

ROCCE METAMORFICHE

All'interno della crosta terrestre le temperature e le pressioni possono essere decisamente elevate ma non abbastanza da fondere le rocce. In queste aree tali aumenti di T e P determinano modificazioni della composizione mineralogica e della tessitura cristallina delle rocce preesistenti che rimangono tuttavia sempre allo stato solido. La maggior parte delle reazioni che portano alla formazione delle rocce metamorfiche avvengono a profondità tra i 10 e i 30 km. Le rocce metamorfiche che si formano nelle regioni crostali meno profonde, a T e P più basse sono dette rocce a basso grado di metamorfismo, mentre quelle che si formano nelle zone più profonde sono dette rocce ad alto grado di metamorfismo.

Alcune rocce possono essere state soggette all'inizio della loro storia ad alte T e P producendo una roccia ad alto grado di metamorfismo. Successivamente questa roccia potrebbe essere nuovamente metamorfosata a condizioni di T e P inferiori. In questo caso si parla di metamorfismo retrogrado

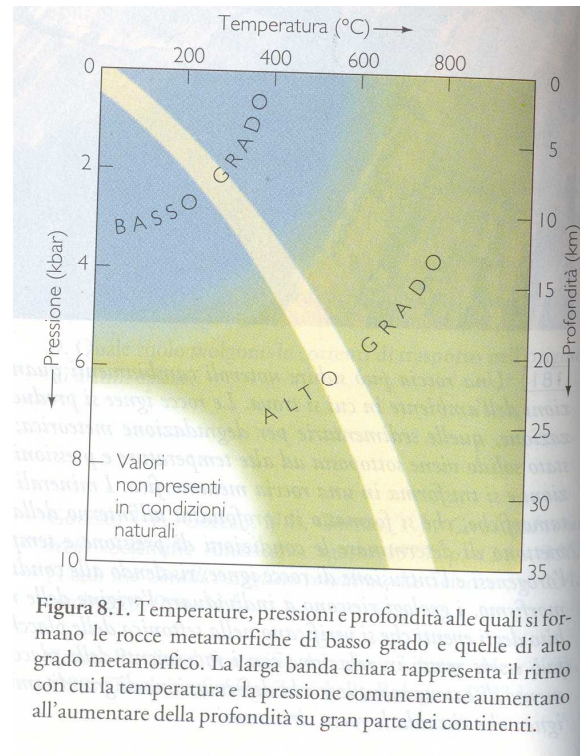


Figura 8.1. Temperature, pressioni e profondità alle quali si formano le rocce metamorfiche di basso grado e quelle di alto grado metamorfico. La larga banda chiara rappresenta il ritmo con cui la temperatura e la pressione comunemente aumentano all'aumentare della profondità su gran parte dei continenti.

Fattori fisici e chimici che regolano il metamorfismo

Temperatura: il calore è capace di spezzare i legami chimici e di alterare la struttura cristallina delle rocce. Man mano che la temperatura si alza atomi e ioni ricristallizzano secondo nuove disposizioni, creando nuove associazioni minerali. Il calore riduce la resistenza meccanica delle rocce e quindi le rocce metamorfiche vengono piegate intensamente e deformate se entrano a far parte di una fascia orogenetica.

Pressione: può modificare sia la tessitura di una roccia sia la sua mineralogia. Una roccia allo stato solido è soggetta a due tipi di sforzi definiti stress. Il primo è una pressione omogenea in tutte le sue direzioni. Questa pressione detta di confinamento modifica la mineralogia facendo avvicinare tra loro gli atomi e formando così nuovi minerali con strutture cristalline più dense. L'altra pressione definita orientata si manifesta secondo una direzione definita, es. la compressione esercitata da due placche convergenti che provoca deformazioni nelle rocce lungo tutta la fascia di contatto. A seconda del tipo di pressione i minerali metamorfici possono venire compressi, allungati o ruotati in modo da risultare allineati secondo una direzione.

Trasformazioni chimiche: la composizione chimica di una roccia può venire notevolmente modificata dall'introduzione o dalla sottrazione di componenti chimici. All'intrusione di un magma seguono modificazioni chimiche nelle rocce circostanti, risalgono fluidi idrotermali che trasportano nuovi elementi. Questi possono reagire con le rocce attraverso cui passano modificandone la composizione chimica attraverso un processo denominato metasomatismo.

Fluidi nel metamorfismo: all'interno delle rocce metamorfiche si possono trovare minuti interstizi contenenti fluidi. Questo fluido intergranulare accelera le reazioni metamorfiche. Nel momento in cui pressione e temperatura disgregano le strutture cristalline, atomi e ioni migrano di continuo tra la roccia e il fluido. Con il procedere del metamorfismo l'acqua stessa reagisce con la roccia.

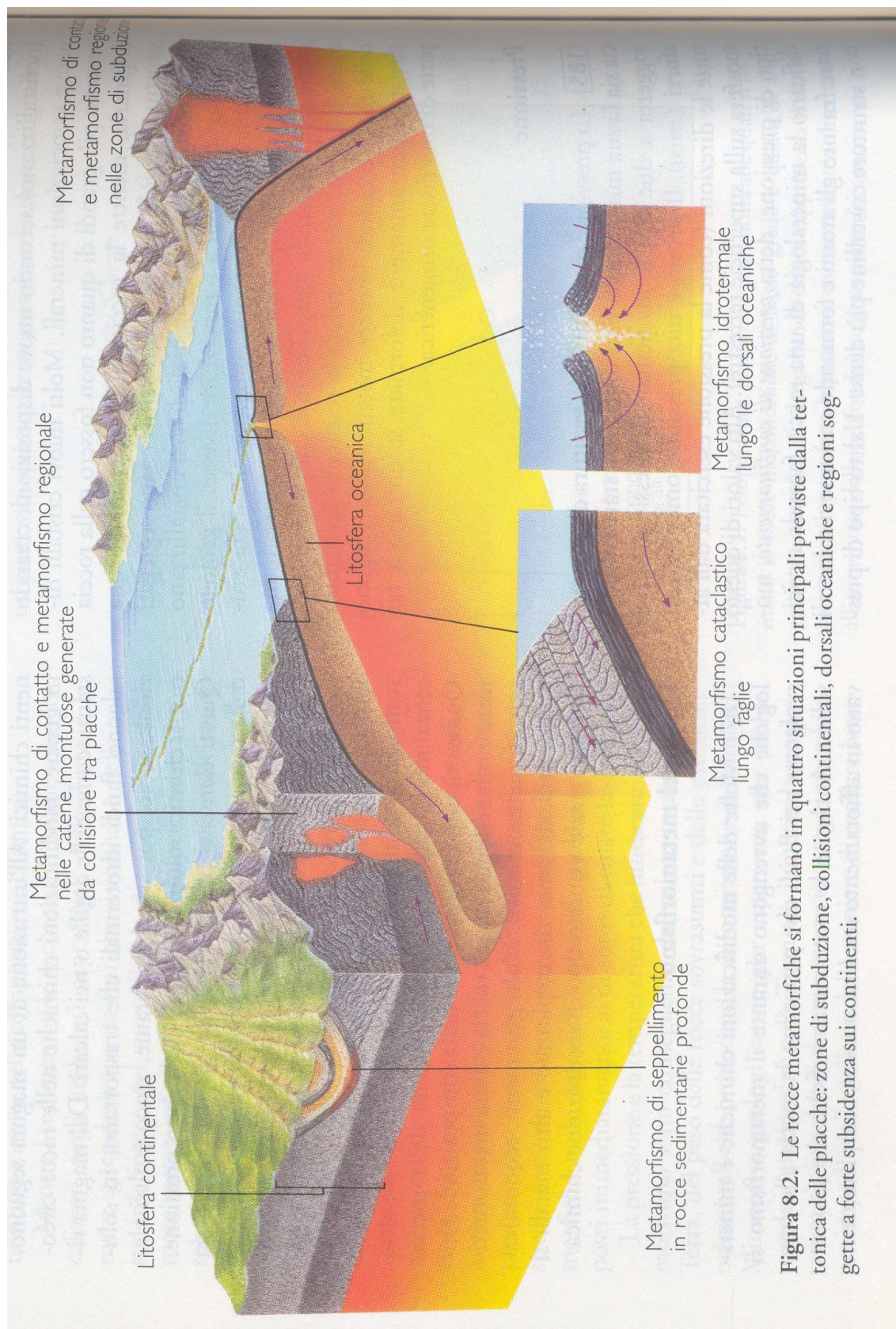


Figura 8.2. Le rocce metamorfiche si formano in quattro situazioni principali previste dalla tettonica delle placche: zone di subduzione, collisioni continentali, dorsali oceaniche e regioni soggette a forte subsidenza sui continenti.

In tutte le regioni metamorfiche si verifica che, a parità di composizione chimica delle rocce, *le associazioni mineralogiche variano nello spazio*.

Queste situazioni sono state collegate al fatto che durante i processi metamorfici, le *condizioni P - T* non sono uguali in ogni punto del volume roccioso interessato, ma *variano nello spazio e variano con gradualità*

La gradualità e la varia intensità delle trasformazioni mineralogiche, che si verificano nell'intervallo termico del metamorfismo, implicano il concetto di grado metamorfico:

- alto grado metamorfico → T alte
- basso grado metamorfico → T basse

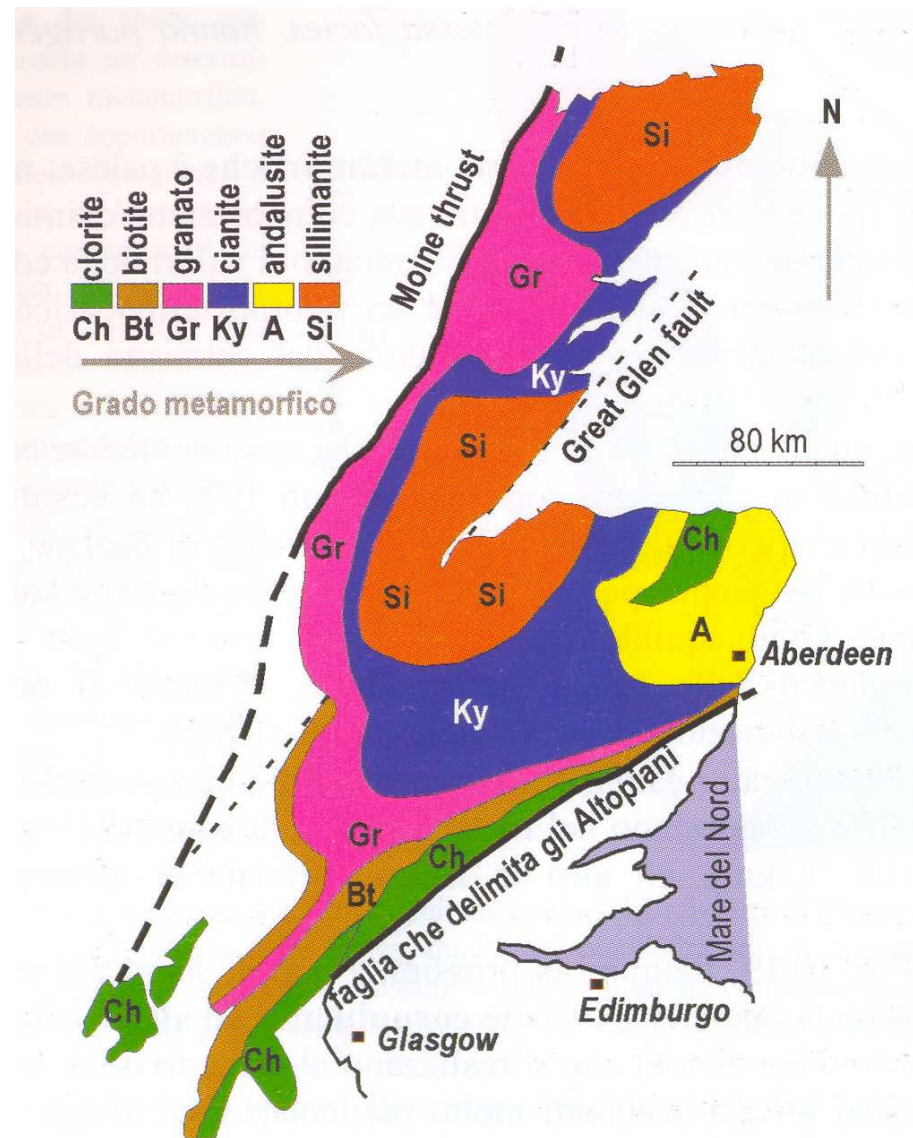
Grado metamorfico: generale indicazione di temperature crescenti durante il metamorfismo, senza specificare le relazioni che intercorrono fra temperatura e pressione.

basso, medio, alto

Verso la fine dell'800 George Barrow introdusse il termine di minerale indice. Analizzando una porzione delle Highlands scozzesi questo ricercatore si rese conto che l'area poteva essere suddivisa in fasce di rocce caratterizzate dall'ingresso di un nuovo minerale nonostante il chimismo globale rimanesse lo stesso.

A parità di chimismo globale la comparsa del minerale indice denuncia il cambiamento dei parametri che hanno controllato il sistema. Ad esempio la sillimanite può essere legata alla reazione muscovite+quarzo = Kfeldspato+sillimanite più acqua

Oppure alla trasformazione polimorfa cianite-sillimanite



Concetto di grado metamorfico

grado metamorfico: utilizzato nella letteratura internazionale per descrivere, all'interno di specifiche aree metamorfiche, corpi rocciosi caratterizzati da una più o meno spinta trasformazione per opera del processo metamorfico.

Vengono perciò chiamate aree di più basso o più alto grado metamorfico quelle che presentano temperatura inferiore o maggiore rispetto ad altre. All'aumentare della temperatura si avranno rocce di “grado metamorfico” crescente, caratterizzate dalla crescente perdita dai reticoli cristallini dei costituenti dei componenti volatili (H₂O, CO₂), cioè da una progressiva deidratazione e decarbonatazione delle fasi mineralogiche.

Il grado metamorfico crescente e la zoneografia metamorfica sono rigorosamente descrivibili in termini di facies metamorfiche.

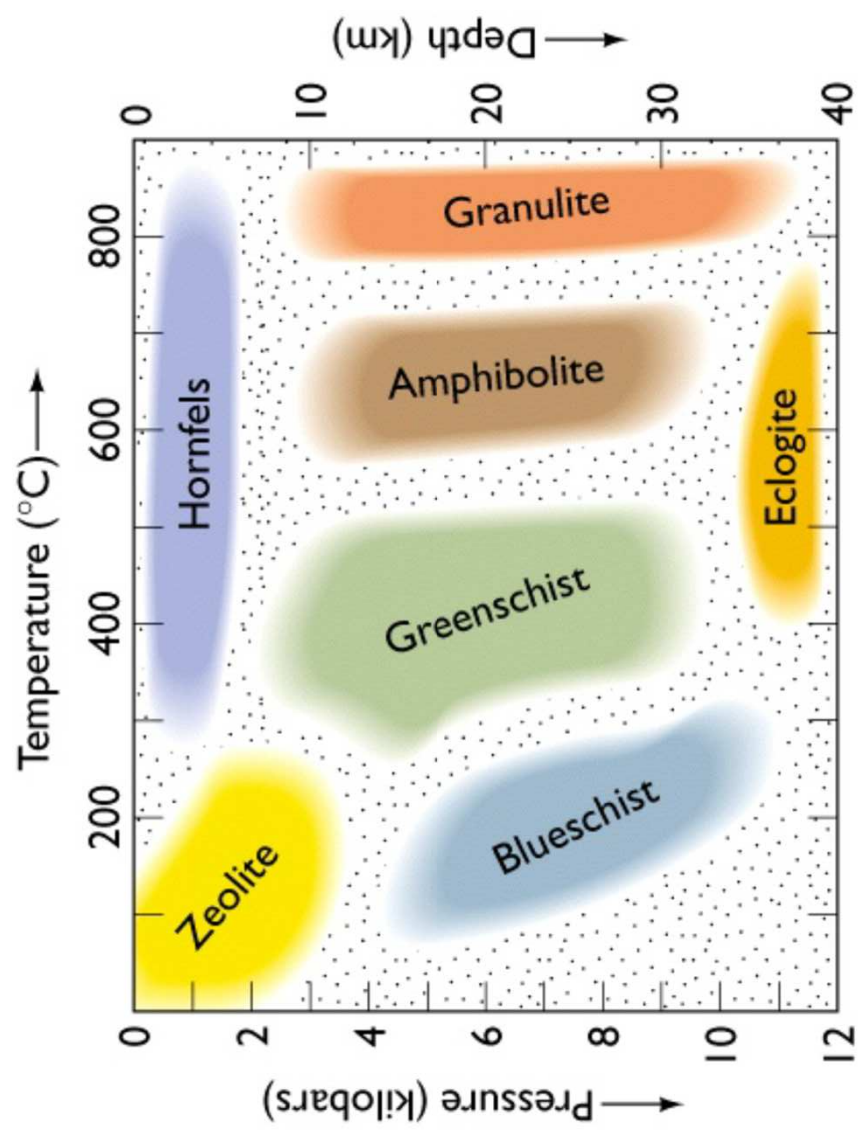
Eskola nel 1915 espresse invece il concetto di facies metamorfica. Con questo termine si intende un insieme delle associazioni mineralogiche metamorfiche, associate nello spazio e nel tempo, che mostrano una costante e prevedibile relazione tra composizione mineralogica e chimismo della roccia a date condizioni ambientali, di temperatura e pressione, anche se altre variabili, quali la P_{H_2O} , possono risultare importanti.. In altre parole una facies metamorfica rappresenta un ambiente P-T in cui si sviluppano determinate associazioni di minerali in funzione oltre che delle variabili intensive anche del chimismo. Ne deriva che:

Se due rocce hanno chimismo identico ed appartengono alla stessa facies debbono possedere identiche paragenesi;

Due rocce con chimismo differente, appartenenti alla stessa facies, hanno paragenesi diverse.

Eskola (1920) propose 5 facies, considerando i principali cambiamenti delle associazioni mineralogiche delle rocce di *composizione basaltica*, vista la grossa diffusione di questo tipo di rocce, e i chiari e numericamente limitati cambiamenti delle associazioni che in esse si osservano.

Alle 5 facies di Eskola (1920, 1939) ne sono state aggiunte delle altre, e oggi si distinguono le seguenti facies:



Il metamorfismo di bassa pressione è caratterizzato dalla stabilità dei polimorfi del composto Al_2SiO_5 andalusite-sillimanite.

Il metamorfismo di pressione intermedia è caratterizzato dalla coppia cianite-sillimanite.

Il metamorfismo di alta pressione è caratterizzato da ambienti nei quali è stabile l'anfibolo blu.

Tabella 10.7 - Principali facies metamorfiche nel metamorfismo dinamotermico

<i>Facies</i>	<i>Caratteri mineralogici</i>
Zeoliti	zeoliti, specialmente laumontite ed eulandite; talora analcime; diagnostico l'insieme quarzo + laumontite + clorite.
Prehnite-Pumpellyite	è tipica l'associazione prehnite ± pumpellyite + quarzo (senza zeoliti, glaucofane o lawsonite).
Scisti blu	glaucofane + lawsonite; giadeite + quarzo + aragonite.
Scisti verdi	albite + epidoto + actinolite ± clorite ± calcite in rocce femiche e pirofillite in quelle pelitiche.
Anfiboliti	orneblenda alluminifera + plagioclasio ($\text{An} > 20$) nelle rocce femiche e cianite o anadalsite in quelle pelitiche.
Granuliti	pirosseno monoclinico (augite) + pirosseno rombico (bronzite) + plagioclasio; anche granato ferromagnesiaco.
Eclogiti	associazioni prive di plagioclasio caratterizzate, nelle rocce femiche [= sono la netta maggioranza], da clinopirosseno ricco di molecola giadeitica e granato ricco di piropo.

Serie di facies

Miyashiro (1961) osservò che le associazioni mineralogiche in diverse zone metamorfiche ed orogeniche mostravano delle differenze sistematiche molto marcate e collegò tali differenze a diversità nelle traiettorie T-P durante il metamorfismo.

Le sequenze di reazioni legate alle traiettorie T-P implicano pertanto specifiche successioni di facies o serie di facies

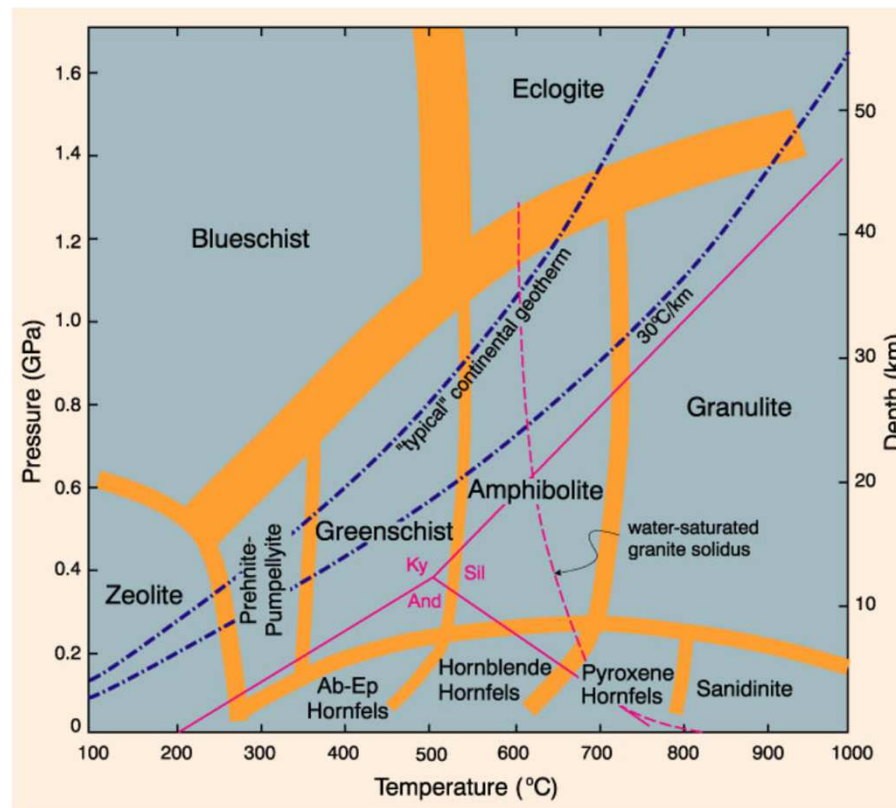
Serie di facies: la successione di associazioni mineralogiche metamorfiche che si formano, per temperature crescenti, a partire da rocce di qualunque composizione, lungo una specifica traiettoria T/P, cioè per un certo valore del gradiente termico

3 principali tipi di serie di facies metamorfiche:

- metamorfismo di **basso P/T**, tipo **Abukuma**, di **gradiente termico elevato** ($>40^{\circ}\text{C}/\text{km}$ circa), o della "**serie andalusite-sillimanite**" per la presenza, nelle rocce di adeguata composizione chimica, di andalusite nei terreni di più basso grado e di sillimanite in quelli di alto.

Località di riferimento: **Abukuma, Bosost, Buchan**

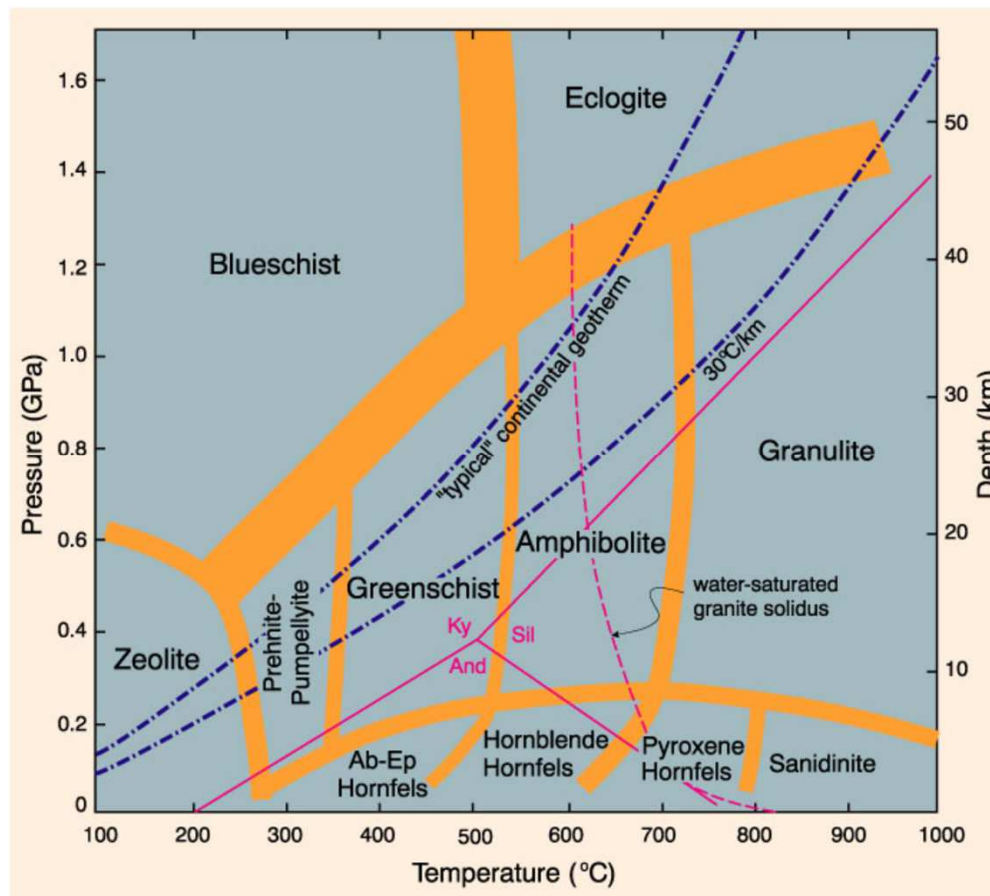
Sequenza tipica: rocce in facies scisti verdi $\rightarrow$ facies anfiboliti $\rightarrow$ facies granuliti.



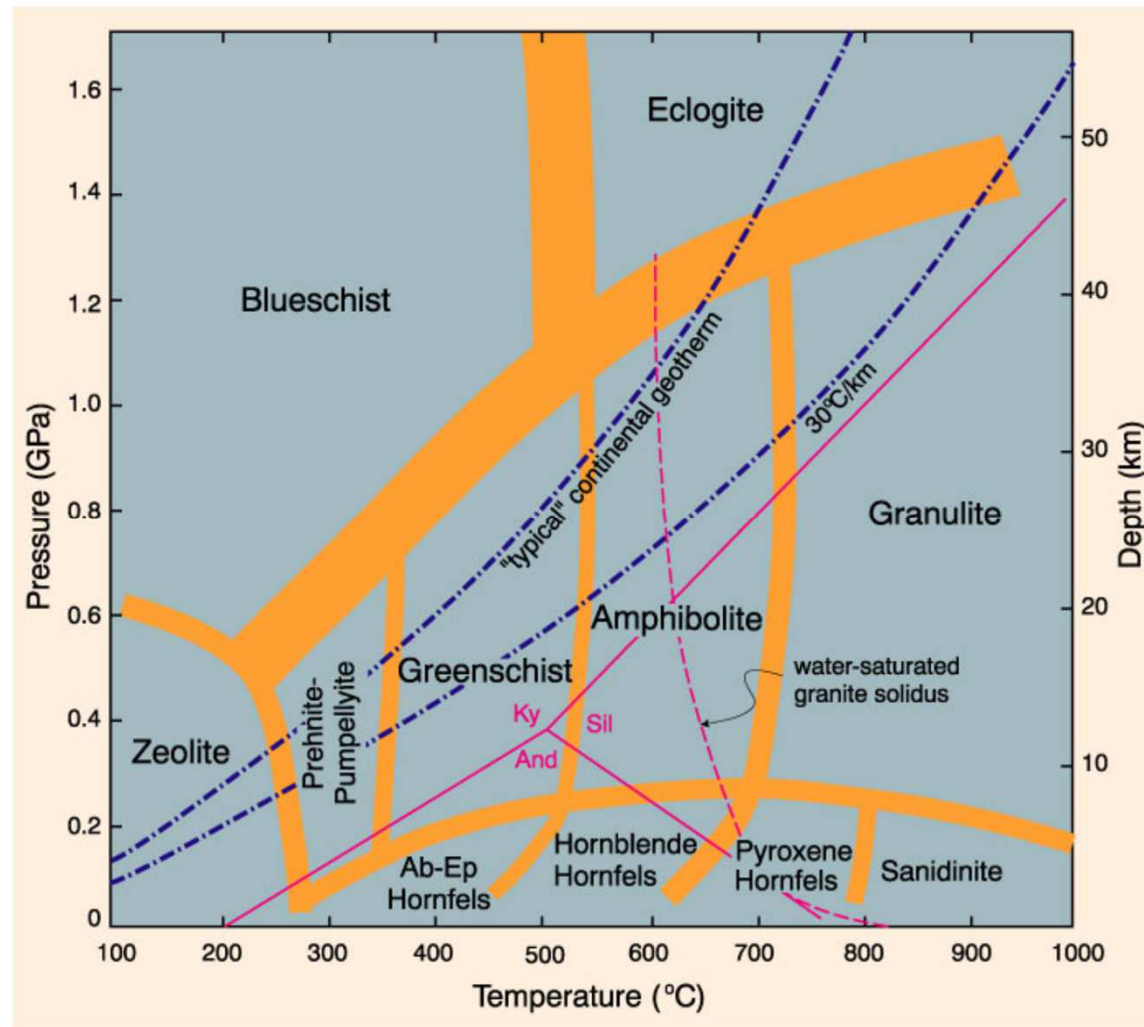
- metamorfismo di *intermedio P/T*, o *tipo Barroviano*, o di *gradiente termico intermedio* (15-40°C/km circa), o della "*serie cianite-sillimanite*" per la presenza, nelle rocce di adeguata composizione chimica, di cianite nei terreni di più basso grado e di sillimanite in quelli di alto grado.

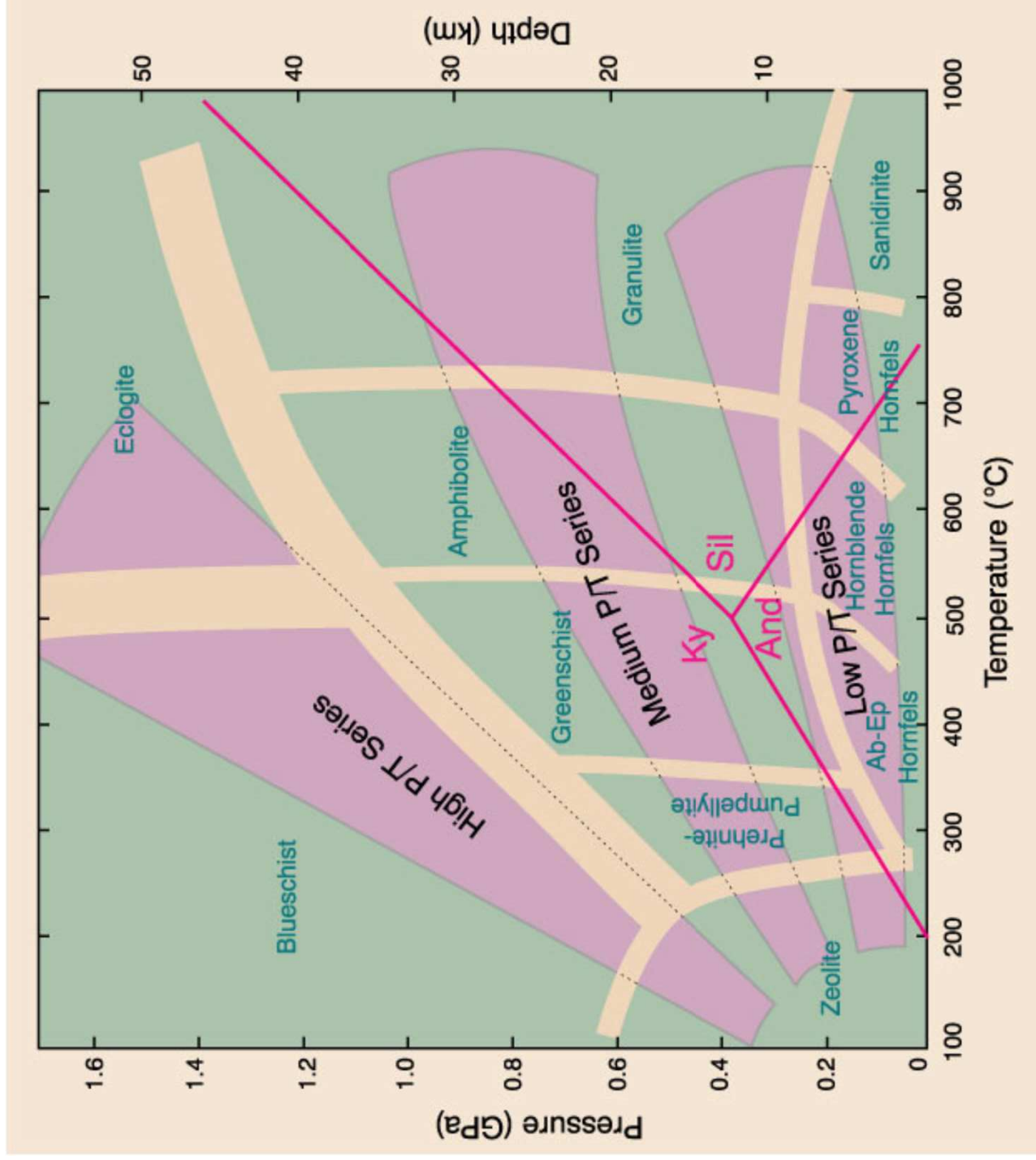
Area classica di riferimento: **Scottish Highlands**

Sequenza tipica: rocce in facies scisti verdi → facies anfiboliti ad epidoto → facies anfiboliti → facies granuliti.



- metamorfismo di **elevato P /bassa T** , o **metamorfismo glaucofanico**, o di **gradiente termico basso** ($<15^{\circ}\text{C}/\text{km}$ circa), caratterizzato, nelle rocce di adeguata composizione chimica e alle condizioni T - P adeguate, dalla presenza di glaucofane. Sequenza tipica: rocce in facies "sub-greenschist" $\rightarrow$ facies scisti a glaucofane.





I processi metamorfici possono essere classificati in base ai seguenti diversi criteri, precisando subito che i processi metamorfici con la stessa denominazione possono ricadere in più d'una delle seguenti categorie:

1) *Estensione del processo metamorfico:*

a) *metamorfismo regionale*: tipo di metamorfismo che si estende in aree molto vaste, parecchie centinaia o migliaia di km, interessando quindi volumi di roccia molto grandi.

Questo è associato a processi tettonici a larga scala, quali l'espansione dei fondi oceanici e l'ispessimento crostale in aree di collisione continentale.

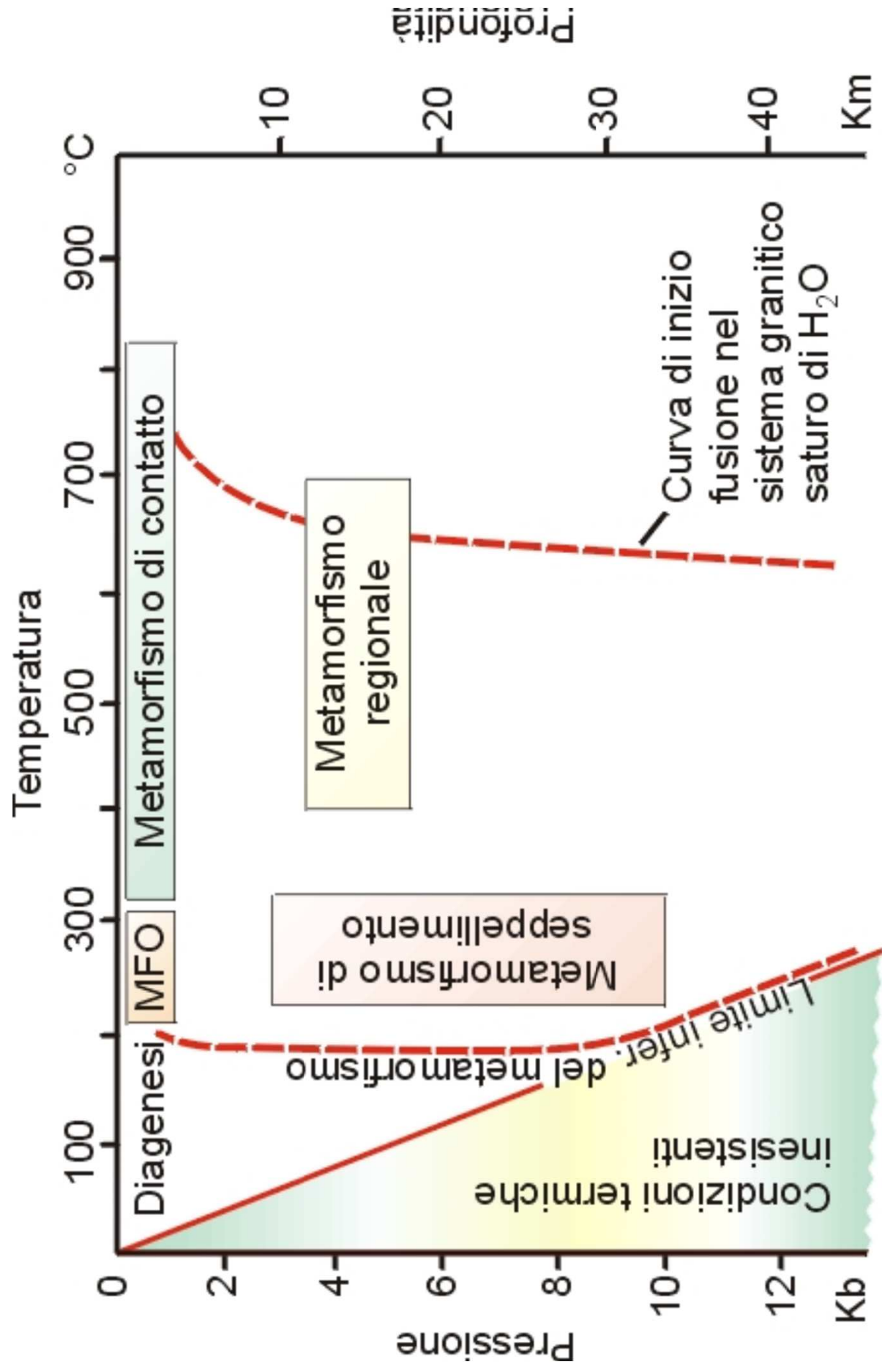
Esso comprende i seguenti tipi :

- metamorfismo orogenico;
- metamorfismo di seppellimento;
- metamorfismo di fondo oceanico.

b) *metamorfismo locale*: metamorfismo che interessa aree e volumi di roccia limitati, attribuibile a cause di carattere locale, quali l'intrusione di corpi magmatici, la fratturazione e l'impatto di meteoriti.

Esso comprende i seguenti tipi:

- metamorfismo di fondo oceanico;
- metamorfismo idrotermale;
- metamorfismo di contatto
- pirometamorfismo;
- metamorfismo di dislocazione;
- metamorfismo di impatto;
- metamorfismo di combustione;
- metamorfismo da fulmine;
- metamorfismo di hot-slab.



Metamorfismo di contatto: Metamorfismo di *estensione locale* che si manifesta in rocce a contatto con corpi magmatici intrusivi.

Gli spessori di roccia interessati da questi effetti metamorfici definiscono le aureole metamorfiche.

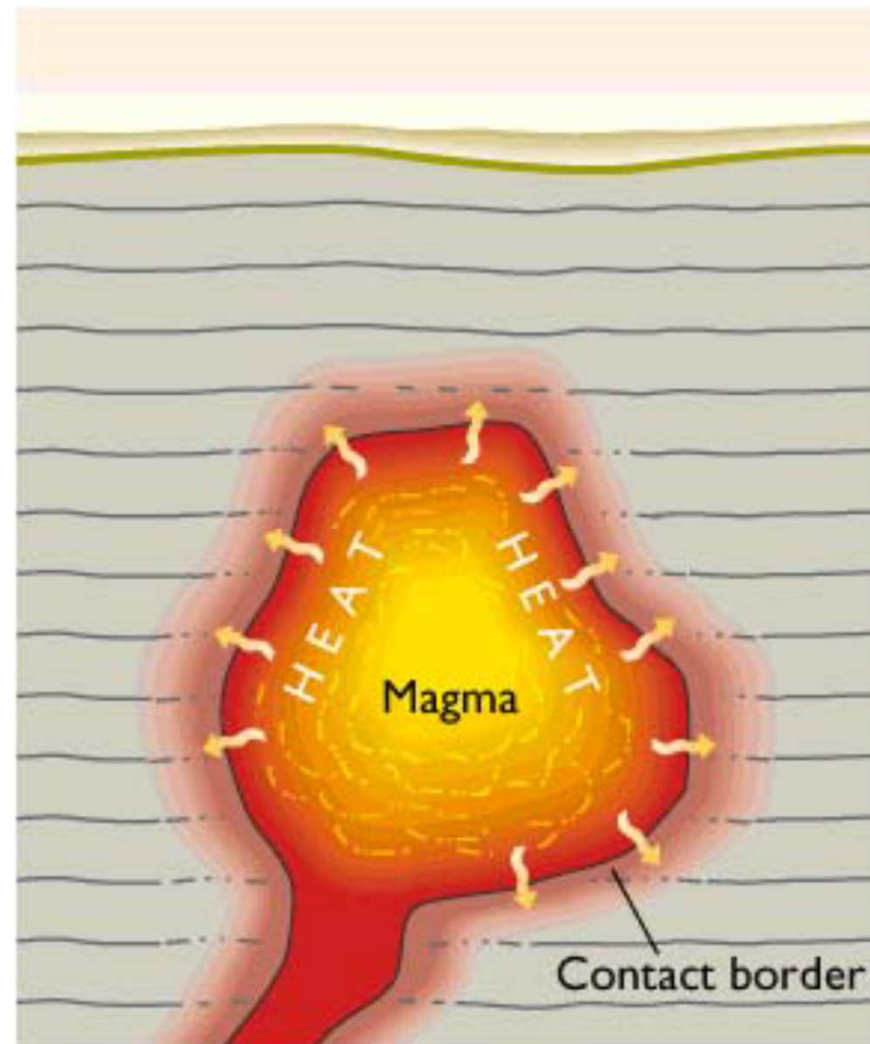
I *gradienti termici* che si instaurano in tali condizioni, in ogni caso *alti*, dipendono da numerosi fattori, legati alla composizione del magma, alla profondità di intrusione, alla presenza di fase fluida, che determinano zoneografie metamorfiche anche molto diverse tra loro, descritti in termini di *facies delle cornubianiti* rispettivamente da albite + epidoto, a orneblenda + plagioclasio e a cordierite + K-feldspato, per gradi metamorfici crescenti.

Ad esempio, se l'intrusione è caratterizzata da fusi acidi l'aureola può raggiungere anche dimensioni chilometriche in quanto la presenza di sostanze volatili aumenta l'effetto metamorfico.

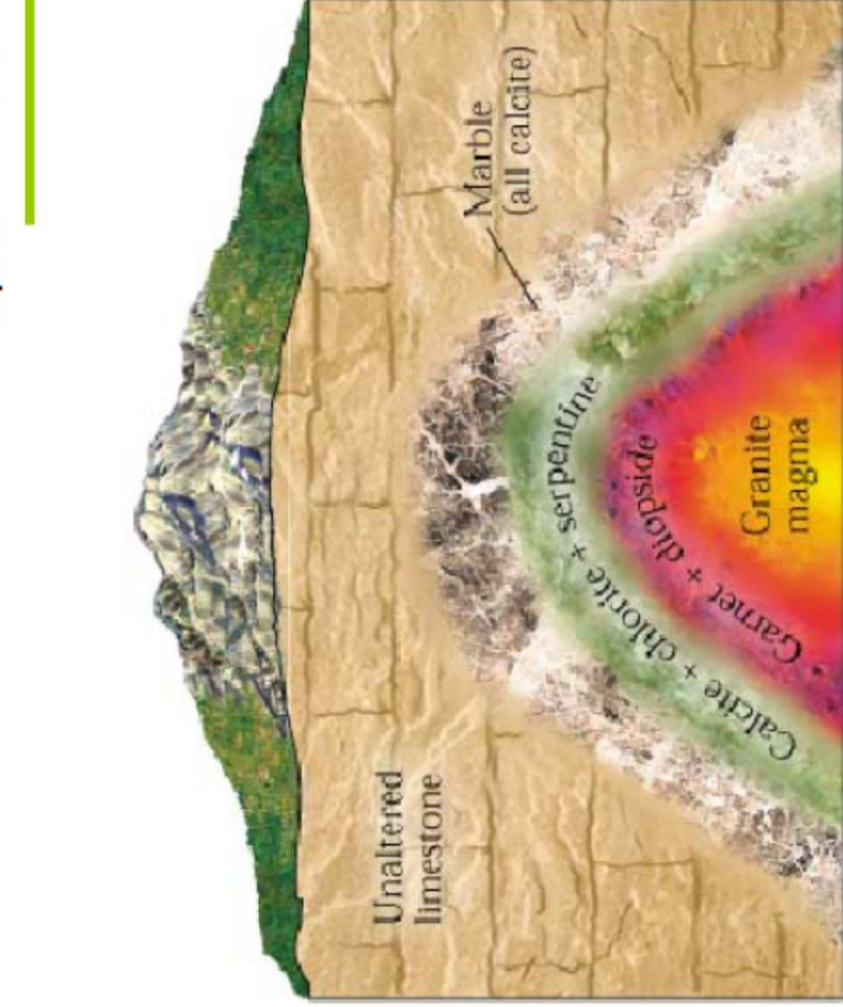
Quando un magma ($700 < T^{\circ} < 1200^{\circ}\text{C}$) risale in regioni crostali più fredde, esso cede calore alle rocce incassanti, perturbando il loro stato termico; Se Q ceduto è sufficientemente alto, le rocce incassanti ricristallizzano.

Aureola di contatto: insieme delle rocce incassanti che hanno subito trasformazioni metamorfiche

Zoneografia dell'aureola: le trasformazioni sono intense all'immediato contatto dei corpi magmatici, e vanno diminuendo fino a scomparire allontanandoci dal contatto;

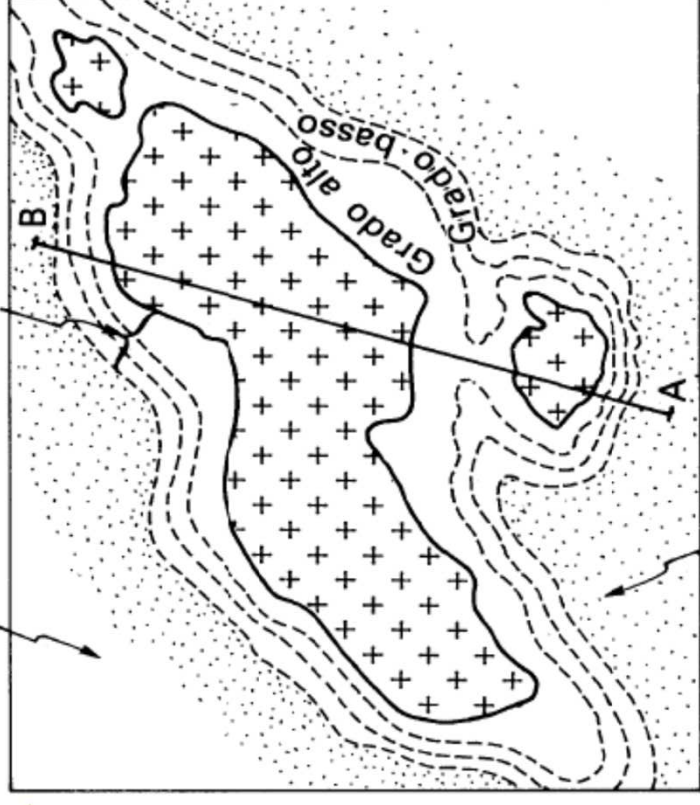


In planimetria

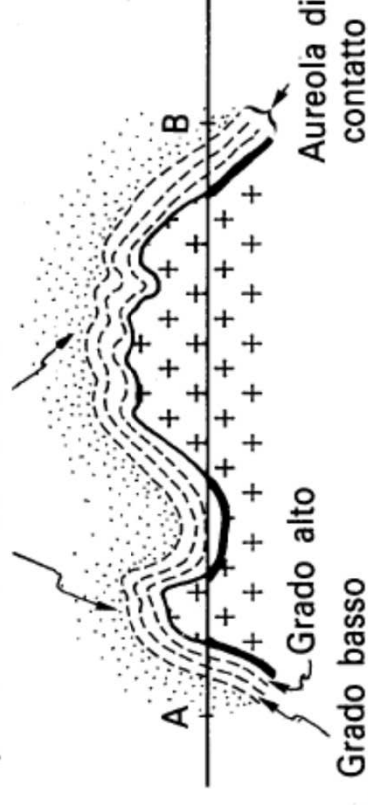


Aureola di rocce metamorfiche

Rocce non interessate da riscaldamento



Involucro interessato da riscaldamento non sufficiente per attivare metamorfismo



In sezione

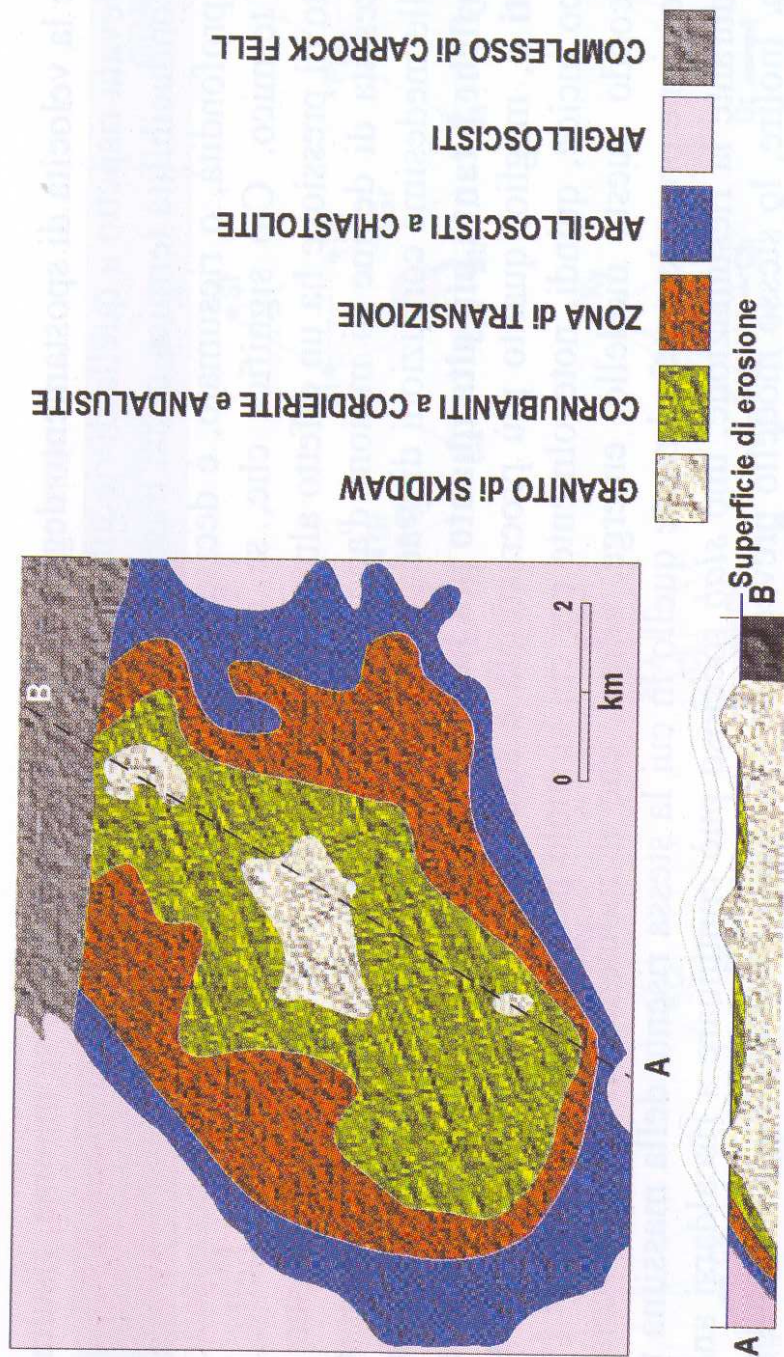


Figura 10.24 Aureola metamorfica che circonda l'intrusione granitica di Skiddaw (Inghilterra). La scala grafica permette di valutare l'ampiezza del fenomeno. Le rocce incassanti sono argilloscisti variamente trasformati, in seguito all'intrusione del magma granitico. Nel grafico superiore è riportata la distribuzione superficiale degli effetti correlabili al contatto. L'aureola metamorfica, ha una forma che dipende dalla distanza di ciascun punto dalle prominenze dell'ammasso fuso presente i profondità. La sezione A-B del grafico inferiore mostra che l'ammasso granitico è molto più esteso di quanto risulta dagli affioramenti superficiali.

Tabella 10.8 - Minerali delle cornubianiti presenti nelle varie facies metamorfiche. Le possibili associazioni sono distinte in funzione del protolito

FACIES	TIPO DI PROTOLITO				
	PELITICO	QUARZOSO – FELDSPATICO	CARBONATICO		BASICO
			CALCITICO	DOLOMITICO	
CORNUBIANITI ad ALBITE ed EPIDOTO	Simili a quelli della facies degli scisti verdi	Simili a quelli della facies degli scisti verdi	calcite, quarzo. ----- calcite, tremolite, quarzo.	tremolite, dolomite, calcite. ----- forsterite, dolomite. ----- talco, dolomite.	albite, epidoto, actinolite.
	muscovite, biotite, quarzo, microclino, cordierite, plagioclasio. ----- muscovite, biotite, quarzo, andalusite.	quarzo, microclino, plagioclasio, cordierite, muscovite, biotite.	calcite, quarzo. ----- calcite, diopside, grossularia. ----- grossularia, plagioclasio. ----- calcite, grossularia, idrocraasio.	calcite, brucite, forsterite. ----- calcite, forsterite, diopside. ----- calcite, tremolite, edembergite.	plagioclasio, orneblenda, diopside ----- cordierite, antofillite (cummingtonite), biotite. ----- biotite, antofillite (cummingtonite).
CORNUBIANITI a PIROSSENO	andalusite, cordierite, biotite, K-feldspato, quarzo. ----- sillimanite, biotite, ortoclasio, quarzo, andalusite, corindone, spinello.	quarzo, K-feldspato, plagioclasio, biotite.	calcite, wollastonite, calcite, wollastonite, grossularia. ----- wollastonite, periclasio, idrocraasio, quarzo. ----- anortite, scapolite, grossularia.	calcite, periclasio, diopside, iperstene. ----- forsterite, periclasio, calcite, spinello, forsterite. ----- calcite, forsterite, diopside. ----- calcite, diopside, wollastonite.	plagioclasio, diopside, iperstene. ----- iperstene, cordierite. ----- iperstene, diopside, forsterite, spinello. ----- forsterite, spinello.
SANIDINITICA	cordierite, spinello, mullite. ----- cordierite, mullite, vetro. ----- anortite, corindone, spinello.	tridomite, anortite, vetro.	spurrite, calcite. ----- spurrite, larnite. ----- larnite, wollastonite. ----- Wollastonite, quarzo	mellite, monticellite, diopside. ----- mellite, merwinite, spurrite. ----- monticellite, calcite. ----- monticellite, periclasio, calcite.	

Metamorfismo dei fondali oceanici: questo tipo di metamorfismo è quello che avviene nella crosta oceanica nei periodi che precedono i processi subduttivi od obduttivi connessi con le attività tettoniche presenti nei margini attivi. Non è caratterizzato da intense deformazioni ma risente degli elevati gradienti termiche che si instaurano durante il raffreddamento delle tholeiiti oceaniche. La differenza di temperatura tra le porzioni superiori delle coltri a pillow lavas e quelle inferiori non raffreddate dal contatto con l'acqua instaura dei moti convettivi che permettono una circolazione continua ed anche profonda di acqua marina che scambia elementi con i basalti in via di raffreddamento.

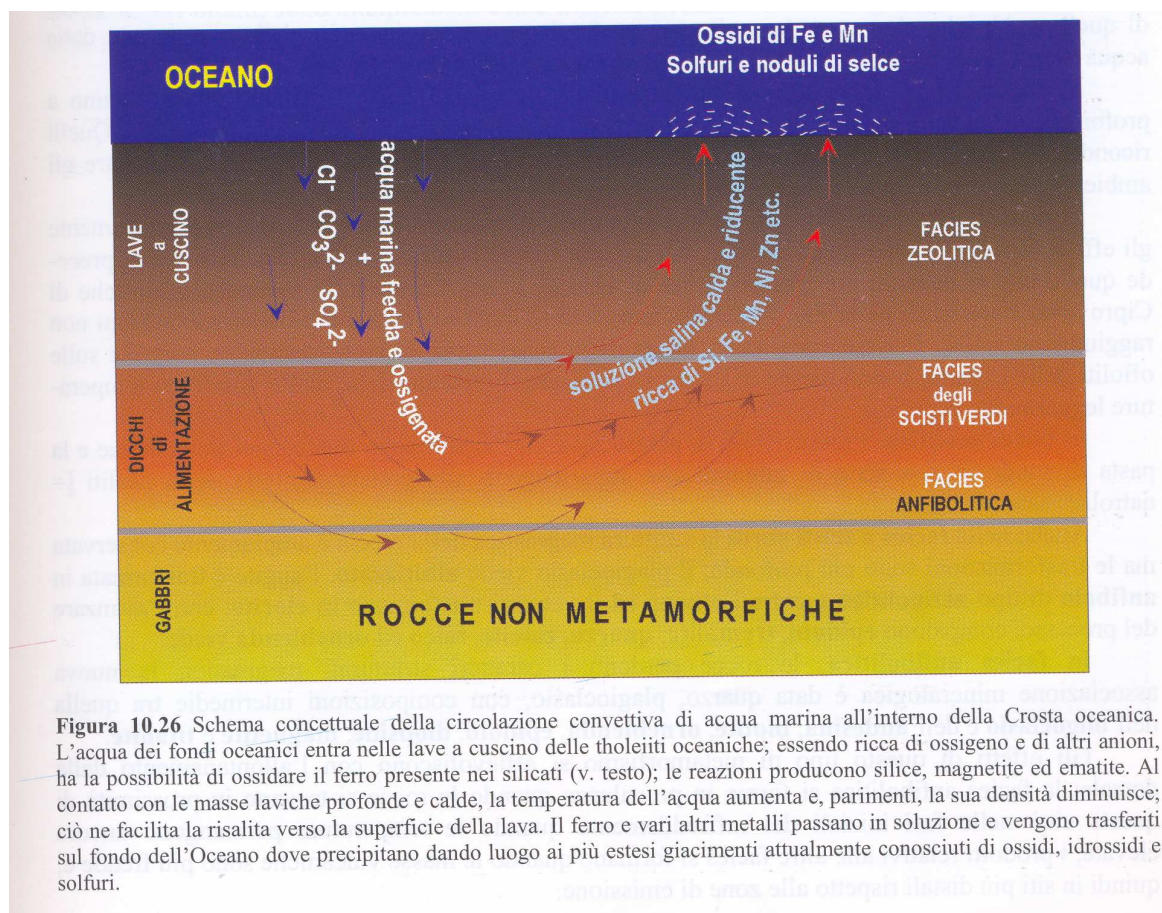


Figura 10.26 Schema concettuale della circolazione convettiva di acqua marina all'interno della Crosta oceanica. L'acqua dei fondi oceanici entra nelle lave a cuscino delle tholeiiti oceaniche; essendo ricca di ossigeno e di altri anioni, ha la possibilità di ossidare il ferro presente nei silicati (v. testo); le reazioni producono silice, magnetite ed ematite. Al contatto con le masse laviche profonde e calde, la temperatura dell'acqua aumenta e, parimenti, la sua densità diminuisce; ciò ne facilita la risalita verso la superficie della lava. Il ferro e vari altri metalli passano in soluzione e vengono trasferiti sul fondo dell'Oceano dove precipitano dando luogo ai più estesi giacimenti attualmente conosciuti di ossidi, idrossidi e solfuri.

Strutture metamorfiche

Molte delle rocce metamorfiche mostrano una fitta serie di piani paralleli detta **scistosità** che può essere tipica del metamorfismo regionale. Una delle cause principali della presenza della scistosità è la presenza nella paragenesi della roccia di minerali con l'abito lamellare come miche e clorite che si orientano secondo quella che è definita orientazione preferenziale perpendicolare a quella degli sforzi che comprimono la roccia.

Tessiture porfiroblastiche: i minerali di neoformazione possono accrescersi fino a formare cristalli di grandi dimensioni circondati da una matrice di altri minerali a grana fine. I porfiroblasti si formano dove un forte contrasto tra le proprietà chimiche e cristallografiche della matrice e quella dei minerali porfiroblastici che si accrescono più velocemente di quelli nella matrice.

Strutture di deformazione: la deformazione meccanica lungo i piani di faglia produce metamorfismo cataclastico. Quando lo strofinio delle superfici di due rocce l'una contro l'altra polverizza i minerali e ne provoca la laminazione conferendo loro una struttura a bade si formano le miloniti.

Microstrutture metamorfiche

Che cosa sono?

Sono *elementi geometrici* riconducibili ai diversi processi operanti durante il metamorfismo, e sono costituiti dalle *forme*, dalle *distribuzioni*, dagli *aspetti* e dai *rapporti reciproci* dei *minerali* contenuti nelle rocce metamorfiche.

Quale è la scala delle osservazioni?

Quella della *sezione sottile*, compresa tra quella del sub-micron fino a quella centimetrica.

In quali categorie principali si possono dividere le microstrutture?

Categorie più generali:

A) *Intracristalline*: riguardano le caratteristiche dei singoli cristalli

B) *Intercristalline*: riguarda le caratteristiche che intercorrono tra più cristalli (di diversa specie o della stessa specie)

Categorie più specifiche:

1) microstrutture di *reazione*

2) microstrutture di *sostituzione*

3) microstrutture di *crescita*

4) microstrutture di *deformazione e ricristallizzazione*

5) microstrutture di *orientazione preferenziale*

Le microstrutture ***intracristalline*** si classificano in base a:

a) *dimensione dei cristalli*: - porfiroblasti - matrice

b) *inclusioni orientate* → scie di inclusioni: possono fornire indicazioni sulla sequenza di cristallizzazione rispetto ad una fase deformativa di riferimento

⇒ pre-, sin-, o postcinematiche

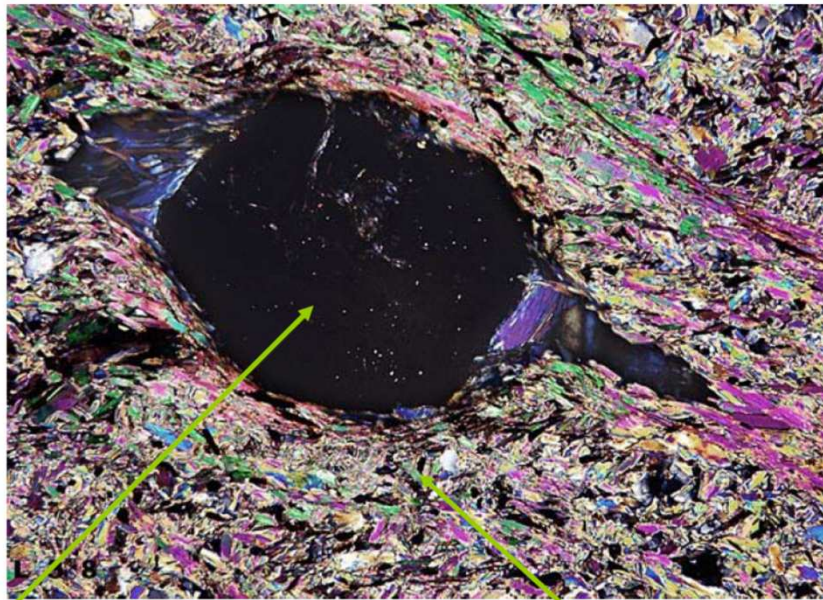
c) *fasi espulse*: smistamenti

d) *zonature chimiche*: - di crescita - di diffusione

e) *estinzione ondulata* → deformazione

f) *subgranuli* → recupero

g) *dissoluzione*: - per deformazione - per stress normale



porfiroblasto

matrice



Scie di inclusioni