



UNIVERSITÀ
DEGLI STUDI
DI TRIESTE

Fisica Terrestre

Geomagnetismo

Veronica Pazzi - veronica.pazzi@units.it

Argomenti del corso

Il corso è suddiviso in diverse unità didattiche.

In particolare:

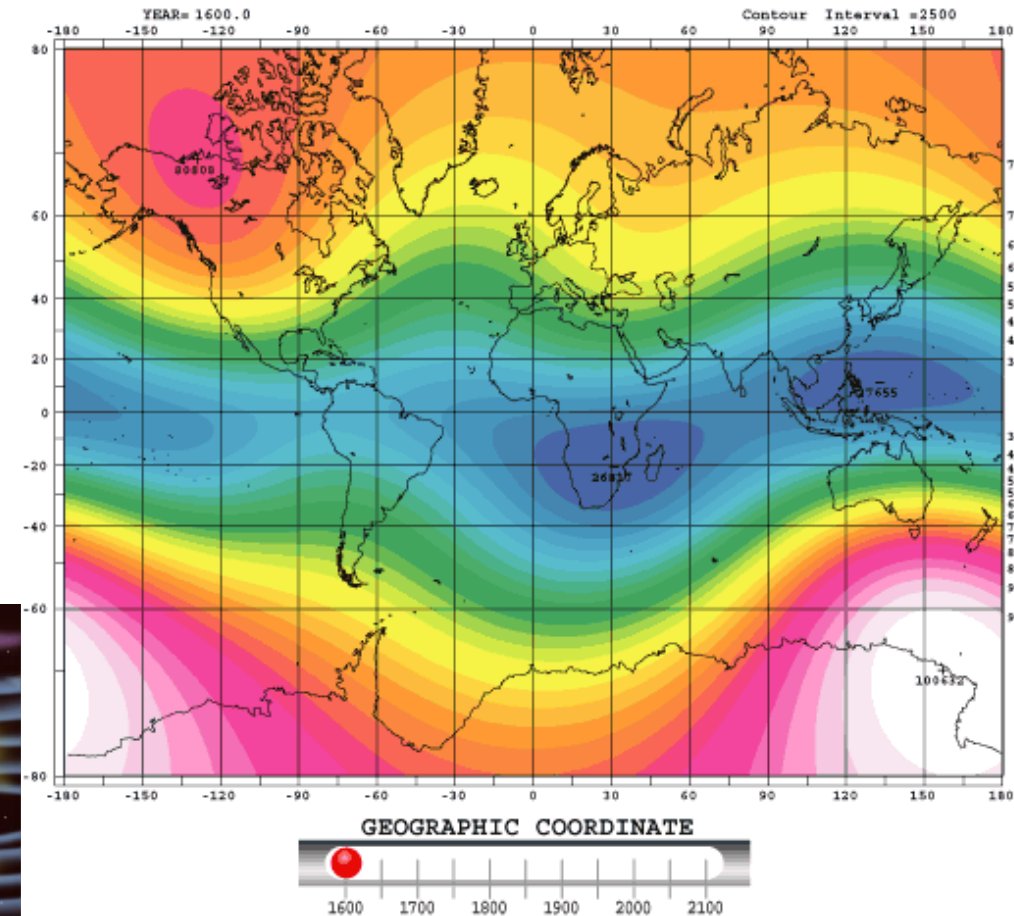
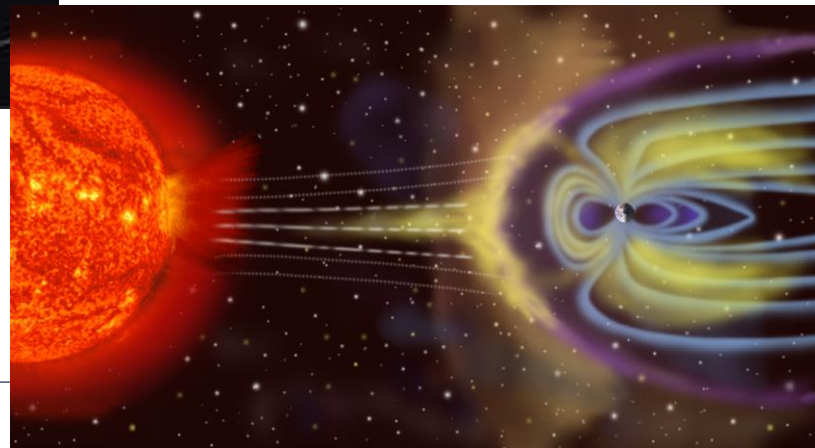
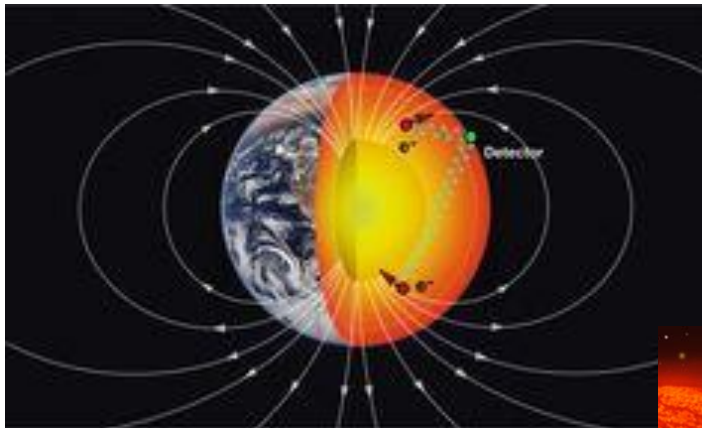
- Introduzione alla materia (docente: Prof. V. Pazzi)
- Teoria delle placche (docente: Prof. V. Pazzi)
 - Esercitazioni in aula (docente: Prof. V. Pazzi)
- Terremoti (docente: Prof. G. Costa)
 - Matrici (docente: Prof. G. Costa)
 - Equazioni del moto armonico e teoria delle onde (docente: Prof. G. Costa)
 - Esercitazioni in aula (docente: Prof. G. Costa)
- Gravimetria (docente: Prof. G. Costa)
- **Magnetismo (docente: Prof. V. Pazzi)**
- Geotermia (docente: Prof. V. Pazzi)

Cosa sono la Fisica Terrestre e la Geofisica

Le discipline della geofisica che si occupano della componente solida del globo sono:

Tettonofisica e geodinamica

Geomagnetismo



Indice

- I campi in fisica
- Il campo magnetico
- Il campo magnetico terrestre (CMT)
 - Origine
 - Variazioni nel tempo
 - Grandezze che lo definiscono
- Magnetizzazione delle rocce
- Prospezioni (indagini) magnetiche
 - Strumentazione
 - Tipologie di rilievo
 - Anomalie magnetiche
 - Esempi di anomalie magnetiche

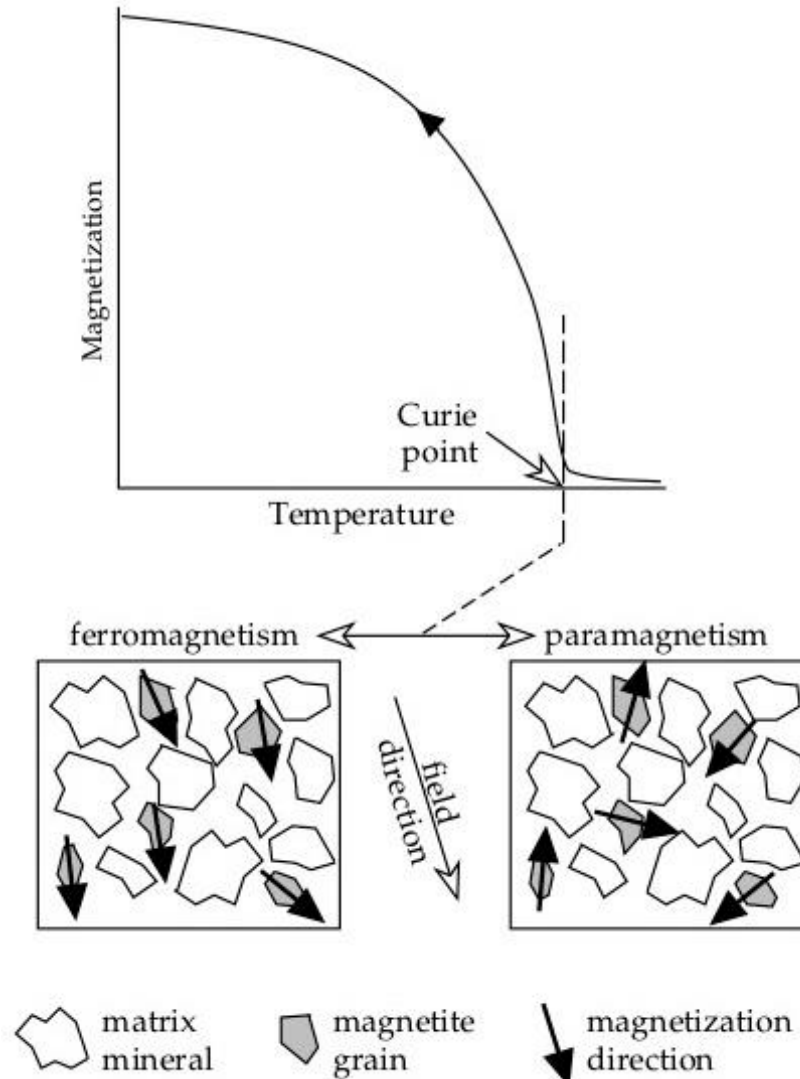
Magnetizzazione delle rocce

Cosa avevamo già detto

Principi base del magnetismo:

La maggior parte dei **minerali contenenti ferro** sono **almeno debolmente magnetici**

Temperatura di Curie: ogni minerale magnetico ha una temperatura al di sotto della quale rimane magnetico e al di sopra non è più magnetico. Varia da minerale a minerale, ma è sempre al di sotto della temperatura di fusione del minerale



Sostanza	t Curie (°C)
Cobalto	1107
Ferro	767
Nichel	357
Magnetite	302



Fisica, chimica e matematica (1867-1934)

Cosa avevamo già detto

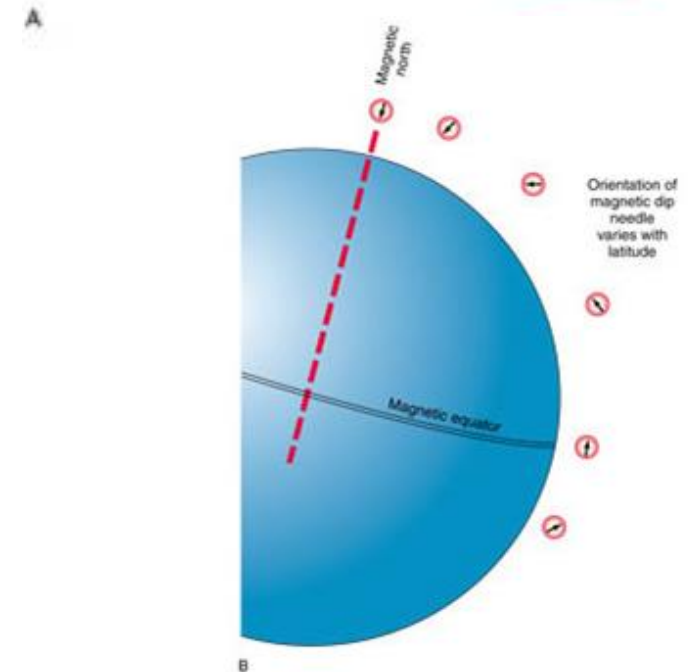
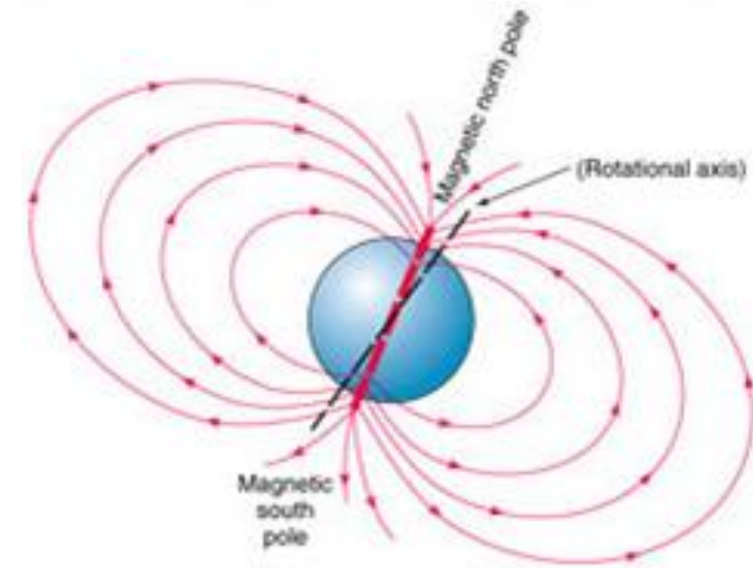
Paleomagnetismo:

Il **magma caldo non è magnetico**

Quando il magma si raffredda e si solidifica, i minerali ferrosi (come i silicati ferromagnesiaci) cristallizzano e quando la temperatura scende **al di sotto della temperatura di Curie** i **minerali contenenti ferro diventano magnetici**

Come minuscoli aghi di bussola, **questi minerali magnetici** si allineano parallelamente alle linee di forza del campo magnetico terrestre

Questo magnetismo residuo, chiamato anche **paleomagnetismo**, **punta al polo nord come un cartello segnaletico**

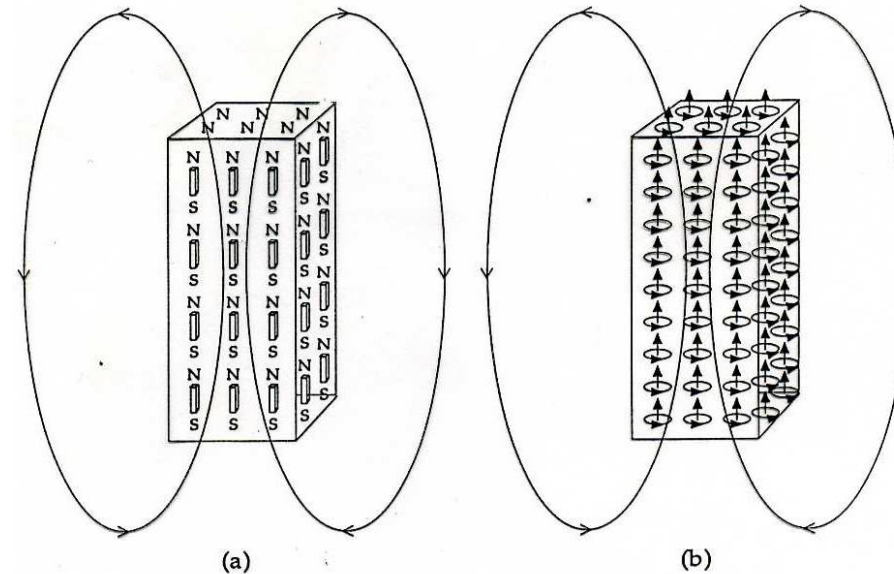


Magnetizzazione delle rocce

La magnetizzazione di un materiale è dovuta ad un allineamento

- (a) di dipoli piccoli o
- (b) circuiti di corrente equivalenti

Anche in un magnete permanente la sorgente fisica del campo B del materiale è un sistema di correnti elettriche su scala atomica.



Magnetizzazione delle rocce

Un **corpo magnetico posto in un campo magnetico esterno** B_0 **si magnetizza per induzione** (i dipoli si allineano). Il momento di dipolo per unità di volume viene detto **intensità di magnetizzazione** M e risulta proporzionale al campo esterno (se questo è debole) con direzione uguale a quella del campo esterno. M dipende dalle proprietà del corpo e tale dipendenza è espressa dal valore della costante di proporzionalità k detta **suscettività magnetica**

$$\mu_0 \overline{M} = k \overline{B_0}$$

Intensità di magnetizzazione Suscettività magnetica

Il campo totale magnetico B nel corpo sarà dato dalla somma del campo esterno e da quello dovuto alla magnetizzazione

$$\overline{B} = \overline{B_0} + \mu_0 \overline{M} = [1 + k] \overline{B_0} = \mu \overline{B_0} = \mu \mu_0 \overline{H}$$

con $\mu=1+k$ **permeabilità magnetica**.

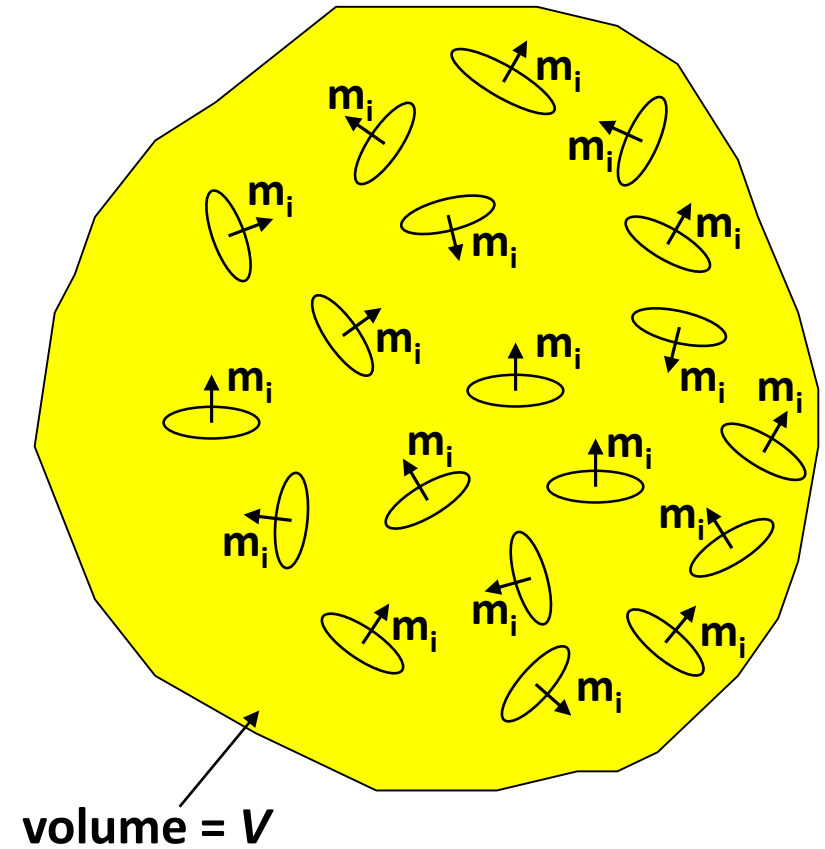
Permeabilità magnetica

Magnetizzazione delle rocce

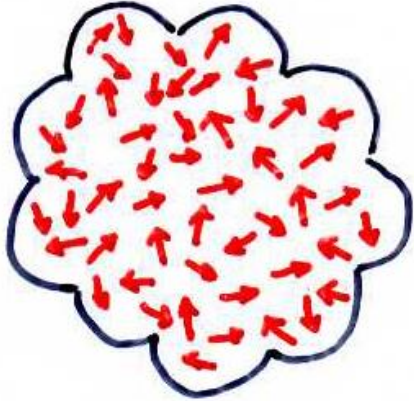
Il momento magnetico m di ciascun atomo è associato ad un anello di corrente. Il **momento magnetico netto** di un volume V del materiale dipende dal grado di allineamento dei singoli momenti magnetici atomici. È la **somma vettoriale di tutti i momenti magnetici atomici** nel materiale. Il momento magnetico per unità di volume del materiale è chiamato magnetizzazione M .



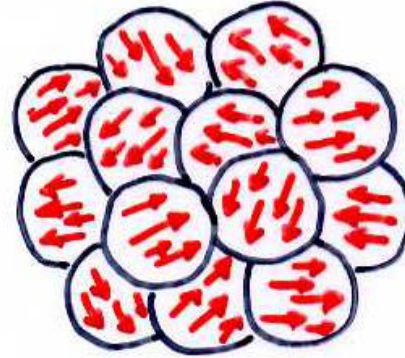
Magnetizzazione (M): il momento magnetico per unità di volume



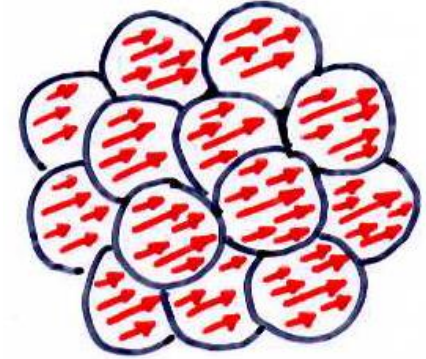
Magnetizzazione delle rocce



Sopra il punto di Curie i dipoli hanno orientazione random



Sotto il punto di Curie i dipoli sono paralleli entro i domini



Sotto il punto di Curie in presenza di campo magnetico esterno i domini magnetici si allineano

Magnetizzazione delle rocce

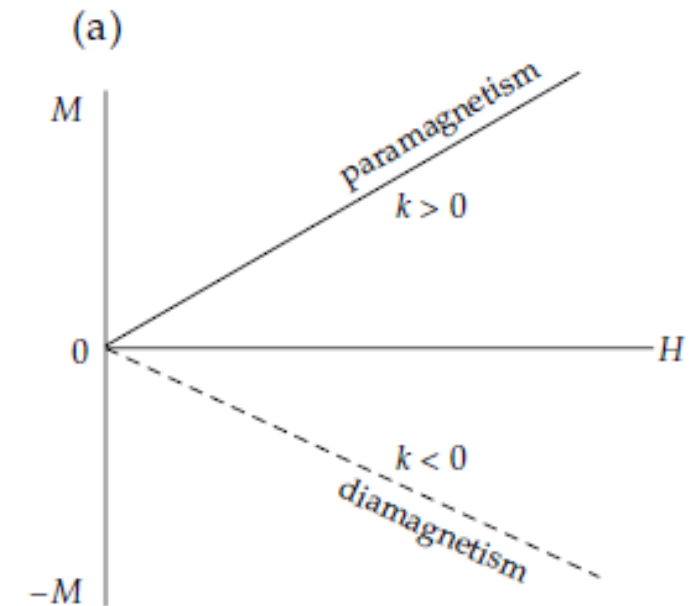
A seconda del valore di k (**suscettività magnetica**) le sostanze si possono dividere in:

$k < 0$ **diamagnetiche** (*acqua, rame, vetro*): senza momento magnetico permanente; tendono a diminuire B_0

$k = 0$ **il vuoto**

$k > 0$ **paramagnetiche** (*ossigeno, alluminio, platino*): il loro momento magnetico permanente tende ad allinearsi lungo il campo magnetico esterno, rafforzandolo

$k \gg 0$ **ferromagnetiche** (*ferro, nichel*) i loro momenti magnetici sono allineati già di per se in certe zone (domini magnetici)



Magnetizzazione delle rocce

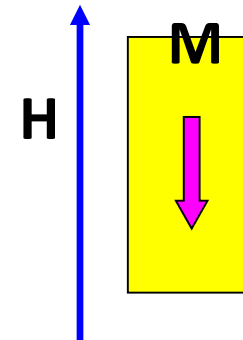
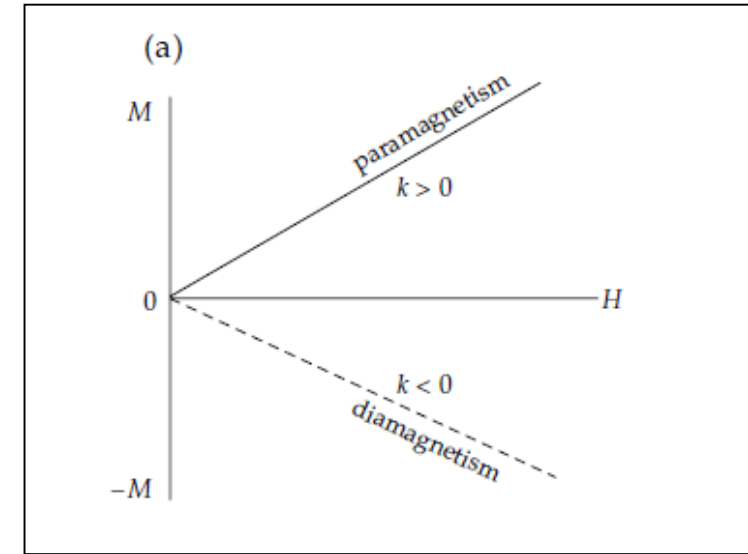
Diamagnetici

Nei materiali diamagnetici la **suscettibilità** è **bassa e negativa**, cioè si sviluppa una magnetizzazione nella direzione opposta al campo applicato

Tutti i materiali magnetici mostrano una reazione diamagnetica in un campo magnetico. Il diamagnetismo è spesso mascherato da proprietà paramagnetiche o ferromagnetiche più forti. La **magnetizzazione svanisce quando il campo** magnetico applicato **viene rimosso**. La suscettibilità diamagnetica è reversibile, debole e negativa





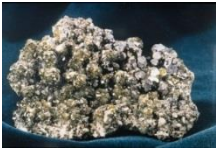
Il diamagnetico k è indipendente dalla temperatura. A questa classe appartengono molti minerali importanti per la formazione delle rocce, tra cui il **quarzo** e la **calcite**.

Hanno suscettibilità intorno a -10^{-6} in unità SI



Magnetizzazione delle rocce

Diamagnetici

	Mineral	K (SI)
	Quartz (SiO_2)	- (13-17) · 10⁻⁶
	Calcite (CaCO_3)	- (8-39) · 10⁻⁶
	Graphite (C)	- (80-200) · 10⁻⁶
	Halite (NaCl)	- (10-16) · 10⁻⁶
	Sphalerite (ZnS)	- (0.77-19) · 10⁻⁶

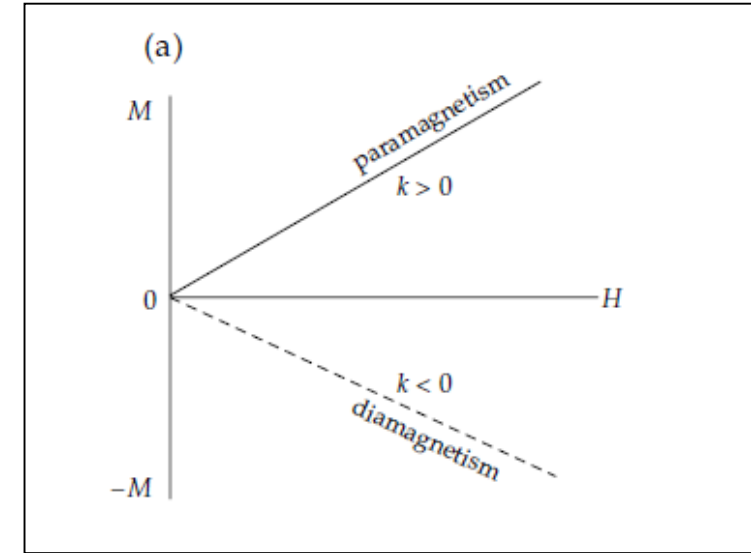
Magnetizzazione delle rocce

Paramagnetici

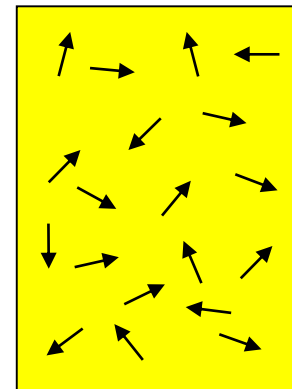
Il paramagnetismo è un **fenomeno statistico**. Quando uno o più spin di elettroni non sono accoppiati, il momento magnetico netto di un atomo o di uno ione non è più zero.

Il momento magnetico risultante può allinearsi con un campo magnetico. **L'allineamento è contrastato dall'energia termica che favorisce gli orientamenti caotici dei momenti magnetici di spin**. L'energia magnetica è piccola rispetto all'energia termica e in assenza di campo magnetico i momenti magnetici sono orientati in modo casuale.

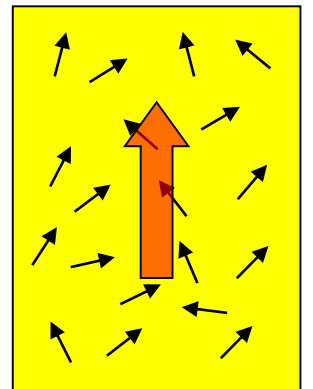
Quando viene applicato un campo magnetico, **l'allineamento caotico dei momenti magnetici è sbilanciato verso la direzione del campo**. Viene indotta una magnetizzazione proporzionale all'intensità del campo applicato e parallela alla sua direzione. La suscettibilità è reversibile, piccola e positiva



$H = 0, M = 0$



$H > 0, M > 0$



Magnetizzazione delle rocce

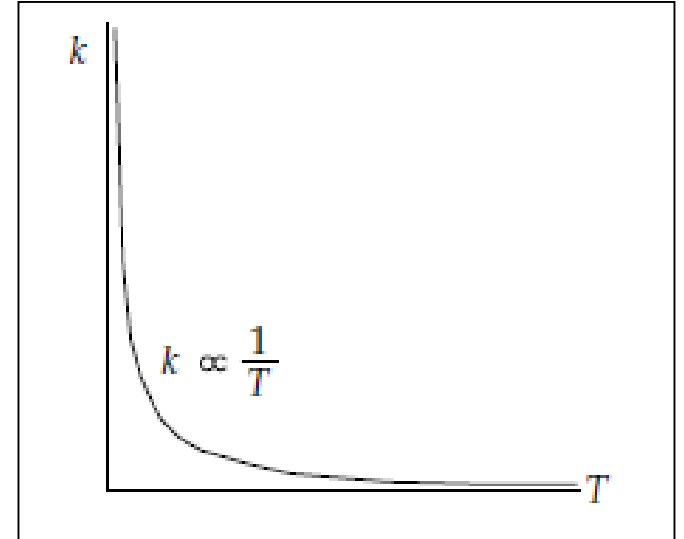
Paramagnetici

Per allineare tutti i momenti è necessaria una H molto grande o una T molto bassa.

Un'importante caratteristica paramagnetica è che la suscettibilità k varia inversamente alla temperatura





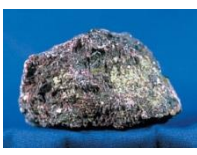
$$k = \frac{C}{T}$$

ove C è la costante di Curie e T si misura in gradi Kelvin.



Magnetizzazione delle rocce

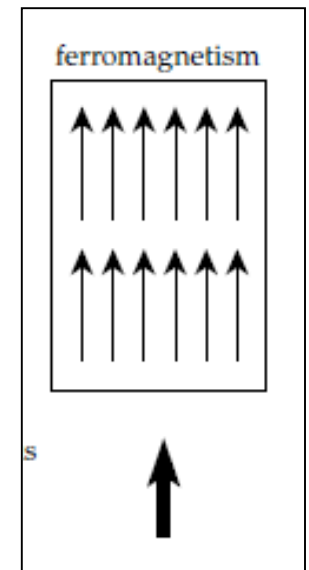
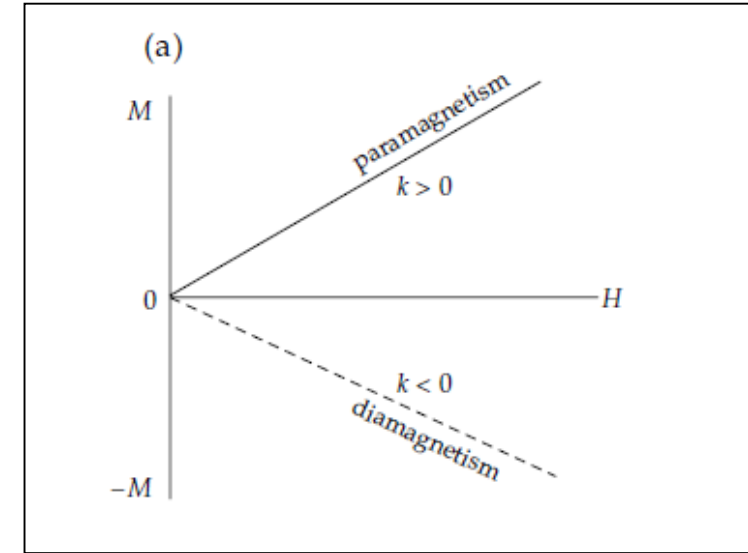
Paramagnetici

	Mineral	κ (SI)
	Olivine ($\text{Fe,Mg})_2\text{SiO}_4$	$1.6 \cdot 10^{-3}$
	Montmorillonite (clay)	$0.34 \cdot 10^{-3}$
	Siderite (FeCO_3)	$1.3-11.0 \cdot 10^{-3}$
	Serpentine ($\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$)	$3.1-75.0 \cdot 10^{-3}$
	Chromite (FeCr_2O_4)	$3-120 \cdot 10^{-3}$

Magnetizzazione delle rocce

Ferromagnetici

Nei materiali paramagnetici e diamagnetici le interazioni tra i singoli momenti magnetici atomici sono piccole e spesso trascurabili. Tuttavia, **in alcuni metalli** (ad esempio ferro, nichel, cobalto) gli atomi occupano posizioni reticolari sufficientemente vicine da consentire lo **scambio di elettroni tra atomi vicini**. L'interazione di scambio produce un campo molecolare molto forte all'interno del metallo, che allinea i momenti magnetici atomici esattamente parallelamente e produce una magnetizzazione spontanea (M_s). I momenti magnetici reagiscono all'unisono a un campo magnetico, dando origine a una classe di forte comportamento magnetico noto come ferromagnetismo. I momenti magnetici atomici sono sempre allineati (anche per $H = 0$) a causa dell'interazione di scambio (effetto quantistico-meccanico)



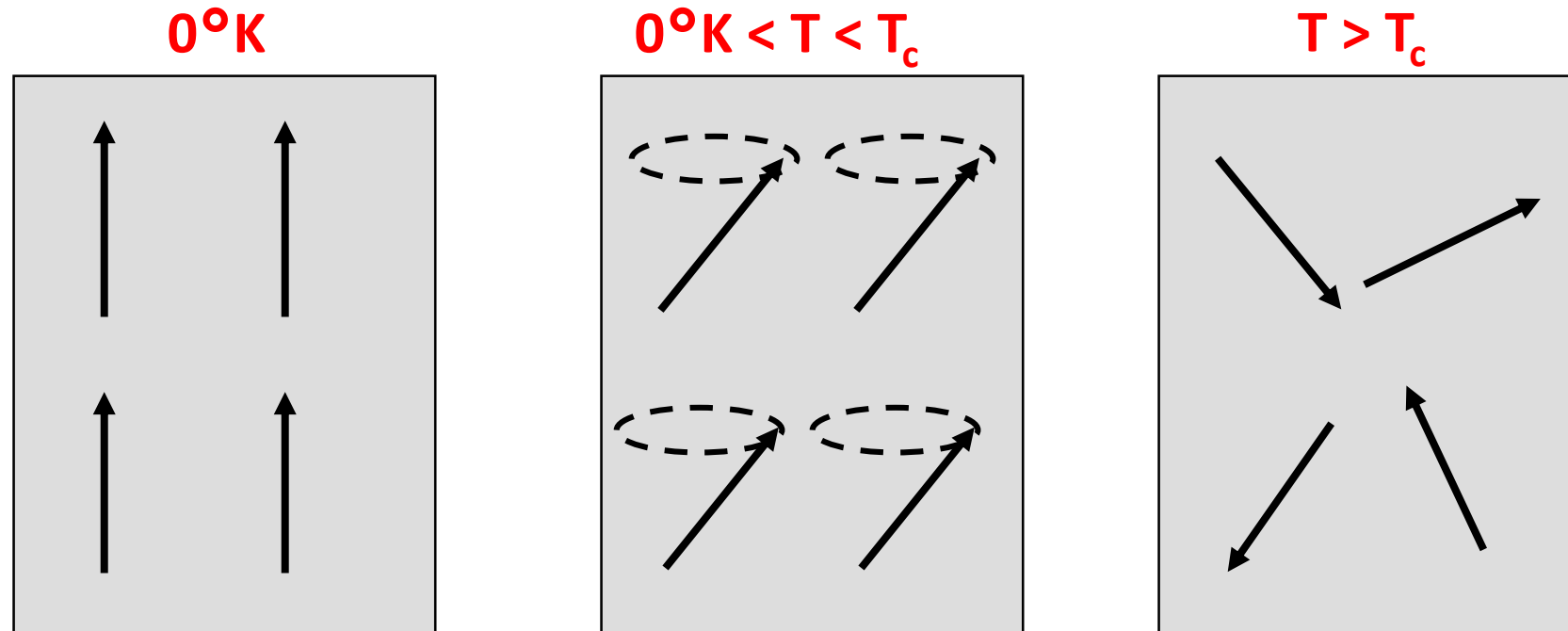
Magnetizzazione delle rocce

Allineamento di momenti magnetici a varie temperature:

a 0°K si ha un perfetto allineamento

al di sopra di questo i momenti di spin precessono intorno alla direzione media per attivazione termica

al di sopra della temperatura di Curie sono casuali



Magnetizzazione delle rocce

L'agitazione termica molecolare tende a rompere l'allineamento dei dipoli, pertanto in una sostanza ferromagnetica k decresce all'aumentare della temperatura:

$$k = \frac{C}{T}$$

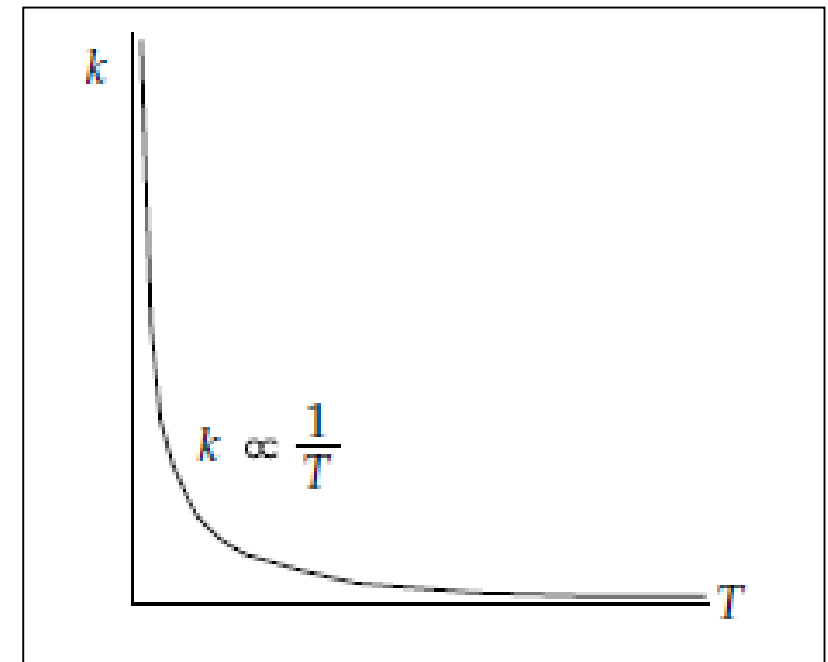
ove C è la costante di Curie e T si misura in gradi Kelvin. Ad una certa temperatura T_C , detta di Curie, la sostanza perde le sue caratteristiche magnetiche.

$T_C = 580^\circ \text{C}$ per la magnetite Fe_3O_4

$T_C = 680^\circ \text{C}$ per la ematite Fe_2O_3

La **suscettività magnetica k** è una **quantità adimensionale** ed è di solito tabulata in unità CGS. Per trasformarla in unità MKS basta moltiplicare tali valori per 4π .

Legge di Curie ($T < T_C$)



Magnetizzazione delle rocce

Ferromagnetici



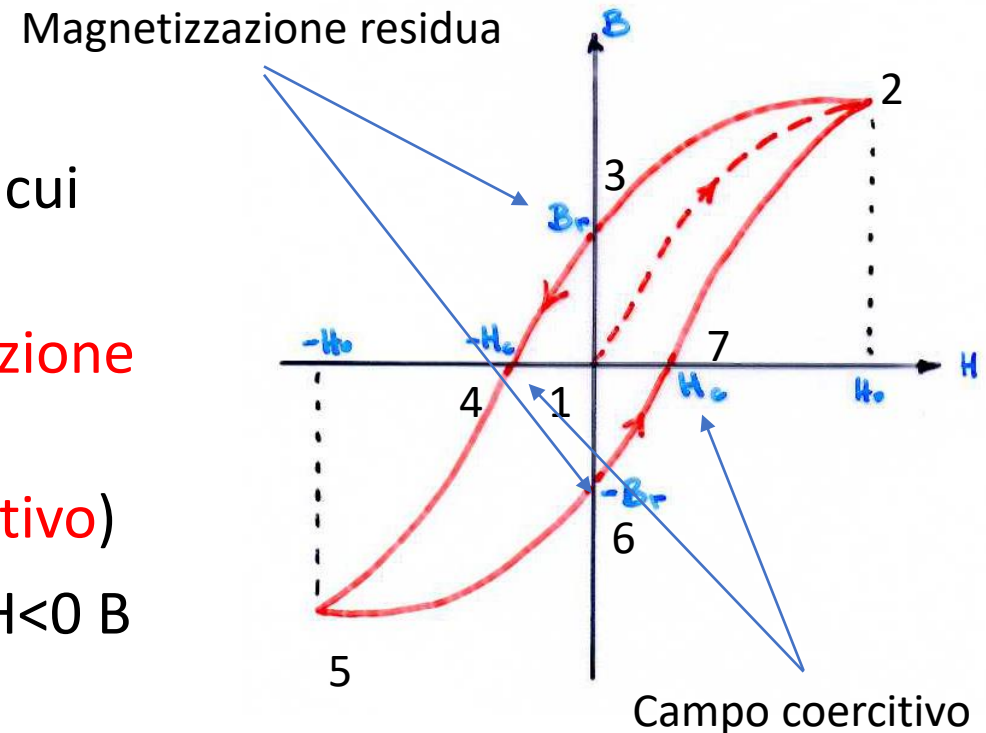
	Chemical formula	M_s (kA/m)	T_c (°C)	Magnetic structure
Iron	Fe	1715	765	ferromagnet
Magnetite	Fe₃O₄	480	585	ferrimagnet
Maghemite	γ-Fe₂O₃	380	590-675	ferrimagnet
Titanomagnetite ($x = 0.6$)	Fe_{2.4}Ti_{0.6}O₄	125	150	ferrimagnet
Hematite	α-Fe₂O₃	≈ 2.5	675	imperfect antiferromagnet
Titanoilmenite ($y ≈ 0.5$)	Fe_{1.5}Ti_{0.5}O₃	100	20	ferrimagnet
Goethite	α-FeOOH	≈ 2	120	imperfect antiferromagnet
Pyrrhotite	Fe₇S₈	≈ 80	320	ferrimagnet
Greigite	Fe₃S₄	≈ 125	≈ 330	ferrimagnet

Magnetizzazione delle rocce

La linearità tra B ed H è solo approssimativa e non vale per le **sostanze altamente magnetiche** o **per campi esterni molto forti**. In questi casi la relazione tra B ed H è data da una curva d'isteresi

Curva di isteresi: cosa succede ad un campione di roccia altamente magnetico immerso in un campo magnetico

1. Immergo il campione in un campo
2. Ad un certo punto tutti gli elementi sono allineati, per cui anche aumentando H, B non cresce
3. Levo il campo H \rightarrow nel campione resta una **magnetizzazione residua** (B_r) e
4. per ridurla devo invertire il campo H (H_c : **campo coercitivo**)
5. Analogamente al campo $H > 0$, oltre un certo valore di $H < 0$ B non scende



Le intercette sull'asse B misurano la **magnetizzazione residua** (B_r , $-B_r$) che rimane nel mezzo una volta eliminato il campo esterno.

Le intercette sull'asse H indicano invece il valore del campo inverso necessario a rimuovere la magnetizzazione indotta: (H_c , $-H_c$) **campo coercitivo**.

Magnetizzazione delle rocce

Le **variazioni** più importanti nel **campo principale** sono il **risultato** delle **variazioni del contenuto di minerale magnetico nelle rocce di superficie**.

Talvolta le anomalie sono così forti da raddoppiare localmente il campo principale.

La suscettività magnetica k è il parametro fondamentale del magnetismo.

In genere **non è possibile misurare k direttamente sul terreno**, ma solo su campioni di roccia in laboratorio.

Non essendo k costante per una sostanza magnetica (ciclo di isteresi), lo si deve misurare con un valore di H uguale a quello del CMT.

Magnetizzazione delle rocce

Essendo la **magnetite** (Fe_3O_4) la principale sorgente di anomalie magnetiche locali, si è tentato di stabilire una relazione quantitativa tra k e la concentrazione di Fe_3O_4 → dispersione notevole!

k varia notevolmente anche per lo stesso tipo di roccia e c'è una notevole sovrapposizione di valori per tipi diversi!

Però: rocce sedimentarie hanno un k medio minimo, rocce ignee basiche un k medio tra i più alti.

Dolomia:	10 (0-75)
Calcare:	25 (2-280)
Arenarie:	30 (0-1665)
Scisti:	50 (5-1478)
Basalti:	300
R. Metam.:	350 (0-5824)
R. Ignee acide:	650 (3-6527)
R. Ignee basiche:	2600 (44-9711)
Magnetite pura:	→ 15.000.000

NB: k in unità 10^{-6} CGS

Magnetizzazione delle rocce

La magnetizzazione delle rocce è dovuta quasi sempre al CMT presente (e varia al variare del CMT). In pratica però il **magnetismo residuo** spesso contribuisce una parte non indifferente.

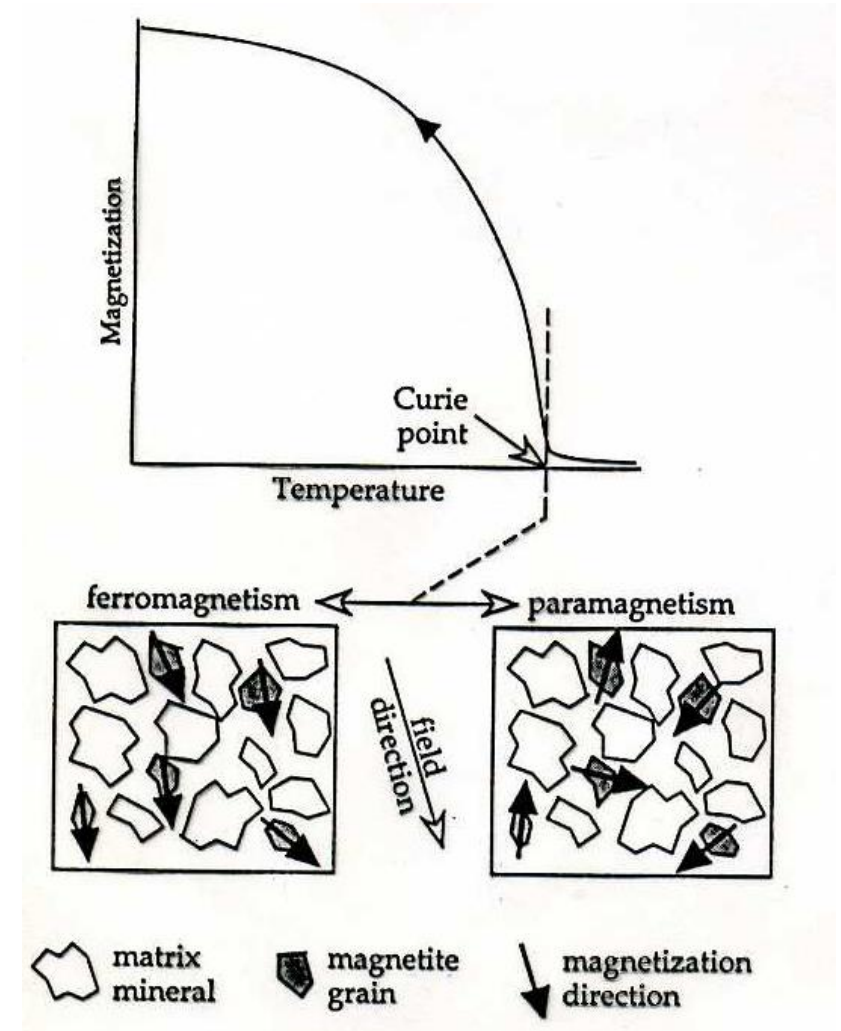
Poiché la lava cristallizza a temperature tra gli 800° C ed i 1100° C, le rocce magmatiche acquisiscono la loro magnetizzazione qualche tempo dopo che la lava si solidifica. Sotto la temperatura di bloccaggio i granelli magnetizzati non possono più riorientarsi e rimangono orientati nella direzione del CMT operante alla determinata latitudine all'epoca di solidificazione. Tale magnetizzazione residua viene chiamata **magnetizzazione termoresidua**.

La magnetizzazione termoresidua è in genere molto più forte di quella indotta: il rapporto tra le due è detto **rapporto di Königsberg Q**.

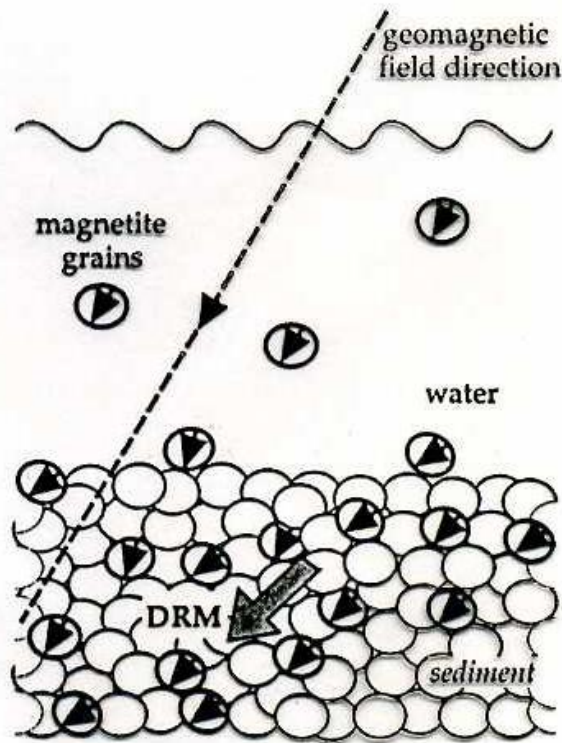
Per i basalti oceanici $1 < Q < 160$, mentre $10^{-4} < k < 10^{-1}$

Magnetizzazione delle rocce

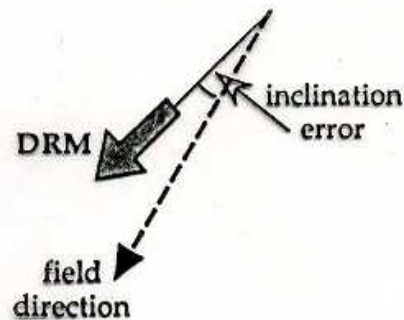
Con un raffreddamento attraverso la temperatura di Curie lo stato magnetico dei granelli di magnetite si modifica da paramagnetismo a ferromagnetismo. Un ulteriore raffreddamento le magnetizzazioni nei granelli di magnetite si bloccano lungo le direzioni facili della magnetizzazione vicino la direzione del campo. La magnetizzazione termoresidua risultante è parallela alla direzione del campo.



Magnetizzazione delle rocce



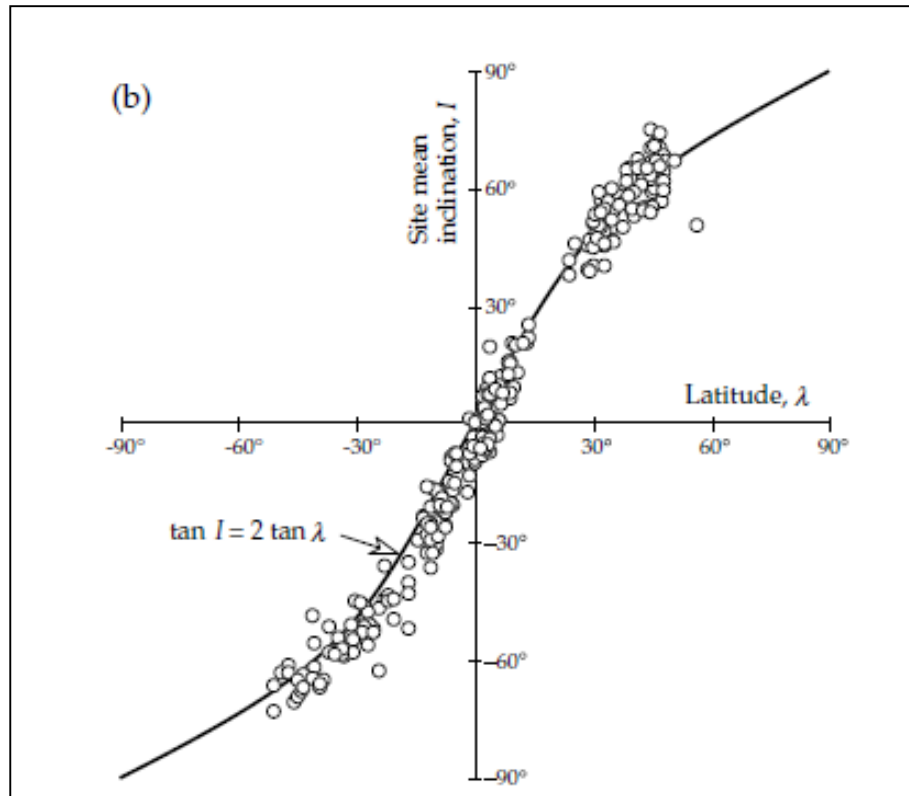
Anche le rocce sedimentarie possono avere una magnetizzazione residua, sebbene non fossero mai state calde sui 500°C , ma la loro magnetizzazione è in genere molto minore. Esse possono essere magnetizzate in due modi: tramite la **magnetizzazione residua da sedimentazione (o deposizionale)** in cui i granelli di sedimenti che si depositano in acque tranquille si orientano – se magnetizzati – parallelamente al CMT agente; tramite la **magnetizzazione residua chimica** acquisita sul posto dopo la sedimentazione mediante la crescita chimica dei granelli di ossido di ferro.



Acquisizione di magnetizzazione residua deposizionale (DRM) in un sedimento; la gravità causa un errore di inclinazione tra la magnetizzazione ed la direzione del campo.

Magnetizzazione delle rocce

Paleomagnetismo



Supponendo che la direzione del campo magnetico registrato in un determinato sito sia quella di un campo di dipolo, è possibile calcolare dove dovrebbe trovarsi il polo geomagnetico per produrre la declinazione e l'inclinazione osservate.

Questa posizione è chiamata posizione del **polo geomagnetico virtuale (VGP)**.

È utile per calcolare dove si trovava il polo in tempi antichi, il cosiddetto **polo paleomagnetico** (quello al momento della formazione della roccia)

Magnetizzazione delle rocce

Ciascun campione si forma in un breve intervallo di tempo e la **direzione del campo che registra** sarà quella del **CMT nel sito, combinando componenti dipolo assiale, non dipolo e dipolo non assiale**.

Il **VGP non coinciderà quindi con l'asse di rotazione**. Se i dati vengono raccolti da diversi campioni di età diverse, ognuno conterrà una registrazione leggermente diversa del campo.

La posizione VGP calcolata sarà diversa da campione a campione, quindi la distribuzione di VGP sarà sparsa.

La **posizione del polo calcolata dalla direzione media ottenuta dei campioni** coinciderà con l'asse di rotazione. Questo polo, che rappresenta un valore medio del campo, è chiamato polo paleomagnetico.

Il VGP rappresenta una stima spot del campo, comprese le componenti del dipolo non assiale; **il polo paleomagnetico rappresenta un campo medio, corrispondente al dipolo geocentrico assiale**

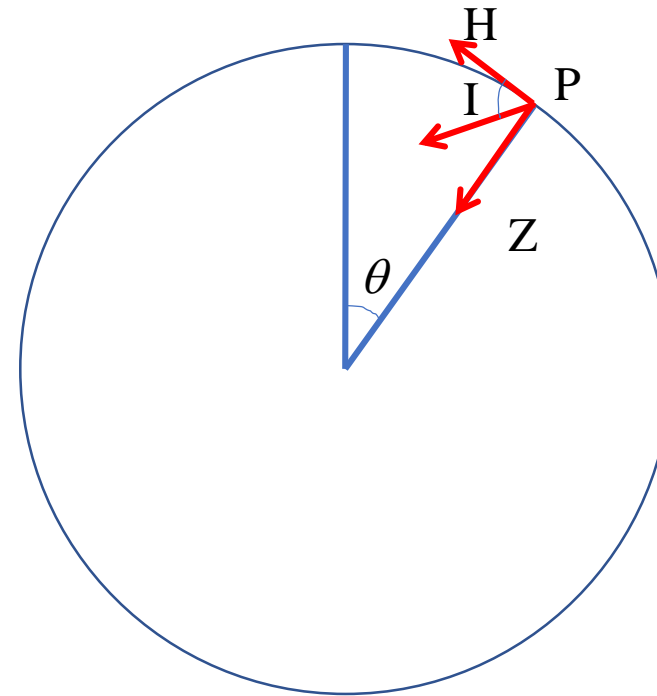
Magnetizzazione delle rocce

Calcolo polo paleomagnetico

Se conosciamo l'inclinazione e la declinazione di un campione di roccia, possiamo calcolare la posizione del polo paleomagnetico (cioè quello esistente all'epoca di formazione della roccia).

La latitudine paleomagnetica della roccia λ si ricava dalla :

$$\tan I = 2 \tan \lambda$$



$$Z(R, \theta, \Phi) = B_r(R, \theta, \Phi)$$

$$H(R, \theta, \Phi) = |B_\theta(R, \theta, \Phi)|$$

$$I =$$

$$H =$$

$$\lambda = 90 - \theta$$

$$\tan I = \frac{2 \cos \theta}{\sin \theta}$$

$$\tan I = 2 \cot \theta$$

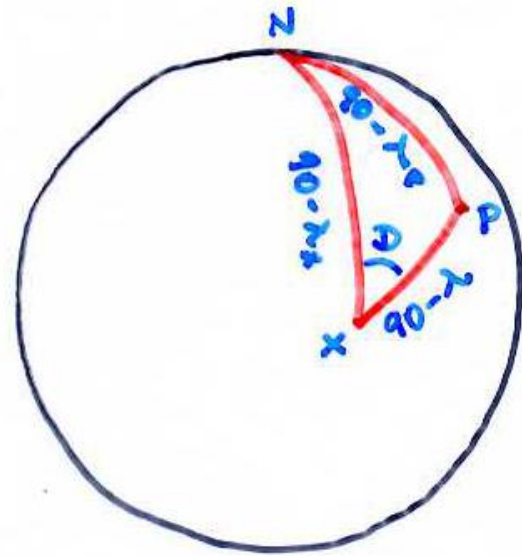
$$\tan I = 2 \tan \lambda$$

Magnetizzazione delle rocce

Mentre per la latitudine e la longitudine del polo paleomagnetico si usa la nota formula della trigonometria sferica:

$$\cos(90 - \lambda_p) = \cos(90 - \lambda_x) \cos(90 - \lambda) + \sin(90 - \lambda_x) \sin(90 - \lambda) \cos D$$

$$\sin \lambda_p = \sin \lambda_x \sin \lambda + \cos \lambda_x \cos \lambda \cos D$$



Per trovare $\Phi_p - \Phi_x$ usiamo la formula del seno:

$$\frac{\sin(\Phi_p - \Phi_x)}{\sin(90 - \lambda)} = \frac{\sin D}{\sin(90 - \lambda_p)}$$

$$\sin(\Phi_p - \Phi_x) = \frac{\cos \lambda \sin D}{\cos \lambda_p}$$

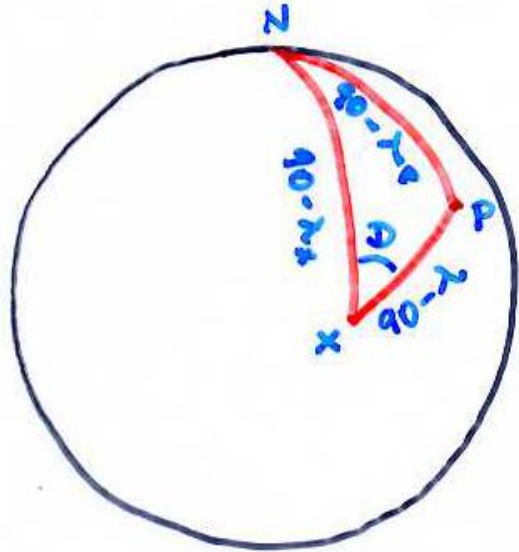
$$\sin \lambda \geq \sin \lambda_p \sin \lambda_x$$

$$\sin(180 + \Phi_x - \Phi_p) = \frac{\cos \lambda \sin D}{\cos \lambda_p}$$

$$\sin \lambda < \sin \lambda_p \sin \lambda_x$$

Magnetizzazione delle rocce

Roccia basaltica trovata a 47° N, 20° E tra $I=30^\circ$ e $D=80^\circ$



$$\lambda = \tan^{-1}\left(\frac{\tan 30^\circ}{2}\right) = 16^\circ$$

$$\sin \lambda_p = \sin 47^\circ \sin 16^\circ + \cos 47^\circ \cos 16^\circ \cos 80^\circ \rightarrow \lambda_p = 18^\circ$$

$$\sin(\Phi_p - \Phi_x) = \frac{\cos 16^\circ \sin 80^\circ}{\cos 18^\circ} \rightarrow \Phi_p - \Phi_x = 84^\circ \rightarrow \Phi_p = 104^\circ$$

La posizione del polo magnetico è: 18° N, 104° E

Magnetizzazione delle rocce

Se si ottengono **le posizioni del polo paleomagnetico da rocce di diversa età dello stesso continente**, si possono tracciare su una mappa, ottenendo il cammino del polo. Esso mostrerà come si è mosso il polo magnetico relativamente al continente.

Se i cammini per due continenti diversi coincidono, i due continenti non si sono mossi uno rispetto all'altro. Se non coincidono c'è stato moto relativo tra i continenti.

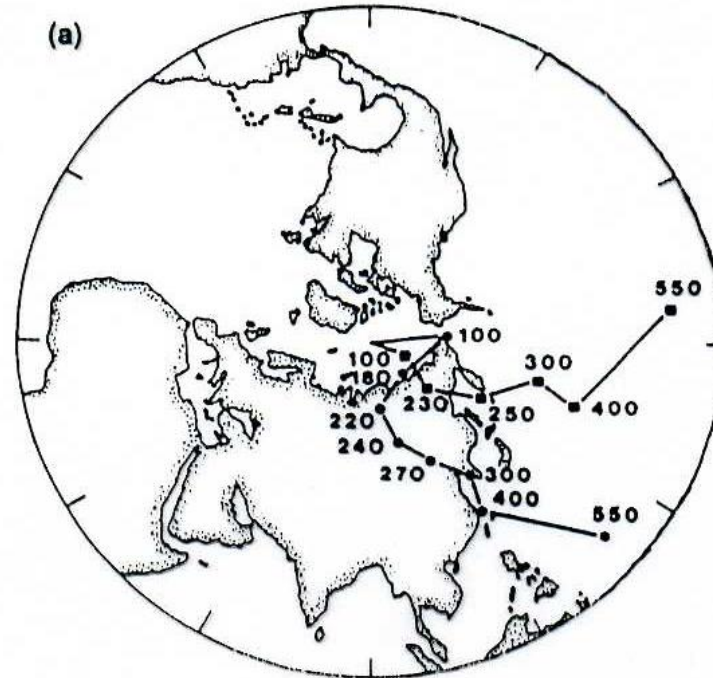


Fig. a) cammini del polo per il Nord America (cerchi) e per l'Europa (quadrati)

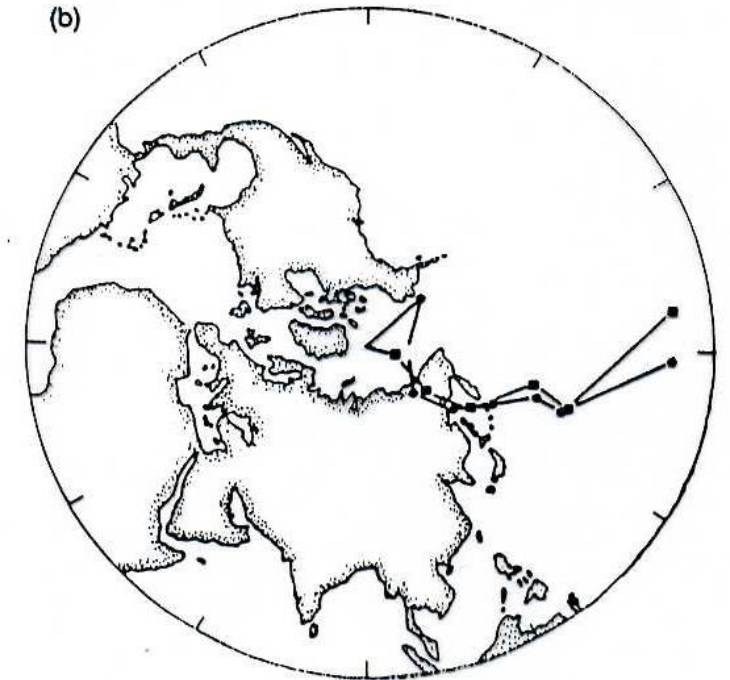


Fig. b) cammini del polo per il Nord America e per l'Europa tenendo conto dell'apertura dell'oceano Atlantico.

Magnetizzazione delle rocce

Paleomagnetismo

Assunzione: nella metodologia dell'analisi paleomagnetica **si tiene conto della posizione media del polo paleomagnetico** derivata per una raccolta di rocce che dovrebbe rappresentare il dipolo geocentrico assiale

CAMPIONAMENTO: Campionamento su formazione rocciosa secondo uno schema "gerarchico" -> Minimizzare l'errore non sistematico; mediare gli effetti della variazione secolare del campo paleomagnetico; 6–10 campioni sono sufficienti per definire la direzione media di un sito; i valori medi di tipicamente 10-20 siti della stessa formazione vengono calcolati per ottenere una direzione paleomagnetica media per una formazione o regione

Assunzione: la **magnetizzazione naturale residua** (NRM) di una roccia è stata **acquisita al momento della formazione della roccia** (o in un momento noto della sua storia), e da allora è rimasta inalterata

LABORATORIO: Devono essere applicate tecniche di laboratorio che eliminino le componenti indesiderate e isolino la magnetizzazione primaria. Questo processo è chiamato "pulizia magnetica"

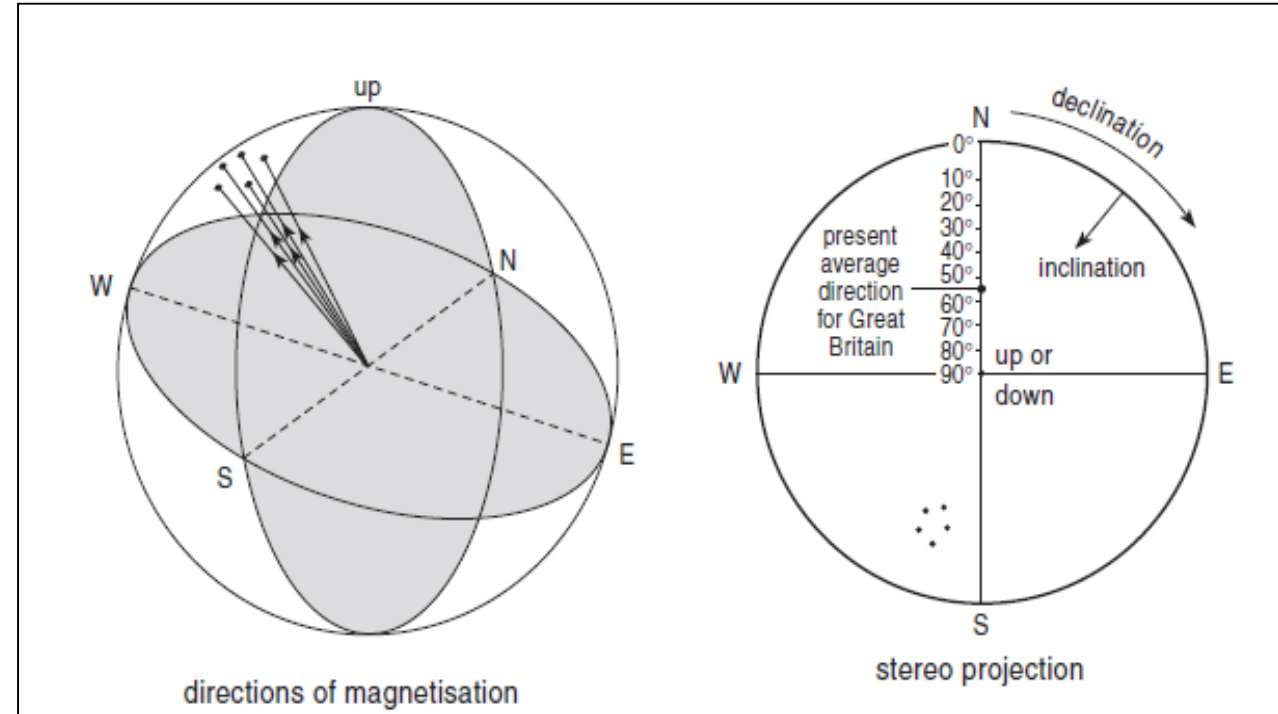
Magnetizzazione delle rocce

Paleomagnetismo:

Una direzione è identificata dal punto in cui interseca una sfera unitaria centrata nel sito di osservazione. Questo converte un insieme di direzioni in un insieme di punti sulla superficie di una sfera. Il punto di intersezione viene quindi proiettato sul piano orizzontale per fornire una trama stereografica. Questo può essere fatto in diversi modi.

La **proiezione ad area uguale di Lambert** è solitamente preferita nel paleomagnetismo in quanto evita di distorcere visivamente la dispersione delle direzioni. In geologia, tutte le direzioni sono tracciate su uno stereogramma come proiezioni sull'emisfero inferiore.

Di solito, le direzioni vengono visualizzate su una stereonet per dare uno stereoplot, che ha l'inclinazione magnetica che va dalla verticale al centro all'orizzontale alla circonferenza, mentre la declinazione è semplicemente l'angolo attorno al cerchio in senso orario dall'alto (nord)



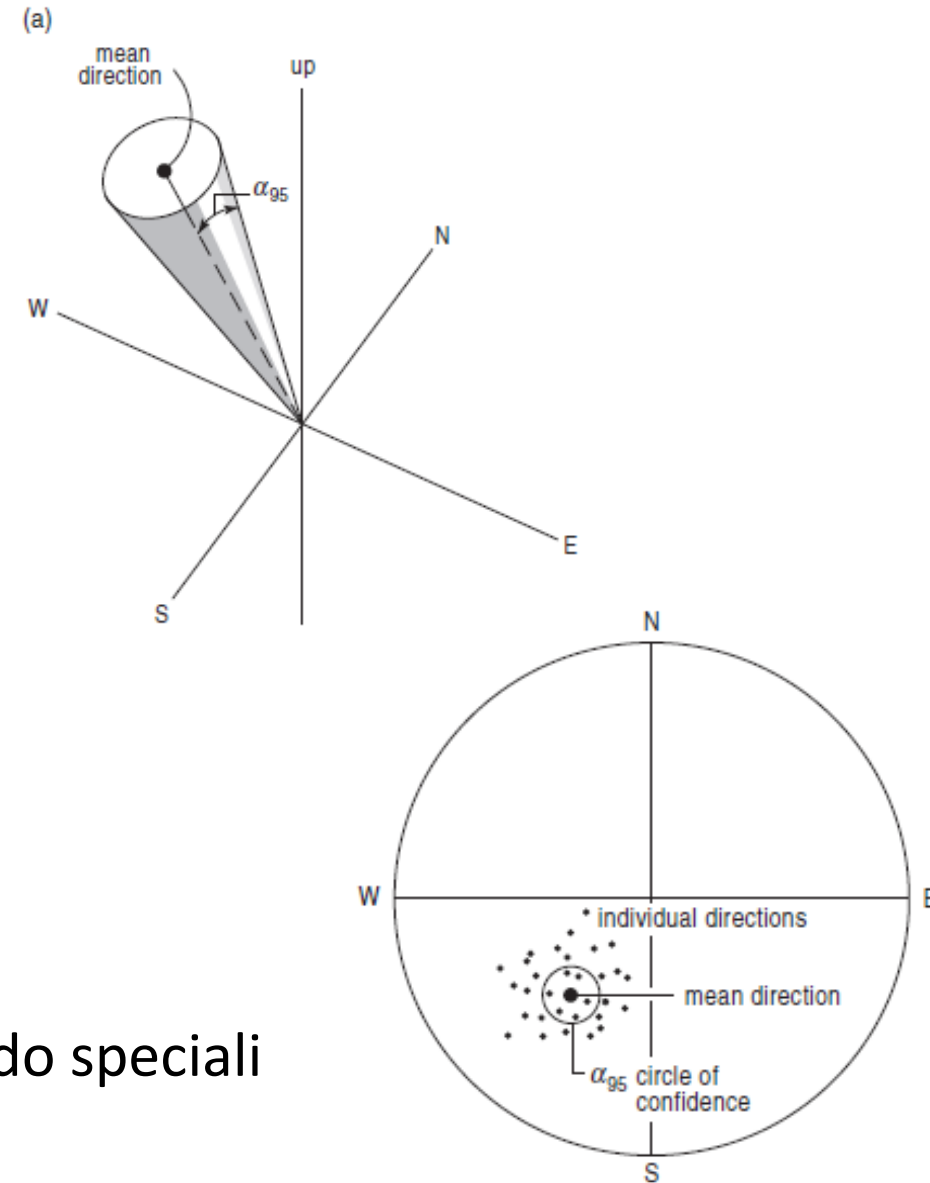
Magnetizzazione delle rocce

Paleomagnetismo:

Spesso è conveniente sostituire il gruppo di direzioni con una **direzione media più un errore**. Assumiamo che le direzioni del campione siano sparse casualmente intorno alla "vera direzione": la direzione media diventa progressivamente più vicina alla vera direzione, e quindi il suo errore si riduce.

L'errore utilizzato è il limite di confidenza α_{95} : un cono con questo semiangolo che ha una probabilità del 95% di contenere la vera direzione di magnetizzazione (non il 95% delle direzioni del campione), ed è rappresentato sulla stereonet dalla α_{95} , un cerchio di confidenza.

La direzione media e l'errore α_{95} sono calcolati utilizzando speciali statistiche delle direzioni (distribuzione di Fischer)



Magnetizzazione delle rocce

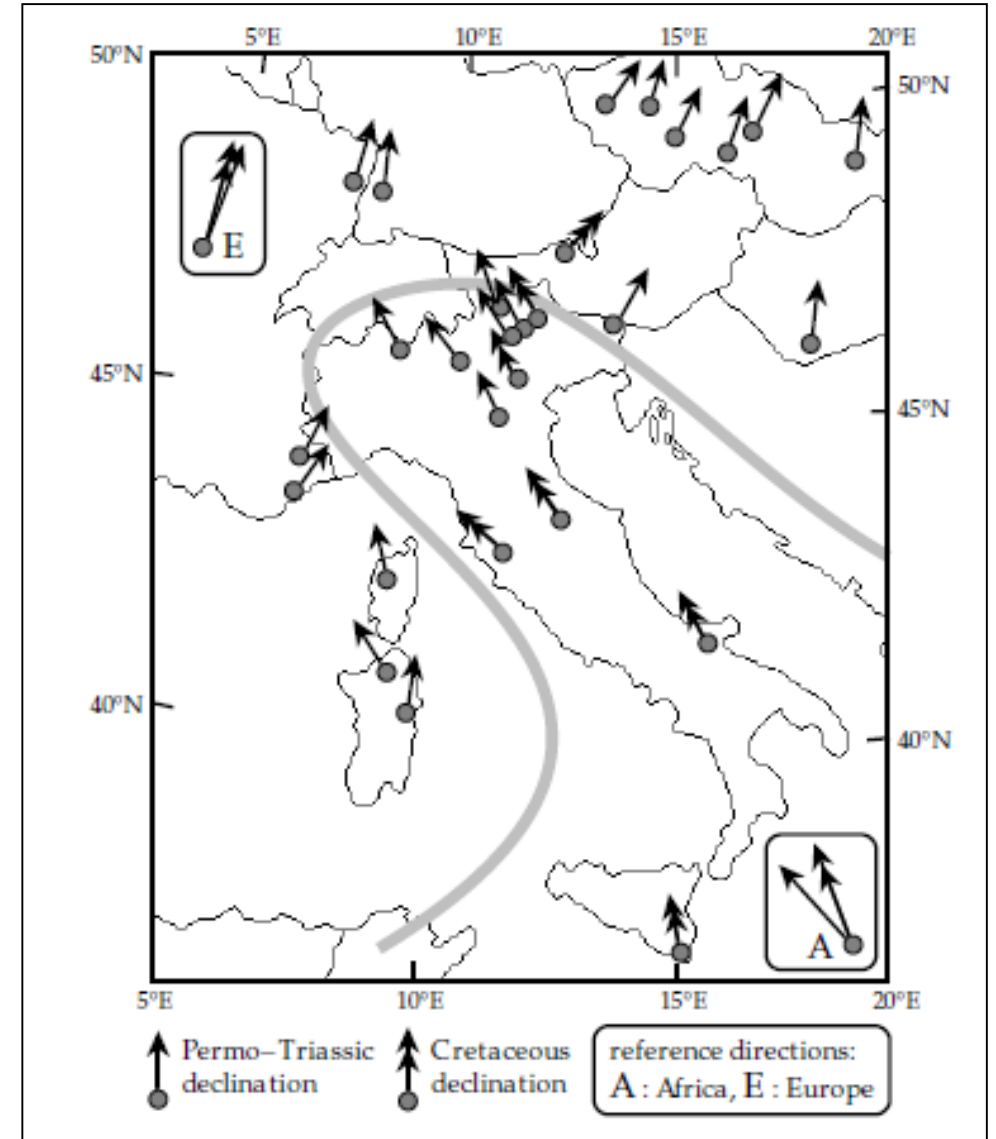
Paleomagnetismo:

Il paleomagnetismo ha dato importanti contributi **nella documentazione dei movimenti tettonici locali e regionali**, nonché dei movimenti delle placche litosferiche.

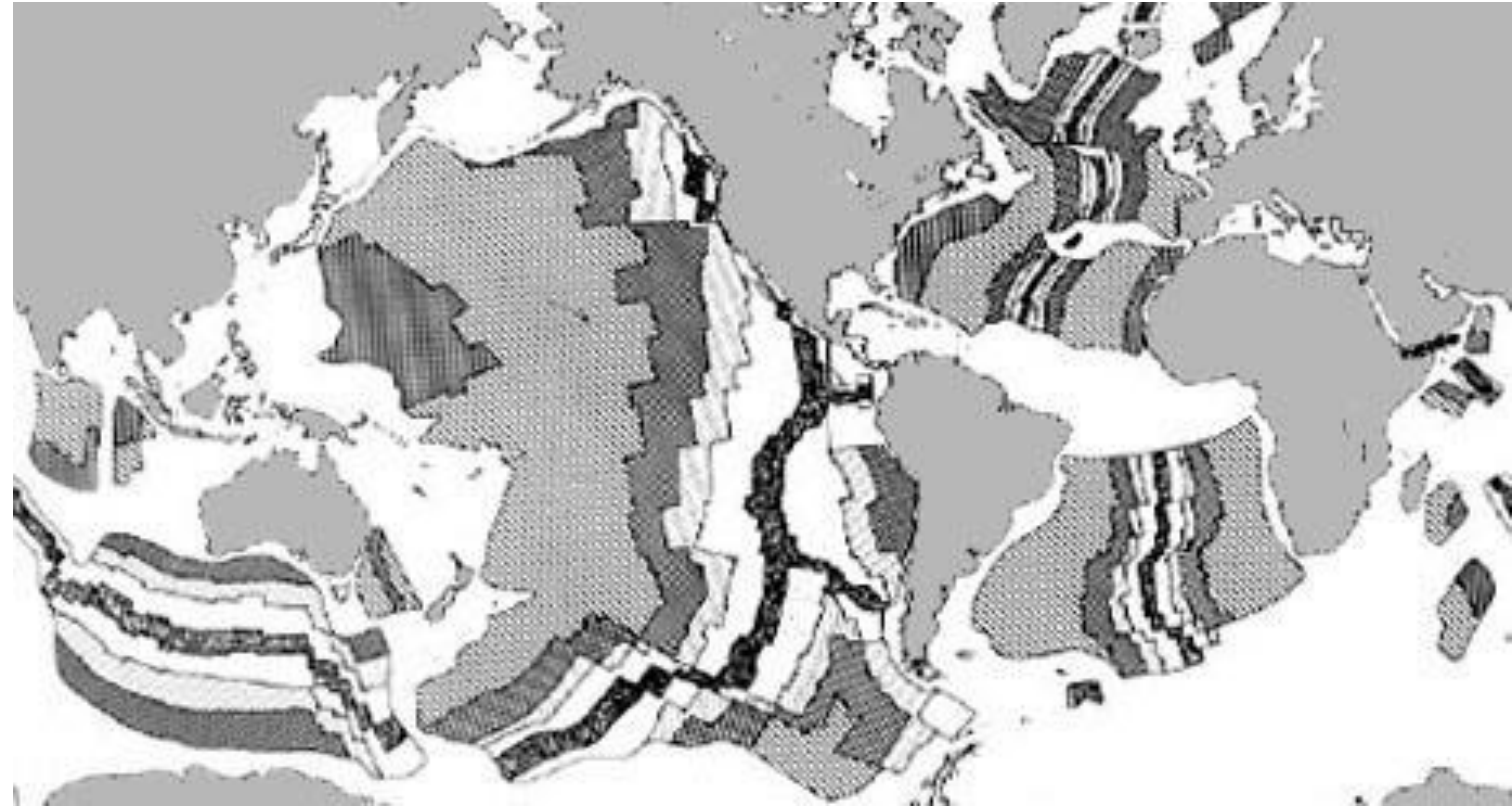
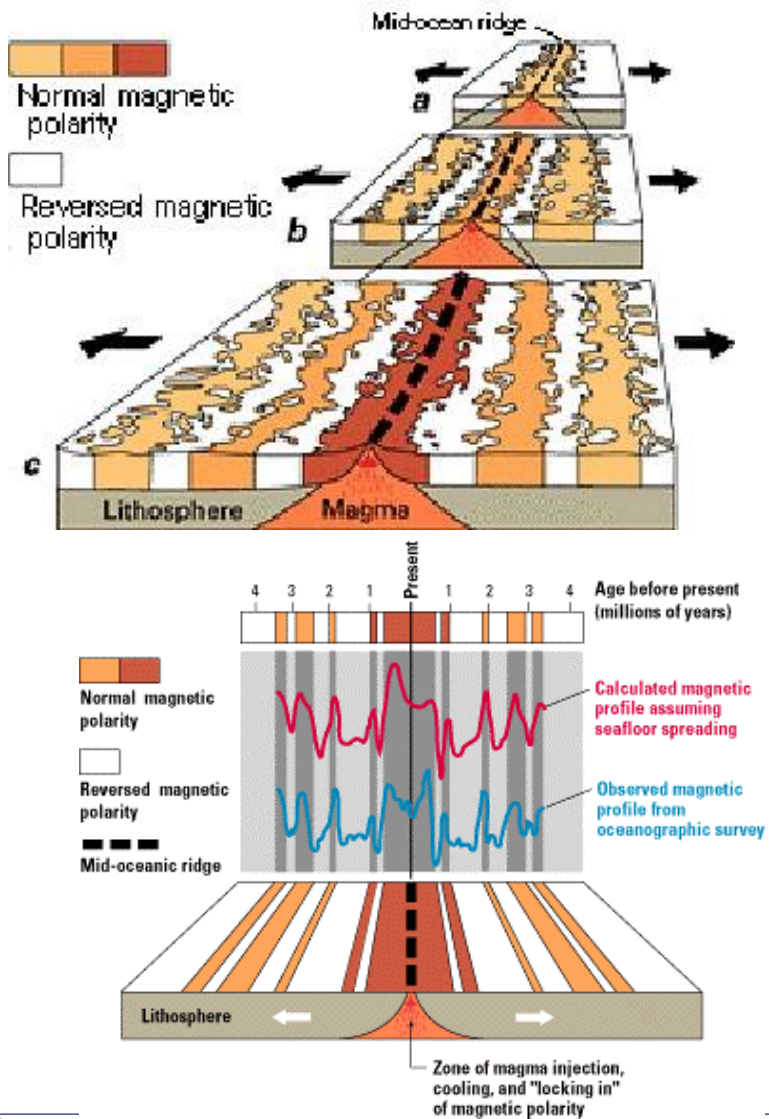
Per utilizzare i dati paleomagnetici su scala più ampia, le direzioni osservate devono essere confrontate con direzioni di riferimento adeguate.

Una direzione di riferimento può essere calcolata, se si sa dove si trovava il polo paleomagnetico nel passato geologico.

La storia delle posizioni dei poli paleomagnetici può essere stabilita su scala continentale



Magnetizzazione delle rocce





UNIVERSITÀ
DEGLI STUDI
DI TRIESTE

Veronica Pazzi

Dipartimento di Matematica e Geoscienze

veronica.pazzi@units.it

www.units.it