтоварването на флуида докато не се промени палеогеографският режим и не спре флуидният поток.

**16.2.2. Гипсовите находища** се образуват в глинесто-теригенни комплекси с карбонатни лещи и прослойки. Ако разтворите са обогатени на сулфат, при контакт с варовици става заместване на  $\text{CaCO}_3$  с  $\text{CaSO}_4$ . В случая пясъчниците играят роля на водоносен хоризонт и благоприятстват циркулирането на разтворите, а глините имат екраниращо значение (**фиг. 16.6**). Сулфатните йони в грунтовите води най-често се получават при окисление на пирит, съдържащ се във варовиците или вместиците ги скали. Заместването е най-интензивно по пукнатини в карбонатните скали като чистите варовици се заместват по-лесно и пълно. В някои случаи хидрогенните гипсови находища достигат значителни размери – напр. в ЮЗ Иран. С подобен произход са и нашите гипсови находища в Старозагорско (Раднево и др.) като сяряната киселина в грунтовите води най-вероятно е резултат от окисление на пирит от плиоценските глини.



**Фиг. 16.6.** Схематичен разрез на сяряното находище Тарнобжег, Полша (по Р. Краевски):

1 – кватернер; 2 – горни глини;  
3 – гипсоносни варовици със сярата; 4 – пясъци; 5 – долни глини; 6 – камбрийски шисти

**16.2.3.** Чрез инфилтрация според някои автори (Соколов и др.) могат да възникват и **серни находища**. Обикновено те са привързани към гипсоносни хоризонти в карбонатни скали като образуват в тях прекъснати пластообразни тела от аморфна и кристална сяра. Дължината им достига до няколко километра, а дебелината – до няколко десетки метра. Обикновено в съседство си намират ерозиращи газо-нефтени полета. Основен източник на сяра са сулфатите (гипс и анхидрит) от седиментните скали. Формирането на серни находища става при непосредствено въздействие (редукция) на въглеводороди от газо-нефтените находища върху сулфатните минерали (според реакцията  $2\text{CaSO}_4 + \text{CH}_4 \rightarrow 2\text{CaCO}_3 + 2\text{H}_2\text{O} + \text{S}_2$  като се развиват псевдоморфози на сяра по гипс) или при разтваряне на сулфатите с последвало отлагане на сяра в резултат от обменни реакции с въглеводороди от разтвора. Тези реакции протичат особено интензивно при участие на сулфат-редуциращи бактерии. Подобни находища са известни в Средна Азия и Предкарпатието, по крайбрежието на Мексиканския залив, Полша (**фиг. 16.6**), Испания, Сицилия, Италия, Южна Франция, Албания, бивша Югославия, Китай, Афганистан, Пакистан.

### 16.3. Уранови находища в калкрети (каличе)

Най-общо калкретите се дефинират като акумулации от дребнозърнест калцит във вадозната зона (над нивото на грунтовите води), формирани в резултат от почвообразуващи и диагенетични (литифициращи) процеси, т.е. това са калцифицирани почви (педогенен калкрет). Разтварянето и утаяването на калцит в приповърхностни обстановки се описва чрез реакцията  $\text{Ca}^{2+} + 2\text{HCO}_3^- \rightleftharpoons \text{CaCO}_3 + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$ . Разтворимостта на  $\text{CaCO}_3$  нараства с намаляване на температурата и увеличаване на парциалното налягане на  $\text{CO}_2$ . Следователно калцит ще се отлага при екстракция на  $\text{CO}_2$  от разтвора или при изпарение на вода.

С калкретите са свързани значителни акумулации на уран в аридни региони в Австралия (Йелири) и Намибия (Langer Heinrich) с основен руден минерал *карнотит* (уранилов ванадат  $\text{K}_2(\text{UO}_2)_2(\text{V}_2\text{O}_8) \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ ) (**фиг. 16.7**). Урансъдържащите разтвори



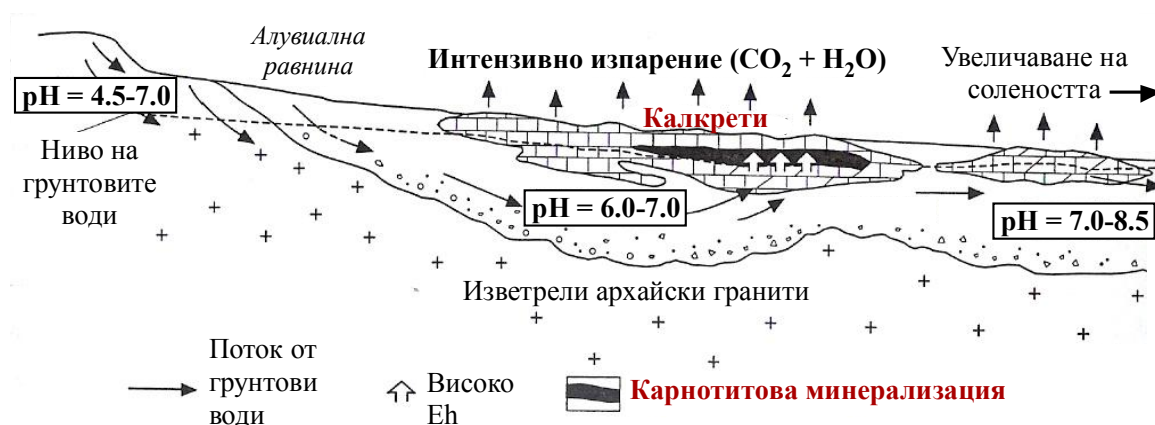
дренират по калкретизирани палеоречни канали и се отлагат при бързо изпарение на грунтови води на няколко метра от повърхността.



В *Йелири* те се проследяват на повече от 100 km по оста на палеоруслото като карнотитовото рудно тяло е с размери 6 x 0,5 km и дебелина 8 m. Ресурсите на  $U_3O_8$  се оценяват на около 46 000 t. Основните компоненти на карнотита са излужени при изветряне на гранити (K и U) и вероятно по-мафични скали за V.

⇐ **Фиг. 16.7.** Карнотит в калкрети: *Маунт Падбъри, Западна Австралия*

Интензивното калкретообразуване и формиране на уранови руди се осъществява през последните 500 000 години. В относително карбонатни грунтови води с неутрално pH  $U^{6+}$  се пренася във вид на карбонатен комплекс, а ванадият като  $V^{4+}$  (комплексообразуващият му лиганд не е изяснен). При миграцията си разтворите стават все по-кисели и по-алкални, поради отлагане на карбонати и бързото изпарение. Утаяването на карнотит е свързано или с изпарение и разпадане на карбонатните уранилови комплекси или с окисление на  $V^{4+}$  до  $V^{5+}$  или и двете. Най-общо се представя чрез реакцията  $2UO_2^{2+} + 2H_2VO_4^- + 2K^+ + 3H_2O \Leftrightarrow K_2(OU_2)_2(V_2O_8) \cdot 3H_2O + 4H^+$ . Отделянето на водородния йон води до понижаване на pH и разтваряне на калцита, което внася допълнителен  $CO_3^{2-}$  в разтвора и съответно обуславя повишаване на разтворимостта на уранила и разтваряне на карнотита. Повторяемостта на процесите на разтваряне и преотлагане и отлагане на карнотит по време на калкретизацията се потвърждава от текстурните особености на рудите. Ванадият също може да има съществено значение за образуване на карнотит.  $V^{4+}$  е разтворим в слабо редуционни води и неутрално pH и се утаява във вид на  $V^{5+}$  при повишаване на Eh. Предполага се, че той се пренася отделно от урана от по-дълбоки грунтови води под калкретизираното палеорусло и обуславя отлагане на карнотит при смесване с повърхностни по-окислени U- и K-съдържащи разтвори или при директно взаимодействие с атмосферата (**фиг. 16.8**).



**Фиг. 16.8.** Модел на отлагане на карнотит в калкретизирани палеорусла (no Carlisle, 1983)

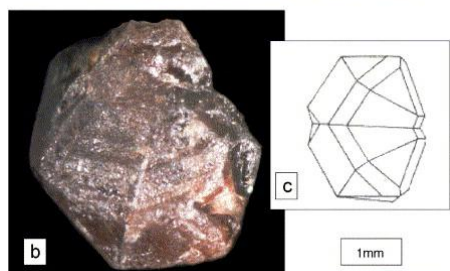
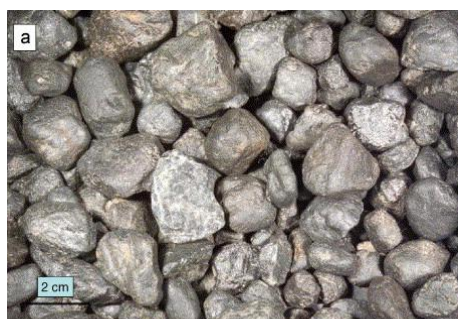
## Глава 17

### Екзогенно рудообразуване: разсипни находища

#### 17.1. Видове разсипообразователни процеси и находища

Разсипите са находища на тежки детритусни минерали, които се концентрират по време на отлагане на седиментите в резултат от гравитационна сепарация от течаща вода, по-рядко твърд или газов посредник. Механизмът им на формиране се свежда до раздробяване и заобляне на късовете (генерирани при механично и химично изветряне на скали и руди); диференциация на минералите в зависимост от тяхната механична и химична устойчивост; сортиране на частиците по големина, относително тегло и форма.

По време на образуване разсипите са съвременни и стари (или изкопаеми). Те се формират през цялата геоложка история, но повечето са с терциерна и съвременна възраст (напр. речната система Orange в РЮА, западното крайбрежие на южна Африка и Австралия, Флорида, Индия, Малайзия и др.). Според условия на залягане са открити или погребани. По форма са пластови, лещо- и гнездовидни, ленто- и ветрилообразни и т.н.



Размерите им варират от много малки (до 10 m по дългата ос) до много големи (с дължина около 900 km по Австралийското крайбрежие). В тях могат да се концентрират само минералите, отговарящи на 3 условия: *високо относително тегло, химична и физична устойчивост*. Такива са циркон, каситерит, „нигрин“ (богат на Fe рутил или фино прорастване на рутил и илменит), хромит, колумбит, диамант, гранат, Au, илменит, магнетит, рутил, монацит, ксенотим, Pt, рубин, сапфир, шеелит, волфрамит и др., които могат да формират разсипни находища – *прости* (само с един ценен минерал) и *комплексни* (фиг. 17.1).

⇐ Фиг. 17.1. Нигрин (a) и каситерит (b) с идеализиран „двойник“ (c) от колувиално-флувиални разсипи в Бавария (no Dill, 2010)

❖ В зависимост от трите гореспоменати изисквания могат да се отделят 3 групи минерали с различна миграционна способност: (I) ниска - цинабарит, шеелит, барит и др.; (II) умерена – магнетит, гранат, монацит, каситерит, Au и др.; (III) висока – шпинел, илменит, рутил, корунд, диамант, циркон, платина и др. Разбира се колкото по-продължителен е транспортът и преработката на материала, толкова повече нараства дялът на минералите от третата група, от една страна, а от друга – се формира зоналност в разпределението на различните минерали по пътя на преноса им.

**N.B!!!** Разсипните находища са важен източник на редица полезни изкопаеми. Те дават около половината от световния добив на диаманти, Ti, W, Sn, TR (главно от монацит), Th ± Au, U, Pt, магнетит, гранат, корунд, цинабарит и др. Повечето разсипи са с ниско съдържание на метали, но се експлоатират поради големите им запаси, лесен и евтин добив (хидравлично или механично). Когато са по-стари и съответно литифицирани, нагънати, частично или изцяло погребани, разработката е по-скъпа и става само ако е икономически изгодна (напр. за Au във Витватерсранд, където са и най-дълбоките подземни рудници в света).

Съществуват различни класификации на разсипите като най-лесната и традиционна е основана на генетичен признак. Най-общо е следна (с известни вариации по различни



автори): **(I)** Акумулация в твърда среда: *елувиални разсипи* (син. *колумвиални*) и *гляциални (ледникови)*; **(II)** Акумулация във водна среда: *езерни, алувиални* (син. *флувиални*), *крайбрежни* (син. *латерални*; вкл. езерни - lacustrine) и *морски* (marine или offshore) разсипи; **(III)** Акумулация във въздушна среда: *еолчни разсипи*.

Някои автори отделят и *остатъчни (residual) разсипи*, формирани *in situ* при изветряне, които по същество са изветрителни кори и се разглеждат в съответния раздел. Други разграничават *алувиалните и флувиалните разсипи* като първите се отнасят само за конуси. Смирнов отделя още *делувиални и пролувиални разсипи*, формирани съответно по склона и в подножието на склона, които до голяма степен отговарят на характеристиките на елувиалните разсипи.

#### ❖ Геоложки условия за образуване на разсипи:

**(1)** За да се образува едно разсипно находище е необходим източник на ценните компоненти. Това могат да бъдат коренни находища, акцесорни минерали в скалите или стари разсипи. Големи и богати разсипи се формират обикновено не толкова в резултат от разрушаване на отделни коренни находища, колкото при изветряне на големи площи с много на брой, но разпръснати и често неголеми рудни тела. Връзката между разсипите и коренния източник, обаче, не е само количествена, но и качествена – затова по състава и строежа на концентрираните минерали може да се установи генетичният тип на орудяванията. Напр. каситеритите от пегматити, кварцови и сулфидни жили се различават по хабитуса на кристалите, размера на зърната, състава на елементите-примеси и т.н. По същия начин минералната асоциация в разсипите се обуславя от типа скална формация, която ги продуцира. Напр. ултрабазично-алкалните комплекси с карбонатите дават пирохлор, апатит, илменит, титаномангнетит, тантало-ниобати; редкометалните пегматити – каситерит, волфрамит, танталит и колумбит, торит, топаз и берил; гранитоидите – илменит, рутил, циркон, берил и монацит; пироксенитовата формация – Pt, Os, Ir, илменит, титаномангнетит и т.н. За образуване на разсипите голямо значение има и наличие на стара изветрителна кора, т.к. минералите в нея вече са в дезинтегрирано състояние и трябва само да се транспортират.

**(2)** Геоморфоложният фактор също е от съществено значение за формиране на разсипи. За по-площни акумулации са неблагоприятни високопланинските и равнинни терени, а оптимален е средно- и нископланинският релеф (напр. в Якутия всички разсипни находища се намират на надморска височина между 650 и 950 m). За образуване на крайбрежните разсипи най-благоприятни условия са обща разчлененост на релефа, млада възраст и малка дължина на речната мрежа с тесни долини (което да затруднява алувиалното разсипонатрупване) и т.н.

**(3)** За възникване и запазване на разсипите от значение са и тектонските движения: по-ранни, синхронни и по-късни от образуването им. Особено важни са преместванията на големи блокове по регионални разломи, което създава условия за цикличност на ерозионната дейност и следователно няколкократно акумулация и преработка на разрушения материал. От друга страна, издигане на блокове с вече формирани разсипи може да доведе до пълната им денудация, а при пропадане – погребване от дебели помлади седименти.

**(4)** При търсене на разсипни находища трябва да се отчита и климатичният фактор. Най-благоприятни са субтропичните и тропичните зони, където се формират дебели изветрителни кори и има оптимални условия за сортировка на материала. В умерените ширини възникват предимно склонови и алувиални разсипи с частично сортирана скална маса, докато в субполярните области разрушеният материал е грубокъсов и ценните минерали са включени в него (т.е. не се освобождават).

**(5)** Хидрографският фактор също трябва да се има предвид, т.к. най-добри условия за формиране на разсипи възникват в реки с неравномерен годишен отток и променлива скорост на течение, което обуславя по-добро промиване и преработка на късовия материал.

(6) Геоложката възраст е променлива величина, т.к. от една страна повечето палеоразсипи са по-малко на брой, генетично разнообразие и големина (поради денудация и погребване), но точно сред тях се срещат уникалните по запаси като в басейна Витватерсранд в РЮА.

### 17.2. Основни механизми на сортиране при разсипообразуване

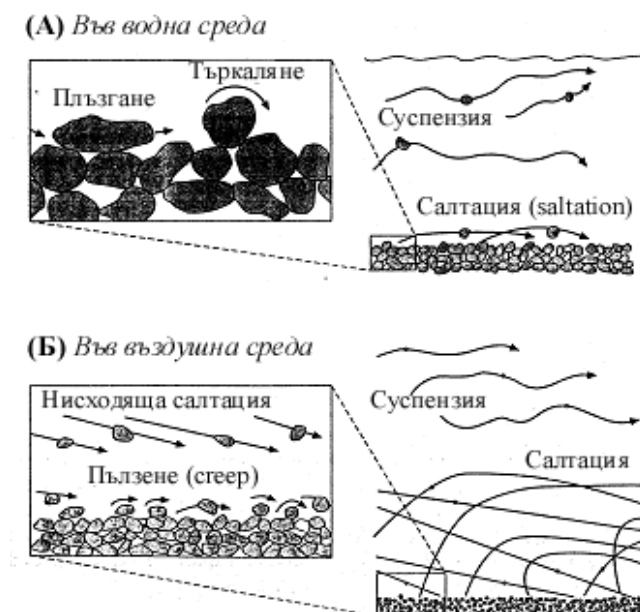
Процесът на формиране на разсипи е свързан със сортиране на леки и тежки минерали по време на седиментация. Транспортирането и утаяване на седименти от речни и свързани с тях системи е доста комплексен процес, който включва и сортировка на пренасяния материал от вятъра (особено в прибрежни обстановки). За количествена оценка на флуидната миграция може да се използва **числото на Рейнолд (Re)** от уравнението:  $Re = UL\delta_f/\eta$ , където **U** е скоростта на флуида; **L** е разстоянието, което той изминава;  $\delta_f$  е плътността на флуида; а  $\eta$  е вискозитът му. При ниски стойности на **Re** течението е ламинарно, а при високи – турбулентно. Потокът в речните системи е преобладаващо турбулентен с три слоя (зони) на течение (**фиг. 17.2**).



В придънните части се оформя нетурбулентен вискозен слой, който е много тънък и може да се разруши напълно в участъци с много бурно движение. Над него се намира сравнително тънък слой, в който се генерира турбулентцията. Основната част от флуидния профил попада във външната зона с най-високи скорости на потока.

⇐ **Фиг. 17.2.** Схематичен строеж на движещ се турбулентен флуиден поток (no Slingerland & Smith, 1986)

Движението на частиците във водна или въздушна среда е функция от размера, формата и относителното им тегло, както и от скоростта и вискозитета на носещия ги флуид. Във вода те се движат по един от трите начина: най-тежките или най-големите (гравий, чакъл) се търкалят или плъзгат по дъното и формират т.нар. *traction carpet*; средните (пясък) подскочат - т.нар. *салтация (saltation)*; а най-фините или леките се носят като *суспензия* от течението (**фиг. 17.3-А**).



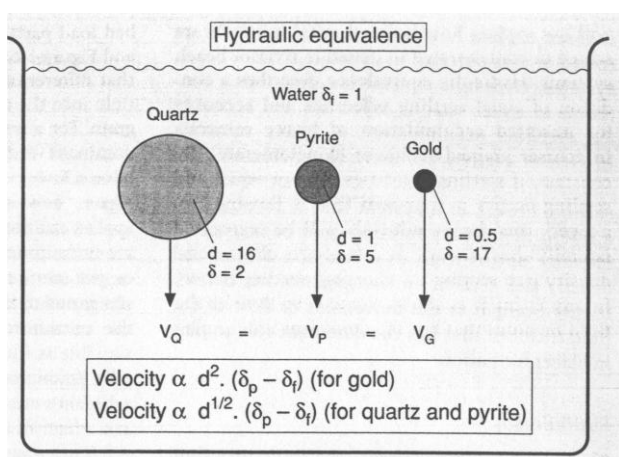
Във въздушна среда начините на движение са подобни, но поради по-ниската плътност и вискозитет на въздух спрямо водата, частичките са по-дребни, а придвижването им е по-бързо (**фиг. 17.3-Б**). Движението на частичките, които подскочат или се носят като суспензия зависи от типа на флуидния поток (дефиниран от числото на Рейнолдс), докато на по-тежките – от силите на триене.

⇐ **Фиг. 17.3.** Различни механизми на пренос на частици във вода (А) и въздух (Б) (no Allen, 1994)

В зависимост от комбинацията от хидродинамични и физични параметри може да се определи дали кластите ще се движат или утаяват (напр. при намаляване на скоростта на потока или увеличаване на големината на зърната или и двете). Същите принципи важат и за формиране на разсипни находища.

**17.2.1.** Основните механизми на сортиране при формиране на разсипи са 4 (no Slingerland & Smith, 1986): свободно утаяване, увличане с потока, срязващ натиск и диференциран транспорт.

**Свободно утаяване (settling):** подчинява се на закона на Стокс, според който скоростта на утаяване на частиците е пропорционална на техния диаметър и относителното тегло. Затова зърна от кварц, пирит и злато с различна големина могат да се утаяват заедно (фиг. 17.4) и да образуват конгломерати (въпреки че според тези съотношения между диаметъра и теглото на зърната златинките във Витватерсранд би трябвало да са доста по-едри от преобладаващите). Механизмът на сортиране на минералите, обаче, е доста по-комплексен и динамичен, поради което законът на Стокс не може адекватно да обясни процеса на разсипообразуването.



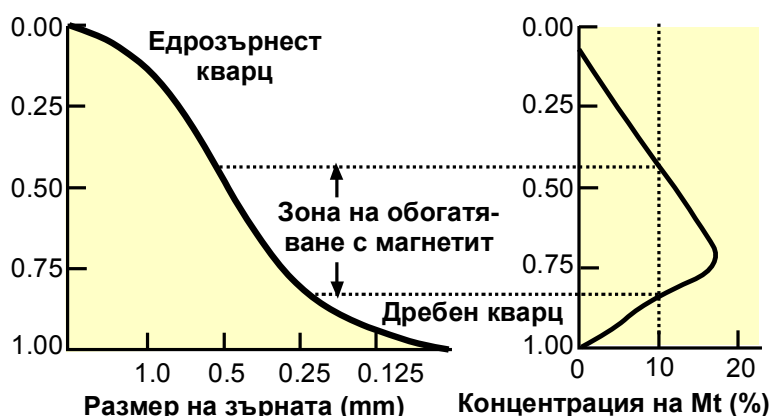
**Фиг. 17.4.** Едновременно утаяване на кварц, пирит и злато с различен диаметър и тегло в нетурбулентен поток (no Robb, 2005)

Нестабилността на турбулентния поток прави невъзможно предсказване на скоростите на утаяване на частиците и за сега няма задоволителен модел за симулация на подобни условия. Още повече че формата на зърната може да има решаващо значение за скоростта на тяхното утаяване. Така например, биотитова люспа ще се утаява от 4 до 12 пъти по-бавно отколкото кварцово зърно с еднакъв диаметър. Едрите зърна имат големи коефициенти на триене във флуида и скоростта им на утаяване зависи не от средния диаметър, а от площта на основата им. Тогава по-дребните зърна се сортират по-интензивно от едрите. В крайна сметка утаяването играе определена роля при образуване на разсипи, но не помага за разбиране на самия процес. Уравнението на Стокс не обяснява как се сортират или концентрират тежките детритни минерали в речните системи или по крайбрежията, т.к. се отнася за едновременно утаяване и образуване на несортирани седименти. И ако скоростите на утаяване не са еднакви и то протича в течаща система (каквито са реките), то натрупването на тежките минерали успоредно на течението ще бъде функция от големината и относителното им тегло.

**Увличане с потока (entainment):** отнася се до способността на флуида при взаимодействие с частици от придънния слой да ги захваща и пренася надолу по течението. Този процес зависи както от хидравличните условия в потока, така и размера, формата и относителното тегло на частиците като по-леките, по-дребни и сферични класти ще се „увличат“ по-лесно от останалите. Затова кварцовите зърна ще се изнасят, докато по-тежката фракция ще натрупва и може да формира находище. Във всички случаи

силата на флуида  $F_f$  (fluid force) трябва да превишава силата, която задържа частиците на място. Критичното напрежение (стрес) за инициране на движението се определя от параметъра на Шилдс, който зависи обратно пропорционално от диаметъра и теглото на частиците и разликата на плътността им спрямо тази на флуида. Други фактори са степен на консолидация на слоя и диапазон в размера на зърната (което е особено важно при наличие на бимодални асоциации от големи и малки частици, т.к. в тези случаи по-дребните зърна няма да се изнасят от потока поради „захващането“ им от по-едрите). По-слабо влияние върху този тип сортиране на материал оказва силата и посоката на вятъра.

**Срязващ натиск (shear sorting):** приложимо само за концентриран поток от суспендирани частици във флуидизирания слой, които се сблъскват помежду си при движение. В този случай възникват сили на натиск, които са перпендикулярни на повърхнината на срязване и разсейват гранулите нагоре. Дисперсното налягане е по-голямо върху по-едри и тежки зърна, затова те преференциално се изнасят нагоре в сравнение с по-дребните и леките.

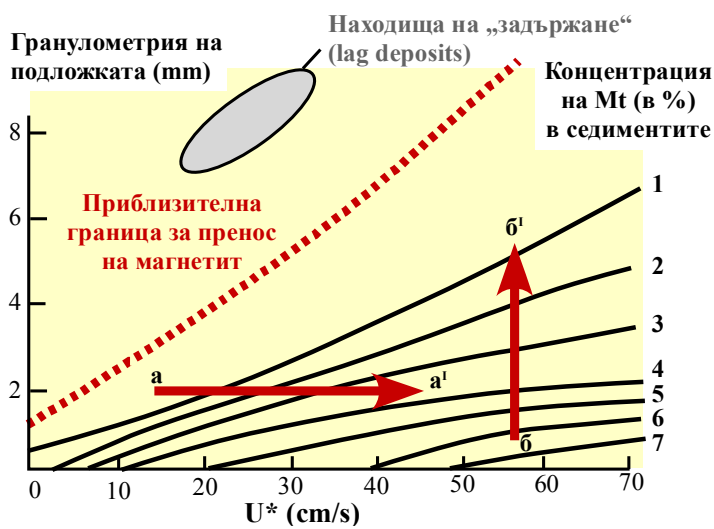


Този механизъм може да се илюстрира чрез сортиране на кварц и магнетит в съотношение 10 : 90 (фиг. 17.5) и е един от малкото процеси, които обясняват акумулацията на тежки минерали в издигнатите части на седиментните пластове, както и инверсната градация на кластите. Процесът е приложим и за формиране на Ti-Zr-Th черни пясъци.

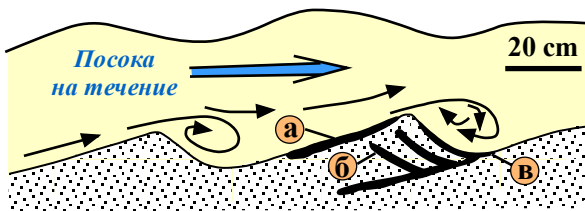
Фиг. 17.5. „Shear sorting“ на кварц и магнетит в съотношение 90 : 10 (no Slingerland, 1984)

**Диференциран транспорт (transport sorting):** най-важният механизъм на сортиране, приложим към най-широк спектър от обстановки, който се базира върху различната скорост на пренос на частиците във флуида. Това е комплексен процес, който включва движение както в суспензия (свързан с утаяване), така и в придънния слой (свързан с увличане), т.к. акумулацията на леки и тежки зърна се осъществява едновременно. Следователно в турбулентен поток частиците ще се сортират вертикално в зависимост от скоростите им на утаяване и степента им на увличане. Освен това има положителна корелация между скоростите на миграция и скоростите на срязване на всички частици (независимо от големината им) с гранулометрията на дънния слой (фиг. 17.6). Във всички случаи, обаче, по-едрите зърна се движат по-бързо от по-дребните, т.к. последните се улавят от по-грубата подложка.

Акумулацията на тежки минерали в природата се осъществява в различен мащаб – от отделни ламини до алувиални конуси. Формирането на микросистемите се обяснява значително по-лесно, докато регионалните са доста по-комплексни и се обуславят от различни фактори. Но дори и при миграция на дюни или рипъли се включват поне три механизма на сортиране (фиг. 17.7). По дължината на гребена потокът е нетурбулентен с високи скорости на движение, което според фактора на Шилдс води до увличане на по-едрите и по-леките зърна и акумулация на по-тежките. В челото на дюната, обаче, тежката фракция ще се концентрира в резултат от срязващи напрежения; а напречно между двата гребена - чрез утаяване поради локални турбуленции.

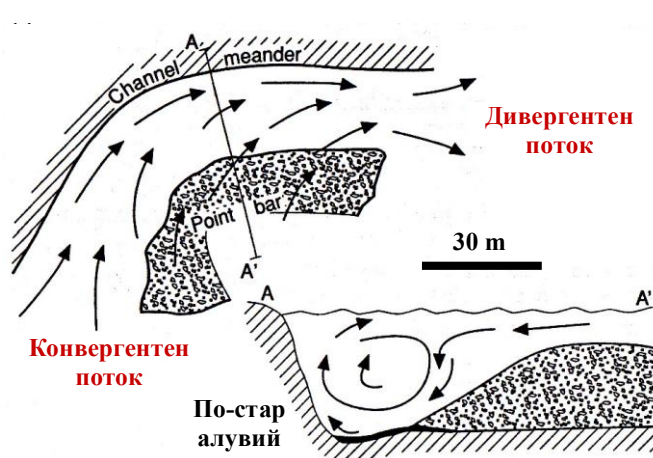


**Фиг. 17.6.** Компютърна симулация на сортиране на частици при транспорт в зависимост от гранулометрията на подложката и скоростта на срязване ( $U^*$ ). Максимално обогатяване на магнетит в седиментите (т.е. формиране на „lag deposits“) става над приблизителната граница за пренос при ниски скорости на срязване и в най-едрозърнестите седименти. Освен това съдържанието на магнетит в движещ се седиментен слой нараства с увеличаване на скоростта на срязване при дадена гранулометрия (тренд  $a-a'$ ) и намалява в по-едрозърнестите седименти при еднаква скорост (тренд  $b-b'$ ) (no Slingerland, 1984)

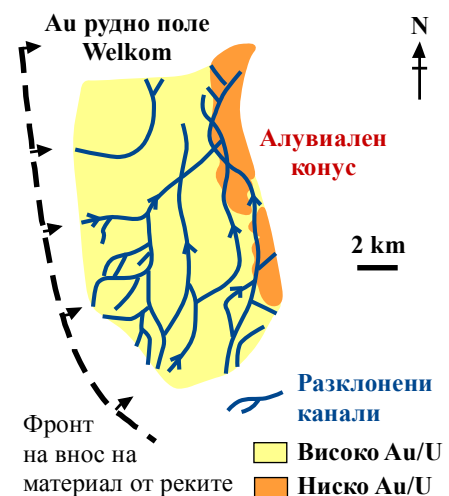


**Фиг. 17.7.** Едновременно действие на различни механизми на сортиране на тежки частици в седиментни обстановки: (а) сортиране чрез увличане при висока скорост на потока и ламинарно течение; (б) сортиране чрез срязващи налягания в подножието на гребена; (в) сортиране чрез утаяване в турбулентната зона на частици, пренасяни във вид на суспензия (no Slingerland, 1984)

В мезомашаб (напр. в речни меандри) тежката фракция ще се нарупва в подкопавания бряг на реката в резултат от диференциран транспорт, утаяване и увличане в силно турбулентна среда (фиг. 17.8). В по-регионалните системи каквито са делтовите конуси, напр. в палеоразсипните Au-U находища във Витватерсранд (фиг. 17.9), в близост до устието на реката конгломератите са най-едрокъсови (с размер на кластите 20-40 mm в диаметър), докато златинките са доста по-дребни (с големина 0,5-0,005 mm). Няколко km надолу по палеосклона конусът е изграден предимно от кварц-аренити с ниско отношение Au/U. Това се дължи на факта, че уранинитовите класти са по-едри и по-леки от Au и съответно се движат по-бързо, изминават по-голямо разстояние и се концентрират в под-дисталните части на конуса. Освен това Au се пренася доста по-трудно в по-проксималните части на палеосклона, където се захваща от по-едрите късове.



**Фиг. 17.8.** Сортиране на тежка фракция в меандриращ канал (no Smith & Beukes, 1983)

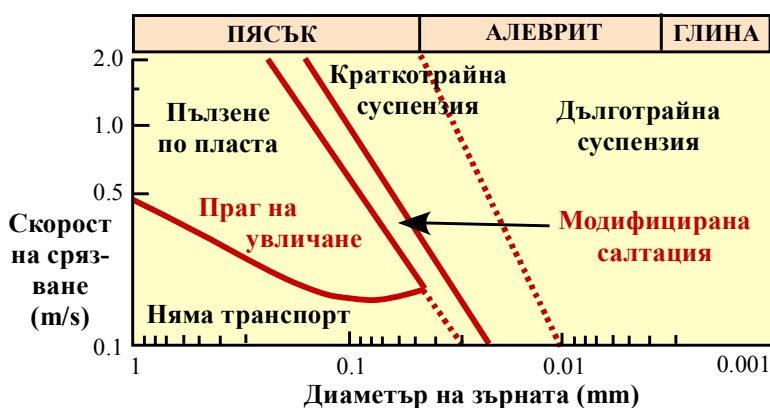


**Фиг. 17.9.** Сортиране на Au и уранинит в алувиалния конус на Au рудно поле Welkom в басейна Витватерсранд, РЮА (no Minter, 1978)



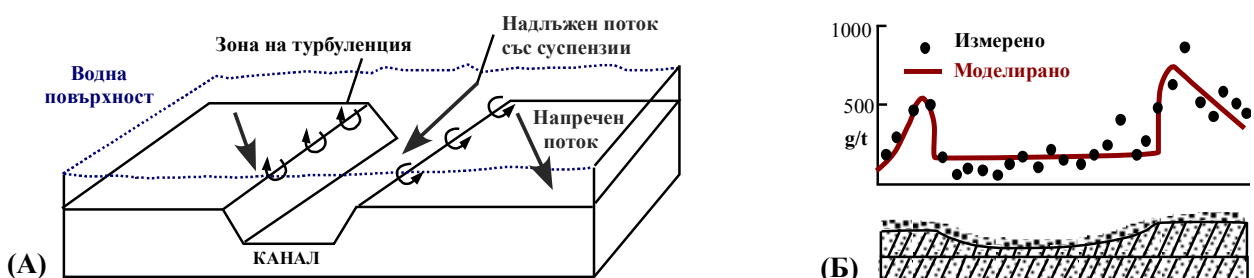
**17.2.2. Сортиране на седименти в крайбрежни и еолични обстановки:** контролира се от динамиката на вълните и приливно-отливните движения, а в редица случаи и от действието на вятъра (каквото е случаят с Ti-Zr „черни пясъци“ в *Richard's Bay* в Южна Африка). Поради високата енергия на прибойната зона механизми като утаяване и увличане не са ефективни за сортиране на частици, а основно значение има дисперсното налягане (за разлика от речните системи, в които деференцираният транспорт е доминиращ процес).

Преносът на седименти от вятъра до известна степен се различава от миграцията им във водна среда поради по-ниския вискозитет и плътност на въздуха и обикновено по-високата кинетична енергия на еоличния транспорт (съответно и по-значителен баллистичен ефект) (фиг. 17.10). Критичното налягане (натиск) за задвижване на частиците е линейна функция от квадратния корен на плътността и размера им и съответно по-дребните се въвличат в движение по-лесно отколкото от водата (което обяснява многобройните остатъчни грубозърнести акумулации в пустините и край морския бряг, т.к. по-леката фракция е била издухана).



← Фиг. 17.10. Еолична седиментация и транспорт като функция от скоростта на срязване и диаметъра на частиците (no Tsao & Pye, 1987)

**17.2.3. Компютърни симулации на разпояобразуващите процеси:** една от използваните програми е MIDAS (Model Investigating Density And Size sorting), която моделира преноса и сортирането на хетерогенни (като големина и относително тегло) седименти в природни условия. Тя е приложена за басейна Витватерсранд (фиг. 17.11) и получените данни за разпределението на Au акумулации са доста точни, въпреки че голяма част от него е ремобилизирана и вторично преотложена (затова и произходът на орудяването във Витватерсранд все още се смята за дискуссионен). В случая флуидният поток включва две части: една с по-висока скорост по канала (където се влива реката) и друга с по-ниска скорост по повърхнината на делтовите наслаги. Съответно по-фините златинки се пренасят във вид на суспензия по канала и ще се утаяват върху делтовата равнина, където скоростта им на движение ще намалява. По-едрите златинки ще се натрупват покрай склоновете на канала в зони на локална турбуленция.



Фиг. 17.11. А - Геометрия и посока на потока в разклонена делтова конусна система и Б - компютърна симулация на разпределението на Au в палеоразсипните находища в басейна Витватерсранд, РЮА (no Nami & James, 1987)

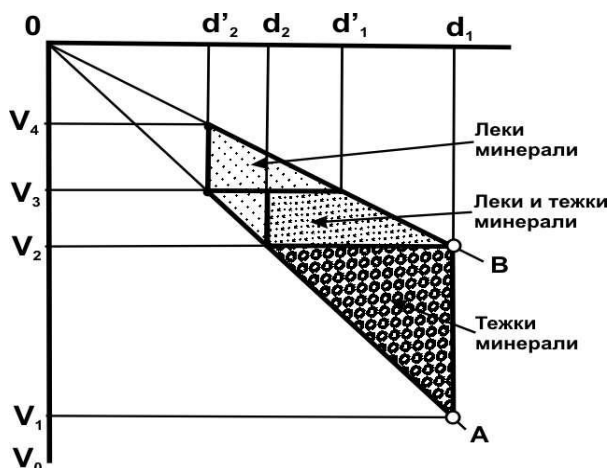
### 17.3. Характеристика на различните типове разсипни находища

**17.3.1. Елувиални разсипи:** формират се по склоновете от минерали, извлечени от наблизко разположен източник. Обикновено във вид на наносни конуси, които могат да се слеят в непрекъсната ивица в планинските подножия под форма на т.нар. пролувиален шлейф. Промисленото им значение е ограничено (напр. за диаманти в Южна Африка или монацит в Сибир), макар че някои от тях достигат големи размери. Късовият материал е слабо заоблен и лошо сортиран. Тежката фракция се акумулира най-отгоре, точно в долнището на склона (**фиг. 17.12**). По-леките неустойчиви минерали се разтварят или „измиват“ от дъждовете или „се издухват“ от вятъра. По този начин чрез редукция на обема се формира своеобразен концентрат, който продължава да се плъзга по склона. Това е междинен незавършен процес и за да се образуват по-значителни елувиални находища е необходим богат източник на материал. В някои случаи те запълват ерозионни джобове в релефа (напр. каситерит в мрамори в Малайзия) и тогава имат промишлено значение.



**Фиг. 17.12.** Изветряне на каситеритови жили и формиране на остатъчни и елувиални разсипи (по Evans, 1993)

**N.B!!!** При формиране на елувиалните разсипи съществена роля играе сортировката на отломъчния материал при свличането му по склона. Това става под влияние на силата на тежестта и зависи главно от ъгъла на наклона, размера и относителното тегло на късовете, коефициента на триене и дебелината на насипа, но също така от температурните колебания, валежите и т.н. Затова движението му е диференцирано във времето и пространството. Най-бързо се движи горната част на (делувия, а в дълбочина скоростта му намалява, което обуславя вертикално разпределение на късовете като най-тежките се натрупват в долната му част (**фиг. 17.13**).



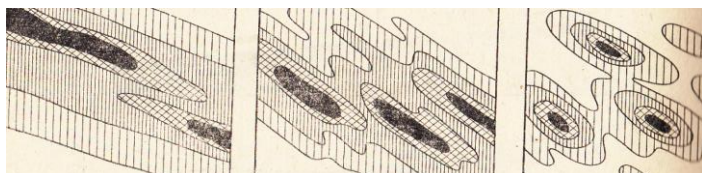
← **Фиг. 17.13.** Скорост на потъване на тежка А и лека В фракции и вертикалното им разслояване със слой от тежки минерали с  $> d_2$  най-отдолу, смесен слой от тежки и леки със средни размери и леки зърна с размери  $< d'_1$  най-отгоре (по М. Фишман)

### 17.3.2. Глациални разсипи

Континенталните и планински ледници преместват огромни маси от блоков материал, който, обаче, не се сортира и заглажда. Затова в ледниковите отложения (морени) почти никога не се осъществява концентрация на тежки минерали, но късовете могат да се използват като индикатор за коренни находища в горните части на ледниковите долини. Разсипни находища в тези условия се образуват много рядко. Към тях се отнасят Au-носни морени в Аляска и диамантоносните морени в щат Мичиган, САЩ; предполагаеми моренни конгломерати с докамбрийска възраст с диаманти в Бразилия. По-добри условия за формиране на разсипи се създават във флувиоглациалните наслаги на отстъпващи ледници, т.к. топящата се вода може частично да сортира

моренната маса и да възникнат *флувиоглациални разсипи*, напр. на Au в Нова Зеландия, Pt в Канада и др., практическото значение на които също е ограничено.

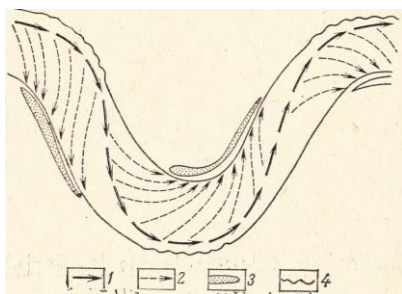
**17.3.3. Алувиални (флувиални) разсипи:** едни от най-важните типове разсипи, които имат голямо значение за добив на Au (в САЩ, Канада, Русия и др.; вкл. и у нас миналото), диаманти, както и каситерит (в Малайзия и Бразилия) и Pt в Урал (Русия) и Колумбия. По степен на издържаност на продуктивния хоризонт и по разпределение на тежката фракция в него алувиалните находища се разделят на добре издържани, издържани и неиздържани (**фиг. 17.14**).



← **Фиг. 17.14.** Разпределение на тежка фракция в алувиален разсип: добре издържан, издържан и неиздържан (по Смирнов, 1972)

❖ Преносът на вещество от реките се осъществява по 3 начина: в разтворено състояние, като суспензия и под форма на движещи се дънни утайки. За формиране на алувиални разсипи най-голямо значение има само последната форма на транспорт. Преместването на късовете по дъното на реката е следствие от два типа сили: хоризонтални (по течението на реката) и вертикални (възникващи при фронтално съпротивление на късовете и придънно завихряне на потока), което обуславя скокообразното им движение – т.нар. *салтация*. Експериментално е доказано е, че „придвижващата“ скорост е 1,35-1,5 пъти по-висока от „критичната скорост на преместване“. Теглото на транспортираните късове е пропорционално на скоростта на течението на шеста степен (закон на Ери), а техният диаметър - на скоростта на квадрат. Напр. при среден диаметър на късовете 0,1 mm критичната им скорост на преместване е 0,27 m/s; при 1 mm → 0,45 m/s; при 10 mm → m/s; при 50 mm → 1,5 m/s; при 100 mm → 2 m/s; а при 200 mm → 2,4 m/s.

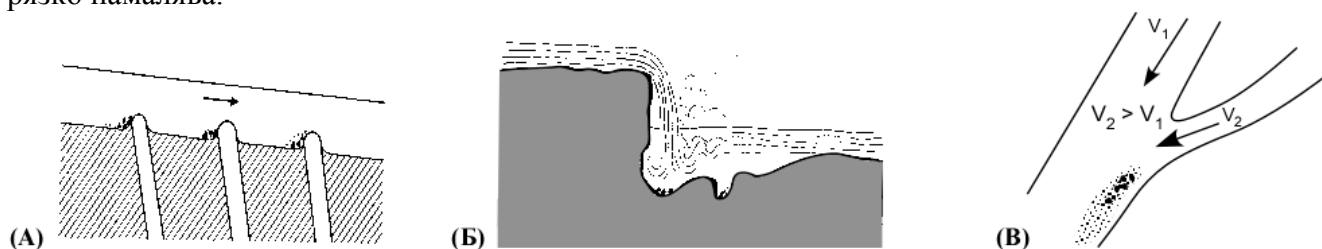
Скоростта на реките варира във времето и пространството. Затова разсипи се образуват само в определени периоди (а не непрекъснато) и само на определени места (а не навсякъде). Промяната на скоростта във времето има различен мащаб: вековен (във връзка с изменение на ерозионния базис – съответно по-голяма в началото и по-малка в края) и сезонен (по-голяма при прилив и по-малка при засушаване). Освен това скоростта на течение е различна в различни участъци от речното корито, което създава своеобразни капани за отлагане на носения от реките материал. Най-благоприятни за възникване на разсипни находища са следните ситуации: (1) вътрешната извивка на речните меандри, т.к. скоростта на горния воден слой е по-голяма при вдлъбнатите брегове и по-малка при изпъкналите, а възникващите при това дънни течения са ориентирани така, че отнасянето на материал става от вдлъбнатия към изпъкналия бряг (**фиг. 17.15**);



(2) морфология на речното дъно и коефициентът на неговата „неравност“ (грапавина), напр. редуване на субвертикални компетентни и некомпетентни пластови, които залягат под остър (по-малко от 90°) спрямо течението или всякакви препятствия по речната долина като прагове, водопади, джобове по дъното и др. (**фиг. 17.16 - А, Б**);

**Фиг. 17.15.** Схема на размив и намяване на речни брегове с участие на дънни течения: 1 – талвег; 2 – дънни течения; 3 – намявани брегове; 4 – размивани брегове (по Шанцер)

(3) места на вливане на притоци, които задържат и завихрят потока, водят до намаляване на скоростта и съответно утаяване на по-тежките минерали (**фиг. 17.16-В**); (4) места на излизане на реката от каньон или по-тесен участък в по-разширен, където скоростта ѝ рязко намалява.



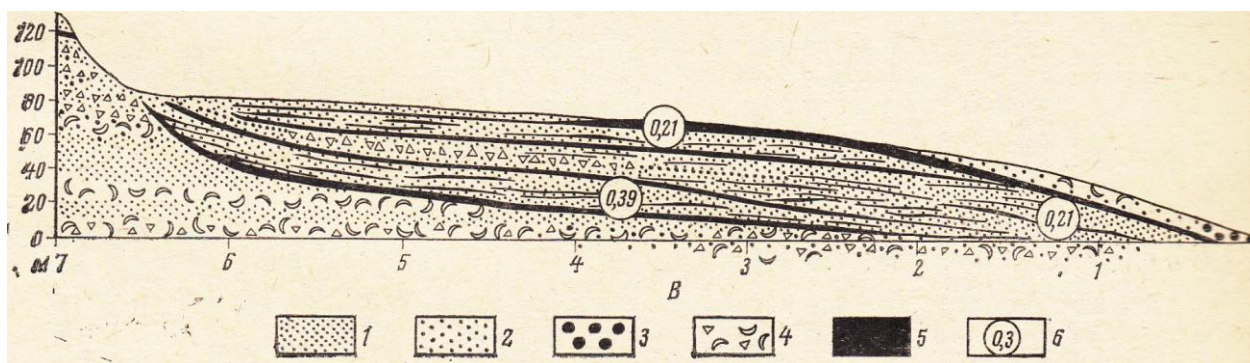
**Фиг. 17.16.** Натрупване на тежка фракция при: **А** – прослаяване на кварцити и шисти; **Б** – под водопад и в ерозионни джобове на дъното; **В** – при вливане на притоци (no Evans, 1993)

Повечето от тези ситуации, обаче, са валидни само ако минералните зърна се пренасят във вид на суспензия или чрез салтация. Същевременно в редица флувиални и прибрежноморски обстановки транспортът се осъществява чрез т.нар. *traction carpet* („килим на влачене“), създаден от силите на сцепление между частиците, където процесът на утаяване не е определящ. В тези случаи по-важно значение има увличането на частици и интерстициалното им захващане (когато интерстициите между големите зърна служат като капани за по-малките и тежките). Затова гравелитите са по-добри „колектори“ на тежка фракция от пясъка.

**N.B!!!** В разсипите тежката фракция е по-дребнозърнеста от леката, т.к. по-големите кварцови зърна се пренасят със същата скорост на потока, както и по-дребните тежки аксесори. Съответно при намаляване на скоростта първо ще се отлагат по-едрите тежки минерали, а след това по-дребните тежки и накрая големите леки. Ако след първоначално забавяне на потока след това скоростта му не намалява, тогава ще се концентрират само по-едрите тежки минерали. Това е характерно за непостоянни потоци, ако, обаче, източникът на вещество се намира в същия водосборен басейн. Разсипни находища не се образуват в меандри на по-стари реки, т.к. скоростта им е твърде ниска, за да може да пренася тежка фракция. За горните части на потоците разсипите също не са характерни поради прекалено бързото им течение. Най-благоприятни за целта са средните участъци по дължината на реката, където се достига баланс между ерозия, транспорт и отлагане.

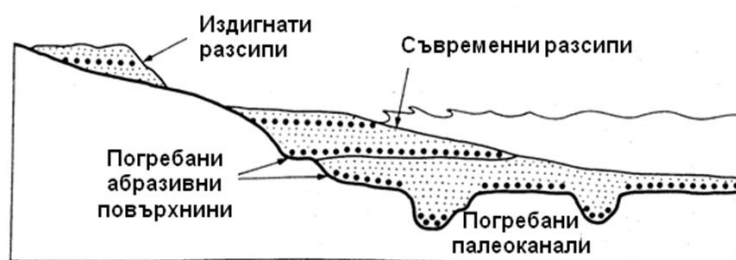
- ❖ В зависимост от локализацията на алувиалните разсипи някои автори различават следните типове: *привързани към речни коси, делтови, руслови, долинни и терасови*. Първите се формират при високи води в наносни крайречни и вътрешноречни плитчини, едропесъчливи шлейфове на острови и притоци. Срещат се често, но са малки по големина и лесно се размиват (дори през следващия сезон на пълноводие). Затова практическото им значение е малко. *Делтовите разсипи* са преходни към крайбрежноморските и при комбинация на двата типа се формират гиганските палеоразсипи от типа на Витватерсранд. Повечето, обаче, са непромишлени (напр. на Au в Нова Зеландия, Pt в Колумбия, илменит в устието на Нил и др.), т.к. тежката фракция в тях се концентрира във вид на отделни малки струи с финозърнест състав. *Русловите разсипи* са привързани към речното корито и с връзване на реките обикновено не се запазват, а преминават в категорията на *долинните*. Те, от своя страна, са най-широко разпространени и имат най-голямо практическо значение, т.к. не претърпяват значителни изменения до настъпване на новия ерозионен цикъл и превръщането им в речна тераса. В някои случаи те залягат непосредствено върху коренните скали, но по-често върху изветрителната им кора (промита или не, но обикновено с разсипно полезно изкопаемо). *Терасовите разсипи* се разполагат върху речни тераси, които са остатъци от стари речни долини. По този начин трите последни типа са едно и също нещо, но с различно положение в релефа на речните долини.

**17.3.4. Крайбрежни разсипи:** най-важни, особено за добив на каситерит, диаманти, злато, илменит, рутил, магнетит, монацит и ксенотим; напр. Au в *Ном*, Аляска; на диаманти в Намибия; илменит-монацит-рутилови пясъци в Индия; рутил-циркон-илменитови пясъци в източна и западна Австралия; магнетитови пясъци в Нова Зеландия и др. Съдържанието им е по-високо отколкото в алувиалните разсипи и достига десетки % (в отделни случаи до 60-80%) от общата маса на пясъка. Най-често са финозърнести и добре заоблени. Дължината на разсипите достига десетки и стотици km, а дебелината превишава 1 m (напр. най-голямо промишлено значение за добив на рутил и циркон има бреговата ивица на източна Австралия с дължина около 900 km, широчина до 13 km и дебелината на кватернерните седименти до 30-40 m). Разсипните находища обикновено са привързани към най-горните части на пясъчливите наслаги и рядко са покрити от тънък (около 1 m) слой пясък. В напречен разрез имат форма на лещи, постепенно изклинващи към морето и сушата (фиг. 17.17). Често са свързани с еолични разсипи на крайбрежните дюни. Основният им източник на подхранване е речен, в по-малка степен крайбрежен делувий или късов материал от разрушаване на бреговете. Оптималната зона за концентрация на тежките минерали е приливно-отливната, както и морските тераси.



**Фиг. 17.18.** Строеж на крайбрежен разсип: 1 – дребнозърнест пясък; 2 – едрозърнест пясък и гравий; 3 – едрокъсови наслаги; 4 – черупки и черупчест детрит; 5 – концентрат от тежки минерали; 6 – средна едрина на материала в mm (по Шчербаков и Павлидис)

Съвременните разсипи се срещат на различни хипсометрични нива поради промени в морското ниво от плейстоцена досега (фиг. 17.18).



← **Фиг. 17.18.** Схематичен разрез на етажирано разположени крайбрежни разсипи (по Evans, 1993)

❖ Крайбрежните разсипи се формират в резултат от комбинирано действие на вълните, приливно-отливните и крайбрежните течения, насочено към „изработване“ на равновесен профил на бреговия склон. Според степента на развитие на такъв профил се различават *абразивни*, *акумулативни* и *стабилни брегове*. Първите са високи и с клифове, подкопани от морските вълни; а вторите – полегати и постепенно „засипвани“ от рахли седименти. И едните, и другите не са благоприятни за образуване на разсипи. Оптимални условия за това има в т.нар. стабилни брегове с непрекъснати възвратно-постъпателни движения на късов материал, който се раздробява, сортира и преотлага.

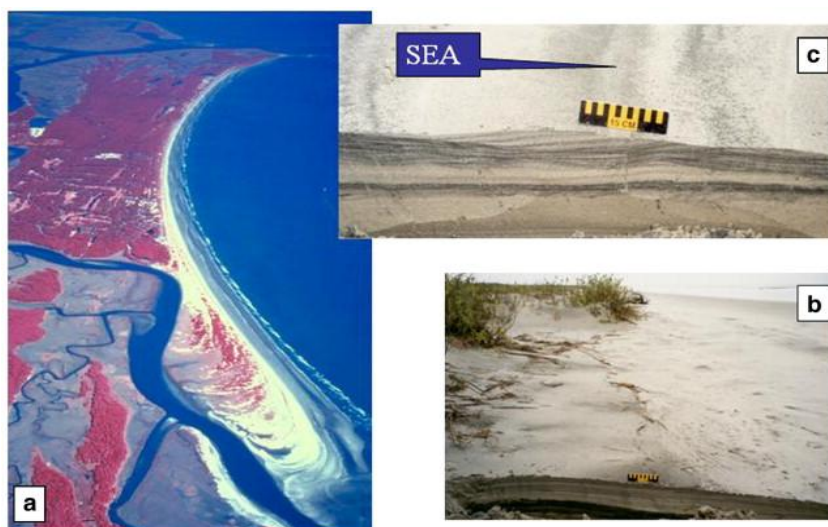




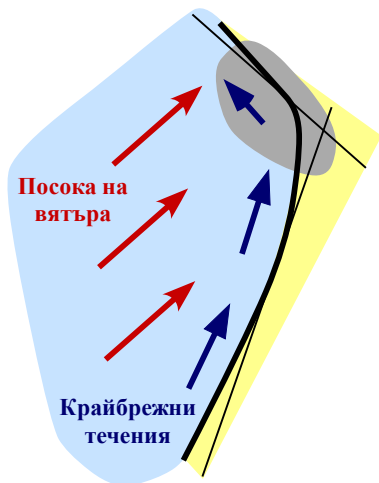
**Фиг. 17.19.** Строеж на стабилен брегови профил (no Guilbert & Park, 1986)

Скоростта на прибойната вълна винаги е по-висока от тази при отдръпване; затова тя може да изхвърли на брега и леки, и тежки частици; докато оттокът увлича само по-големите и леки частици (които продължават да се движат успоредно на брега – т.нар. longshore drift), а по-тежките се концентрират върху по-плътните пясъци от плажната ивица под форма на отделни ламини с характерна обратна градационна слоестост, т.к. по-тежките и по-дребни частици потъват надолу (съответно в основата слойчето е по-финозърнесто и/или богато на тежка фракция, а нагоре преминава в по-едрозърнесто и/или бедно на тежки минерали). Голямо значение имат и по-съществените приливно-отливни движения, т.к. те засягат по-широка брегова ивица и могат да отлагат тежка фракция на по-голямо разстояние от водата, където тя се погребва от еолични наслаги (от типа на дюните) и така се предпазва от ерозия.

Важен фактор за формиране на разсипи (особено съвременните) са и крайбрежните или дрейфови течения, които разнасят късовия материал покрай брега на стотици km със скорост до десетки и стотици m в денонощие (фиг. 17.19). Максимално надлъжно преместване се достига при някакъв критичен ъгъл между вълните и бреговата линия: по-голям от 35° и по-малък от 50°. Затова действието на дрейфовите течения се обуславя от два фактора: вятър, духащ косо на брега и степен на изкривяване на брега (т.к. извивките „убиват“ скоростта на вълните и водят до „разтоварване“ на по-тежките минерали, докато по-леките се отнасят - фиг. 17.20).



← **Фиг. 17.19.** Морфология на източното крайбрежие на САЩ в района на Kiawah Island, който играе роля на „енергийна бариера“ за вълните (a) с крайбрежни разсипи с илменит и магнетит (b), вкл. с антидюни от тежка фракция (c)



Освен това съответните крайбрежия трябва да са широко отворени към океана и да се характеризират с щормови вълнения. Подобна е ситуацията по източното и западното крайбрежие на Африка и Австралия и затова за тях са присъщи акумулации на най-различни тежки минерали - особено около клифове и по посока на теченията. Друг е въпросът как тези находища се запазват? Предполага се, че или бреговата линия трябва да напредне и зоната на вълновата активност да стане зона на седиментация, или морското ниво да падне.

⇐ **Фиг. 17.20.** Акумулация на тежки минерали в резултат от намаляване на скоростта на крайбрежните течения при промяна на ориентацията на брега (*no Evans, 1993*)

- ❖ Разсипните находища са имали огромно значение за развитието на Ti индустрия през 1940-те г. Ролята им нараства още повече с въвеждане на хлоридните процеси за производство на Ti, които водят до по-малко замърсяване от сулфатните. За целта е било необходимо високо съдържание на  $TiO_2$  (> 70% тогава, сега вече може и < 60%), т.е. илменитът трябва да е под форма на левкоксен (който е по-богат на Ti, т.к. непромененият илменит е с около 52%  $TiO_2$ ) и само разсипните находища са могли да го осигурят, вкл. и рутилов концентрат (който е още по-ценен).



Разсипите на  $TiO_2$  с промишлено значение обикновено са с дебелина 10 m, широчина 1 km и дължина над 5 km. Серията от рудни тела, които са паралелни едни на други, често маркират старите морски тераси. Важен фактор за сепарирание и обогатяване на  $TiO_2$  минерали е силното изветряне на скалите, затова големи кватернерни находища се формират на малки ширини (под  $35^\circ$ ). При излужване на скалообразуващите фемични и салични минерали остава почти мономинерална Ti фракция (от която се изнася Fe) понякога с  $TiO_2$  до 80% (**фиг. 17.21**).

⇐ **Фиг. 17.21.** Крайбрежни пясъци с илменит (черно), левкоксен (жълти петна по илменит), кварц, алмандин и циркон: *Соломонови о-ви, Мериленд*

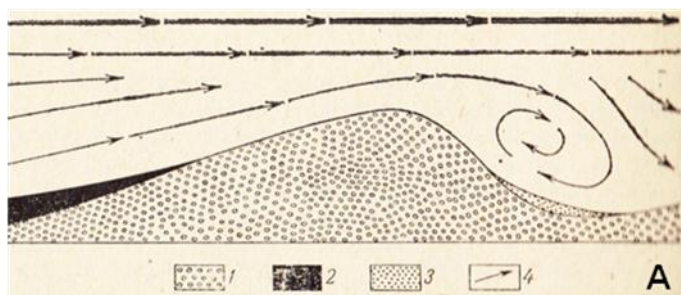
**17.3.5. Морски разсипи (offshore):** срещат се на континенталния шелф, на няколко km от брега. Обикновено се формират при потъване на алувиални и/или крайбрежни разсипи. Най-добре са проучени Sn разсипи в Индонезия,  $TiO_2$  в Китай, както и обогатените на монацит пясъци в Шри Ланка (на дълбочина 10-15 m на 8 km от брега). С развитие на по-съвременни и ефективни технологии за добив значението на този тип разсипи значително нараства като се очаква откриване и разработка на нови.

**17.3.6. Еолични разсипи:** най-важните от този тип се формират чрез преработка на крайбрежните разсипи от вятъра ( $\pm$  в сухите пустинни области при еолична преработка на елувиални и по-стари алувиални акумулации) (**фиг. 17.22А**). Големи запаси на титаномагнетит (300 млн. t само в едно находище) са известни в т.нар. *черни или Fe пясъци* в Нова Зеландия (Северен остров) (**фиг. 17.22Б**). Той е извлечен от слабо консолидирани кватернерни андезитови лахари, разкриващи се на крайбрежните клифове и банки около вулканския конус.

Крайбрежните еолични дюни са доста хомогенни по състав и с голям обем, затова имат промишлено значение дори при ниско съдържание на тежки минерали. Те са три основни типа: *челни, трансгресивни и стационарни* (най-отдалечени от брега и най-тясно свързани със скалната основа). Първите се намират в непосредствена близост до



съвременната или фосилизирана брегова ивица като находищата в тях може да се проследяват с тези от крайбрежните разсипи (особено при евстатични колебания на морското ниво) и се разработват заедно. Трансгресивните дюни представляват мигриращи части от крайбрежни акумулации, които в едни случаи са удължени, почти успоредни на брега, а в други – параболични и заемат клифове или други стръмни форми на бреговата ивица (напр. в Западна Австралия подобни находища са формирани като клифови дюни).



**Фиг. 17.22.** А - Схема на формиране на еолични разсипи в задните части на дюната (по Смирнов, 1972): 1 – дюна; 2 – тежка фракция; 3 – лека фракция; 4 – въздушно течение; Б – „Черни“ пясъци в Нова Зеландия

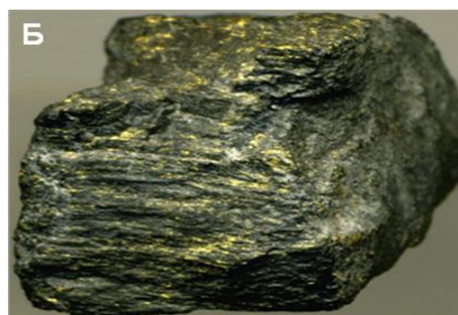
Богати еолични разсипи се срещат в РЮА (Richards Bay) край Натал откъм Индийския океан под форма на ивица покрай съвременния бряг с широчина до 1 km и до 25 km северно от залива (фиг. 17.23). Средната им височина е 20-40 m, а на места превишава 100 m. Средната дебелина на разсипите е 20 m при съдържание 10-14% на тежка фракция, от която около половината се пада на илменит, циркон, левкоксен и рутил. По-малко разсипи са привързани към тилната част на отделните дюни, малки котловини и падини в пустините. Обикновено те представляват струпвания от тежки минерали във вид на тънък слой или отделни гнезда и малки струи върху пустинните отложения. Класически пример за този тип находища са и диамантените разсипи в каменистата пустиня Намиб в ЮЗ Африка. Еолични разсипи се срещат и в други райони с пустинен климат – Казахстан, Китай, Монголия, Австралия и др., но като цяло практическото им значение, с редки изключения, е малко.



**Фиг. 17.23.** Разсипи във фосилни дюни в *Намакве*, западно крайбрежие на РЮА (А) с преход към с преход към крайбрежни отложения от илменит и гранат (Б)

**17.3.7. Палеоразсипи (фосилни, погребани или древни разсипи):** класически пример за такива са Au-U метаморфозирани конгломерати с късноархайска до среднопротерозойска възраст във Витватерсранд (РЮА – Au и U) (фиг. 17.24), Блайнд Ривър (около ез. Хурон в Канада – предимно U) и Якобина (Бразилия). По-малки находища от този тип са известни и на останалите щитове. Вместващите скали са олигомиктови конгломерати (с късове от жилин кварц) с матрикс, обогатен на пирит (по-

рядко хематит), серицит и кварц. Au и U (главно под форма на уранинит) се срещат в матрикса заедно с останалите детритни минерали.



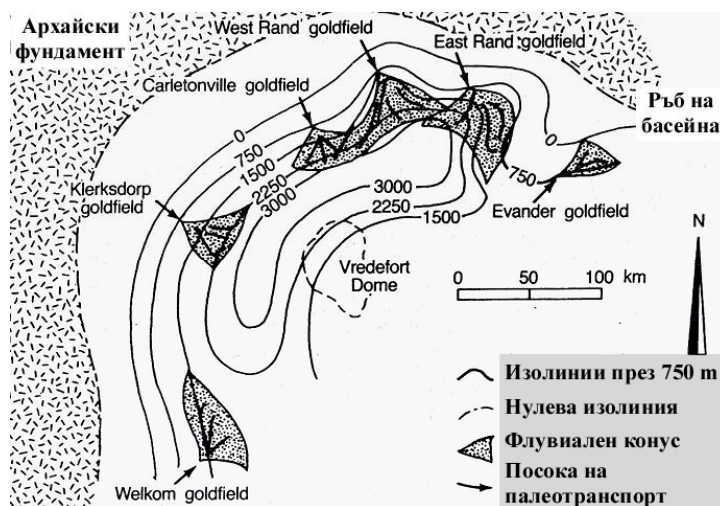
**Фиг. 17.24.** Подземно детайлно опробване във Витватерсранд, РЮА (А) за Au и уранинит (Б)

Във *Витватерсранд* (фиг. 17.25) рудните тела са привързани към периферията на междупланински вътрешнократонен басейн (езеро или плитка епиконтинентално море) около местата на постъпване на теригенен материал във вид на делтови наносни конуси, където се преработва и сортира (вкл. и с участие на крайбрежни течения).

С конгломератите асоциират прослойки от въглища (водораслови с делтов произход), които също съдържат Au и U (внесен в разтворено състояние и утаен от органиката). Смята се (въз основа на изследване на флуидни включения в кварц и др.), че Au и U идват от различни източници: Au – от сушата (зеленошистни пояси) и/или от проксимални морски наслаги (ексхалити, отложени при интензивен плиткоморски вулканизъм), а U – предимно речен транспорт на еродирани гранит-гнайсовите терени. Au се акумулира главно в проксималния теригенен фацис, а U – в по-фините дистални кластити, след което са подложени на по-късна хидротермална преработка и регионален метаморфизъм.

Всички находища от този тип (независимо от големината им) маркират важни металогенни събития през късния архай-ранен протерозой, т.к. подобни акумулации са рядкост в по-стари архайски скали и практически липсват в по-младите. Най-важната им

особеност е наличието на детритусен късов пирит и уранинит (което се среща изключително рядко), което се дължи на безкислородната атмосфера. Това, обаче, трябва да е съчетано с бързо издигане, ерозия, транспорт и погребване, за да се запази уранинитът като детрит.



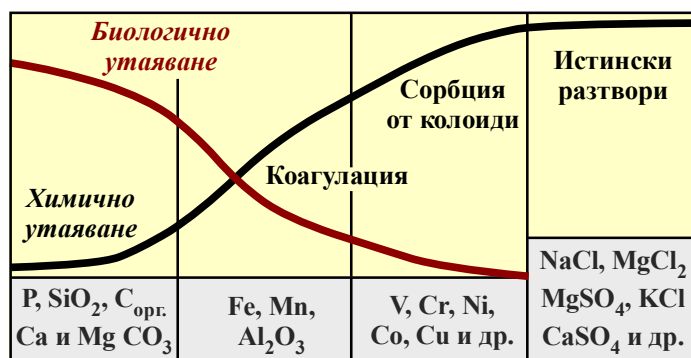
← **Фиг. 17.25.** Локализация на златорудните полета с общи запаси над 35 хил. t Au във Витватерсранд, РЮА (no Pretorius, 1981)

## Глава 18

### Екзогенно рудообразуване: седиментни находища

Към тази група се отнасят находища, които се образуват в процеса на седиментация на дъното на водни басейни (езера, блата, реки, морета и океани): *механична* (в тесен смисъл – само за чакъл, пясък и глини), *химична и биогенна* (вкл. *биохимична*) (**фиг. 18.1**). Това е и подялбата, възприета в курса като ще бъдат разгледани само последните два типа, т.к. принципите на кластичната седиментация са идентични с разсипообразователните процеси и се изучават подробно от различни седиментоложки дисциплини. Смирнов отделя и *вулканогенна седиментация* (като акцентира на вулканския произход на материалите), но обособяването ѝ не е правомерно, т.к. механизмът на формиране на рудните тела е аналогичен с гореизброените.

**N.B!!!** В англоезичната литература, обаче, седиментното рудообразуване включва два основни типа процеси: *кластична* (теригенна, вкл. пирокластична) и *химична седиментация*. Съответно първите включват разсипните находища (които по традиция у нас се отнасят към отделен клас поради голямото им промишлено значение); докато вторите - железисти кварцити, фосфорити, евапорити и др.



⇐ **Фиг. 18.1.** Съотношение между биологичното и химичното утаяване във водни басейни от истински и колоидни разтвори (по Смирнов, 1972)

Формата на рудните тела в седиментните находища е предимно пласто- до лещообразна, съгласна на вместиращите скали, но може значително да се усложни при по-късен метаморфизъм и деформация. Обикновено размерите им са значителни: отделните пластове се простират на десетки km, а дебелината им варира от 0,5 до 500 m.

- ❖ Минералният състав на седиментните находища се определя от три групи минерали: (I) устойчиви на изветряне минерали, донесени от сушата: кварц, рутил ± фелдшпати, пироксени, амфиболи, слюди и др.; (II) продукти от химичното изветряне: каолинит, монтморилонит, хидрослюди, опал, Fe и Mn хидроксида и др.; (III) образувани при седиментация: рудни, карбонати, соли, фосфати, кремък и др.

#### **18.1. Химично-седиментни находища**

За разлика от механичната седиментация, при която кластичните седименти се сортират и преотлагат от водата и вятъра, химичната се отнася за утаяване на разтворени компоненти от истински или колоидни разтвори. С нея са свързани най-големите ресурси на Fe, Mn и фосфати в света, както и на евапорити (източник на K, Na, Ca, Mg, Li, I, Br, Cl). „Химичното“ рудоотлагане се контролира от най-различни фактори като окисление-редукция, рН, климат, палеоширина, еволюция на биосферата и атмосферата и др. Основните типове находища, които попадат в тази група са: т.нар. *блатни и оолитни Fe руди, ивичестите Fe формации (железисти кварцити), седиментни Mn руди, фосфорити* (описани при биохимичните находища, т.к. в повечето случаи се формират с участие на организми – директно или индиректно), *черни шейли, Mn нодули на океанското дъно,*



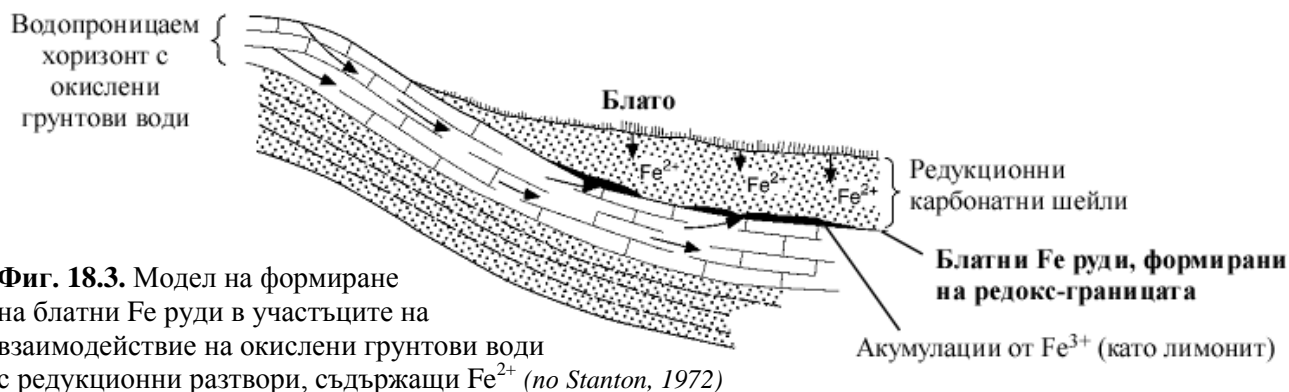
евпорити; вкл. нефт и газ, които, обаче, се изучават в други курсове (т.к. процесите на образуването им са значително по-сложни и продължават и след диагенезата).

**18.1.1. Блатни железни руди (bog iron deposits):** обикновено се формират в езера и блата в тундрови условия (вкл. и пермафрост) на северното полукълбо като са особено характерни за Канада и Скандинавия. Находищата най-често са малки и с неголяма дебелина, изградени предимно от *гьотит* и *лимонит*, асоцииращи с богати на органика шейли (фиг. 18.2). Възрастта им е млада до съвременна.



Фиг. 18.2. А – Bog ore; Б - Езерно-блатни руди (т.нар. “червена охра”) в Швеция

Концентрацията на Fe се дължи на променливата му валентност: с окисление на феро-йона  $Fe^{2+}$  (който в повечето случаи е разтворим в повърхностните води) до неразтворимия фери-йон  $Fe^{3+}$ . Орудяването е привързано към редокс-границата, където условията се променят от относително редуционни до окислителни, напр. дъното на блатото на контакта с богатите на  $O_2$  грунтови води (фиг. 18.3).



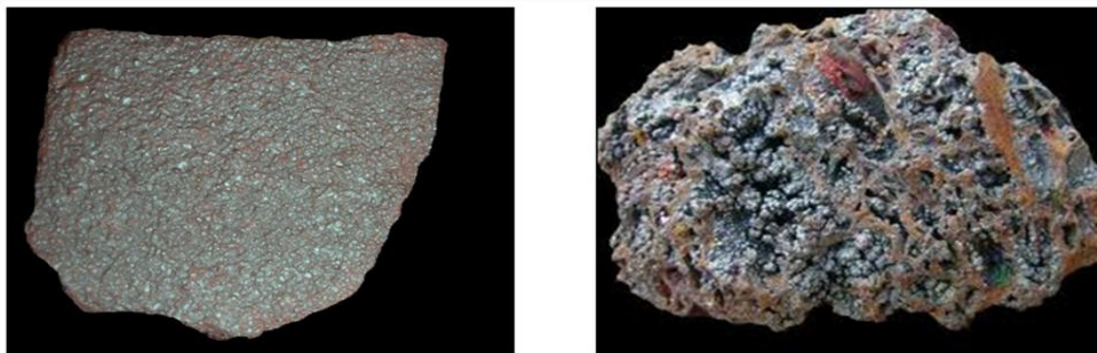
Фиг. 18.3. Модел на формиране на блатни Fe руди в участъците на взаимодействие на окислени грунтови води с редуционни разтвори, съдържащи  $Fe^{2+}$  (no Stanton, 1972)



Фиг. 18.4. Fe ironstone (тип Уабана): Нюфаундленд

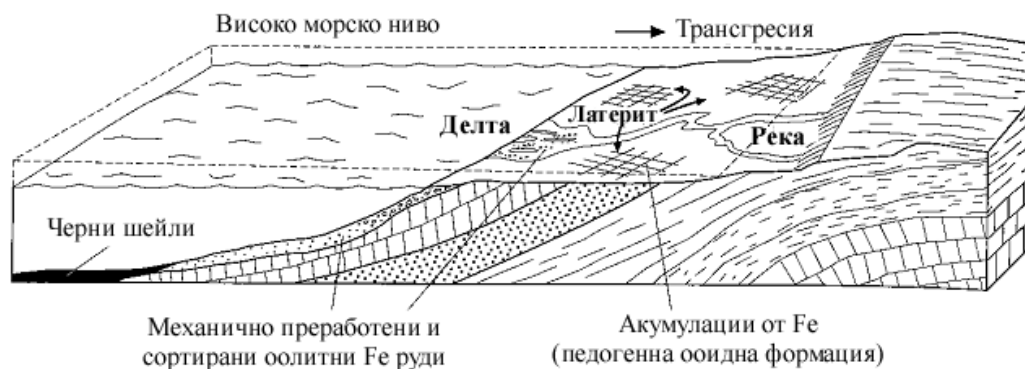
**18.1.2. Оолитни железни руди (ironstone deposits):** широко разпространени и обикновено с фанерозойска възраст. Били са важен източник на Fe в САЩ и Западна Европа през първата половина на 20 век. Често се наричат **тип Минет**, т.к. най-известни находища са в юрски седименти в Англия и в *Елзас-Лотарингия* във Франция и Германия. Аналогични на тях са ордовишките Fe руди **тип Уабана** в Канада (фиг. 18.4) и силурските **тип Клинтън** в Кентъки и Алабама (фиг. 18.5).

Те се формират в плиткоморски и делтови обстановки и са изградени главно от *гъотит* и *хематит*, отложени във вид на ооли или пизолити (резултат от механична абразия). В състава им участват също богати на Fe силикати от типа на *глауконит* и *шамозит*, а кремъци почти напълно липсват. Източникът на Fe е континентален - главно от реките, които го пренасят като разтворен  $Fe^{2+}$  или във вид на колоиди. Рудите често са стратиграфски привързани към богати на органика черни шейли, а в някои случаи и към седименти, отложени при големи трансгресии. Във времето разпространението им зависи от глобалната тектонска цикличност с пикове през ордовик-силур и юра, които съответстват на разделяне на континенти и високо морско ниво, по-топъл климат и интензивна химична седиментация.



Фиг. 18.5. Оолитни хематити: Клинтън, САЩ

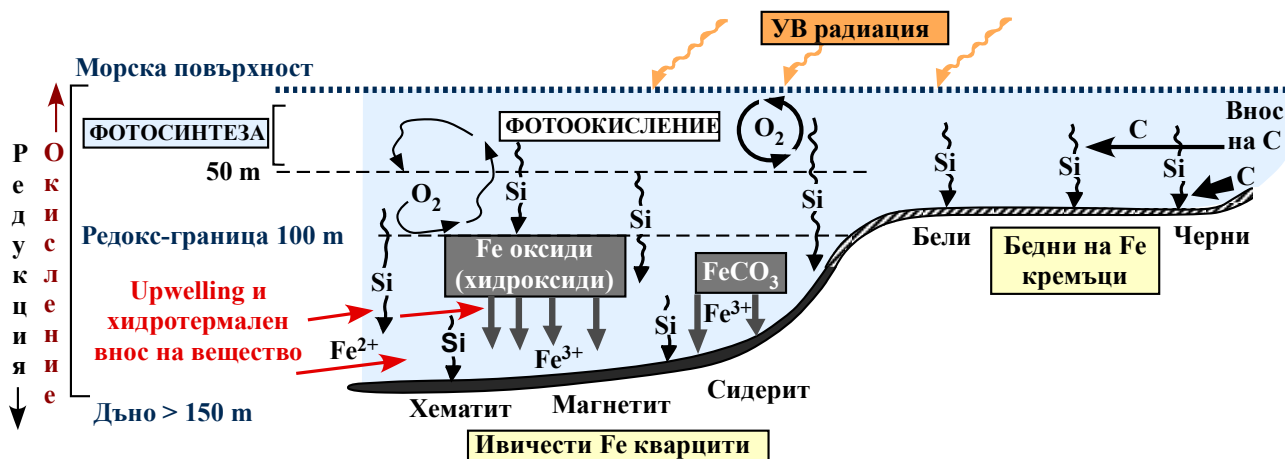
Произходът им е комплексен и противоречив. За **типа Минет** се предполага, че първоначално Fe се концентрира на континента, където в резултат от силно изветряне и ерозия при хумиден климат се образуват латерити (фиг. 18.6). Те акумулират неразтворимия  $Fe^{3+}$  докато останалите компоненти се изнасят. В тях още *in situ* се формират Fe ооиди с участие на химични и биогенни процеси (като педогенните ооиди се различават от морските, формирани при механична абразия). След това латеритните почви и ооиди се пренасят в плиткоморски обстановки, където допълнително се преработват и концентрират във флувио-делтови или литорални условия. Съставът и текстурата им се дооформят по време на диагенезата. Въпреки тези сравнително прости процеси, за да се образуват големи находища е необходимо съчетание от най-различни фактори: окисление-редукция, диагенеза, механична седиментация и бактериална дейност.



Фиг. 18.6. Модел на образуване на оолитни Fe руди с първоначално обогатяване на Fe в латеритни почви (под форма на педогенни ооиди) с последвала механична преработка и концентрация на ооидите в прибрежни морски обстановки (no Siehl & Thein, 1989)

**18.1.3. Ивичести железисти кварцити (BIF - banded iron formation):** основен източник на Fe в света. По традиция се отнасят към **регионално-метаморфозирани руди**, т.к. са локализираны в скални комплекси, метаморфозирани в зеленошистен, по-

рядко до амфиболитов фацис; но по същество произходът им е **седиментен (фиг. 18.7)** или *sedex* до *volsex* с наложена метаморфна и хидротермална промяна. Затова в редица класификации те са включени към седиментните находища. Самият термин се използва за химично утаени седименти с богати на Fe прослойки. Типичните BIF са изградени от редуващи се тънки слоеве от Fe оксиди (магнетит или хематит) с бедни на Fe шейли и кремъци. Възрастта им е докамбрийска (най-старите са отпреди 3800 млн.г.) с 3 главни периода на образуване: преди 3500-3000 млн.г. (*тип Алгома*), 2500-2000 млн.г. (*тип Горно езеро*) и 1000-500 млн.г. (*тип Рапидан*).



**Фиг. 18.7.** Модел на образуване на ивичестите Fe формации: upwelling на придънни води с окисление на  $Fe^{2+}$  и отлагане на  $Fe^{3+}$  на редокс-граница, свързана с повишено съдържание на  $O_2$  в прибрежни обстановки (които се дължи на дейността на фотосинтезиращи организми или директно фотоокисление на  $O_2$  от UV лъчи или и двете) (no Klein & Beukes, 1993)

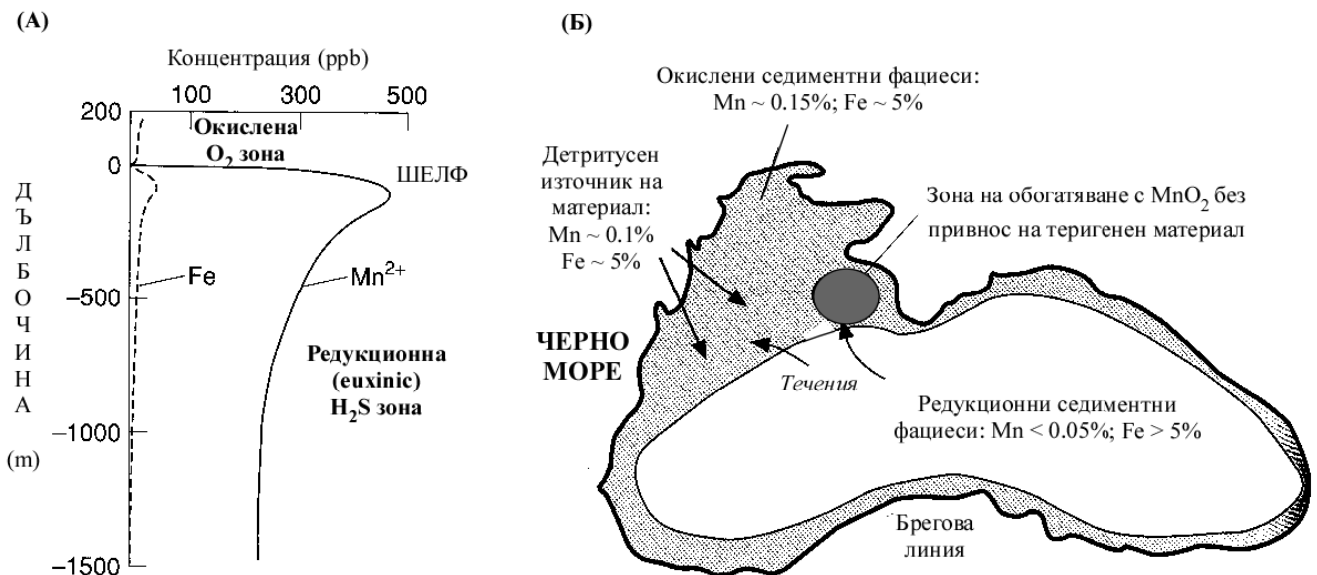
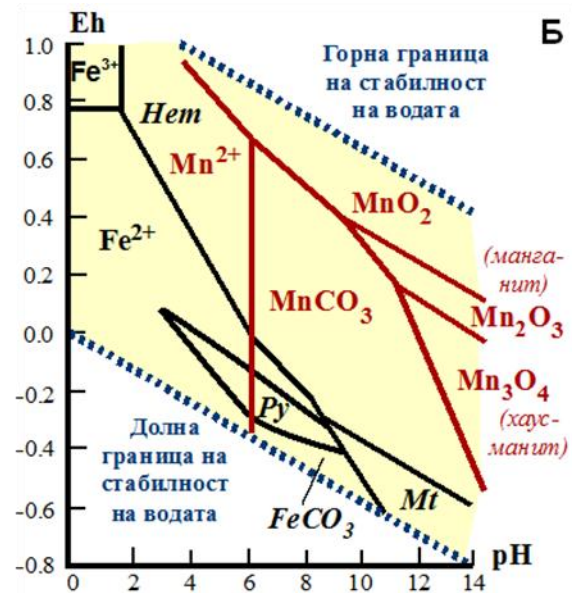
**18.1.4. Седиментни манганови находища (bedded Mn deposits):** формират се в условия сходни с тези на железистите кварцити и често пространствено асоциират с находища тип Горно езеро. Най-голямото в света експлоатирано Mn находище от този тип е в *Трансваал*, Калахари, РЮА (стратиграфски точно над ивичестите железисти кварцити) (**фиг. 18.8А**). Поведението на Mn, както и на Fe, се контролира от Eh с тази разлика, че пиролузит  $MnO_2$  (преобладаващата оксидна фаза при високо Eh независимо от pH) е устойчив при по-висок окислителен потенциал отколкото хематит (**фиг. 18.8Б**). Съответно  $Fe^{2+}$  се окислява по-лесно от  $Mn^{2+}$  и когато Fe се утаи Mn все още остава в разтвора, което обяснява защо Fe руди са пространствено (или стратиграфски) разделени от Mn. Така ранното утаяване на Fe в Трансваал води до формиране на големи находища от BIF, а над тях в разреза при по-окислителни условия се отлагат Mn окисни руди бедни на Fe.

Mn находища са привързани към седименти с различна възраст: от ранния протерозой до сега като едни от най-големите са кредните *Грут Ейлънд* в Северна Австралия и *ивичата Моланго* в Мексико, където рудите са предимно родохрозитови; както и олигоценските *Никополское* в Украйна, *Мангшлак* в Казахстан, *Чиатури* в Грузия. Пример за съвременен аналог на седиментните Mn орудявания е **Черно море**, където акумулацията на  $MnO_2$  продължава. Това е силно стратифициран (разслоен по отношение на плътността и състава на водата) басейн, където под 200 m (а на места и под 50 m) средата е редуционна със стабилен  $H_2S$  (**фиг. 18.9А**). На морското дъно се отлагат пирит-съдържащи тини, което води до обедняване на Fe в морската вода. Манганът се концентрира в по-дълбоките нива под форма на  $Mn^{2+}$  и почти липсва в богатите на  $O_2$  горните 200 m, където  $Mn^{2+}$  се окислява до  $Mn^{3+}$  и се утаява под форма на  $MnO_2$  или  $MnCO_3$  (в зависимост от локалното Eh). Основната минерализация е съсредоточена в северо-централните части на Черно море, където привносът на теригенен материал е ограничен (**фиг. 18.9Б**).





**Фиг. 18.8.** А - Богати на Mn карбонати пластовете: *Калахари*; Б - Eh-pH диаграма за устойчивостта на Mn и Fe минерали (по *Garrels & Christ, 1965; Krauskopf & Bird, 1995*)



**Фиг. 18.9.** А – Вертикално разпределение на Fe и Mn в Черно море: Fe обеднява в дълбочина, т.к. се натрупва под форма на пирит на морското дъно, докато Mn има по-висока разтворимост и остава в разтворено състояние в редукционната  $H_2S$  зона с максимално обогатяване под редокс-границата, където  $Mn^{2+}$  се окислява до  $Mn^{3+}$  и се утаява; Б – Разпределение на Mn и Fe в дънните седименти (по *Force & Maynard, 1991*)

**18.1.5. Черни шейли:** богатите на органика шейли могат да имат промишлено значение, т.к. често концентрират редица метали, в т.ч. V, Cr, Co, Ni, Ti, Cu, Pb, Zn, Mo, U, Ag, Sb, Tl, Se и Cd. Въпреки че металоносните черни шейли се експлоатират на малко места в света (напр. в Китай) те са съществен ресурс, както и източник на метали за формиране на по-млади хидротермални находища. Примери за такива са шейлите Алум (камбрий-ордовик) в Скандинавия, обогатени на U (**фиг. 18.10**); девонските шейли New Albany в Индиана, САЩ с повишени концентрации на Pb, V, Cu, Mo, Ni. Подобни глинесто-теригенни утайки, обогатени на Mn, Co, Cu, Ni и V се отлагат и на дъното на **Черно море**. Много от тях пространствено асоциират със седиментни Fe орудявания и се формират в сходни условия, поради което главните им епохи на разпространение практически съвпадат и са свързани с първоразредни евстатични повишавания на

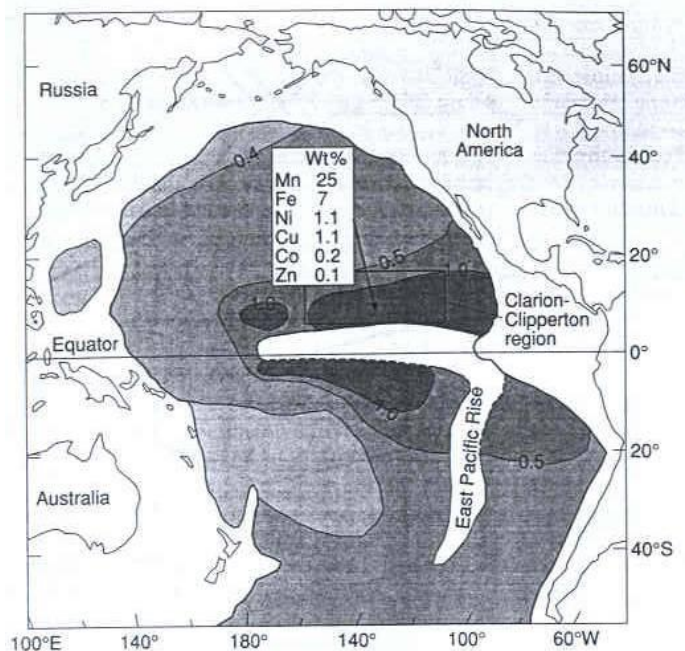
морското ниво през ордовик-девон и юра-палеоген и т.нар. *океански безкислородни събития* (ocean anoxic events). Високото морско ниво обуславя заливане на континентални крайнини и миграция на глинестите седименти върху шелфа. По-дълбокоморските условия обикновено водят до по-слаба циркулация, намаляване на  $O_2$  и широкомащабна стагнация, което е благоприятно за отлагане на металоносни седименти с високи съдържания на органичен въглерод (продукт от разлагане/окисление в практически безкислородна среда в местата на седиментация). Тази микросреда е подходяща за развитие на сулфат-редуциращи бактерии, които продуцират  $HS^-$  или  $H_2S$  (в зависимост от локалното рН) и създават сярководородни условия. Концентрацията на метали се дължи на



способността на положително заредените катиони в морската вода да формират тиокомплекси при реакция от типа на:  $HS^- + Me^{2+} \Rightarrow MeS + H^+$ . Затова в черните шейли има корелация в съдържанието на органичен въглерод, сяра и метали, т.е. колкото са повече сулфат-редуциращи бактерии, толкова повече метали ще се извличат от морската вода. Източникът на метали е най-различен: от ексхалации на морското дъно до континентален внос.

← Фиг. 18.10. Шейли Алум с органика и сяра:  
Норвегия

**18.1.6. Манганови нодули на океанското дъно:** обикновено се образуват в участъци с много ниски скорости на седиментация (под 7 m на млн.г.) в екваториални и тропични региони с висока биологична продуктивност и химично утаяване.



Фиг. 18.11. Разпределение на площите с повишена концентрация на Mn нодули в Тихия океан (no Heath, 1981)

Те са най-добре представени в *Тихия океан*, където са установени няколко големи полета с до 100 нодули на  $m^2$ . В бъдеще те могат да станат важен източник на Mn, Fe, Cu и Ni  $\pm$  Co, Zn и други метали. На места (напр. в района на *Кларион-Клипертон* западно от Мексико) съдържат до 2% Cu + Ni и са обогатени също на Co и Zn (фиг. 18.11). Те представляват конкреции (образувани около теригенен или биогенен фрагмент) най-често яйцевидни с диаметър от няколко cm и слоест (поне отчасти концентричен) строеж. Често имат радиално напукване в резултат от трансформацията на хидратирани Fe и Mn окси-хидроксида в по-плътни оксидни фази като *вернадит*, *бирнесит*, *тодорокит*, *гьотит* и *хематит*.

Формирането им е комплексен и все още недокрай изучен процес. Металите се извличат от морската вода като източниците им могат да са най-различни, вкл. субаквални



ексхалации, кластичен и вулкански привнос, както и диагенеза на пелагични седименти. Предложени са следните механизми за образуване на нодулите и концентрация на металите: (1) утаяване на глини и биогенен (фекален) детрит, съдържащи извлечени от морската вода метали (абсорбирани или изоморфно включени), които впоследствие се „освобождават“ при разтваряне и разрушаване; (2) директно утаяване на метали от морската вода около ядра и „растеж“ на конкреции; (3) възходяща дифузия на метали в порови води на седименти от морското дъно; (4) автогенни реакции в отложените седименти при тяхната промяна и уплътняване; (5) бактериална дейност и окисление на метали с различни валентности (установено е, че бактерии *Metallogenium* играят основна роля за окисление и утаяване на  $Mn^{2+}$  във вид на нодули в Атлантическия океан); (6) преференциално (избирателно) включване на разтворени метали в Fe и Mn оксидохидрокси, напр. на Cu и Ni в тодорокит.

Основни проблеми при експлоатацията на Mn нодули не са технически, а политически и икономически (т.е. правната страна на въпроса и необходимост от нови „морски“ закони, които да регулират правата и задълженията).

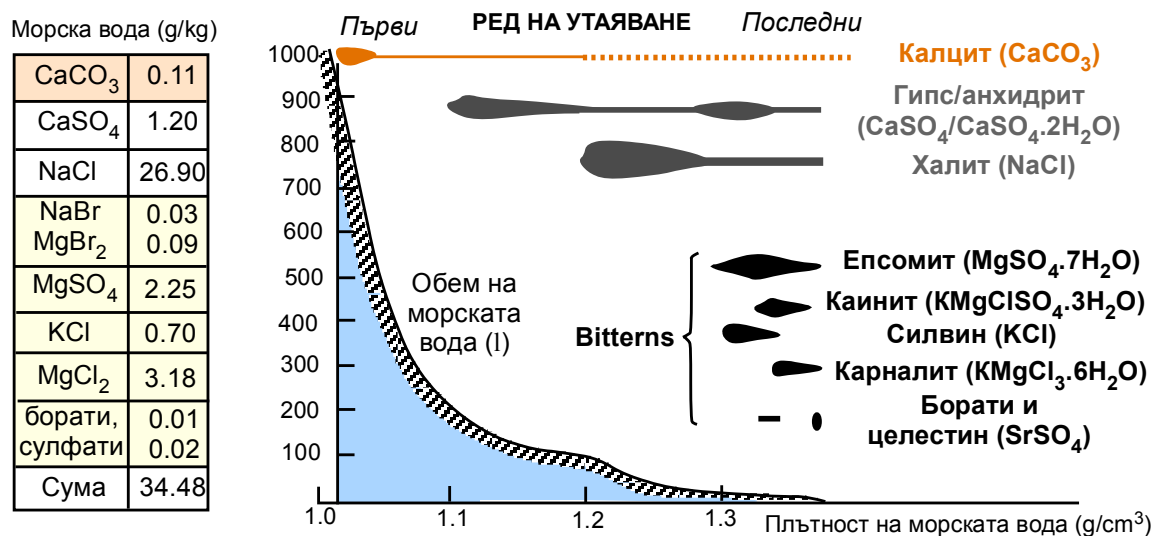
**18.1.7. Евапорити:** основен източник на соли (главно халит), поташ, борати и нитрати (за торове). Образуват се при изпарение на разсоли или луга, чийто източник е морската вода. Формират се в два основни типа обстановки. Най-големите находища (т.нар. солни гиганти) са характерни за крайбрежни лагуни или изолирани заливи, които периодично или непрекъснато се „подхранват“ от морската вода. Често имат значително латерално простиране и дебелина, но минералният им състав е доста ограничен, т.к. елементите се извличат само от морската вода. Вторият тип обстановки са вътрешноконтинентални и езерни, в които се образуват сравнително по-малки находища, но с по-разнообразен състав поради речен привнос на различен материал от континента. Типичен пример за първите са пермските (цехщайнски) солни формации в Европа, които се простират от Великобритания през Холандия и Германия до Полша, както и силурските в щатите Ню Йорк и Мичиган, САЩ. От тях се добива не само халит, но и поташ (KCl) и сулфати. Може най-големият известен евапоритен комплекс е привързан към миоценските седименти на дъното на Средиземно море – с дължина над 2000 km и дебелина до 2 km. Пример за интраконтинентални находища са сухите езера в Чили, Боливия (фиг. 18.12), Аржентина, *Дет Вали* в Калифорния и *Солт Лейк* в Юта. Освен гореспоменатите „продукти“, те са големи производители на борати (Калифорния) и нитрати (Чили), както и на Mg, Br и Li.



**Фиг. 18.12.** Добив на сол в Салар де Уюни, Боливийски Анди

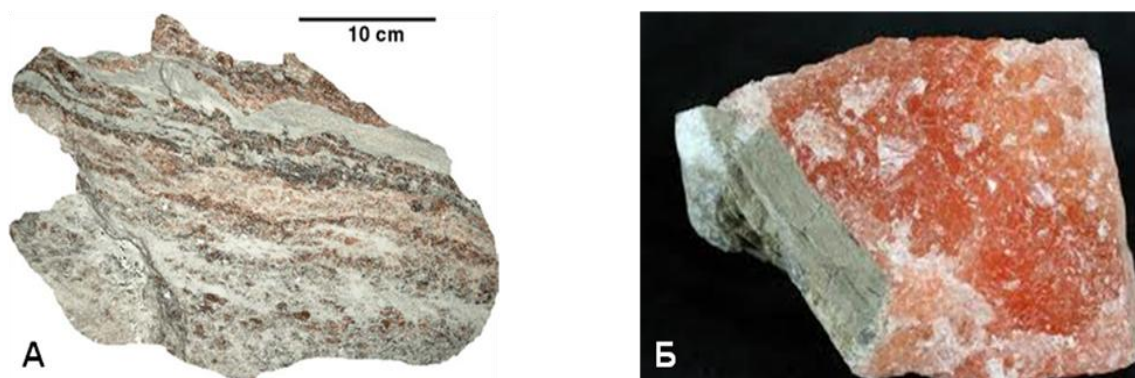
Основният принцип на формиране на евапорити на теория е доста прост, но в действителност процесите са по-комплексни и водят до отлагане на различни парагенетични минерални асоциации. При изпарение на морска вода или разсоли солеността в остатъчния разтвор се повишава и започват да се утаяват различни соли при достигане на границата им на разтворимост (най-рано тези с най-малка разтворимост).

Най-често редът на отлагане е: *калцит* → *гипс/анхидрит* → *халит* → *епсомит, силвин* → *карналит, борати, целестин* (фиг. 18.13).



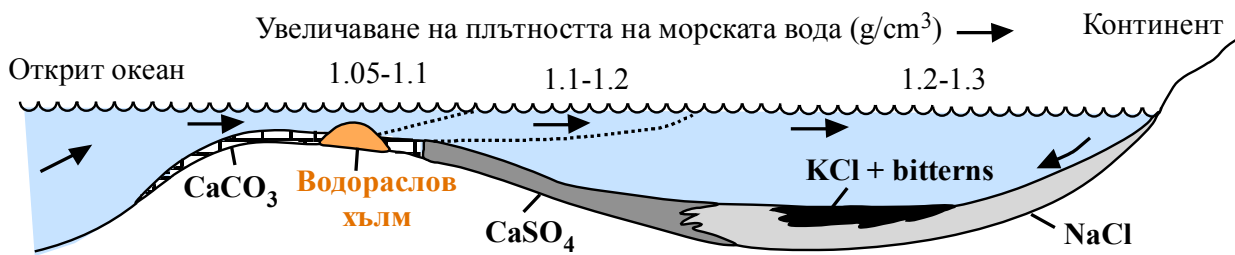
**Фиг. 18.13.** Последователност на отлагане на евапоритните минерали от морска вода с типичен състав, даден в колонката отляво (no Guilbert & Park, 1986)

Все пак трябва да се има предвид, че химизмът на разсолите е доста сложен и съставът на находищата ще зависи и от такива фактори като конвекция, диагенеза и т.н. Евапоритите, които се формират от морска вода имат доста устойчив състав независимо от възрастта си: изградени са основно от *халит* NaCl, *гипс/анхидрит* CaSO<sub>4</sub>/CaSO<sub>4</sub>·2H<sub>2</sub>O и *силвин* KCl. В по-малки количества се срещат и други соли, които най-често се утаяват на по-късни стадии поради по-високата разтворимост на компонентите им. Такива са хидратираните сложни Mg, Br, Sr и K хлориди и борати, известни като „*bitterns*“ („горчилки“) (фиг. 18.14). Запазването им в евапоритните находища до голяма степен зависи от геоложките фактори.



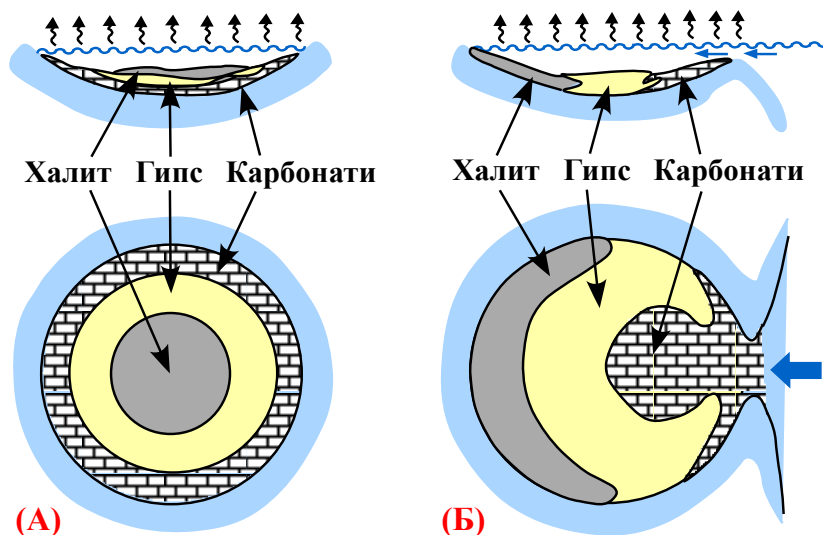
**Фиг. 18.14.** А - “Hartsalz” (hard salt): кизеритова сол MgSO<sub>4</sub>·H<sub>2</sub>O от Sigmundshall Salt Mine в Германия с около 65% халит и 15% силвин, наречена така от миньорите поради голямата ѝ твърдост; Б - Карналит KMgCl<sub>3</sub>·6H<sub>2</sub>O със захванат матрикс: Елзас, Франция

Интензивното изпарение (евапоритизация) води до плътностна стратификация на морската вода и натрупване на по-солени разтвори с по-голяма плътност в придънните части. Ако те са достатъчно „изолирани“ от останалата част на басейна, разсолът остава на място и при по-нататъшното изпарение от него последователно ще се утаяват различни соли, вкл. и най-късните (фиг. 18.15). Ако има приток на нови води от океана, то „*bitterns*“ (чиято разтворимост е по-висока) няма да се отложат.



Фиг. 18.15. Схематичен разрез на евапоритен комплекс (no Guilbert & Park, 1986)

Формирането на гиганските фанерозойски солни находища остава дискусивно, т.к. те нямат съвременни аналози и са обикновено променени, вкл. и тектонски. Предложени са два основни модела за формиране на гиганските находища: (I) на пресъхващ басейн с няколко цикъла на запълване и изпарение, в резултат от което възникват концентрични зони от карбонати, сулфати и хлориди; и (II) на разсолен басейн, вкл. *сабкха* с подхранване от морски води (фиг. 18.16). Във втория случай, който се смята за преобладаващ, по-солената вода в басейна потъва под придошлите нормално солени морски води и от нея се утаяват в определена последователност различни соли - от най-слабо разтворимите около мястото на вливане до по-разтворимите на най-голямо разстояние от него. Според редица автори при формирането на гигантските находища действат и двата модела, но по различно време. Това би могло да обясни по-комплексните взаимоотношения в пермските евапоритни комплекси в СЗ Европа. Смята се, че цехщайнското море е контролирано от евстатични колебания и при ниско ниво се превръща в затворен басейн с голяма степен на пресушаване. Общата дебелина на евапоритите е над 3000 m като се отделят 5 цикъла на отлагане. В началото се отлагат малко по-теригенни седименти, над които следват карбонати, доломити, анхидрит, халит и накрая K и Mg соли (карналит и др.). Сега те се експлоатират на различни места от бившето море: от Великобритания през Холандия до Германия и Полша. Обект на добив са предимно т.нар. *солеви колонии* (стълбове) и *куполи*, както и пластовете с най-малка тектонска преработка. Те имат голямо значение и като екран за формиране на газовите полета в Холандия и находища на Си шейли в Полша и Германия.



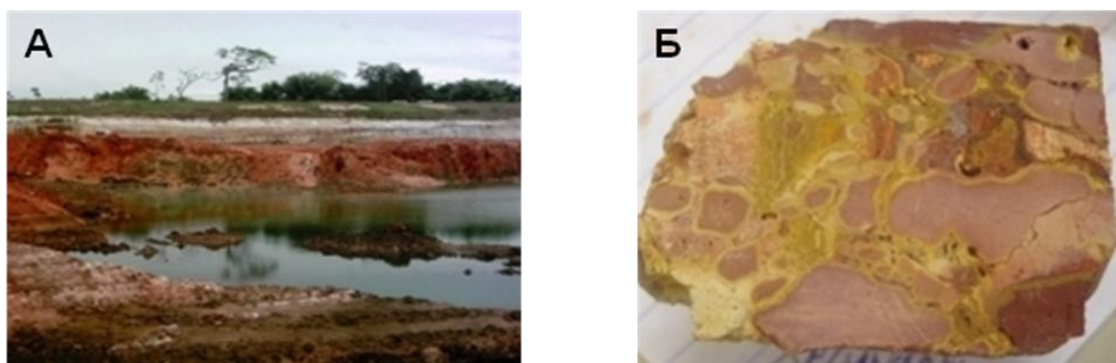
← Фиг. 18.16. Модели на формиране на гигантски находища от евапорити: (А) на пресъхващ басейн и (Б) на разсолен басейн, вкл. *сабкха* с подхранване от морски води (no Evans, 1993)

За солните комплекси в Средиземно море се предполага, че са образувани в условия на *сабкха*, т.к. през късния миоцен значителна част от него е била издигната и пресушена. В подобни обстановки евапоритните минерали се отлагат от грунтови разтвори, които се изпаряват в капилярната зона непосредствено над нивото на

подземните води. Презареждането им става или при периодични заливания или при просмукване на морски води в сабкха-басейна.

#### **18.1.8. Находища на седиментни боксити**

Формирането на всички бокситови находища е свързано с изветрителни кори, но част от тях възникват при преотлагане на продуктите от изветряне във водна среда и затова се отнасят към седиментните образувания. Различават се **платформени и карстови седиментни боксити**. Първите залягат сред континентални често въгленосни езерно-блатни фазиеси върху стабилни кратони и достигат до няколко km дължина при дебелина до първите десетки m. По-големи находища са известни в Русия (особено Източноевропейската платформа и Сибир), Китай, Северна Америка и др. Възрастта им най-често е карбон-пермска, а съставът – *гибсит-бьомит-каолинитов*. По-рядко се срещат крайбрежни боксити (напр. в Гвиана и Суринам), които по състав не се различават от латеритните – главен руден минерал е *гибсит*, асоцииращ с *хематит* ± *кварц*, *каолинит*, *бьомит* и др. (фиг. 18.17).



**Фиг. 18.17.** Бокситово находище Клаверблад в Суринам (А) с боксит-хематитови конкреции в гьотитов матрикс (Б)

**Карстовите боксити** се формират в ерозионни джобове върху карбонатни скали при комбинирано действие на издигане и дълбока ерозия. Често са със сложна геометрия и неправилна форма, което затруднява тяхната експлоатация. Горната им повърхност обикновено е сравнително равна, докато долната отразява неравностите в релефа на подложката. Вътрешният им строеж също е сложен поради редуване на неправилни маси от глини и боксити (които са с променливо качество както във вертикална, така и хоризонтална посока). Характерни са за Средиземноморския регион (от Франция до Албания и бивша Югославия и Турция), Австрия, Унгария, Румъния, Германия, Индия, Индонезия, САЩ, Ямайка, Хаити, Доминиканската република, Казахстан, Русия (Урал) и др. Срещат се и у нас в Парамун, Трънско и на други места. Съставът им е предимно *диаспор-бьомитов* на места с повишени съдържания на TR. Източник на материал за образуването им са били изветрителните кори по базични вулканити, шисти и други скали (вкл. и вулканска пепел в Ямайка и Хаити), разположени в съседство с карстовите празнини.

#### **18.2. Биогенно-седиментни находища**

Това са седиментни находища, формиращи се с участие на живи организми, което се проявя по два различни начина: (1) ако те извличат разтворено вещество от водата, за да поддържат жизнените си функции  $\Rightarrow$  тогава находища се образуват при натрупване на останки от измрели организми върху морското дъно и се наричат *органогенно-седиментни* (*биогенно-седиментни* в тесен смисъл), т.е. това са находища на органично вещество, което представлява полезно изкопаемо; (2) в други случаи организмите съдействат за химично утаяване на рудно вещество от разтворите по косвен път (обикновено като



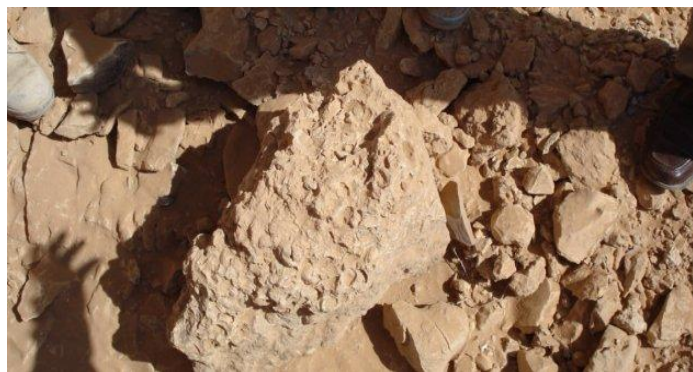
създават редукционна среда: напр. сулфат-редуциращи бактерии)  $\Rightarrow$  тогава находищата са *биохимично-седиментни*. Към тази група могат да се включат U-V находища в пясъчници, някои железисти кварцити и дори масивно-сулфидните орудявания (т.к. се смята, че при образуването им участват сулфат-редуциращи бактерии), които се разглеждат в други раздели, т.к. участието на организмите не е основният рудообразователен фактор.

Към биогенно-седиментните находища се отнасят Si и карбонатни седименти, както и част от фосфоритите (костни брекчи, черупчести фосфорити и гуано). По-проблематичен е въпросът с морските фосфорити, чийто генезис варира от химичен до биохимичен.

### 18.2.1. Органогенни фосфорити

❖ Фосфорът е типичен биогенен елемент, който се извлича от някои организми направо от разтворите и се концентрира в тъканите и скелетите им. Други организми го приемат чрез готова органична храна (растителна или животинска). Източник на фосфор във водите са преди всичко магмените скали, в които той се съдържа под форма на апатит. При химичното им изветряне P преминава в лесноразтворими съединения, част от които се усвоява от растенията и животните на сушата, а друга се отнася от речните и грунтовите води в басейните. Важен негов източник според някои автори е и подводната вулканска дейност.

Съдържанието на P на различни хипсометрични нива във водните басейни е различно, но общо взето нараства в дълбочина. Основна причина за това е, че в приповърхностните части той се усвоява от организмите – главно планктона. При измирането им по-голяма част от техните останки се разлага в по-дълбоките части на басейните или на тяхното дъно, а P под форма на разтворими съединения преминава в морската вода. Следователно при масови измирания на организми в дадени участъци от басейна водата се набогатява на  $P_2O_5$ . Днес подобно измиране има на юг от нос Добра Надежда, където се срещат топлото течение от Мозамбикския залив и студено от Антарктическият пръстен. Установено е, че тук дъното на Индийския океан е покрито с пласт от трупове на риби и други организми с дебелина до 2 m. От него са извадени конкреции с доста сходни белези с изкопаемите. Смята се, че в миналото масови измирания са настъпвали при трансгресии и регресии, т.к. са свързани с промяна в морската циркулация, подводната вулканска дейност и т.н. и по този начин са възникнали типичните органогенни (биогенни) фосфорити. Напр. при масово измиране на гръбначни костите им при определени условия се натрупват в утайките на езера, блата или крайбрежни участъци на моретата (но главно в континентални условия) и се образуват костни брекчи с матрикс от песъчливо-глинесто или друго вещество. Като се има предвид, че съдържанието на  $Ca_3(PO_4)_2$  в костите им достига 58%, ясно е, че те могат да представляват промишлен интерес. В Монголия са известни горнокредни утайки със значителни акумулации от кости на динозаври; срещат се и олигоценски наслаги с кости от бозайници.



Фиг. 18.18. Фосфорити с брахиоподи

В Средна Азия (в находище Базаби) са струпани млн. t кости с еоценска възраст. При масови измирания на морски организми с фосфатни черупки се образуват черупчести фосфорити. Те са сравнително редки, т.к. животни с подобни черупки са малко. Известни са силурски органогенни фосфорити от Естония с черупки от брахиоподи, които съдържат до 36,5%  $P_2O_5$  (фиг. 18.18).



Към органогенните фосфорити може да се отнесе и **гуаното** поради високото му съдържание на фосфор. Това са екскременти от животни (главно птици и прилепи), натрупвани продължително време при горещ климат. Подобни находища са известни на острови, владение на Перу, където са установени пластовете с дебелина до 35 m (**фиг. 18.19**). Различават се два типа гуано: (а) разтворимо, образувано неотдавна, съдържащо Са фосфат и нитрати; (б) трудноразтворимо, по-старо и излужено с високо съдържание на фосфат и без нитрати.



**Фиг. 18.19.** “Guano” = “the droppings of seabirds” от езика Quichua на инките



### 18.2.2. Морски фосфорити с химичен и биохимичен произход

❖ Запасите им превишават 200 млрд. t. Срещат се на всички континенти с възраст от докамбрий до сега, но почти всички промишлени находища са фанерозойски като най-интензивно морското фосфоритообразуване протича през камбрия, перма и терциера. *Докамбрийски* находища са известни в Сибир и Китай; *камбрийски* – в Казахстан (хребет Каратау), ЮИ Украйна и Китай; *ордовик-силурски* – Естония, Швеция, Германия и Англия; *девонски* – в Пиренеите във Франция и Испания, Виетнам и САЩ (Тенеси); *пермски* – във формация Фосфория в западните щати на САЩ в Скалистите планини; *юрски* – в Русия (Подмосковieto) и Франция; *кредни* – в Руската платформа, Франция (Ардени), Индия и Египет; *палеогенски* – в Северна Африка (Мароко, Алжир, Тунис), Нигерия и източните склонове на Урал; *неогенски* – във Флорида, САЩ. В България фосфоритови конкреции се срещат в юрски глинести седименти в Западна и Централна Стара планина и в основата на ценоманските наслаги в СИ България. Съвременни фосфорити се формират на малки ширини в зоните на upwelling, където дълбочинни океански води се изнасят на континенталния шелф (напр. в Чили, Перу, Намибия, Източна Австралия, Флорида).

Различават се **конкреционни и пластови (масивни) фосфорити**.

Първите са изградени от конкреции (нодули) с диаметър от 1 mm до 1 m, често с



фосфатизирани черупки или растителни останки и примеси от глинесто вещество, глауконит, кварц, фелдшпат и др. Образуват се в платформени условия при хумиден и ариден климат като асоциират с шейли и мергели. Находищата на пластови фосфорити обикновено са по-големи от тези на конкреционните като пластовете се простират до стотици km при дебелина от няколко cm до десетки m (напр. в Казахстан и САЩ - **фиг. 18.20**).

**Фиг. 18.20.** Пластови фосфорити: *Формация Фосфория, САЩ*

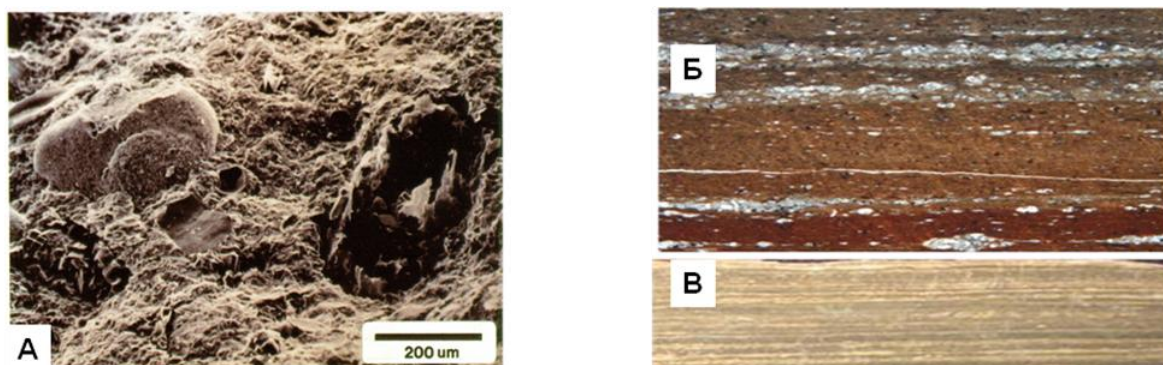
По външни белези те наподобяват варовици, мергели или пясъчници с различен цвят – бели, сиви, жълти или кафеникави; понякога неконсолидирани (и рахли) и са бедни

на органични останки. Характеризират се със зърнеста текстура като зърната (т.нар. *пелети*) са добре закръглени с диаметър около 2 mm, по-рядко са по-дребни във вид на оолити (фиг. 18.21А-Б). Има мнение, че това са фосфоритизирани екскременти (копролити). Изградени са от криптокристалинен *флуорапатит*, известен като *колофан* (фиг. 18.21В).



Фиг. 18.21. Оолитни (А) и пелоидни (Б) фосфорити от Айдахо и флуорапатит (В) от Флорида

В някои находища първоначалният им състав е бил карбонатен, а фосфатизацията е диагенетична (фиг. 18.22А). Те асоциират с кварц, глинести минерали, фрамбоидален пирит и органика (фиг. 18.22Б-В). Формират се предимно в аридни условия и се проследяват с варовици, доломити, пясъчници или кремъци.

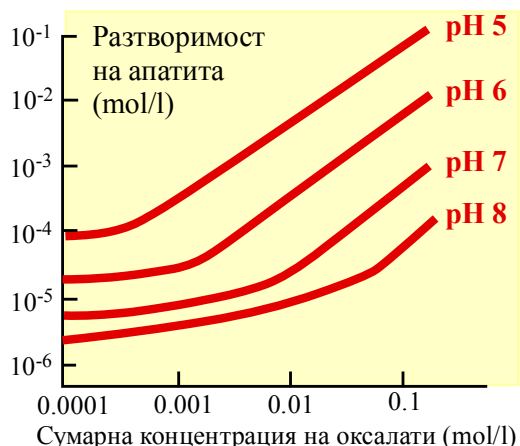


Фиг. 18.22. А - Пясъчници с диагенетични фосфорити: *Формация Фосфория, Уайоминг*; миоценски шейли с фосфатни нодули (Б) с около 15% органичен въглерод във фосфатните ламини (В): *Монтерей, Калифорния*

За произхода на морските фосфорити има различни биохимични хипотези, които имат една и съща принципна основа с два стадия на формиране – *биологичен и химичен*. Първият включва извличане на Р от организми и масовото им измиране, а вторият – диагенетични преобразувания в шелфовата зона с *upwelling* със заместване на карбонатните скелети с фосфати. Това добре обяснява конкреционните фосфорити, но не и пластовите, които почти не съдържат организмови останки. За тях се предполага по-съществена роля на директното химично утаяване на фосфати при пресищане в резултат от смесване на по-дълбочинни и богати на Р води с шелфовите, които също са с повишено съдържание на Р от измиране на организмите. Източникът на фосфор може да бъде и *вулканогенен* (от подводната вулканска дейност) като в този случай фосфоритите ще асоциират с Fe и Mn хидроксида и Si утайки в дълбоките части на океаните около СОХ. Предполага се, че докамбийските фосфорити (подобно на ВІF от типа Алгома) имат предимно подобен произход.

**Н.В!!!** Фосфоритите се формират в условия, сходни с тези на ивичестите Fe формации и оолитните Fe руди – континентални шелфове и плиткоморски обстановки, вкл. лагуни и

делти. Образуването им е свързано с издигане (upwelling) на студени океански води, обогатени на фосфор и други метали, които се утаяват на континенталния шелф поради намаляване на разтворимостта им със или без участие на организми. Фосфорът се разтваря в морската вода под форма на  $\text{PO}_4^{3-}$  (стабилен при силно алкални условия),  $\text{HPO}_4^{2-}$  (преобладаващият анионен комплекс) или  $\text{H}_2\text{PO}_4^-$  (стабилен в по-кисела среда), които се абсорбират от организми (за формиране на черупки, кости и зъби) и след измирането им образува Ca фосфат, който се трансформира в нечиста крипстокристалинна форма на апатит  $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3[\text{F},\text{OH}]$  или колофан (карбонат-апатит). Концентрацията на Ca фосфат в морската вода може да се опише чрез реакцията  $3\text{Ca}^{2+} + \text{H}_2\text{PO}_4^- \Leftrightarrow \text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2 + 2\text{H}^+$ , т.е. отлагането му зависи и от pH (фиг. 18.23).



Затова разтворимостта на апатита е най-висока в по-кисела и студена (подълбокоморска) среда, а при относително алкални и по-топли условия, характерни за континенталните шелфове той се утаява.

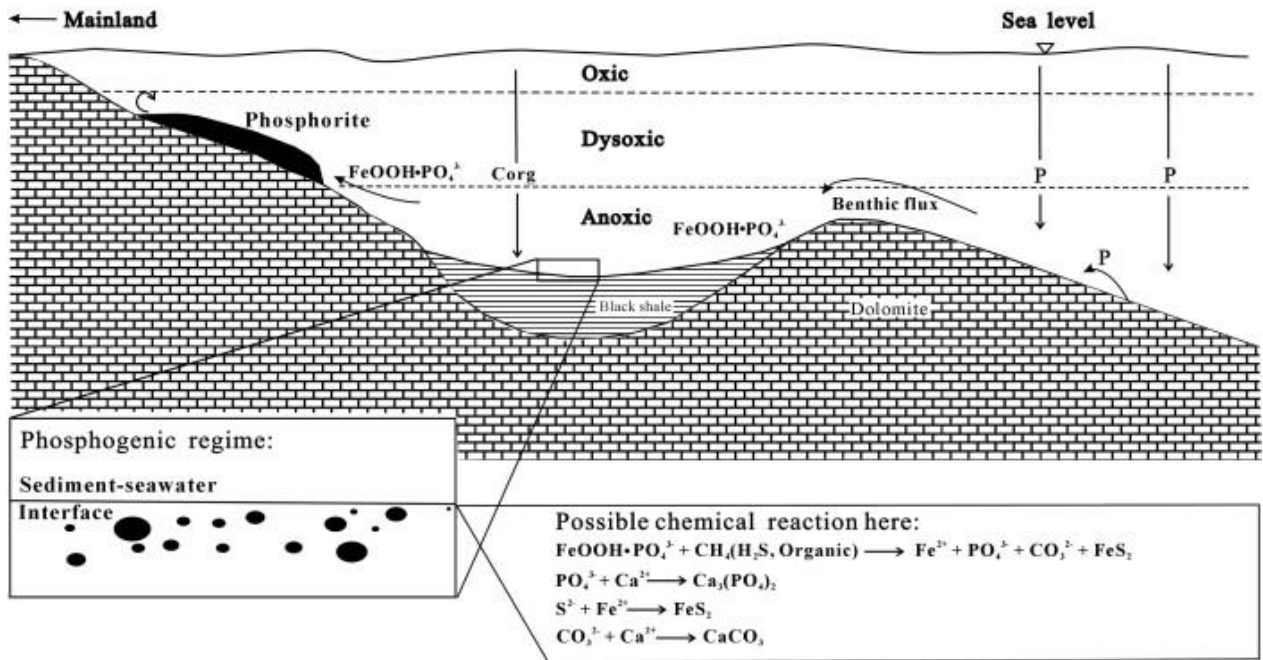
⇐ Фиг. 18.23. Разтворимост на апатита в морската вода като функция от pH и сумарната концентрация на оксалати (no Schwartz, 1971)

Дискусионен остава въпросът дали апатит/колофан се отлагат като първична утайка на границата вода-седимент или са резултат от диагенеза на седиментите. Типичното съдържание на разтворен фосфат в дълбоките части на океаните днес са ниски (около 5-100 ppb), а в плиткоморските обстановки е дори още по-ниско, поради усвояването му от организми. При тези ниски стойности на фосфата морската вода не би могла да е наситена по отношение на апатит и следователно директното му утаяване е трудно осъществимо, освен при висока биологична продуктивност и сезонни масови измирания, когато съдържанието на разтворени фосфати значително нараства (фиг. 18.24, 18.25). Предполага се, че концентрацията на фосфати в докамбрийските океани е била по-висока от днешната поради по-ниското съдържание на  $\text{O}_2$  и по-високото на  $\text{CO}_2$  в атмосферата и следователно морската вода е била по-кисела, а разтворимостта на фосфатите по-голяма. Няма данни и за биологичното му усвояване. Затова липсват големи докамбрийски находища на фосфорити, а малкото известни са резултат от директно утаяване на фосфати от морската вода.



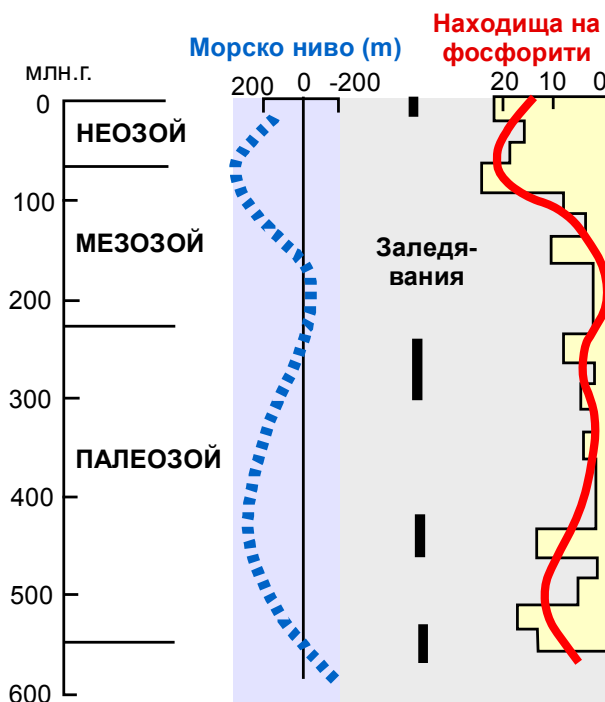
⇐ Фиг. 18.24. Модел на образуване на фосфорити в области на upwelling: контролира се от биологичната продуктивност и сезонните масови измирания, когато е възможно утаяване на апатит директно от морската вода поради повишената концентрация на разтворени фосфати (no Birch, 1980)





Фиг. 18.25. Механизми на утаяване на фосфати и образуване на фосфорити

**N.B!!!** Дълбоките части на океаните са огромен резервоар на фосфати, които се обогатяват още повече при забавяне на дълбочинната циркулация. Ако при движение на континенти се създадат нови морски пътища, особено на малки ширини, тогава акумулираният фосфат може да попадне в по-плитки части на моретата, вкл. шелфовата зона, където съдържанието му нараства до около 500 пъти и се формират огромни, но бедни находища на фосфорити. По-богати „орудявания“ се образуват при издигане на морското ниво (особено при трансгресии), което води до преработка на шелфовите акумулации и пренос на фосфатен материал към континента, където възникват големи находища в крайбрежни капани (като заливи и др.) и около структурни възвишения. Пример за такива са миоценските фосфатни находища във Флорида и Северна Каролина в САЩ.



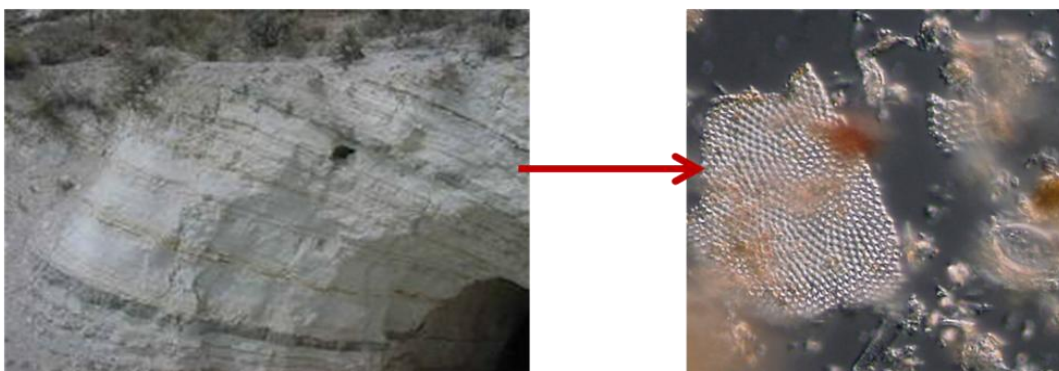
Съществено влияние върху фосфато-натрупването оказват глобалните климатични промени и евстатичните колебания на морското ниво (фиг. 18.26), т.к. при трансгресии морската циркулация става по-интензивна. Едни от най-големите находища са в пермската Формация Фосфория в западните части на САЩ, свързани с отваряне на океаните и екваториален upwelling. В подобна обстановка продължава акумулацията на фосфорити и сега по крайбрежието на Чили-Перу и Намибия.

← Фиг. 18.26. Корелация на периодите на фосфатонатрупване с евстатични колебания на морското ниво и заледявания (no Sheldon, 1980)

### 18.2.3. Силициеви скали

Биогенно-седиментен произход имат редица силициеви скали, в които  $\text{SiO}_2$  е главно под форма на халцедон или опал. Те се образуват с участие на организми-концентратори на  $\text{SiO}_2$  – предимно диатомови водорасли, силицийспонгии и радиоларии, които извличат разтворения  $\text{Si}$  за изграждане на скелетите си. След измирането им те се натрупват на дъното на басейна и се образуват органогенните кремъчни скали – диатомити, спонгилити и радиоларити. По-голямата част от  $\text{SiO}_2$  идва от сушата (от изветряне на силикатните скали), в по-малка степен от субаквални екshalации (sedex или volsex).  $\text{SiO}_2$  се пренася от течащи води под форма на истински или колоидни разтвори благодарение на защитното действие на хумусните киселини. Опал практически не се разтваря и затова се среща на всички дълбочини и в континентални сладководни, и в морски басейни. Основен негов концентратор от палеогена до сега са диатомеите, които образуват 70-75% от  $\text{Si}$  утайки. В гранулометрично отношение това са фини пелитови до алеврито-пелитови тини със сравнително еднороден състав. Сега те се формират в 3 пояса: в приполярните зони на двете хумидни умерени зони в северното и южното полукълбо и около екватора. Най-добре е изучен южният пояс, който образува пръстен около Антарктида, непосредствено над грубите айсбергови седименти (~ 40° ю.ш.) с широчина около 1000 m. В северната хумидна зона се срещат само в Тихия океан. Абиогенната компонента в диатомитовите тини е с вулканогенен или айсбергов произход.

**Диатомитите** са известни още като *кизелгур* или *инфузорна пръст*. Рядко са здрави и добре споени и обикновено лесно се стриват между пръстите. Те са финослоести и изключително леки – с ниско относително тегло и висока микропористост. Разнообразни на цвят, в повечето случаи светли, със специфична органогенна структура под микроскоп (**фиг. 18.27**). Освен опал съдържат примеси от глинесто вещество и алевритови частици, както и други органогенни останки –  $\text{Si}$  или карбонатни (главно фораминифери). Почти всички известни находища на диатомити са с неозойска възраст, т.к. тогава е максимумът в разпространението им. По-големи има в Калифорния (с дебелина до няколкостотин m), Русия (Поволжие и източен склон на Урал) и Китай. В България диатомити са установени сред плиоценските утайки в районите на гр. Гоце Делчев, в Софийско и Самоковско.



**Фиг. 18.27.** Кизелгур (инфузорна пръст) с органогенна структура

**Трепелите** според повечето автори са променени диатомити. Макроскопски са сходни, но нямат органогенна текстура (**фиг. 18.28А**). Изградени са от дребни опалови зърна (т.нар. глобули), които се смятат за резултат от разрушаване на органогенни  $\text{Si}$  съединения на диатомитовите скелети. Възможно е някои трепели да се образуват при изменение на спонгилити. По-големи находища са известни в Украйна и Италия (в района на гр. Триполи, откъдето идва и наименованието им).

**Опоките** са по-плътни кремъчни скали, изградени от аморфна маса от  $\text{SiO}_2$  със скелети на диатомеи, радиоларии и спонгии. Разглеждат се като частично преобразувани диатомити и трепели. Те са микрозърнести, добре споени, със значителна твърдост и

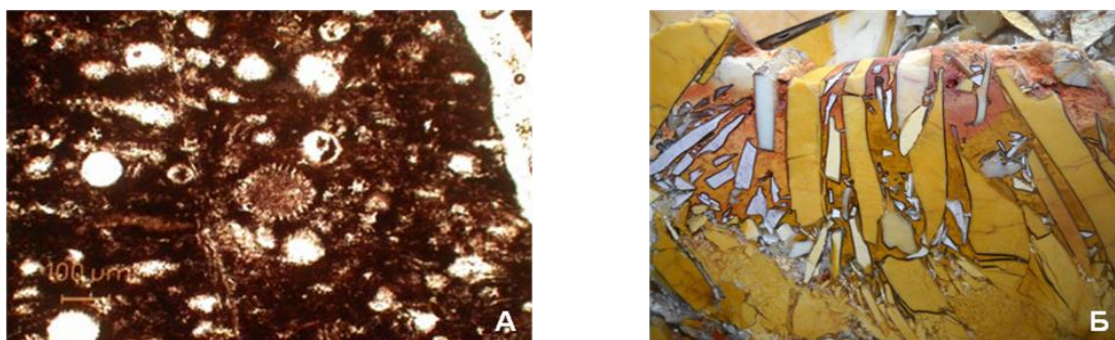


мидест лом (наподобяват мергели или кремъци), но имат висока пористост и малък обем (фиг. 18.28Б).



Фиг. 18.28. Трпели (А) и опоки (Б)

**Радиоларитите** се срещат по-рядко и са изградени от опалови скелети на радиоларии (фиг. 18.29А). Обикновено са добре споени, с примеси от глинесто вещество, спикули от Si-спонгии и скелети от диатомеи. С различно оцветяване, често с признаци на прекристализация (от опал в халцедон) и фациални преходи към други Si скали от типа на ясписите (фиг. 18.29Б). В днешно време радиоларитови тини са по-ограничено разпространени от диатомитовите и обикновено имат смесен (радиолариево-диатомитов) състав. Разпространени са главно в зоните на съвременно карбонататрупване на дълбочини под критичните за карбонати. Максималното им развитие е в екваториалния пояс между 15° ю. и с. ш. В северните части на умерените зони преобладават диатомеите и силно разреждат радиоларитите. Изключително са характерни за Индийския океан, по-малко Тихия и липсват в Атлантическия.



Фиг. 18.29. А – Радиоларити с органигенна структура; Б – Брекчирани ясписоподобни радиоларити: Западна Австралия

**Спонголити** са опалови скали с органигенна структура от спикули на Si спонгии. Те са с масивна текстура, добре споени или почти рахли, а цветът им варира от бяло, жълто до сиво и черно. Характеризират се с ниско относително тегло и висока микропористост. Освен биогенен опал, съдържат и безструктурен опал като спойка и примеси от глинесто и алевритово вещество, калцит, глауконит, Fe и Mn хидроксида. В съвременните океани нямат издържано пространствено развитие - обикновено са с петнеста локализация, отговаряща на местата с масово развитие на Si спонгии, напр. около ръба на Антарктическият шелф, т.к. са по-студенолюбиви.

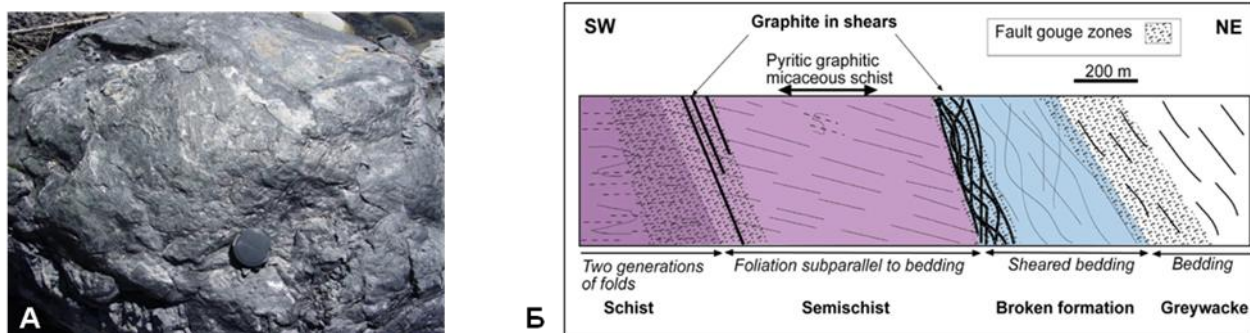
## Глава 19

### Метаморфогенно рудообразуване

#### 19.1. Общи сведения

Метаморфогенното рудообразуване включва два типа процеси: *метаморфозиращи* и *метаморфни*. Метаморфозиращите процеси водят до изменения на по-рано съществуващи минерализации заедно с вместващите ги скали до такава степен, че метаморфните белези във формата, строежа и състава на рудните тела доминират рязко над първичните, а промишлените им качества в повечето случаи стават по-добри. Метаморфните процеси засягат скали без промишлена стойност, които придобиват такава в резултат от прегрупиране на минералното вещество по време на метаморфизма. По подобие на процесите метаморфогенните находища се разделят на две групи: метаморфозирани и метаморфни. От своя страна метаморфозирани се отнасят към два класа: регионално и контактно метаморфозирани.

По принцип под **метаморфизъм** се разбира съвкупност от различни процеси в земната кора, при които се извършват минерални и структурни преобразувания в скалите при запазване на твърдото им състояние под действие на повишени температури и налягания и участие на  $H_2O$  и  $CO_2$ . Това е изохимичен процес без промени в химичния състав на изходната скала. Температурните му граници са от 150-200°C до поява на топилка с гранитен състав (като най-нискотемпературна) при около 900-1000°C. Ако има привнос-износ на компоненти метаморфизмът е алохимичен и се нарича метасоматоза (затова скарновите находища не са включени в тази група, т.к. рудните минерализации се отлагат на алохимичния и ретроградния стадий). Isoхимичният метаморфизъм е три типа: контактен (наричан също термален, т.к. основният фактор на промяната е температурата), динамичен и регионален (прогресивен и регресивен - т.нар. диафореза). Най-голямо значение за формиране на метаморфогенни находища има прогресивният регионален метаморфизъм и в по-малка степен контактният. Динамометаморфизмът е локализиран в тесни зони с много силна деформация и по същество не води до формиране на находища, но създава благоприятни условия за локализация на рудните тела (**фиг. 19.1**).



**Фиг. 19.1.** Грауваки със синдеформационен графит (А) в юрска зона на срязване (Б): *Отаго, Нова Зеландия*



**Импактни метаморфогенни находища** се срещат рядко: главно на декоративни и полускъпоценни тектити (разтопени скални късове, по-рядко с метеоритен произход) (**фиг. 19.2**). В големи астроблеми от типа на Попигайската в Русия се срещат и „технически“ диаманти.

← **Фиг. 19.2.** Молдавити: зелени до черни стъклоподобни тектити с твърдост 5-6

При метаморфизъм се променя първоначалната форма, строеж и състав на рудните тела. Обикновено те се сплескват и прекристализират, при което в повечето случаи размерът на зърната се увеличава. Преобладават пластообразни, лещовидни, лентовидни и жилообразни тела от плътни и впръслечни руди, усложнени от нагъване (поради преход на субстрата в пластично състояние). Размерите им понякога са много големи, напр. железистите кварцити се простират на десетки km при дебелина до първите няколко метра. Преобладаващите текстури са катакластична, ивичеста, шистозна, гънкова, очна и лъчеста. Рудите от колоидни стават кристални, а от финозърнести - едрокристални. Структурите придобиват белези, характерни за метаморфните скали като доминират гранобластична, порфиروبластична, лепидобластична, плочеста, влакнеста, листовидна и сноповидна.

Минералният състав се отличава с преход от хидрооксидни в оксидни съединения. Лимонит и други железни хидрооксиди се превръщат в хематит и магнетит; псиломелан и манганит се заместват от браунит и хаусманит; опалът преминава в кварц. Минералните модификации с малка плътност се изместват от минерали с по-голямо обемно тегло. Затова, напр., марказит се замества от пирит, а вюрцит - от сфалерит. Фосфоритите се преобразуват в апатит, а органичното вещество се графитизира. При контактен метаморфизъм по борнит се образува халкопирит. Възникват структури на разпад: борнит-халкопирит, сфалерит-халкопирит, галенит-каситерит. В желязосъдържащите сулфиди нараства количеството на пиротина за сметка на пирита, а при по-високи температури се образува и магнетит.

За минералните асоциации на метаморфогенните находища са характерни минерални парагенези на съответните метаморфни фациса (**табл. 19.1**). Метаморфизмът може да унищожи находища на полезни изкопаеми, особено на най-чувствителните към високите температури като битуми и самородна сяра.

**N.B!!!** Метаморфогенното рудообразуване е свързано с метаморфни процеси и би трябвало да включва прекристализация в твърдо състояние + образуване на пегматити при анатексис + метаморфогенните хидротермални находища (вкл. *алтийски тип жили*). Но в рудологията този термин се използва не много коректно и се отнася само за първото (метаморфизъм на твърдо вещество – т.нар. *метаморфозирани находища*), както и за находища, възникващи при промяна на скали, които преди не са били полезно изкопаемо (т.нар. *метаморфни находища*).

**Таблица 19.1.**

Видове метаморфогенни находища в различни фациса на регионалния метаморфизъм

Фацис	Минерална асоциация	Полезни изкопаеми
Зеолитов	кварц, албит, хлорит, пумпелиит	самородна мед (тип Горно езеро)
Зеленошистен	кварц, албит, биотит, мусковит, тремолит, хлорит, епидот	магнетит-хематитови кварцити, Au, U, плътен графит, азбест, наждак
Глаукофанов	кварц, спесартин, родонит, бустамит, глаукофан, егирин, жадеит, мусковит, епидот, калцит	силикатни Mn и Zn руди, магнетит-амфиболови руди
Амфиболитов	кварц, кианит, ставролит, плагиоклаз, гранат, амфибол, диопсид, слюда	итабирити, кианит, диаспор, силиманит, андалузит, корунд, кристален графит, илменит, апатит, наждак (emery)
Гранулитов	кварц, плагиоклаз, фелдшпат, амфибол, диопсид, хиперстен, гранат, силиманит, биотит, рутил	амфибол-пироксен-магнетитови кварцити, гранат, рутил
Еклогитов	омфациит, гранат, кианит, енстатит, рутил	рутил (Ti)



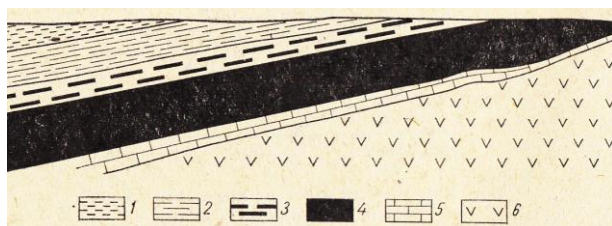
## 19.2. Физикохимични условия на образуване

Метаморфогенните рудообразователни процеси протичат при високи и повишаващи се температури, понякога при високо налягане и с участие на летливи компоненти като вода, въглероден двуокис, сероводород и др. Източниците на вода са няколко: реликтова (от порите в неметаморфозирани скали и от дехидратация на минералите), метаморфогенна (от разрушаване на хидроксилните групи) и ювенилна (порядко собствено магматична). В метаморфния процес тя изпълнява редица важни функции като: понижава температурата на метаморфните превръщания и многократно ги ускорява, увеличава кристализационната способност на минералите, изпълнява роля на активен разтворител и преносител на елементи и съединения, води до повишаване на флуидното налягане и съответно до хидравлично фрактуриране при крехка деформация и др. При метаморфизъм на скали с участие на карбонати голямо значение има парциалното налягане на въглеродния диоксид. То нараства в дълбочина за сметка на разлагането на минералите, съдържащи  $\text{CO}_2$ . Затова едновременно с увеличаването на степента на метаморфизъм, карбонатните минерали се заместват постепенно от силикатни, които са по-бедни на калций, манган и желязо.

## 19.3. Метаморфозирани находища

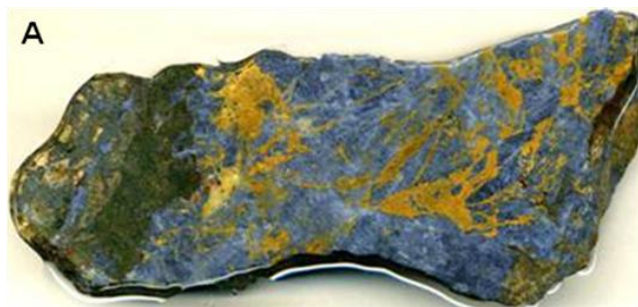
### 19.3.1. Контактно-метаморфозирани находища

При термален метаморфизъм в контактния ореол на магмените тела при бавното им изстиване могат да възникват находища на графит, корунд, апатит, магнетит и ванадий. Това до голяма степен се обуславя от характера на вместващите интрузивни скали. Ако в състава им присъстват въглища се формират находища на графит. Те са сравнително редки, по-характерни за Тунгуския басейн в Русия и са свързани с внедряване на сибирската трапова формация (т.нар. трапови базалти) (фиг. 19.3).



**Фиг. 19.3.** Курейско графитно находище в Тунгуския басейн, Русия (по Смирнов, 1972): 1 – горнокарбонски пясъчници; 2 – шисти и кварцити; 3 – графитови шисти; 4 – графит по въглища; 5 – карбонатни скали; 6 – диабазови трапове

Ако магмени интрузиви се внедряват във фосфорити могат да възникнат находища на апатит (напр. хребетът Каратау в Казахстан); а при наличие на боксити - корунд (обикновено тези находища не са големи като най-много има в Гърция). При по-слаб метаморфизъм се образуват диаспорови скали, а при по-силен бокситите се превръщат в наждак (emery) (фиг. 19.4А-Б) – абразивен материал, който се състои от корунд, шпинел, магнетит, рутил, андалузит, диаспор и др.



**Фиг. 19.4.** А - Корундит в диаспорит (тъмнозелен): находище на наждак на о-в Наксос, Егейско море, свързано с еоцен-миоценски метаморфизъм; Б – Emery (сапфиринит и магнетит): Солт Хил, Ню Йорк

При термален метаморфизъм на окисни и карбонатни железни руди се формират магнетитови находища, които понякога трудно се различават от скарновите. Срещат се в Русия (в Южна Якутия и Забайкалие), Полша (Ковари), Швеция (Мансие), Германия (Остероде), САЩ (в района на Горно езеро) и др. Някои автори отнасят към този тип и Мартиново у нас (според други е скарново). Твърде своеобразно е и находището на самородно желязо Овифак в Гренландия, формирано в контактния ореол на базалти чрез преобразуване на първични акумулации от Fe сулфиди, карбонати и оксиди в присъствие на въглерод, заимстван от въглища. Към тази група се отнася и ванадиевото находище Минас Рагра в Перу - единствено в света с патронит  $VS_4$ , образувано в битуминозни шисти. В контактния ореол на пясъчливо-глинести скали се формират хорнфелзи, които могат да се използват като строителен и огнеупорен материал.

### 19.3.2. Регионално-метаморфозирани находища

При регионален метаморфизъм се образуват регионално-метаморфозирани находища - предимно Fe, Mn, Ti, P, Au, U, (Pb-)Zn и Cu. Най-типичен пример са т.нар. **ивичести железисти кварцити** (син. *джеспелити* за финоивичестите руди или *итабирити* в Бразилия с доста слюда – **фиг. 19.5А-Б**), локализирани в скални комплекси, които са метаморфозирани в зеленошистен, по-рядко амфиболитов фациес. Рудите са изградени главно от кварц и магнетит > хематит > сидерит. По произход са два типа: вулканогенно-седиментни (тип Алгома) и седиментни (вкл. биохимично-седиментни – тип Горно езеро). Първите асоциират с базични метавулканити (ортометаморфити), срещат се по-рядко (напр. в пояса Абитиби в Канада, а според проф. Кольковски и у нас в Гоцеделчевско), запасите им не са големи, а текстурата не е така подчертано слоиста. Вторите представляват най-големите находища на Fe в света, въпреки че са сравнително бедни. Почти всички са докамбрийски и се разкриват в щитовете, напр. в Канадския (Горно езеро в САЩ), Украинския (Курска магнитна аномалия и Кривой рог), Бразилския (т.нар. Железният четириъгълник), Индийския, в западната част на Австралия (басейн Хамърсли) и др. Най-благоприятни са случаите на вторично обогатени железисти кварцити, когато при  $pH > 8$  кварц се изнася, а магнетит преминава в хематит (напр. в Кривой рог и Минас Жерайс). Рудите са сравнително чисти по отношение на вредни примеси, особено S и P, но са финослоисти и твърди (т.е. има съществени загуби при смилане и обогатяване).



**Фиг. 19.5.** А - Нагънати и разломени джеспелити: *Хамърсли, Западна Австралия;*  
Б – Итабирити: *Минас Жерайс, Бразилия*

**Регионално-метаморфозирани Mn руди** са два вида в зависимост от първоначалния състав на находищата: окисен или силикатно-карбонатен. При промяна на първично окисни Mn руди с кварц, Mn гранат, Mn пироксени и амфиболи се образуват т.нар. *гондити* (кварц-карбонат-спесартинови скали), които се срещат в Индия, Бразилия, Казахстан; а на първично опал-карбонатни Mn руди с родонит, бустамит и др. - т. нар. *кодурити*, характерни за Западен Сибир, Испания и др. Важна е и хипергенната им

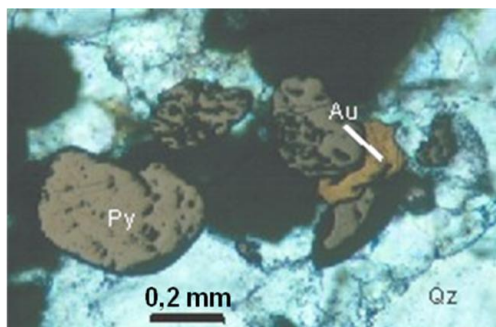


преработка, при която възникват Mn оксиди и хидроксиди – главно хаусманит, манганит, по-малко пиролизит. Те се използват като източник на Mn (който е доста неравномерно разпределен в света, а е необходим за легиране на стомани).

**Метаморфозираниите Ti находища** се образуват при метаморфизъм на древни разсипи и коренни магматични руди. Първите са характерни за *Башикирското подуване* в Русия, където в протерозойски пясъчници се срещат прослойки с дебелина до 2,5 m от илменит (до 250-400 kg/t) и циркон (до 30 kg/t). Пример за регионално метаморфозирани първично магматични минерализации с формиране на висококачествени масивни илменит-магнетитови и впръснати илменитови руди е *Отанмяки* във Финландия (въпреки че редица автори го отнасят към групата на магматичните находища). То е привързано към амфиболити, образувани при метаморфизъм на рудоносно габро като богатите руди тук съдържат около 12% TiO<sub>2</sub>.

При метаморфизъм на **фосфорити** възникват апатитови находища, напр. в Сибир (Слюдянка), където са привързани към докамбрийски силно дислоцирани гнайси и шисти с пачки от мрамори. Прослойките от апатит достигат до 5-15 m със средно съдържание на P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> между 2,5 и 11,5%.

Важно промишлено значение имат т.нар. **метаморфозирани кварцови Au-U конгломерати**, характерни за РЮА (Витватерсранд – най-дълбокият подземен рудник в света, в който се работи на 3600 m, а се сондира до 4600 m), Гана (Тарква), Канада и др. Това са първично седиментни находища, при метаморфизъм на които става прегрупиране на голяма част от веществото в рамките на отделните рудни пластове („рифове“). Златото е както първично, така и вторично; докато урановите минерали (уранинит, бранерит и др.) са предимно първично (внесени като теригенна фракция в басейна). Конгломератите са олигомиктови или мономиктови. Късовете са закръглени, изградени от жилин кварц, порядко кварцити или шисти, с размери 3-6 mm, на места раздробени. Тъмният цимент на конгломератите се състои от кварц, серицит, хлорит, карбонат, въглищно вещество и сулфиди. В късовата фракция се установяват най-различни минерали като хромит, циркон,



шпинел, гранат, ксенотим, монацит, рутил, диаманти, срастъци от осмиев иридий и платина, турмалин, апатит и др. Сред сулфидите, които изграждат 5-10% от рудната маса, най-разпространен е пиритът (**фиг. 19.6**), но се срещат също пиротин, арсенопирит, галенит, сфалерит, пентландит, кобалтин, скутерудит и др.

⇐ **Фиг. 19.6.** Пирит и Au в метаморфозирани кварцови конгломерати: *Витватерсранд, РЮА*

Регионално метаморфозираниите **Zn находища** са несулфидни с участие на *франклинит* (Zn,Mn)Fe<sub>2</sub>O<sub>4</sub>, *гаанит* ZnAl<sub>2</sub>O<sub>4</sub> и *вилемит* Zn<sub>2</sub>[SiO<sub>4</sub>] (**фиг. 19.7А**). Най-известни са среднопротерозойските Mn-носни Fe-Zn окисно-силикатни находища Франклин и Стерлинг Хил (Ню Джърси) в провинция Гренвил, САЩ, които са синхронни с почти изохимичния метаморфизъм на Fe-окисно-калцитен протолит и по изотопните си характеристики съответстват на Fe кварцити тип Горно езеро. Някои автори отнасят към тази група и едно от най-големите Pb-Zn находища в света - Брокън Хил в Австралия с протерозойска възраст, което е метаморфозирано в гранулитов фациес (**фиг. 19.7Б**). Въпреки че метаморфизмът значително променя състава и строежа на рудните тела, първичният му хидротермален произход има определящо значение за формирането му и затова то обикновено се разглежда при sedex-тип орудявания.

Някои от докамбийските масивно-сулфидни находища (Cu-Zn тип Норанда, рядко тип Беси – **фиг. 19.8**) също са метаморфозирани и деформирани, което води до промяна в състава, строежа и формата на рудните тела. Обаче и те най-често се отнасят към групата на хидротермалните, т.к. вулканогенно-ексхалативните процеси са тези, които предопределят акумулацията на вещество, а наложената деформация по-скоро затруднява тяхната експлоатация (налага се реконструкция на първичната стратиграфия, за да се открият благоприятните рудни хоризонти).



**Фиг. 19.7.** А - Ивичести гнайсовидни Zn руди с франклинит (черен), вилемит (жълто-зелен) и цинкит ZnO (червен); Франклин, САЩ; Б - Галенит-спесартинови руди: Брокън Хил, Австралия



**Фиг. 19.8.** Реконструкция на идеализирана рудна леща в масивно-сулфидното находище Гороб в амфиболитовия пояс Матчлес, Намибия (по Pirajno, 1992)

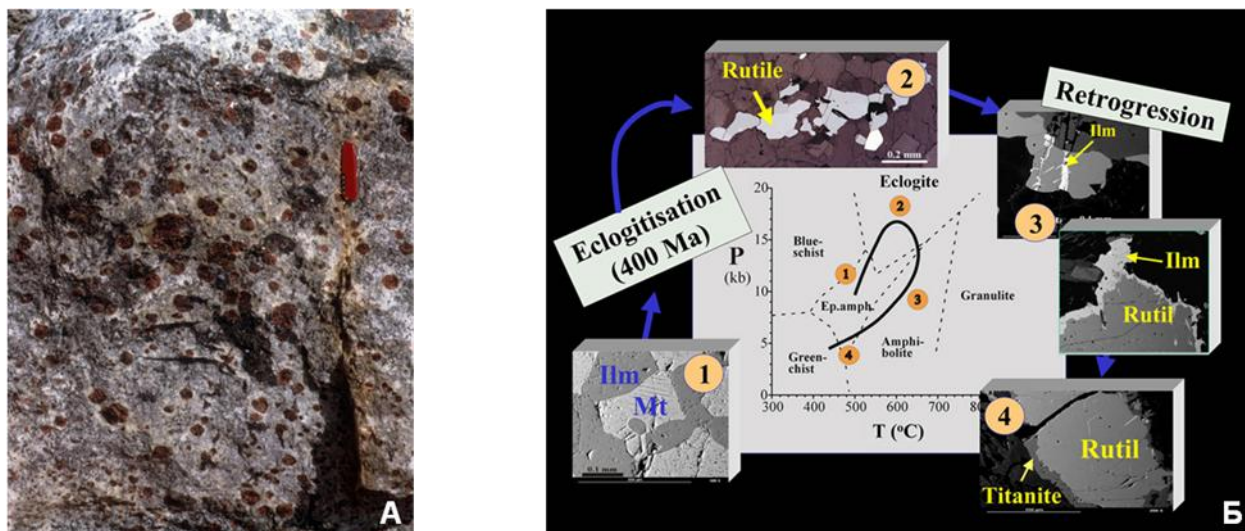
#### 19.4. Метаморфни находища

Метаморфните находища възникват по време на самия метаморфен процес в резултат от прекристализация и ремобилизация на вещество от скалните комплекси. Образуват се големи по обем тела с унаследена или новосъздадена форма. В зеленошистен фациес се формират находища на азбест; в амфиболитов – на високоалуминиеви силикати (трите модификации на  $Al_2SiO_5$  - дистен, силиманит и андалузит<sup>24</sup>), графит, корунди слюда; в гранулитов – на гранат; в еклогитов – на рутил (титан). Практическо значение могат да имат и самите скали - кварцити, шисти, мрамори и др.

Находища на *кианит* (от метаморфизъм на глинести скали) са характерни за Русия (Колски п-ов, Якутия, Карелия), Северна Индия, САЩ, Швеция, Франция, Малави, Зимбабве и др., като минерализации без промишлено значение се срещат и у нас в Чепеларе. Находища на *гранат* (от метаморфизъм на глинести скали с повече карбонат, но не мергели) са известни в Русия (Урал, Карелия), Китай, Шри Ланка, Канада, Танзания,

<sup>24</sup> Трите модификации на  $Al_2SiO_5$  често се използват като *геотермометър* и *геобарометър* (особено тройната им точка при около 550°C и налягане 3,5 кбара), т.к. андалузитът е устойчив при висока температура и ниско налягане, кианитът – при средна температура и високо налягане, а силиманитът – при висока температура и високо налягане.

Кения и др. (фиг. 19.9А), а на *графит* (от метаморфизъм на първично седиментно битуминозно вещество) в Русия (Урал, Далечният Изток), Украйна, Финландия, Испания, Бохемския масив, Канада, САЩ, Мексико и др. У нас графитови шисти и мрамори с графит се срещат по р. Въча в Родопите. Находища на *рутил* се формират при метаморфизъм на базични скали (фиг. 19.9Б). Ti се освобождава от решетката на фемичните минерали и се образува *рутил* – в едни случаи е на иглици (у нас около х. Руен в Осогово), в други се мобилизира (въпреки инертността на Ti) и в ортометаморфитите или около тях образува жили, наподобяващи пегматити (в Скандинавия и у нас в Аврен, Източни Родопи).



Фиг. 19.9. А - Гранатова руда от Руби Маунтин Майн със средно съдържание на пироп-алмандин около 15%; Б - Метаморфна еволюция на Fe-Ti оксиди

Към тази група се отнасят и находищата на „jade“<sup>25</sup>: (а) на *нефрит*, които обикновено се срещат във вид на лещи, формирани при ретрограден метаморфизъм (най-често на перидотити и габро) в Австралия, Русия, Корея, Швейцария, Канада, Нова Зеландия и др. (фиг. 19.10) и (б) на *жадеит*, образувани на прехода глаукофан-еклогитов фацес в серпентинизирани перидотити<sup>26</sup> по разломи в зони на субдукция на много голяма дълбочина (> 16-20 km) в Русия, Япония, Китай, Мианмар и Гватемала.



← Фиг. 19.10. Нефрит от Полар Джейд Майн, Британска Колумбия, Канада

<sup>25</sup> Терминът “jade” се използва за два типа метаморфни скали, изградени в единия случай от *нефрит* perthite (масивно микро- до крипнокристалинна разновидност на тремолит или актинолит), а в другия – от *жадеит* jadeite (високобаричен алкален пироксен).

<sup>26</sup> Въпросът дали асбестовите серпентинитови минерали са с метаморфен или хидротермален произход остава открит, т.к. физико-химичните им условия на образуване се припокриват до голяма степен. По традиция, серпентинизацията се отнася към метаморфните процеси, въпреки че по същество само автосерпентинизацията може да се включи (и то условно) в тази група предвид регионалната ѝ проява.



## Основна литература

- Иванов, И. М. 1991. Гранитните пегматити в България. Изд. на БАН, 205 с.
- Невский, В. А., А. А. Фролов. Структуры рудных месторождений кольцевого типа. Недра, Москва, 1985, 247 с.
- Омельяненко, Б. Н. 1978. Околорудные гидротермальные изменения пород. Недра, Москва, 216 с.
- Смирнов, В. И. 1972. Геология на полезните изкопаеми. Наука и изкуство, София, с. 742.
- Фролов, А. А. 1975. Структура и орудение карбонатитовых массивов. Недра, Москва, 160 с.
- Carbonatites – into the twenty-first century. 1999. Bell, K., B. A. Kjarsgaard, A. Simonetti. *Journal of Petrology*, vol. 39, 11-12, 1839-1845.
- Černý, P., P. L. Blevin, M. Cuney, D. London. 2005. Granite-related ore deposits. *Econ Geol 100<sup>th</sup> Anniversary vol.*, 337-370.
- Cline, J. S., A. H. Hofstra, J. L. Muntean, R. M. Tosdal, K. A. Hickey. 2005. Carlin-type gold deposits in Nevada: critical geologic characteristics and viable models. *Econ Geol 100<sup>th</sup> Anniversary vol.*, 451-484.
- Dill, H. G. The “chessboard” classification scheme of mineral deposits: Mineralogy and geology from aluminum to zirconium – *Earth-Science Reviews*, 2010, 100, 1-420 p.
- Evans, A. M. 1993. *Ore Geology and Industrial Minerals*. Oxford. BSP, p. 390.
- Evans, A. M. 1997. *An Introduction to Economic Geology and its Environmental Impact*. Blackwell Science, p. 364.
- Geochemistry of hydrothermal ore deposits. 1997. Ed. Barnes, H. L. John Wiley & Sons, Inc., New York, p. 875.
- Goldfarb, R. J., T. Baker, B. Dube, D. I. Groves, c. J. R. Hart, P. Gosselin. 2005. Distribution, character and genesis of gold deposits in metamorphic terranes. *Econ Geol 100<sup>th</sup> Anniversary vol.*, 407-450.
- Guilbert, J. M., C. F. Park. 1986. *The Geology of Ore Deposits*. Waveland Press, Inc., 985 p.
- Gurney, J. J, H. H. Helmstaedt, A. P. Roex, T. E. Nowicki, S. H. Richardson, K. J. Westerlund. 2005. Diamonds: crustal distribution and formation processes in time and space and an integrated deposit model. *Econ Geol 100<sup>th</sup> Anniversary vol.*, 371-405.
- Hydrothermal iron oxide copper-gold & related deposits: a global perspective. 2000. Ed. Porter, T. M., vol. 1, PGC Publishing, Adelaide, p. 349.
- Hydrothermal iron oxide copper-gold & related deposits: a global perspective. 2002. Ed. Porter, T. M., vol. 2, PGC Publishing, Adelaide, p. 377.
- Hedenquist, J. W. 1995. Origin and exploration of epithermal gold deposits. *Univ. Budapest*, 215 p.
- Leach, D. L., D. F. Sangster, K. D. Kelley, R. R. Large, G. Garven, C. R. Allen, J. Gutzmer, S. Walters. 2005. Sediment-hosted lead-zinc deposits: a global perspective. *Econ Geol 100<sup>th</sup> Anniversary vol.*, 561-607.
- Meinert, L. D., G. M. Dipple, S. Nicolescu. 2005. World skarn deposits. *Econ Geol 100<sup>th</sup> Anniversary vol.*, 299-336.
- Mineral deposit modeling. 1997. Eds. Kirkham, R. V., W. D. Sinclair, R. I. Thorpe, J. M. Duke, Geological Association of Canada, p. 798.
- Pirajno, F. 1993. *Hydrothermal Mineral Deposits*. Springer-Verlag, p. 709.
- Pirajno, F. 2009. *Hydrothermal Processes and Mineral Systems*. Springer, p. 1250.
- Robb, L. 2005. *Introduction to the ore-forming processes*. Blackwell Publ. p. 373.
- Sawkins, F. J. 1990. *Metal deposits in relation to plate tectonics*, 2<sup>nd</sup> edn. Springer, Berlin Heidelberg New York, 461 pp.
- Seedorff, E., J. H. Dilles, J. M. Proffett, M. T. Einaudi, L. Zurcher, W. J. A. Stavast, D. A. Johnson, M. D. Barton. 2005. Porphyry deposits: characteristics and origin of hypogene features. *Econ Geol 100<sup>th</sup> Anniversary vol.*, 251-298.
- Simmons, S. F., N. C. White, D. A. John. 2005. Geological characteristics of epithermal precious and base metal deposits. *Econ Geol 100<sup>th</sup> Anniversary vol.*, 485-522.
- Williams, P. J, M. D. Barton, D. A. Johnson, L. Fontbote, A. Haller, G. Mark, N. Oliver, R. Marschik. 2005. Iron Oxide Copper-Gold deposits: geology, space-time distribution and possible modes of origin. *Econ Geol 100<sup>th</sup> Anniversary vol.*, 371-405.

<http://www.mmc.gea.uni-sofia.bg> → Рудообразователни процеси; В. Ковачев