

Corso di Laurea in Geologia

## Insegnamento: Petrografia

# Il metamorfismo e le rocce metamorfiche



UNIVERSITÀ  
DEGLI STUDI DI TRIESTE



**Docente:**

Sede:

Tel.:

Email:

Sito web:

**Luca Ziberna**

Dipartimento di Matematica e Geoscienze, UNITS  
Via Weiss 8, Pal. N (Parco di San Giovanni)

0405582221

[luca.ziberna@units.it](mailto:luca.ziberna@units.it)

<http://www.mappets.units.it>



# Programma

## Contenuti

### 1 - Fattori e tipi di metamorfismo

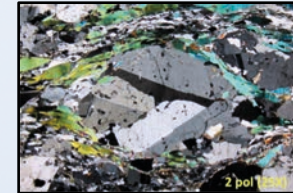
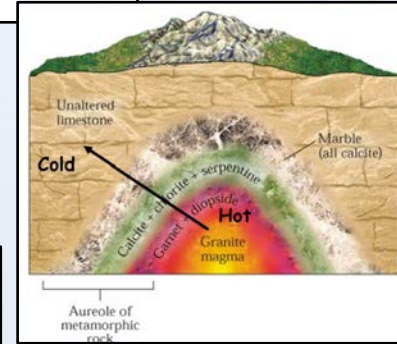
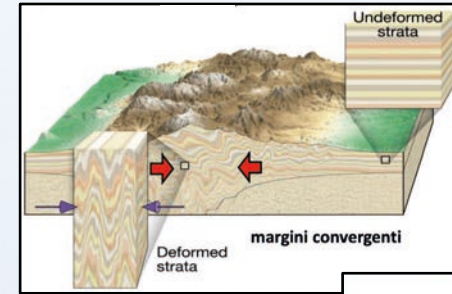
Concetti introduttivi. Collocazione T-P e fattori del metamorfismo. Fasi fluide, temperatura, pressione, protolite. Reazioni metamorfiche.

**2 – Tipi di metamorfismo.** Gradienti termici, zoneografia, grado metamorfico. Metamorfismo di contatto, di cataclasi e regionale.

**3 – Strutture e tessiture.** Foliazioni, anisotropie, clivaggio, scistosità, lineazione. Tessiture.

### 4 – Facies metamorfiche e nomenclatura

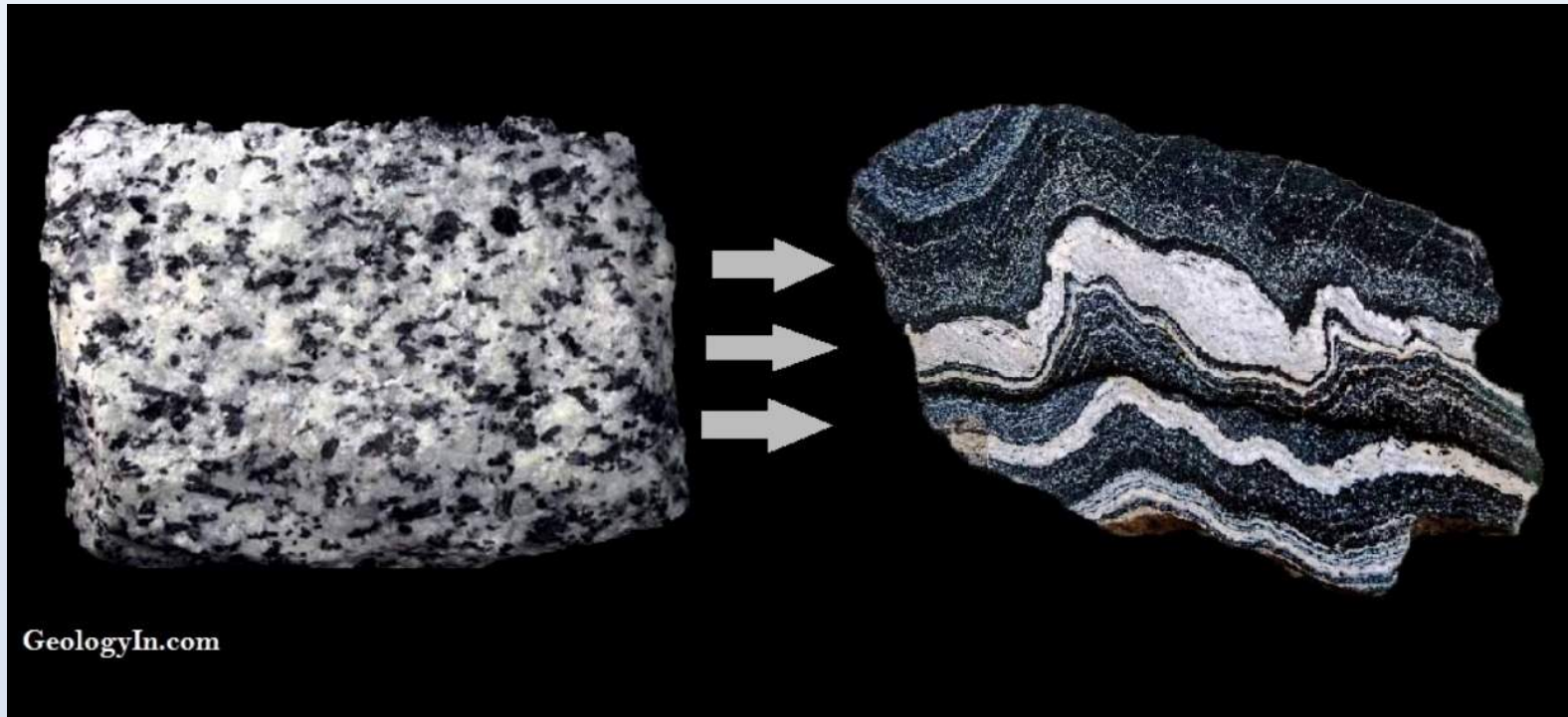
Facies metamorfiche. Cenni su relazione tra facies, gradienti termici e contesto geodinamico. Caratteristiche delle diverse facies metamorfiche e per diversi protoliti. Nomenclatura specifica delle rocce.



# Cos'è il metamorfismo?

Insieme di processi geologici che causano la TRASFORMAZIONE (=METAMORFOSI) di preesistenti rocce, siano esse magmatiche, sedimentarie o metamorfiche stesse.

Tale trasformazione avviene allo STATO SOLIDO SENZA PRESENZA DI FUSO. E' causata dalle nuove, diverse condizioni ambientali in cui vengono a trovarsi le rocce rispetto a quelle in cui si sono formate.



# Fattori del metamorfismo

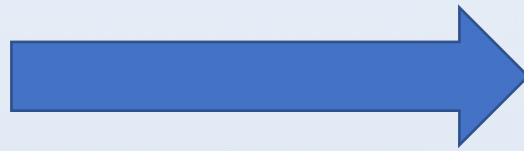
Protolite

Temperatura

Pressione  
(litostatica, orientata)

Fasi fluide  
( $H_2O$ ,  $CO_2$ )

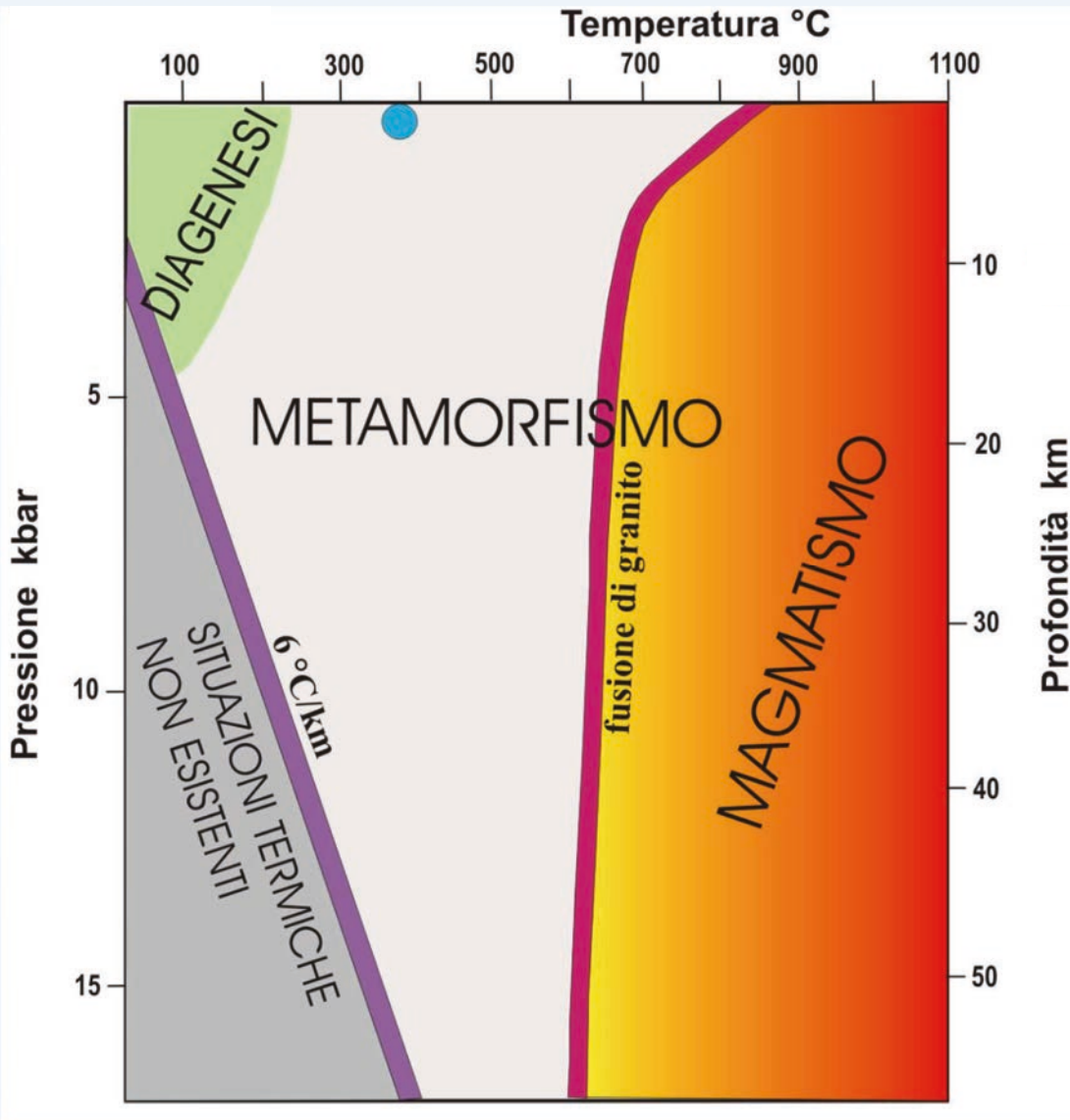
Trasformazioni  
mineralogiche e/o  
strutturali



+ Fattore tempo!



# Il metamorfismo e la fusione crostale



● Punto critico di H<sub>2</sub>O

T = 374°C

P = 221 bar

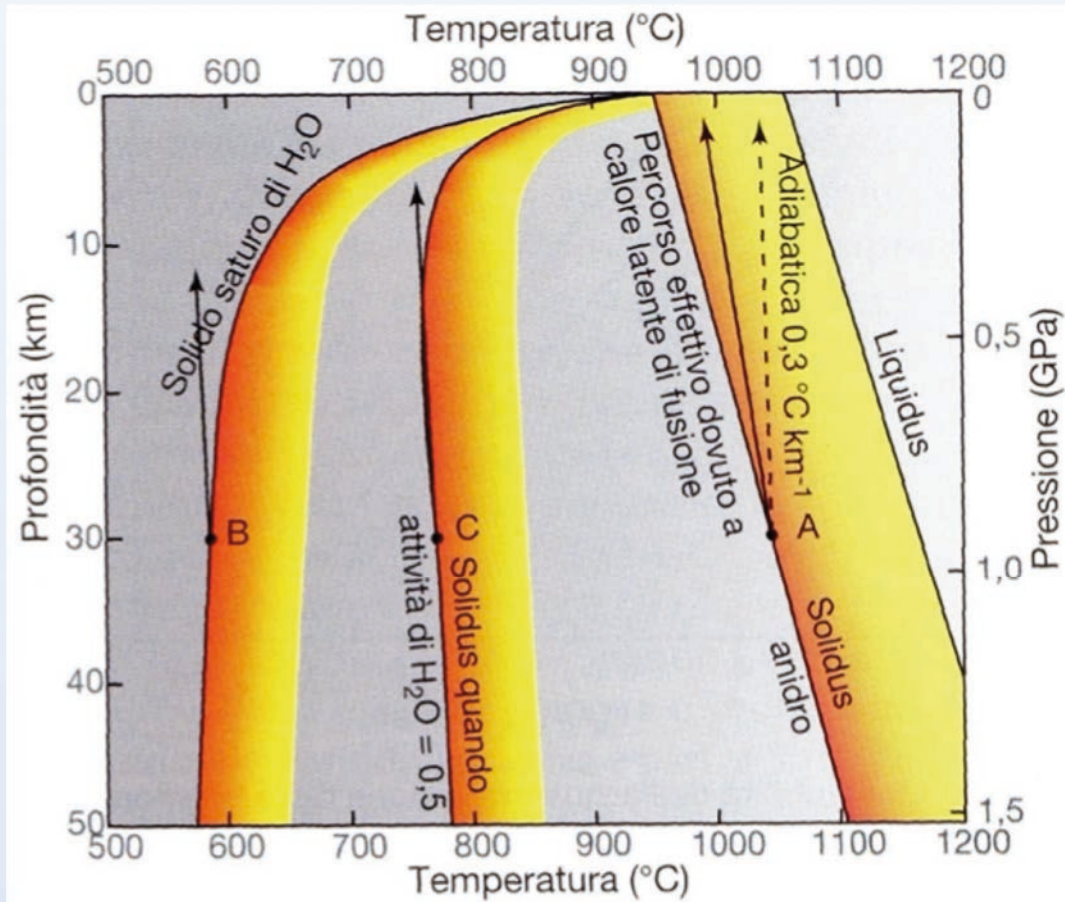
curva inizio fusione (anatesi) di rocce metamorfiche

**posizione variabile in f.ne di:  
composizione rocce e  
presenza di fluidi (>H<sub>2</sub>O,CO<sub>2</sub>)**

curva riportata = T minime di  
inizio fusione delle rocce  
corrispondenti al solidus di  
granito per P<sub>tot</sub> = P<sub>H2O</sub>

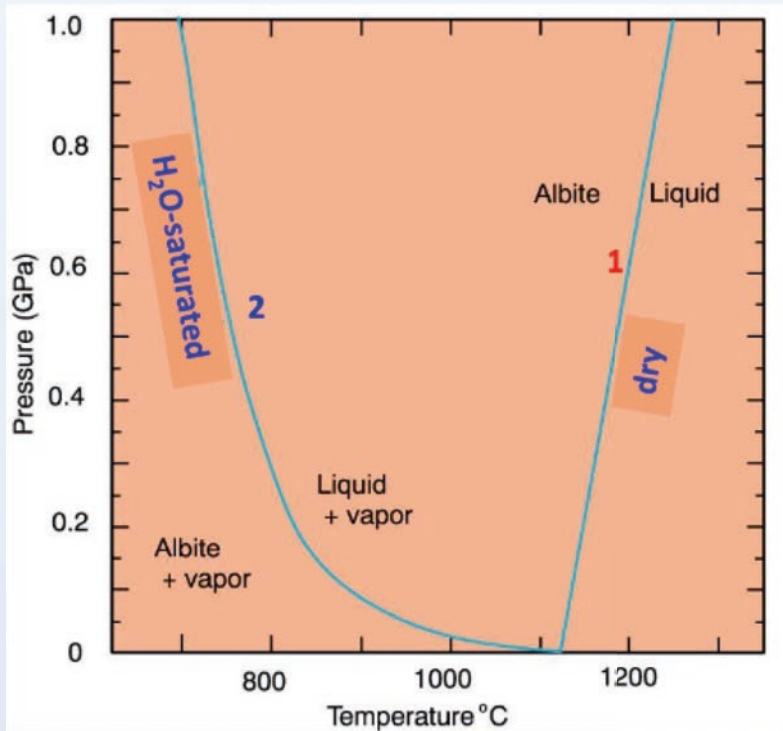
Per composizioni basiche e per  
P<sub>H2O</sub> ≠ P<sub>tot</sub> la curva di anatesi si  
sposta verso T più alte e a  
P<sub>H2O</sub> = 0 cambia pendenza

# Effetto dell' «acqua» sulla fusione



Variazione della posizione e pendenza del solidus granitico in funzione della quantità di H<sub>2</sub>O

# Effetto dell' «acqua» sulla fusione



1) Fusione anidra (dry melting) : solid  $\rightarrow$  liquid

$$\Delta G = \Delta V dP - \Delta S dT$$

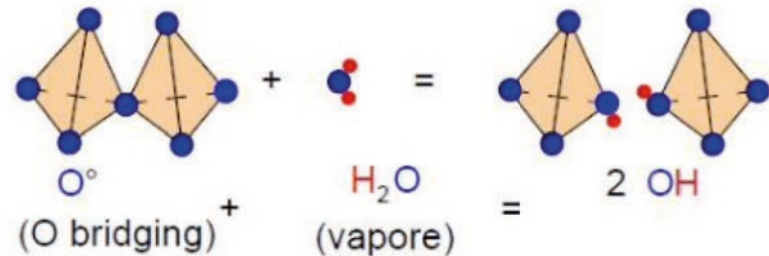
all'equilibrio  $\Delta G = 0$

$$\Delta V dP = \Delta S dT$$

$$\frac{dP}{dT} = \frac{\Delta S}{\Delta V} = \frac{\Delta H}{T^* \Delta V} \quad (\text{eq. Clapeyron})$$

$$\Delta V = V_{\text{liq}} - V_{\text{sol}} > 0 \Rightarrow \text{pendenza positiva}$$

2) Fusione idrata (wet melting) : solid + H<sub>2</sub>O  $\rightarrow$  liq<sub>(aq)</sub>  
H<sub>2</sub>O entra (è "disciolta") nel fuso



La reazione è : **Ab + H<sub>2</sub>O = liq<sub>(aq)</sub>**

$$\frac{dP}{dT} = \frac{\Delta S}{\Delta V} = \frac{\Delta H}{T^* \Delta V} \quad \Delta V = V_{\text{liq}} - V_{\text{sol}} < 0 \Rightarrow \text{pendenza negativa}$$

# Perché una roccia si trasforma?

Roccia in condizioni di equilibrio  $\equiv$  Sistema mineralogico-strutturale con livello MINIMO di Energia libera  
 $\equiv$  minima tendenza a trasformarsi

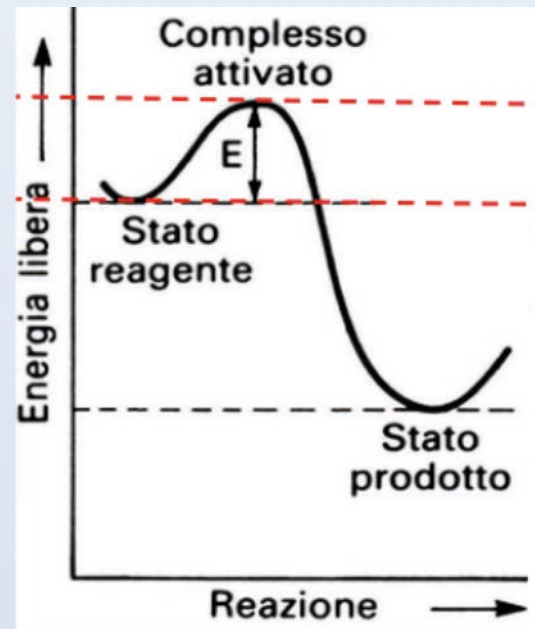
Cambiamenti di P, T, composizione (x)  Aumento di energia libera del sistema  
Condizioni di disequilibrio  
Aumento della tendenza a trasformarsi

Le reazioni metamorfiche avvengono SE l'INPUT ENERGETICO supera la SOGLIA DI ATTIVAZIONE

ENERGIA DI ATTIVAZIONE = quantità di Energia necessaria per ATTIVARE un sistema. Esempio:

Reazione

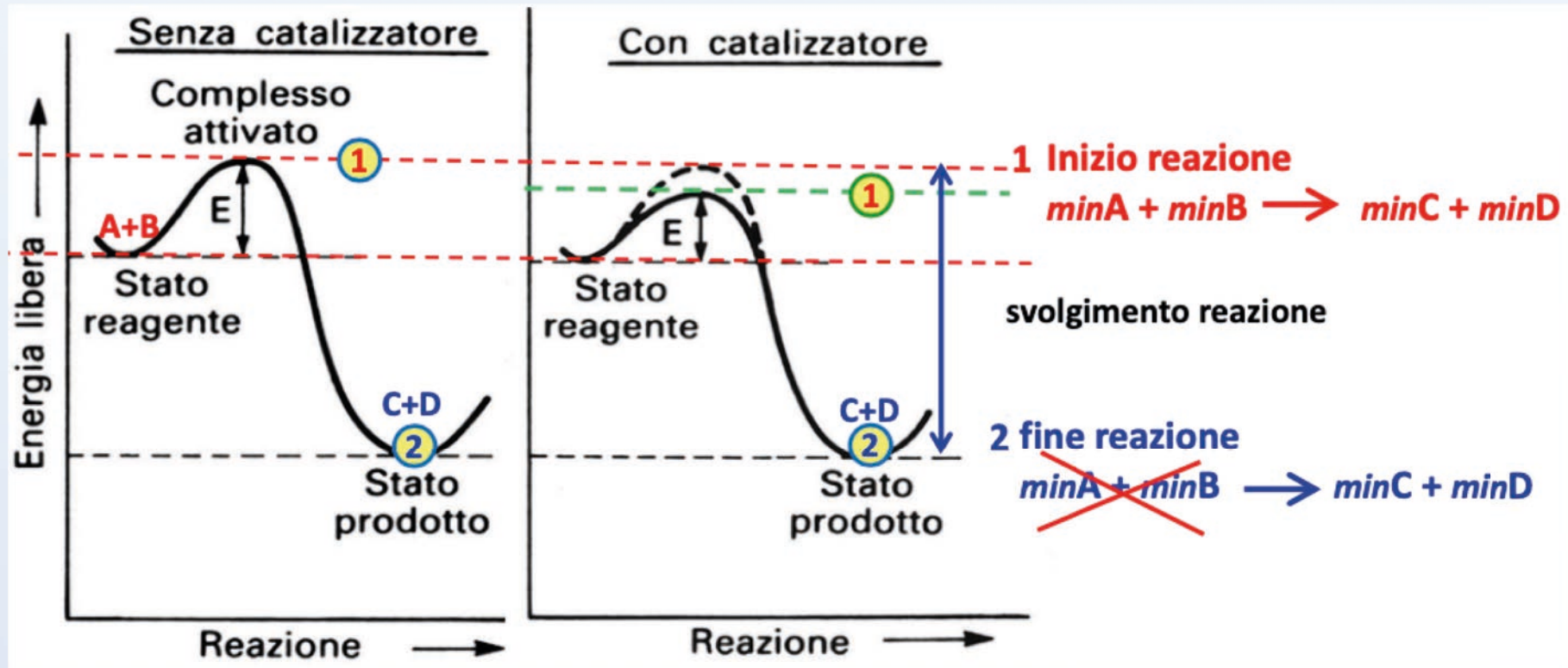
$\text{minA} + \text{minB} \rightarrow \text{minC} + \text{minD}$





# Perché una roccia si trasforma?

CATALIZZATORI : fattori che diminuiscono la E termica necessaria per attivare il sistema roccioso, cioè per innescare le reazioni metamorfiche



CATALIZZATORI → Fasi volatili (gas, fluidi supercritici)

→ Deformazioni (energia meccanica assorbita dai reticoli cristallini)

# Perché una roccia si trasforma?

Cambiamento di  
P, T, x  
(cambiamento di  
energia)



Reazioni  
chimiche

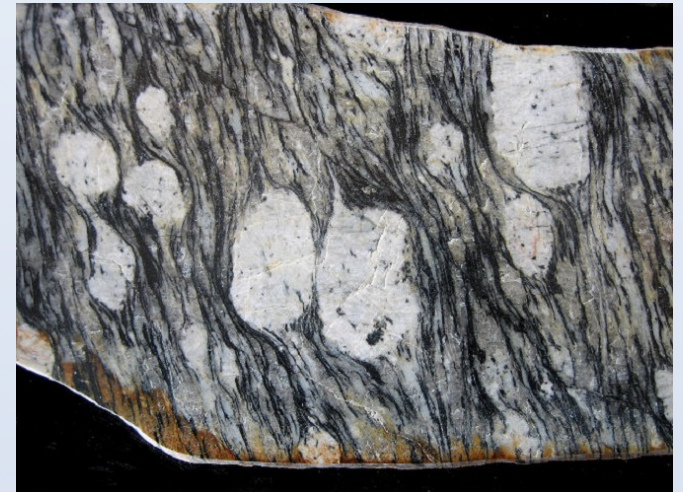


Trasformazioni  
mineralogiche

(Ri)-cristallizzazione  
metamorfica  
(blastesi)



Trasformazioni  
strutturali



# Perché una roccia si trasforma?

Quindi, LE CARATTERISTICHE MINERALOGICHE/STRUTTURALI DELLA ROCCIA METAMORFICA, dipenderanno da

**Natura del protolite**

**Temperatura**

**Pressione (litostatica + orientata)**

**Presenza di fase fluida**

**TEMPO**

# Fase fluida

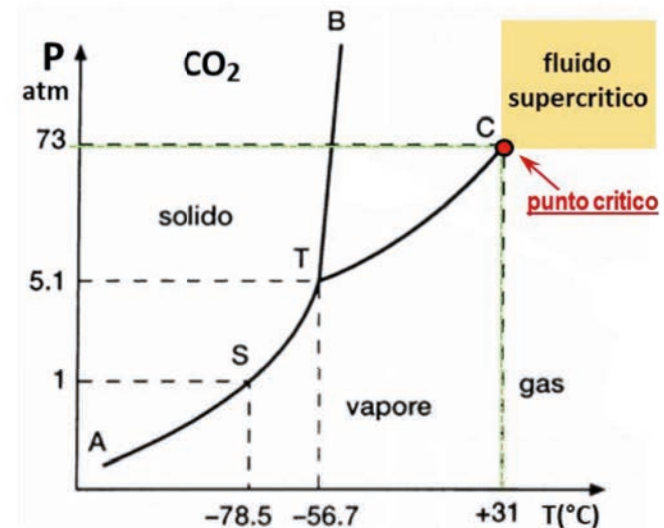
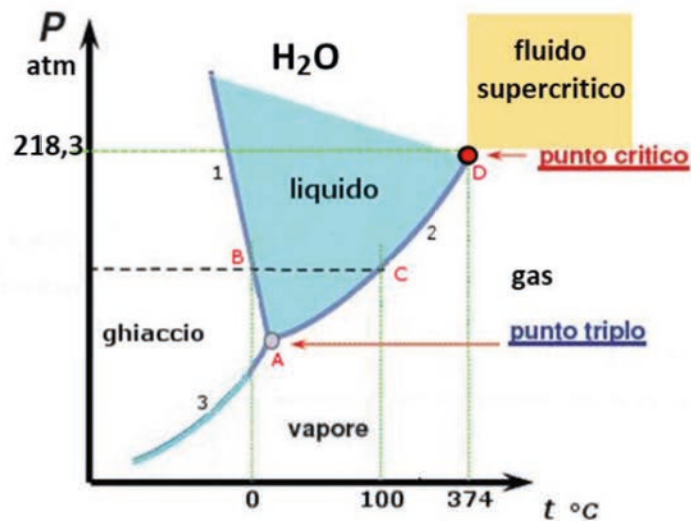
## Composizione:

- Nella crosta terrestre H è 7-8 volte più abbondante di C.
- H<sub>2</sub>O è 40-50 volte più abbondante di CO<sub>2</sub>
- Fluidi a  $\gg$  H<sub>2</sub>O e  $<$  CO<sub>2</sub> (prevalenza locale in f.ne di facies o protoliti specifici)
- Prove di laboratorio su solubilità dei silicati dimostrano che fluidi di H<sub>2</sub>O contengono SiO<sub>2</sub>, Na, K, Ca, Fe e Mg (in ordine decrescente)

## Stato fisico: Punto critico

H<sub>2</sub>O  $T_c = 374.15^\circ\text{C}$   $P_c = 221.19 \text{ bar} (=218.3 \text{ atm})$ ; CO<sub>2</sub>  $T_c = 31^\circ\text{C}$   $P_c = 73.86 \text{ bar} (=73 \text{ atm})$

processi met :  $P > P_c$  (sempre),  $T > T_c$  (in  $\gg$  parte dei casi)  $\longrightarrow$  **fluido supercritico**

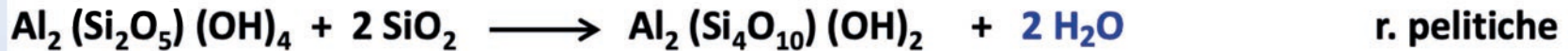


# Fase fluida

Durante un processo metamorfico la fase fluida può derivare dalla roccia stessa (dal protolite originario) o può essere introdotta da un sistema esterno.

Come si genera una fase fluida in un processo metamorfico?

Molte reazioni metamorfiche liberano fluidi (H<sub>2</sub>O , CO<sub>2</sub>), come ad esempio:



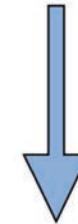
# Fase fluida

Altri esempi, per protoliti pelitici:

**Es: ipotetico sedimento argilloso**

(caolinite  $\text{H}_2\text{O} = 9.5 \text{ wt\%}$ )

- a  $T = 370^\circ\text{C}$  caolinite + 2qz  $\longrightarrow$  pirofillite + 2  $\text{H}_2\text{O}$   
wt%  $\text{H}_2\text{O}$  9.5 5 4.5 liberata
- a  $T = 420^\circ\text{C}$  pirofillite  $\longrightarrow$   $\text{Al}_2\text{SiO}_5$  + 3 qz +  $\text{H}_2\text{O}$   
 $\text{H}_2\text{O}=5\%$  anidri

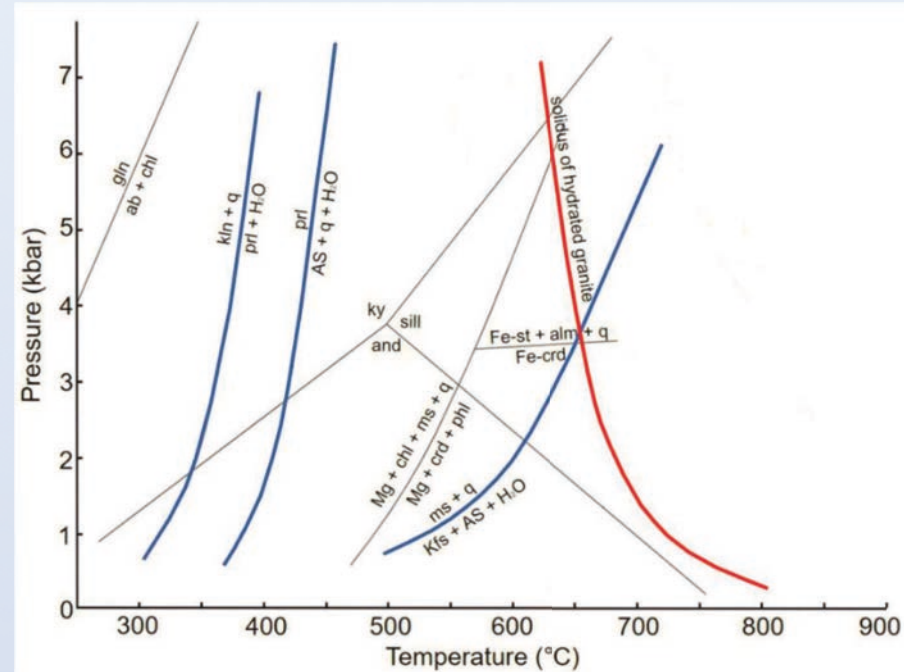


**totale  
 $\text{H}_2\text{O}$  liberata  
  
9.5%**

*L'ipotetica roccia ha perso in totale 9.5 % di  $\text{H}_2\text{O}$  che è andata a creare la fase fluida*



Mu = muscovite  
Bt = biotite  
Hy = iperstene



# Fase fluida

Chimismo esemplificativo di rocce sedimentarie (Wedepohl, 1969)

	Arenarie		Grovacche	Rocce argillose			Rocce carbonatiche		Selci
	a	b	c	d	e	f	g	h	i
SiO <sub>2</sub>	78,7	70,0	66,7	58,9	50,7	54,9	6,9	8,2	89,9
TiO <sub>2</sub>	0,25	0,58	0,6	0,78	0,78	0,78	0,05	n.d.	0,2
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,8	8,2	13,5	16,7	15,1	16,6	1,7	2,2	3,7
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,1	2,5	1,6	2,8	4,4	} 7,7	0,98	1,0	2,3
FeO	0,3	1,5	3,5	3,7	2,1		1,3	0,68	n.d.
MnO	0,03	0,06	0,1	0,09	0,08	(2,0)	0,08	0,07	0,1
MgO	1,2	1,9	2,1	2,6	3,3	3,4	0,97	7,7	0,5
CaO	5,5	4,3	2,5	2,2	7,2	0,72	47,6	40,5	0,3
Na <sub>2</sub> O	0,45	0,58	2,9	1,6	0,8	1,3	0,08	n.d.	0,7
K <sub>2</sub> O	1,3	2,1	2,0	3,6	3,5	2,7	0,57	n.d.	0,7
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,3	3,0	2,4	5,0	5,0	(9,2)	0,84	n.d.	1,2
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,08	0,10	0,2	0,16	0,10	0,72	0,16	0,07	0,9
CO <sub>2</sub>	5,0	3,9	1,2	1,3	6,1	—	38,4	35,5	—

# Fase fluida

Altri esempi, per protoliti magmatici:

(in questi casi H<sub>2</sub>O è spesso molto modesta o quasi nulla)

**1° stadio metamorfico è di idratazione** (H<sub>2</sub>O localizzata in fratture, vacuoli, spazi intergranulari)

plagioclasti + H<sub>2</sub>O → albite + clinzoisite (*gruppo epidoti*)

pirosseni + H<sub>2</sub>O → cloriti + actinolite (*anfibolo non alluminifero*)

**2° e successivi stadi metamorfici** dovuti a **incremento di T°(C)**

**progressiva de-idratazione che creerà/aggiungerà altra fase fluida al sistema**

albite + epidoto → (Na-Ca)-plagioclasti + H<sub>2</sub>O

actinolite + epidoto + clorite + qz → orneblenda + H<sub>2</sub>O

T = 350-500/550°C  
P<sub>t</sub>=P<sub>f</sub> = 2/3-10 kbar

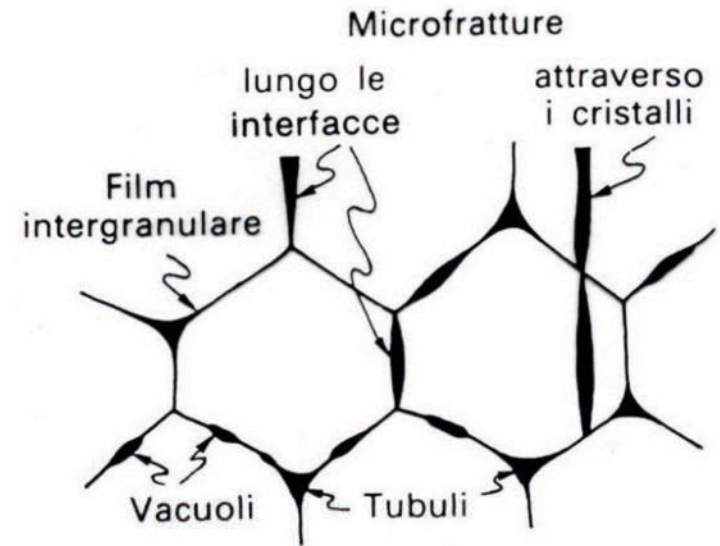
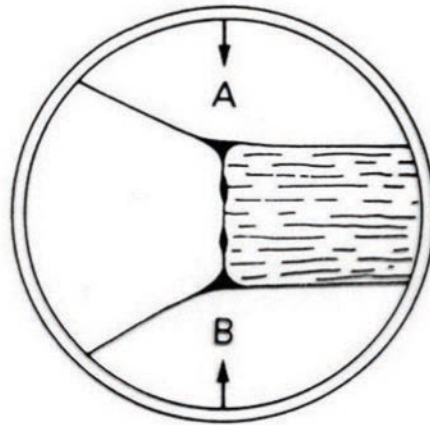
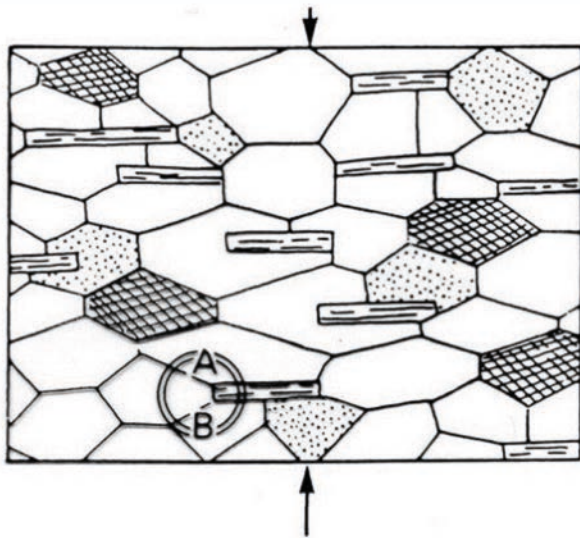
T = 500/550° - 650/700°C  
P<sub>t</sub>=P<sub>f</sub> = 2/3-10 kbar



# Fase fluida

Dove si trova nella roccia durante il metamorfismo?

Negli spazi intergranulari e nelle fratture variamente comunicanti



# Fase fluida

## Circolazione della fase fluida:

Per DIFFUSIONE:

Lungo i limiti dei cristalli

EFFICACE PER PICCOLE DISTANZE (<1m)

Per FLUSSO:

L'entità dei movimenti dipende da permeabilità roccia, viscosità fluido, gradienti di P, quantità fluido (legge di Darcy)

Questo è un meccanismo di controllo sul trasporto di CALORE attraverso le masse rocciose.

> entità movimento per flusso > omogeneità delle condizioni chimico-fisiche del sistema roccioso > possibilità di raggiungimento delle condizioni di equilibrio

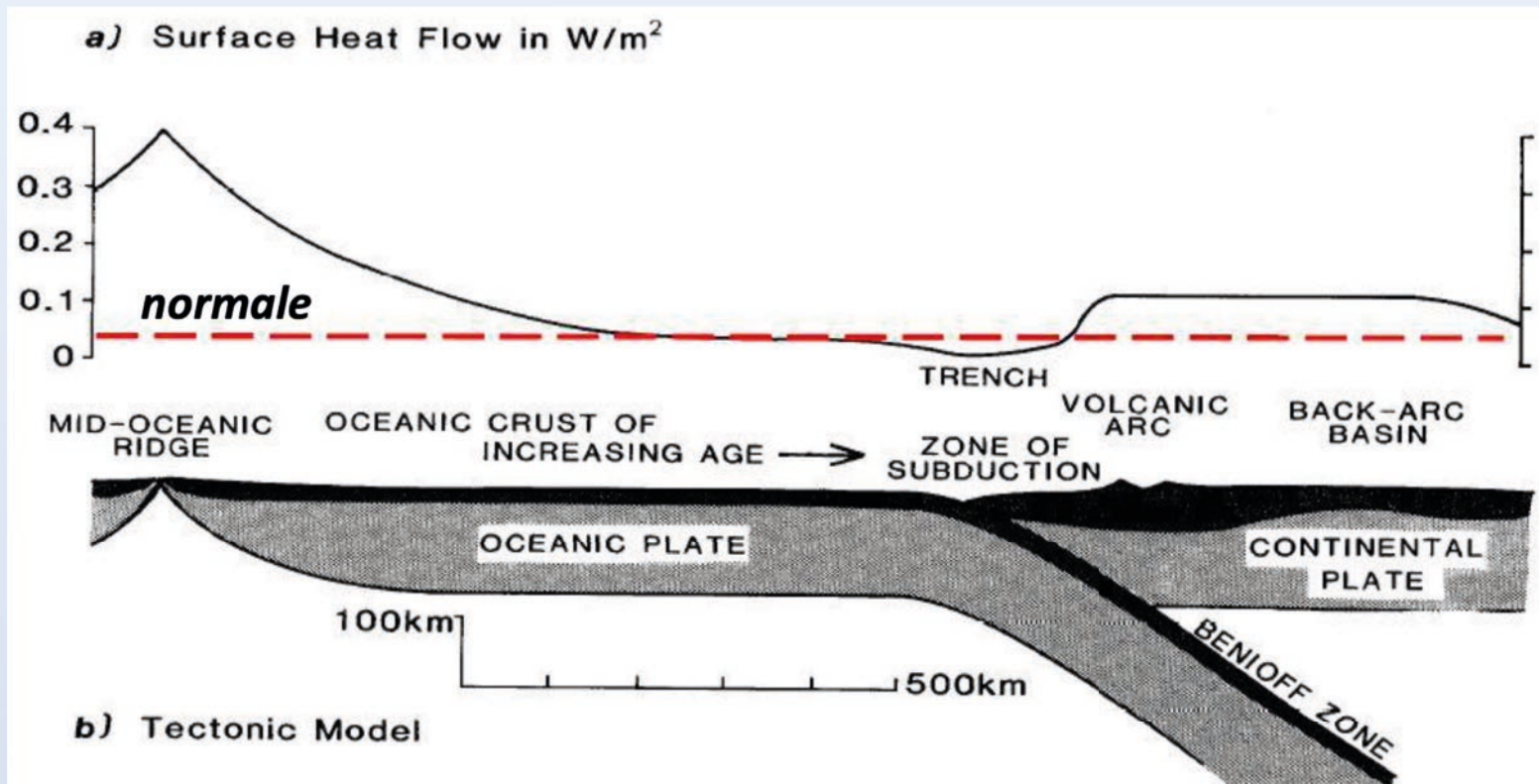
EFFICACE SU GRANDI DISTANZE

# Temperatura

La temperatura è in molti casi il fattore più importante nel metamorfismo.

Energia termica → rottura legami → disgregazione reticoli cristallini → mobilità ioni  
→ attivazione reazioni met. → cinetica reazioni → nuovi minerali

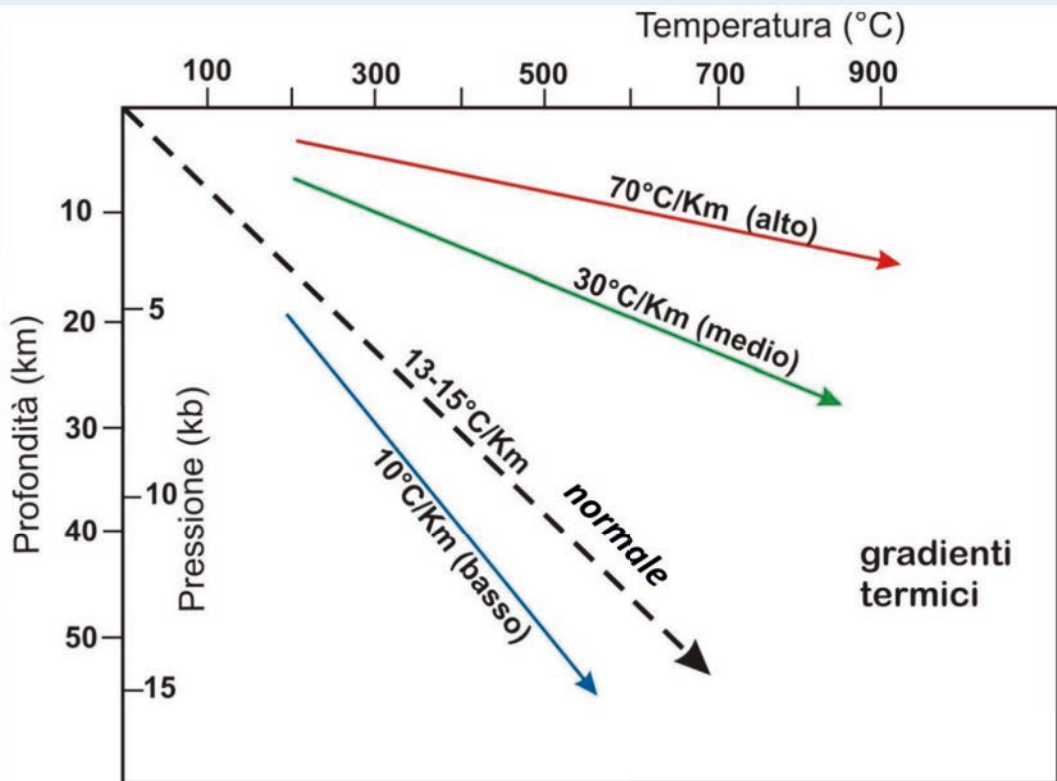
In un regime termico “normale”, il flusso di calore terrestre equivale a  
 $1\text{HFU} = 1 \cdot 10^{-6} \text{ cal cm}^{-2}\text{sec}^{-1} = 0.0418 \text{ W m}^{-2}$



# Temperatura

Ad un flusso di calore normale corrisponde un gradiente geotermico di 13–15 °C/km

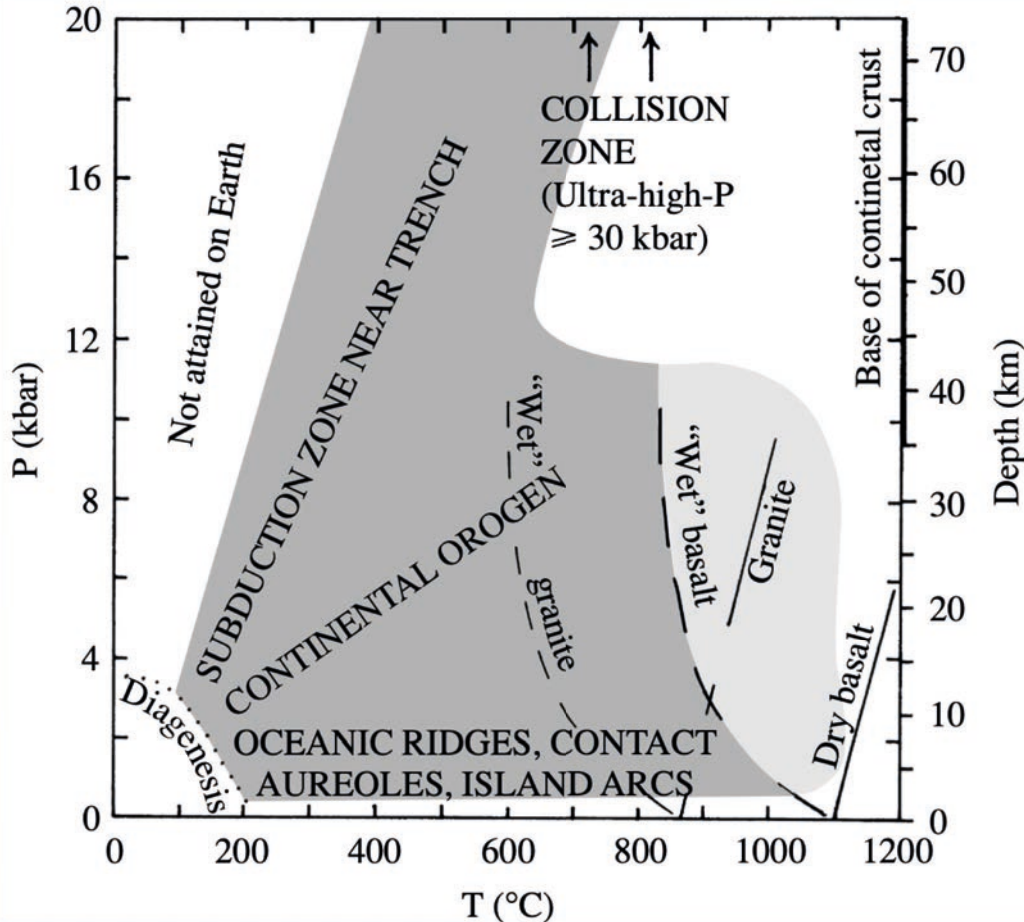
In funzione del contesto geodinamico, si può avere una perturbazione del regime termico, e quindi un aumento o diminuzione del gradiente geotermico, che porta, tra le varie conseguenze, a diversi tipi di metamorfismo.



Il metamorfismo è quindi fortemente legato all'evoluzione crostale.

Lo studio delle rocce metamorfiche è infatti utilizzato anche per ricostruire l'evoluzione dei settori crostali.

# Temperatura



Best (2003, pag. 405)

**14.1** *P-T* conditions of metamorphism. Redrawn from Spear (1993). Solidi of basalt and granite under dry and water-saturated conditions are indicated. Most metamorphism (darker shading) takes place below about 850°C, at temperatures below the water-saturated (“wet”) basalt solidus and at pressures generally <10 kbar corresponding to depths of <37 km depth, based on an average continental crustal density of 2.7 g/cm<sup>3</sup>. However, metamorphism can occur very locally at temperatures up to the solidus of dry basalt (lighter shading) and in subduction zones near trenches and in continental collision zones to depths of 100 km or more (ultrahigh  $P \geq 30$  kbar). Three principal geologic environments of metamorphism have contrasting *P/T* metamorphic field gradients. Subduction zones near the trench are high *P/T* (relatively high-*P* and low *T*). Ocean ridge, island arc, and contact aureoles around shallow magmatic intrusions are low *P/T* (low-*P* and moderate to high-*T*). The most widespread environment is in the continental crust in orogenic belts where intermediate *P/T* prevails. There is no sharp distinction between these three gradients, nor with the distinction between low-grade metamorphism and diagenesis, where sediment is made into rock at lowest *P* and *T*. The base of the continental crust (Mohorovičić discontinuity; heavy line on right-hand axis) lies at depths ranging from about 35 km to as much as 70 km beneath the Andes and Himalaya Mountains.

# Temperatura

## Propagazione del calore

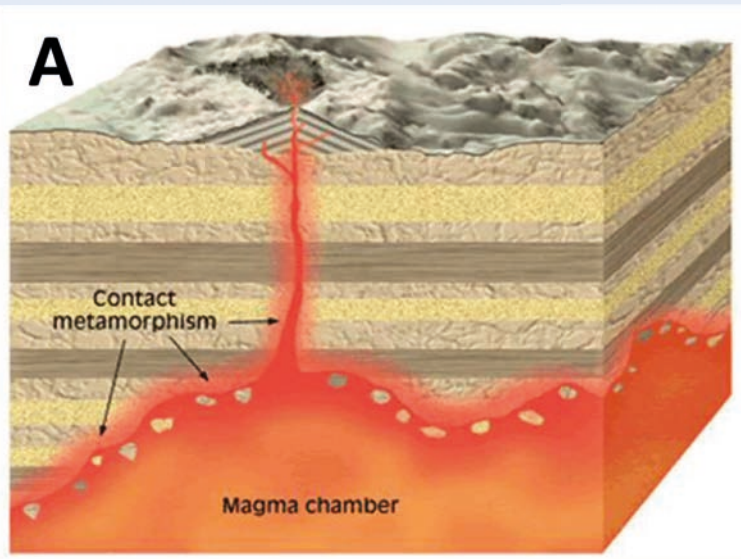
### Conduzione:

Trasferimento di calore tra corpi rocciosi a diversa T - bassissima conduttività termica delle rocce - Meccanismo POCO EFFICACE

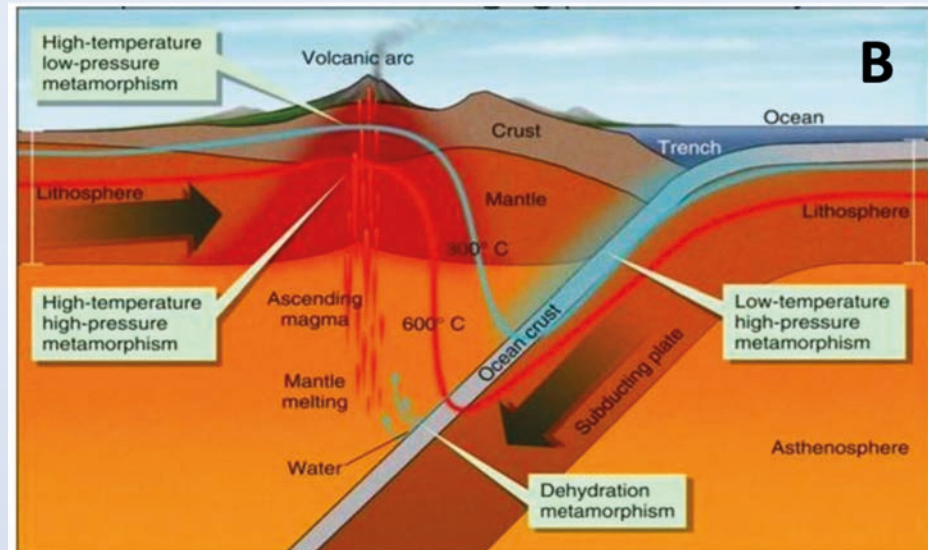
### Convezione:

Trasferimento di calore mediante circolazione di FLUIDI CALDI Meccanismo EFFICACE A GRANDI DISTANZE

Riscaldamento locale – intrusioni magmatiche e conseguente metamorfismo di contatto

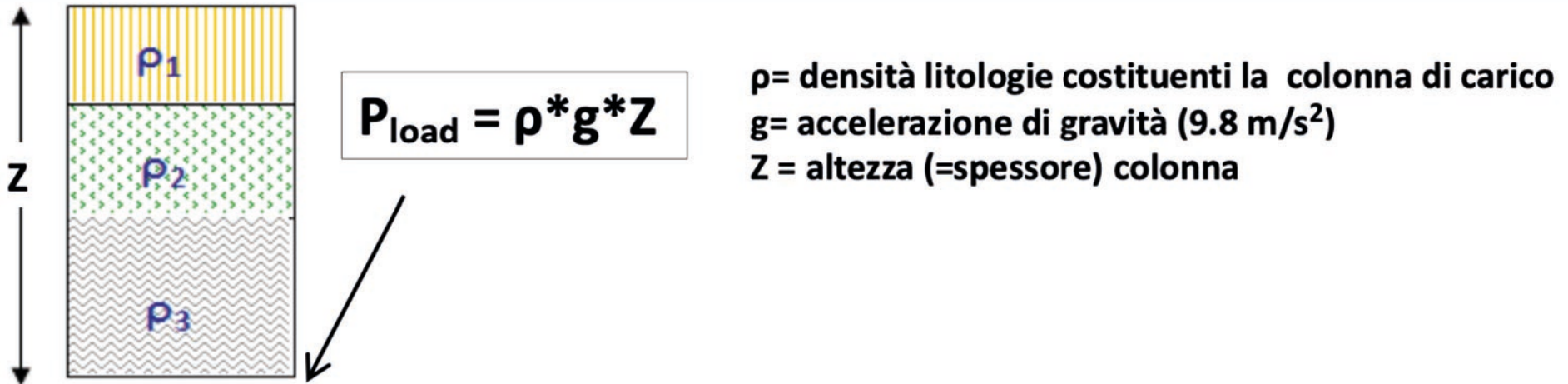


Riscaldamento regionale – perturbazioni del regime termico a grande scala (metamorfismo regionale)



# Pressione

**Pressione litostatica** (o di carico, uguale in tutte le direzioni)



**GRADIENTE DI PRESSIONE (o GEOBARICO) =  $\Delta P / \Delta Z$**

**CROSTA** =  $0.27 \text{ kbar/km}$  (per  $\rho = 2.7 \text{ g*cm}^{-3}$  = granitodi)  
= aumento di  $1 \text{ kb}$  ogni  $3.7 \text{ km}$

**MANTELLLO** =  $0.33 \text{ kbar/km}$  (per  $\rho = 3.3 \text{ g*cm}^{-3}$  = peridotiti)  
= aumento di  $1 \text{ kb}$  ogni  $3 \text{ km}$

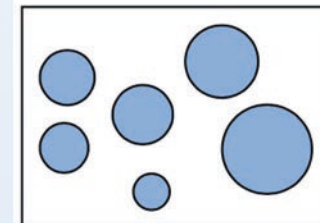
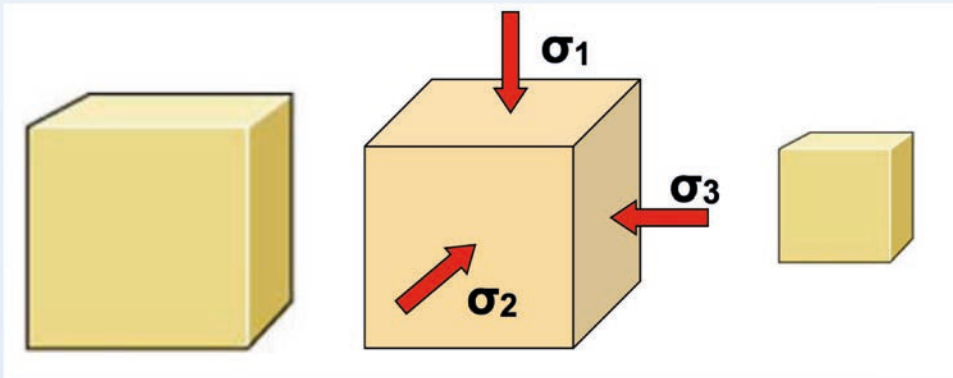
Modificazioni di tali gradienti sono funzione dei litotipi costituenti lo spessore di carico (es: crosta con intercalazioni sedimentarie con  $\rho = 2.0 \text{ g/cm}^{-3}$ , oppure settori di crosta profonda costituiti da complessi gabbrici con  $\rho = 3.0 \text{ g/cm}^{-3}$ )

# Pressione

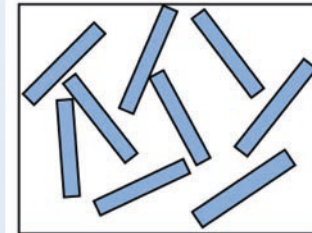
**Pressione litostatica** (o di carico, uguale in tutte le direzioni)

Stress idrostatico/uniforme: produce solo variazioni di volume

$$\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$$



**orientazione  
casuale  
dei minerali**



**STRUTTURA  
ISOTROPA**





# Pressione

**Pressione orientata** (almeno uno dei  $\sigma_1$   $\sigma_2$   $\sigma_3$  sono diversi)

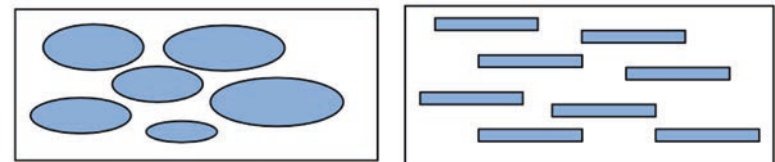
Stress deviatorico/orientato: produce deformazione

## *Stress and Strain*

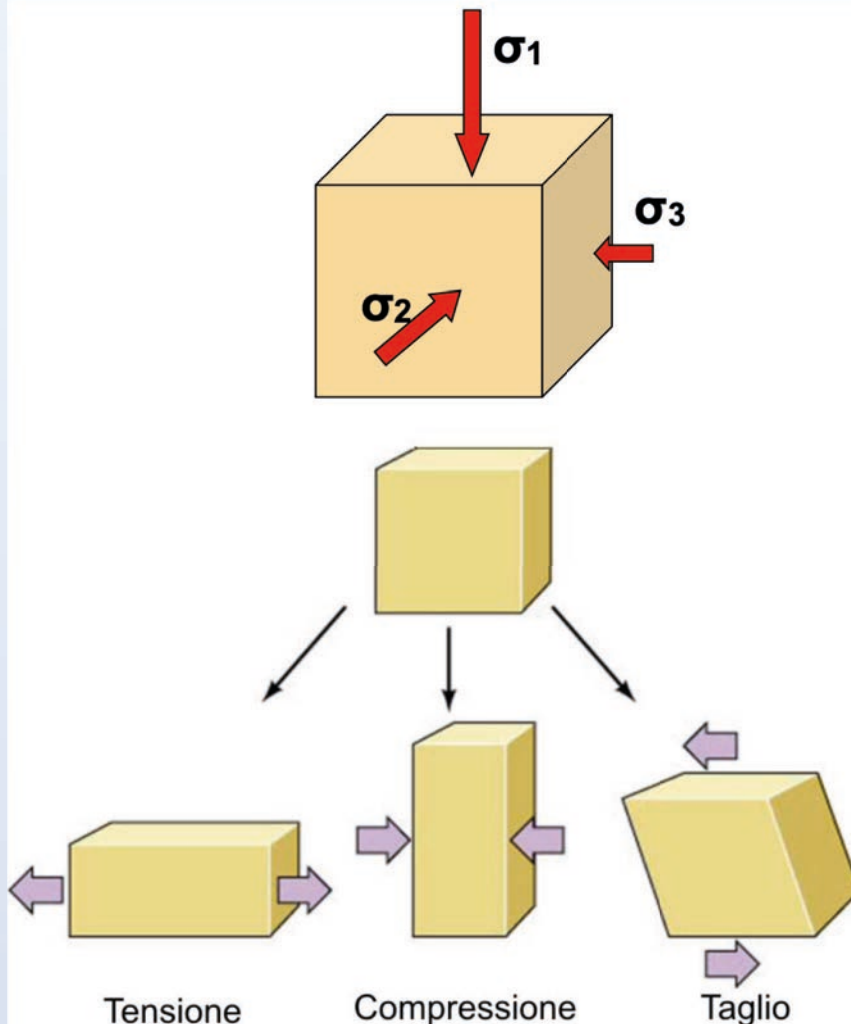
total stress = mean or hydrostatic component (equal magnitude in all directions; no shear) + deviatoric or nonhydrostatic component (embodies shear stresses whose magnitude varies with direction)

total strain = change in volume due to hydrostatic component of stress + change in shape due to nonhydrostatic component of stress

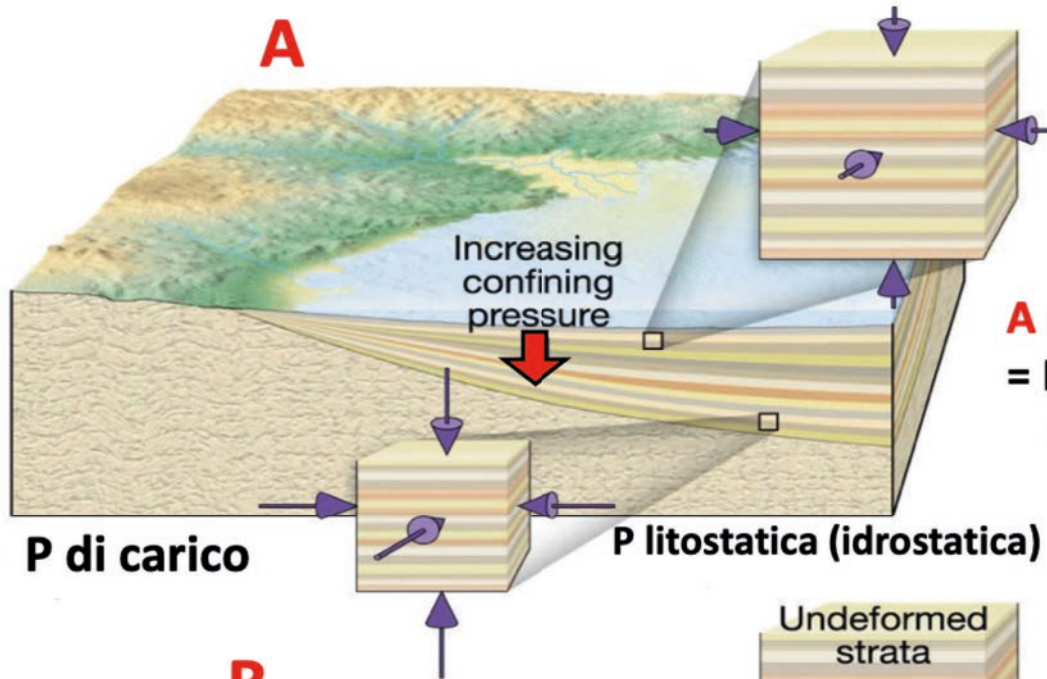
**orientazione preferenziale dei minerali**



**STRUTTURA ANISOTROPA (ORIENTATA)**

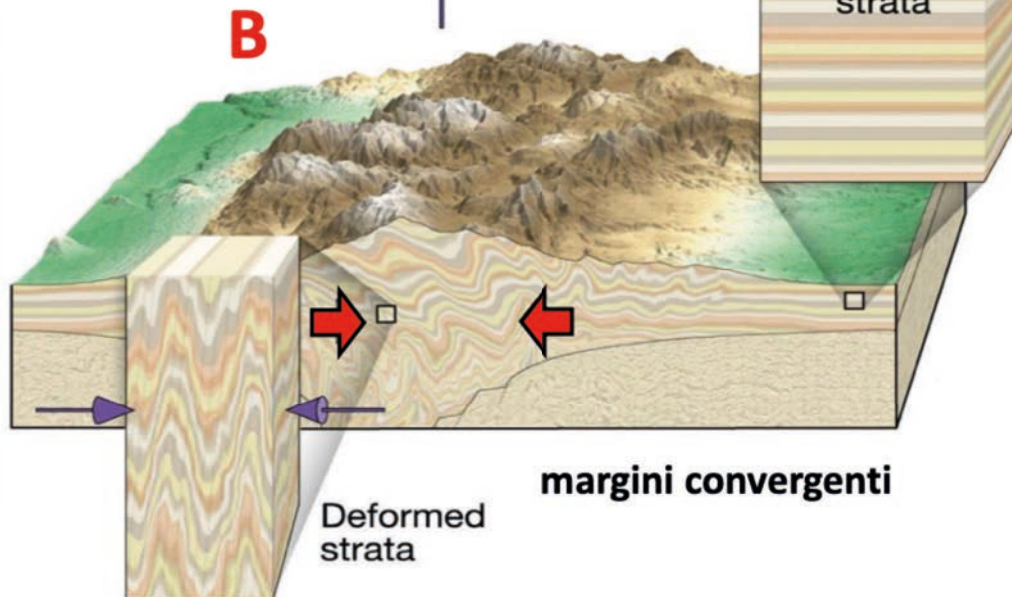


# Pressione



P aumenta con la profondità

**A** : P uguale in tutte le direzioni  
= P di carico/litostatica /confinamento  
di tipo idrostatico



**B** : P differenziale nelle diverse  
direzioni = P orientata  
= "differential stress"

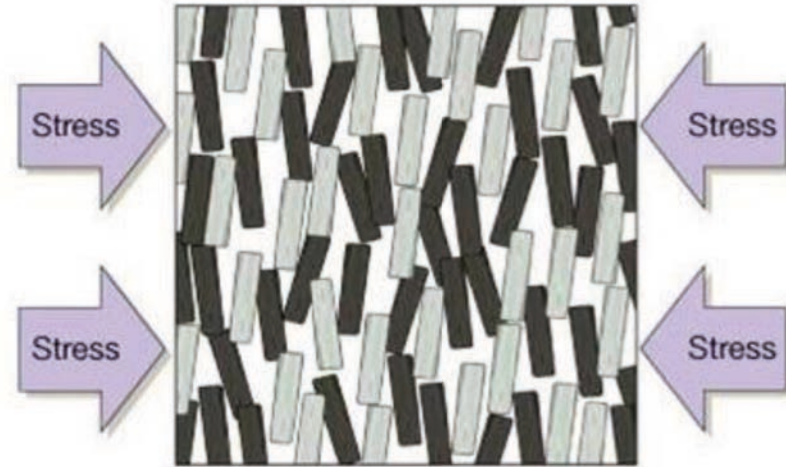
**P orientata**

# Pressione



Before metamorphism

**Struttura isotropa**



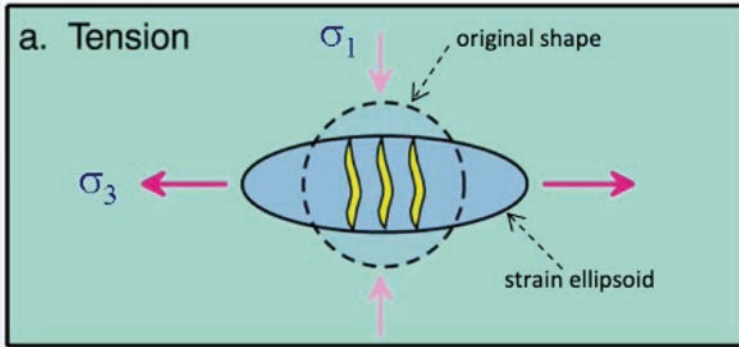
After metamorphism

**Struttura orientata**

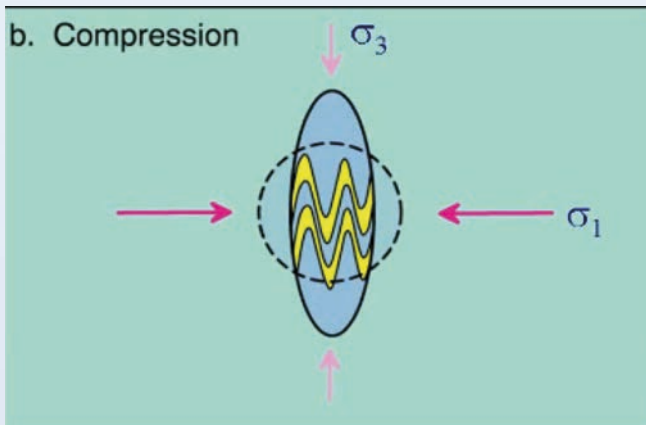


# Pressione

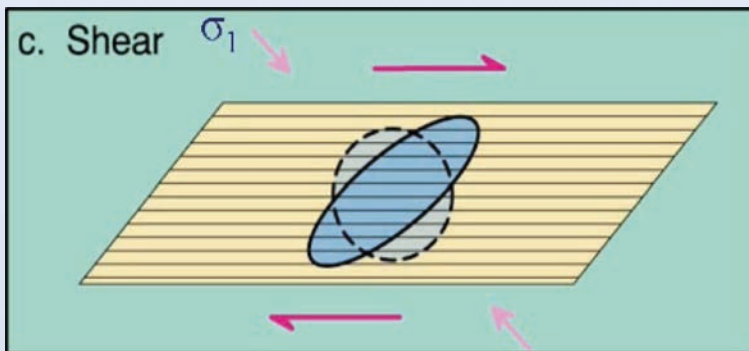
## Tre tipi principali di stress deviatorico e strutture risultanti



**TENSIONE:**  $\sigma_3$  negativo (verso opposto a  $\sigma_1$ )  
Deformazione risultante: stiramento o trazione ; sviluppo di fratture di tensione normali alla direzione di trazione, riempite da minerali tardivi

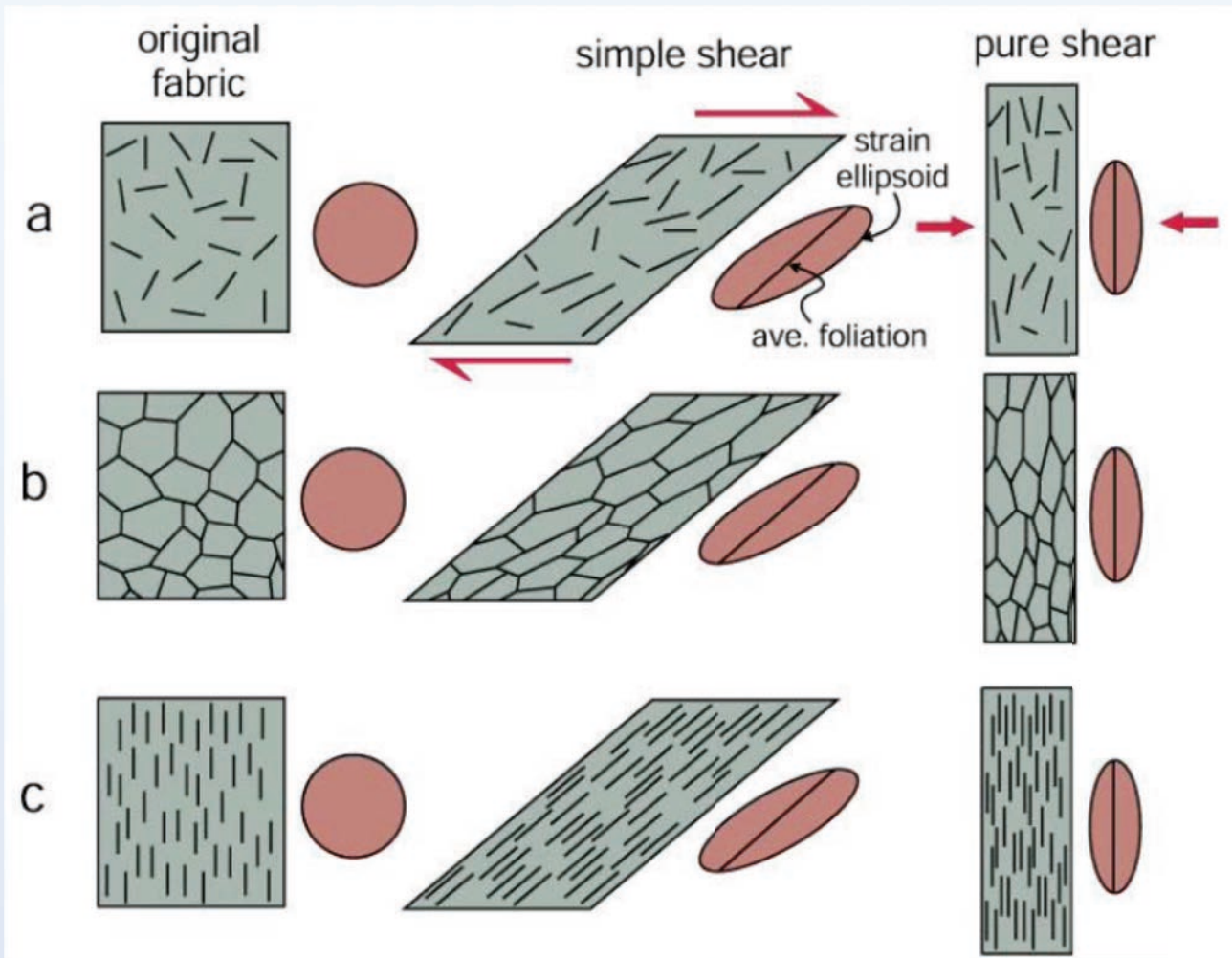


**COMPRESSIONE:**  $\sigma_1$  è lo stress dominante  
Deformazione risultante:  
1) piegamento di preesistenti strutture 2) omogeneo appiattimento (flattening=taglio puro, pure shear) con formazione di anisotropie planari (foliazioni)



**TAGLIO SEMPLICE (simple shear):**  
Scorrimenti/slittamenti differenziali lungo un set di piani paralleli (es, preesistente foliazione). Si crea una foliazione che “tende” alla perpendicolare rispetto alla direzione di max stress (differenza con il caso b)

# Pressione



Winter (2010)

**Development of foliation by simple shear and pure shear (flattening)**

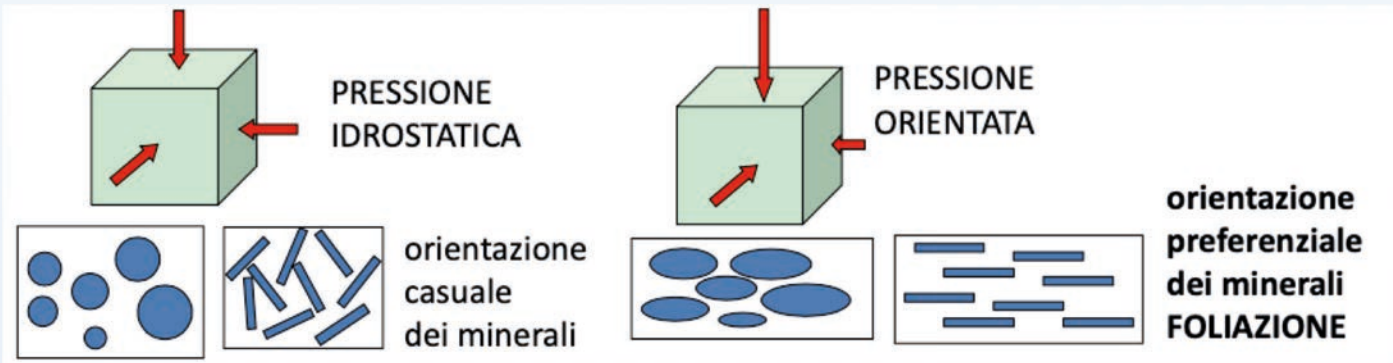
**a) Beginning with randomly oriented planar or linear**

**b) Beginning with equidimensional crystals**

**c) Beginning with with pre-existing foliation**

**Red figures represent an initial sphere and the resulting strain ellipsoid**

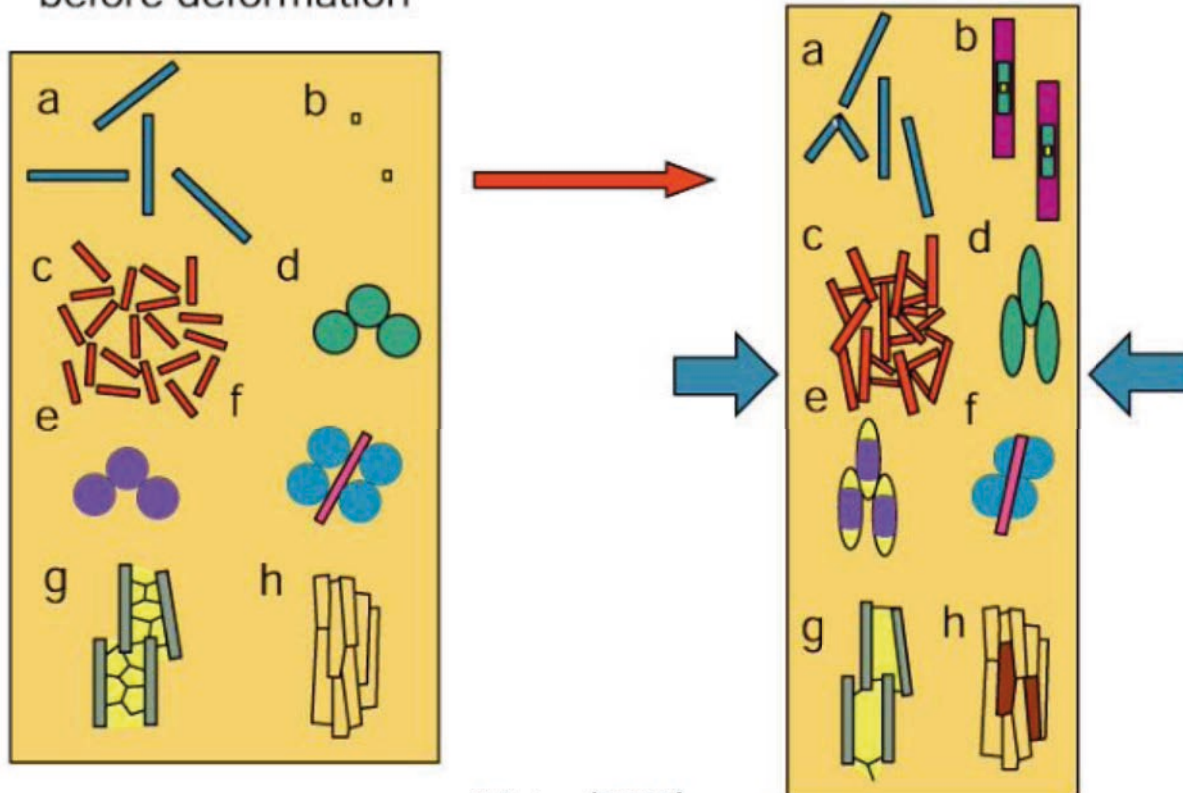
# Pressione



## MECCANISMI DI SVILUPPO DELLA FOLIAZIONE :

before deformation

after deformation



- a. Rotazione meccanica**
- b. Crescita preferenziale perpendicolare alla compressione.**
- c. I granuli con orientazione favorevole rispetto al max. stress crescono, quelli con orientazione sfavorevole no (o si dissolvono).**
- d. Cambiamento della forma per deformazione.**
- e. Effetto della dissoluzione per pressione ("pressure solution").**
- f. Combinazione : caso a + e.**
- g. Crescita vincolata tra fillosilicati.**
- h. Crescita mimetica su una preesistente foliazione.**

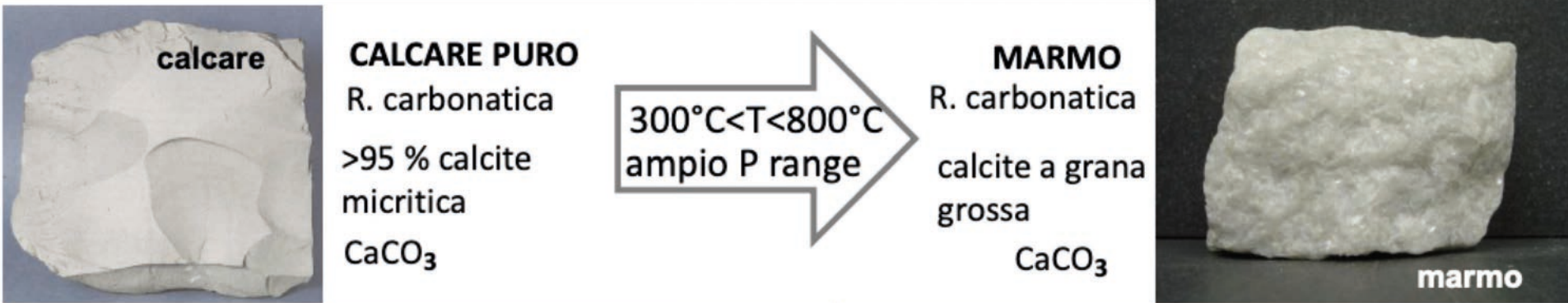
# Protolite e differenziazione metamorfica

Il protolite è la roccia originaria prima dell'evento metamorfico.

## Importante:

Il metamorfismo è spesso un evento **isochimico** o conservativo a macro/meso scala. Si ha cioè la **conservazione della composizione originaria del protolite**.

Esempi:



# Protolite e differenziazione metamorfica



**gabbro**



$\rho=3 \text{ g/cm}^3$

**basalto**

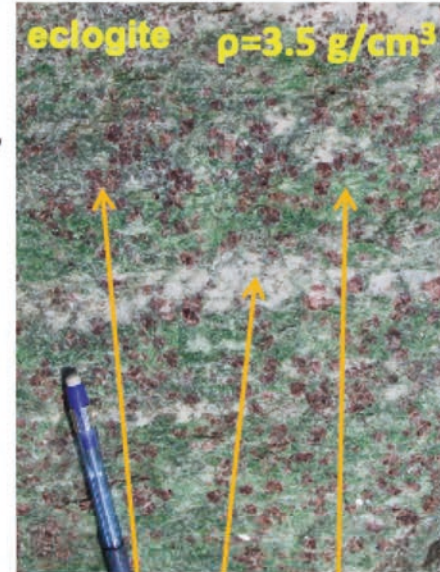
## BASALTO/GABBRO

R. magmatica basica  
Silicati : plagioclasio  
clinopirosseno,  
olivina

$T > 500^\circ\text{C}$   
 $P > 15\text{-}20\text{kbar}$

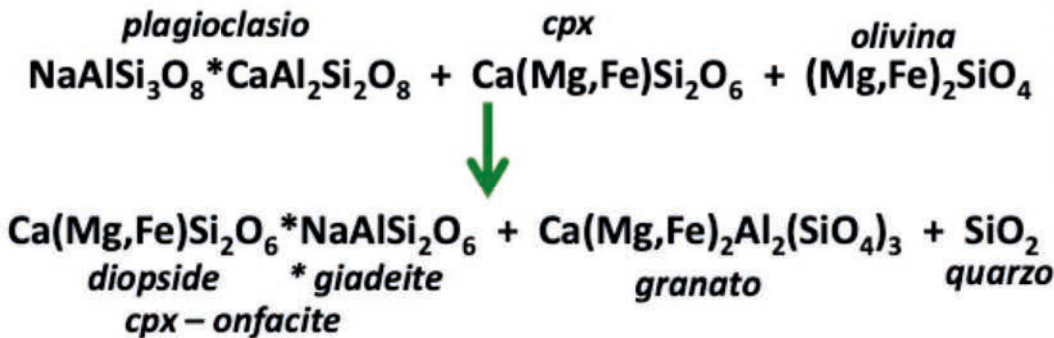
## ECLOGITE

R. metam. basica  
Silicati: granato,  
quarzo,  
clinopirosseno



**eclogite**  $\rho=3.5 \text{ g/cm}^3$

granato (rosso)    quarzo (bianco)    onfacite (verde)



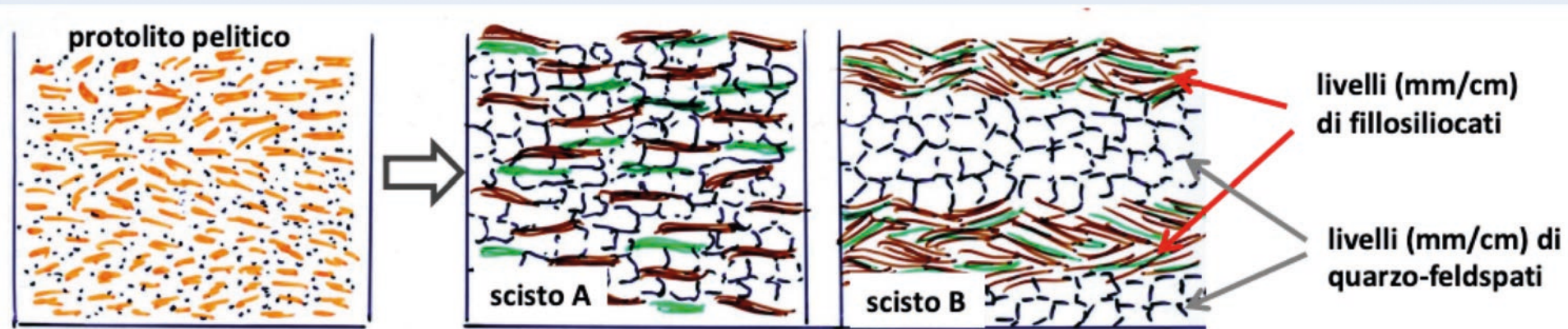


# Protolite e differenziazione metamorfica

Durante l'evento metamorfico si ha la mobilità a piccola scala (mm/cm/dm) dei componenti chimici non volatili. Questi cioè migrano e si ridistribuiscono all'interno della roccia.

Questo processo può essere identificato con il nome di DIFFERENZIAZIONE METAMORFICA.

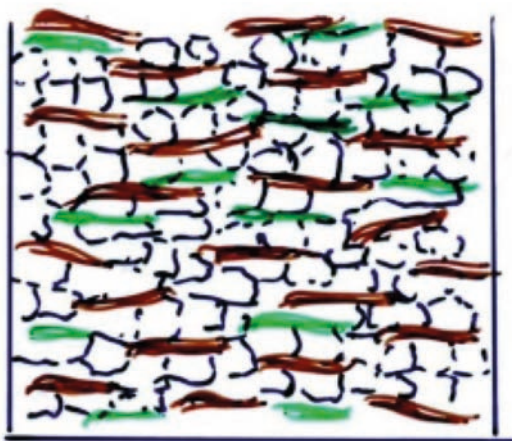
Esso in molti casi porta alla comparsa di volumi arricchiti o impoveriti in alcune specie mineralogiche (es.: livelli arricchiti in quarzo + feldspati e livelli arricchiti in miche, caso molto frequente in filladi, scisti, gneiss, anfiboliti, etc).



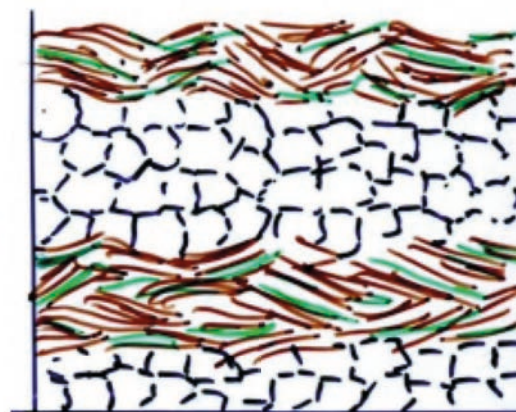
Se si considerano volumi più ampi, alla scala del campione macro e dell'affioramento, la **natura chimica del protolite è conservata** (rimane un processo isochimico)

# Protolite e differenziazione metamorfica

Distribuzione omogenea dei componenti chimici e quindi delle fasi mineralogiche (caso A)



Mobilizzazione a piccola scala con produzione di banding composizionale e mineralogico : microlivelli arricchiti in fasi diverse (caso B)



↑  
protolito  
conservato  
↓



# Protolite e differenziazione metamorfica

In casi speciali però, la mobilità delle specie chimiche non volatili può essere a grande scala.



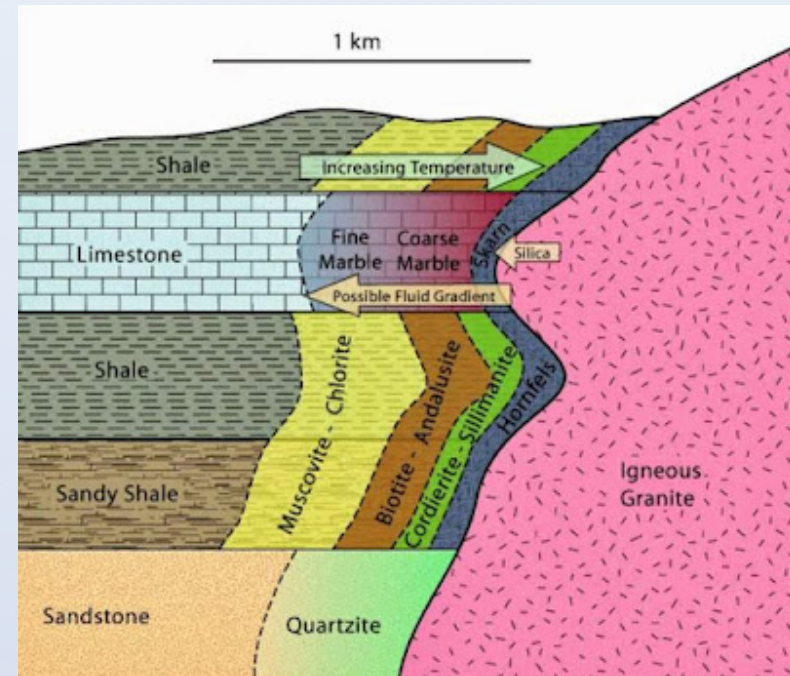
Si ha quindi un sistema chimico aperto



METAMORFISMO ALLOCHIMICO o METASOMATISMO METAMORFICO

Esempio:

aureole metamorfiche nel metamorfismo di contatto



# Le reazioni metamorfiche

Le principali reazioni metamorfiche si possono dividere in quattro categorie:

- 1) Trasformazioni di fase
- 2) Reazioni solido – solido
- 3) Reazioni di scambio ionico
- 4) Reazioni di de-volatilizzazione (Solido  $\leftrightarrow$  solido + vapore)
  - a) reazioni di deidratazione (liberano  $H_2O$ )
  - b) reazioni di decarbonatazione (liberano  $CO_2$ )

# Le reazioni metamorfiche

## Trasformazioni di fase

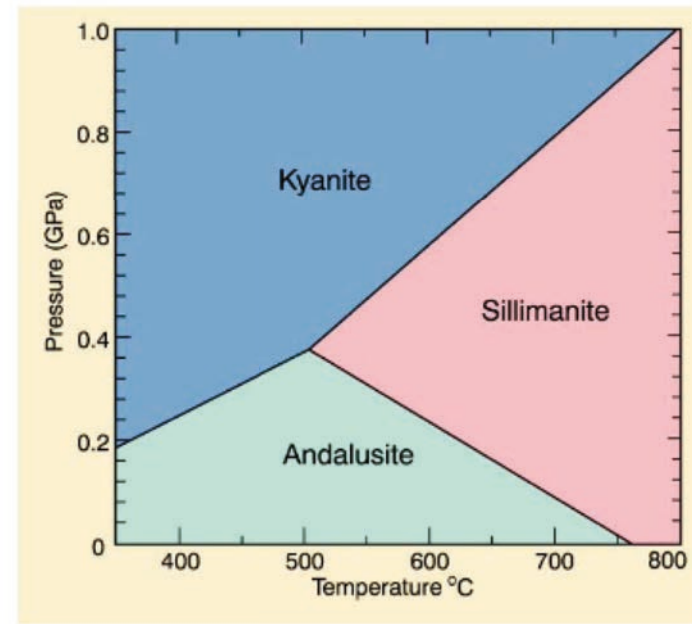
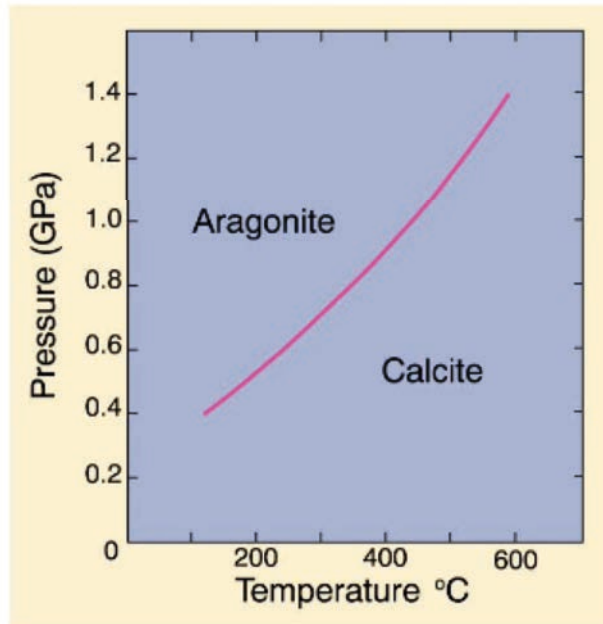
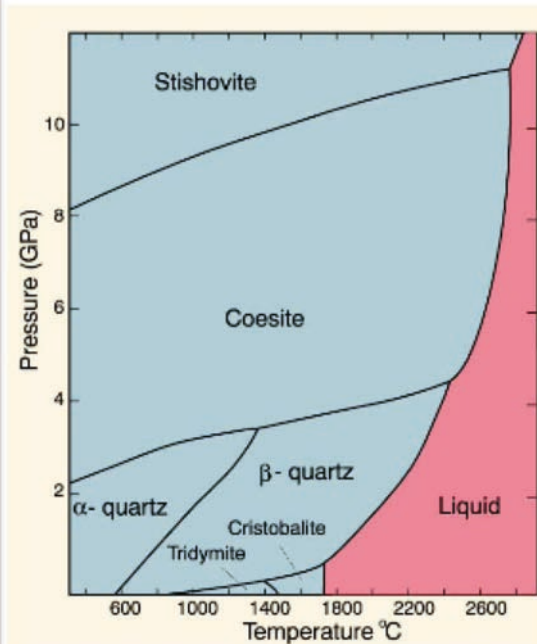
### 1) LE TRASFORMAZIONI DI FASE

Sono le TRASFORMAZIONE POLIMORFE. Es :  $\text{SiO}_2$ , C,  $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$

Isochimiche - non influenzate dalla fase fluida

La posizione delle curve di transizione di fase nel piano P-T dipende solo da T e P, è indipendente dalla composizione della roccia

1GPa = 10 Kbar

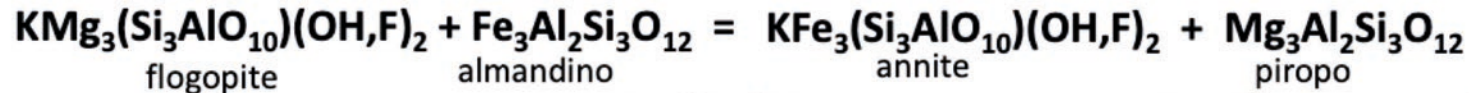
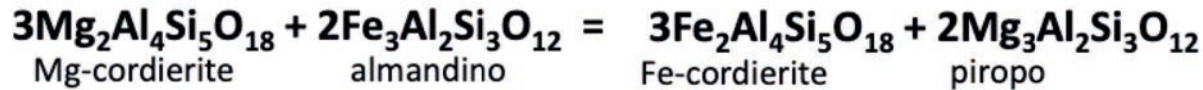




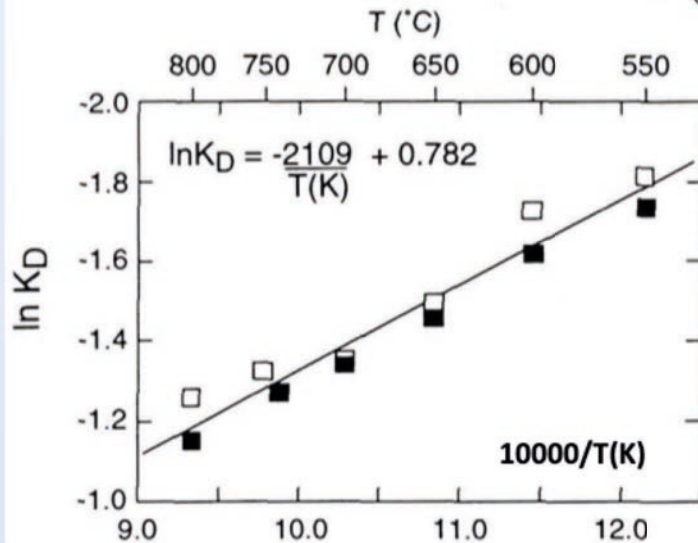
# Le reazioni metamorfiche

## Reazioni di scambio ionico

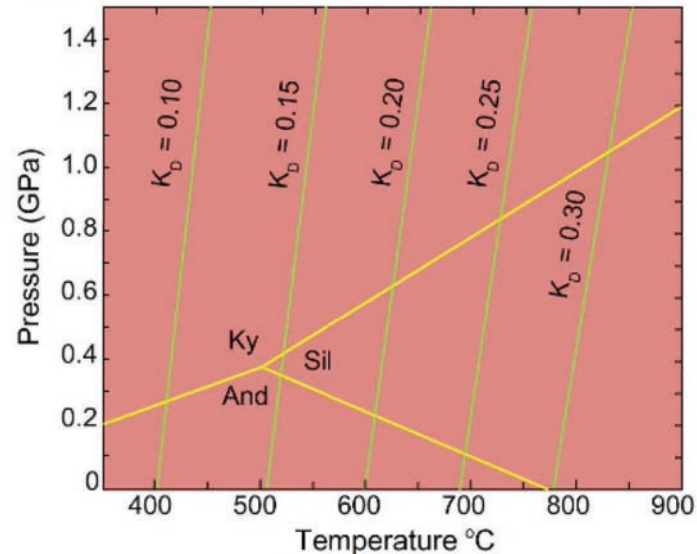
(reciproco scambio di componenti chimici tra le fasi mineralogiche. Es: scambio di Fe e Mg tra mica e granato coesistenti o tra cordierite e granato coesistente)



per  $\gamma = 1$      $a_i^\alpha = X_i^\alpha$      $K = K_D = \left( \frac{X_{\text{Fe}}^{\text{Bt}} X_{\text{Mg}}^{\text{Grt}}}{X_{\text{Mg}}^{\text{Bt}} X_{\text{Fe}}^{\text{Grt}}} \right)$      $K = K_D = \frac{(X_{\text{Mg}}/X_{\text{Fe}})^{\text{Grt}}}{(X_{\text{Mg}}/X_{\text{Fe}})^{\text{Bt}}} = \frac{(\text{Mg}/\text{Fe})^{\text{Grt}}}{(\text{Mg}/\text{Fe})^{\text{Bt}}}$



Relazione tra lnK<sub>D</sub> e T per lo scambio Fe-Mg tra Bt-Gt ottenuta dai dati sperimentali di Ferry&Spear (78), fatti a P=2.07kb e Gt senza Ca



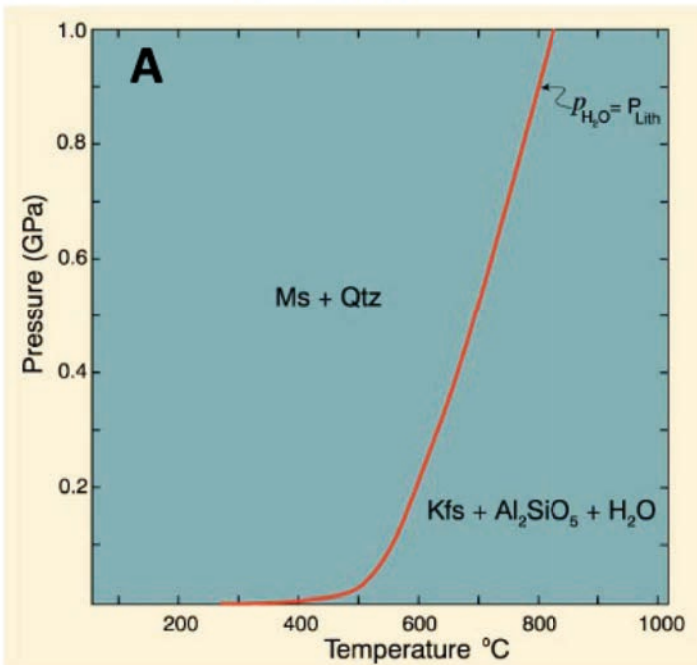
Localizzazione P-T dei diversi K<sub>D</sub> della reazione di scambio Fe-Mg tra Bt-Gt, utilizzando la calibrazione di Ferry&Spear (78). (da Spear,93)

# Le reazioni metamorfiche

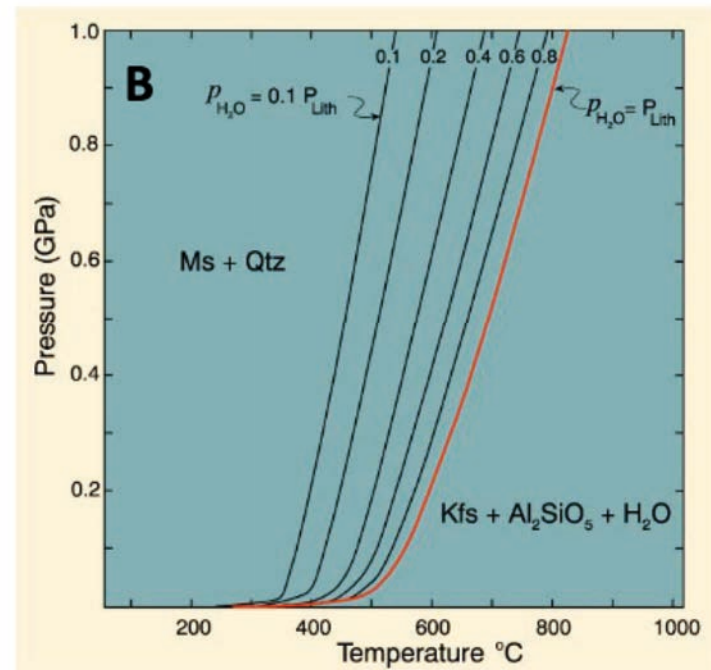
## Reazioni di deidratazione



La localizzazione P-T di questa reazione non dipende solo T e P, ma anche dalla pressione parziale di H<sub>2</sub>O ( $p_{\text{H}_2\text{O}}$ )



La reazione in condizioni di saturazione di H<sub>2</sub>O ( $p_{\text{H}_2\text{O}} = P_{\text{fluidi}} = P_{\text{lit}}$ )



La reazione si sposta verso più basse T al diminuire di  $p_{\text{H}_2\text{O}}$ .

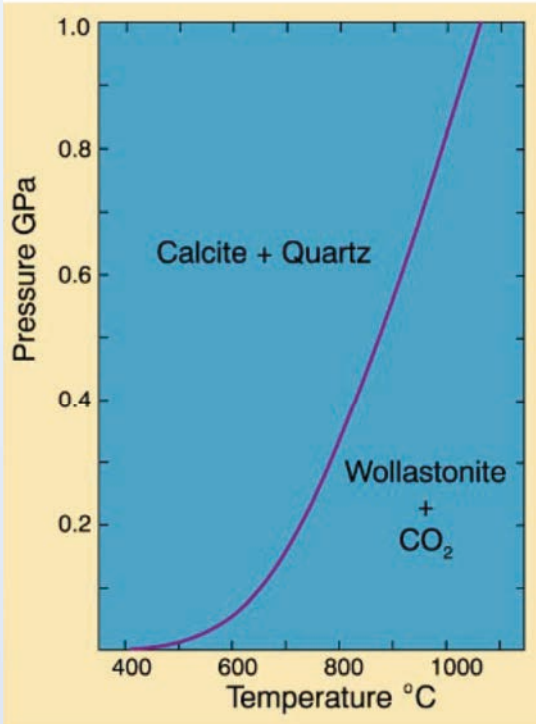
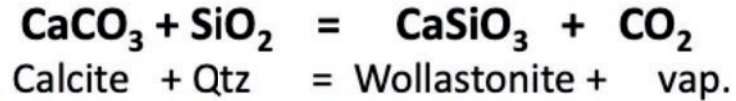
La diminuzione di  $p_{\text{H}_2\text{O}}$  può essere dovuta a:

- 1)  $p_{\text{H}_2\text{O}} = P_{\text{fluidi}} < P_{\text{lit}}$
- 2)  $p_{\text{H}_2\text{O}} < P_{\text{fluidi}} = P_{\text{lit}}$

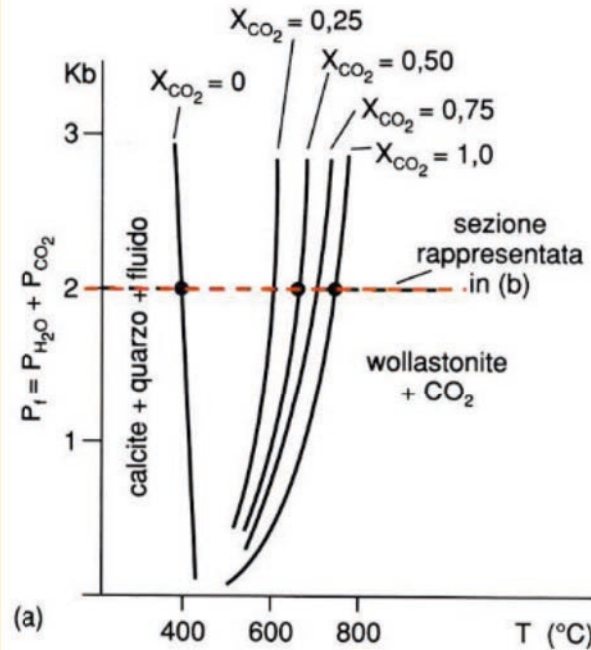


# Le reazioni metamorfiche

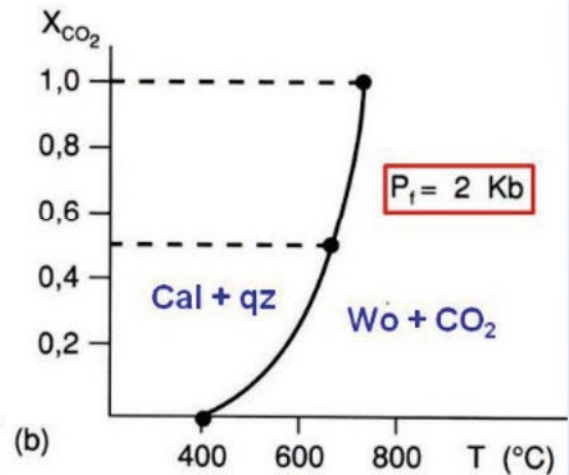
## Reazioni di decarbonatazione



La reazione a  $P_{\text{tot}} = P_{\text{lit}} = P_{\text{CO}_2}$



Influenza della composizione del fluido sulla reazione di decarbonatazione

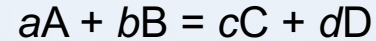


Variazione della T di equilibrio al variare della frazione molare X di CO<sub>2</sub> nel fluido composto da una miscela di CO<sub>2</sub>+H<sub>2</sub>O

# La geotermobarometria

Conoscendo le proprietà termodinamiche delle fasi e dei loro *end-member*, le varie reazioni metamorfiche possono essere utilizzate per stimare le condizioni di T e P alle quali è avvenuto il metamorfismo.

Data una reazione generica del tipo:



(dove *a* è il coefficiente stechiometrico del *end-member* A, etc)

Noto che la differenza di energia libera della reazione è data da:

$$\Delta G_{\text{reaz}} = \Delta G^\circ + RT \ln K$$

$$\Delta G_{\text{reaz}} = \Delta H^\circ - T\Delta S^\circ + P\Delta V^\circ + RT \ln K$$

$$R = 8.3144 \text{ J} \cdot \text{mol}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$$

$$K = \frac{a_C^c \cdot a_D^d}{a_A^a \cdot a_B^b}$$

H, S, V = entalpia, entropia e volume allo stato standard

All'equilibrio:

$$\Delta G_{\text{reaz}} = 0$$

Si ricava quindi:

$$T (\text{°K}) = \frac{\Delta H^\circ + P\Delta V}{\Delta S^\circ - R \ln K}$$

$$P(\text{bar}) = \frac{T\Delta S^\circ - RT \ln K - \Delta H^\circ}{\Delta V}$$

**importante: calcolo attività delle fasi !!**

$$a_i^A = \gamma_i X_i^A$$

se  $\gamma = 1$  (= soluzioni solide ideali)

$$a_i^A = X_i^A$$

**per molte fasi assunzione non corretta!**

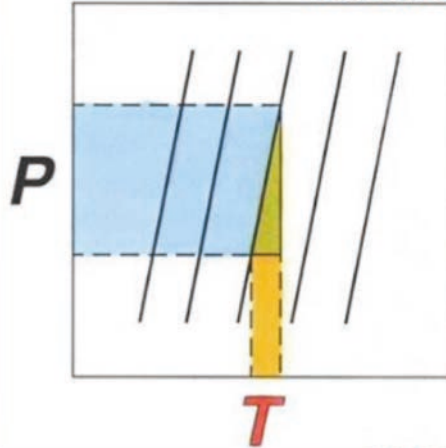
$\left\{ \begin{array}{l} A = \text{fase} \quad i = \text{componente nella fase A} \\ \gamma_i = \text{coefficiente di attività del comp. } i \\ X_i^A = \text{frazione molare del componente } i \\ \text{nella fase A} \end{array} \right.$

# La geotermobarometria

Le curve di equilibrio nello spazio P-T delle reazioni solido-solido sono rappresentate da rette. La PENDENZA può essere stimata mediante l'equazione di di Clapeyron

$$\frac{dP}{dT} = \frac{\Delta S}{\Delta V}$$

## BUON GEOTERMOMETRO

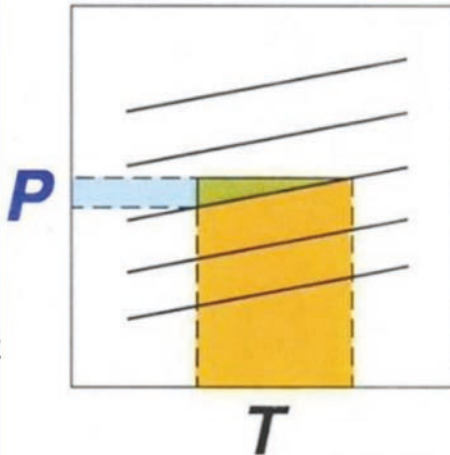


**$\Delta V$  molto piccolo  
alta pendenza retta**

Es: scambio Fe-Mg tra Gt-Bt  
 $\Delta V = 0.238 \text{ J/bar} (= 2.38 \text{ cm}^3)$   
 $\Delta S = 19.51 \text{ J/mol K}$   
 $\Delta S / \Delta V = m = 81.97$

Per input di P molto grandi,  
l'errore sulla stima di T è piccolo

## BUON GEOBAROMETRO



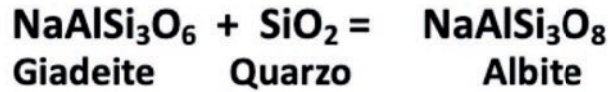
**$\Delta V$  grande  
bassa pendenza retta**

Es:  $\text{An} = \text{Ca-Gt} + \text{cianite} + \text{qz}$   
 $\Delta V = -6.608 \text{ J/bar} = -66.08 \text{ cm}^3$   
 $\Delta S = -150.66 \text{ J/mol K}$   
 $\Delta S / \Delta V = m = 22.80$

Per input di T molto grandi,  
l'errore sulla stima di P è piccolo

# La geotermobarometria

Esempio:



A) Localizzazione P-T della reazione per  $K=1$ , cioè per composti puri.

B) Localizzazione P-T della reazione per diversi valori di  $K$ , cioè per composti non puri, assumendo però che le fasi si comportino come soluzioni solide ideali

$$a_i^\alpha = \gamma X_i^\alpha \quad \text{se } \gamma = 1 \longrightarrow a_i^\alpha = X_i^\alpha$$

