

CLASSIFICAZIONE DEI MINERALI

Il desiderio di classificare ovvero quello di collocare oggetti o persone in gruppi differenti è una caratteristica distintiva del genere umano.

I sistemi di classificazione possono essere basati su semplici caratteristiche fisiche (come il colore, la forma, le dimensioni, la risposta a stimoli esterni, località di ritrovamento, eccetera), ma un sistema di classificazione sarà altrettanto primitivo o imperfetto come lo siano le teorie su cui la classificazione si basa (Burke 1969).

La classificazione dei minerali si è evoluta assieme agli sviluppi in chimica, fisica e cristallografia su cui i susseguenti sistemi sono basati.

La chiave del successo di una classificazione risiede sulla natura delle unità di descrizione che definisce una *specie*, cioè cosa fa una specie minerale diversa da un'altra facendogli meritare di essere riconosciute separatamente con un nome proprio.

La esistenza di *collezioni di riferimento* (come quelle personali o istituzionali create durante l'800 e il 900) è fondamentale per lo sviluppo di classificazione perché noi possiamo confrontare eventuali campioni.

Attualmente tra i criteri di classificazione dei minerali, il più utilizzato è quello cristallografico, pubblicato dal mineralista tedesco Hugo Strunz nel 1941.

Questo sistema di classificazione ormai giunto alla nona edizione, organizza i minerali in base all'anione o gruppo anionico dominante (criterio chimico) in 10 classi a partire dagli elementi nativi fino ai silicati, e sono i minerali chimicamente più complessi. Chiudono la serie i minerali "organici". All'interno delle classi ulteriori suddivisioni sono fatte su base strutturale.

Classificazione dei minerali di Strunz:

1. *Elementi nativi*
2. *Solfuri* S^{-2} e *Sulfosali* $S+As, Sb, Bi / Se, Te$
3. *Alogenuri* Cl^{-}, F^{-}
4. *Ossidi e idrossidi* $O^{-2}, (OH)^{-}$
5. *Carbonati* $(CO_3)^{2-}$ e i *Nitrati* $(NO_3)^{-}$
6. *Borati* $(BO_3)^{3-}, (BO_4)^{5-}$
7. *Solfati* $(SO_4)^{2-}$, *Cromati* $(CrO_4)^{2-}$, *Molibdati* $(MoO_4)^{2-}$, *Tungstati* $(WO_4)^{2-}$, *Selniati* $(SeO_4)^{2-}$, *Tellurati* $(TeO_4)^{2-}$
8. *Fosfati* $(PO_4)^{3-}$ *Arseniati* $(AsO_4)^{3-}$ *Vanadati* $(VO_4)^{3-}$
9. *Silicati* $(SiO_4)^{4-}$
10. *Composti organici (formiati, acetati, ossalati, cianati, sali di benzene).*

REGOLE DI CLASSIFICAZIONE DEI MINERALI

Dal 1958 la nomenclatura e classificazione dei minerali è compito dell' International Mineralogical Association a cui aderiscono 38 società nazionale di mineralogia. L' IMA mantiene l'elenco ufficiale di minerali.

Riguardo ai dati strutturali disponibili sui minerali uno dei più completi è mantenuta dalla Mineralogical Society of America.

Una proposta di un nuovo minerale deve essere sottomessa all'IMA - CNMNC seguendo un formulario delle regole. La commissione esamina la proposta di eventualmente la approva.

GERARCHIE MINERALI

Le specie minerali possono essere raggruppati in modi diversi:

- in base alla chimica;
- in base alla struttura cristallina,
- in base a dove compaiono;
- in base alle associazioni;
- in base alla genesi;
- in base alle risorse che rappresentano.

Per l'IMA – CNMNC le specie devono essere raggruppate in base alla composizione chimica e la struttura cristallina.

Gruppo minerale: Un gruppo minerale è costituito da due o più minerali con la stessa o sostanzialmente la stessa struttura (quindi non è necessario che siano isostrutturali), e composto di elementi chimicamente simili.

- L'espressione «**la stessa struttura**» significa strutture isotipici, cioè strutture appartenenti ad un tipo strutturale. Le strutture cristalline che possono essere considerate come «*essenzialmente le stesse*» possono essere ricomprese con il termine '**omeotipiche**'. Come definito da **IUCr**, "due strutture sono considerati omeotipiche se tutte le caratteristiche essenziali della **topologia** sono conservati tra loro. In particolare, le strutture omeotipiche non hanno necessariamente lo stesso gruppo spaziale. Pertanto varianti cristallografiche, come superstrutture, sottostrutture e differenze di ordinamento cationico, che possono dare origine a celle multipli e/o diversi gruppi spaziali, sono considerati omeotipiche.
- Elementi «**chimicamente simili**» si intendono gli elementi che hanno simile comportamento cristallografico-chimico. Così, minerali **isoconfigurazionali** composti da elementi con dissimili comportamento cristallografico-chimico, come galena, periclasi e salgemma, non devono essere considerati come appartenenti allo stesso gruppo. I siti strutturali non occupati (**vacanze**) devono essere trattati allo stesso modo degli elementi chimici ai fini del collocamento in un gruppo.

Si può definire una gerarchia:

- **Classe minerale;**
- **Sottoclasse minerale;**
- **Famiglia minerale;**
- **Supergruppo minerale;**
- **Gruppo gruppi minerale;**
- **Sottogruppo minerale o serie minerale.**

Le **classi** si stabiliscono in funzione dell'anione / ossianione o l'assenza di queste (esempio: classe elementi nativi).

Le **sottoclassi** si stabiliscono in funzione della polimerizzazione dell'ossianione (nesosilicati, ciclosilicati, eccetera). Ad esempio tradizionalmente i borati si dividono in monoborates, diborates, triborates, tetraborates.

Le **famiglie** minerali applicano ai gruppi e/o supergruppi aventi caratteristiche strutturali e/o chimiche simili che li rendono unici (esempio: zeoliti, feldespatoidi, famiglia della pirite - marcasite comprendente il gruppo della pirite ed il gruppo della marcasite).

Il **supergruppo** comprende due o più gruppi di minerali che hanno essenzialmente la stessa struttura e sono composti da elementi chimicamente simili.

CRISTALLOCHIMICA DEI SILICATI

Caratterizzati dal gruppo $[SiO_4]^{4-}$ quindi abbiamo un atomo di silicio in coordinazione 4, configurando un tetraedro, dove ai vertici del tetraedro ci sarà un atomo di ossigeno e al centro del tetraedro ci sarà un atomo di silicio tetravalente. Quindi questo ossianione avrà una carica 4^- .

Abbondanza dei minerali nella litosfera:

I silicati sono i minerali più abbondanti nella litosfera costituiscono di fatti circa il 92% dei minerali che si trovano nella litosfera. Non sono distribuiti in modo omogeneo, difatti ad esempio i plagioclasati sono nettamente quelli più abbondanti insieme feldspati alcalini, quindi metà dei silicati che si trovano nella crosta terrestre è composta dai feldspati.

A seguire troviamo il quarzo, pirosseni, anfiboli, miche, argille e altri silicati, e infine i non silicati.

Questi gruppi $[SiO_4]^{4-}$ hanno una spiccata tendenza alla polimerizzazione dal momento che la forza di legame di un silicio:

1. E' pari alla metà della carica dell'ossigeno;
2. Ne deriva che gli ossigeni tendono ad essere condivisi da due Si.

In questo modo si parla di polimerizzazione: quindi due o più tetraedri che condividendo un ossigeno iniziano a costituire una struttura via via più complessa.

Quindi è possibile avere tetraedri isolati nella struttura che compensano la loro carica con dei cationi e non polimerizzano, oppure possono mettere in comune tra di loro 1, 2, 3 fino a 4 vertici, ma mai accadrà la condivisione di un lato o di uno spigolo o tantomeno di una faccia.

I silicati sono classificati sulla base del grado di polimerizzazione dei gruppi $[SiO_4]^{4-}$:

- **Nesosilicati;**
- **Sorosilicati;**
- **Ciclosilicati;**
- **Inosilicati;**
- **Fillosilicati;**
- **Tectosilicati.**

NESOSILICATI

Vengono chiamati nesosilicati dalla parola greca “*nesos*” che significa isola di fatti vengono chiamati silicati ad isola poiché i tetraedri sono isolati. I tetraedri non condividono ossigeni tra di loro quindi non c'è polimerizzazione. Se andiamo ad osservare il rapporto tra silicio e ossigeno nella formula è di 0.25 quindi un quarto ($Si/O = 1/4 = 0.25$).

Esempi:

- *Olivine*;
- *Granati*;
- *Silicati di alluminio*;
- *Zircone*;
- *Topazio*;
- *Staurolite*;
- *Titanite*.

La struttura è particolarmente compatta dei nesosilicati favorisce medio - alti pesi specifici (3 - 4.5), alta durezza e difficile sfaldatura.

Quindi la struttura è particolarmente compatta poiché i vuoti sono riempiti dai cationi che danno compensazione di carica agli ossigeni.

SOROSILICATI

Sono i cosiddetti silicati a gruppo, dalla parola greca “*soros*” che significa gruppo. Avremo gruppi di due o più tetraedri condividenti un ossigeno.

Nella maggioranza dei casi abbiamo sorosilicati che hanno due tetraedri che condividono un ossigeno ma possono esserci gruppi *disilicatici* quindi che appunto condividono un ossigeno (vertice), ma avranno anche dei tetraedri isolati, ma ci sono anche sorosilicati che condividono tre o quattro vertici. Quindi può essere anche che si formano delle catene ma non delle catene infinite ma gruppi disconnessi.

Se consideriamo i *disilicati* il gruppo silicatico è $(Si_2O_7)^{6-}$ perché un ossigeno è condiviso tra due tetraedri. Il rapporto tra silicio e ossigeno è 0.29 quindi $2/7$ ($Si/O = 2/7 = 0.29$).

Esempi:

- *Epidoti*;
- *Vesuviana* (coesistenti con gruppi tipo nesosilicato).

CICLOSILICATI

Derivanti dalla parola greca “*cuklos*” che significa circolo difatti sono silicati ad anello. Si avranno anelli di tetraedri ciascuno dei quali condivide due ossigeni con altri tetraedri. Possibilità più frequente è quella di avere anelli di 6 tetraedri quindi nella formula il gruppo ossianionico sarà pari a $(Si_6O_{18})^{12-}$.

Formula generale: $(Si_nO_{3n})^{2n-}$

Il rapporto tra silicio e ossigeno è di 0.33 ovvero $1/3$ ($Si/O = 1/3 = 0.33$).

Esempi:

- **Berillio;**
- **Tormalina.**

INOSILICATI

Derivano dalla parola “*inos*” che significa catena e sono i cosiddetti silicati a catena. Si hanno catene infinitamente allungate di tetraedri ciascuno dei quali condivide due ossigeni con altri due tetraedri (**catena semplice**) o alternativamente due e tre ossigeni con altri due e tre tetraedri, rispettivamente (**catena doppia**).

Catena semplice

Tra i più frequenti abbiamo:

- **Pirosseni** $(Si_2O_6)^{4-}$;
- **Wollastonite** $(Si_3O_9)^{6-}$

Il rapporto tra silicio e ossigeno è 0.33 e quindi $1/3$ ($Si/O = 1/3 = 0.33$).

Catena doppia

Esempio: **Anfiboli.**

Si ha la formazione di catene dove alcuni tetraedri condividono solo due ossigeni altri ne condividono tre. Il rapporto tra silicio e ossigeno è di 0.36 ovvero $4/11$ ($Si/O = 4/11 = 0.36$).

FILLOSILICATI

Della parola “*jullos*” in greco che significa foglia, sono appunto i cosiddetti silicati a foglia dove si avrà uno sviluppo planare di tetraedri ciascuno condividente 3 ossigeni con tetraedri adiacenti.

Il rapporto tra silicio e ossigeno aumenta ancora, diventa di 0.40 che è uguale a $2/5$ ($Si/O = 2/5 = 0.40.$)

Gruppo ossianionico generale per i fillosilicati (Si_2O_5)²⁻.

Esempi:

- *Talco;*
- *Pirofillite;*
- *Miche;*
- *Cloriti;*
- *Serpentini.*

TECTOSILICATI

La parola è definita dalla parola greca “*tectos*” che significa costruzione e difatti sono definiti silicati a edificio. Vengono così definiti perché hanno uno sviluppo tridimensionale di tetraedri ciascuno condividete tutti gli ossigeni con altri tetraedri adiacenti.

Quindi hanno impalcature tridimensionale e hanno la massima polimerizzazione.

Il rapporto tra silicio e ossigeno è di 0.50 ovvero $1/2$ ($Si/O = 1/2 = 0.50$).

Quindi questi si formeranno dove il rapporto tra silicio e ossigeno è molto disponibile.

Il gruppo sarebbe SiO_2 e una carica complessiva 0, questo significa che nominalmente non hanno bisogno di cationi, quindi basta legare i tetraedri e avremmo tutti i tectosilicati.

Nella realtà non è così, il perché è un concetto di compensazione di carica. Se abbiamo solo silicio esso avrà la carica compensata quindi non avrei bisogno di altri cationi basterebbe la silice per fare tutti i tectosilicati e non avremo altri minerali, tuttavia non è così perché oltre alla silice cristallina con tutti i polimorfi che ne derivano, si hanno anche feldspati, feldspatoidi e zeoliti.

Ciò che hanno feldspati, feldspatoidi e zeoliti hanno in comune è l'alluminio che entra molto facilmente in coordinazione tetraedrica, e dato che rocce ricche in silice sono spesso anche ricche in alluminio spesso si ha la sostituzione di alluminio al posto della silice. Però se questo succede non si ha abbastanza carica e quindi non abbiamo abbastanza carica per compensare la carica dell'ossigeno e vengono a compensare la carica i cationi che possono essere alcalini o alcalino terrei, quindi non di alta carica a meno che non sostituiscono l'alluminio.

Quindi questo è il motivo per cui abbiamo una grande variabilità di tectosilicati.

NESOSILICATI

OLIVINA

Formula cristallografica: ${}^{\text{VI}}\text{M2}{}^{\text{VI}}\text{M1}{}^{\text{IV}}\text{TO}_4$

Nel sito M2 si ha coordinazione ottaedrica, generalmente si ha **Mg, Fe²⁺, Mn, (Ca)**.

Nel sito M1 si ha coordinazione ottaedrica, si può ospitare **Mg, Fe²⁺, (Mn)**.

Nel sito T con coordinazione tetraedrica si ospita praticamente sempre **Si** raramente **Al**.

Classe di simmetria: mmm

Gruppo spaziale: Pbnm

Gruppo dell'olivina:

- **Forsterite:** MgMgSiO_4 .
- **Fayalite:** $\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{2+}\text{SiO}_4$.
- **Tephroite:** MnMnSiO_4 .
- **Monticellite:** CaMgSiO_4 .
- **Kirschsteinite:** $\text{CaFe}^{2+}\text{SiO}_4$.
- **Glaucochroite:** $\text{CaMn}^{2+}\text{SiO}_4$.
- **Calcio-olivina:** CaCaSiO_4 .

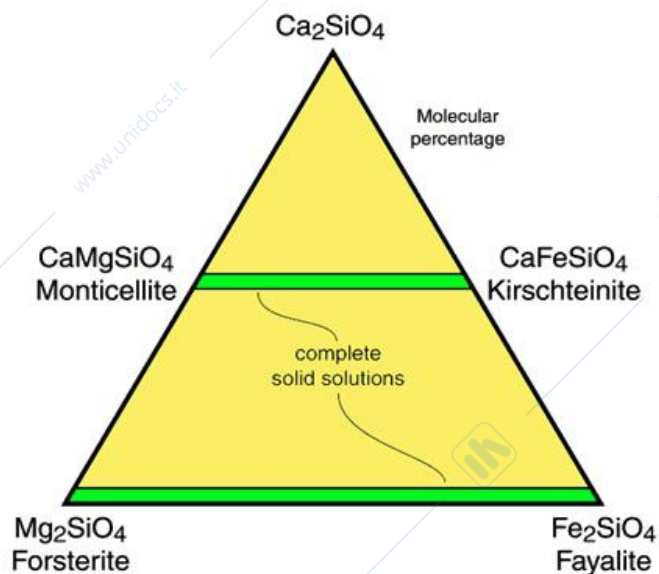
Struttura:

Abbiamo dei tetraedri isolati che si collegano attraverso dei cationi che sono in coordinazione ottaedrica.

Se noi costituiamo un diagramma di classificazione tenendo conto delle composizioni e delle formule ideali, possiamo costituire un triangolo alla cui base abbiamo forsterite e fayalite e a metà abbiamo la monticellite e la kirschsteinite mentre all'estremo vertice avremo una olivina ideale che esiste solo in particolarissime condizioni di altissima pressione poiché il calcio non va nel sito M1.

Le zone verdi del triangolo sono zone dove è possibile avere soluzione solida completa, e sono tra monticellite e kirschsteinite, e tra forsterite e fayalite.

Ma non c'è soluzione solida tra i quattro termini perché il raggio ionico del calcio è troppo grande rispetto a quello del magnesio e del ferro.



Polimorfi: L'olivina si ritrova nel mantello nelle peridotiti, ma se andiamo in profondità l'olivina non è più stabile e si trasforma difatti in altri polimorfi.

Quindi fino a 400 km di profondità abbiamo olivina stabile quindi abbiamo rocce perlopiù costituite da olivina, ortopirosseno e clinopirosseno a bassa profondità e abbiamo delle peridotiti e via via che si va in profondità queste peridotiti aumenta il granato mentre ortopirosseno e clinopirosseno scompaiono.

Dopo 400 km di profondità fino a più o meno 550 km l'olivina si trasforma in **Wadsleyite**.

La wadsleyte è sempre ortorombica come l'olivina. Quindi hanno stessa classe di simmetria ma cambia il **gruppo spaziale**: Imma

La olivina presenta reticolo di Bravais primitivo, mentre la wadsleyte presenta reticolo a corpo centrato.

La wadsleyte presenta gruppi disilicatici.

Oltre i 550 km fino a 650 km la wadsleyte non è più stabile quindi si trasforma di nuovo in un in un altro minerale mantenendo la chimica e si trasforma nella **Ringwoodite**.

È' molto più compatta rispetto alla wadsleyte e la wadsleyte è molto più compatta rispetto all'olivina.

La ringwoodite ha la stessa struttura di uno spinello.

Gruppo spaziale: Fd-3m.

Classe di simmetria: m-3m.

Il reticolo di Bravais è a facce centrate.

Oltre 650 km la ringwoodite non è più stabile e si dissocia: avremo **periclasio** e **perovskite** o comunque strutture tipo perovskite.

La prima volta che la wadsleyte e la ringwoodite sono state descritte è stato nelle meteoriti.

Alcune testimonianze che esistono appunto la ringwoodite e la wadsleyte sono tramite ritrovamenti da diamanti che provengono da zone molto profonde del mantello tuttavia non sono state descritte come rocce del mantello ma come rocce formatesi in superficie da impatto meteoritico.

GRANATI

I granati sono cubici. Reticolo a corpo centrato.

Formula cristallografica: $\text{VIII A}_3\text{VI B}_2(\text{IV TO}_4)_3$

Il sito **A** avrà una coordinazione 8 (cubica): **Mg, Fe²⁺, Mn, Ca.**

Il sito **B** avrà una coordinazione 6 (ottaedrica): **Al, Fe³⁺, Cr.**

Il sito **T** avrà una coordinazione 4 (tetraedrica): **Si.**

Classe di simmetria: m3m o m-3m.

Gruppo spaziale: Ia3d. Questo è il gruppo spaziale a maggior simmetria.

Densità: elevata 3.6-4.3 (gr cm⁻³).

Durezza: molto elevata tra 6.5-7.5.

Possiamo distinguere due serie:

1. Piralspiti:

- **Piropo:** $\text{Mg}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$
- **Almandino:** $\text{Fe}^{2+}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$
- **Spessartina:** $\text{Mn}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$

2. Ugranditi:

- **Uvarovite:** $\text{Ca}_3\text{Cr}_2(\text{SiO}_4)_3$
- **Grossularia:** $\text{Ca}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$
- **Andradite:** $\text{Ca}_3\text{Fe}^{3+}_2(\text{SiO}_4)_3$

Ovviamente esistono moltissimi tipi di granati, ad esempio la **Majorite** che ha un eccesso di silice e abbiamo magnesio e silicio in coordinazione ottaedrica: $\text{Mg}_3(\text{MgSi})(\text{SiO}_4)_3$.

Per far sì che esista è necessaria elevatissima pressione.

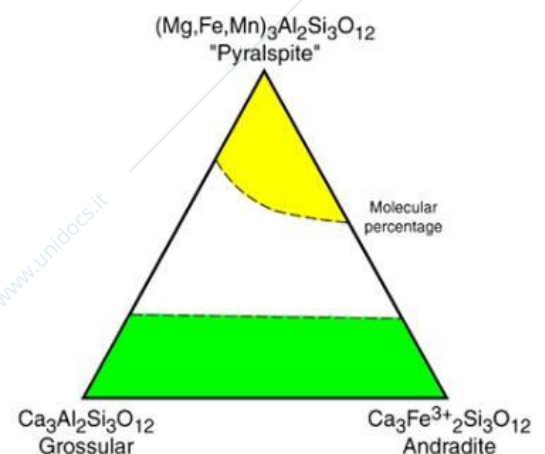
Preso la sua formula se facciamo le dovute somme e dividiamo per due avrò la stessa formula dell'enstatite, (inosilicato), quindi la majorite è **una forma polimorfica dell'enstatite**.

È tetragonale quindi il gruppo spaziale è **I4₁/a** e la classe sarà **4/m**.

Quindi di minerali con silicio in coordinazione 6 ne abbiamo già visti due ovvero la Stishovite e la Majorite.

Struttura: Costituito da siti tetraedrici isolati che si collegano condividendo un vertice con gli ottaedri quindi avrò un impalcatura di tetraedri e ottaedri che si alternano nelle tre direzioni dello spazio e negli spazi restanti si introducono i cationi che vanno nei siti A che hanno coordinazione 8.

Se faccio un diagramma di fase con vertice pyralspite, grossularia, e andradite. Si nota che c'è soluzione solida tra grossularia e andradite ma non c'è soluzione con le pyralspiti. Ci sarebbe la possibilità man mano che aggiungo alla pyralspite ferro e manganese (tipo la



spessartina molto ricca in manganese) allora potrei avere soluzione solida con la grossularia.

Ma se il magnesio è predominante non c'è possibilità quindi in questo campo nella zona gialla varierà in base al contenuto di magnesio, ferro o manganese. Tutto dipende dal raggio ionico del calcio e quello del manganese, del ferro e del magnesio.

N.B.: I piccoli ioni Mg e Fe^{2+} entrano in coordinazione cubica ad alte pressione e temperatura.