



UNIVERSITÀ
DEGLI STUDI
DI TRIESTE

Fisica Terrestre

Geomagnetismo

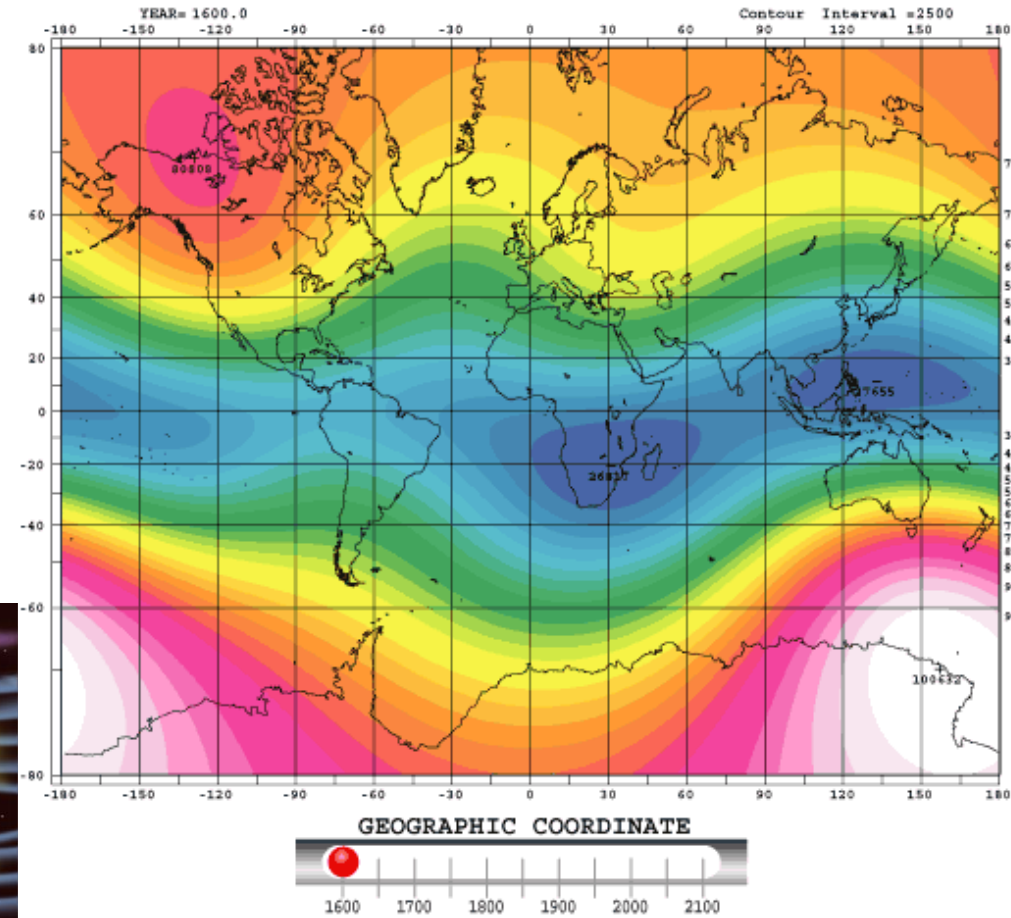
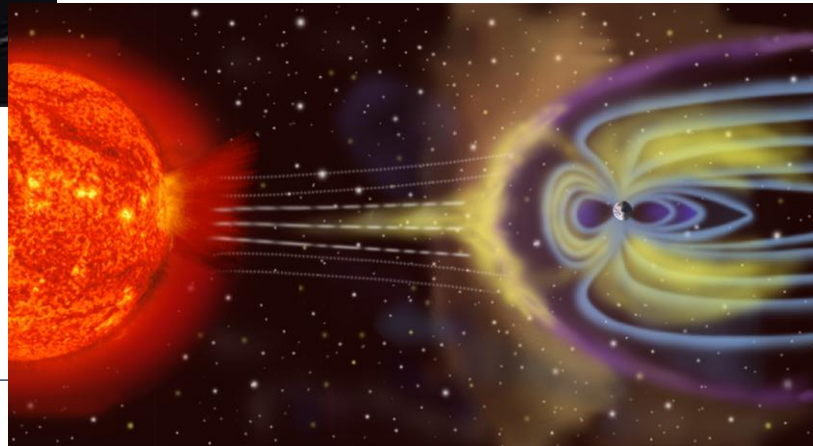
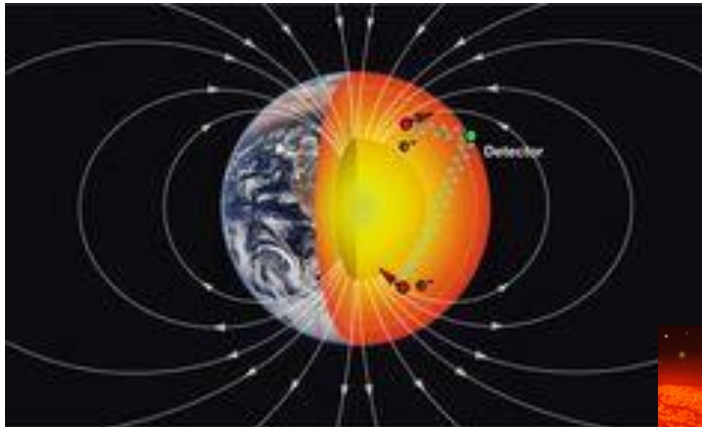
Stefano Parolai stefano.parolai@units.it

Breve ripasso: 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 e ciclo di isteresi
- Prospezioni (indagini) magnetiche
 - Anomalie magnetiche
 - Strumentazione
 - Tipologie di rilievo
- Magnetotellurica

I campi in fisica

I campi in fisica

Il **concetto di campo** è fondamentale per la fisica e la sua introduzione ha rappresentato una delle più grandi “rivoluzioni avvenute nella fisica”.

E' stato introdotto e usato in modo esplicito per la prima volta da Eulero per descrivere il comportamento dei fluidi.

Tale concetto venne applicato ad innumerevoli situazioni a partire dal XVIII sec., ma solo con Faraday e Maxwell si affermò definitivamente.

Secondo la teoria dei campi ogni effetto fisico si propaga nello spazio con velocità finita e lo spazio è un luogo perturbato che può essere descritto in funzione di alcune grandezze.

Un campo indica l'insieme dei valori che una grandezza assume in ogni punto di una regione dello spazio.

Quindi: in una certa regione dello spazio esiste un campo se ad ogni punto della regione dello spazio, si può associare il valore di una determinata grandezza fisica.

Campi

Sia Ω una regione nello spazio in cui, in ogni suo punto, sia definita una grandezza J . La regione Ω si dice allora soggetta ad un campo. Un campo può essere scalare, vettoriale o tensoriale, a seconda che la grandezza J sia scalare, vettoriale o tensoriale.

Si dice che in una regione S dello spazio ordinario è presente un CAMPO SCALARE $g(P)$ quando in ogni punto $P = (x, y, z)$ è definito il valore della grandezza scalare J

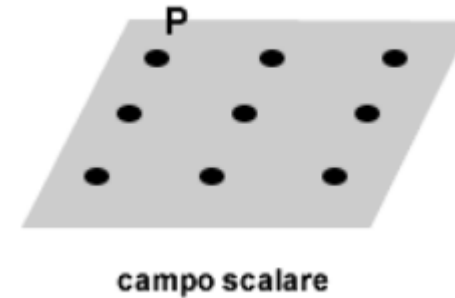
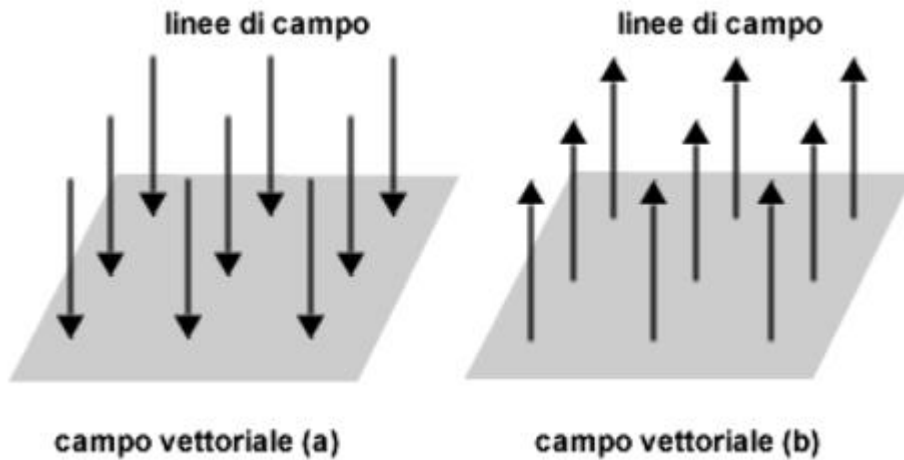
Si dice che in una regione S dello spazio ordinario è presente un CAMPO VETTORIALE $V(P)$ quando in ogni punto $P = (x, y, z)$ è definito il valore della grandezza vettoriale V .

I campi in fisica

Esistono due tipologie di campi:

Campo vettoriale: se la grandezza fisica è una grandezza vettoriale, vettori sono detti **linee di campo**.

Campo scalare: se la grandezza fisica è una grandezza ad ogni punto P dello spazio è associata un'intensità che esprime la quantità della grandezza fisica in quel preciso punto dello spazio.



Dal punto di vista fisico/matematico **un campo è una funzione** che associa un vettore o un valore scalare (numero) a ogni punto dello spazio.

Campi Scalari

La struttura di un campo scalare Φ può essere visualizzata mediante le cosiddette superfici di livello. Si consideri un generico punto P_0 ed il valore Φ_0 ivi assunto dalla Φ : il luogo di tutti i punti in corrispondenza dei quali Φ assume lo stesso valore definisce una superficie (superficie di livello) la cui espressione analitica, in coordinate cartesiane è:

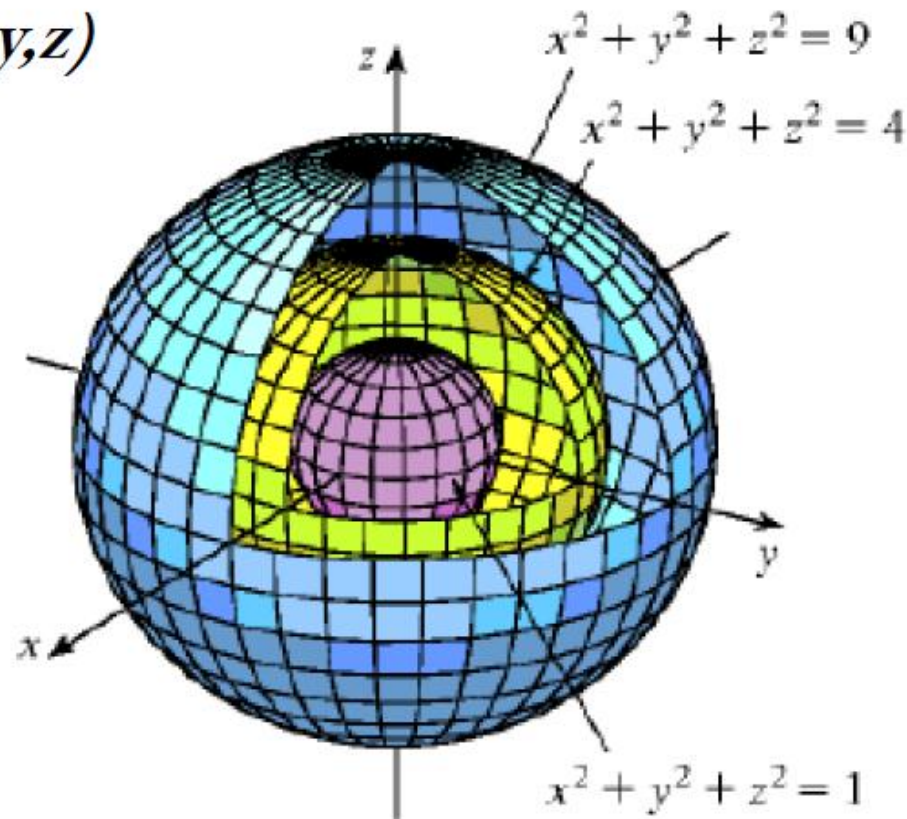
$$\Phi(x, y, z) = \Phi_0 = \text{costante}$$

Se Φ è continua e derivabile due volte e se non esistono punti in cui il gradiente di Φ si annulla, per ogni punto passa una ed una sola superficie di livello: pertanto la conoscenza di tutte le superfici di livello, contrassegnate dai corrispondenti valori, permette di descrivere completamente il campo.

Questo tipo di rappresentazione risulta particolarmente utile quando il campo è definito in una regione bidimensionale: in tal caso, infatti, è possibile definire le linee di livello su tale piano

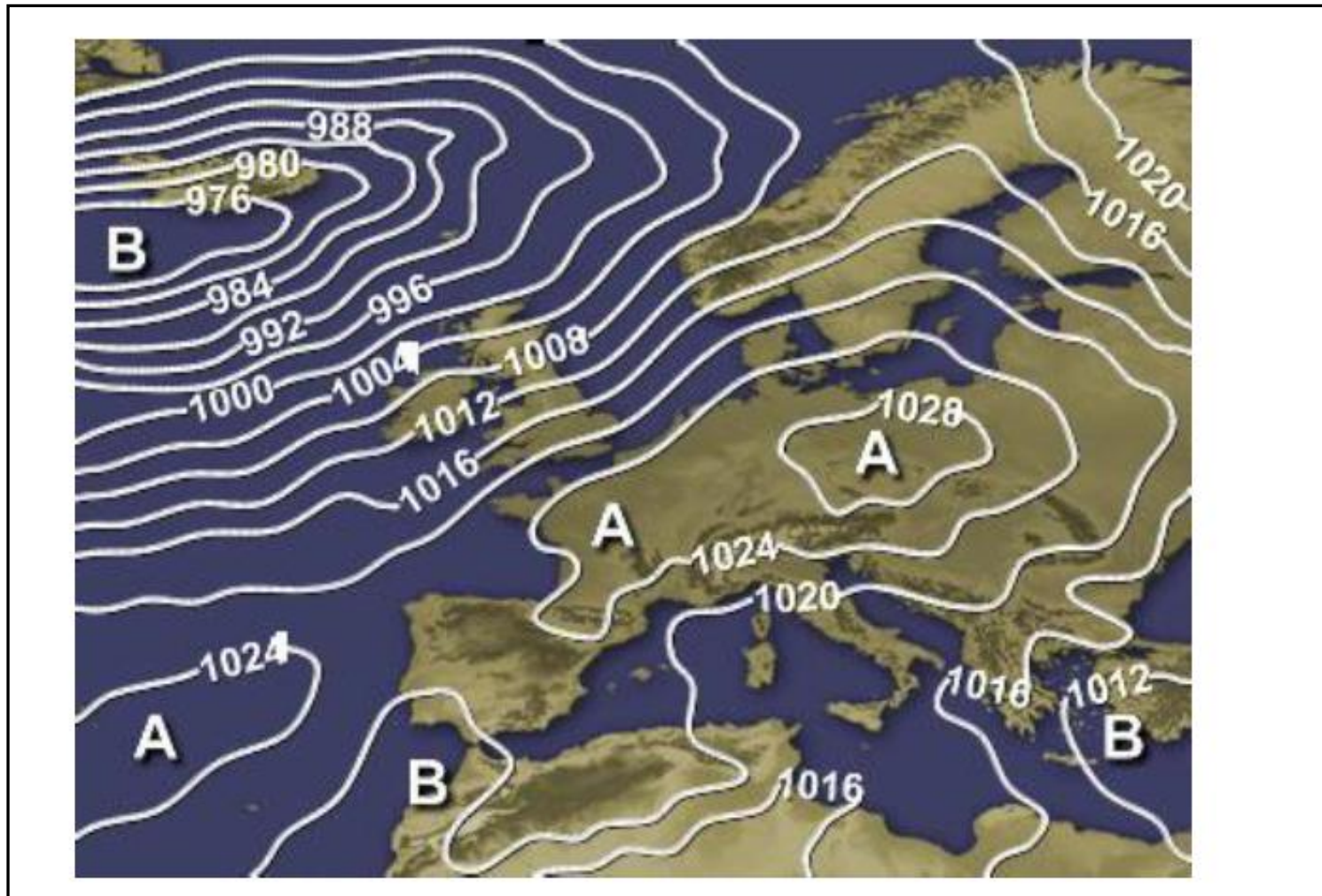
Campi Scalari: superfici di livello

$$F = f(x, y, z)$$



Esempio di Campo Scalare

Pressione atmosferica



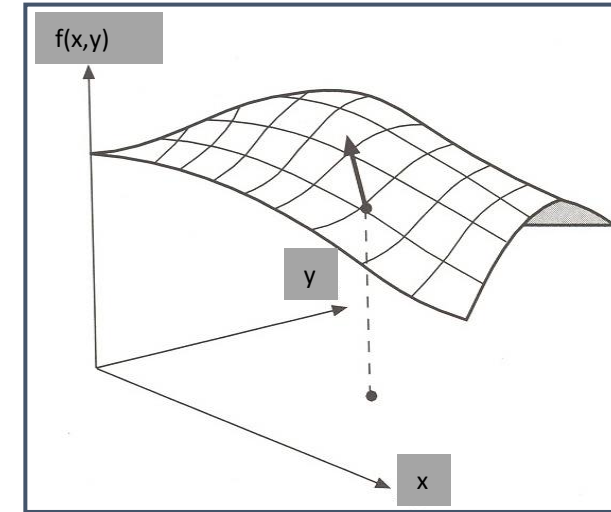
Gradiente di un campo scalare

Sia f funzione scalare continua: in ogni punto è possibile definire un vettore "gradiente" di f e indicato con $\text{grad } f$ o ∇f

La direzione del vettore ∇f è quella lungo la quale si ha l'incremento più rapido della funzione f . ∇f è una funzione vettoriale

$$\text{grad } f = \nabla f = \frac{\partial f}{\partial x} \mathbf{X} + \frac{\partial f}{\partial y} \mathbf{Y} + \frac{\partial f}{\partial z} \mathbf{Z}$$

Ciascuna componente di ∇f esprime la rapidità di variazione di f lungo la direzione corrispondente



Conoscere il gradiente di f in un punto significa conoscere come varia f nell'intorno del punto.

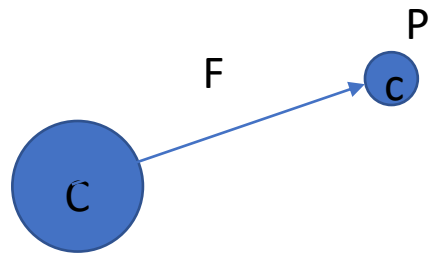
N.B spesso indicheremo gli assi di un sistema ortogonale 3D come x_1 , x_2 e x_3 al posto di X, Y, Z

I campi in fisica

Per descrivere **un campo di forze** si usano il **vettore intensità** di campo e **le linee di forza**.

Dato un campo di forze, poniamo **in un suo generico punto P** un **ente fisico esploratore**, capace di sperimentare le forze di tale campo senza però perturbarlo con la sua presenza; consideriamo quindi il rapporto tra la forza che agisce sull'ente fisico esploratore ed il valore di tale ente.

Si chiama **vettore intensità del campo** in P il vettore che si ottiene come rapporto tra la forza che nel punto P agisce sull'ente fisico esploratore ed il valore dell'ente fisico stesso.

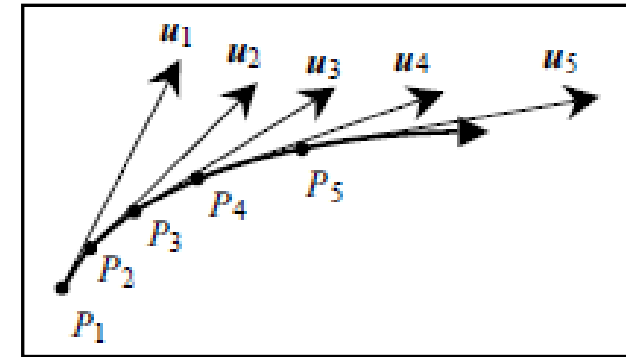


Intensità del campo $\vec{C} = \frac{\vec{F}}{c}$

Es. carica
elettrica

Campi Vettoriali

Dato un campo vettoriale U (supposto definito in tutto lo spazio), si dice linea di campo (o di flusso) ogni linea che sia tangente in ogni suo punto P al vettore $U(P)$. Per ogni punto dello spazio passa una ed una sola linea di campo. Pertanto, la mappa delle linee di campo fornisce un modo per visualizzare la struttura del campo vettoriale. Essa consente, infatti, di individuare subito in ogni punto la direzione ed il verso del vettore U

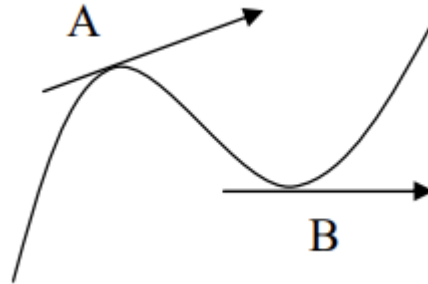


Le linee di campo presentano tre diverse tipologie, quindi possono

- *Formare linee chiuse*
- *Formare linee aperte di lunghezza infinita* senza inizio né fine
- *Formare linee aperte di lunghezza finita* (i punti di inizio si dicono sorgenti, quelli di fine sono detti pozzi)

I campi in fisica

Le **linee di forza** sono linee disposte in modo tale che **in ogni punto la tangente alla linea di forza fornisca la direzione del campo in quel punto**, mentre il verso del campo è indicato dall'orientazione della linea.

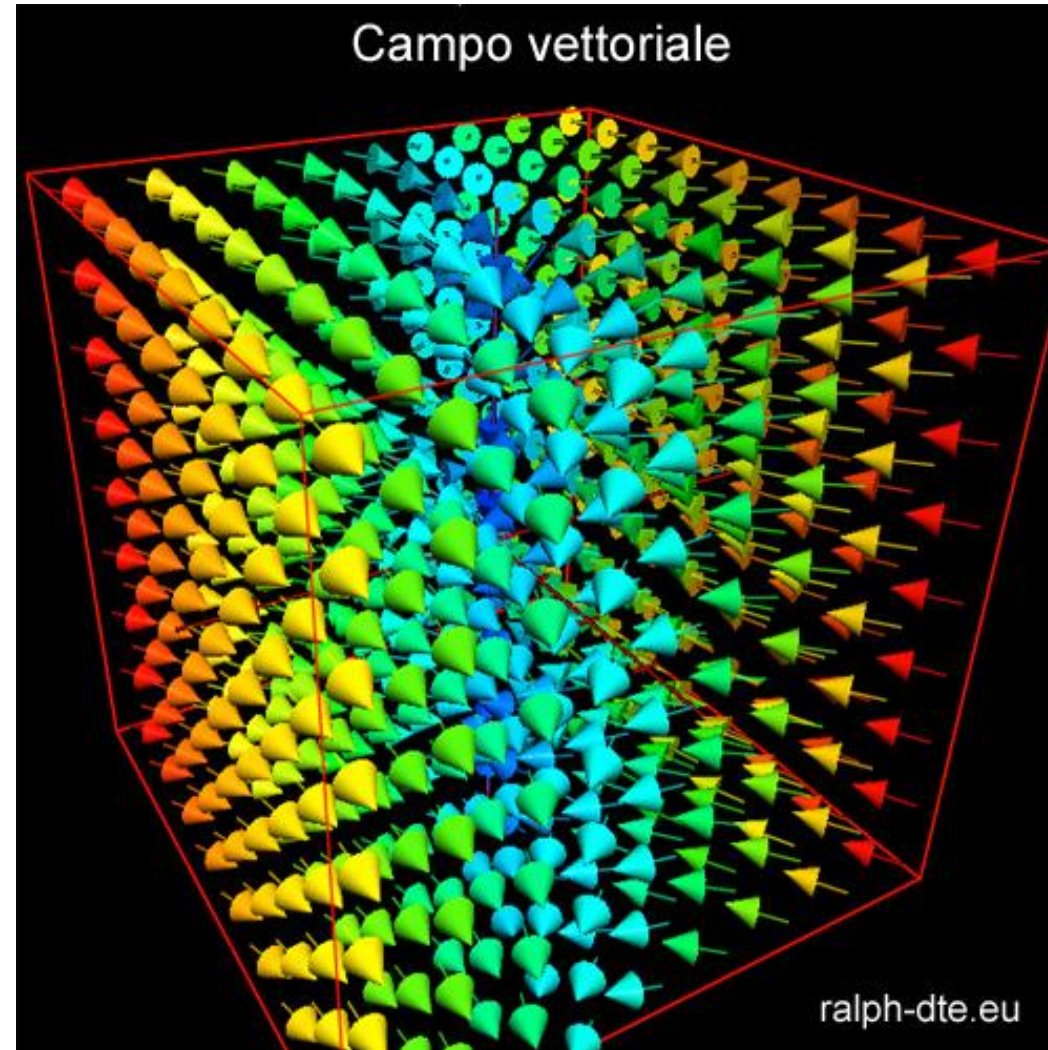


L'intensità del campo in ogni punto dello spazio è proporzionale alla densità delle linee di forza viceversa.

Nel **campo uniforme** le linee di forza sono **rette parallele equidistanti**.

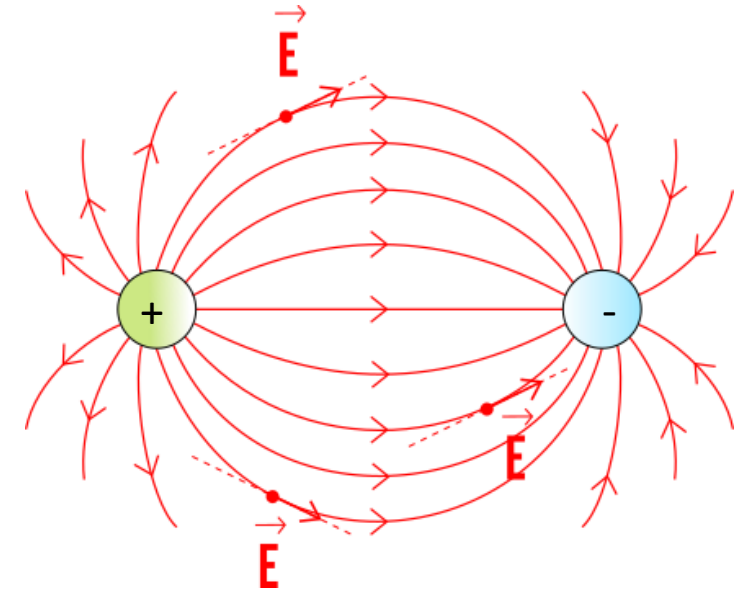
Esempio di Campo vettoriale

Esempio di campo vettoriale nel mondo reale lo si ha considerando la velocità associata alle particelle di fluido che scorrono all'interno di una condotta o di un fiume o ancora in una corrente d'aria



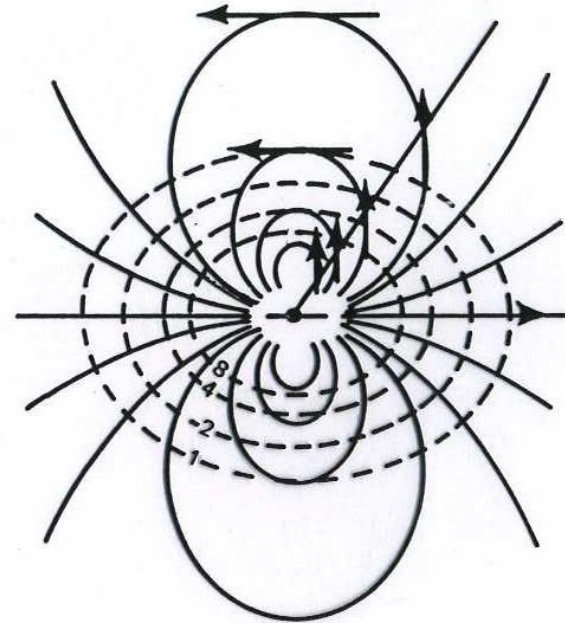
I campi in fisica

Campo elettrico



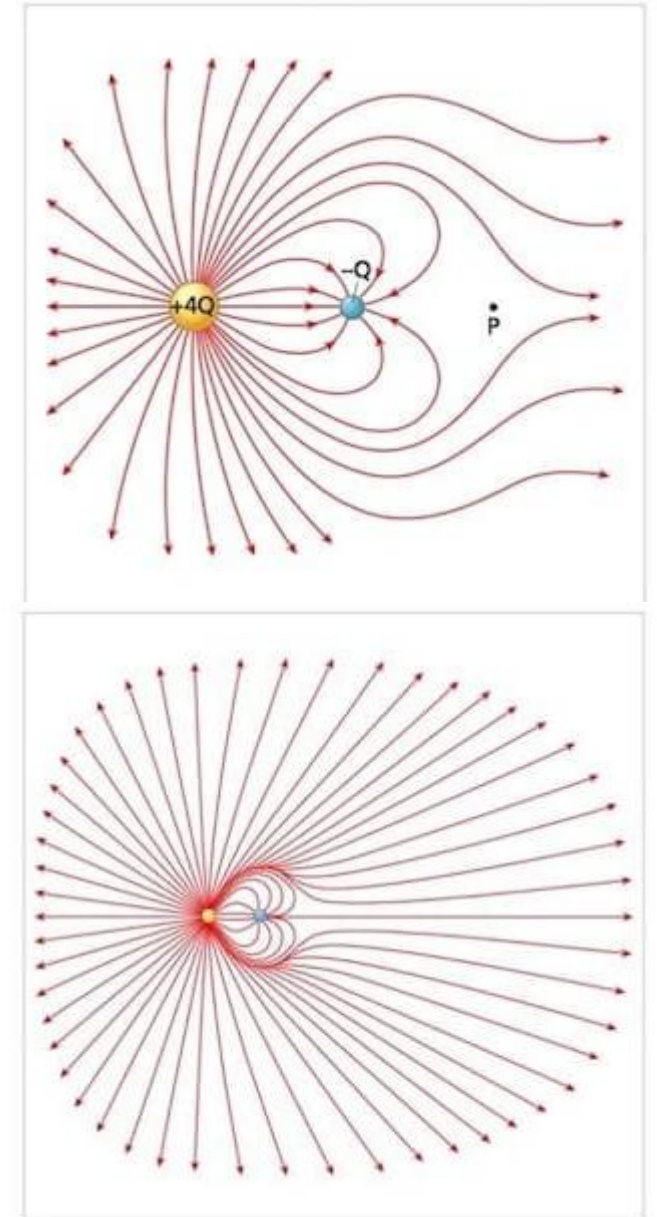
Per convenzione il campo e quindi le linee di forza escono dalla carica/polo positiva/o

Campo magnetico



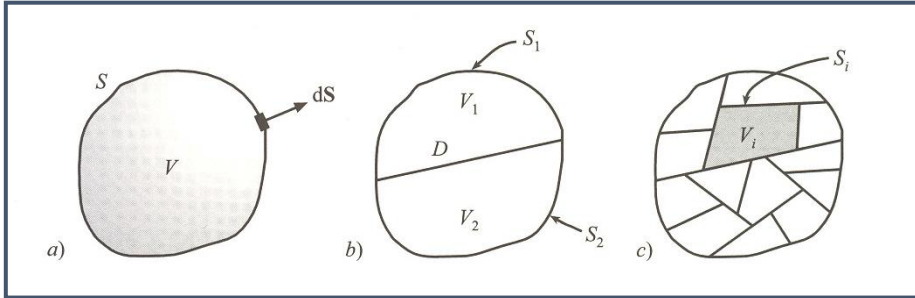
LINES OF FLUX (—)
AND
LINES OF EQUAL INTENSITY (— —)
FOR A DIPOLE

Figure 18.



Divergenza di un campo vettoriale

Sia F funzione vettoriale. Consideriamo V un volume finito: si definisce flusso Φ della funzione F attraverso la superficie S :



$$\Phi = \oint_S F \cdot dS$$

dS è un vettore infinitesimo il cui modulo rappresenta l'area di un piccolo elemento di S ; direzione e verso sono quelli della normale n

Il limite per $V \rightarrow 0$ esprime una proprietà caratteristica della funzione F nell'intorno del punto. Esso è chiamato divergenza di F e indicato con $\text{div } F$ o $\nabla \cdot F$.

$$\nabla \cdot F = \lim_{V_i \rightarrow 0} \frac{1}{V_i} \oint_{S_i} F \cdot dS_i$$

La divergenza di F rappresenta il flusso di F uscente dal volume V_i , per unità di volume, nel caso in cui V_i sia infinitesimo. E' una grandezza scalare funzione delle coordinate che varia a seconda del punto attorno al quale si calcola il flusso.

Divergenza di un campo vettoriale

La divergenza in coordinate cartesiane si esprime come:

$$\nabla \cdot \mathbf{F} = \left(\frac{\partial F_x}{\partial x} + \frac{\partial F_y}{\partial y} + \frac{\partial F_z}{\partial z} \right)$$

N.B Un campo vettoriale $\mathbf{F}=\mathbf{F}(x,y,z)$ di norma viene espresso attraverso tre campi scalari $F_x=F_x(x,y,z)$, ovvero il campo della componente x di $\mathbf{F}$, e $F_y=F_y(x,y,z)$ e $F_z=F_z(x,y,z)$

La divergenza di una funzione vettoriale dà informazioni sul flusso della funzione nell'intorno di un punto: se ad esempio $\text{div } \mathbf{F}$ è positiva in un punto P , ciò significa che esiste un flusso uscente netto nell'intorno di P . Se tutte e tre le derivate parziali sono positive in P , i vettori del campo $\mathbf{F}$ saranno diretti radialmente rispetto a P .

Il campo magnetico

la corrente elettrica che corrisponde al passaggio di $1/(1,602176634 \times 10^{-19})$ cariche elementari per secondo.
Per definizione infatti la carica elementare è pari a $1,602176634 \times 10^{-19} \text{ C}$

Il campo magnetico

Legge di Coulomb

Nel 1785 Coulomb dedusse sperimentalmente una legge, nota come **legge di Coulomb**, secondo la quale **la forza F** che si esercita **tra due cariche elettriche puntiformi q_1 e q_2 , poste nel vuoto a distanza r** l'una dall'altra, **è direttamente proporzionale al prodotto delle due cariche e inversamente proporzionale al quadrato della loro distanza:**

$$\overline{F} = k \frac{q_1 q_2}{r^2}$$

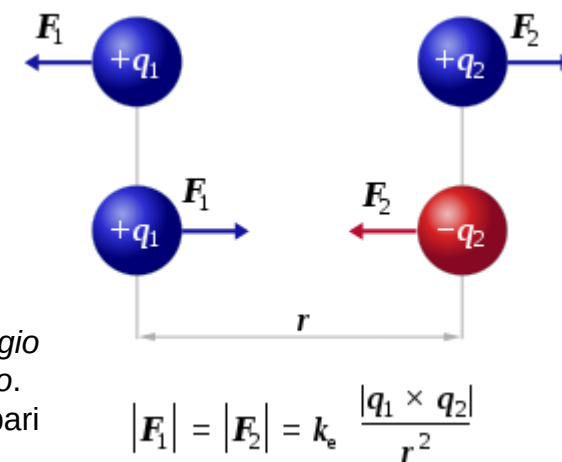
k costante di Coulomb che nel vuoto assume il valore di $8.99 \cdot 10^{-9} \text{ N m}^2 \text{ C}^{-2}$

Il **coulomb** (simbolo **C**) è l'unità di misura della carica elettrica

1 coulomb è la quantità di carica elettrica trasportata in 1 secondo dall'intensità di corrente pari a 1 ampere (A)

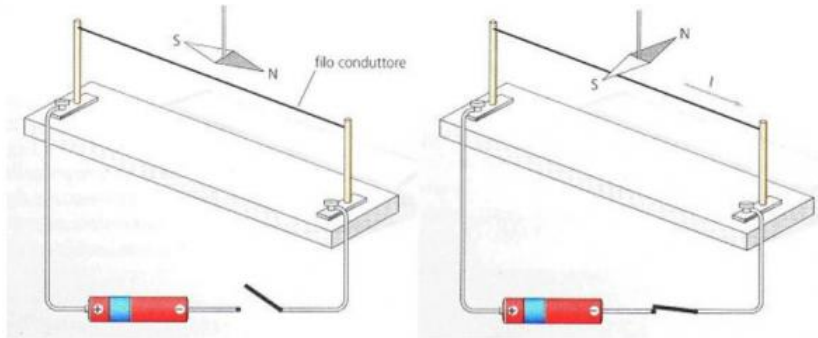
1A è la corrente elettrica che corrisponde al passaggio di $1/(1,602176634 \times 10^{-19})$ cariche elementari per secondo.

Per definizione infatti la carica elementare è pari a $1,602176634 \times 10^{-19} \text{ C}$

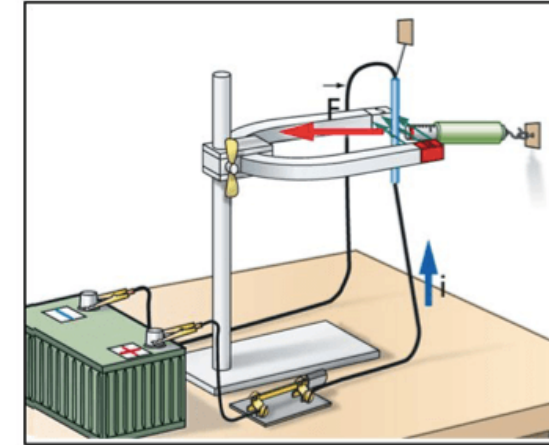


Il campo magnetico

L'esperimento di Oersted (1820)



L'esperimento di Faraday (1821)



Il passaggio di corrente elettrica in un conduttore può generare un campo magnetico che fa deviare di 90° l'ago di una bussola

Ponendo verticalmente un filo conduttore percorso da corrente all'interno di un campo magnetico (tra i due poli), esso subisce una forza perpendicolare

La legge di induzione elettrica (o di Faraday): in un circuito si genera una **differenza di potenziale** di intensità (forza elettromotrice) pari alla **variazione nel tempo del flusso** del campo magnetico che attraversa il circuito stesso

Il **potenziale elettrico** è definito come la quantità di **energia** necessaria per spostare un'unità di **carica elettrica** da uno specifico punto ad un altro, in un **campo elettrico**.

Il campo magnetico

I fenomeni magnetici sono il risultato delle **forze tra cariche elettriche in moto**.

Ogni carica elettrica in moto genera un campo magnetico **B** detto **induzione magnetica** (campo magnetico esterno).

Tale campo esercita una forza (**F**) su un'altra carica (**q**) solo se essa è in moto:

$$\overline{F} = q\overline{v} \times \overline{B}$$

La direzione di **B** è quella in cui una carica in movimento non sente alcuna forza dovuta al campo **B**.

Il **campo magnetico nel materiale** viene anche rappresentato con il vettore **H** (**intensità del campo magnetico**) che nel vuoto è praticamente equivalente a **B**.

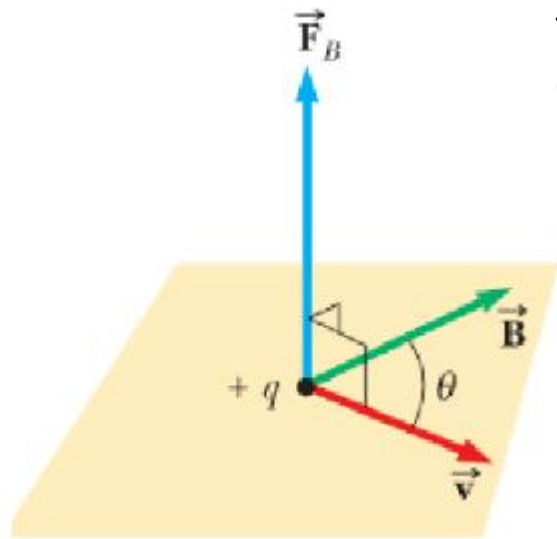
Il campo magnetico

$$\vec{F} = q\vec{v} \times \vec{B}$$

forza tra cariche elettriche in moto

carica in moto

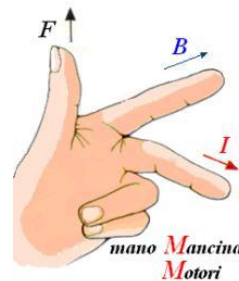
Induzione magnetica



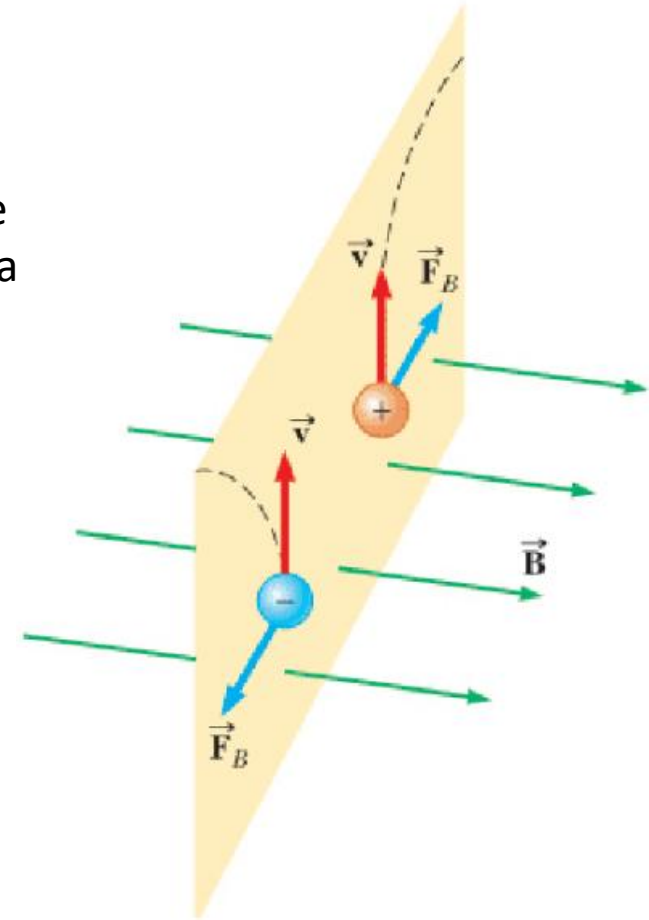
$$\mathbf{a} \times \mathbf{b} = \hat{\mathbf{n}} |\mathbf{a}| |\mathbf{b}| \sin \theta$$

$$v \times B = n |V| |B| \sin \theta$$

Prodotto vettoriale



Regola della mano sinistra



Il campo magnetico

Le equazioni di Maxwell (semplificate):

Il campo elettrico è generato da cariche elettriche

Il campo elettrico è generato dal variare del campo magnetico

Non esistono cariche magnetiche

Il campo magnetico è generato da correnti di conduzione e dal variare del campo elettrico

induzione magnetica
(campo magnetico esterno)

campo magnetico
nei materiali

$$\vec{B} = \mu \vec{H}$$

campo elettrico
nei materiali

induzione elettrica
(campo elettrico esterno)

$$\vec{D} = \epsilon \vec{E}$$

densità di
corrente

$$\vec{J} = \rho \vec{v}$$

μ Permeabilità magnetica (vale ~ 1 nelle vuoto)

ϵ Costante dielettrica

$\epsilon_0 = 8,854\,187\,8128(13) \cdot 10^{-12} \text{ C}^2\text{N}^{-1}\text{m}^{-2}$ Nel vuoto

ρ Densità di carica

Il campo magnetico

Unità di misura

$$\vec{F} = q\vec{v} \times \vec{B}$$

$$\vec{B} = \mu\vec{H}$$

SI (sistema internazionale)

$$[B] = \frac{[F]}{[q][v]} = \frac{N}{Cms^{-1}} = \frac{N}{Am} = \frac{Nm}{Am^2} = \frac{J}{Am^2} = \frac{Ws}{Am^2} = \frac{Vs}{m^2} = T(Tesla)$$

$$[H] = \frac{[B]}{[\mu]} = \frac{Vs}{Vsm^2A^{-1}m^{-1}} = \frac{A}{m}$$

$$\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7} \frac{Vs}{Am}$$

$$V = \frac{W}{A}$$
$$J = Nm$$
$$W = \frac{J}{s}$$

CGS (sistema centimetro-grammo-secondo)

$$[B] = \frac{1 \text{ maxwell}}{cm^2} = 1 \text{ gauss}$$

$$\mu_0 = 1$$

$$[H] = \frac{1 \text{ dyna}}{\text{unità di polo}} = 1 \text{ Oeasted}$$

$$1 \text{ Maxwell} = 10^{-8} \text{ Wb}$$

$$1 T = 10^4 \text{ Gauss}$$

$$1 \text{ A}/m^2 = 4\pi 10^{-3} \text{ Oeasted}$$

Il campo magnetico

L'unità fondamentale del magnetismo è il dipolo

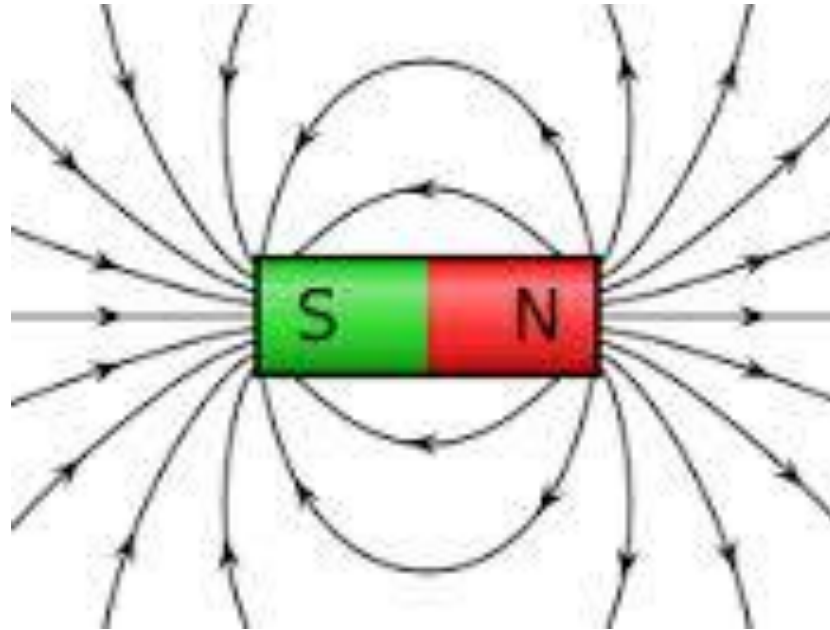
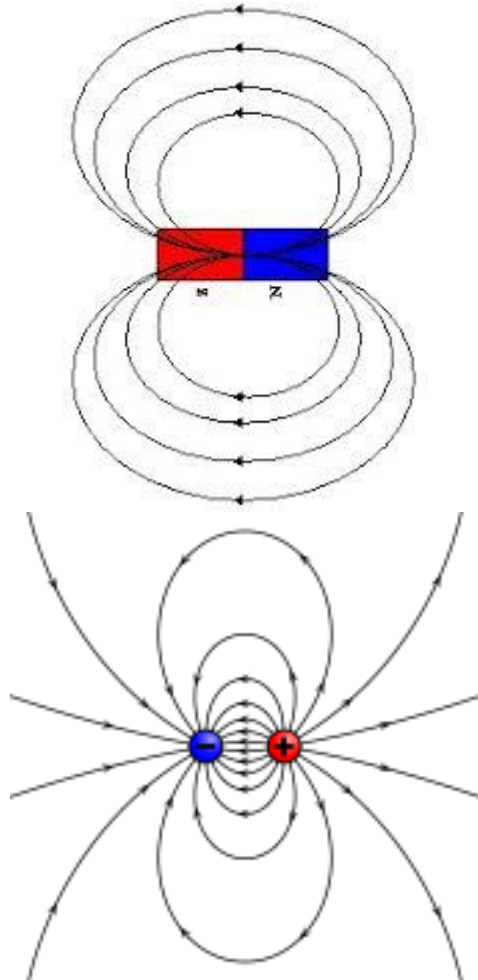
In analogia alla legge di Coulomb ($\vec{F} = k \frac{q_1 q_2}{\vec{r}^2}$) possiamo definire come **forza tra due poli** di intensità P_0 e P l'espressione:

$$\vec{F} = \frac{\mu_0}{4\pi} \frac{P_0 P}{r^2} \hat{r}$$

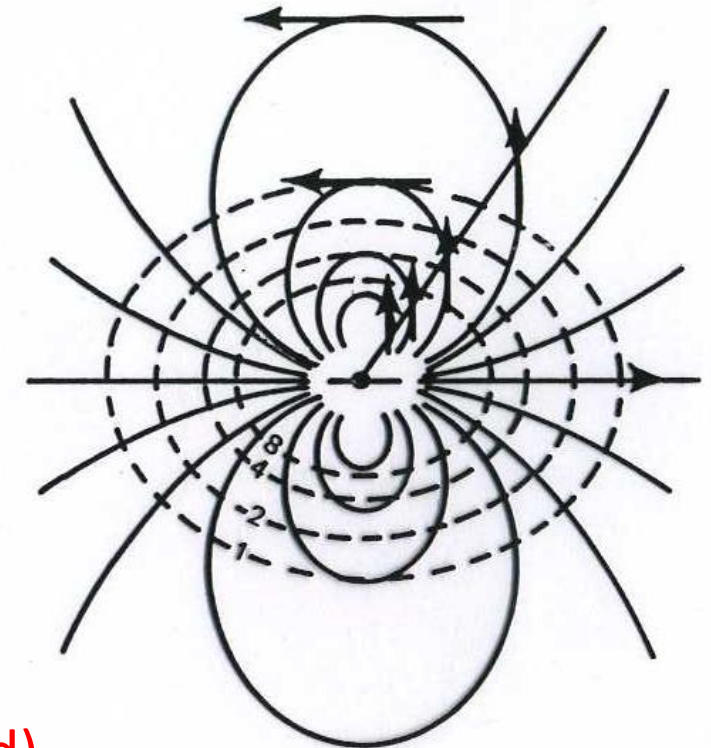
La forza risulta attrattiva se P_0 e P sono diversi, repulsiva se i due poli sono simili.

Il campo magnetico

Linee di forza in un magnete



Per convenzione il **polo positivo (nord)** è quello da cui **escono le linee di forza**, mentre il polo negativo (sud) è quello in cui entrano le linee di forza



LINES OF FLUX (—)
AND
LINES OF EQUAL INTENSITY (— —)
FOR A DIPOLE

Figure 18.

Il campo magnetico

L'**induzione magnetica (campo magnetico esterno)** $\vec{B}$ ($\vec{F} = q\vec{v} \times \vec{B}$) può quindi essere definita come forza per unità di intensità di un polo P_0 in un punto a distanza r da un polo di intensità P

$$\begin{array}{l} \text{induzione magnetica} \\ \text{(campo magnetico esterno)} \end{array} \quad \vec{B} = \frac{\vec{F}}{P_0} = \frac{\mu_0}{4\pi} \frac{P}{r^2} \hat{r} \quad \vec{F} = \frac{\mu_0}{4\pi} \frac{P_0 P}{r^2} \hat{r} \quad \text{forza tra due poli} \\ \text{di intensità } P_0 \text{ e } P$$

In analogia con l'elettrostatica possiamo definire il **potenziale magnetostatico** come il lavoro svolto per portare un polo unitario da un punto del campo all'infinito. Il potenziale è in questo caso un concetto matematicamente utile, sebbene un po' nebuloso non esistendo poli magnetici

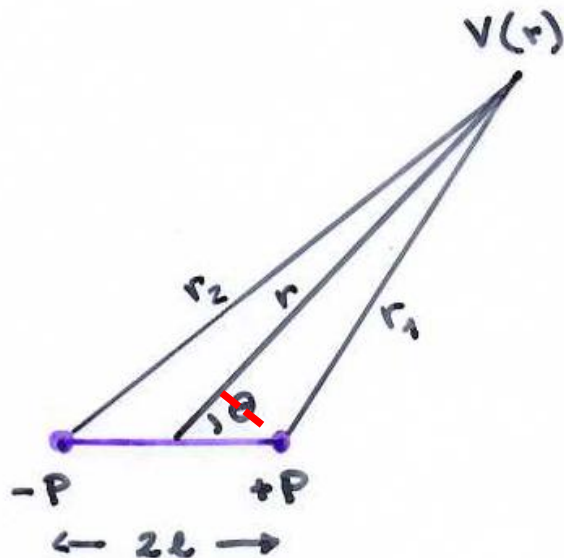
$$V(\vec{r}) = \int_r^\infty \frac{\vec{F}(r')}{P_0} \cdot d\vec{r}' = \int_r^\infty \vec{B}(r') \cdot d\vec{r}' = \int_r^\infty \frac{\mu_0}{4\pi} \frac{P}{r'^2} \cdot dr' = \frac{\mu_0 P}{4\pi} \left[-\frac{1}{r'} \right]_r^\infty = \frac{\mu_0 P}{4\pi r}$$

Risulterà quindi: $\vec{B}(\vec{r}) = -\nabla V(\vec{r})$

Il campo magnetico

Potenziale di un dipolo

L'unità fondamentale del magnetismo è il dipolo, per cui calcoliamoci il suo potenziale. Esso può essere calcolato sommando i potenziali relative ai 2 poli



$$V(r) = \frac{\mu_0 P}{4\pi r_1} - \frac{\mu_0 P}{4\pi r_2} = \frac{\mu_0 P}{4\pi} \left[\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right] = \frac{\mu_0 P}{4\pi} \frac{r_2 - r_1}{r_1 r_2}$$

Per $r \gg 2l$ sarà

$$\begin{aligned} r_1 &\approx r - l \cos \theta \\ r_2 &\approx r + l \cos \theta \\ r_1 r_2 &\approx r^2 - l^2 \cos^2 \theta \approx r^2 \end{aligned}$$

Per cui

$$V(r) = \frac{\mu_0 P}{4\pi} \frac{2l \cos \theta}{r^2}$$

Il campo magnetico

Definendo come **momento magnetico** del dipolo il prodotto

$$\overline{m} = 2Pl\hat{l}$$

$$m = [Am^2]$$

Con $\hat{l}$ versore diretto dal polo negativo a quello positivo, avremo che il potenziale del dipolo può anche essere espresso da

Potenziale di dipolo

$$V(\overline{r}) = \frac{\mu_0}{4\pi r^3} \overline{m} \cdot \overline{r}$$

$$\mathbf{a} \cdot \mathbf{b} = |\mathbf{a}| |\mathbf{b}| \cos \theta \quad \text{Prodotto scalare}$$

$$\mathbf{m} \cdot \mathbf{r} = |\mathbf{m}| |\mathbf{r}| \cos \theta = 2Pl r \cos \theta$$

$$V(r) = \frac{\mu_0 P}{4\pi} \frac{2l \cos \theta}{r^2}$$

Il campo magnetico terrestre (CMT)

Cosa avevamo già detto

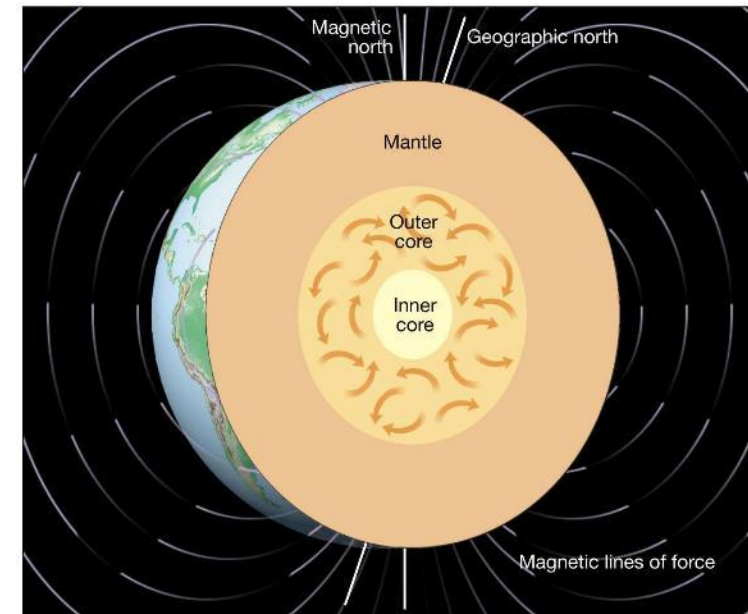
Il campo magnetico terrestre:

La **terra** ha un **campo magnetico**, motivo per cui una bussola punta verso Nord

Tuttavia, la semplice presenza di **ferro nel nucleo** terrestre **non** è **sufficiente** a spiegare il campo magnetico terrestre

Le **alte temperature** nel nucleo terrestre sono molto **al di sopra della temperatura di Curie** per qualsiasi minerale magnetico

Si ritiene che il campo magnetico terrestre abbia origine in uno strato chiamato **nucleo esterno** (fluido metallico costituito principalmente da ferro) in movimento: le correnti di convezione agiscono come una **gigantesca dinamo**, convertendo l'energia meccanica in energia magnetica



Copyright © 2005 Pearson Prentice Hall, Inc.

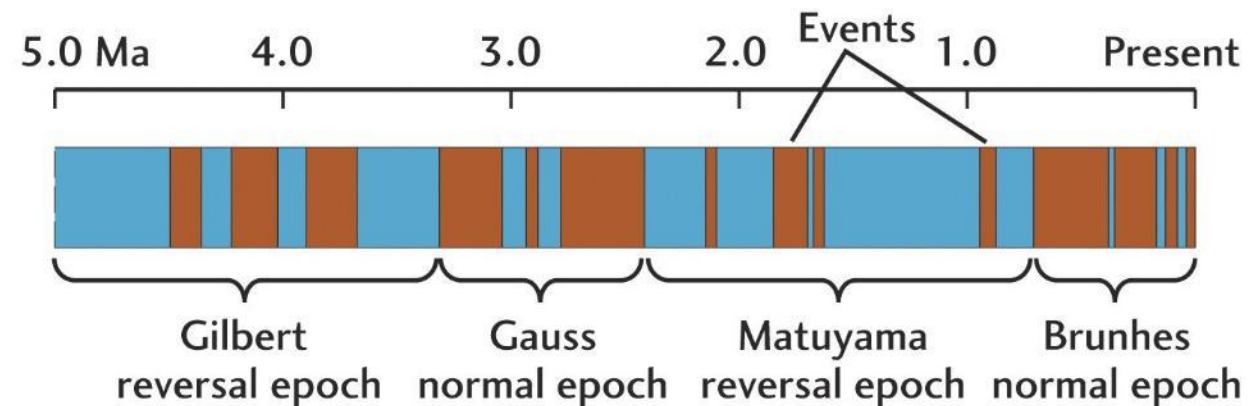
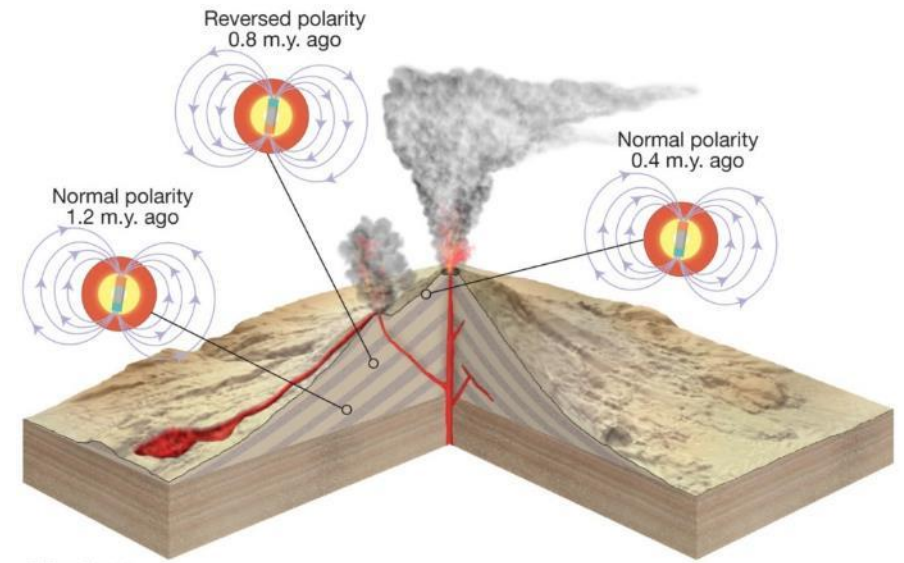
Cosa avevamo già detto

Paleomagnetismo:

Circa un secolo fa, in Francia è stata trovata una sequenza di colate laviche dove alcune avevano **i poli nord e sud invertiti**

Pertanto, il polo nord e il polo sud devono aver **scambiato ripetutamente posizioni**

Queste **inversioni magnetiche** si sono verificate nel corso della storia della Terra su **base irregolare** nel tempo, che va da decine di migliaia di anni a milioni di anni

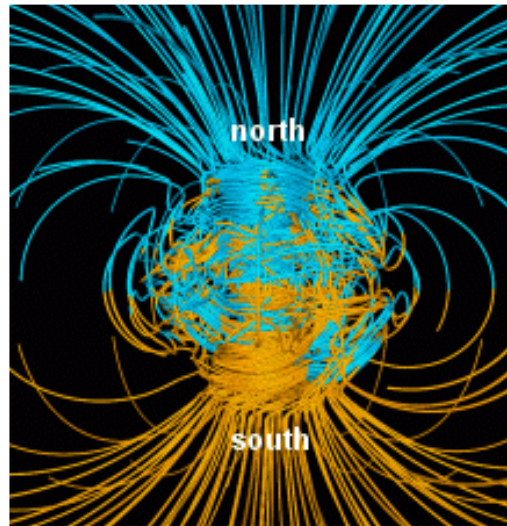
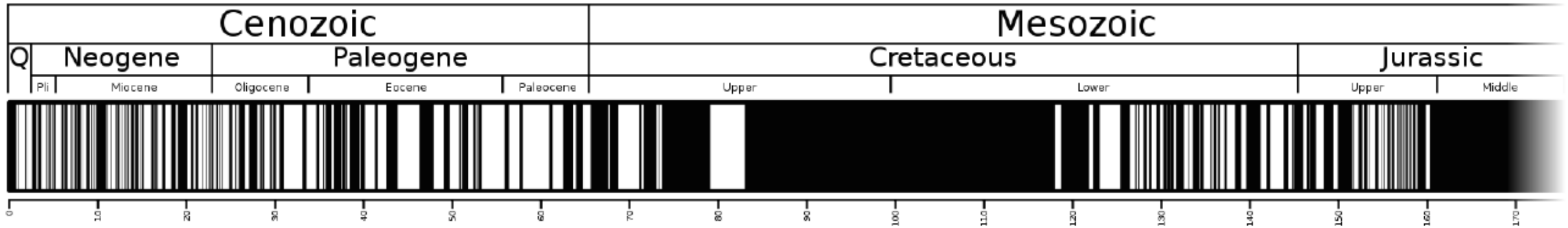


Cosa avevamo già detto

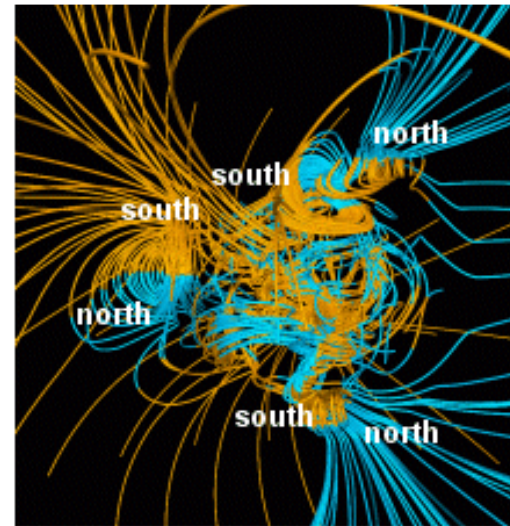
Paleomagnetismo:

Today

170 Ma



between reversals



during a reversal

Simulazione numerica
ad opera di Glatzmaier
& Roberts 1995

Il campo magnetico terrestre

Il fatto che la Terra avesse un campo magnetico era già noto dall'antichità: oltre mille anni fa **i cinesi** conoscevano l'ago magnetico (**la bussola**).



Sir William Gilbert (1540-1602) fu il primo a studiare scientificamente il fenomeno e dimostrò che **il campo magnetico della Terra** (CMT) era **simile al campo magnetico di un dipolo**. Da allora cominciarono le osservazioni sistematiche.



Solamente nel 1843 però von Wrede **utilizzò** per primo le variazioni del **campo magnetico per localizzare depositi** di materiale ferromagnetico.

gram.

In 1640, Swedish miners used the compass in their search for iron ores, and this was probably the first application of a geophysical tool toward solving a geologic problem. Von Wrede theorized, in 1843, that local variations in the earth's magnetic field might be indicative of buried magnetic materials. Surveys for deposits of iron ore—and even gold—were successfully conducted in Europe and the United States in the 1800's. However, with the advent of the Schmidt field mag-

Geyer 1961: Gravity-magnetics can be an effective tool for oil finders

Il campo magnetico terrestre

Il **campo magnetico terrestre** ha molto in comune con il campo gravimetrico, essendo entrambi **esprimibili mediante un potenziale**.

Il campo magnetico terrestre però risulta **molto** più **complesso** essendo le variazioni più forti e più localizzate.

Questo è dovuto in parte al fatto che **il campo magnetico terrestre ha una direzione variabile** (dipende dalla latitudine) **oltre all'intensità**.

L'interpretazione delle anomalie magnetiche risulta pertanto molto più difficile.

D'altro canto le misure si ottengono in modo estremamente facile e non necessitano quasi di correzioni.

Il campo magnetico terrestre

Il CMT **assomiglia grossolanamente a quello di un dipolo** centrale: in prima approssimazione il campo magnetico terrestre è un campo di dipolo.

Ciò significa che il campo magnetico terrestre può essere rappresentato da un **dipolo magnetico situato al centro della Terra** (immaginare una barra magnetica al centro della Terra).

Questo fatto fu messo in evidenza per la prima volta nel 1600 da Sir William Gilbert.

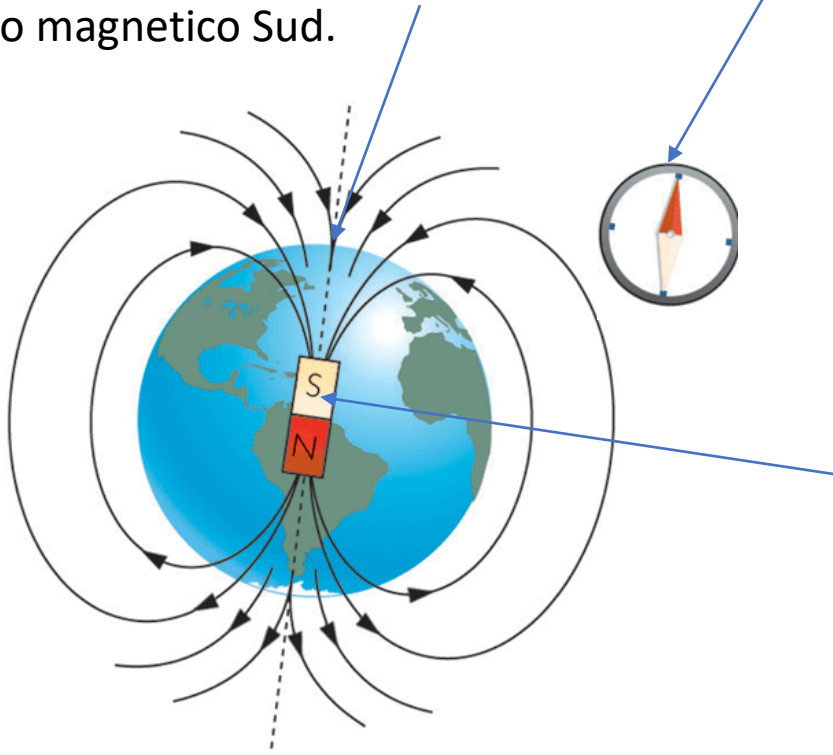


Fisico personale di Elisabetta I, morì nel 1603 a causa della peste bubbonica

Pubblicò il “De Magnete” nel 1600, un trattato in 6 volumi documentando la sua esperienza con il magnetismo

Il campo magnetico terrestre

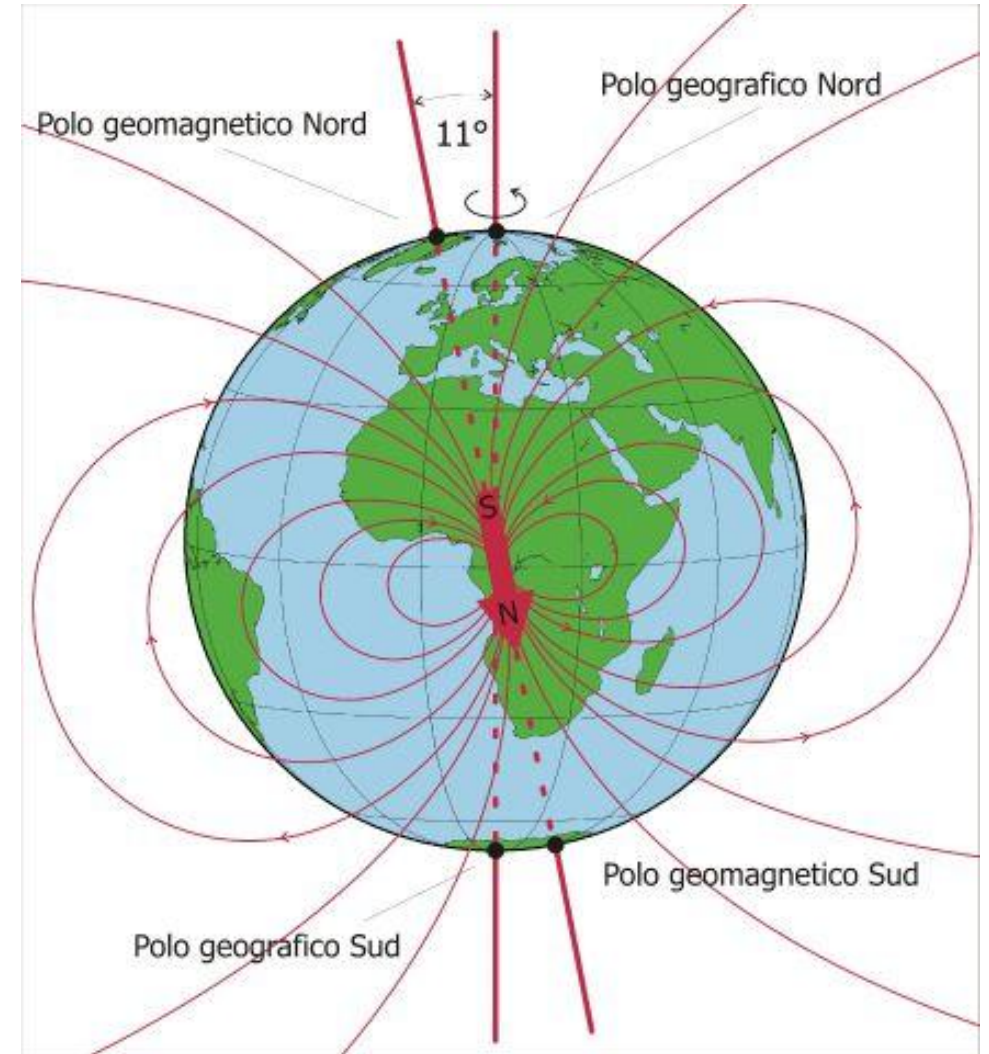
Convenzione sui segni dei poli: dicesi **positivo il polo** che è **attratto verso il polo magnetico Nord** della Terra, negativo quello attratto verso il polo magnetico Sud.



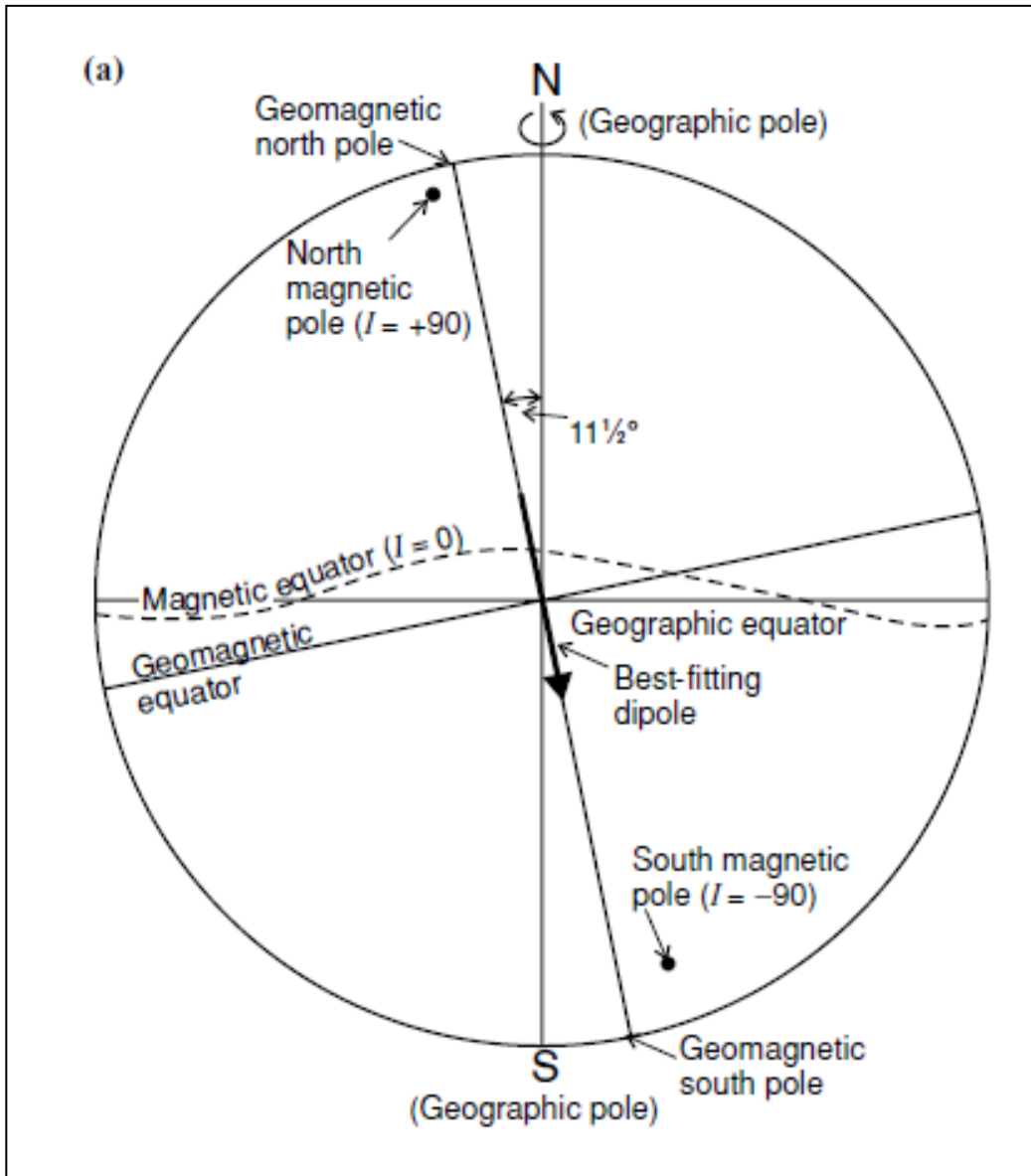
Per convenzione il polo positivo (nord) è quello da cui escono le linee di forza, mentre il **polo negativo (sud)** è quello **in cui entrano** le linee di forza

Oggi il dipolo che meglio fitta il CMT è **inclinato** di ca **11.5°** **rispetto all'asse terrestre**

Il campo magnetico terrestre ha un valore di circa **0.5 gauss** e nelle prospezioni magnetiche si arriva a misurare variazioni dell'ordine di **1 nT**



Il campo magnetico terrestre



I due punti sulla superficie terrestre in cui il campo magnetico è verticale e non ha componenti orizzontali (e che coincidono con l'intersezione con la superficie terrestre dell'asse di dipolo che meglio fitta il CMT) sono chiamati **poli magnetici** o poli di immersione.

Nel 2020 il polo nord magnetico era a 86.5°N - 164.04°E mentre il polo sud magnetico era a 64.07°S - 135.88°E

L'**equatore magnetico** è la linea lungo la quale il campo magnetico è orizzontale e non ha componente verticale.

I **poli geomagnetici** sono allineati e sono calcolati tramite dei modelli, ipotizzando che all'interno della terra ci sia un magnete "perfetto"

Il campo magnetico terrestre

In prima **approssimazione** il CMT è simile a quello dovuto ad una **sfera uniformemente magnetizzata** da un dipolo -> In teoria le cause (**sorgenti**) possono essere **interne o esterne** dovute ad una magnetizzazione permanente o a correnti attraverso la superficie terrestre

L'ipotesi del dipolo da spiegazione solo al 94% del valore del CMT. Il restante 6% è attribuito ad un componente detta "non dipolare"

Il campo magnetico terrestre

In prima **approssimazione** il CMT è simile a quello dovuto ad una **sfera uniformemente magnetizzata** da un dipolo -> In teoria le cause (sorgenti) possono essere interne o esterne dovute ad una magnetizzazione permanente o a correnti attraverso la superficie terrestre
L'ipotesi del dipolo da spiegazione solo al 94% del valore del CMT. Il restante 6% è attribuito ad un componente detta "non dipolare"

Alcune ipotesi (non sostenibili) sull'origine del CMT:

Rotazione della Terra -> magnetizzazione risultante troppo piccola

Rotazione di cariche elettriche -> gradienti di potenziale troppo elevati

Terra magnetizzata uniformemente -> valori di I troppo grandi per le rocce superficiali

Magnetizzazione permanente in profondità -> temperatura troppo elevata all'interno (superiore a temperatura di Curie)

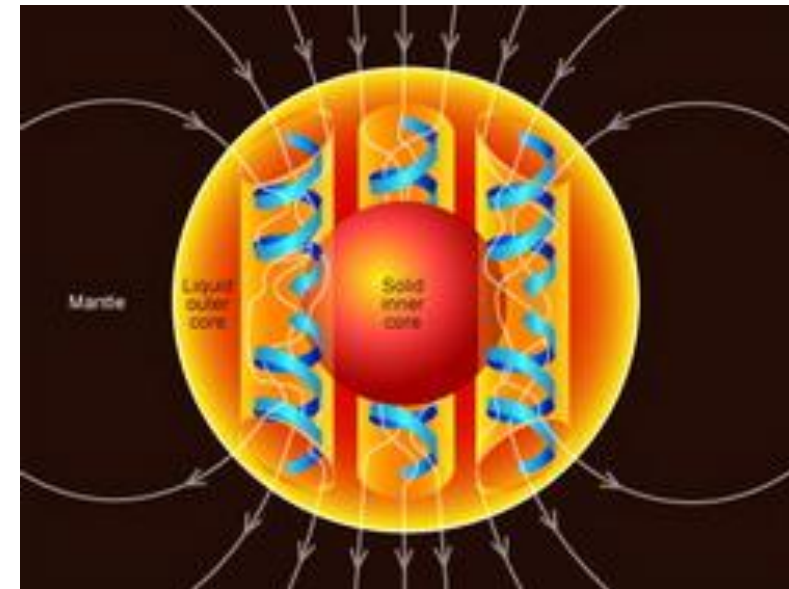
Il campo magnetico terrestre

Dalle misurazioni storiche del CMT e dai dati paleomagnetici è chiaro che la morfologia del **campo cambia rapidamente** in termini geologici.

L'implicazione è che **qualunque cosa causi questi rapidi cambiamenti sia associata a un rapido movimento da qualche parte nella Terra.**

L'unico posto ragionevole in cui ciò avvenga è il **nucleo esterno** che è noto (dalla sismologia) per essere fluido e si deduce (dai meteoriti) che sia costituito prevalentemente da ferro, materiale elettricamente conduttivo.

Infatti già al di sotto di poche decine di chilometri, la Terra è troppo calda per consentire la magnetizzazione permanente e il campo decadrebbe rapidamente a meno che non agisca qualche meccanismo di rigenerazione. Pertanto, dobbiamo fare appello a un **movimento convettivo del materiale del nucleo esterno** che si traduce in un'azione dinamo e quindi generazione del campo magnetico



Il campo magnetico terrestre

Quindi la teoria oggi accettata è la seguente:

Il CMT è dovuto alla circolazione di correnti elettriche nel nucleo esterno liquido (composto da Fe e Ni) -> **teoria della dinamo autoeccitante**: il moto dei fluidi conduttivi (energia termica/radioattività) genera correnti elettriche che mantengono il campo magnetico

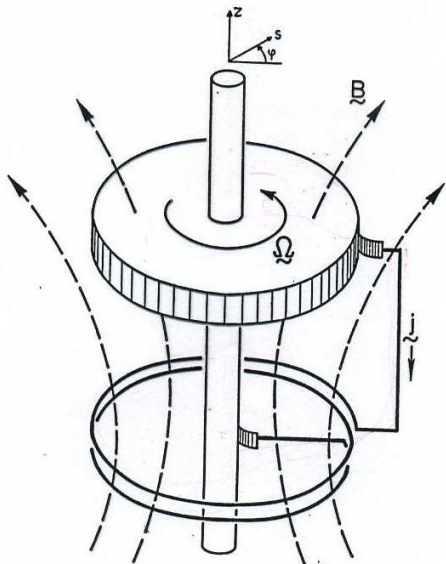
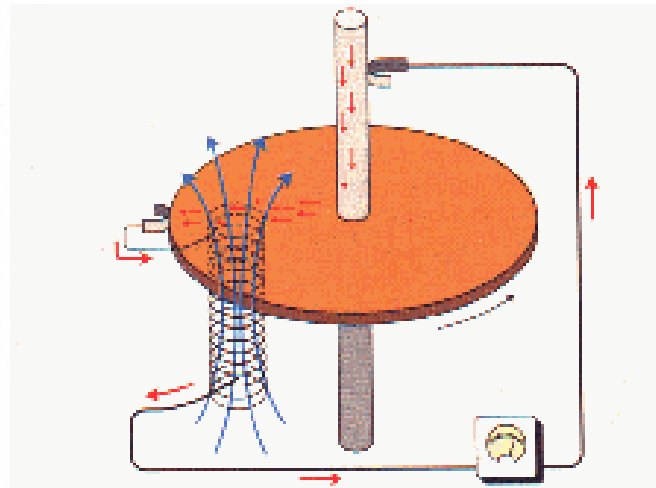


FIGURE 1. Sketch of a disk dynamo.

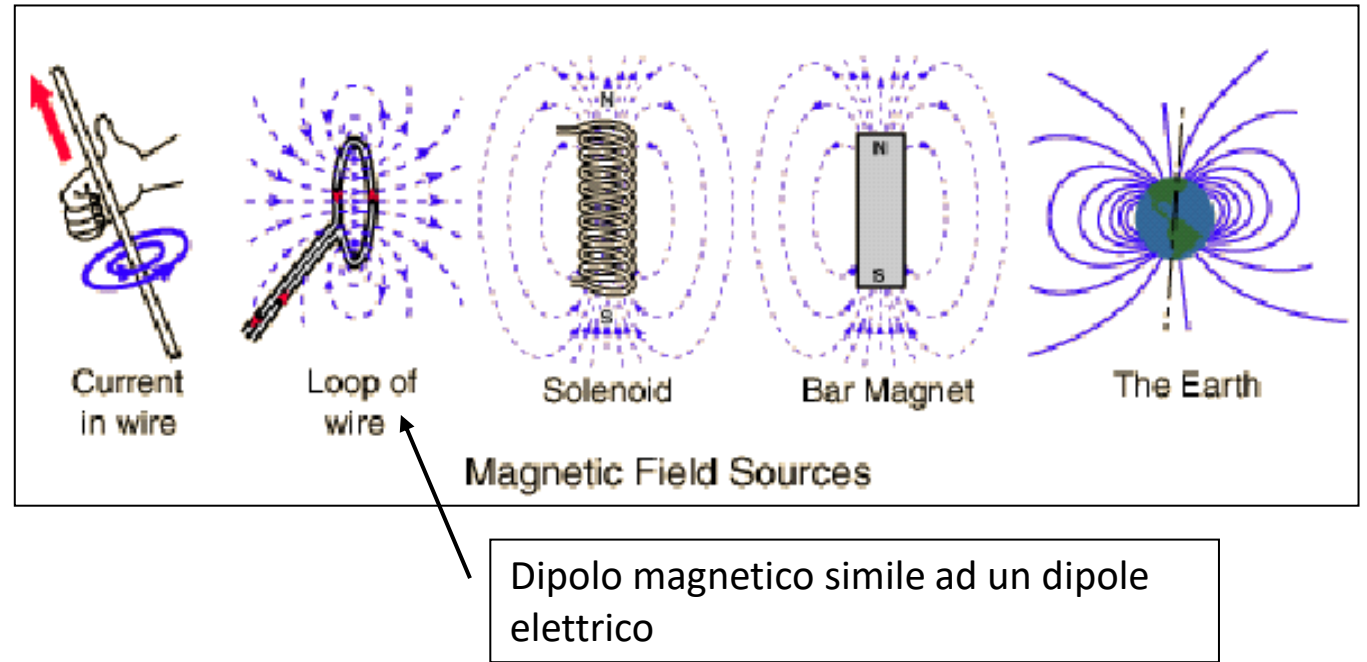


<https://www.youtube.com/watch?v=3IPpMW16uBo>

Il campo magnetico terrestre

Secondo la legge di Ampere, i campi magnetici sono prodotti da correnti elettriche:

Il CMT è generato dai movimenti di un nucleo "liquido" conduttore, in modo molto simile a un solenoide.



Il termine "dinamo" o "geodinamo" è usato per riferirsi a questo processo, per cui i **movimenti meccanici dei materiali del nucleo generano correnti elettriche che danno origine a campi magnetici.**

Il campo magnetico terrestre



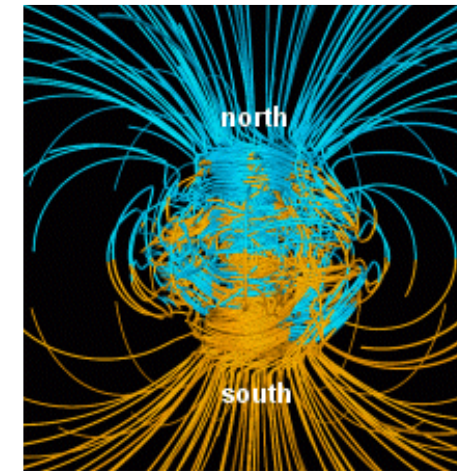
<https://www.youtube.com/watch?v=lWHxmJf6U3M>

Il campo magnetico terrestre

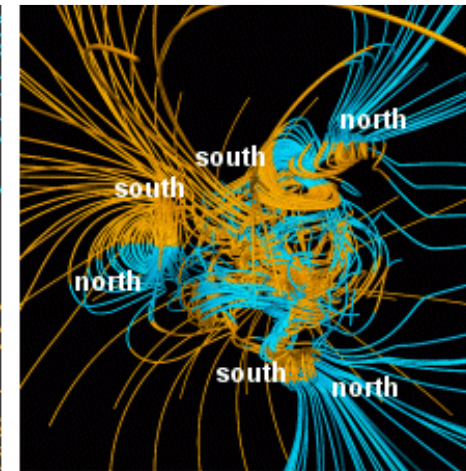
Al fine di testare l'ipotesi della dinamo convettiva e tentare di rispondere a queste domande di vecchia data, a metà degli anni '90 è stato sviluppato il primo modello numerico autoconsistente: il **modello Glatzmaier-Roberts**.



Questo modello **simula la convezione e la generazione di campo magnetico** in un nucleo esterno fluido che circonda un nucleo interno solido con le dimensioni, la velocità di rotazione, il flusso di calore e (per quanto possibile) le proprietà del materiale del nucleo terrestre e riesce a dare anche giustificazione all'inversione dei poli



between reversals



during a reversal

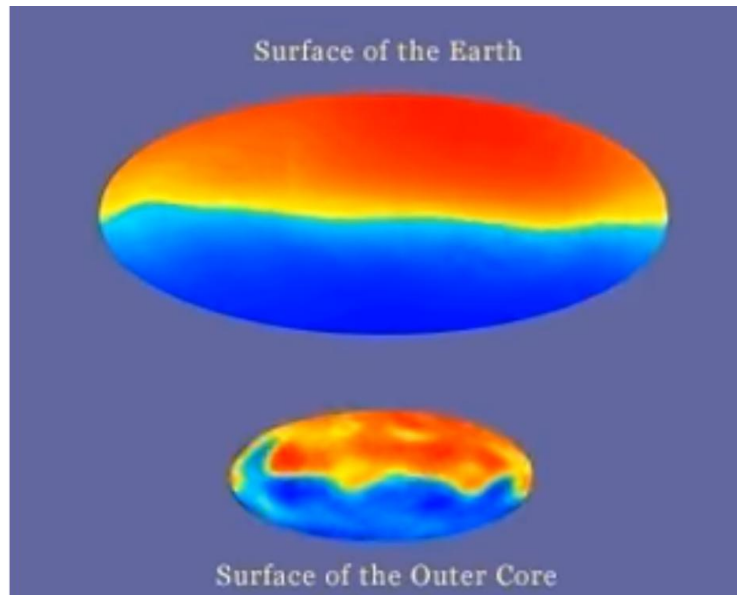
Video sulla spiegazione del modello: <https://www.youtube.com/watch?v=-FFKxbty9gw>

Il campo magnetico terrestre

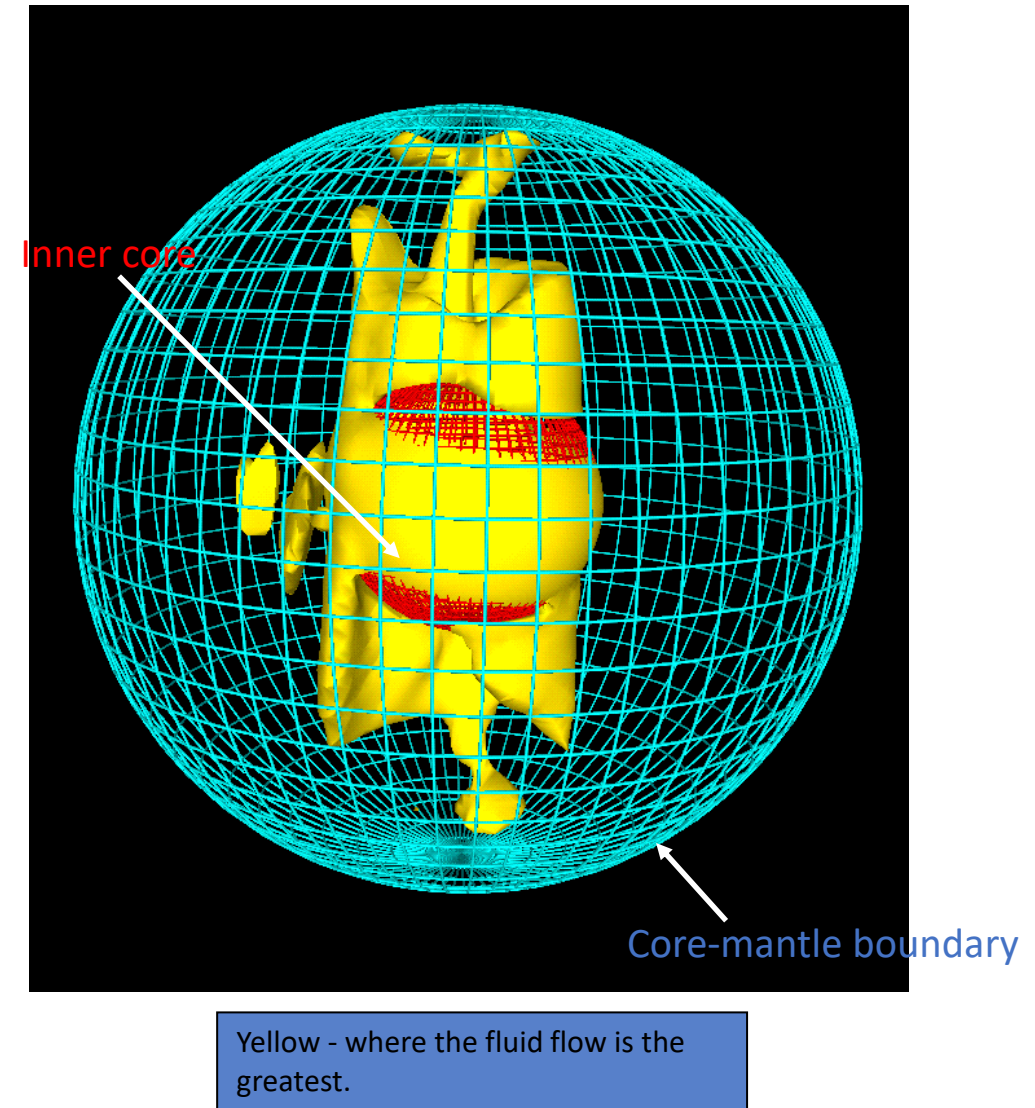
Passo temporale: 20 giorni

La simulazione ora copre più di 300.000 anni

La simulazione ha richiesto diverse migliaia di ore di CPU sul supercomputer Cray C-90



<https://www.youtube.com/watch?v=SJDcyyY01p4>



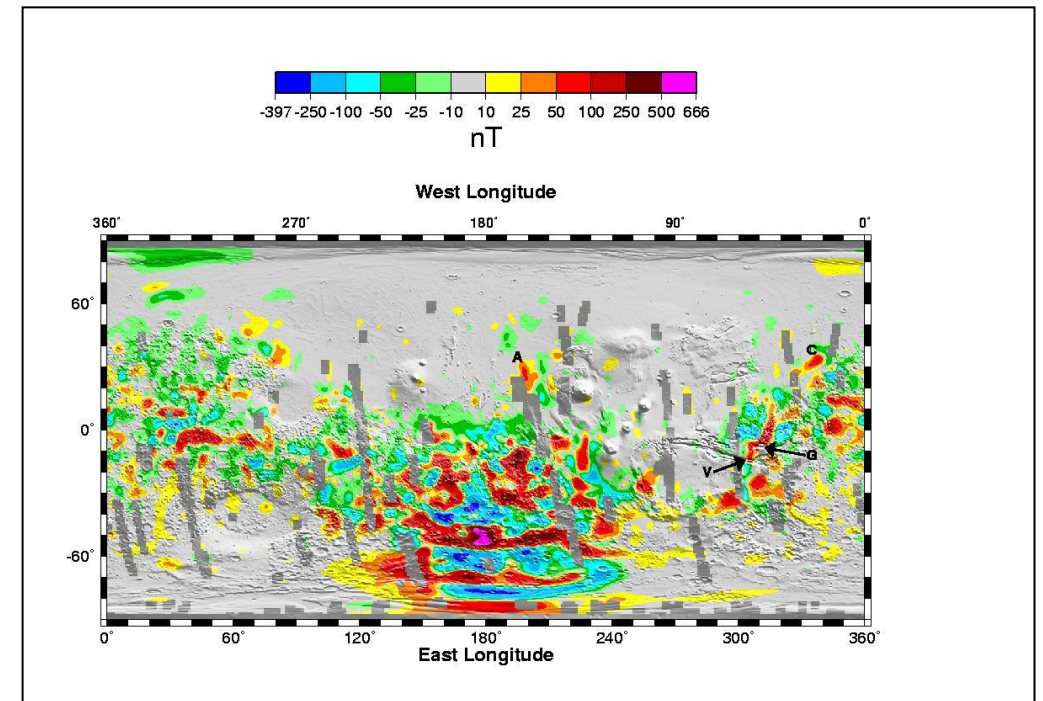
Il campo magnetico degli altri pianeti del sistema solare

Mercurio: piccola dinamo magnetica, tale che il campo magnetico è pari **all'1% dell'intensità del CMT**.

Venere: campo **almeno 100.000 volte inferiore al CMT** perché, sebbene il pianeta abbia quasi certamente un nucleo di ferro liquido come la Terra, ruota solo una volta ogni 220 giorni.

Marte: **nessun campo primario al momento**, ma ci sono **prove di paleomagnetismo**. Ha un piccolo raggio planetario significa che il nucleo di ferro liquido si è solidificato nel primo Ga.

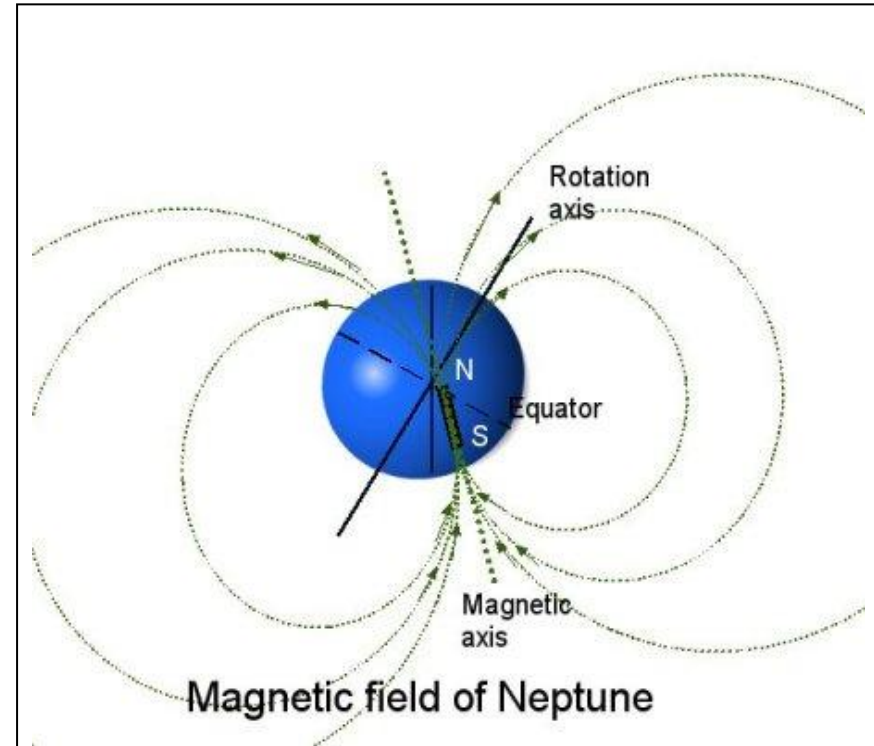
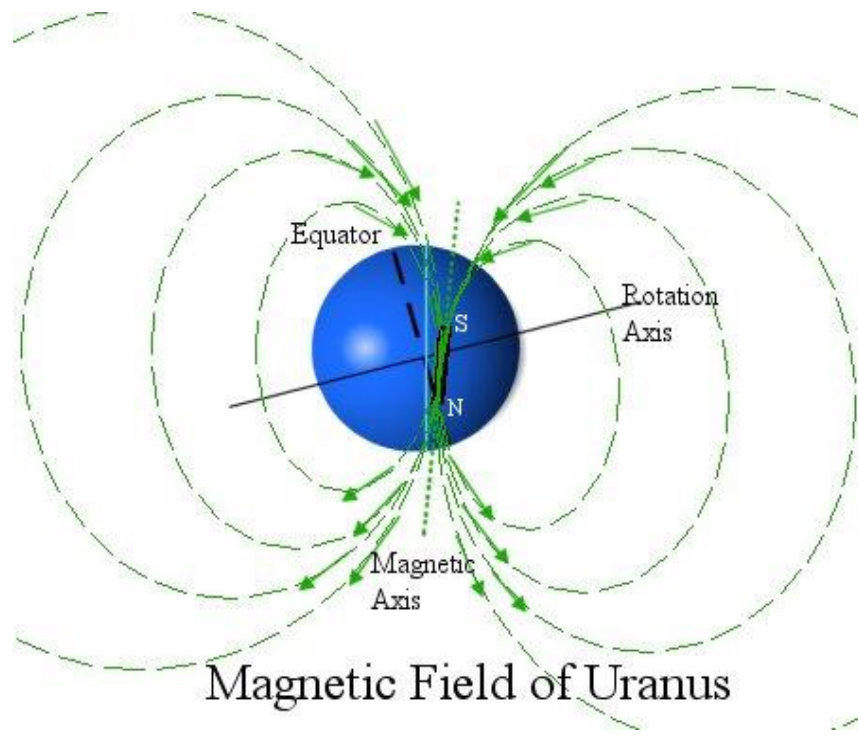
Giove: la più grande dinamo dei pianeti, con un **campo 14 volte più potente del CMT**. La dinamo è il cuore dell'idrogeno liquido.



Il campo magnetico degli altri pianeti del sistema solare

URANIO

Asse inclinato di circa 59° con offset dal centro del pianeta del 30% del suo raggio tale che i poli magnetici sono quasi all'equatore.



NETTUNO

Campo fortemente inclinato di circa 47° dall'asse di rotazione con offset di almeno 0.55 raggi dal centro del pianeta.

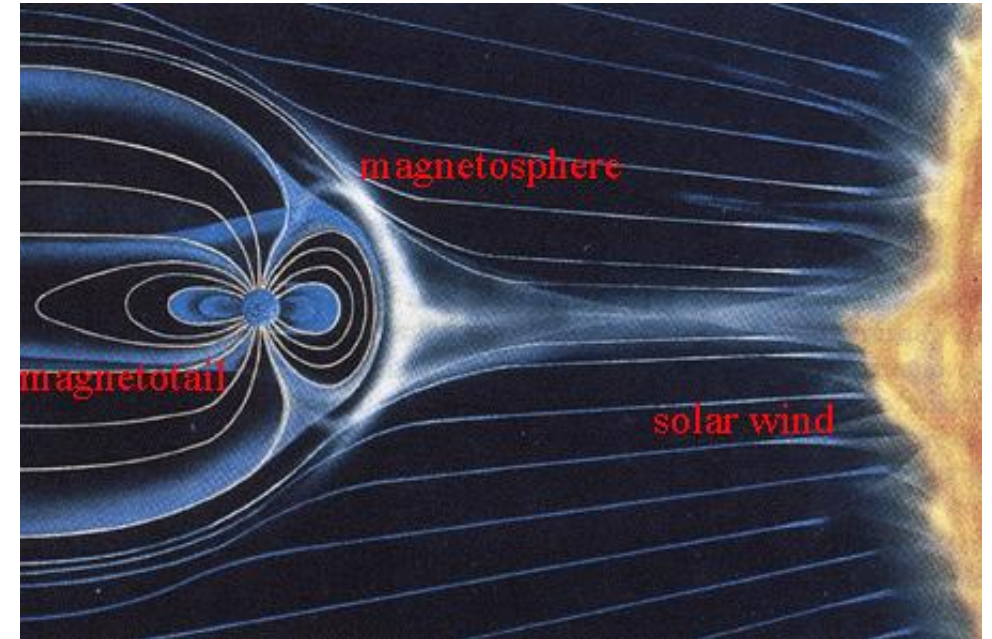
Il campo magnetico terrestre

Vento solare = particelle cariche espulse dal Sole

Magnetosfera = una zona in cui il campo magnetico terrestre governa il moto della particelle cariche

Magnetotail (coda magnetica)= porzione di magnetosfera opposta al sole

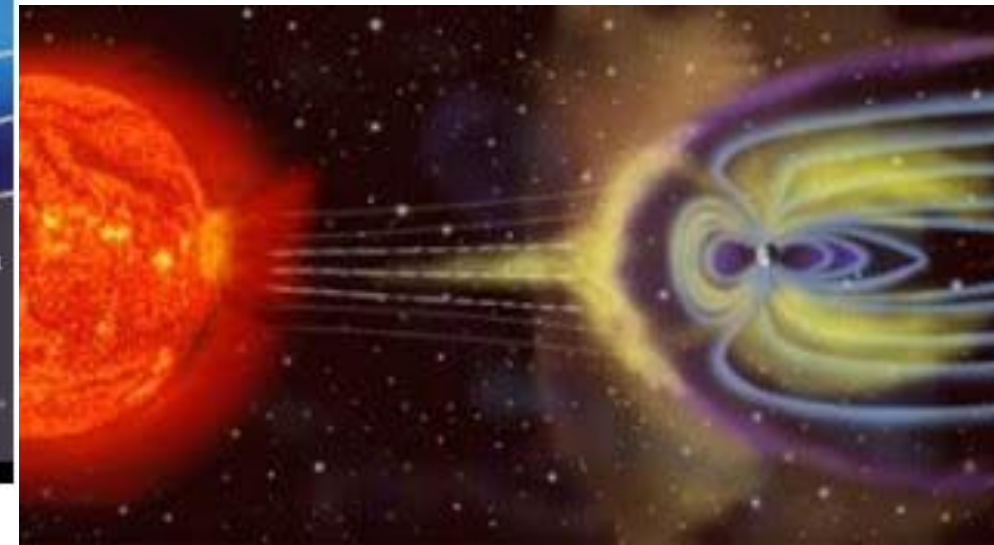
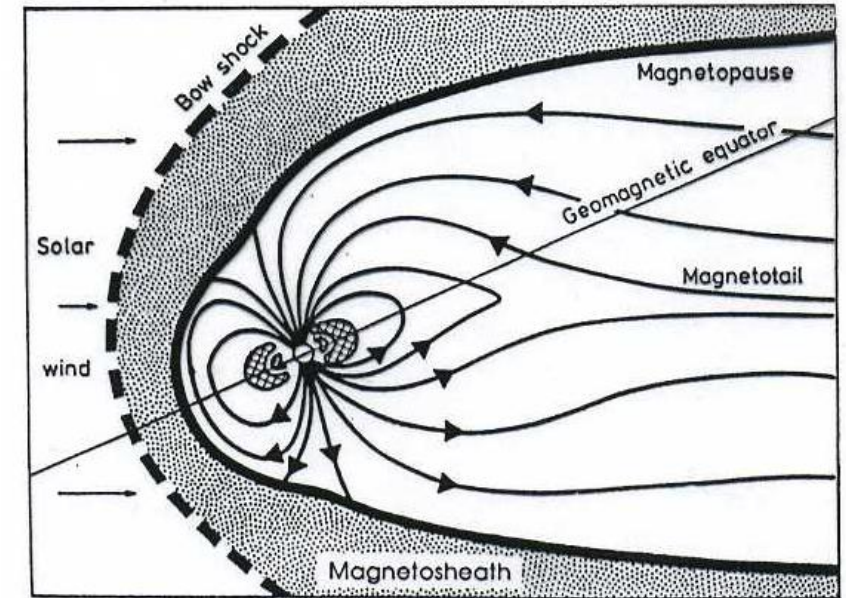
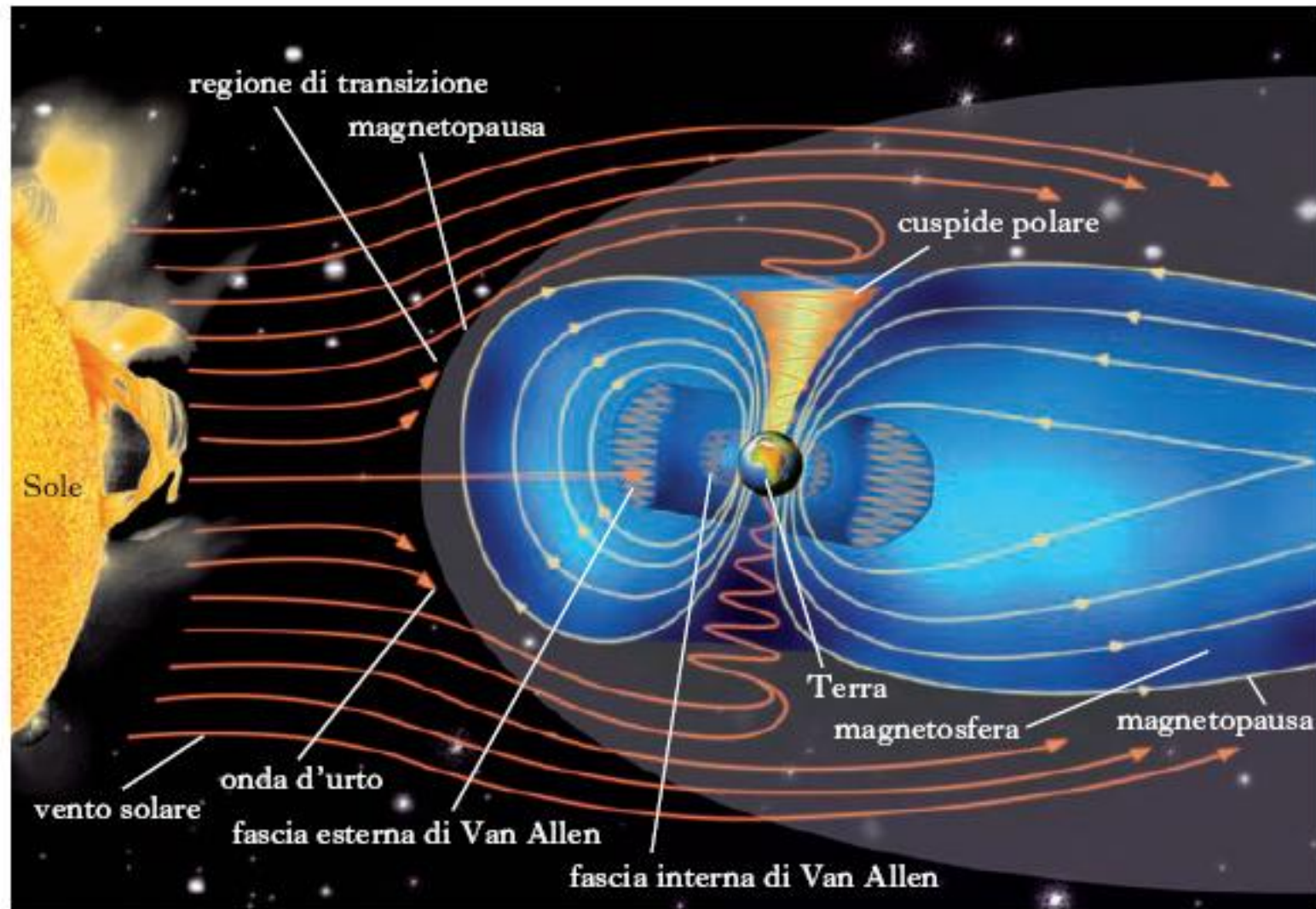
A grandi distanze dalla superficie terrestre il CMT è condizionato essenzialmente dal Sole.



Il vento solare, un flusso costante di particelle ionizzate emesse dal Sole, confina il CMT ad una regione della magnetosfera. Il confine della magnetosfera si estende per circa 10 raggi terrestri verso il sole, mentre dalla parte opposta è deformato e forma una coda magnetica (magnetotail) che si estende per almeno 30 raggi terrestri.

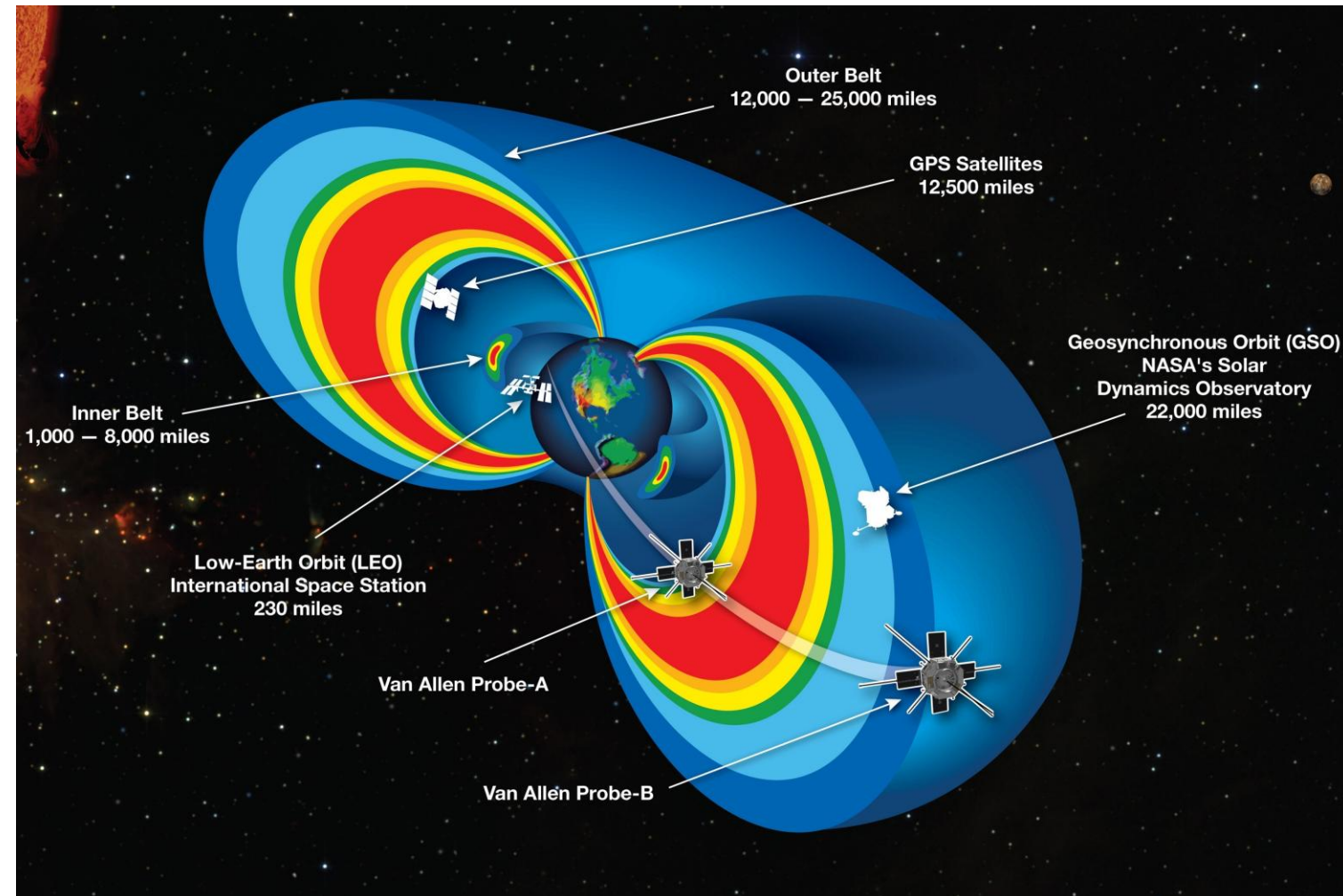
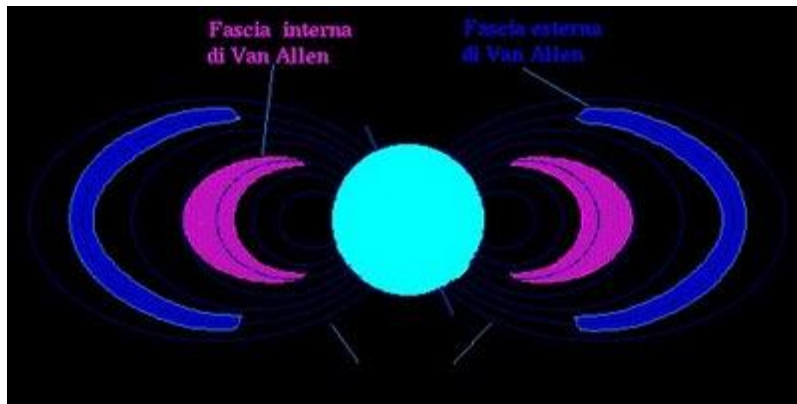
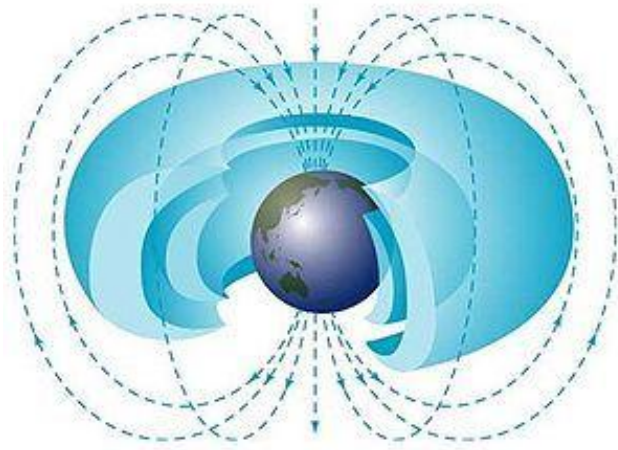
Tra magnetosfera e onda d'urto del vento solare c'è una zona ad alta turbolenza magnetica.

Il campo magnetico terrestre



Il campo magnetico terrestre

Le **fasce di Allen** sono zone in cui le particelle cariche sono intrappolate dal **CMT**. Il **CMT** pertanto scherma dal grosso della radiazione incidente, la maggior parte del resto viene assorbita dall'atmosfera.



Il campo magnetico terrestre

Le **aurore polari** (boreali e australi) sono un evento prodotto del flusso di radiazioni proveniente dal Sole che entra in contatto con il CMT, e da origine a particelle elettriche che a contatto con l'atmosfera emettono quella "luce spettrale"



Il campo magnetico terrestre



Video riassuntivo: <https://www.youtube.com/watch?v=FDt7V8co1T4>

Il campo magnetico terrestre

Il campo magnetico terrestre è la somma di 3 parti:

A) Campo magnetico principale

- prodotto da correnti elettriche nel nucleo esterno;
- costante nell'arco temporale dei giorni, ma variabile negli anni;
- circa 50.000 nT;
- rappresenta le grandi variazioni regionali di intensità e direzione;

Il campo magnetico terrestre

Il campo magnetico terrestre è la somma di 3 parti:

A) Campo magnetico principale

prodotto da correnti elettriche nel nucleo esterno; costante nell'arco temporale dei giorni, ma variabile negli anni; circa 50.000 nT; rappresenta le grandi variazioni regionali di intensità e direzione

B) Campo magnetico esterno

- prodotto da correnti elettriche nella ionosfera (costituite da particelle ionizzate dalla radiazione solare); La ionosfera è la fascia dell'atmosfera terrestre nella quale le radiazioni del Sole, e in misura minore i raggi cosmici provenienti dallo spazio, provocano la ionizzazione dei gas componenti. E' estesa fra i 60 e i 1000 km di altitudine.
- generalmente variabile nell'arco di ore, fino a decine di nT;
- occasionalmente variabile nell'arco di minuti, fino a centinaia di nT (tempesta magnetica);

Il campo magnetico terrestre

Il campo magnetico terrestre è la somma di 3 parti:

A) Campo magnetico principale

prodotto da correnti elettriche nel nucleo esterno; costante nell'arco temporale dei giorni, ma variabile negli anni; circa 50.000 nT; rappresenta le grandi variazioni regionali di intensità e direzione;

B) Campo magnetico esterno

prodotto da correnti elettriche nella ionosfera (costituite da particelle ionizzate dalla radiazione solare); generalmente variabile nell'arco di ore, fino a decine di nT; occasionalmente variabile nell'arco di minuti, fino a centinaia di nT (tempesta magnetica);

C) Campo magnetico anomalo/indotto

magnetizzazione indotta nella crosta dal campo principale (e campo esterno) o magnetizzazione residua ("indotta permanentemente");

limitato alla crosta superiore (Curie T);

limitato ai materiali ferromagnetici.

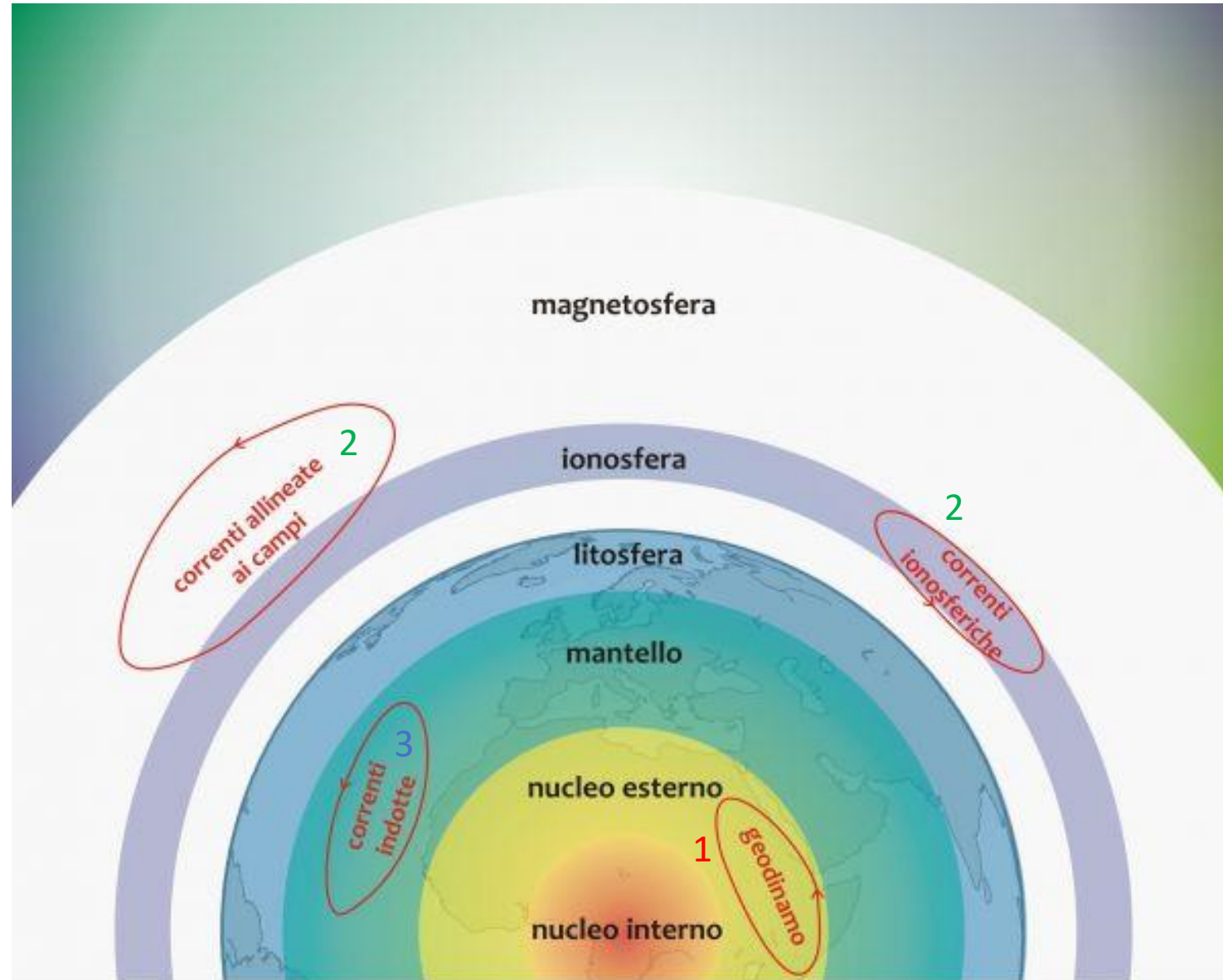
Il campo magnetico terrestre

1. Campo principale, generato nel nucleo fluido tramite il meccanismo di geodinamo

2. Campo esterno, generato da correnti elettriche che fluiscono nella ionosfera e nella magnetosfera come conseguenza dell'interazione tra il vento solare e il campo geomagnetico

3. Campo d'induzione elettromagnetica, generato da correnti indotte nella crosta e nel mantello dal campo esterno variabile nel tempo

4. Campo crostale, generato dalle rocce magnetizzate della crosta terrestre

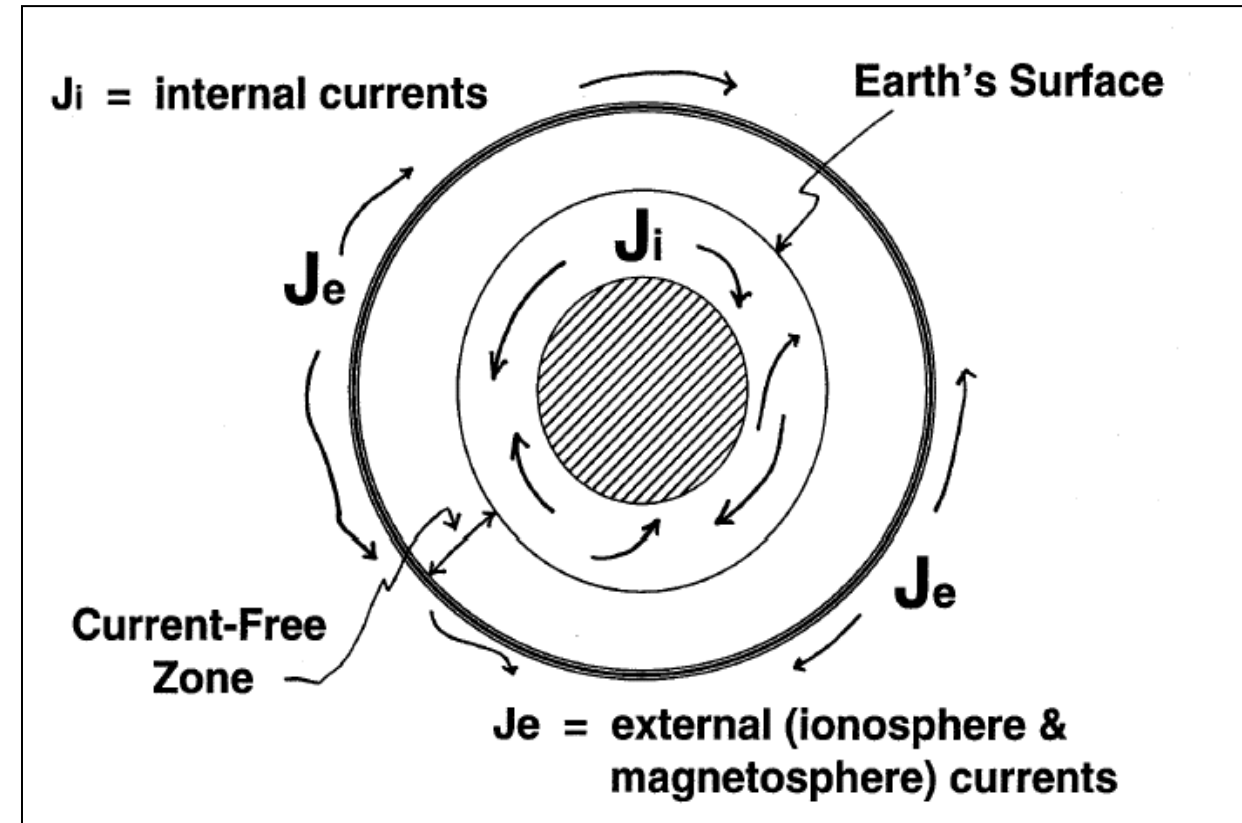


Il campo magnetico terrestre

Il CMT sulla superficie terrestre è determinato **principalmente dalle correnti interne** con un contributo minore dovuto alle correnti esterne che scorrono nella ionosfera e nella magnetosfera

1838, Carl Friedrich Gauss dimostrò che il 95% del campo magnetico terrestre è interno, il 5% esterno.

Un'analisi in armoniche sferiche del campo magnetico in superficie indica che il 99% è di origine interna e l'1% di origine esterna



Cosa vuol dire analisi in armoniche sferiche?

Il campo magnetico terrestre

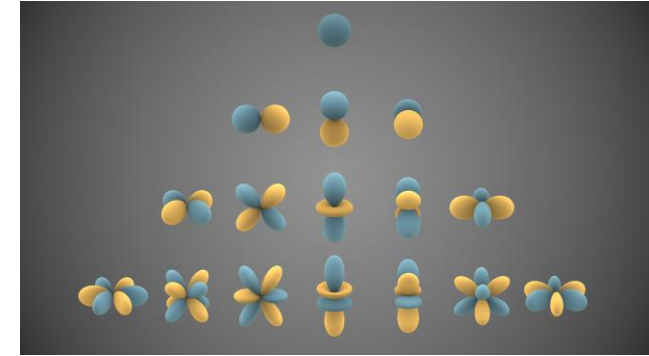
Per specificare il campo geomagnetico in un qualsiasi punto della superficie terrestre sono necessarie sia una **magnitudine** che una **direzione**: **il campo geomagnetico è una grandezza vettoriale**. È lungi dall'essere costante né in grandezza né in direzione e varia spazialmente sulla superficie della Terra.

La **mappatura sistematica** del campo magnetico **iniziò circa cinquecento anni fa** con le misurazioni della bussola magnetica effettuate dai primi marinai.

Il campo magnetico terrestre

Così come il campo gravitazionale viene descritto tramite il potenziale gravitazionale $U(r)$, il CMT si determina mediante la **scomposizione del potenziale magnetico in funzioni sferiche**

$$V = R \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n \left(\frac{R}{r}\right)^{n+1} P_n^m \cos \theta \{g_n^m \cos m\lambda + h_n^m \sin m\lambda\}$$



P_n^m

Polinomio di Legendre associati

R

Raggio della Terra

r

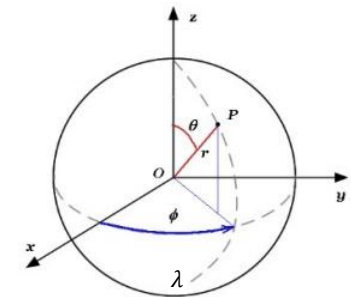
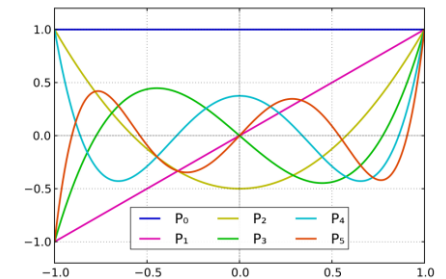
Distanza dal centro della Terra (dove è posizionata l'origine delle coordinate sferiche)

θ, λ

Coordinate sferiche

g_n^m, h_n^m

Coefficienti di Gauss (hanno la stessa unità di misura del CM)



Il campo magnetico terrestre

I coefficienti g_1^0, g_1^1, h_1^1 dominano sugli altri e danno l'intensità del campo di dipolo all'equatore magnetico (B_0) e la direzione del dipolo (θ_0, λ_0)

$$B_0 = [(g_1^0)^2 + (g_1^1)^2 + (h_1^1)^2]^{1/2}$$

$$\tan \vartheta_0 = \frac{[(g_1^1)^2 + (h_1^1)^2]^{1/2}}{g_1^0} \quad \tan \lambda_0 = \frac{h_1^1}{g_1^1}$$

I **coefficienti di Gauss** sono determinati adattando le componenti del gradiente alle osservazioni degli osservatori magnetici o ai dati satellitari per una particolare epoca di tempo. Un valore massimo di n da utilizzare nella procedura di adattamento viene solitamente assegnato in anticipo in modo da poter risolvere un numero finito di coefficienti.

Il campo magnetico terrestre

Gauss fece la **prima analisi armonica sferica quantitativa** del CMT nel 1838 e determinò i **coefficienti armonici** dalle misurazioni di B in un totale di soli 84 punti (distanziati di 30° una parte nella direzione ϕ lungo sette cerchi di latitudine) e concluse che i coefficienti esterni g_n^{me}, h_n^{me} sono zero.

Ora sappiamo che le **sorgenti esterne** contribuiscono con diverse decine di nT (e spesso molto di più) al campo magnetico totale sulla superficie terrestre e che questo contributo è molto variabile sia nel tempo che nello spazio.

I **coefficienti di Gauss si riducono all'aumentare dell'ordine n** : questa diminuzione fornisce un modo per stimare l'origine del campo interno.

Forse il risultato più importante di questo tipo di analisi è che **il 99% del campo è di origine interna**.

Il campo magnetico terrestre

n	m	g_n^m	h_n^m	$\frac{\partial g_n^m}{\partial t}$	$\frac{\partial h_n^m}{\partial t}$
1	0	-29775.4	0.	18.0208	0
1	1	-1850.99	5410.86	10.56840	-16.071
2	0	-2135.81	0.	-12.9179	0
2	1	3058.23	-2277.66	2.39650	-15.780
2	2	1693.22	-380.030	-2.89000E-02	-13.789
3	0	1314.58	0.	3.32890	0
3	1	-2240.19	-286.500	-6.66770	4.4210
3	2	1245.57	293.270	6.19000E-02	1.5765
3	3	806.540	-348.470	-5.86330	-10.5554
4	0	938.870	0.	0.480900	0
4	1	782.280	248.080	0.611800	2.5595
4	2	323.870	-239.530	-7.01810	1.8173
4	3	-422.730	87.0300	0.544800	3.0972
4	4	141.660	-299.380	-5.53540	-1.3785
5	0	-211.030	0.	0.630900	0
5	1	352.510	47.1700	-0.137700	-0.11950
5	2	243.790	153.470	-1.63150	0.46100
5	3	-110.780	-154.450	-3.11570	0.44910
5	4	-165.580	-69.2300	-6.65000E-02	1.6599
5	5	-37.0400	97.6700	2.31650	0.40840
6	0	60.6900	0.	1.28690	0
6	1	63.9400	-15.7800	-0.182100	0.24640
6	2	60.3600	82.7300	1.81150	-1.3475
6	3	-177.510	68.2900	1.31210	-3.80000E-0
6	4	2.04000	-52.4800	-0.171900	-0.88120

I coefficienti di Gauss

6	4	2.04000	-52.4800	-0.171900	-0.88120
6	5	16.7100	1.79000	0.127200	0.45220
6	6	-96.2600	26.8500	1.15840	1.2244
7	0	76.5600	0.	0.589300	0
7	1	-64.1900	-81.0800	-0.506800	0.61630
7	2	3.71000	-27.3000	-0.307200	0.19120
7	3	27.5500	0.590000	0.626700	0.77230
7	4	0.940000	20.4300	1.58880	-0.52060
7	5	5.74000	16.3800	0.173200	-0.22210
7	6	9.77000	-22.6300	0.170700	4.41000E-0
7	7	-0.460000	-4.96000	0.292900	-3.43000E-0
8	0	22.4100	0.	0.165600	0
8	1	5.14000	9.74000	-0.676300	0.51250
8	2	-0.880000	-19.9300	-0.171600	-0.20820
8	3	-10.7600	7.09000	0.142600	0.32830
8	4	-12.3700	-22.1000	-1.12770	0.28570
8	5	3.79000	11.8700	-3.94000E-02	0.37420
8	6	3.78000	11.0000	-5.32000E-02	-0.45850
8	7	2.64000	-16.0100	-0.484300	-0.31540
8	8	-6.02000	-10.6900	-0.605300	0.60310

Il campo magnetico terrestre

La caratteristica più sorprendente dei valori per i coefficienti di Gauss elencati è che il 90% del campo è rappresentato dai termini dove $n=1$ (vedi g_1^0). Le funzioni associate ai coefficienti di grado hanno lunghezze d'onda di una circonferenza terrestre e possono essere pensate per rappresentare un dipolo geocentrico lungo tre diversi assi: l'asse di spin (g_1^0) e due assi equatoriali che si intersecano al meridiano di Greenwich (g_1^1) e 90° est (g_1^2).

n	m	g_n^m	h_n^m	$\frac{\partial g_n^m}{\partial t}$	$\frac{\partial h_n^m}{\partial t}$
1	0	-29775.4	0.	18.0208	0
1	1	-1850.99	5410.86	10.56840	-16.071
2	0	-2135.81	0.	-12.9179	0
2	1	3058.23	-2277.66	2.39650	-15.780
2	2	1693.22	-380.030	-2.89000E-02	-13.789
3	0	1314.58	0.	3.32890	0
3	1	-2240.19	-286.500	-6.66770	4.4210
3	2	1245.57	293.270	6.19000E-02	1.5765
3	3	806.540	-348.470	-5.86330	-10.5554

Il campo magnetico terrestre

I dati provenienti da diverse fonti sono integrati nelle moderne analisi del CMT.

Fino all'alba dell'era satellitare, le registrazioni continue presso gli **osservatori magnetici** erano le principali fonti di dati geomagnetici.

In linea di principio, **sarebbe necessario un numero infinito di coefficienti di Gauss per definire completamente il CMT.**

I coefficienti di ordine e grado 8 e superiori sono molto piccoli e il calcolo dei coefficienti di Gauss deve essere solitamente troncato. Un modello globale del campo è fornito dall'International Geomagnetic Reference Field (IGRF), che si basa su coefficienti fino a $n=10$, sebbene siano state effettuate analisi di ordine superiore. Viene aggiornato a intervalli regolari.

L'IGRF fornisce anche il tasso di variazione di ciascuno dei coefficienti di Gauss (la sua variazione secolare), che consente la correzione dei valori attuali tra gli anni di aggiornamento.

Il campo magnetico terrestre

L'analisi prevede una tecnica chiamata **analisi spettrale di potenza**. La distanza fino ad una data caratteristica del campo magnetico (ad esempio, una regione in cui il campo è più forte della media) è chiamata lunghezza d'onda della caratteristica.

Come nel caso delle anomalie gravitazionali, le **sorgenti magnetiche profonde** producono **anomalie magnetiche ampie** (lunghezza d'onda lunga), mentre **le sorgenti poco profonde** provocano **anomalie strette** (lunghezza d'onda corta). L'analisi spettrale consiste nel calcolare la potenza (in alternativa chiamata densità di energia) associata a ciascuna “frequenza” nel segnale. Questo si ottiene calcolando la somma dei quadrati di tutti i coefficienti con lo stesso ordine.

Nel caso del CMT, **l'analisi spettrale si basa sui valori dei coefficienti di Gauss**.

I termini di ordine basso (quelli con valori di n piccoli) corrispondono a caratteristiche di lunghezza d'onda lunga (bassa frequenza), i termini di ordine elevato sono correlati a caratteristiche di lunghezza d'onda corta (alta frequenza).

Il campo magnetico terrestre

Valori ottimali per i coefficienti di Gauss sono stati determinati dai valori medi degli elementi geomagnetici. Attualmente, circa 200 osservatori permanenti effettuano misurazioni continue del campo. Tuttavia, i satelliti in orbita attorno alla Terra in orbite basse vicino al polo ora forniscono la maggior parte dei dati di alta qualità utilizzati per modellare il campo.

Il Polar Orbiting Geophysical Observatory (**POGO**), lanciato nel 1965, è stato il primo a fornire misurazioni sul campo, ma il più grande progresso è arrivato con il Magnetic Field Satellite (**MAGSAT**), che ha fornito dati di alta qualità durante una missione di sei mesi nel 1979– 1980.

Nel 1979, un satellite danese, **ØRSTED**, è stato posizionato in un'orbita ellittica a bassa polare, con un'altitudine compresa tra 650 km e 865 km. Trasportava un magnetometro vettoriale e un magnetometro a campo totale, ciascuno con una sensibilità di 0,5 nT.

Il campo magnetico terrestre

Satellites

POGO (1967-1971)

MAGSAT (1979-1980)

- 350 – 650 km altitude
- mission duration: 6 months

Oersted (since 1999)

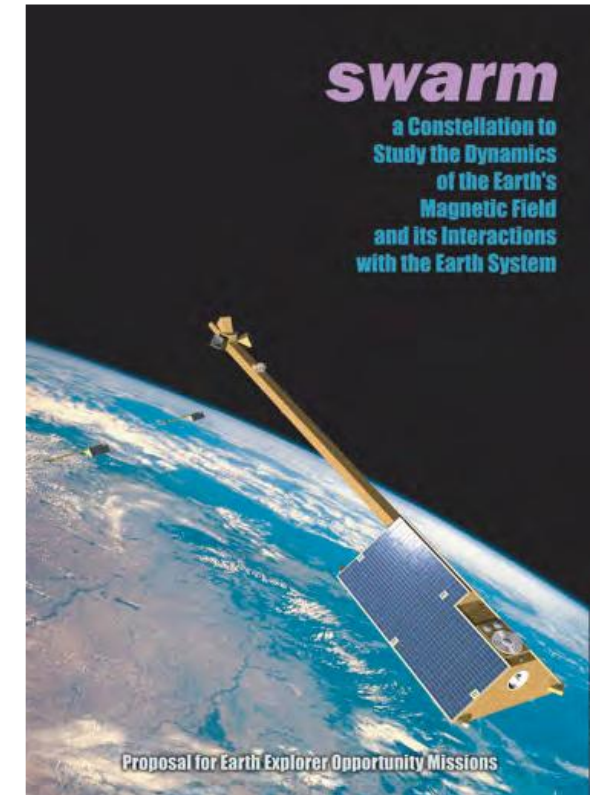
SAC-C (since 2001)

- 600 – 800 km altitude



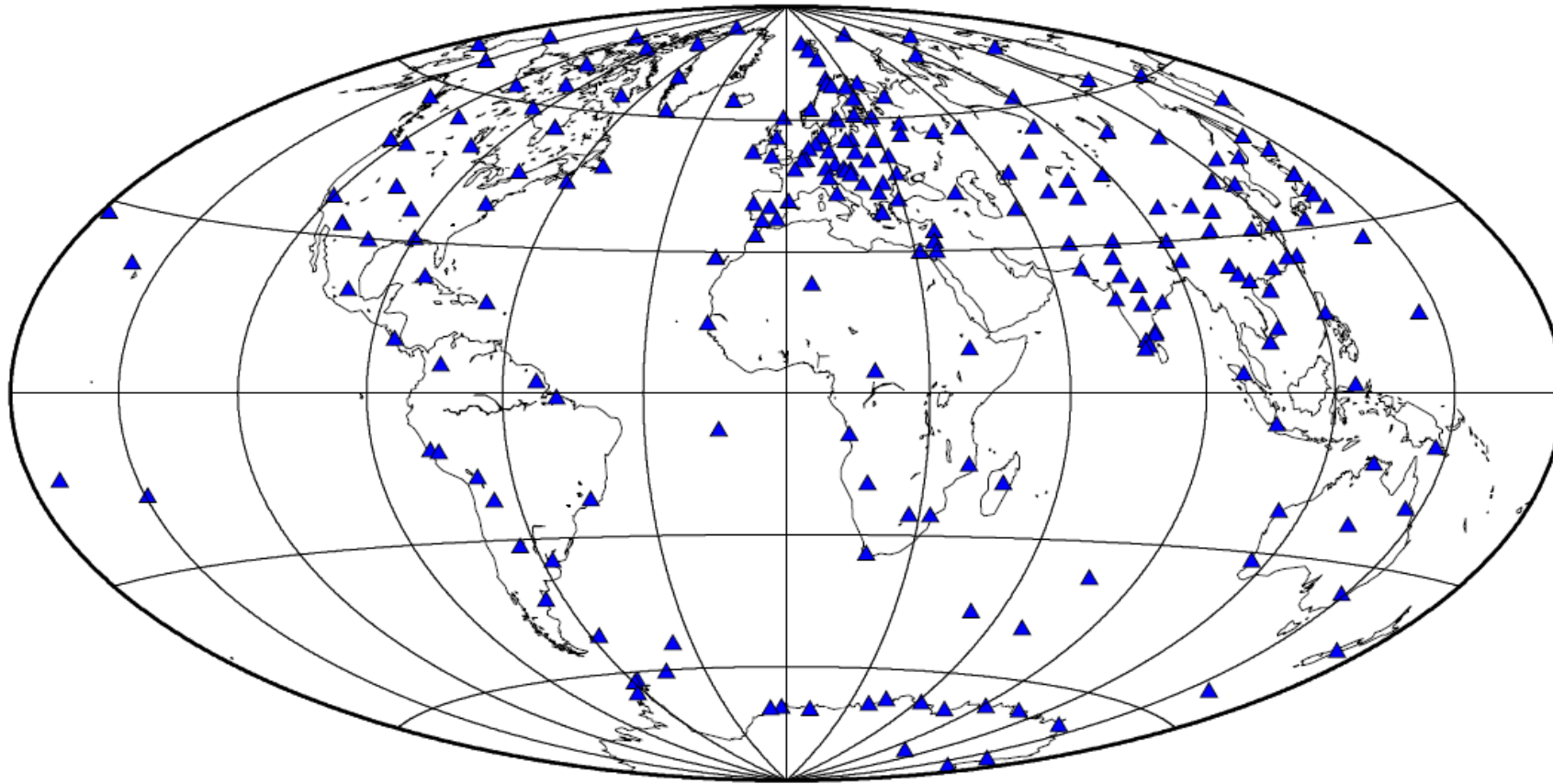
CHAMP (since 2000)

- 450 km altitude, decending
- 5 year mission



Il campo magnetico terrestre

Osservatori geomagnetici per la stima del CMT



Il campo magnetico terrestre

In qualsiasi punto della Terra il **CMT non è costante nel tempo**.

Le variazioni temporali sono classificate in base al tasso di occorrenza e alla fonte:

Inversione di polarità: 103 - 106 anni

Variazioni secolari (SV): anni

Variazioni diurne: ore-giorni

Tempeste magnetiche: minuti-ore

Il campo magnetico terrestre

Variazioni secolari

Quando i **coefficienti di Gauss** del campo interno vengono confrontati da un'epoca all'altra, si osservano **lente ma significative variazioni dei loro valori**.

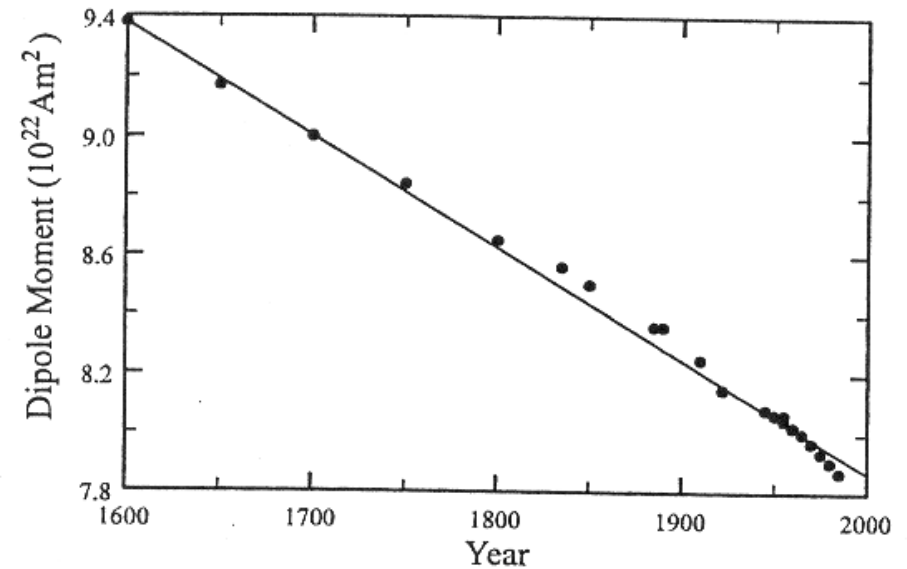
Queste variazioni che avvengono nel corso di decenni o secoli di osservazione vengono dette **variazioni secolari** (dal latino *saeculum* per una lunga epoca). Si manifestano come variazioni sia della componente dipolare che di quella non dipolare del campo e sono utilizzate per datare la litosfera.

Il **CMT interno varia nel tempo**, su una scala temporale di mesi e più, in modo ancora imprevedibile.

Questa cosiddetta variazione secolare (SV) ha uno schema spaziale complicato, con una magnitudine efficace globale di circa 80 nT/anno.

Il campo magnetico terrestre

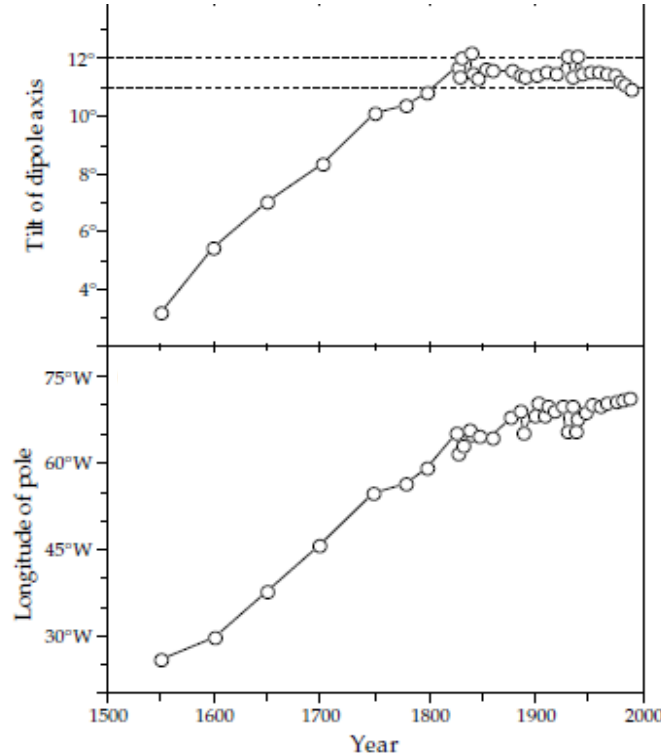
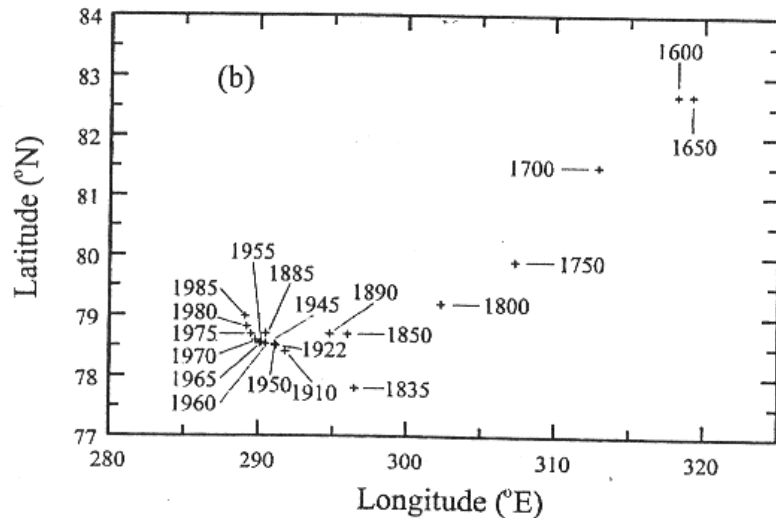
Il campo del dipolo mostra variazioni secolari di intensità e direzione. I calcoli dei coefficienti di Gauss per diverse epoche storiche mostrano un **decadimento quasi lineare della forza del momento di dipolo** a un tasso di circa il 3.2% per secolo tra il 1550 d.C. circa e il 1900 d.C. All'inizio del XX secolo il decadimento è diventato ancora più rapido e ha registrato una media di circa il 5.8% per secolo negli ultimi 80 anni



Se continua alla stessa velocità quasi lineare, l'intensità del campo raggiungerebbe lo zero in circa altri 2000 anni. La causa del rapido decadimento dell'intensità non è nota; potrebbe semplicemente essere parte di una fluttuazione a lungo termine. Tuttavia, un'altra possibilità è che il momento di dipolo possa diminuire in preparazione alla prossima inversione di polarità del campo geomagnetico.

Il campo magnetico terrestre

Anche la posizione dell'asse del dipolo mostra variazioni secolari



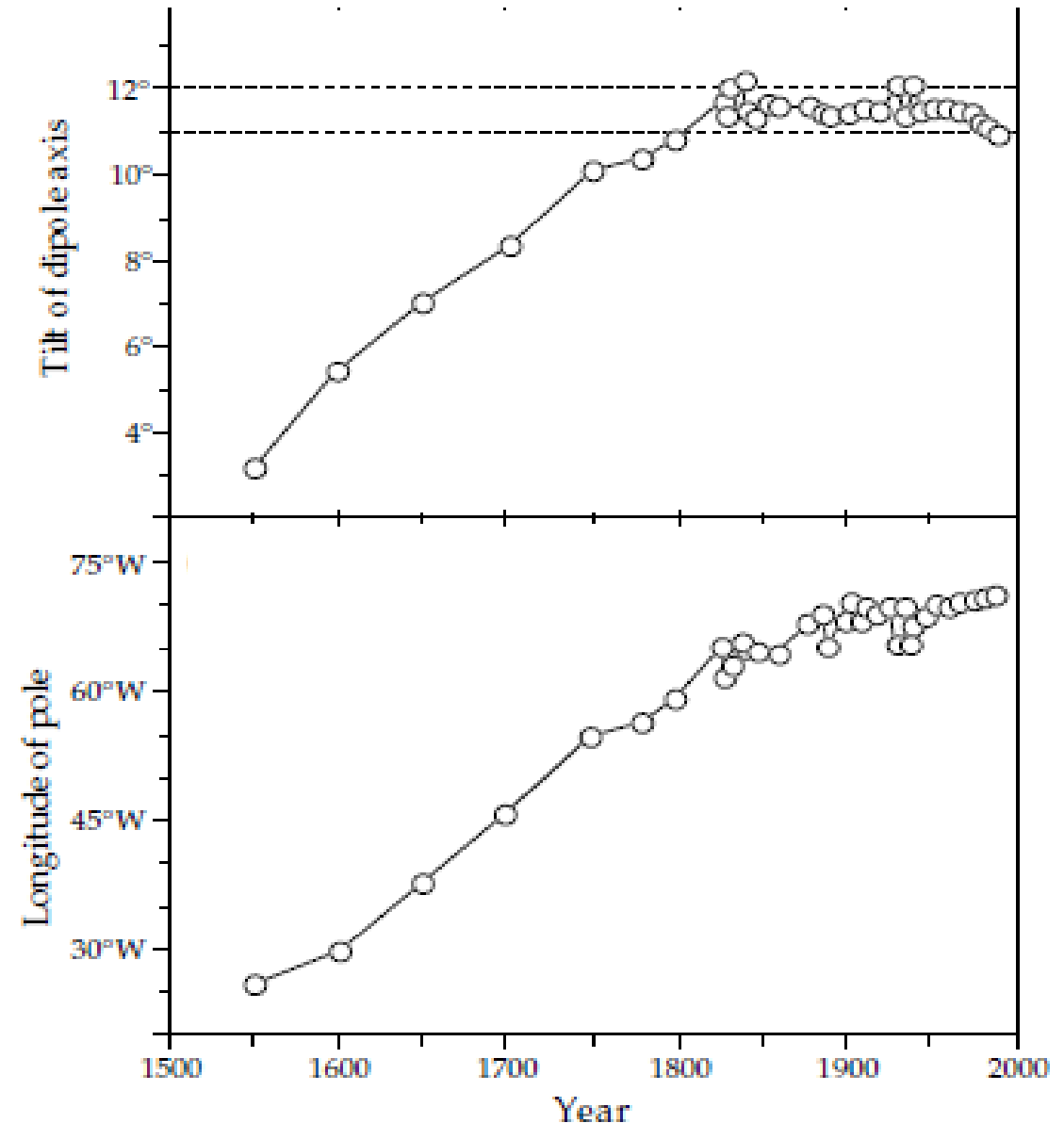
I dati sono sufficientemente abbondanti per l'analisi armonica sferica solo dall'inizio del XIX secolo.

Dati meno attendibili, ampliati da risultati archeomagnetici, consentono di stimare la variazione secolare dell'asse del dipolo a partire dalla metà del Cinquecento.

Il campo magnetico terrestre

I primi dati suggeriscono che nel XVI secolo l'asse del dipolo fosse inclinato solo di circa 3° rispetto all'asse di rotazione. Tra il XVI e il XIX secolo si verificò un graduale aumento dell'inclinazione.

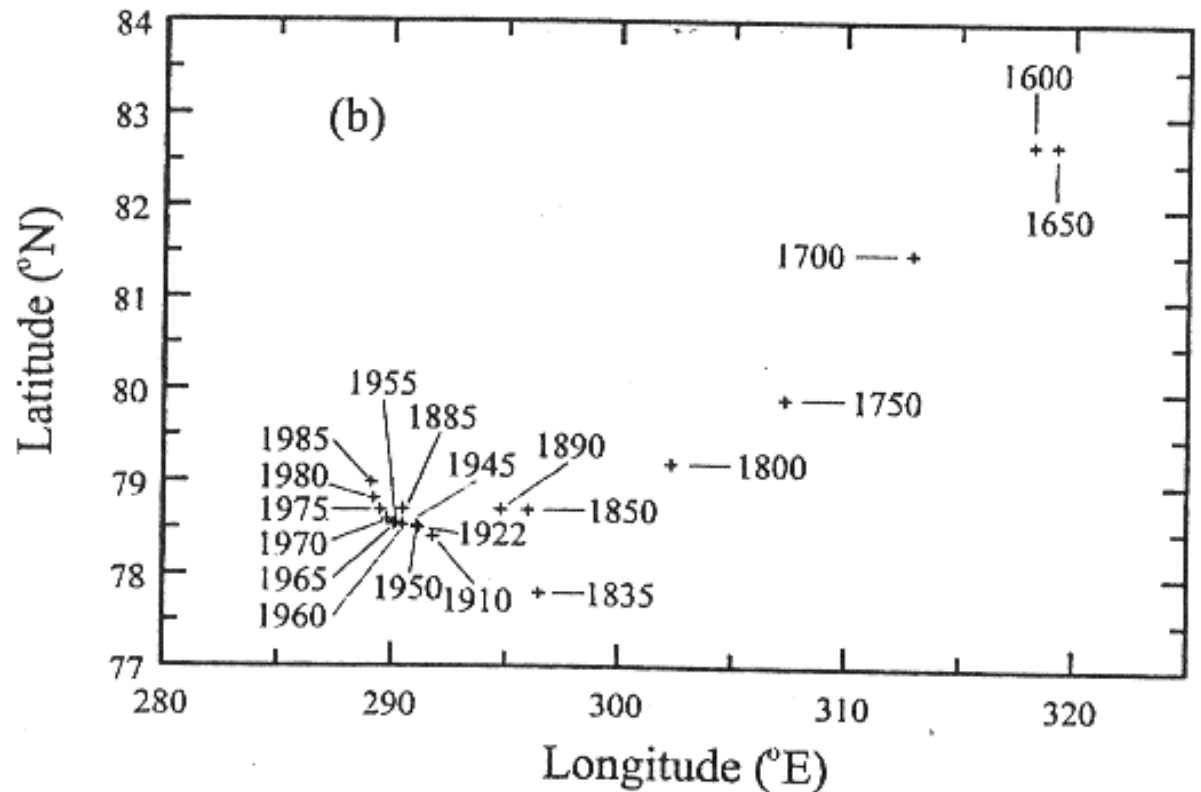
Durante gli ultimi 200 anni l'asse del dipolo ha mantenuto un'inclinazione quasi costante di circa $11\text{--}12^\circ$ rispetto all'asse di rotazione.



Il campo magnetico terrestre

Negli ultimi 400 anni la longitudine del polo magnetico si è spostata costantemente verso ovest. Prima del XIX secolo il polo si spostava verso ovest a circa $0,14^\circ/\text{anno}$; ciò corrisponde a uno pseudo-periodo di 2600 anni per un cerchio completo attorno al polo geografico.

Tuttavia, dall'inizio del diciannovesimo secolo il movimento del polo verso ovest è stato più lento, ad una velocità media di $0,044^\circ/\text{anno}$, che corrisponde ad uno pseudo-periodo di 8200 anni.



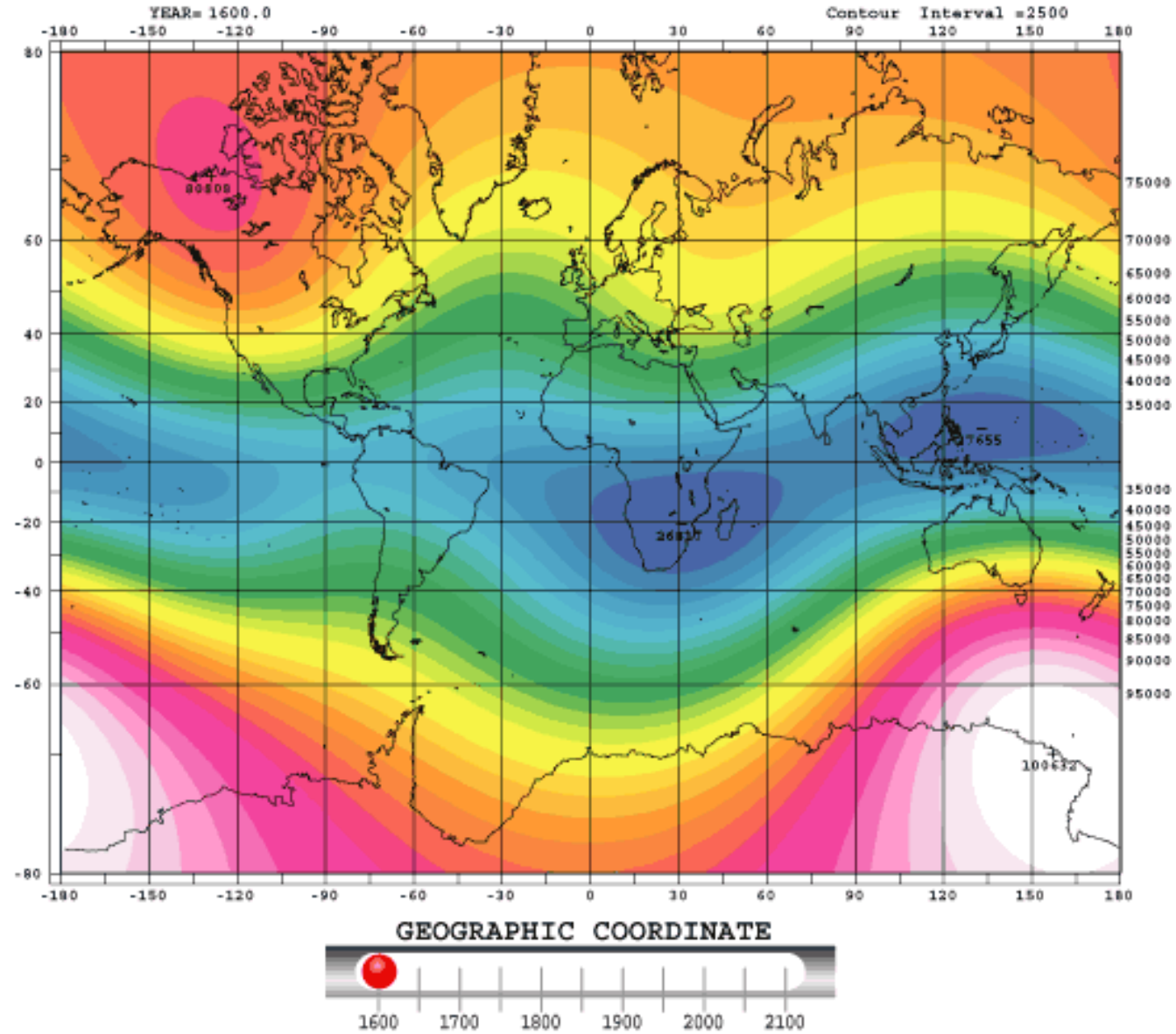
Il campo magnetico terrestre

Sembra che, **in media nel tempo geologico**, l'asse del CMT sia stato allineato lungo l'asse **di rotazione terrestre** (cioè, in media, i poli magnetici sono stati coincidenti con i poli geografici).

Ciò significa che, **in prima approssimazione**, il CMT **può essere modellato come il campo di un dipolo allineato lungo l'asse geografico nord-sud**.

Questa ipotesi è fondamentale per tutto il lavoro paleomagnetico: se l'asse del dipolo avesse vagato casualmente in passato e non fosse stato, in media, allineato lungo l'asse geografico, *tutte le stime paleomagnetiche delle posizioni passate dei campioni di roccia sarebbero prive di significato perché sarebbero relative solo alla posizione del polo geomagnetico nel momento in cui ogni campione ha acquisito la sua magnetizzazione permanente e non avrebbe nulla a che fare con il polo geografico*.

Il campo magnetico terrestre



Il campo magnetico terrestre

Variazioni diurne e tempeste magnetiche

Il Sole è responsabile della **variazione diurna (giornaliera)** del CMT.

Questa variazione, che ha un'ampiezza inferiore allo 0.5% del campo totale, è la principale variazione di breve periodo nel CMT.

Queste variazioni si verificano nel corso di una giornata e **sono legate ai cambiamenti nel campo magnetico esterno della Terra.**

La variazione diurna può essere dell'ordine di 20-30 nT al giorno e deve essere corretta quando si effettuano rilevamenti magnetici di esplorazione.

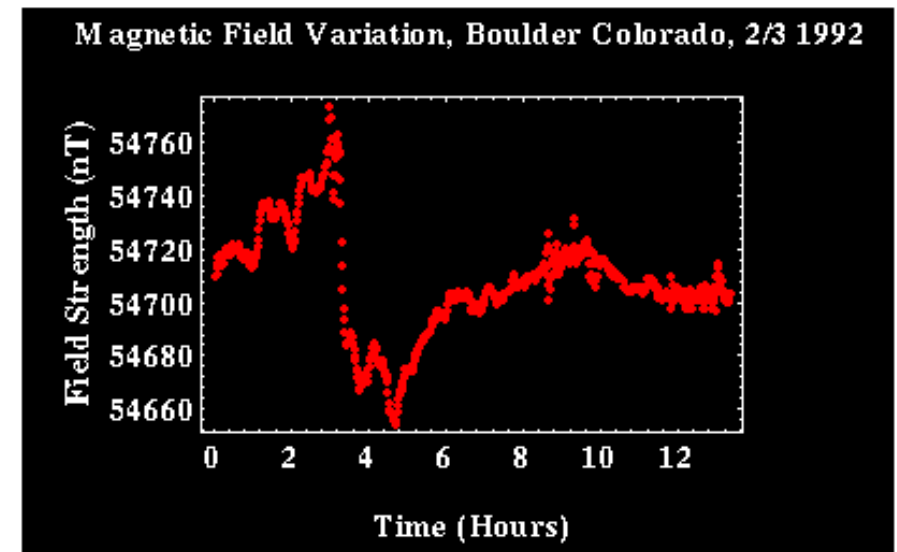
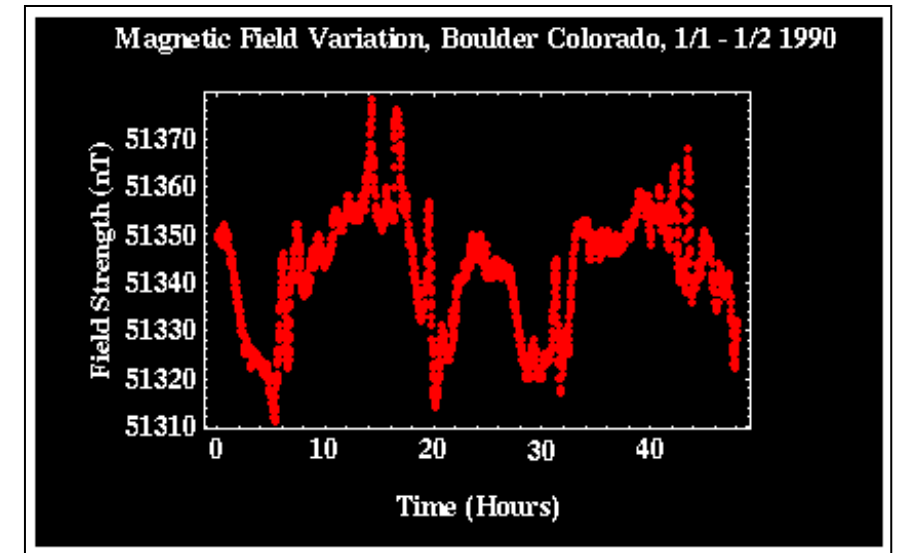
Il campo magnetico terrestre

A lato sono mostrate le variazioni tipiche nei dati magnetici registrati in un unico luogo (Boulder, Colorado) in un periodo di due giorni.

Nei 2 giorni di misure, le variazioni a corto periodo sono dovute a variazioni normali o a tempeste solari che danno effetti ad alta frequenza e non prevedibili.

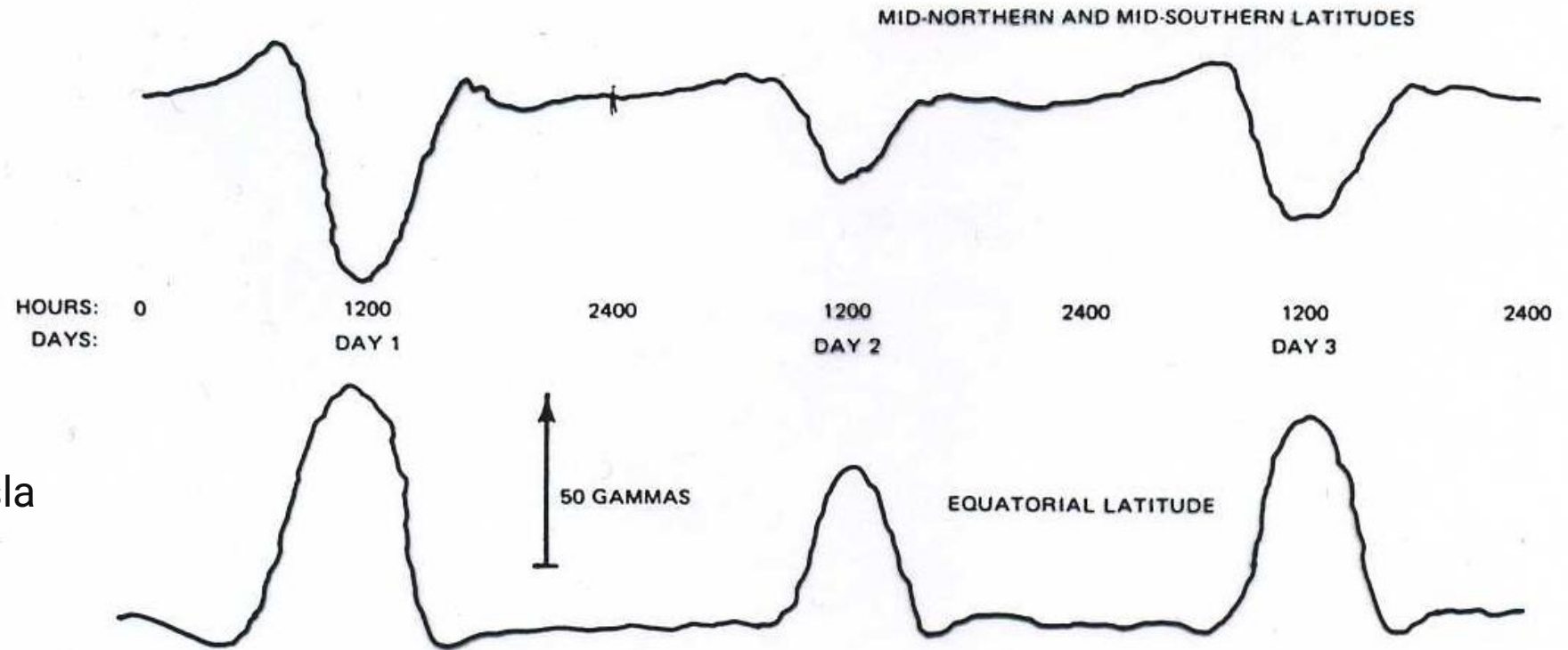
Nell'esempio a lato, il campo magnetico è variato di quasi 100 nT in un periodo di tempo inferiore a 10 minuti!!

Le indagini magnetiche esplorative non dovrebbero essere condotte durante tempeste magnetiche.



Il campo magnetico terrestre

Variazioni diurne tipiche

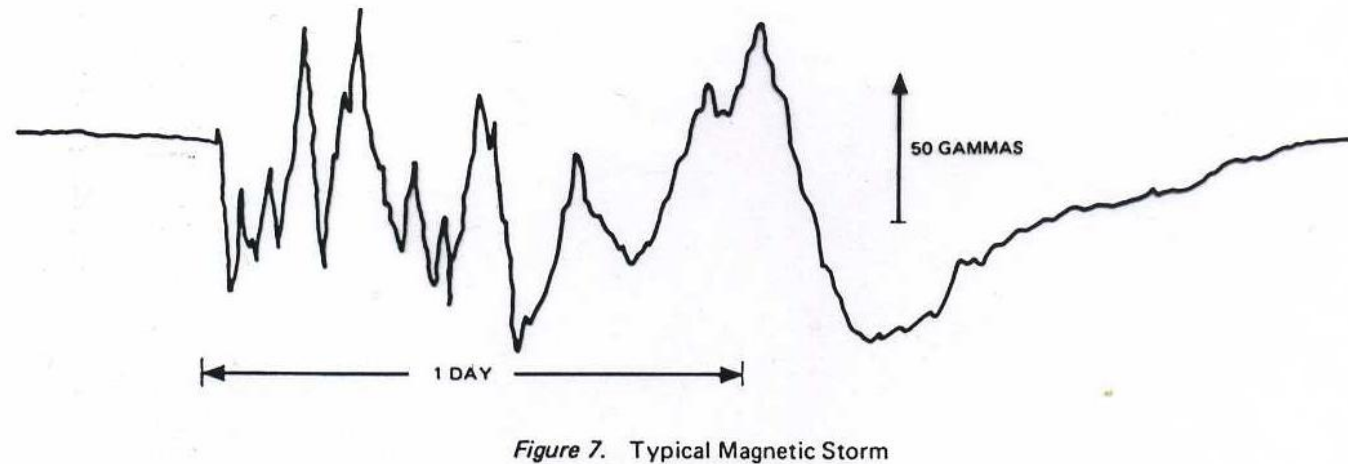
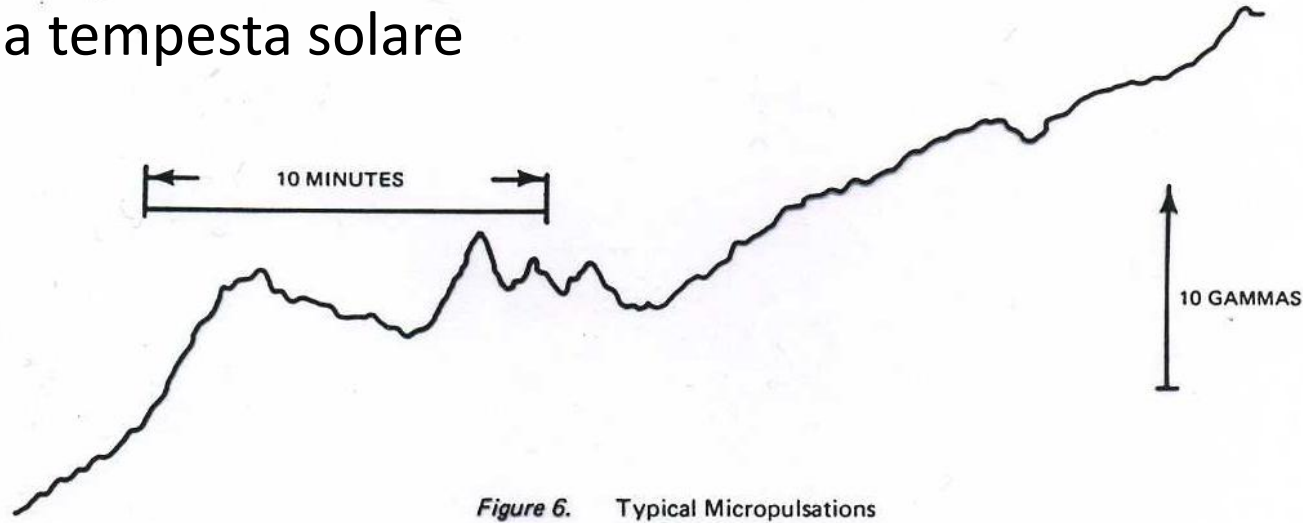


1 Gamma = 1E-09 Tesla

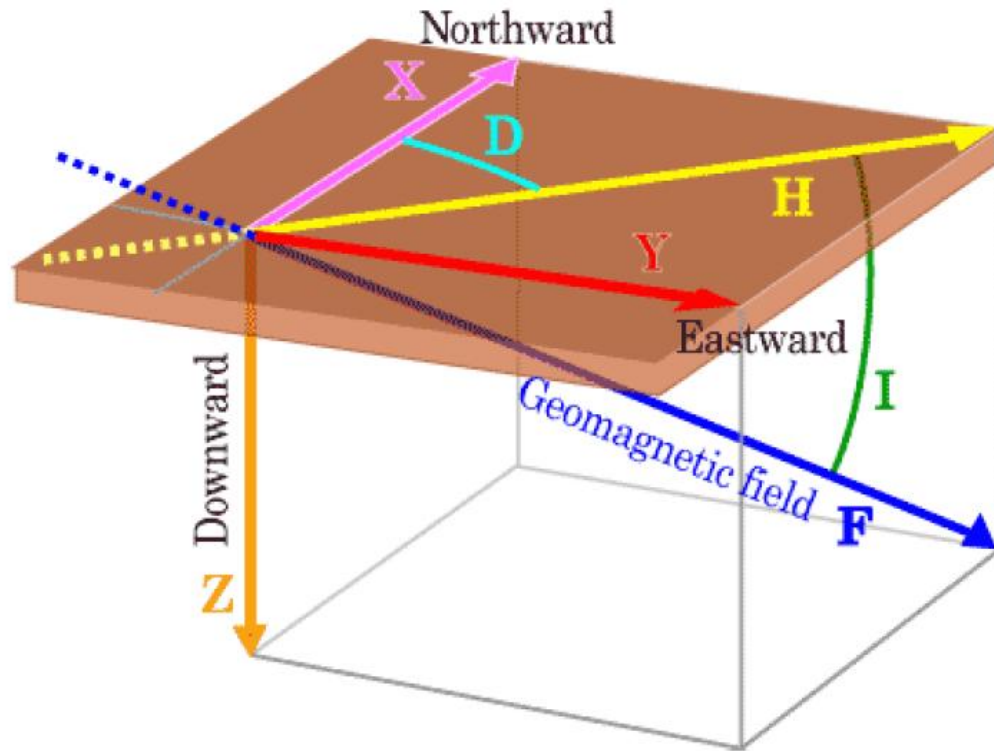
Figure 5. Typical Diurnal Variations in Total Field Intensity

Il campo magnetico terrestre

Variazioni dovute a una tempesta solare

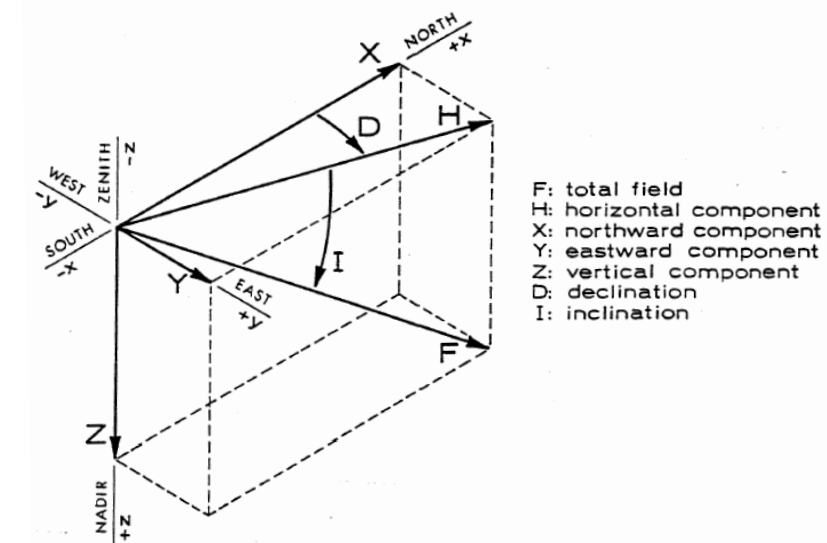
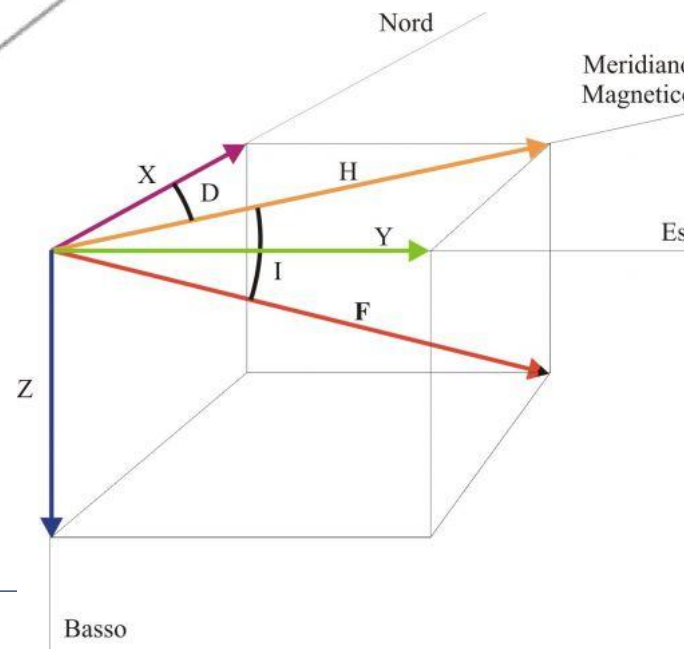


Il campo magnetico terrestre



In ogni punto della Terra un ago magnetico libero di ruotare in ogni direzione assumerà una posizione determinata dalla direzione del CMT in quel punto.

Il campo è completamente definito dall'intensità **H**, dall'inclinazione **I** rispetto il piano orizzontale e dalla declinazione **D** rispetto al nord geografico



Il campo magnetico terrestre

Le componenti del CMT nelle coordinate sferiche (B_r, B_θ, B_λ) dovute al dipolo si possono calcolare dal potenziale magnetico

Permeabilità magnetica nello spazio
($4\pi \times 10^{-7} \text{ kg m A}^{-2} \text{ s}^{-2}$)

$$V(\vec{r}) = \frac{\mu_0 P}{4\pi r^3} \vec{m} \cdot \vec{r}$$

Momento di dipolo (vettore allineato secondo l'asse del dipolo)

prendendone il gradiente

$$V(\vec{r}) = \frac{\mu_0}{4\pi} \frac{m \vec{r}}{r^2}$$

Il valore del momento di dipolo $\vec{m}$ per la Terra è $7.94 \times 10^{22} \text{ Am}^2$. Assumendo che P si allinei lungo l'asse negativo z, avremo

$$V(\vec{r}) = \frac{\mu_0}{4\pi} \frac{m \cos\theta}{r^2}$$

Il campo magnetico terrestre

La componente radiale B_r sarà data da

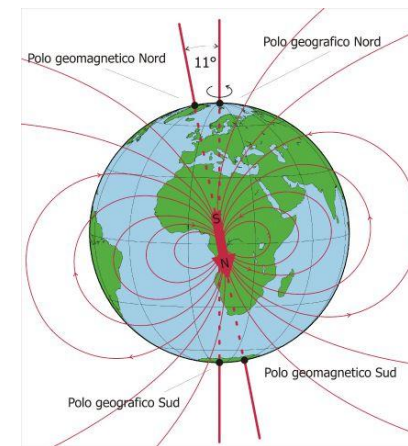
$$B_r(r, \theta, \lambda) = -\frac{\partial V}{\partial r} = \frac{\mu_0}{4\pi} m \cos \theta \frac{\partial}{\partial r} \left(\frac{1}{r^2} \right) = -\frac{2\mu_0 m \cos \theta}{4\pi r^3}$$

La componente B_θ nella direzione θ sarà

$$B_\theta(r, \theta, \lambda) = -\frac{1}{r} \frac{\partial V}{\partial \theta} = \frac{\mu_0 m}{4\pi r^3} \frac{\partial}{\partial \theta} (\cos \theta) = -\frac{\mu_0 m \sin \theta}{4\pi r^3}$$

La componente B_λ è chiaramente nulla, non dipendendo $V(\vec{r})$ da λ

$$B_\lambda(r, \theta, \lambda) = -\frac{1}{r \sin \theta} \frac{\partial V}{\partial \lambda} = 0$$



Il campo magnetico terrestre

L'intensità totale del CMT sarà

$$B(r, \theta, \lambda) = -\frac{\mu_0 m}{4\pi r^3} \sqrt{4\cos^2 \theta + \sin^2 \theta}$$

Lungo l'asse polare nord avremo ($\theta = 0^\circ$)

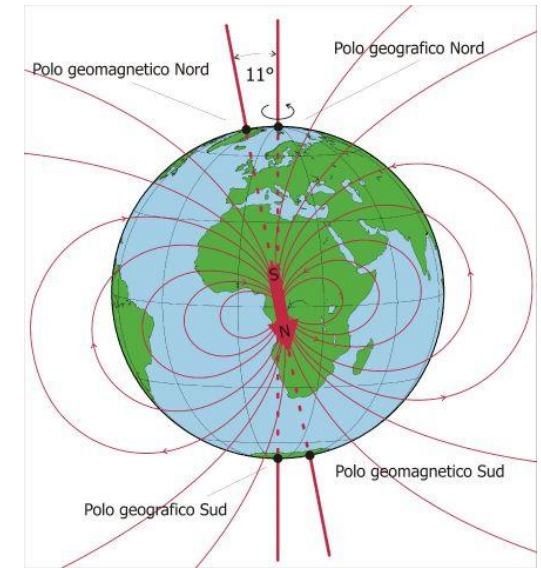
$$B_r = -2 \frac{\mu_0 m}{4\pi r^3} \quad B_\theta = 0$$

Mentre all'equatore (geomagnetico) il campo sarà ($\theta = 90^\circ$)

$$B_r = 0 \quad B_\theta = -\frac{\mu_0 m}{4\pi r^3}$$

lungo l'asse polare sud infine sarà ($\theta = 180^\circ$)

$$B_r = 2 \frac{\mu_0 m}{4\pi r^3} \quad B_\theta = 0$$



Il campo magnetico terrestre

Le componenti del campo magnetico alla superficie terrestre ($r=R$) si possono esprimere come

$$B_r(R, \theta, \lambda) = -2 B_0 \cos \theta$$

$$B_\theta(R, \theta, \lambda) = - B_0 \sin \theta$$

Ove la costante B_0 è il valore equatoriale del campo dovuto al dipolo migliore

$$B_0 = \frac{\mu_0 m}{4\pi a^3} \approx 3.03 \times 10^{-5} \text{ T}$$

Il campo magnetico terrestre

Si possono definire altre quantità con cui descrivere il campo: la componente orizzontale H , la componente verticale Z , la componente nord X e la componente est Y .

Le componenti B , H , Z , X , Y , D , I sono dette **elementi magnetici** e sono legati tra loro dalle seguenti formule

$$H = B \cos I$$

$$Z = B \sin I = H \tan I$$

$$X = H \cos D$$

$$Y = H \sin D$$

$$H^2 = X^2 + Y^2$$

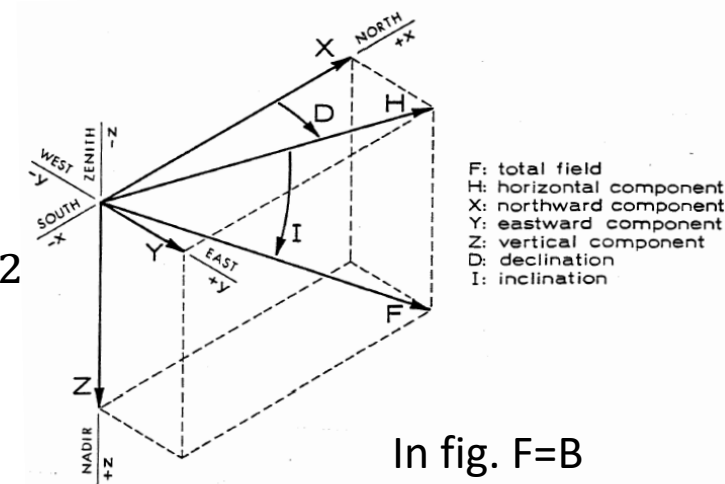
$$B^2 = H^2 + Z^2 = X^2 + Y^2 + Z^2$$

Per un dipolo

$$Z = -B_r(R, \vartheta, \lambda)$$

$$H = |B_\theta(R, \vartheta, \lambda)|$$

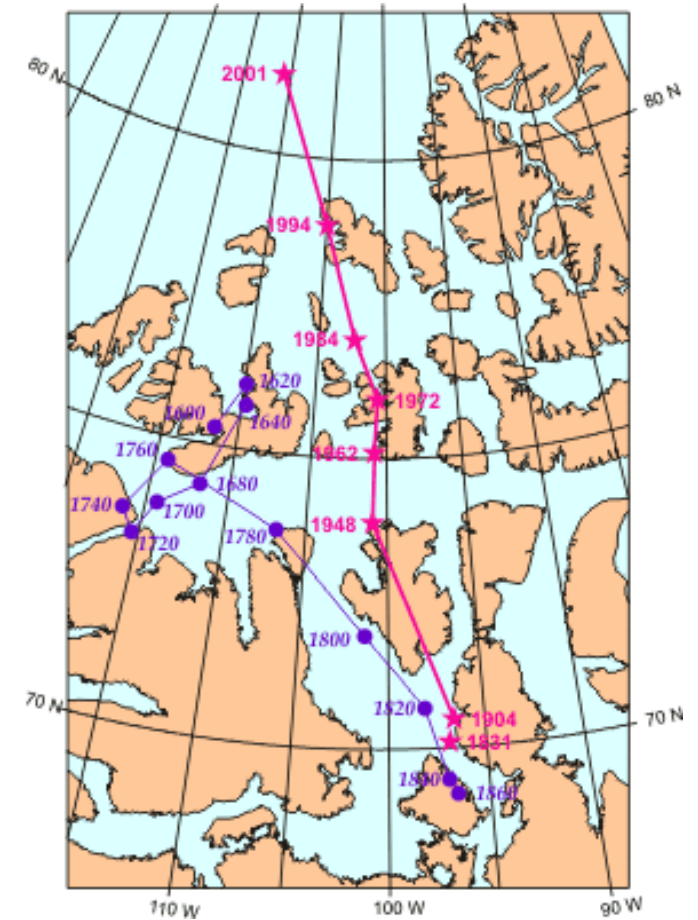
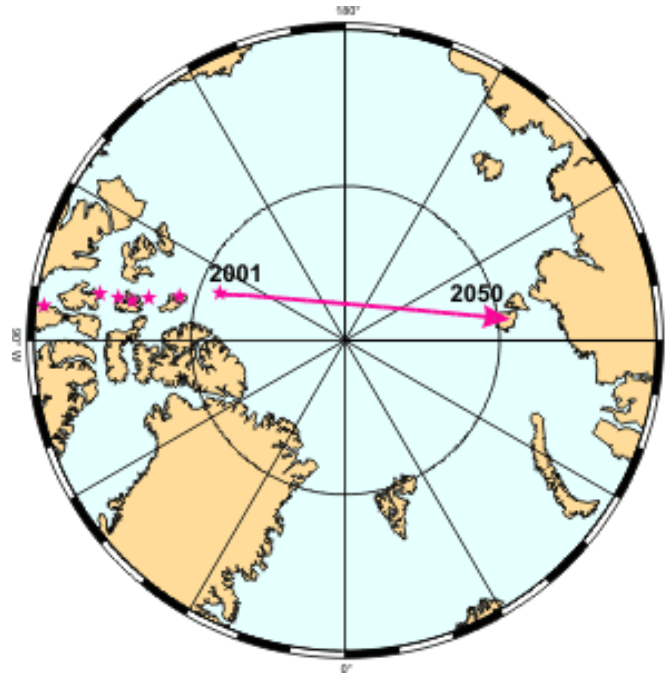
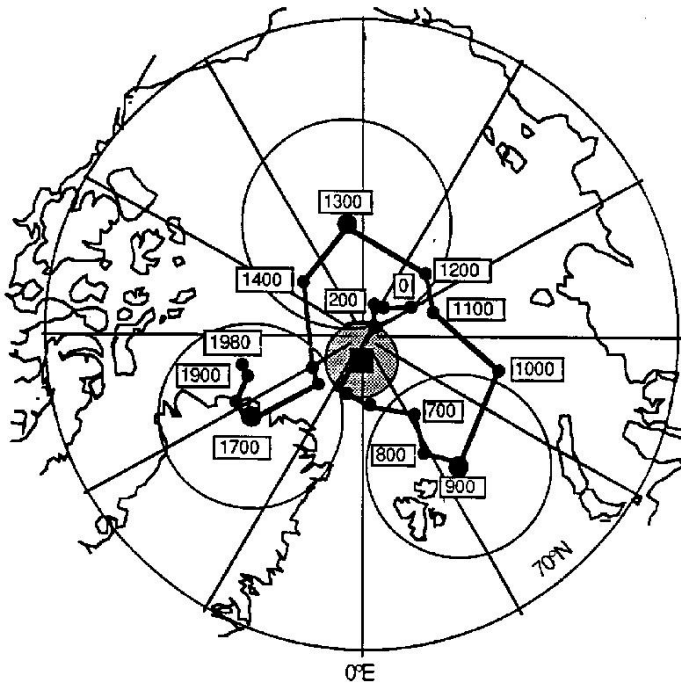
$$\tan I = \frac{Z}{H} = \frac{2 \cos \theta}{\sin \theta} = 2 \tan \theta$$



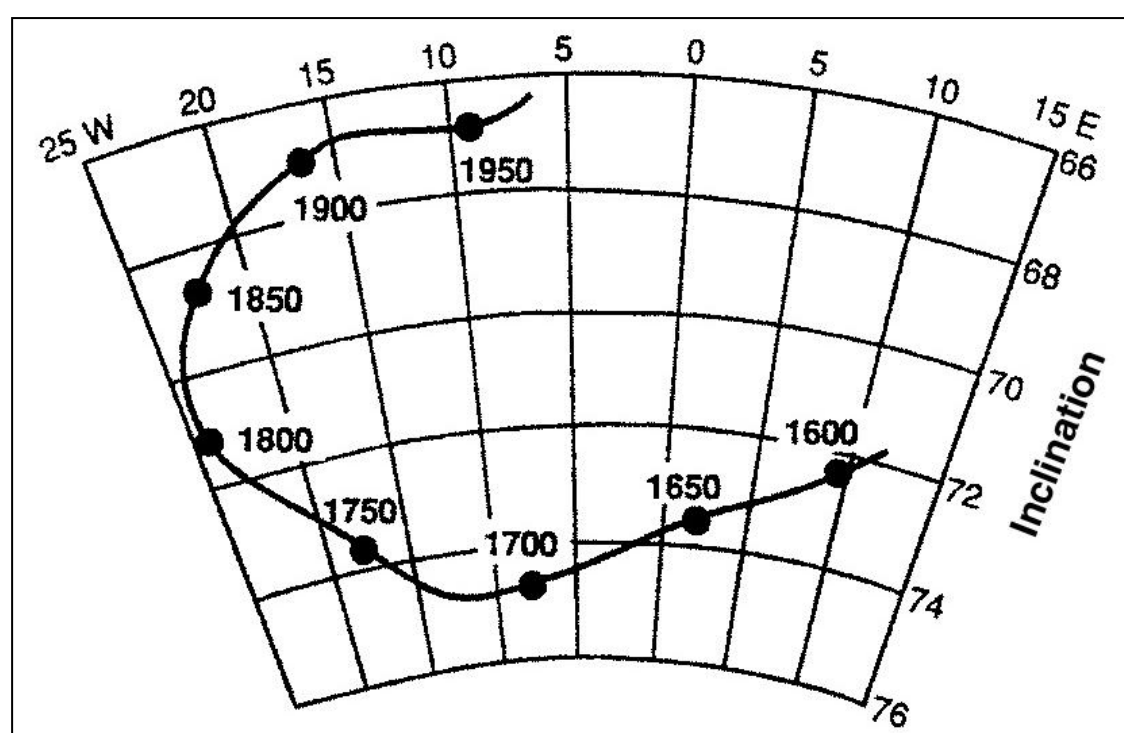
Il campo magnetico terrestre

Al polo nord magnetico, l'inclinazione è di 90° (verso il basso).

Si trova nell'Artico canadese da secoli, ma sta migrando verso la Siberia 40 km all'anno



Il campo magnetico terrestre



Variazione dell'inclinazione del polo a Londra

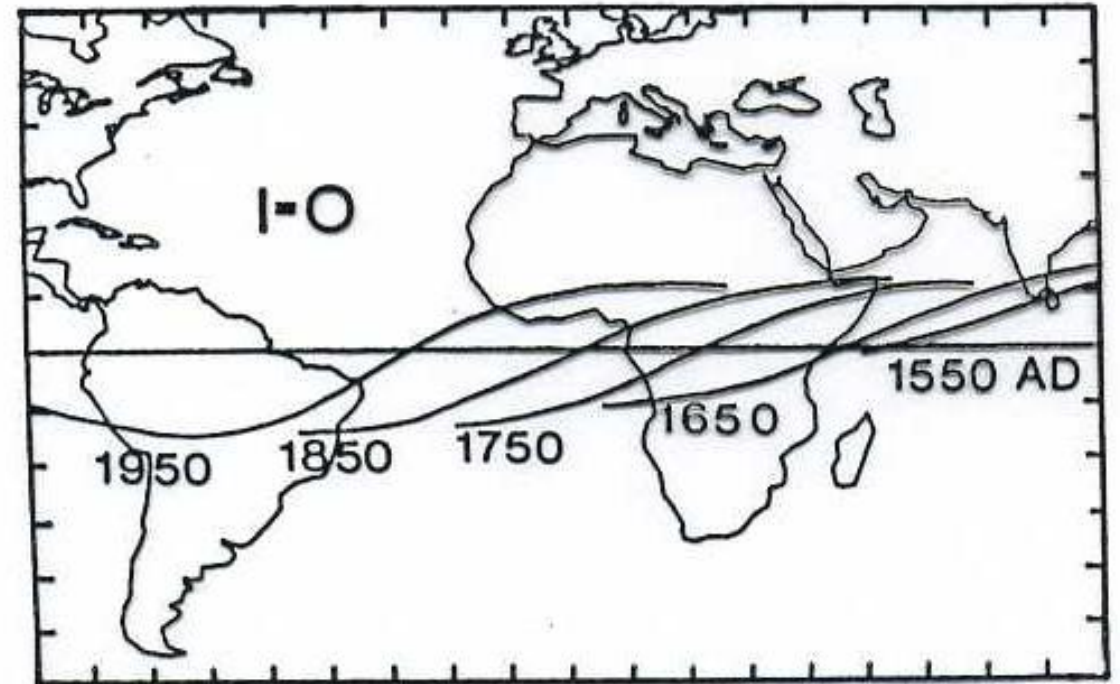
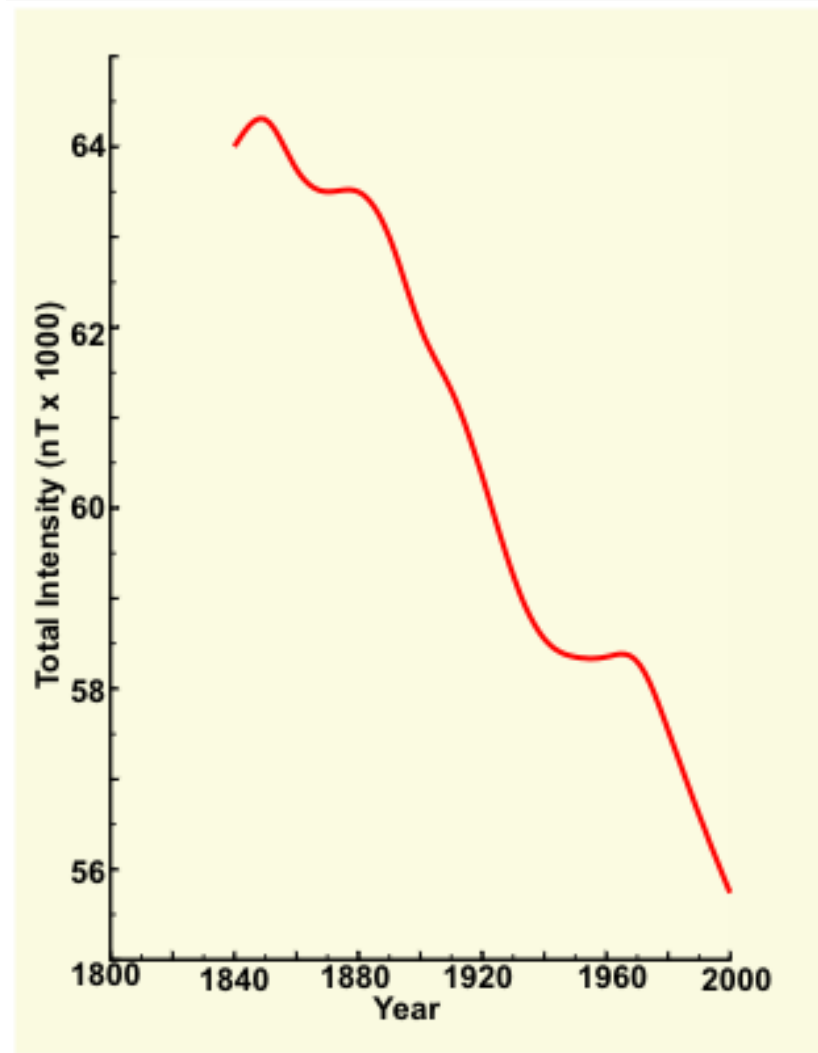


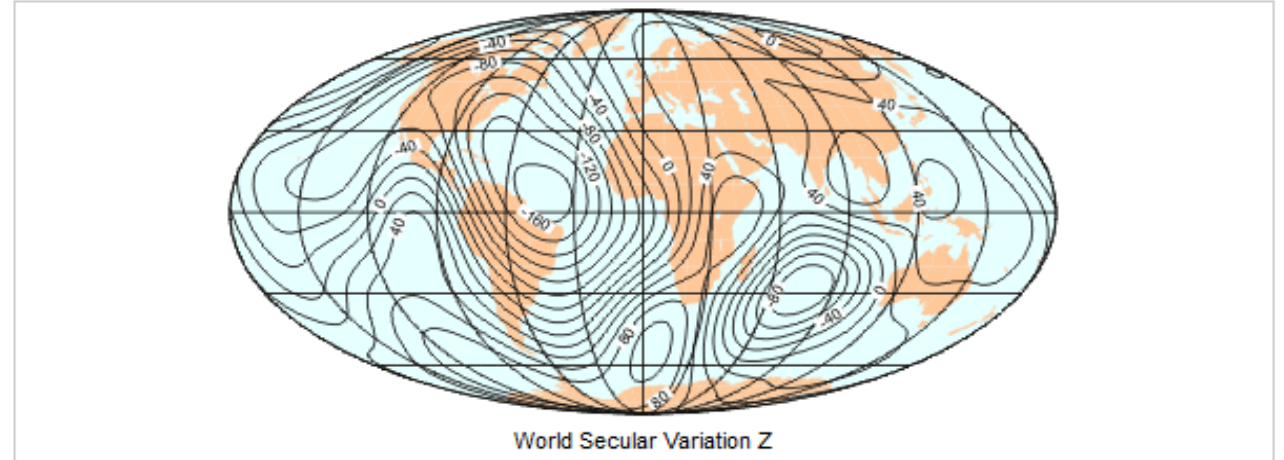
FIGURE 2. Locations of the magnetic equator at 100-year intervals between A.D. 1550 and A.D. 1950.

Il campo magnetico terrestre



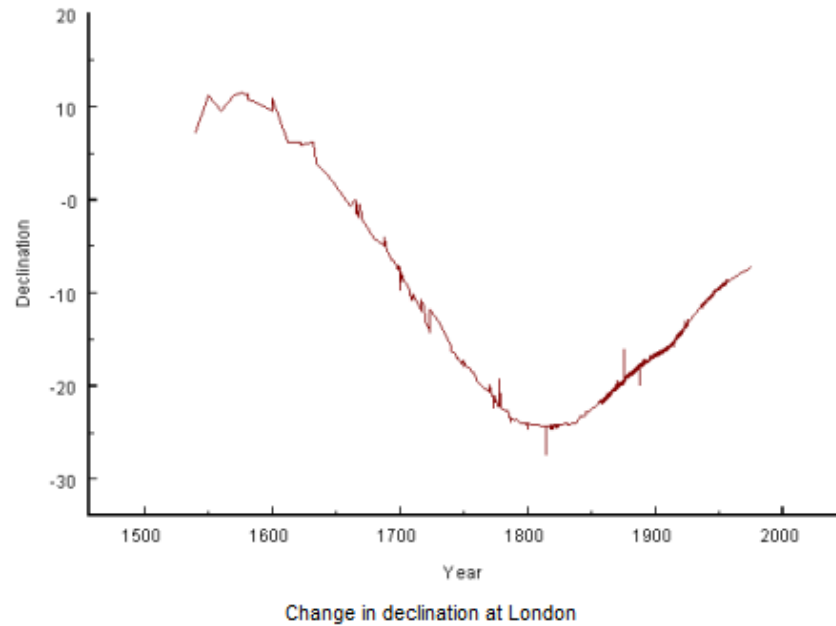
Change in F at Toronto

All elements of the magnetic field change with time - not just the declination. For example, the total intensity at Toronto has decreased 14%, from approximately 64,000 nT to 55,000 nT, during the last 160 years.

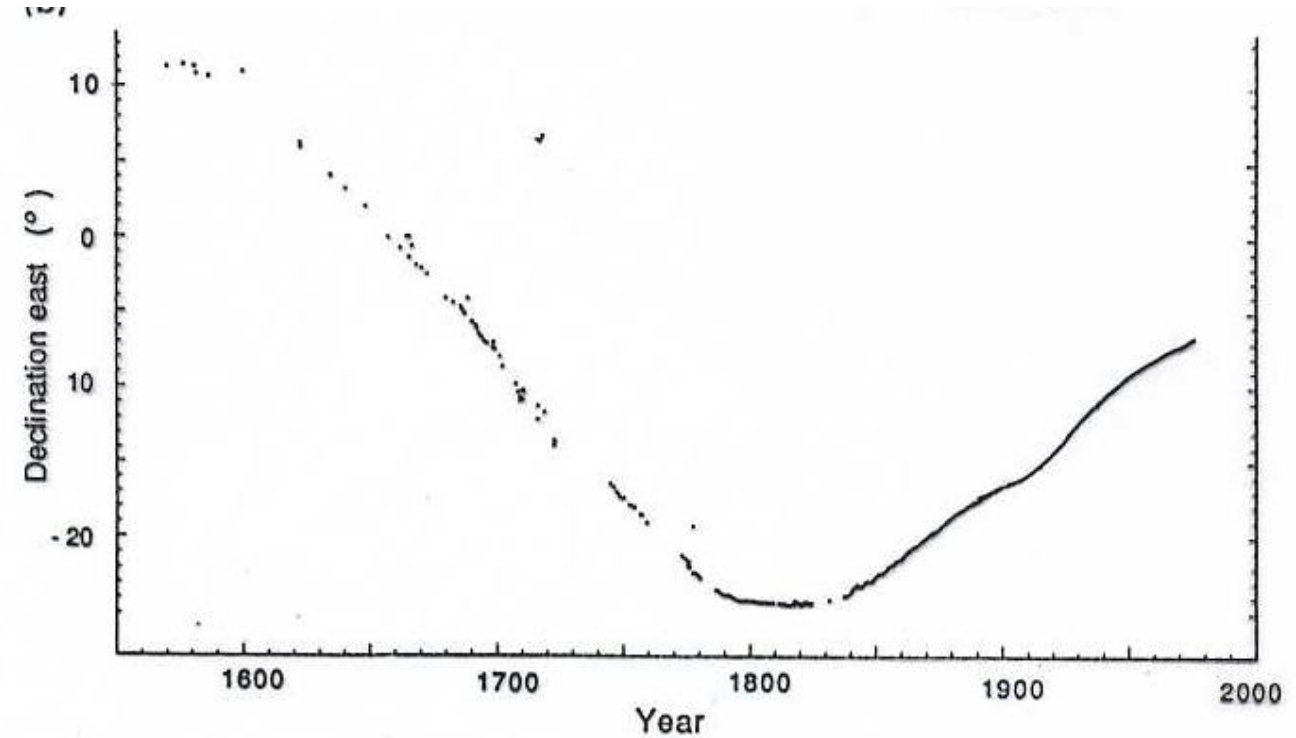


The accompanying map shows the annual change (the secular variation over one year) of the vertical component of the magnetic field.

Il campo magnetico terrestre



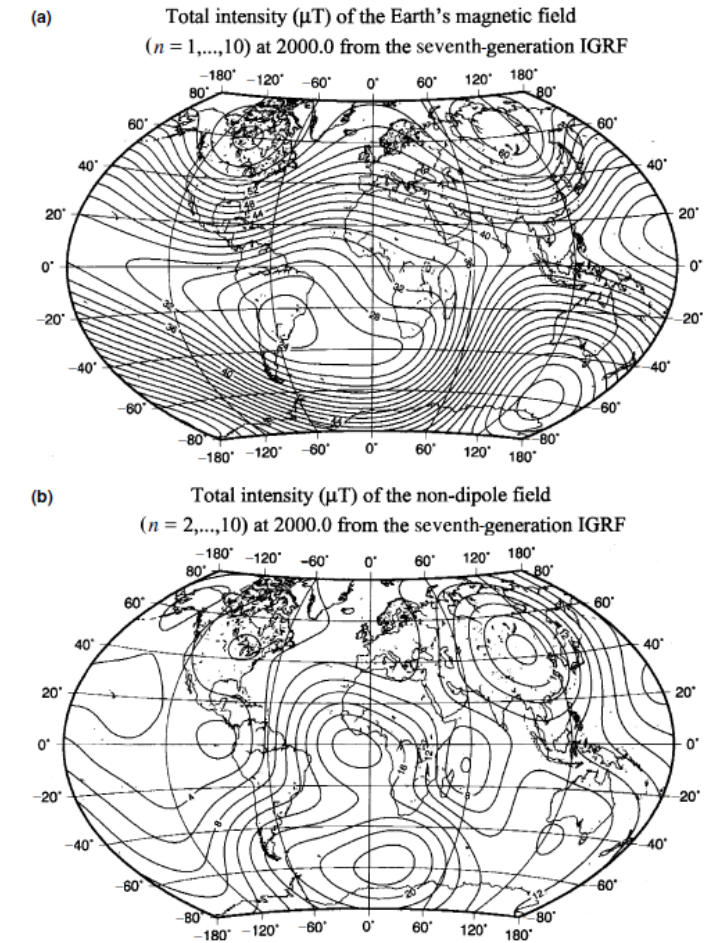
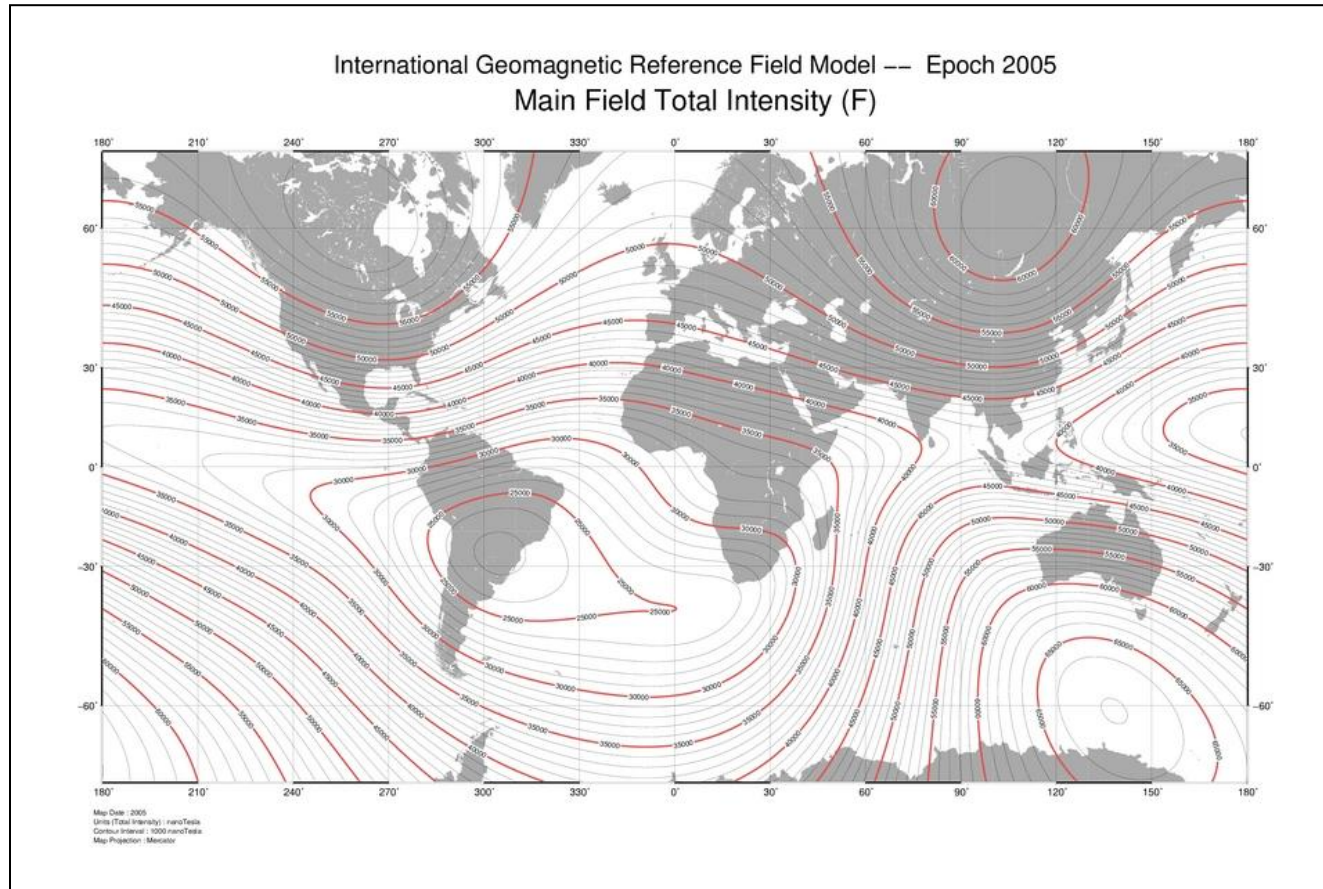
The figure shows that declination has changed from approximately 10° E in the late 16th century to 25° W in the early 19th century before returning to a current value of about 3° W.



Variazione della declinazione magnetica a Londra negli ultimi 400 anni

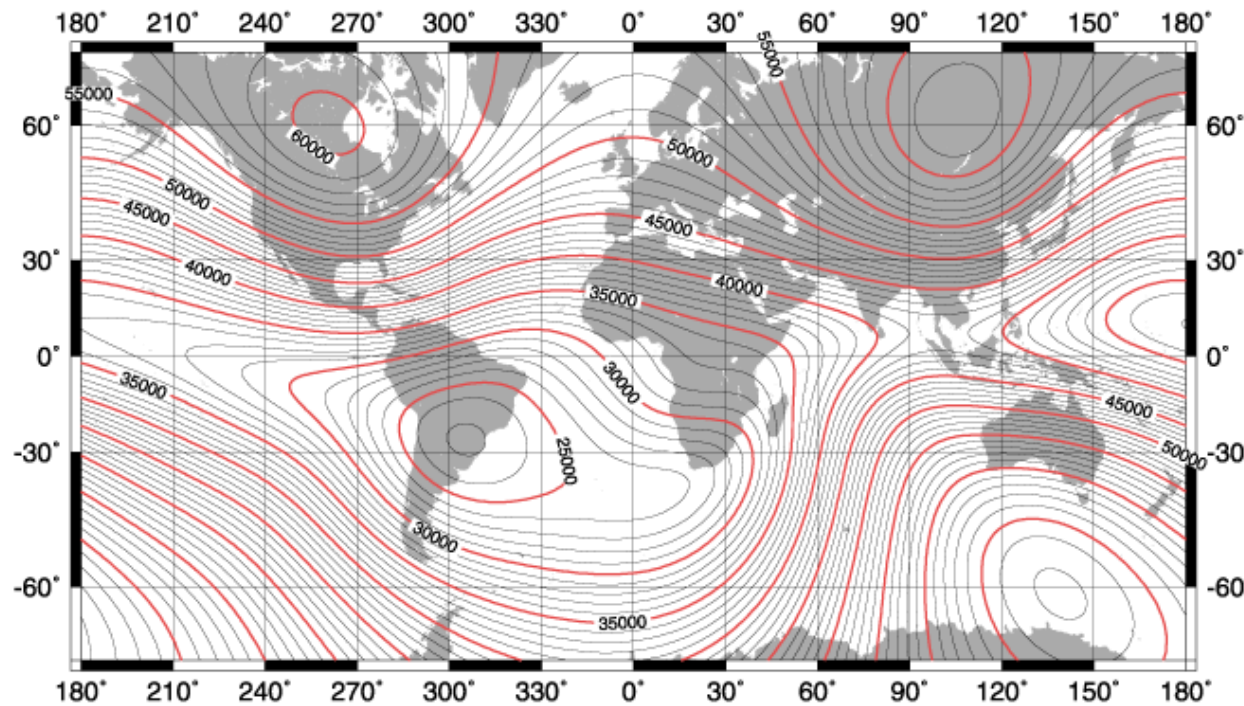
Il campo magnetico terrestre

CMT: intensità totale



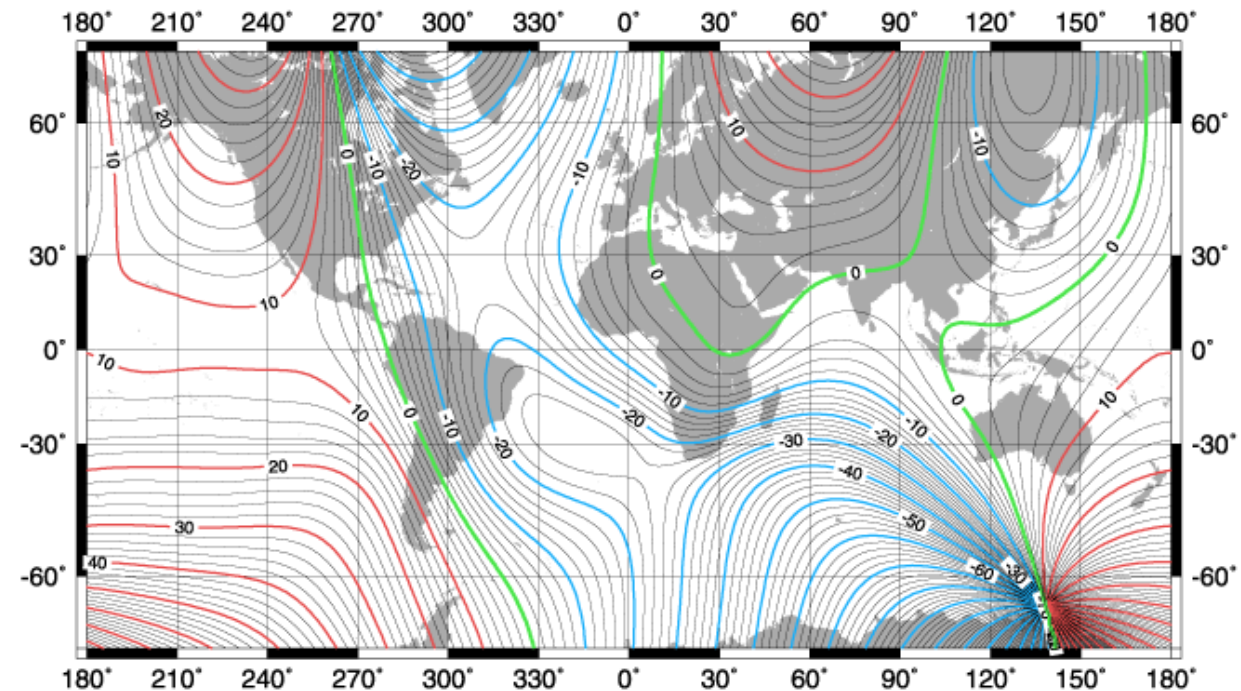
Il campo magnetico terrestre

US/UK World Magnetic Chart -- Epoch 2000
Total Intensity - Main Field (F)



Units : nanoTeslas
Contour Interval : 1000 nanoTeslas
Map Projection : Mercator

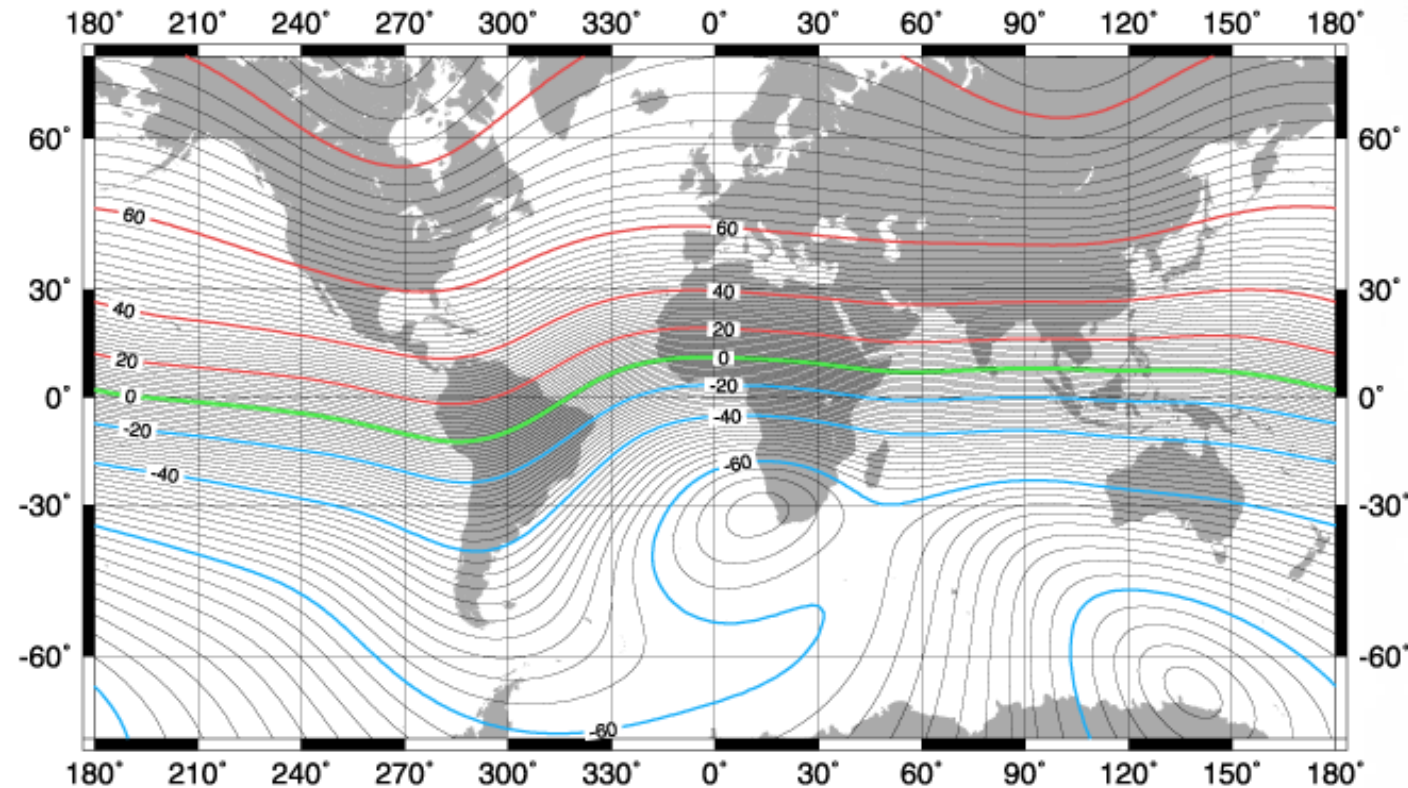
US/UK World Magnetic Chart -- Epoch 2000
Declination - Main Field (D)



Units (Declination) : degrees
Contour Interval : 2 degrees
Map Projection : Mercator

Il campo magnetico

US/UK World Magnetic Chart -- Epoch 2000 Inclination - Main Field (I)



Units (Declination) : degrees
Contour Interval : 2 degrees
Map Projection : Mercator

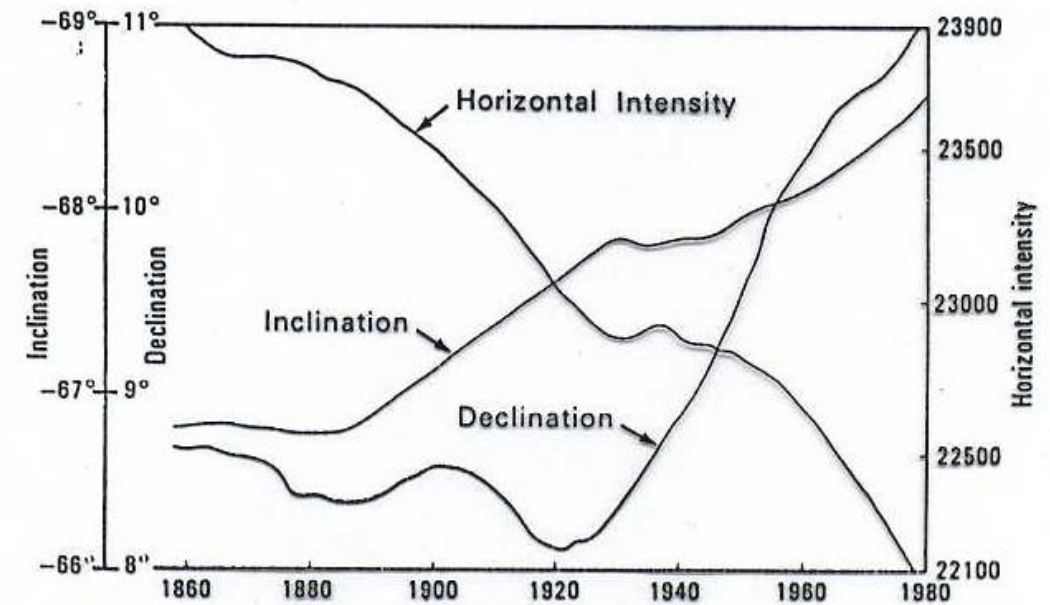
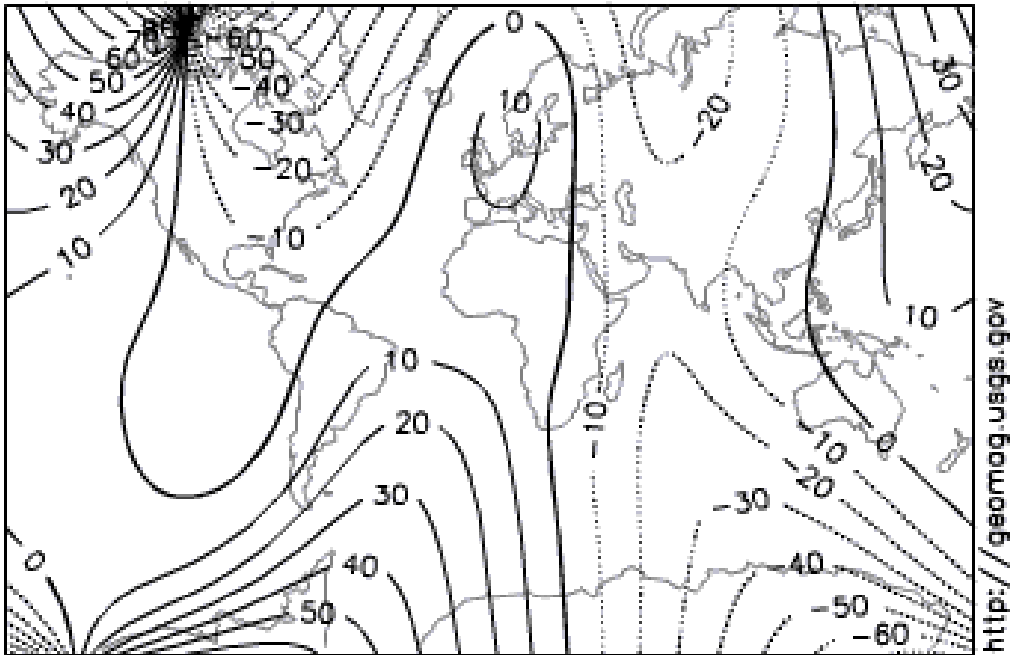


FIGURE 2. Secular variation at Toolangi magnetic observatory, including data from Melbourne corrected to Toolangi. (After Parkinson, 1983)

Il campo magnetico terrestre

1590
Declination (degrees east)



Model by A. Jackson, A. R. T. Jonkers, M. R. Walker,
Phil. Trans. R. Soc. London A (2000), 358, 957–990.

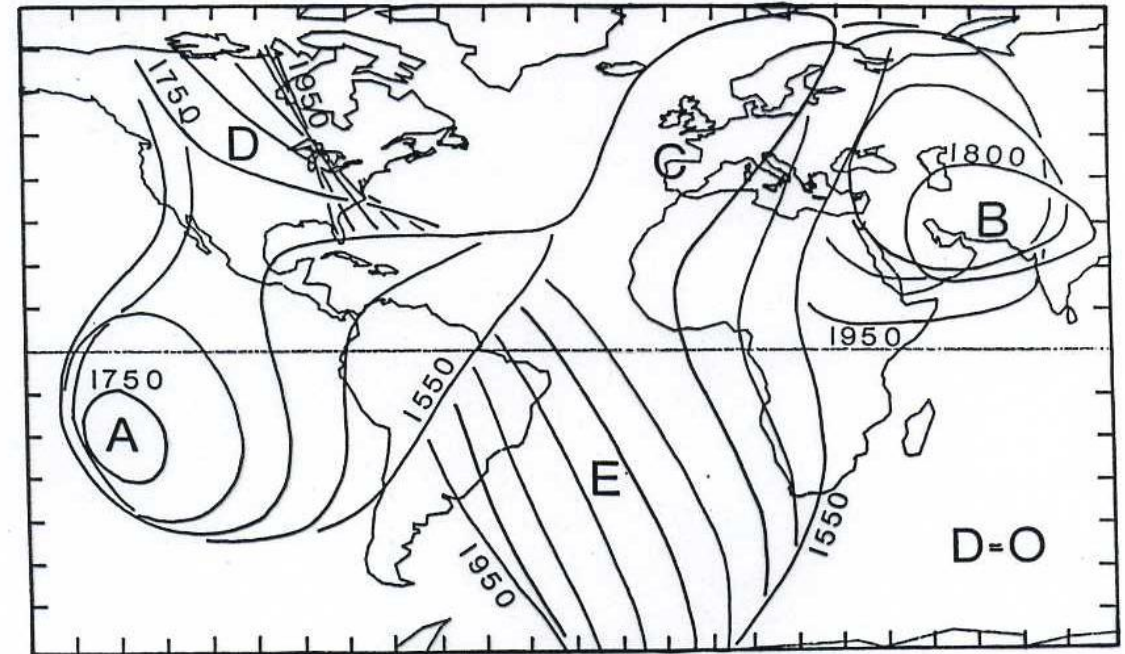
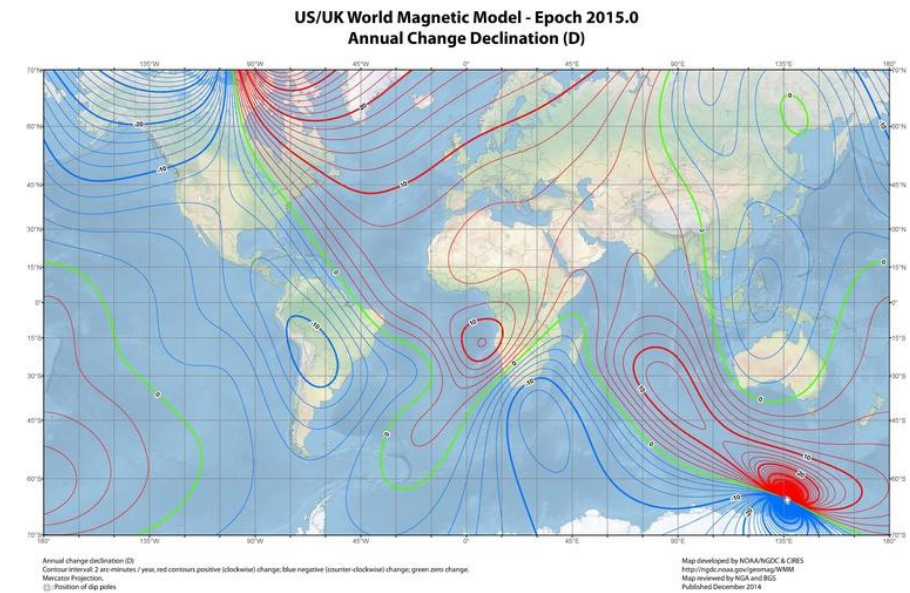
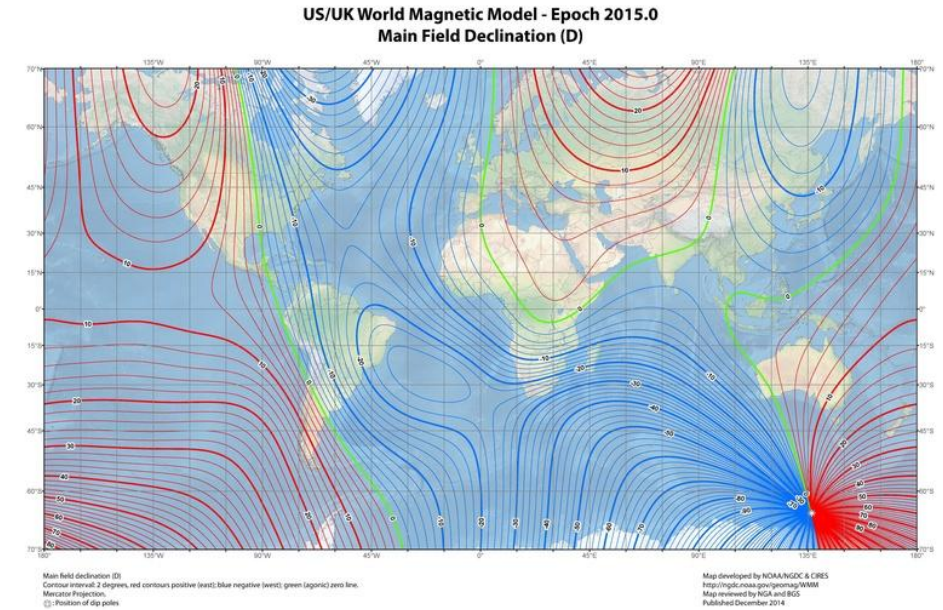
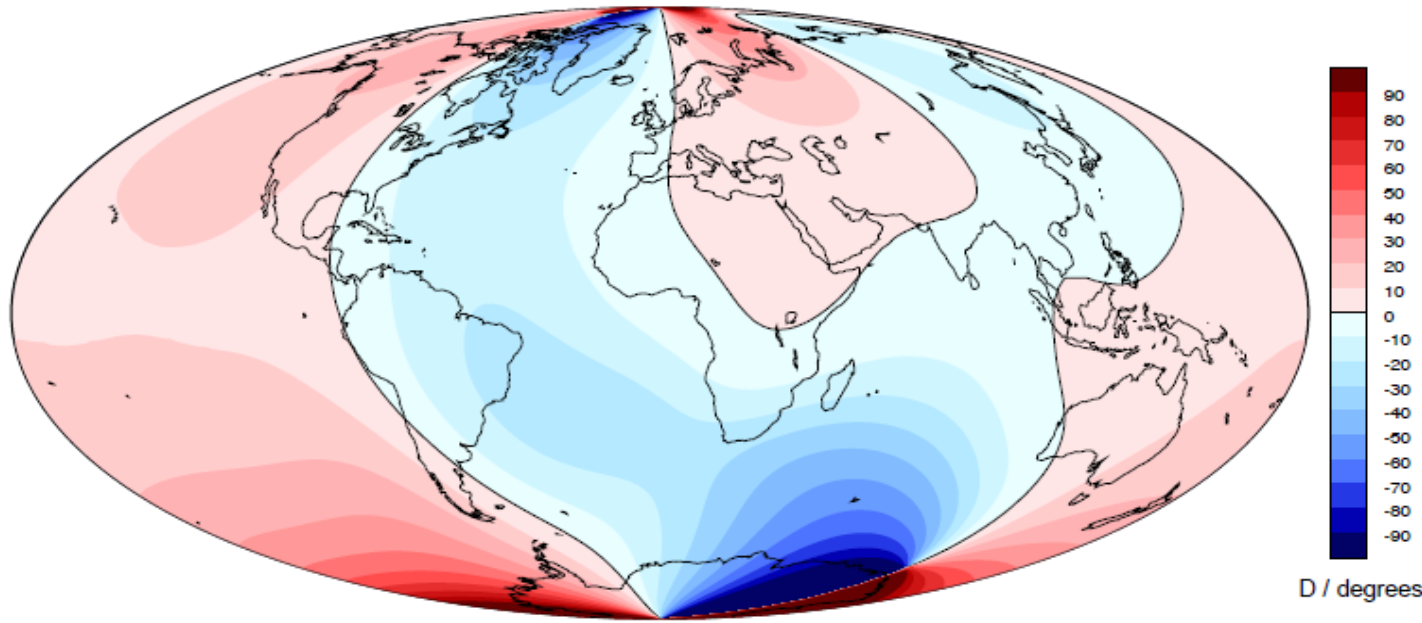


FIGURE 1. Locations of the zero declination line at 50-year intervals between A.D. 1550 and A.D. 1950 for selected regions to illustrate steady westward drift (E), eastward and no drift (D), the appearance of new magnetic features (B) and their disappearance (A and C).

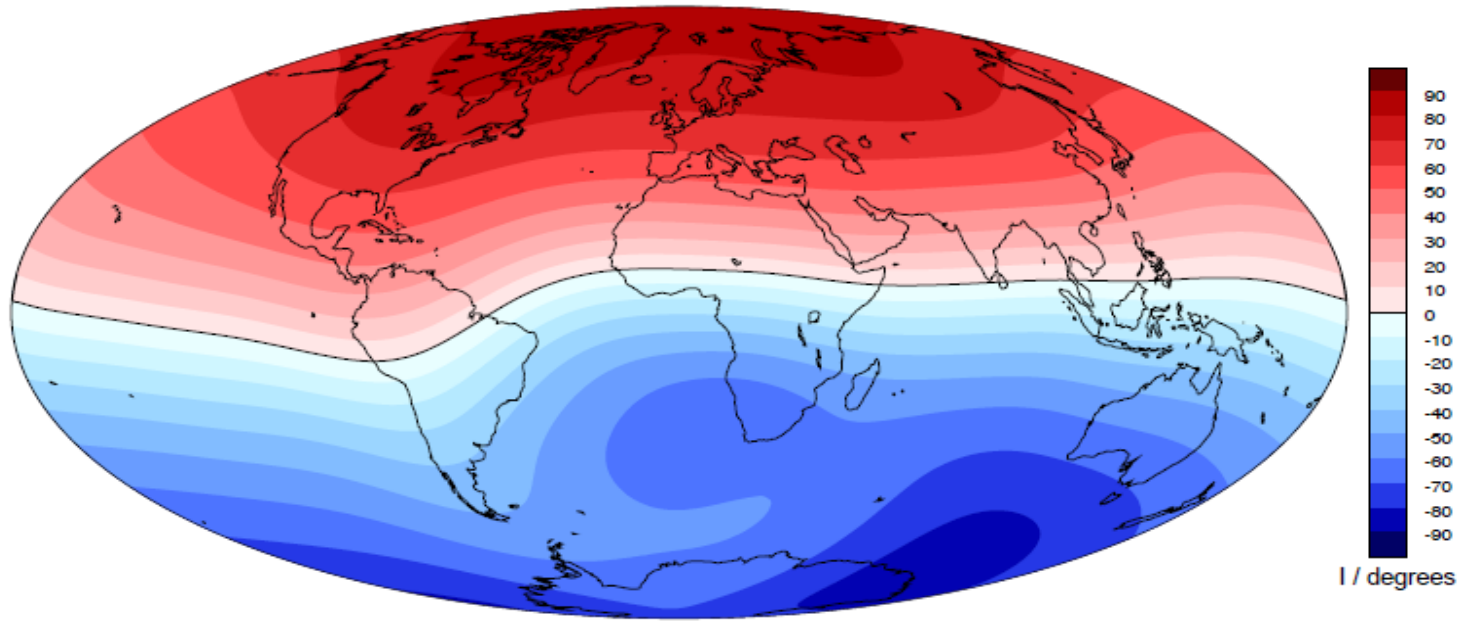
Il campo magnetico terrestre

Declination D

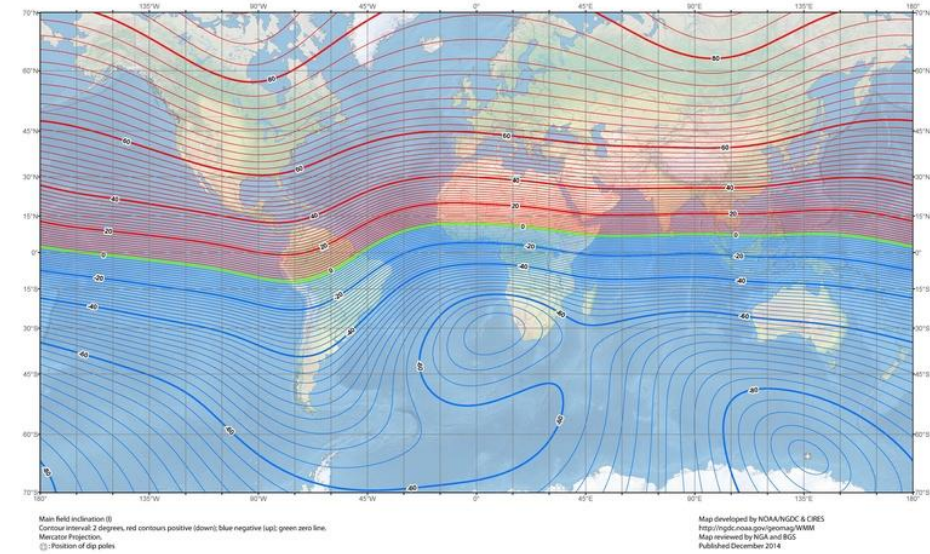


Il campo magnetico terrestre

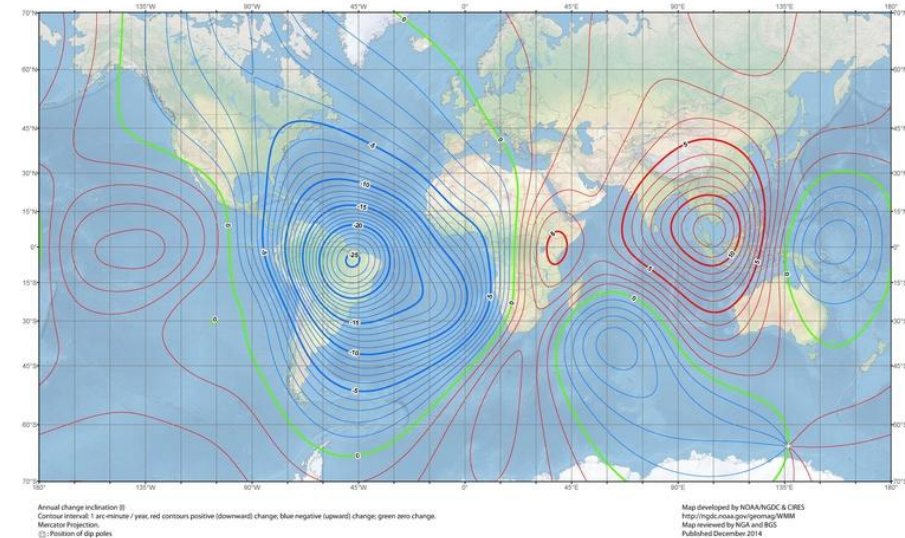
Inclination I



US/UK World Magnetic Model - Epoch 2015.0
Main Field Inclination (I)

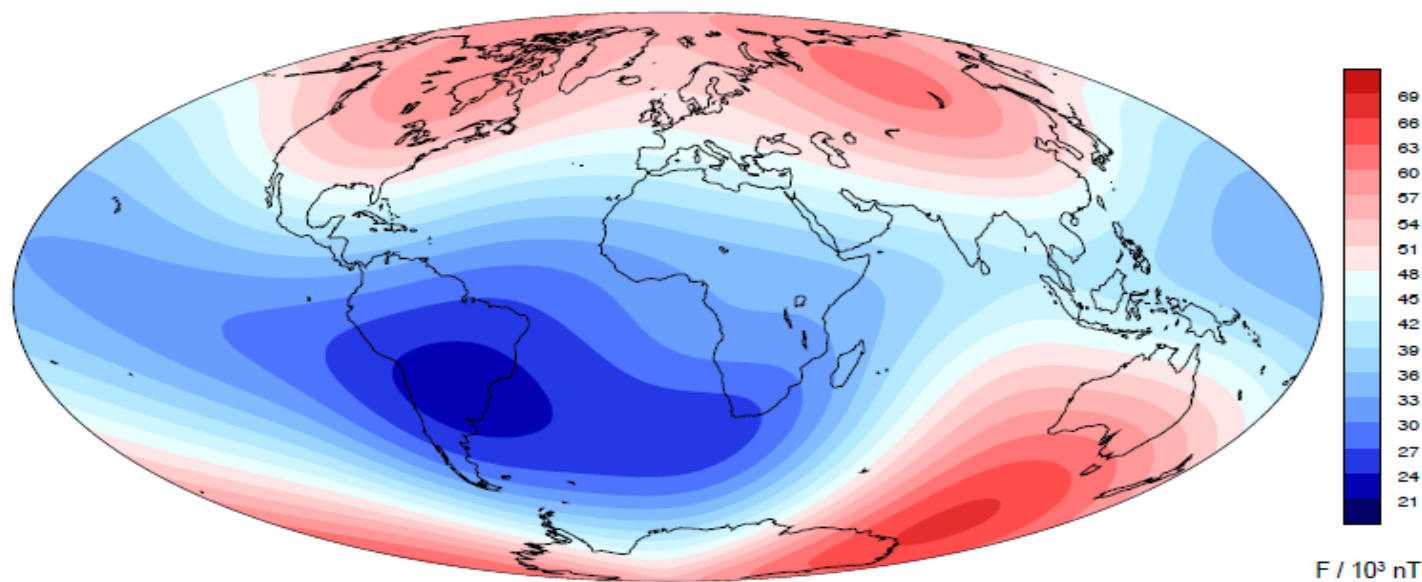


US/UK World Magnetic Model - Epoch 2015.0
Annual Change Inclination (I)

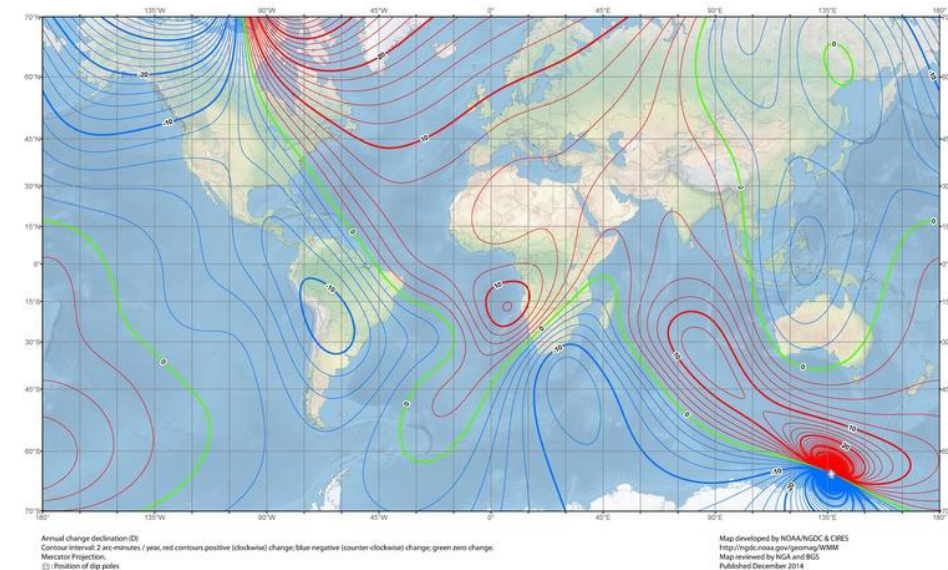


Il campo magnetico terrestre

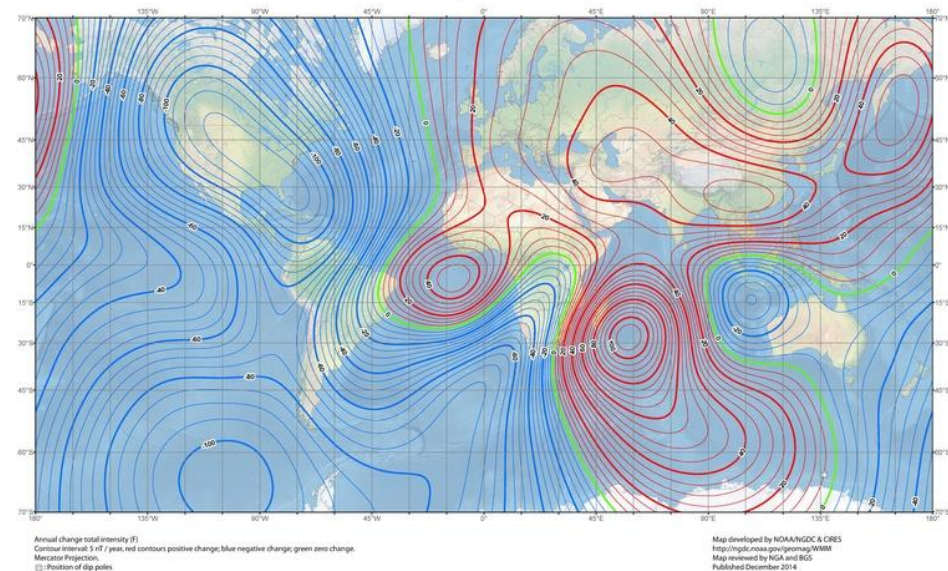
Total Intensity F



US/UK World Magnetic Model - Epoch 2015.0
Annual Change Declination (D)

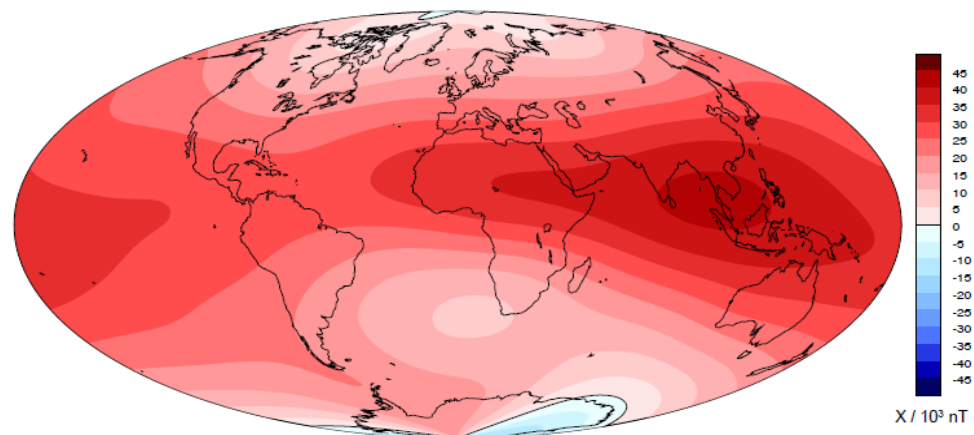


US/UK World Magnetic Model - Epoch 2015.0
Annual Change Total Intensity (F)

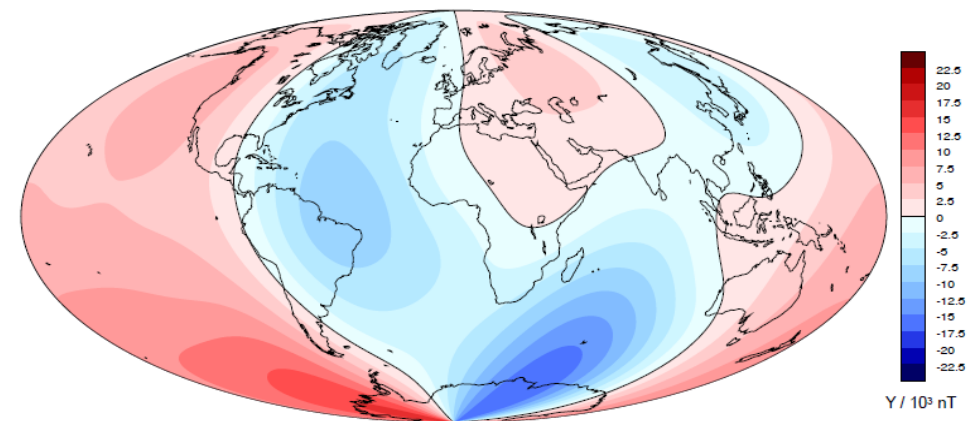


Il campo magnetico terrestre

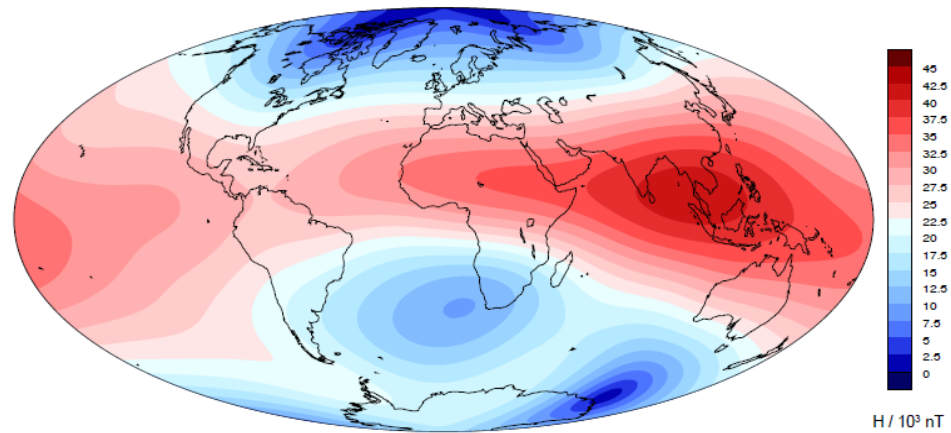
Northward Component X



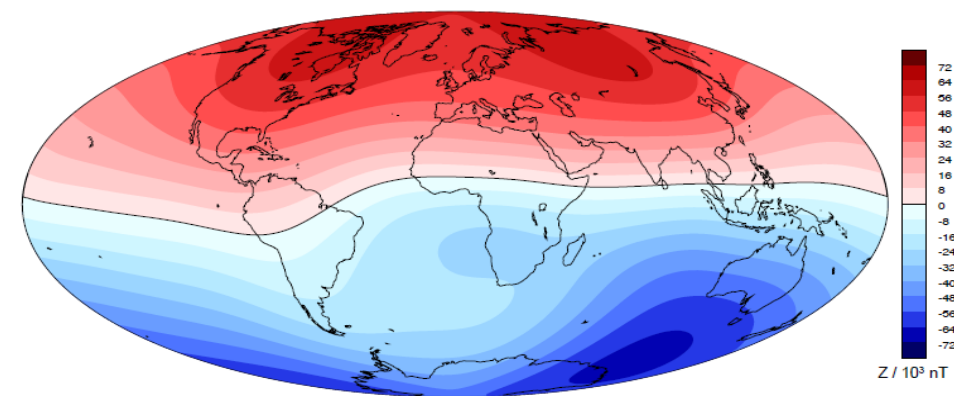
Eastward Component Y



Horizontal Intensity H



Vertical (downward) component Z



Il campo magnetico terrestre

Il CMT è assimilabile ad un dipolo il cui asse è quasi allineato con quello di rotazione della Terra e cambia lentamente nel tempo

Il CMT è **generato nel nucleo della Terra** dove ci sono temperature maggiori di 3000 K ($T_c(\text{Fe}) = 1043 \text{ K}$; $T_c(\text{Ni}) = 627 \text{ K}$)

Il campo magnetico è **generato da correnti elettriche** -> La corrente elettrica non sostenuta da un campo magnetico si dissiperebbe entro 20.000 anni

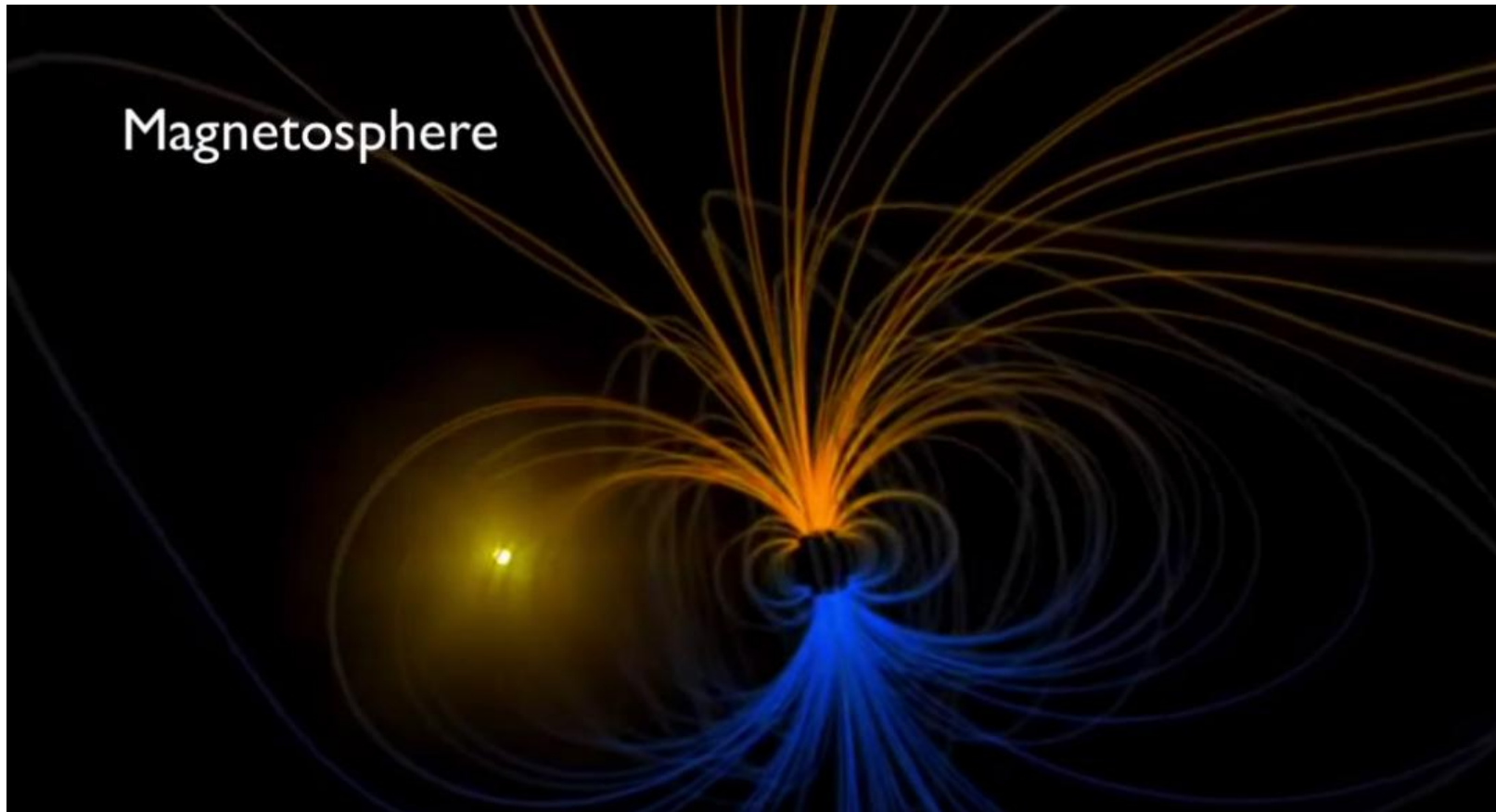
Il CMT è almeno vecchio di 3 Ga (Paleomagnetismo) -> il **CMT esiste da milioni di anni**

Inversione dei poli -> la Terra perde lo scudo magnetico nei confronti delle particelle altamente energetiche

Il valore del campo magnetico nel 1985, secondo il modello di riferimento internazionale del campo magnetico (IGRF) era di 30.438 nT

Sulla superficie terrestre **il campo varia con la latitudine** da orizzontale con magnitudine di circa 30 000 nT vicino all'equatore a verticale e con magnitudine di circa 60 000 nT vicino ai poli; l'ampiezza del quadrato medio (rms) del vettore sulla superficie è di circa 45 000 nT.

Il campo magnetico terrestre



Video riassuntivo: <https://www.youtube.com/watch?v=Gea4cEA5Ris>

QUI

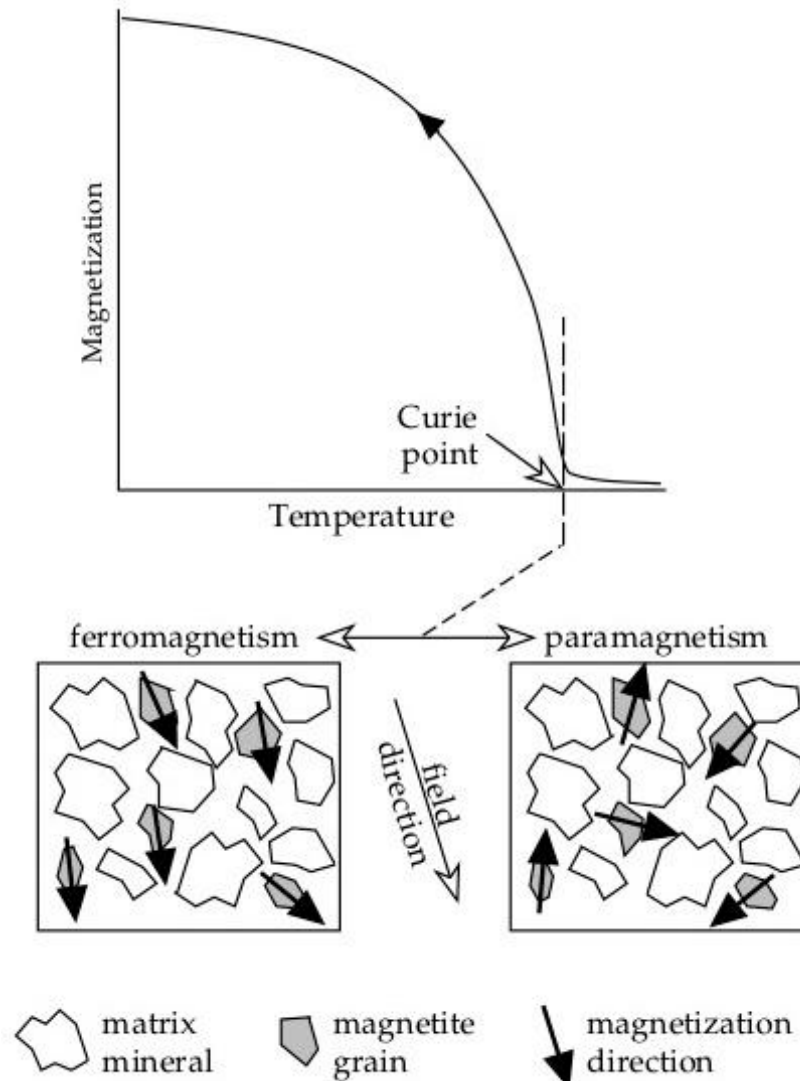
Magnetizzazione delle rocce

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

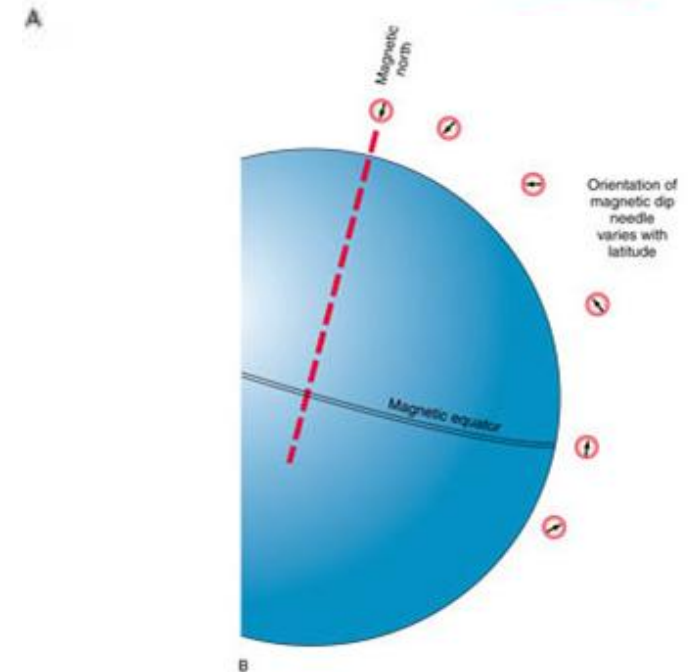
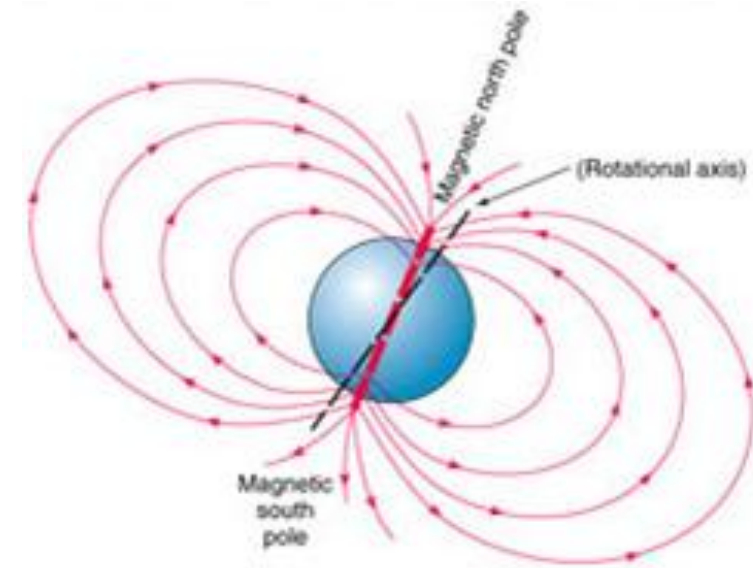
Paleomagnetismo:

Il magma caldo non è magnetico

Quando il magma si raffredda e si solidifica, i minerali ferrosi (come i silicati ferromagnesiati) 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



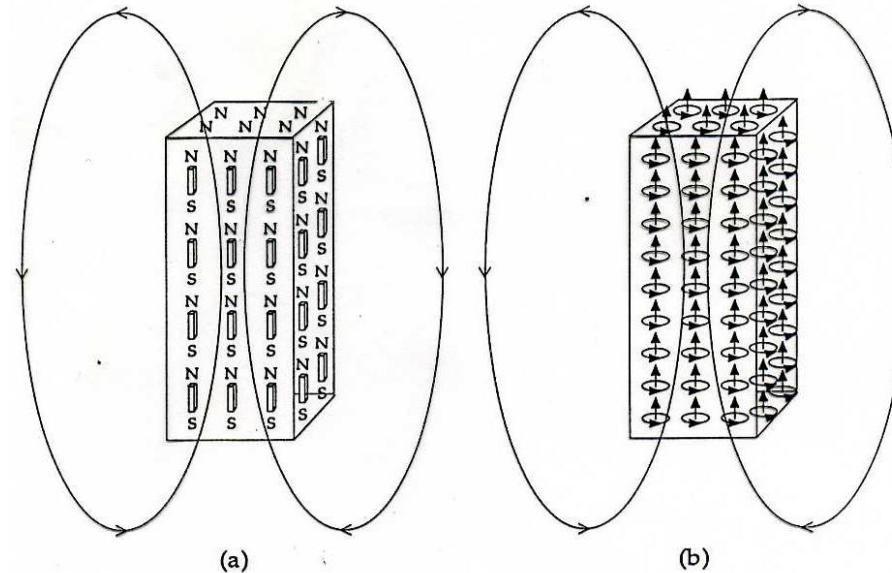
Magnetizzazione delle rocce

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 (induzione magnetica) 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**

Intensità di magnetizzazione

Suscettività magnetica

$$\mu_0 \overline{M} = k \overline{B}_0$$

permeabilità magnetica nel vuoto

$$\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7} \frac{Vs}{Am}$$

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

induzione magnetica (campo magnetico esterno)

campo magnetico nei materiali

$$\overline{B} = \mu \overline{H}$$

$$\overline{B} = \overline{B}_0 + \mu_0 \overline{M} = [1 + k] \overline{B}_0 = \mu \overline{B}_0 = \mu \mu_0 \overline{H}$$

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

Permeabilità magnetica

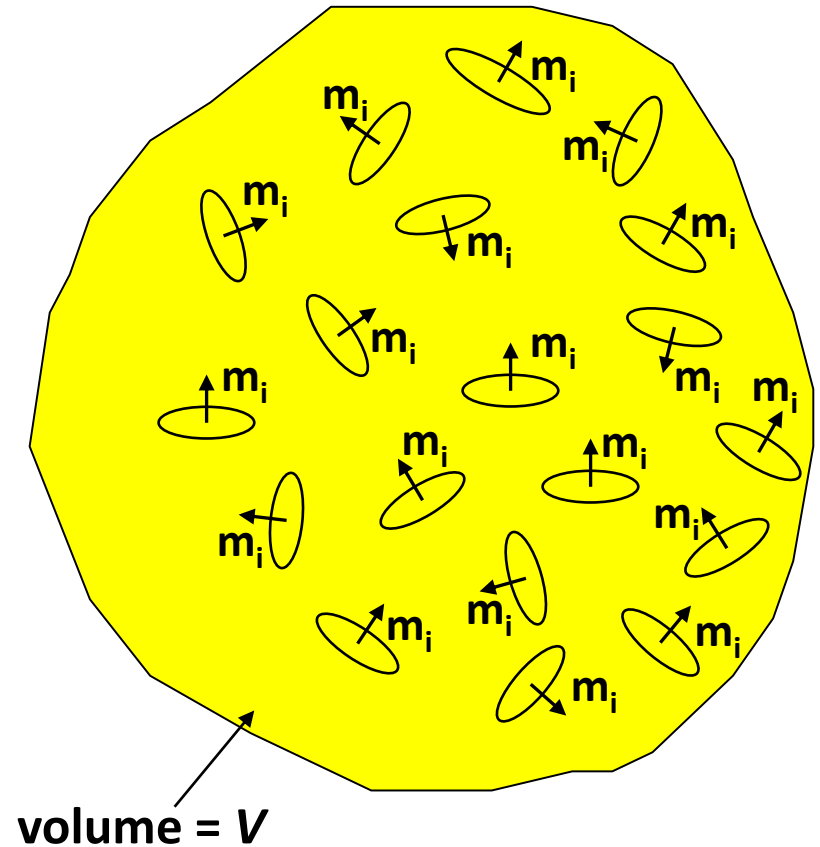
Magnetizzazione delle rocce

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 .

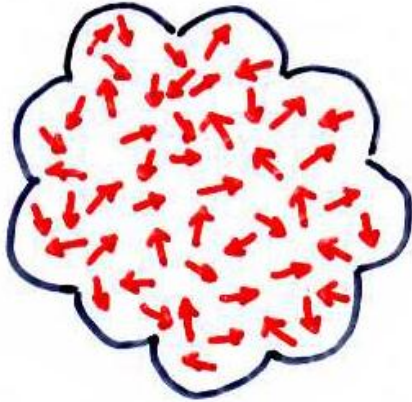
$$m_{total} = \sum_i m_i \quad M = m_{total} / V$$

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

$$SI : [M] = \frac{Am^2}{m^3} = \frac{A}{m} \quad cgs : [M] = \frac{emu}{cm^3}; \quad 1Am^{-1} = 10^3 \frac{emu}{cm^3}$$

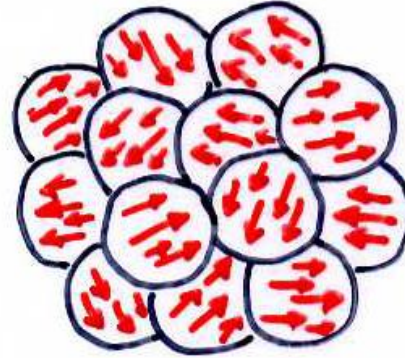


Magnetizzazione delle rocce



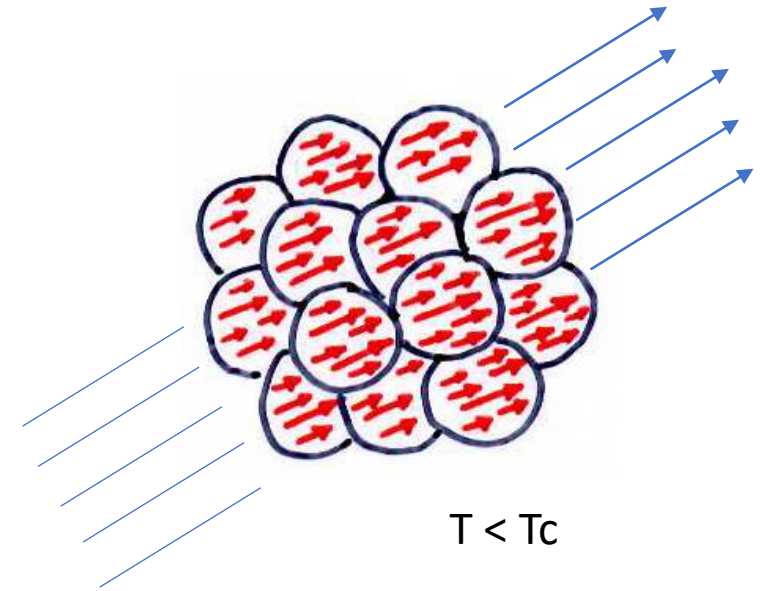
$T > T_c$

Sopra il punto di Curie i dipoli hanno orientazione random



$T < T_c$

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



$T < T_c$

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

Magnetizzazione delle rocce

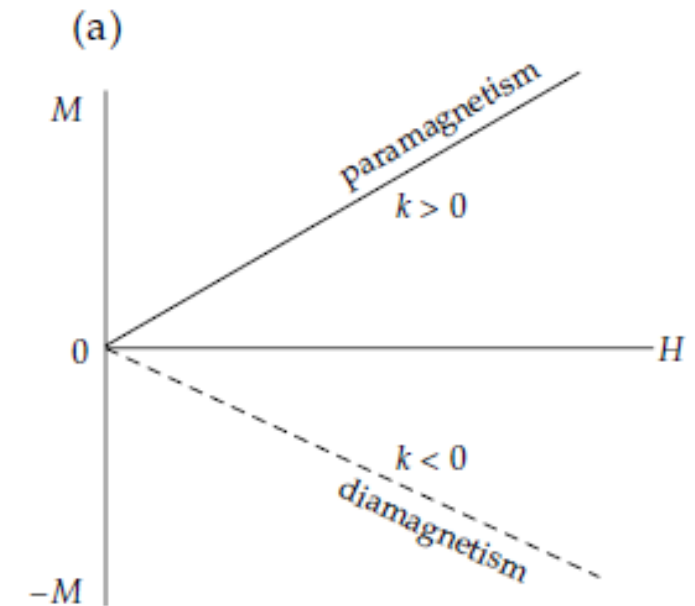
A seconda del valore di k (susceptività magnetica) le sostanze si possono dividere in:

$k < 0$ **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

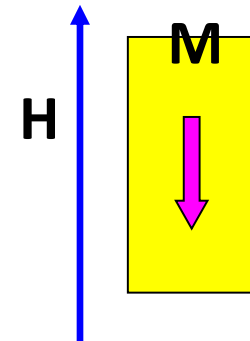
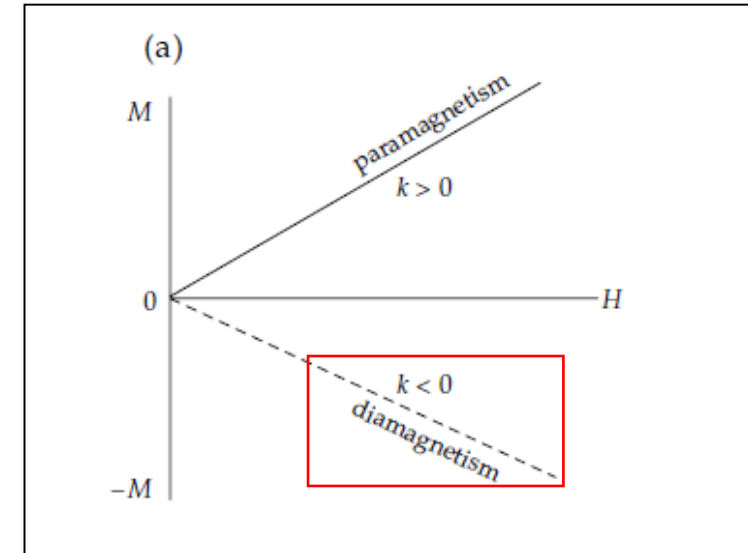
Diamagnetici

Nei materiali diamagnetici la **suscettibilità (k)** 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

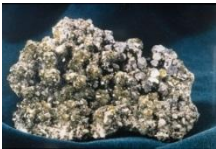
Il diamagnetico k è indipendente dalla temperatura. A questa classe appartengono molti minerali importanti per la formazione delle rocce, tra cui il **quarzo** e la **calcite**.

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



Magnetizzazione delle rocce

Diamagnetici

	Mineral	κ (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

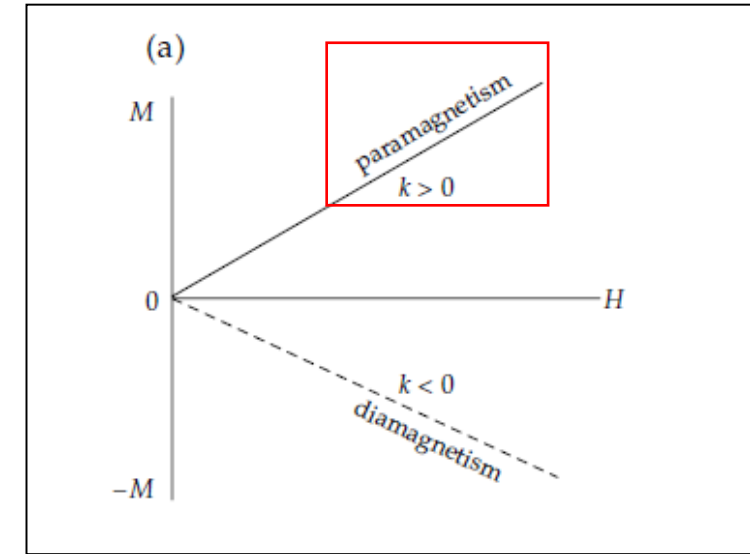
Magnetizzazione delle rocce

Paramagnetici

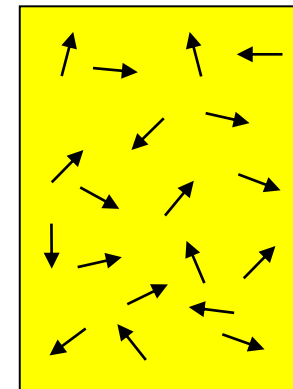
Il paramagnetismo è un **fenomeno statistico**. Quando uno o più spin di elettroni non sono accoppiati, il momento magnetico netto di un atomo o di uno ione non è più zero.

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.

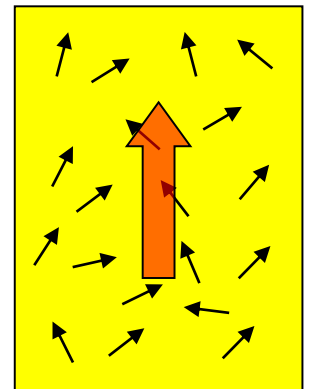
Quando viene applicato un campo magnetico, **l'allineamento caotico dei momenti magnetici è sbilanciato verso la direzione del campo.** Viene indotta una magnetizzazione proporzionale all'intensità del campo applicato e parallela alla sua direzione. La suscettibilità è reversibile, piccola e positiva



$H = 0, M = 0$



$H > 0, M > 0$



Magnetizzazione delle rocce

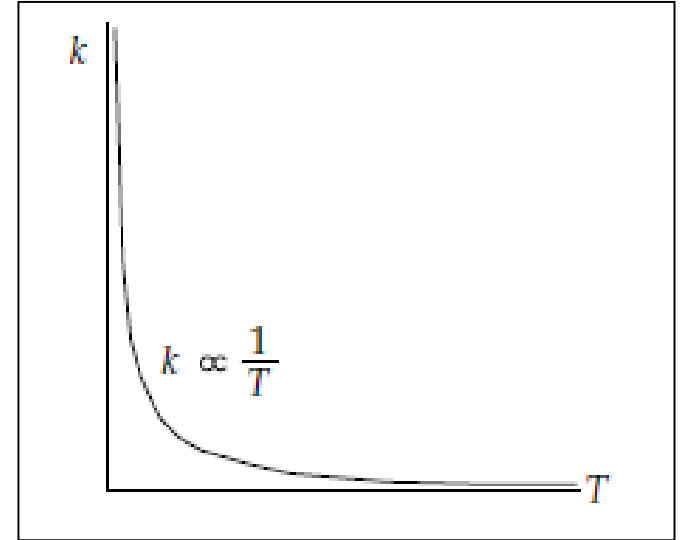
Paramagnetici

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

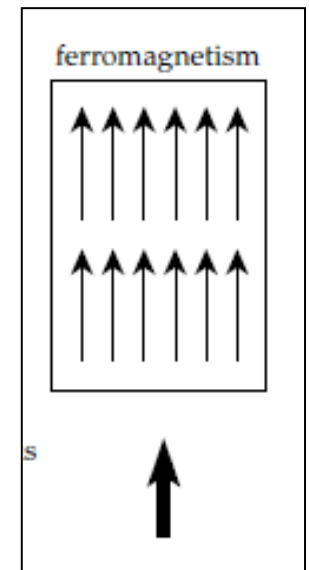
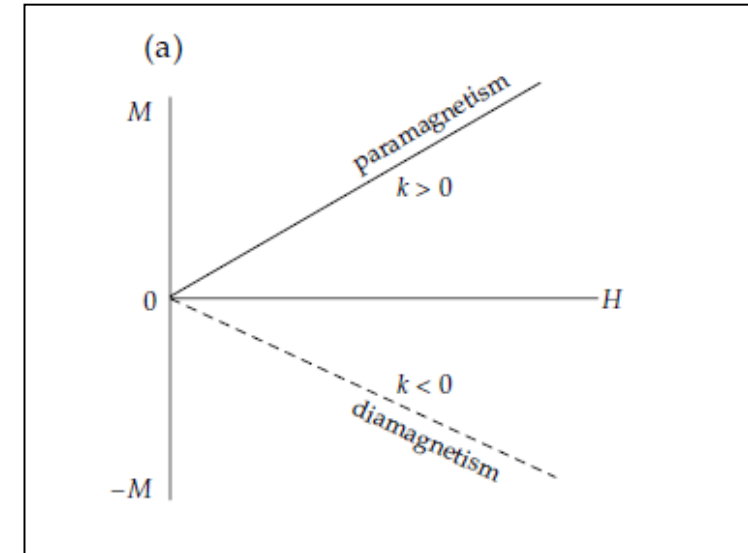
Paramagnetici

	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)	$1.3\text{-}11.0 \cdot 10^{-3}$
	Serpentine $(\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4)$	$3.1\text{-}75.0 \cdot 10^{-3}$
	Chromite $(\text{FeCr}_2\text{O}_4)$	$3\text{-}120 \cdot 10^{-3}$

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)



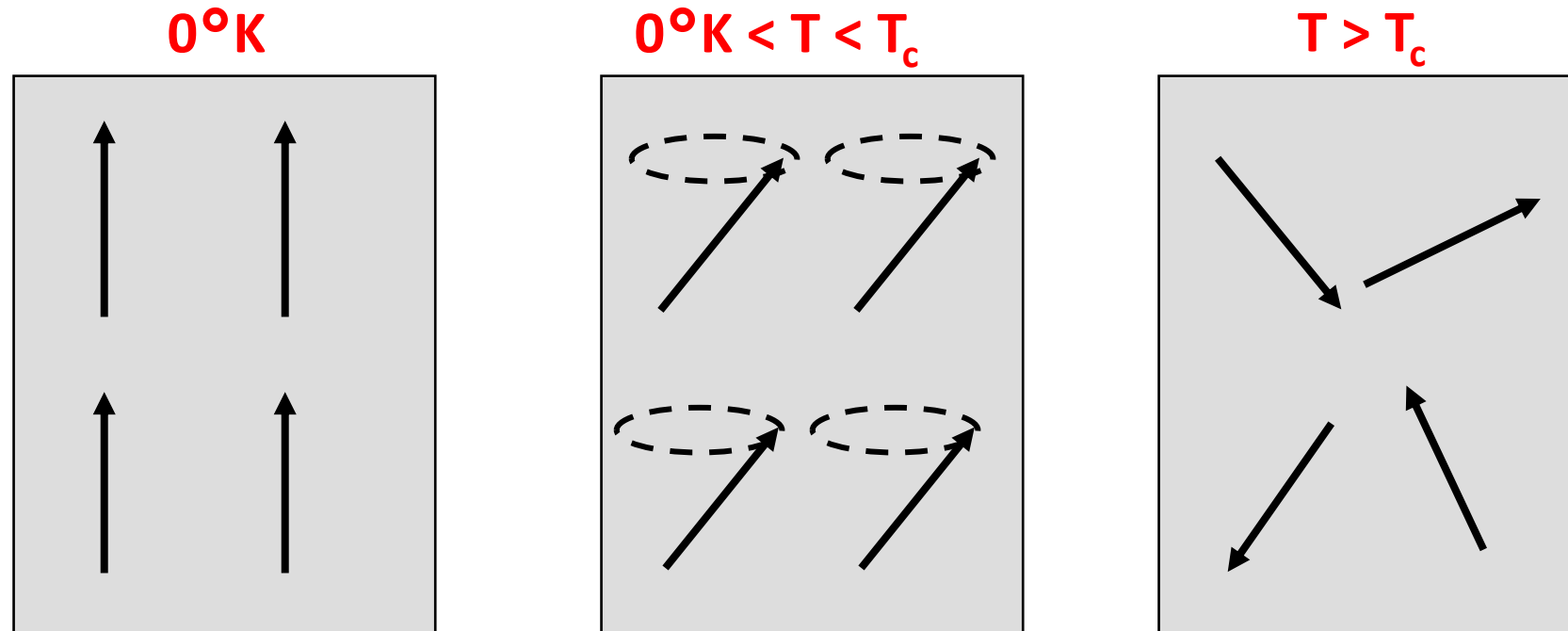
Magnetizzazione delle rocce

Allineamento di momenti magnetici a varie temperature:

a 0°K si ha un perfetto allineamento

al di sopra di questo i momenti di spin precedono 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:

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

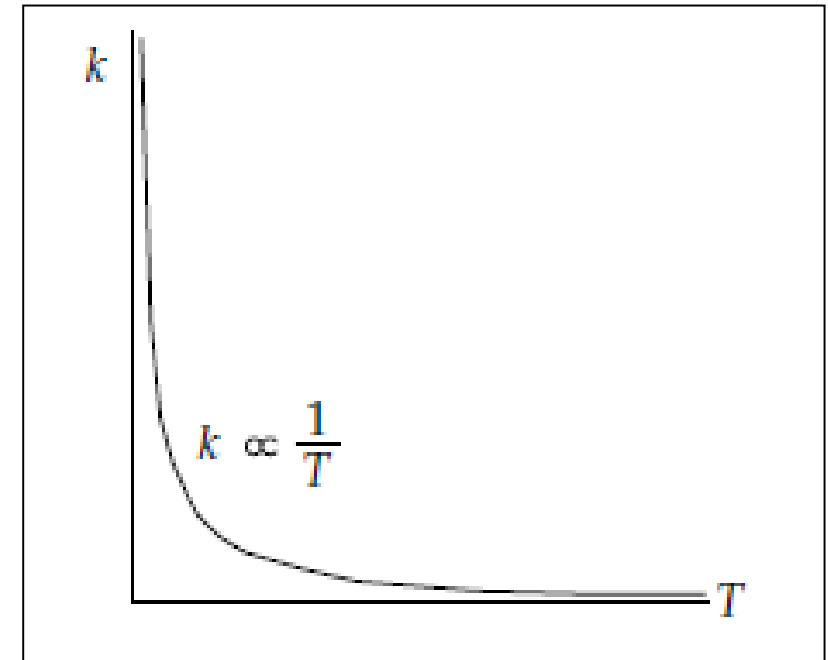
ove C è la costante di Curie e T si misura in gradi Kelvin. Ad una certa temperatura T_C , detta di Curie, la sostanza perde le sue caratteristiche magnetiche.

$T_C = 580^\circ \text{ C}$ 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	Fe_3O_4	480	585	ferrimagnet
Maghemite	$\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$	380	590-675	ferrimagnet
Titanomagnetite ($x = 0.6$)	$\text{Fe}_{2.4}\text{Ti}_{0.6}\text{O}_4$	125	150	ferrimagnet
Hematite	$\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$	≈ 2.5	675	imperfect antiferromagnet
Titanoilmenite ($y \approx 0.5$)	$\text{Fe}_{1.5}\text{Ti}_{0.5}\text{O}_3$	100	20	ferrimagnet
Goethite	$\alpha\text{-FeOOH}$	≈ 2	120	imperfect antiferromagnet
Pyrrhotite	Fe_7S_8	≈ 80	320	ferrimagnet
Greigite	Fe_3S_4	≈ 125	≈ 330	ferrimagnet

Magnetizzazione delle rocce

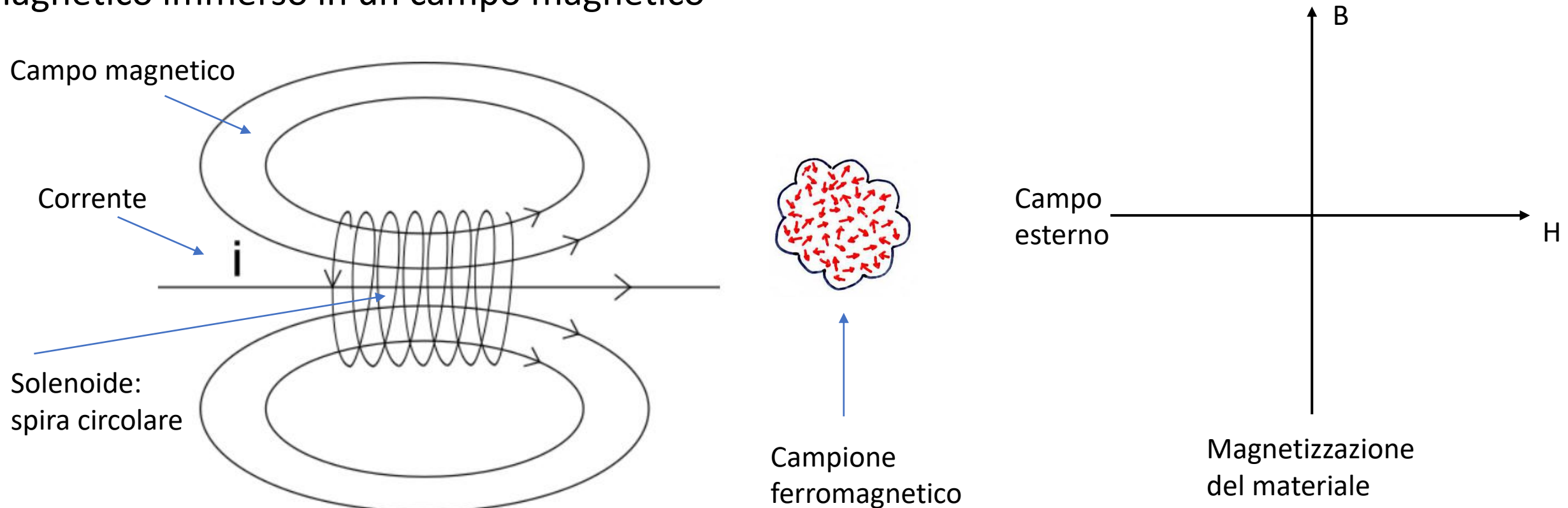
La linearità tra B ed H è solo approssimativa e non vale per le **sostanze altamente magnetiche** o **per campi esterni molto forti**. In questi casi la relazione tra B ed H è data da una curva d'isteresi

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

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

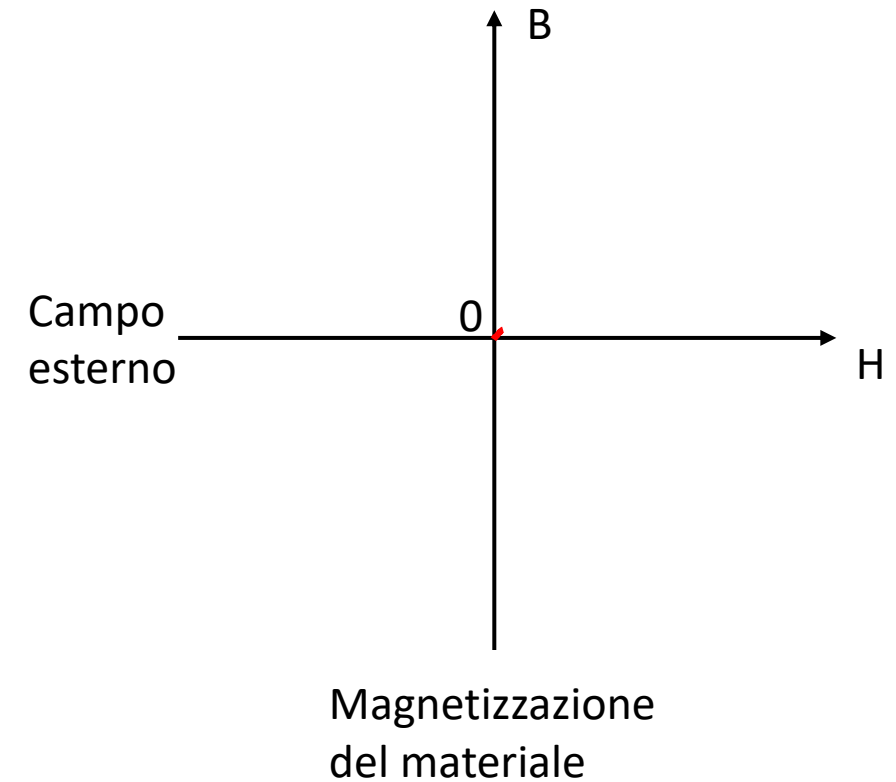
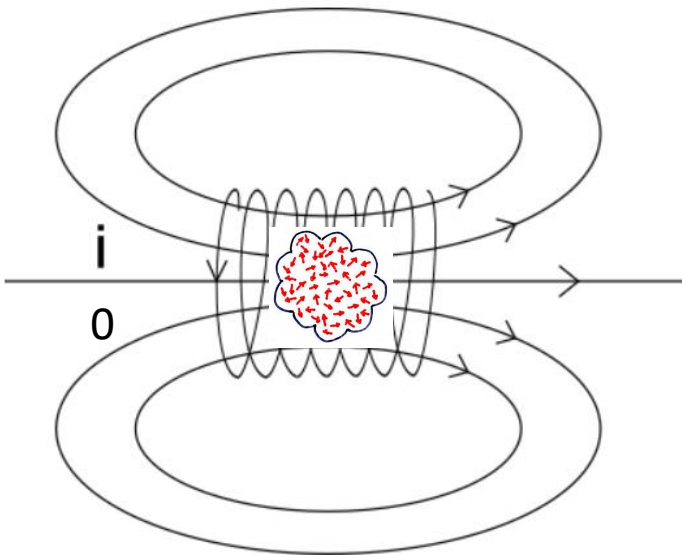
Curva di isteresi: cosa succede ad un campione di roccia altamente magnetico immerso in un campo magnetico



Magnetizzazione delle rocce

Curva di isteresi

0. $I=0 \rightarrow H=0$ e $B=0$

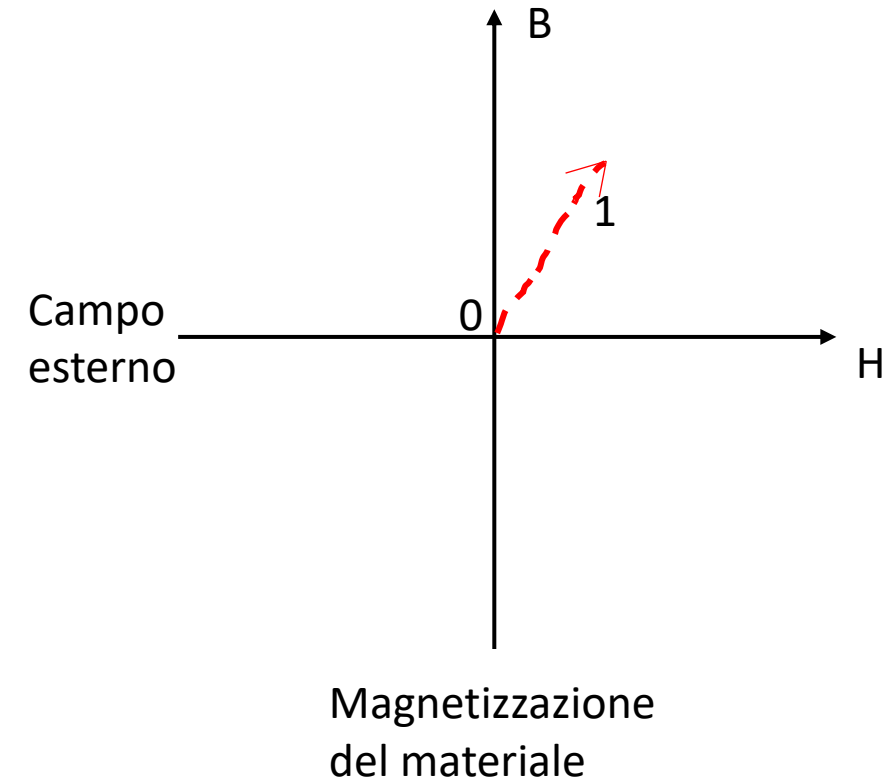
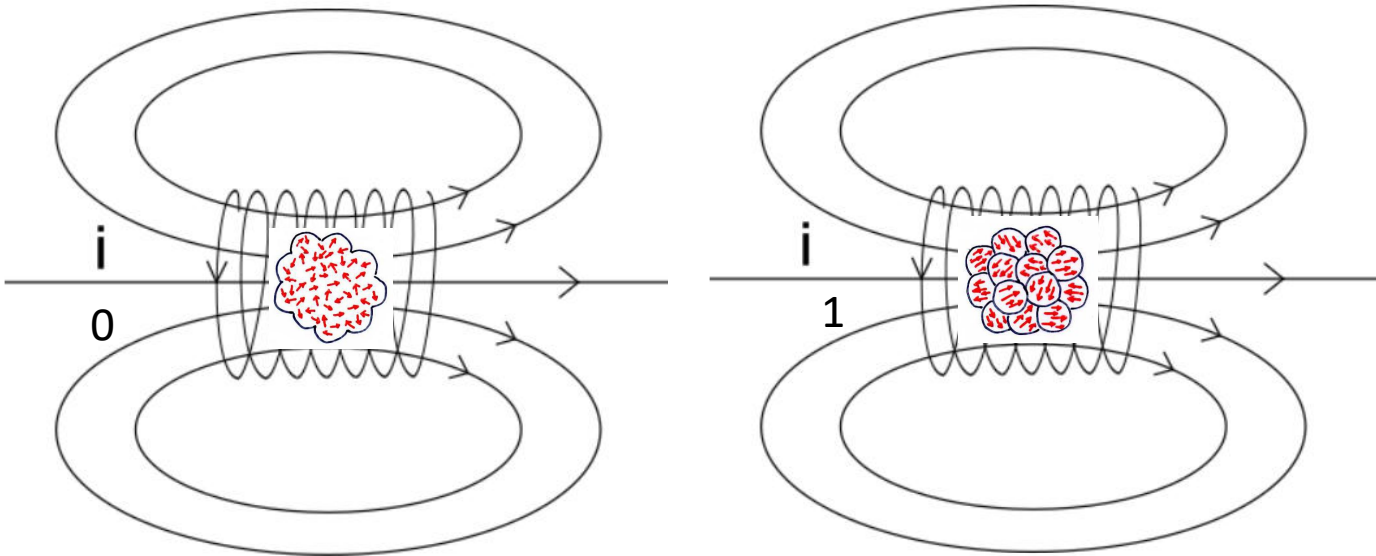


Magnetizzazione delle rocce

Curva di isteresi

0. $I=0 \rightarrow H=0$ e $B=0$

1. Immergo il campione in un campo (variamo l'intensità della corrente che lo genera): $I>0 \rightarrow H>0$ e $B>0$



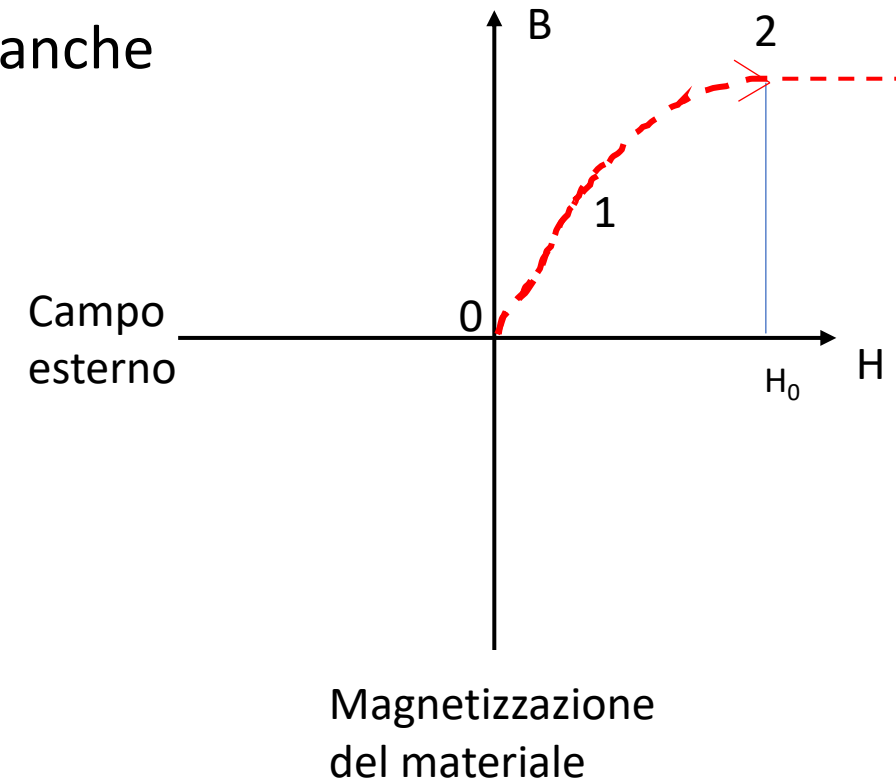
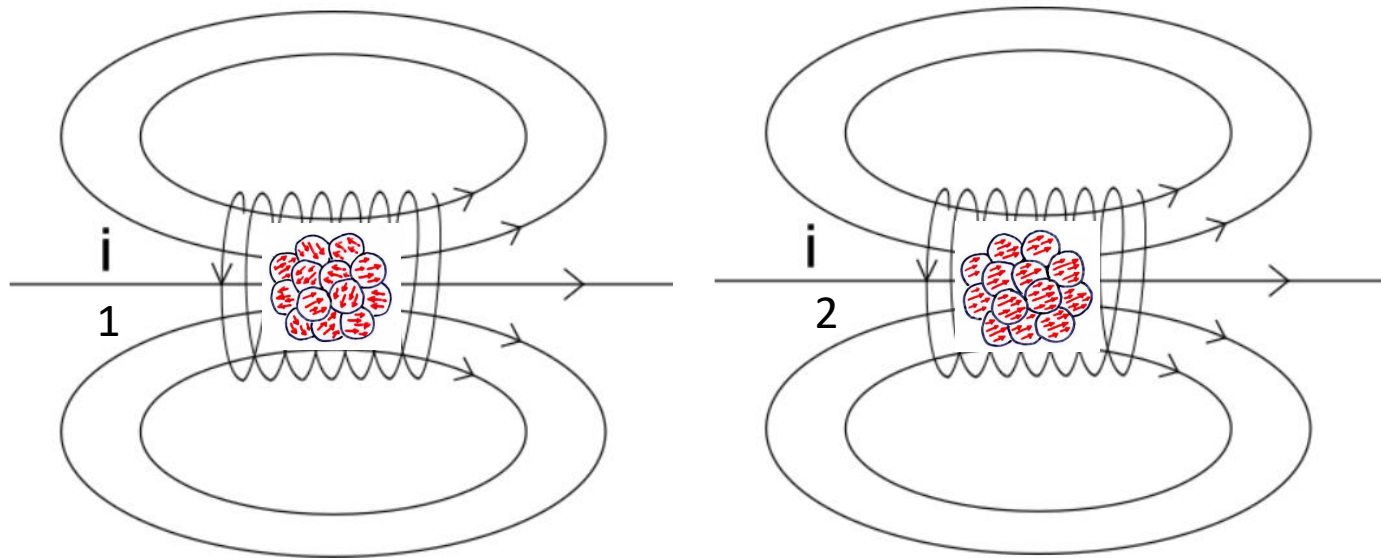
Magnetizzazione delle rocce

Curva di isteresi

0. $I=0 \rightarrow H=0$ e $B=0$

1. Immergo il campione in un campo (variamo l'intensità della corrente che lo genera): $I>0 \rightarrow H>0$ e $B>0$

2. Ad un certo punto tutti gli elementi sono allineati, per cui anche aumentando H , B non cresce: $I>>0 \rightarrow H>>0$ e $B=\text{cost}$



Magnetizzazione delle rocce

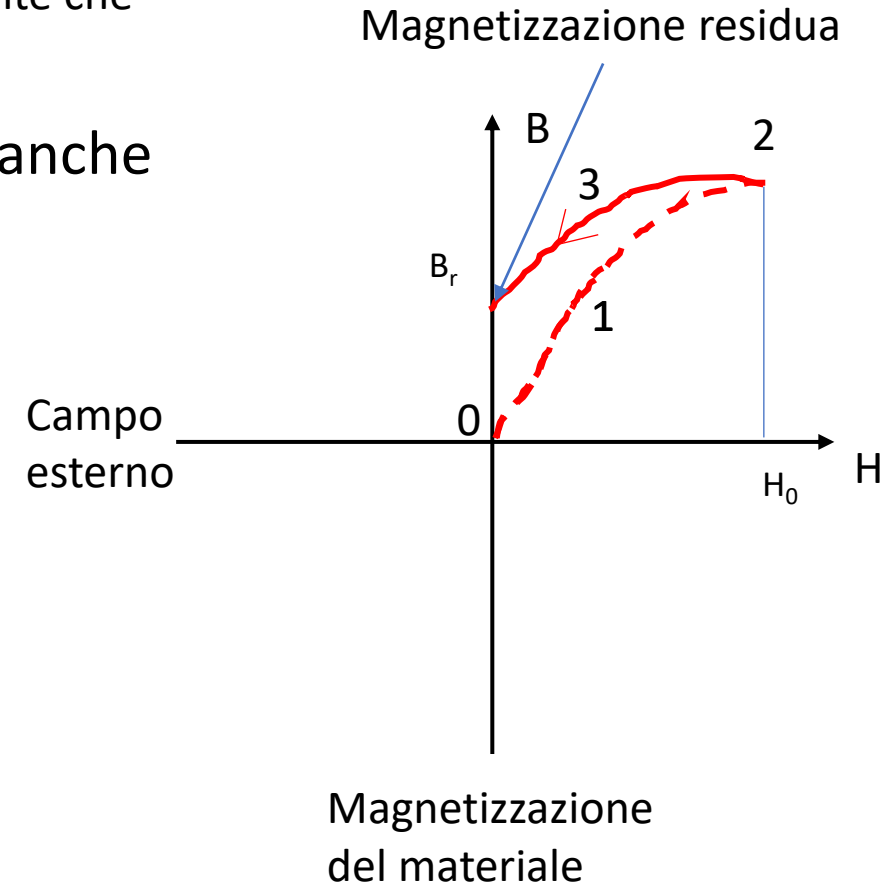
Curva di isteresi

0. $I=0 \rightarrow H=0$ e $B=0$

1. Immergo il campione in un campo (variamo l'intensità della corrente che lo genera): $I>0 \rightarrow H>0$ e $B>0$

2. Ad un certo punto tutti gli elementi sono allineati, per cui anche aumentando H , B non cresce: $I>>0 \rightarrow H>>0$ e $B=\text{cost}$

3. Riduco il campo H fino a 0 -> nel campione resta una **magnetizzazione residua (B_r)**: $I<< \rightarrow H=0$ e $B=B_r$



Magnetizzazione delle rocce

Curva di isteresi

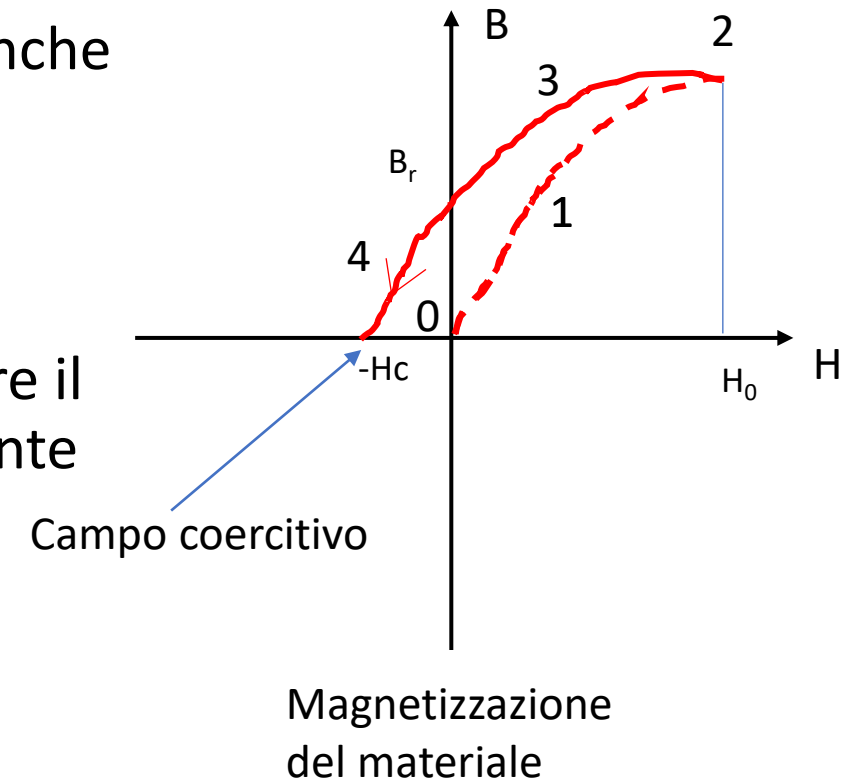
0. $I=0 \rightarrow H=0$ e $B=0$

1. Immergo il campione in un campo (variamo l'intensità della corrente che lo genera): $I>0 \rightarrow H>0$ e $B>0$

2. Ad un certo punto tutti gli elementi sono allineati, per cui anche aumentando H , B non cresce: $I>>0 \rightarrow H>>0$ e $B=\text{cost}$

3. Riduco il campo H fino a 0 -> nel campione resta una **magnetizzazione residua (B_r)**: $I<< \rightarrow H=0$ e $B=B_r$

4. Per eliminare la magnetizzazione del materiale devo invertire il campo H (**$-H_c$: campo coercitivo**) quindi applicare una corrente in verso opposto: $I<0 \rightarrow H<0$ e $B=0$



Magnetizzazione delle rocce

Curva di isteresi

0. $I=0 \rightarrow H=0$ e $B=0$

1. Immergo il campione in un campo (variamo l'intensità della corrente che lo genera): $I>0 \rightarrow H>0$ e $B>0$

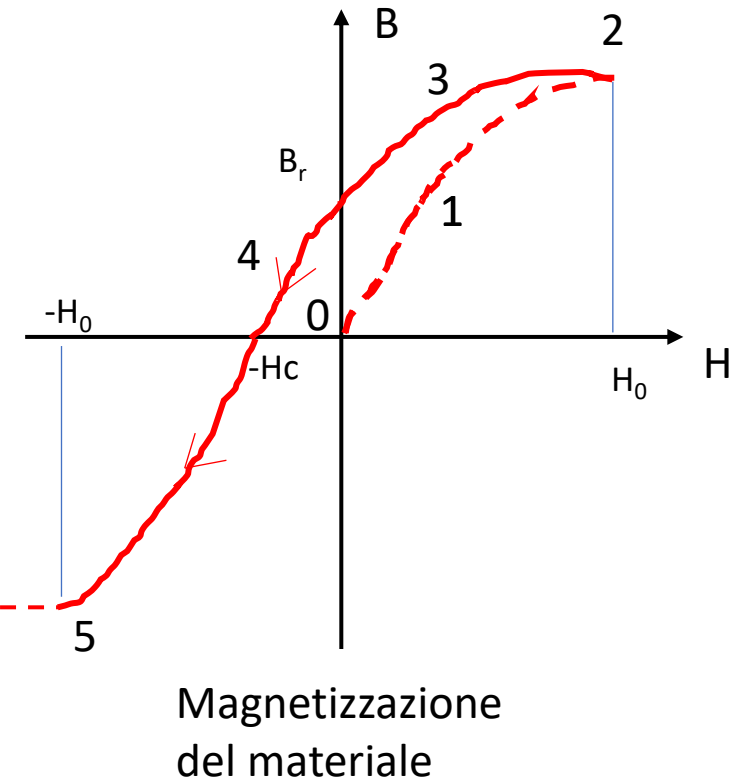
2. Ad un certo punto tutti gli elementi sono allineati, per cui anche aumentando H , B non cresce: $I>>0 \rightarrow H>>0$ e $B=\text{cost}$

3. Riduco il campo H fino a 0 $\rightarrow$ nel campione resta una **magnetizzazione residua (B_r)**: $I<< \rightarrow H=0$ e $B=B_r$

4. Per eliminare la magnetizzazione del materiale devo invertire il campo H (**$-H_c$: campo coercitivo**) quindi applicare una corrente in verso opposto: $I<0 \rightarrow H<0$ e $B=0$

5. Continuando ad aumentare la corrente in verso opposto ad un certo punto tutti gli elementi saranno allineati: $I<<0 \rightarrow H<<0$ e $B=-\text{cost}$

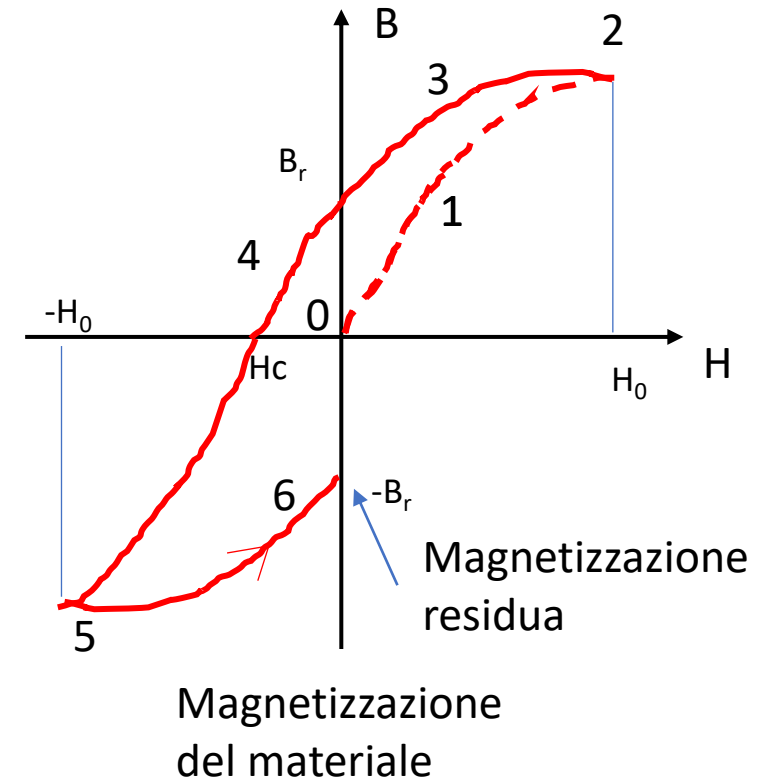
Il ciclo si inverte



Magnetizzazione delle rocce

Curva di isteresi

6. Riduco il campo H fino a 0 $\rightarrow$ nel campione resta una **magnetizzazione residua ($-B_r$)**: $I \ll \rightarrow H=0$ e $B=B_r$

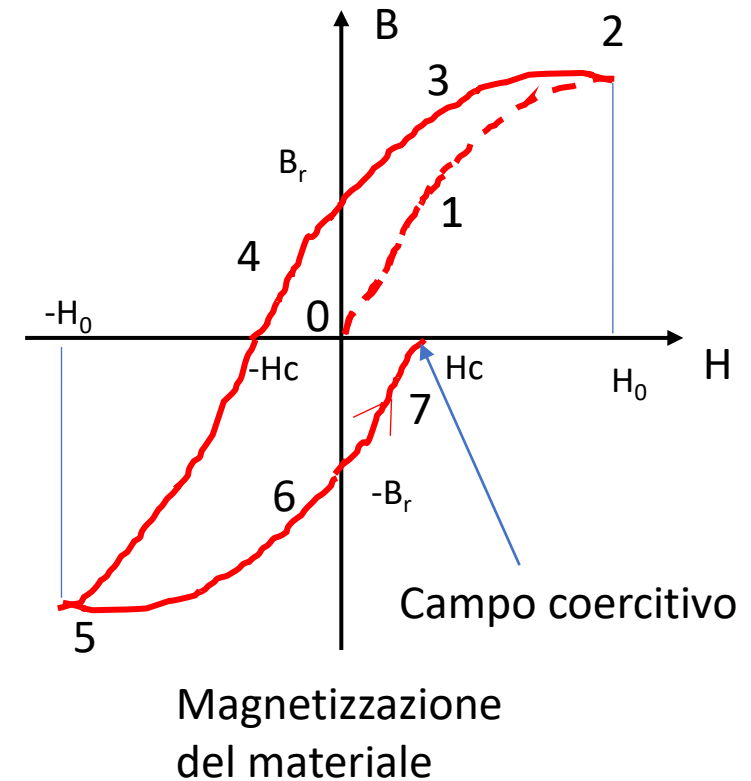


Magnetizzazione delle rocce

Curva di isteresi

6. Riduco il campo H fino a 0 $\rightarrow$ nel campione resta una **magnetizzazione residua ($-B_r$)**: $I < 0 \rightarrow H=0$ e $B=B_r$

7. Per eliminare la magnetizzazione del materiale devo invertire di nuovo il campo H (**H_c : campo coercitivo**) quindi applicare una corrente in verso opposto: $I > 0 \rightarrow H > 0$ e $B=0$



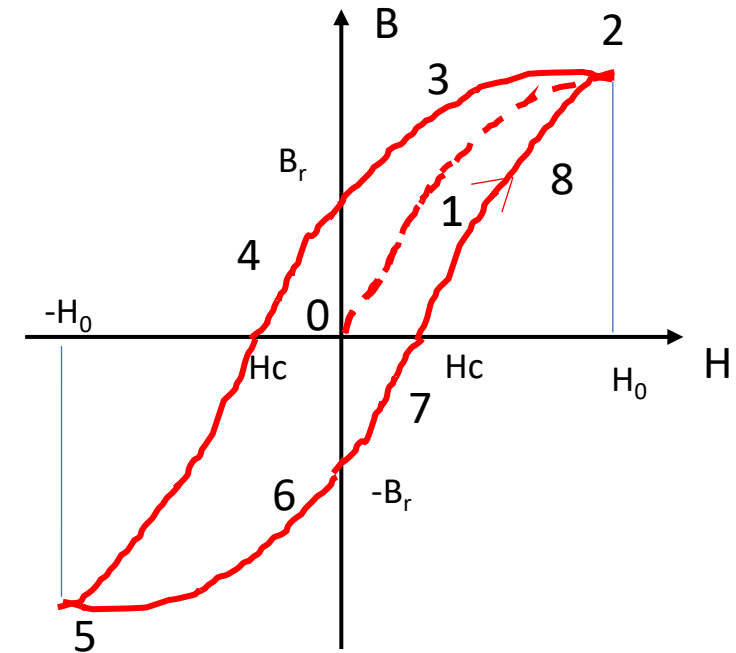
Magnetizzazione delle rocce

Curva di isteresi

6. Riduco il campo H fino a 0 $\rightarrow$ nel campione resta una **magnetizzazione residua ($-B_r$)**: $I < 0 \rightarrow H = 0$ e $B = B_r$

7. Per eliminare la magnetizzazione del materiale devo invertire di nuovo il campo H (**H_c : campo coercitivo**) quindi applicare una corrente in verso opposto: $I > 0 \rightarrow H > 0$ e $B = 0$

8. Continuando ad aumentare la corrente il campo H continuerà a crescere, ma ad un certo punto tutti gli elementi saranno allineati ed il campo B resterà costante: $I \gg 0 \rightarrow H \gg 0$ e $B = \text{cost}$



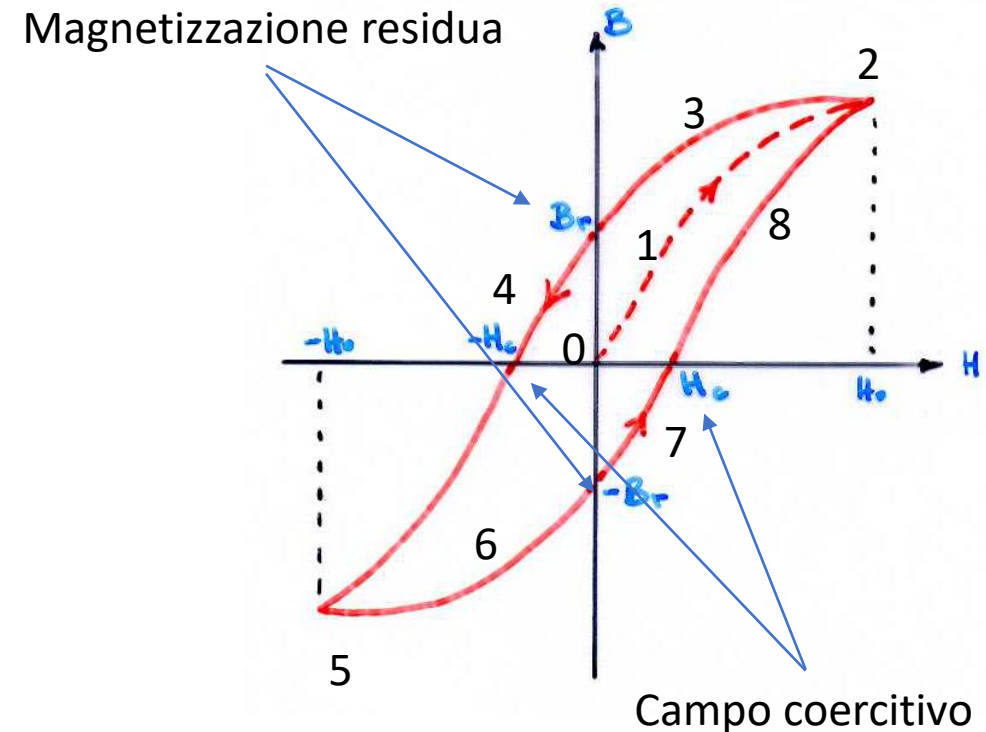
Magnetizzazione
del materiale

Magnetizzazione delle rocce

Curva di isteresi

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

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 $\text{Fe}_3\text{O}_4 \rightarrow$ 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:	$\rightarrow$ 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 per 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**.

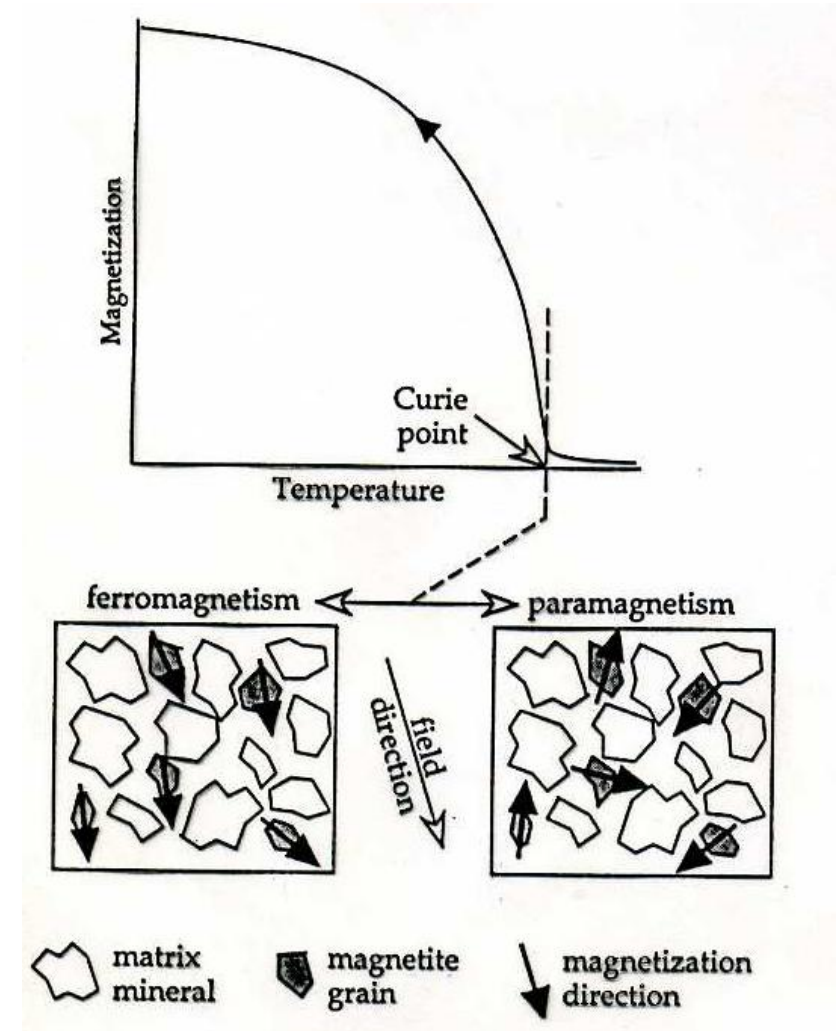
La magnetizzazione termoresidua è in genere molto più forte di quella indotta: il rapporto tra le due è detto **rapporto di Königsberg Q**.

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

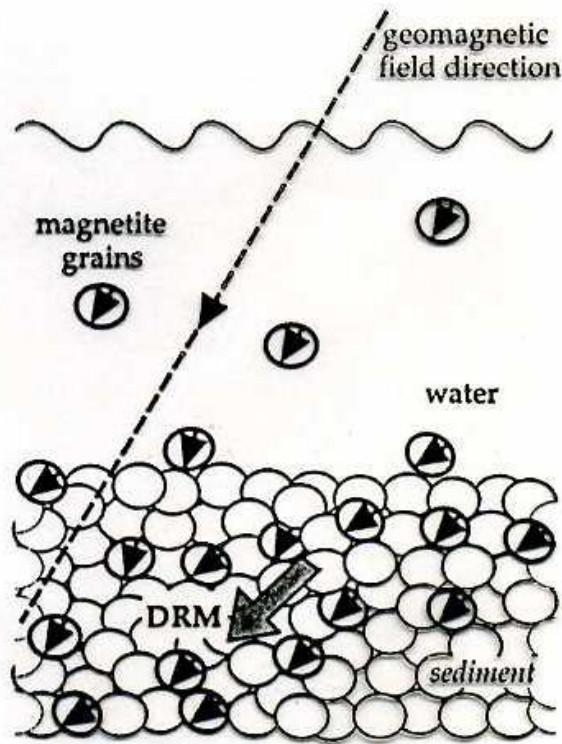
Magnetizzazione delle rocce

Con un raffreddamento attraverso la temperatura di Curie lo stato magnetico dei granelli di magnetite si modifica da paramagnetismo a ferromagnetismo. Con un ulteriore raffreddamento le magnetizzazioni nei granelli di magnetite si bloccano vicino la direzione del campo.

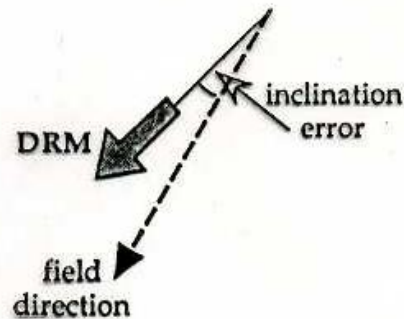
La magnetizzazione termoresidua risultante è parallela alla direzione del campo.



Magnetizzazione delle rocce



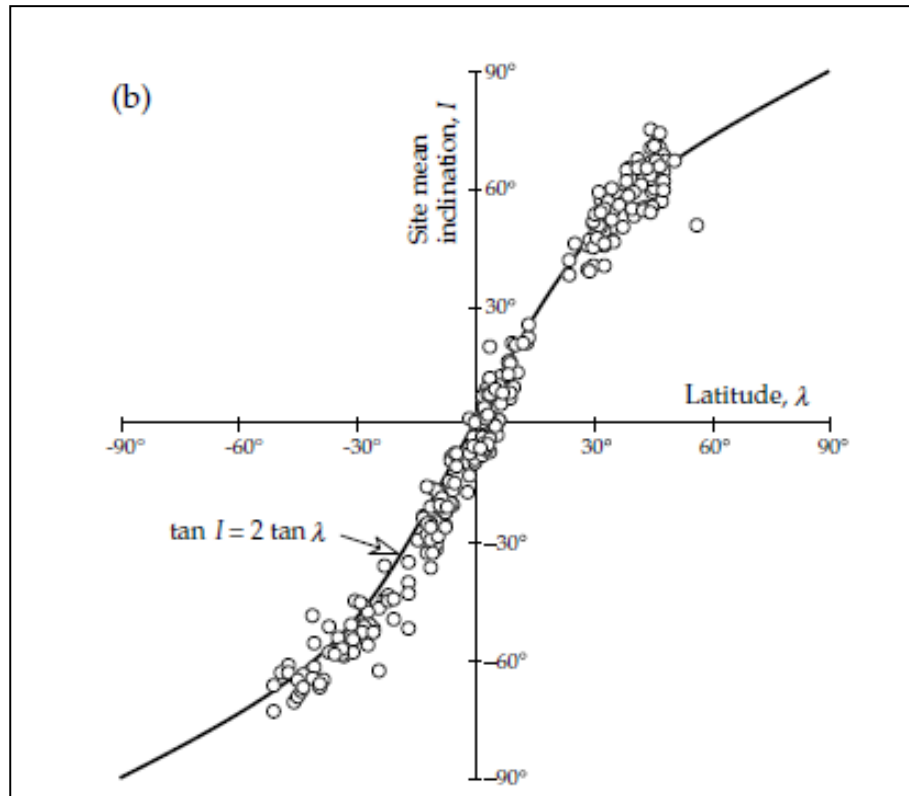
Anche le rocce sedimentarie possono avere una magnetizzazione residua, sebbene non fossero mai state calde sui 500°C , ma la loro magnetizzazione è in genere molto minore. Esse possono essere magnetizzate in due modi: tramite la **magnetizzazione residua da sedimentazione (o deposizionale)** in cui i 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 (D) e l'inclinazione (I) 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 (polo geomagnetico virtuale)** 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

Se si ottengono le posizioni del polo paleomagnetico da rocce di diversa età dello stesso continente, queste 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.

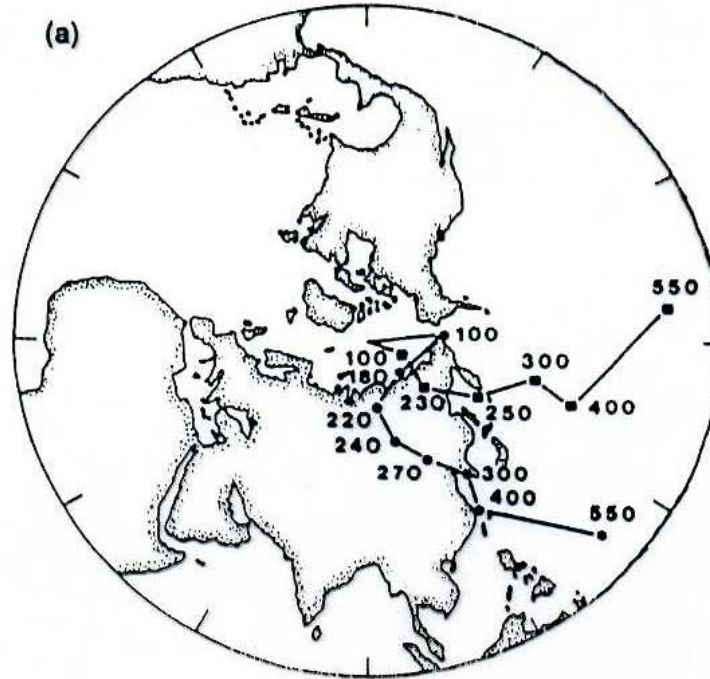


Fig. a) cammini del polo per il Nord America (cerchi) e per l'Europa (quadrati)

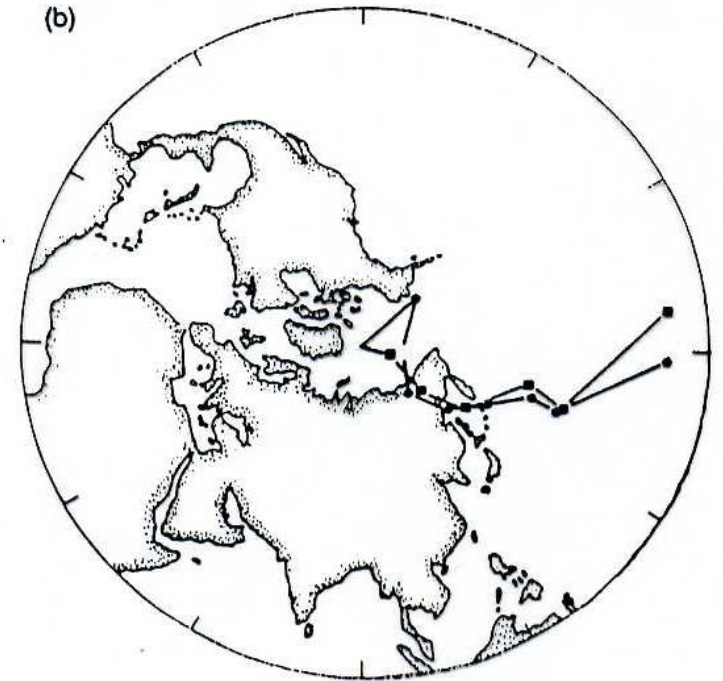


Fig. b) cammini del polo per il Nord America e per l'Europa tenendo conto dell'apertura dell'oceano Atlantico.

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

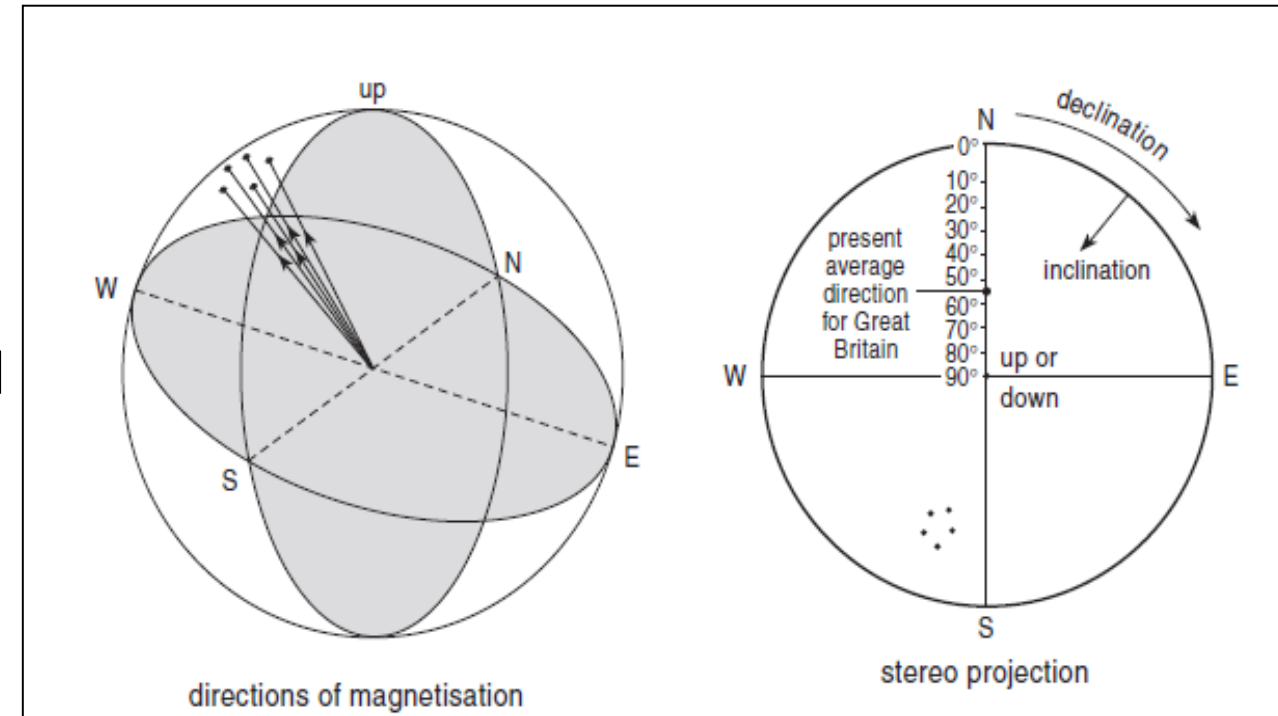
LABORATORIO: Devono essere applicate tecniche di laboratorio che eliminino le componenti indesiderate e isolino la magnetizzazione primaria. Questo processo è chiamato "pulizia magnetica"

Magnetizzazione delle rocce

Paleomagnetismo:

Su una sfera unitaria centrata nel sito di osservazione la direzione del campo è identificata dal punto di intersezione tra la superficie e la direzione stessa.

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.

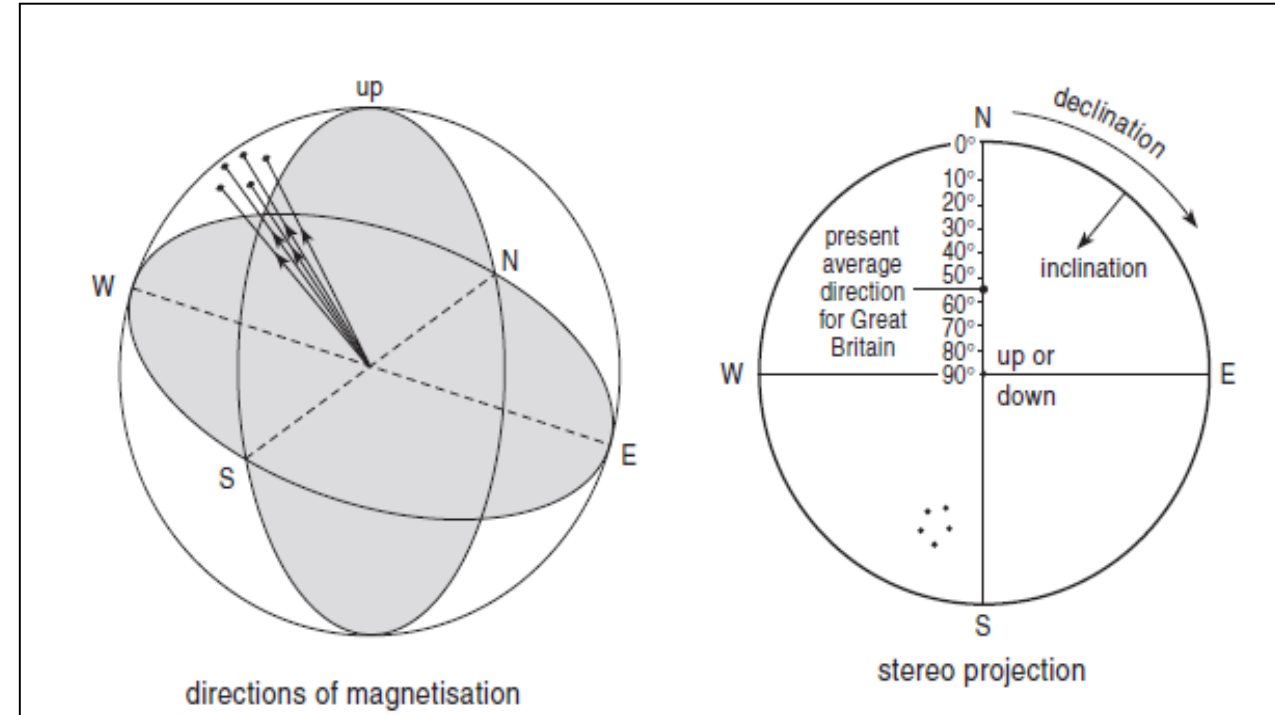


Magnetizzazione delle rocce

Paleomagnetismo:

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)



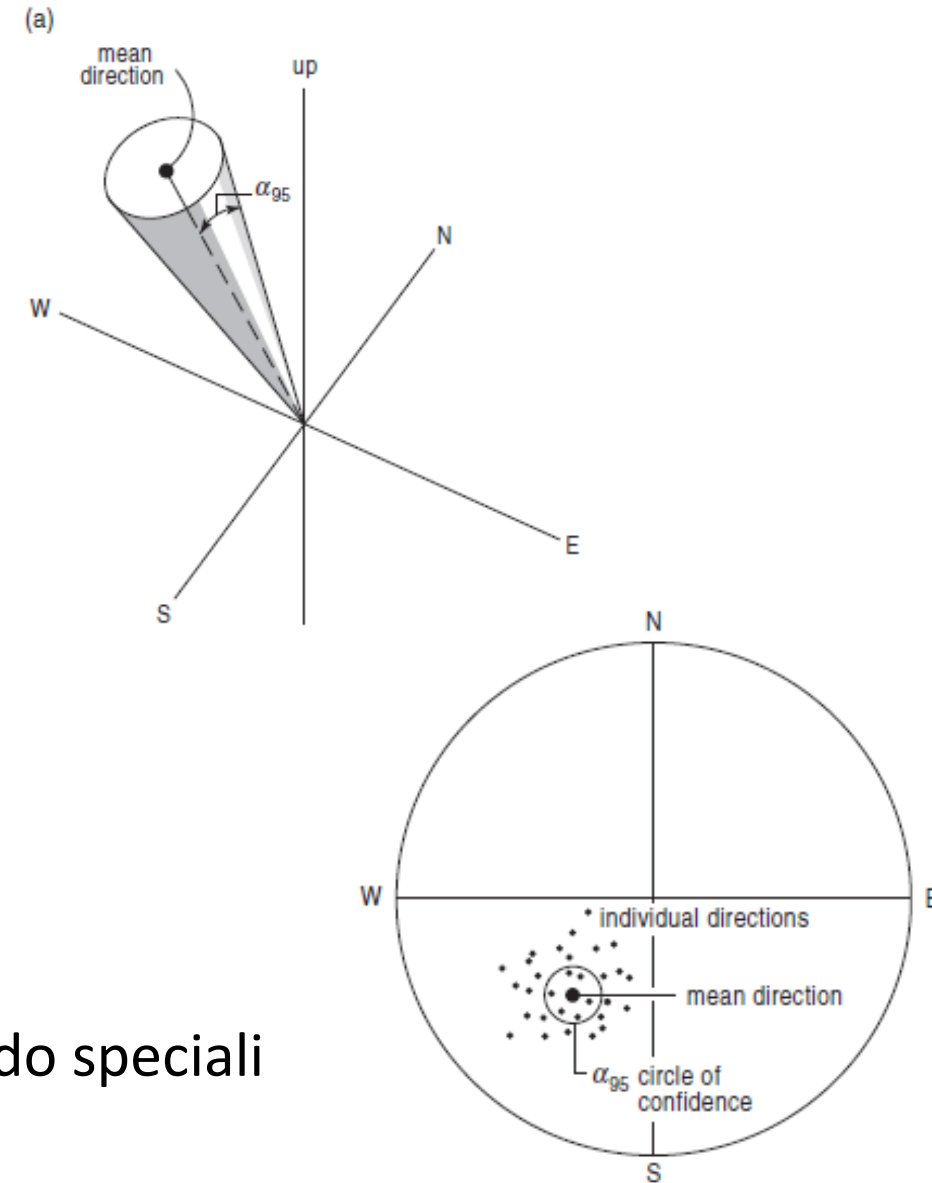
Magnetizzazione delle rocce

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

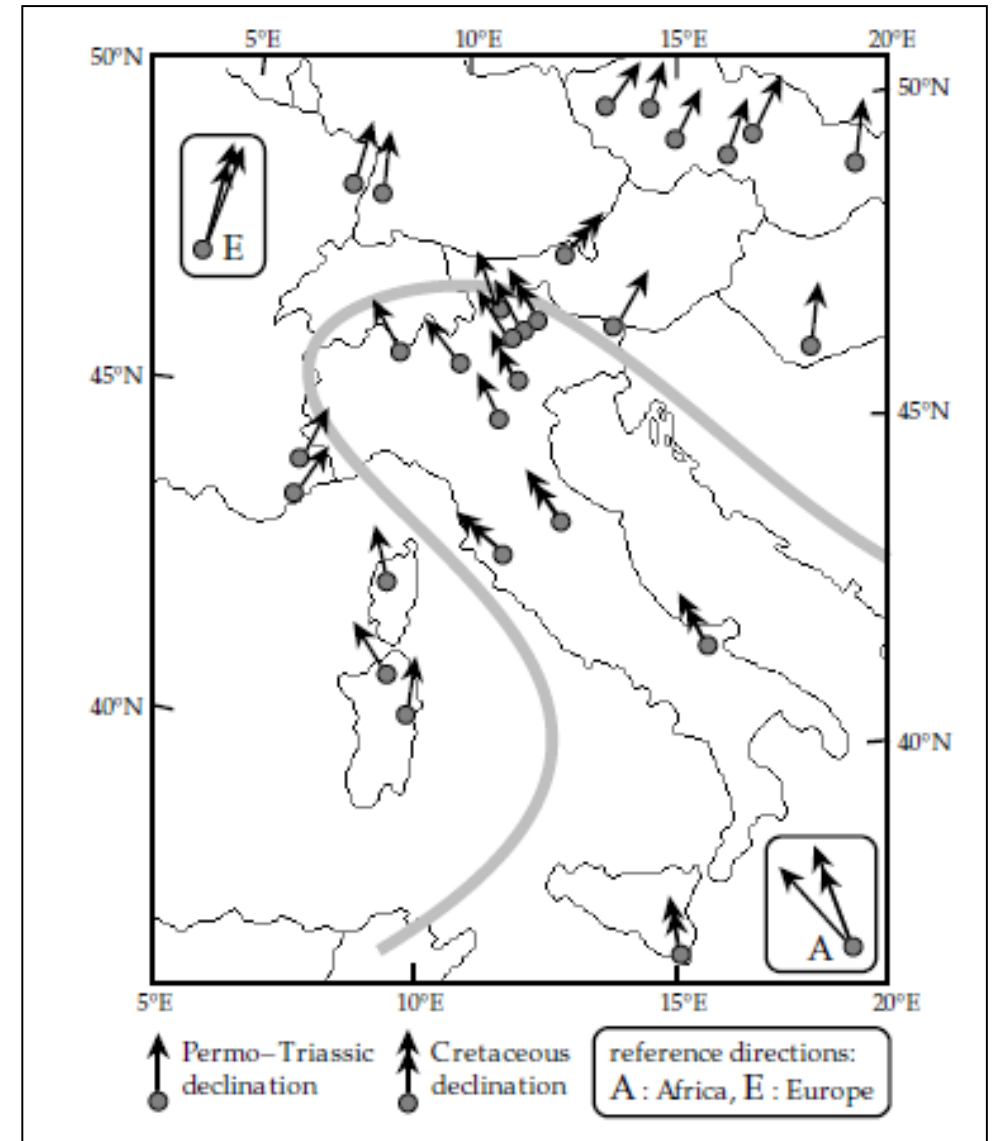
Paleomagnetismo:

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

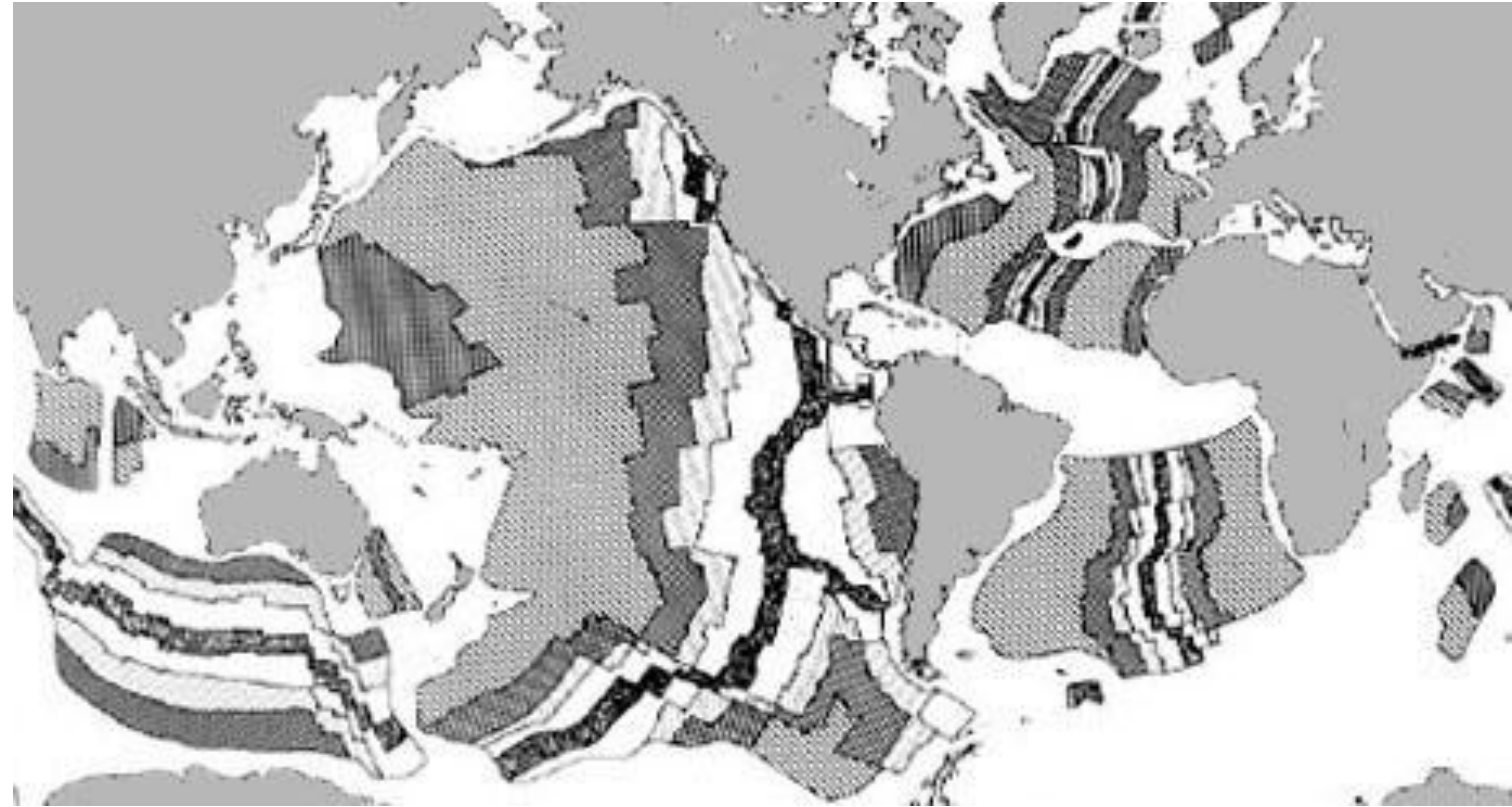
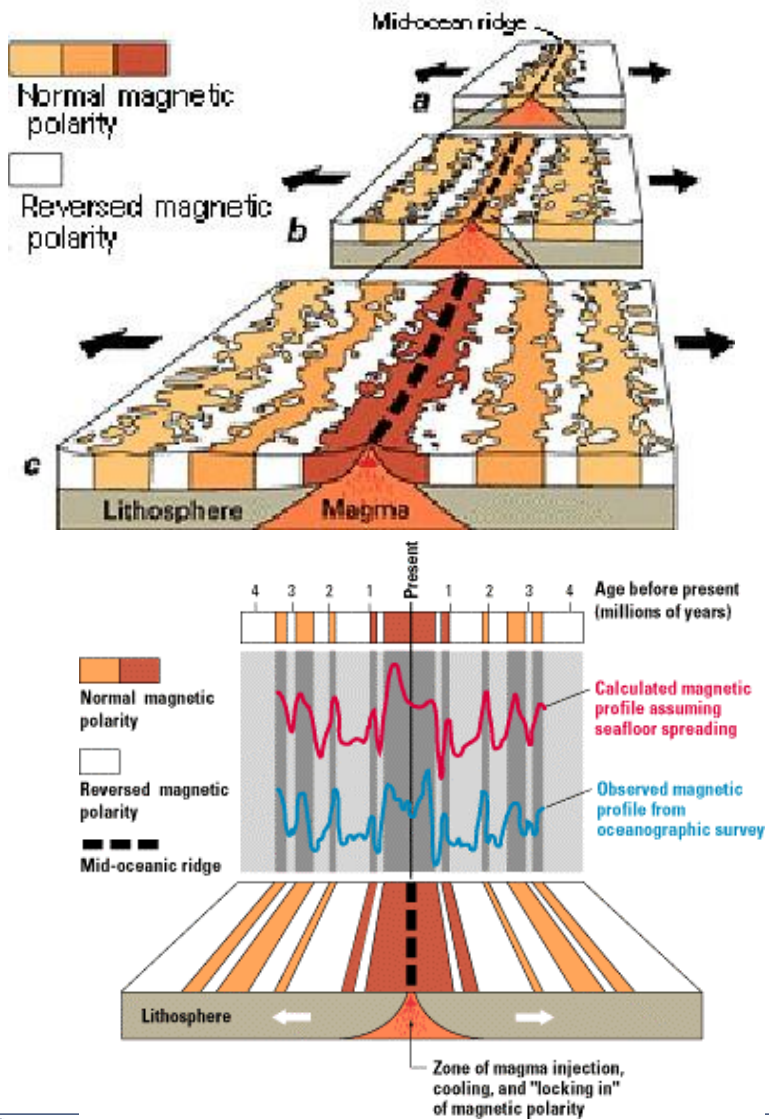
Per utilizzare i dati paleomagnetici su scala più ampia, le direzioni osservate devono essere confrontate con direzioni di riferimento adeguate.

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

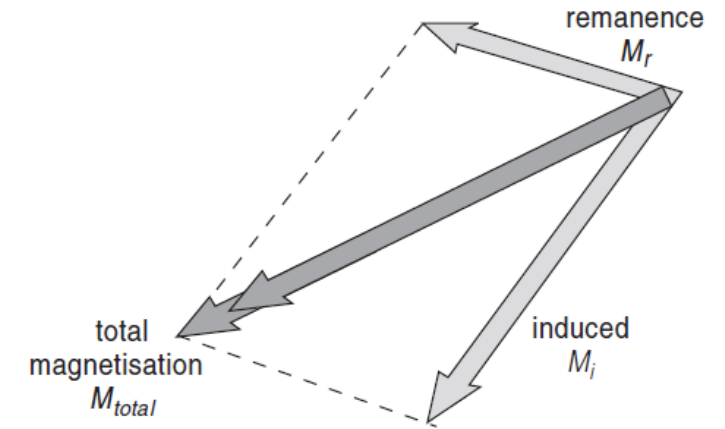


Prospezioni (indagini) magnetiche

Misure magnetiche

Ogni roccia di solito contiene una piccola quantità di minerali ferromagnetici. Come abbiamo visto, questi granelli possono magnetizzarsi permanentemente durante la formazione della roccia o con un meccanismo successivo. La **magnetizzazione residua** (M_r) della roccia non è correlata al campo geomagnetico odierno, ma è correlata al campo magnetico terrestre nel passato geologico. La sua direzione è generalmente diversa da quella del campo odierno o indotto (M_i). Di conseguenza, M_r e M_i non sono generalmente parallele.

La **magnetizzazione totale**, M_{totale} , di una roccia è la **somma delle magnetizzazioni indotte e residue**, tenendo conto delle loro direzioni



N.B. La presenza di rimanenze rende più incerta l'interpretazione delle anomalie magnetiche perché la sua direzione è generalmente sconosciuta, a differenza di quella della magnetizzazione indotta. Se possibile, il suo valore dovrebbe essere determinato misurando campioni di roccia.

Misure magnetiche

Lo scopo del **rilevamento magnetico** è **identificare e descrivere le regioni della crosta terrestre che hanno magnetizzazioni insolite** (anomale). Nell'ambito della *geofisica applicata* le magnetizzazioni anomale potrebbero essere associate a mineralizzazioni locali potenzialmente di interesse commerciale, oppure potrebbero essere dovute a strutture sotterranee che influiscono sull'ubicazione dei giacimenti petroliferi. Nella *geofisica globale*, il rilevamento magnetico sulle dorsali oceaniche ha fornito indizi vitali che hanno portato alla teoria della tettonica a placche e hanno rivelato la storia della polarità del campo magnetico terrestre sin dal Giurassico inferiore.

Alcune applicazioni:

Posizione di oggetti metallici: tubi, cavi, ordigni militari

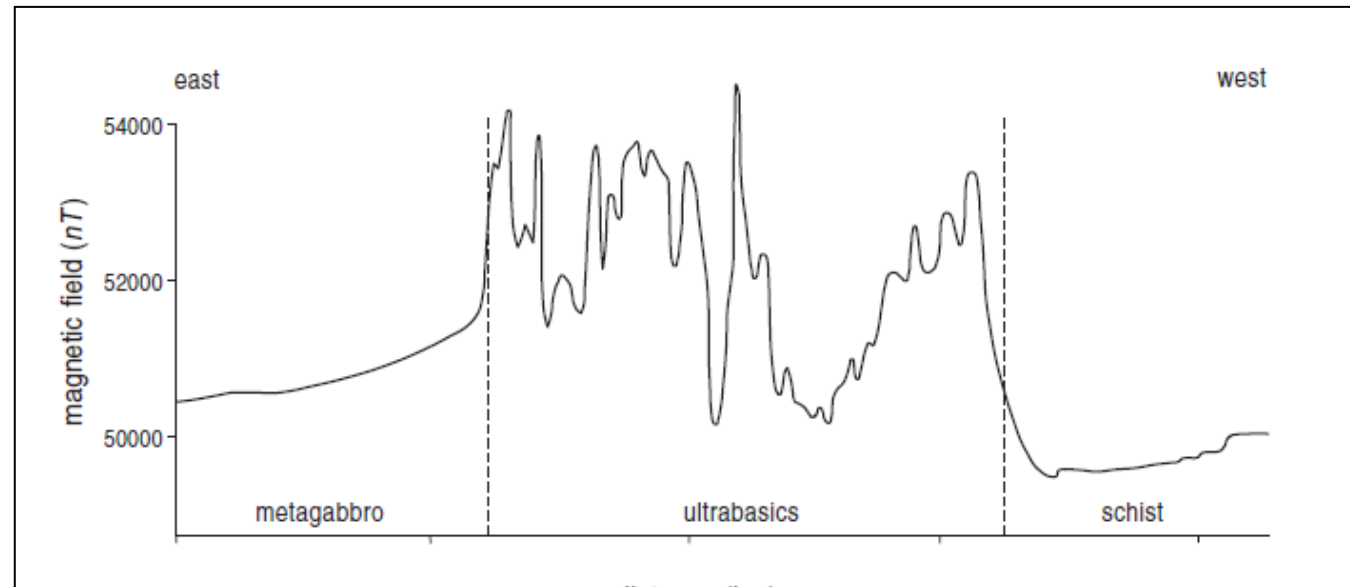
Mappatura vicino alla superficie: siti archeologici, pozzi minerari nascosti, intrusioni ignee.

Esplorazione Mineraria: identificazione di depositi metalliferi, ad esempio solfuri massicci

Mappatura geologica del substrato roccioso: identificazione di faglie e confini geologici, in particolare al di sotto della copertura sedimentaria.

Misure magnetiche

Il rilevamento magnetico offre quindi **un modo conveniente per mappare i contatti**. La variazione all'interno delle ultrabasiche (dovuta alla disomogeneità e al variare della quantità di alterazione della roccia) illustra **come il carattere dell'anomalia possa talvolta essere utilizzato come identificazione preliminare della litologia**, utile nell'interpretazione delle mappe aeromagnetiche.



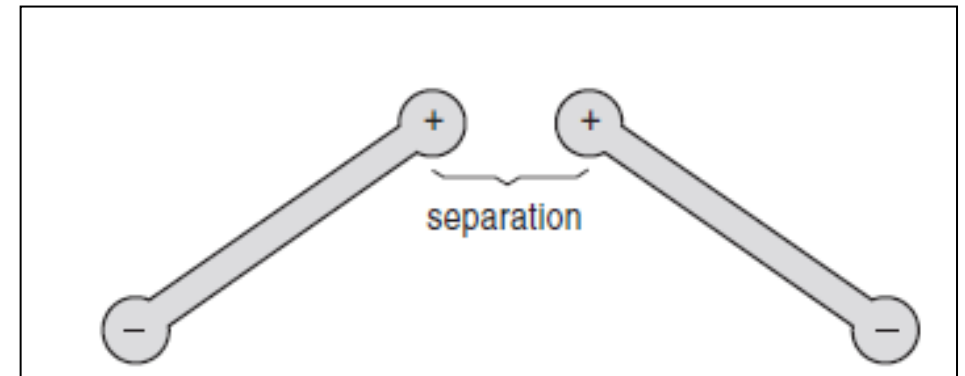
Misure magnetiche

Le anomalie magnetiche

Per comprendere le **forme dell'anomalia magnetica** utilizzeremo il concetto di distribuzione dei poli magnetici. Un corpo magnetico può essere pensato come fatto di poli magnetici. **I poli si presentano sempre come coppie positive e negative, ma i magneti possono essere così lunghi e sottili che l'effetto di un singolo polo può essere isolato.**

I poli si respingono se sono entrambi positivi o entrambi negativi **ma si attraggono** se di polarità opposta.

In entrambi i casi, la forza è proporzionale al quadrato inverso della loro separazione (come l'attrazione gravitazionale tra piccole masse). Quando si calcola il campo magnetico dovuto a un corpo solitamente si devono sommare i campi di una o più coppie di poli opposti. Il corpo più semplice è un dipolo

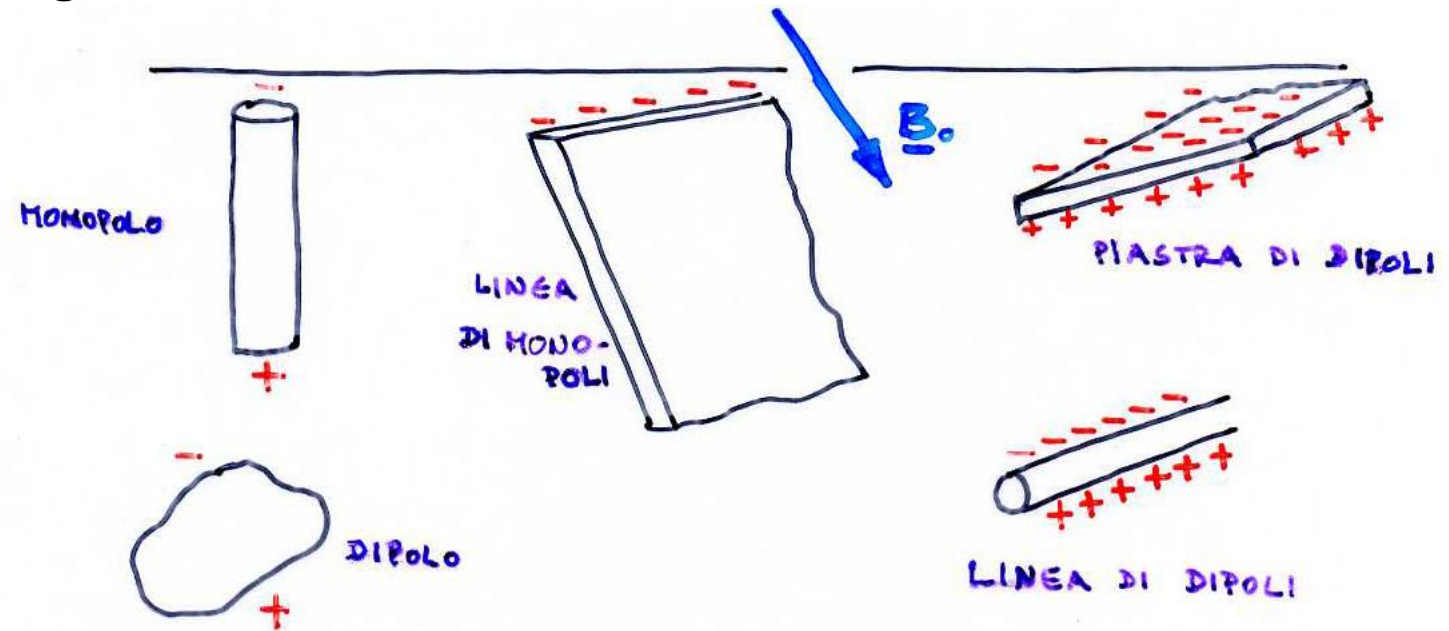


Misure magnetiche

Un'**anomalia magnetica** rappresenta un **disturbo locale del CMT** dovuto ad una variazione locale nella magnetizzazione/contrasto di magnetizzazione.

L'anomalia osservata esprime l'effetto complessivo della magnetizzazione indotta e quella residua, che possono avere intensità e direzioni diverse. Poichè la magnetizzazione residua è altamente variabile e poco misurata, le anomalie vengono interpretate come se la magnetizzazione indotta fosse l'unica sorgente dell'anomalia.

Le anomalie magnetiche vengono di solito interpretate in termini di dipoli e monopoli (singoli, linee, piastre) a seconda dell'estensione geometrica dei corpi geologici a cui sono associate.



Misure magnetiche

Le anomalie sono diverse perché un corpo suscettibile sarà magnetizzato nella direzione del campo terrestre.

Il corpo produce quindi il proprio campo attorno a sé che è simile a un campo di dipolo. Quel campo indotto si aggiunge vettorialmente al campo ambientale

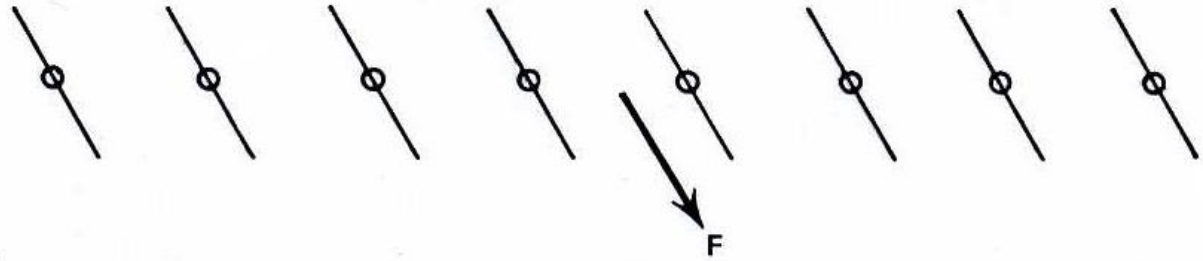


Figure 20. Direction of Components Measured by Total Field Magnetometer

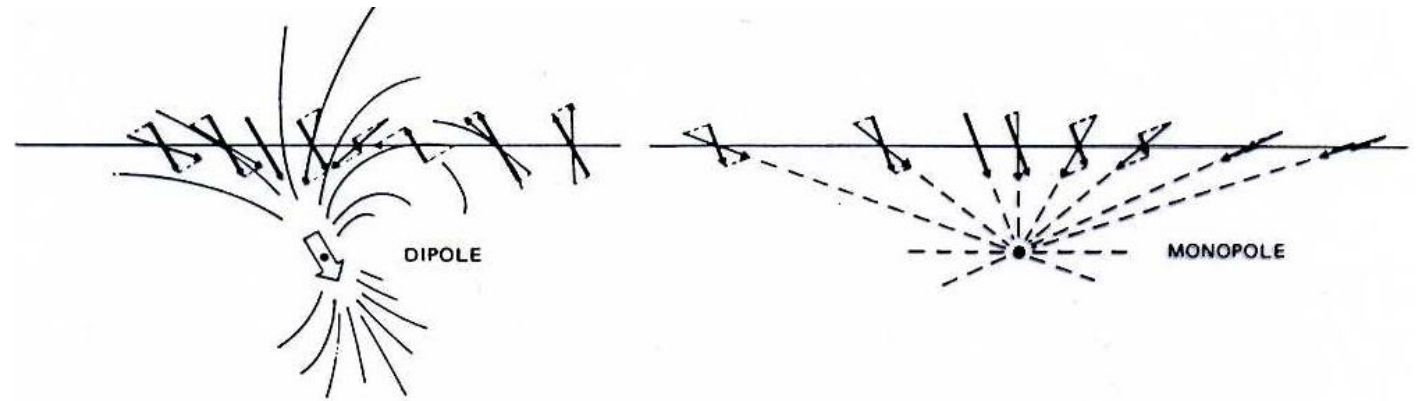


Figure 21. Total Field Components of Tangent to Field Lines of Dipole and Monopole

Misure magnetiche

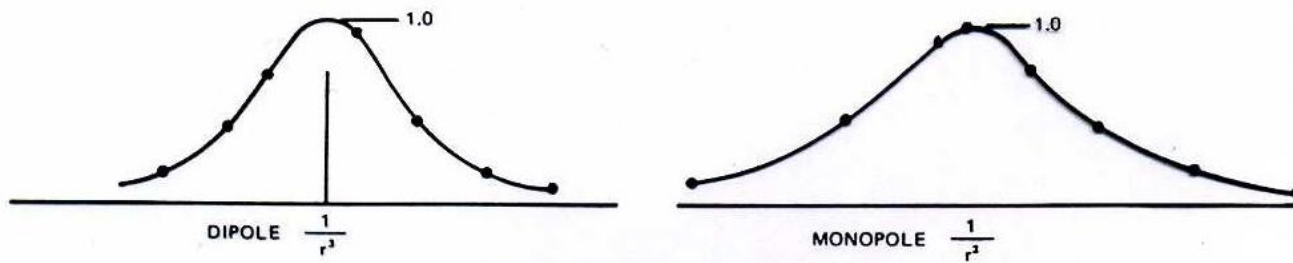


Figure 22. Fall-off Rate
(Relative intensity or length of vectors in Figure 21)

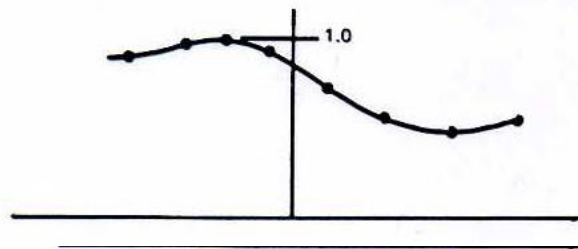


Figure 23. Aspect Factor
(Relative Intensity of Dipole of Figure 21 with Respect to Angle from Axis at Various Points Along Profile)

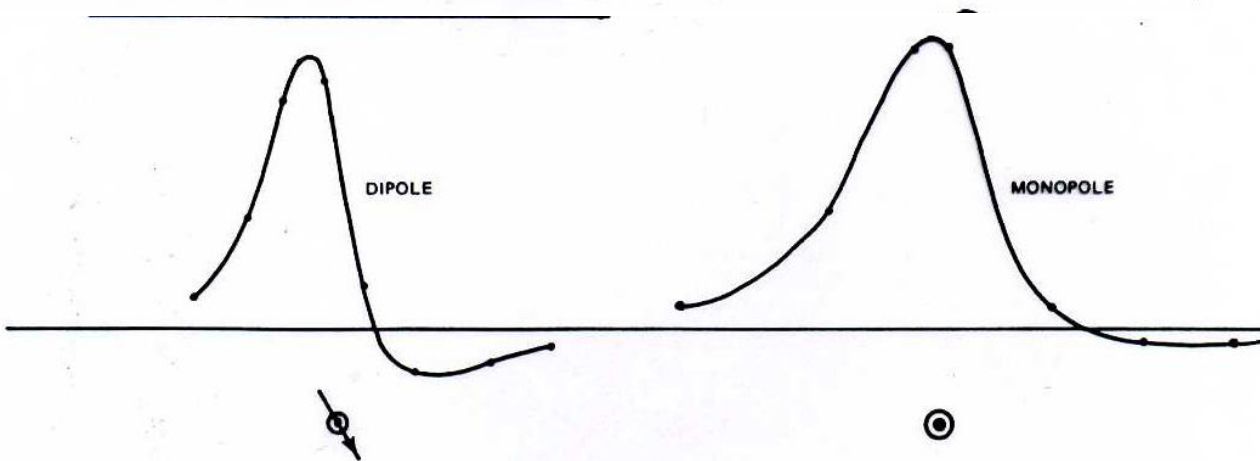
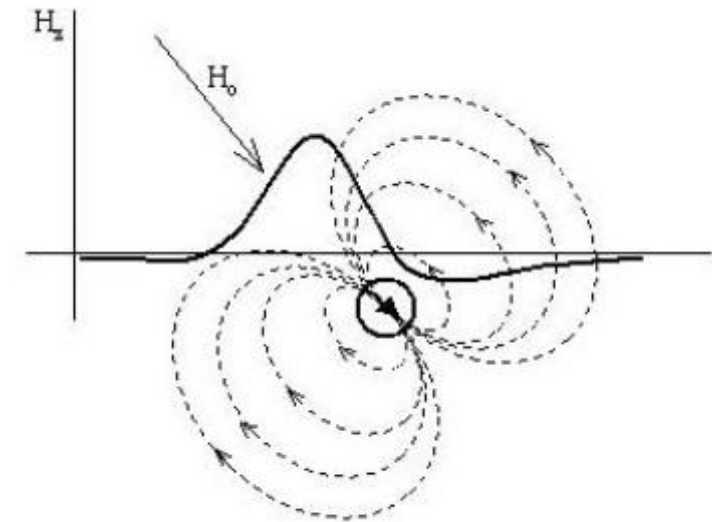
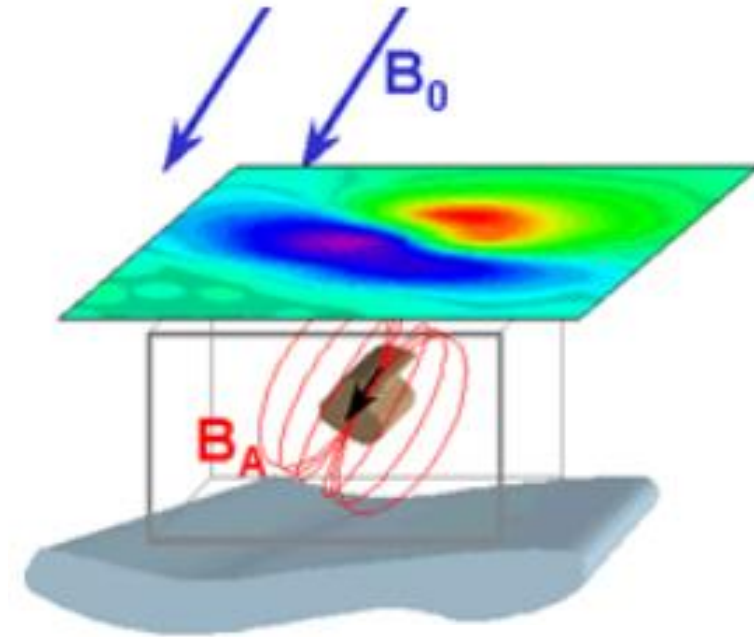


Figure 24. Dipole and Monopole Signatures (Constructed from Figures 20-23 according to methods described in text.)



Misure magnetiche

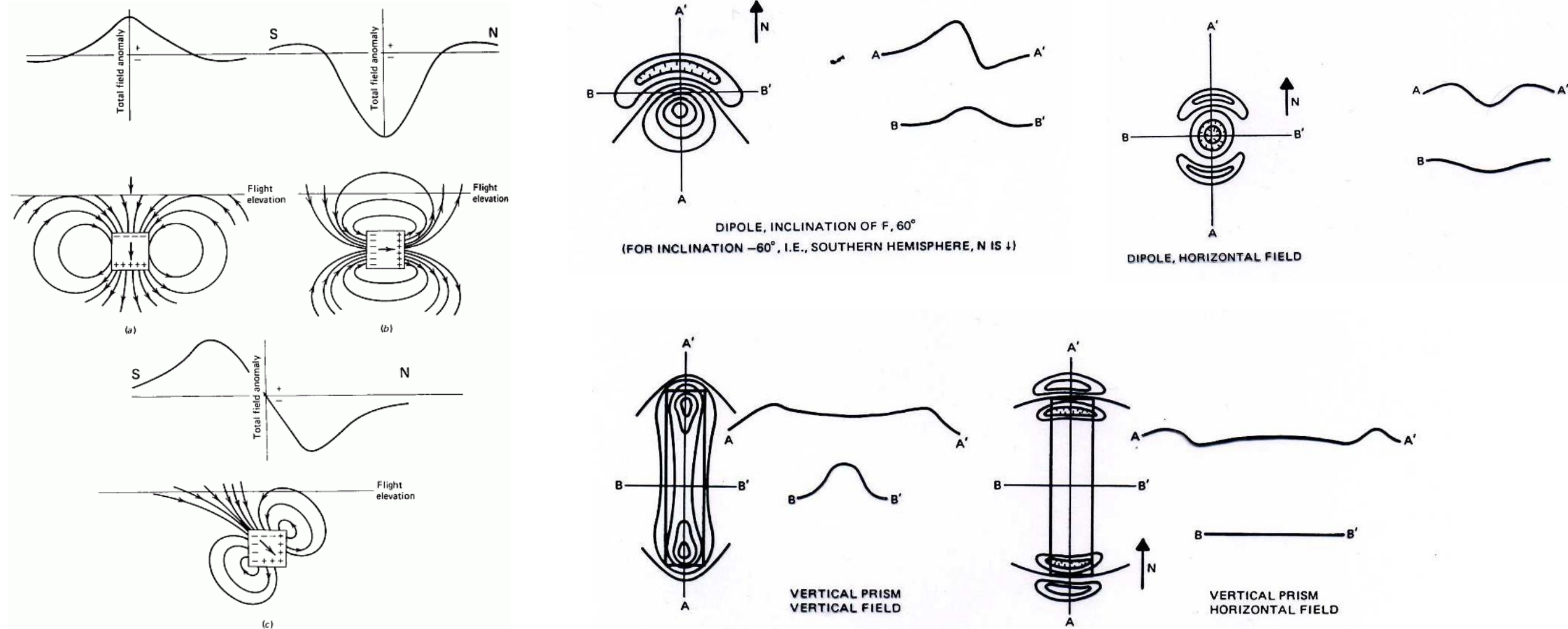


Figure 27. Contour Maps of Total Intensity

Misure magnetiche

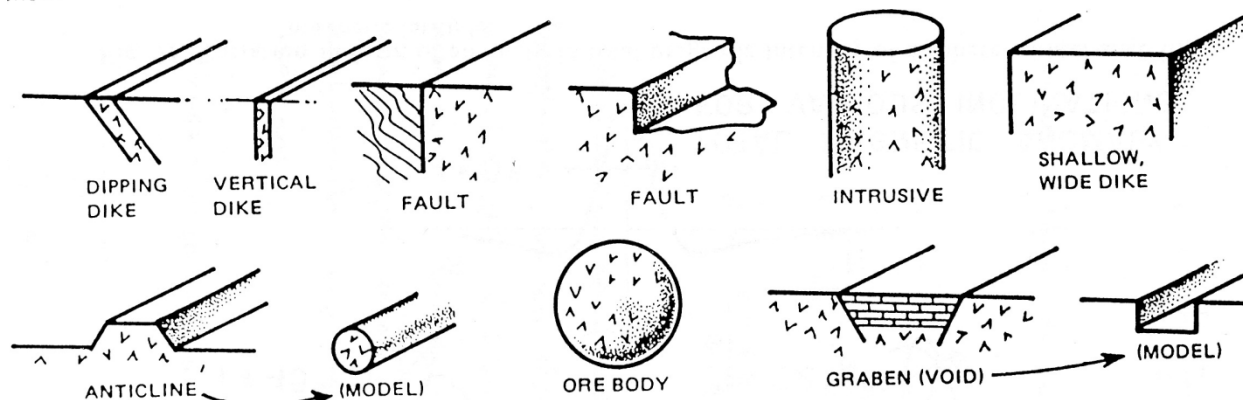


Figure 15. Geological Model Representations of Common Magnetic Anomaly Sources

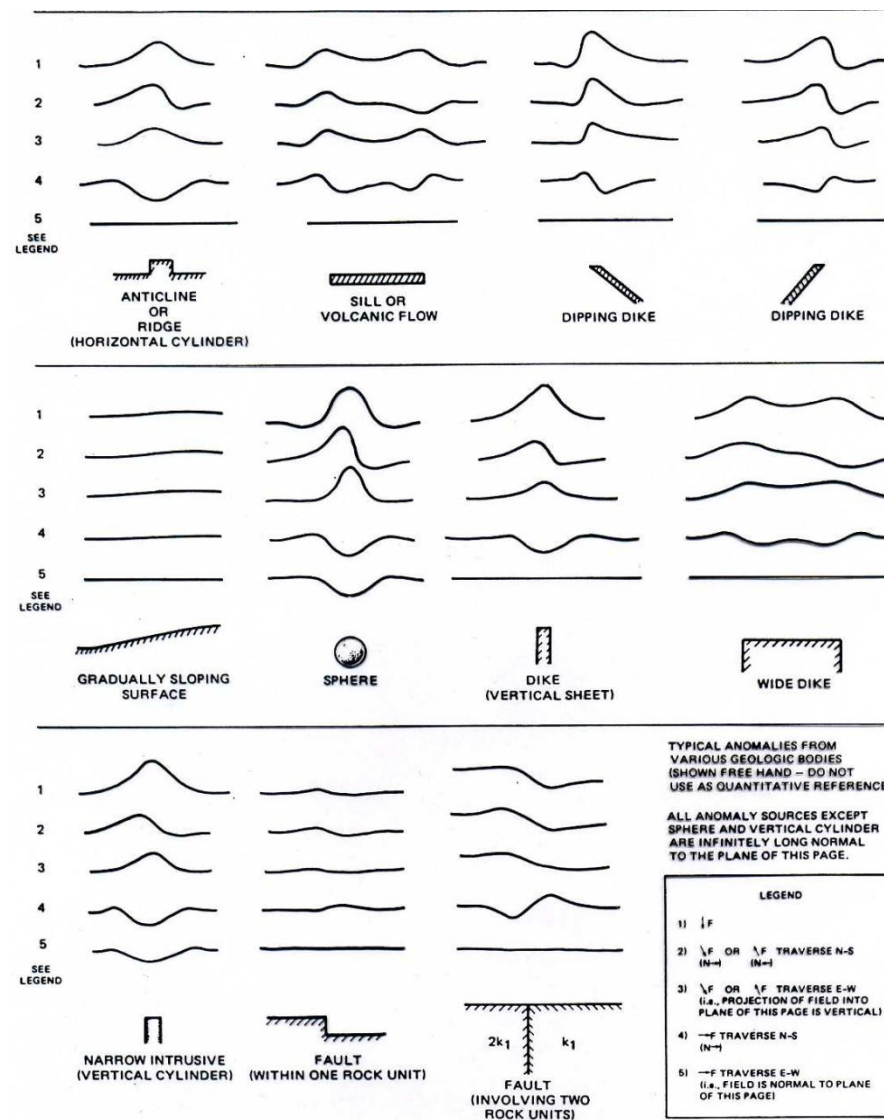
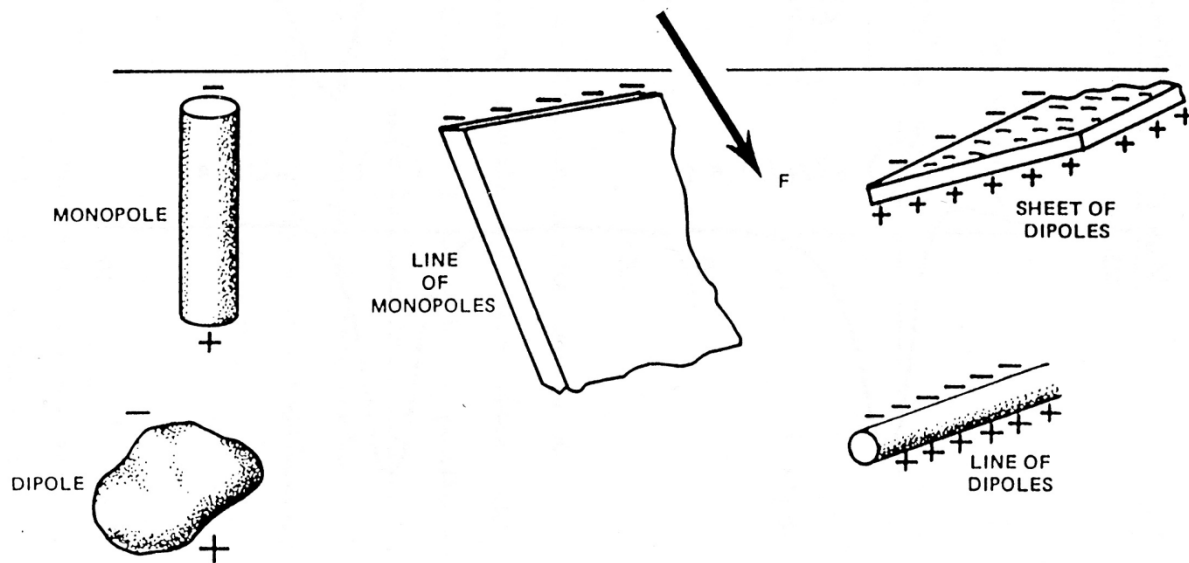


Figure 26. Anomalies for Geologic Bodies at Various Orientations and Different Inclinations of the Field

Misure magnetiche

Requisiti:

- Stazione base
- Posizionamento e tempo legati ad ogni misura
- Misurazione in movimento
- Identificazione di potenziali fonti di rumore

I **magnetometri** utilizzati per il **rilevamento magnetico** differiscono dai **tipi utilizzati** per misurare la magnetizzazione dei campioni di roccia **in laboratorio** perché devono misurare l'intensità del campo piuttosto che la forza della magnetizzazione di un campione e devono essere portatili.



Misure magnetiche

Ci sono due tipi principali di magnetometro per le prospezioni

magnetometro protonico

- misura l'intensità totale del campo magnetico
- non misura la sua direzione
- mostra un'anomalia di campo totale (detta anche anomalia di intensità totale)
- non ha bisogno di essere orientato
- le sue letture non "derivano" nel tempo
- è meglio tenerli fermi mentre viene eseguita la misura
- utilizzati per la maggior parte dei rilievi al suolo

magnetometro fluxgate

- misura la componente del campo lungo l'asse del sensore (verticale per misure su terreno)
- deve essere mantenuto allineato
- si sposta nel tempo
- forniscono una lettura continua
- rilevamento più rapido quando le letture vengono eseguite a brevi intervalli
- scelti per rilievi magnetometrici dettagliati e nei pozzi

Entrambi possono misurare il campo fino a 1 nT o meno (più che sufficiente per la maggior parte delle anomalie) e sono utilizzati nelle indagini aeree.

Misure magnetiche

Il **rilevamento magnetico** è costituito da:

- 1) **misurare** il campo magnetico terrestre in punti predeterminati;
- 2) **correggere** le misurazioni per modifiche note;
- 3) **confrontare** il valore risultante del campo con il valore atteso in ciascuna stazione di misura.

Il **valore atteso** del campo in qualsiasi luogo è considerato **quello del campo di riferimento geomagnetico internazionale** (IGRF)

La differenza tra i valori osservati e quelli attesi è un'**anomalia magnetica**.

Il **rilevamento** delle anomalie magnetiche può essere effettuato

- a **terra**
- in **mare**
- nell'**aria**

Misure magnetiche

Rilievi magnetici a terra

L'operatore che **trasporta il sensore** deve essere libero da oggetti magnetici, comprese chiavi, coltelli, cerniere, spille chirurgiche interne... Si consiglia di verificare il "magnetismo personale" tenendo fermo il magnetometro ed effettuando le letture con l'utente rivolto successivamente a nord, est,... visto che le eventuali differenze sono minime rispetto a quelle attese nel sondaggio.

Il sensore è spesso montato su un palo, con altezza selezionabile fino a circa 2 m. Alzare il sensore lo rende meno influenzato da corpi magnetici poco profondi, in particolare piccoli oggetti ferrosi, che sono comuni nella nostra società usa e getta. Tuttavia, ciò non eliminerà gli effetti indesiderati di veicoli a motore, linee ferroviarie, cancelli in acciaio, recinzioni di filo spinato e così via, quindi dovrebbero essere superati a distanza, se possibile, e annotati.

Le **letture vengono effettuate lungo un profilo o talvolta su una griglia**, talvolta a intervalli più ravvicinati quando il campo varia rapidamente, per registrare la forma dell'anomalia in modo più dettagliato.

Misure magnetiche

Rilievi magnetici a terra

In un semplice rilevamento del territorio un operatore potrebbe utilizzare un magnetometro portatile per misurare il campo sulla superficie della Terra in punti selezionati che formano una griglia su una sospetta struttura geologica.

Questo metodo è lento ma fornisce uno schema dettagliato dell'anomalia del campo magnetico sulla struttura, poiché le misurazioni vengono effettuate vicino alla fonte dell'anomalia

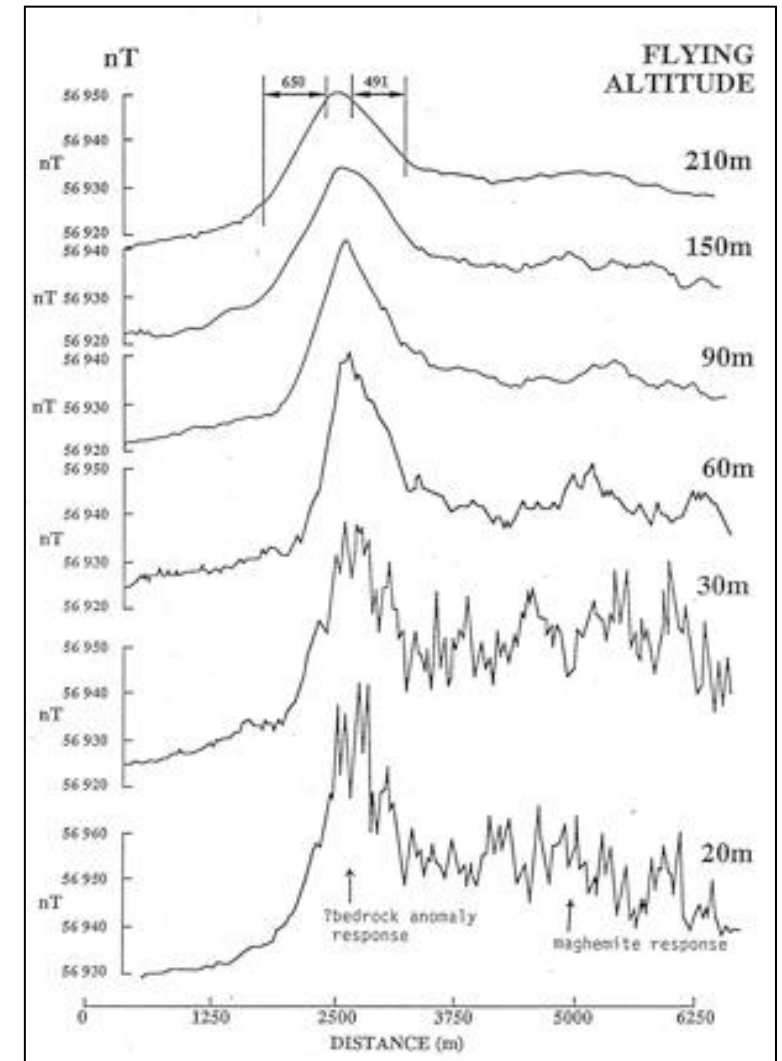


Misure magnetiche

Rilievi magnetici in aria

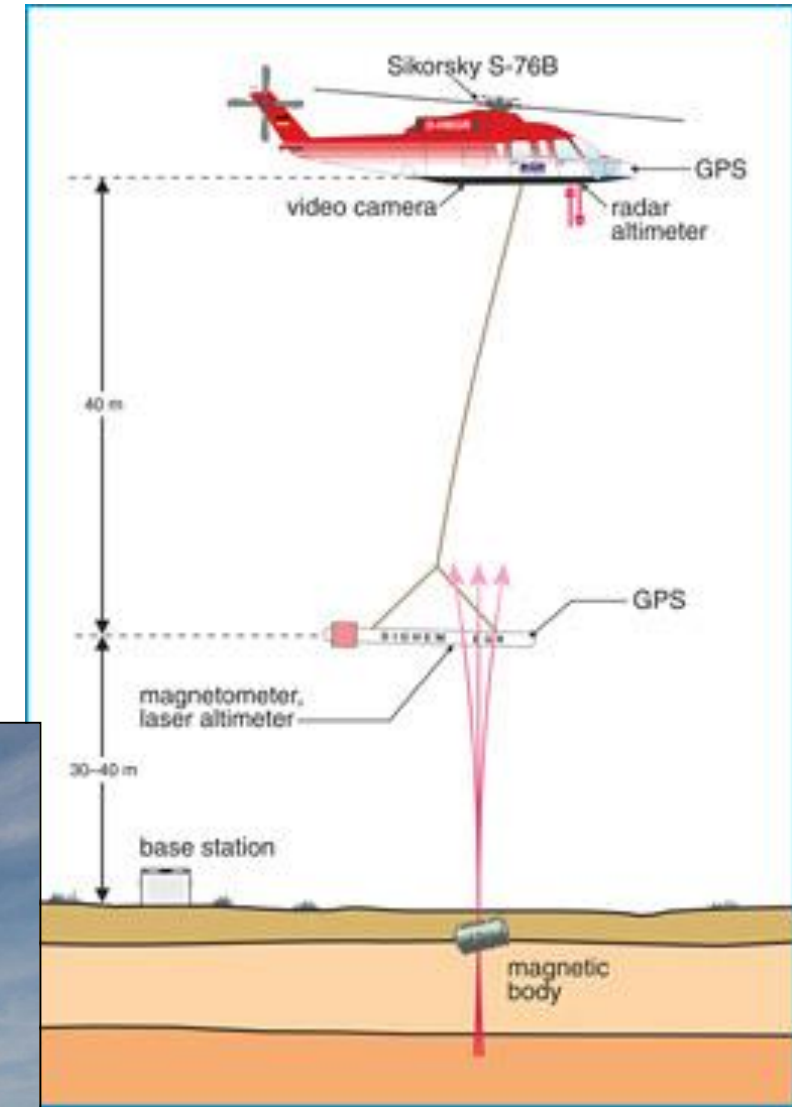
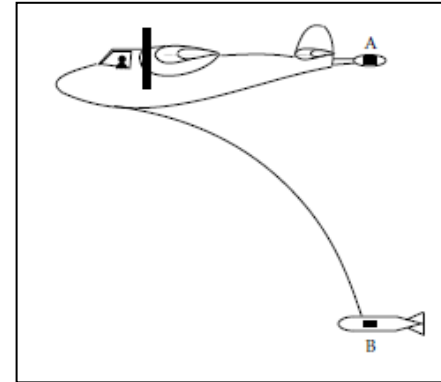
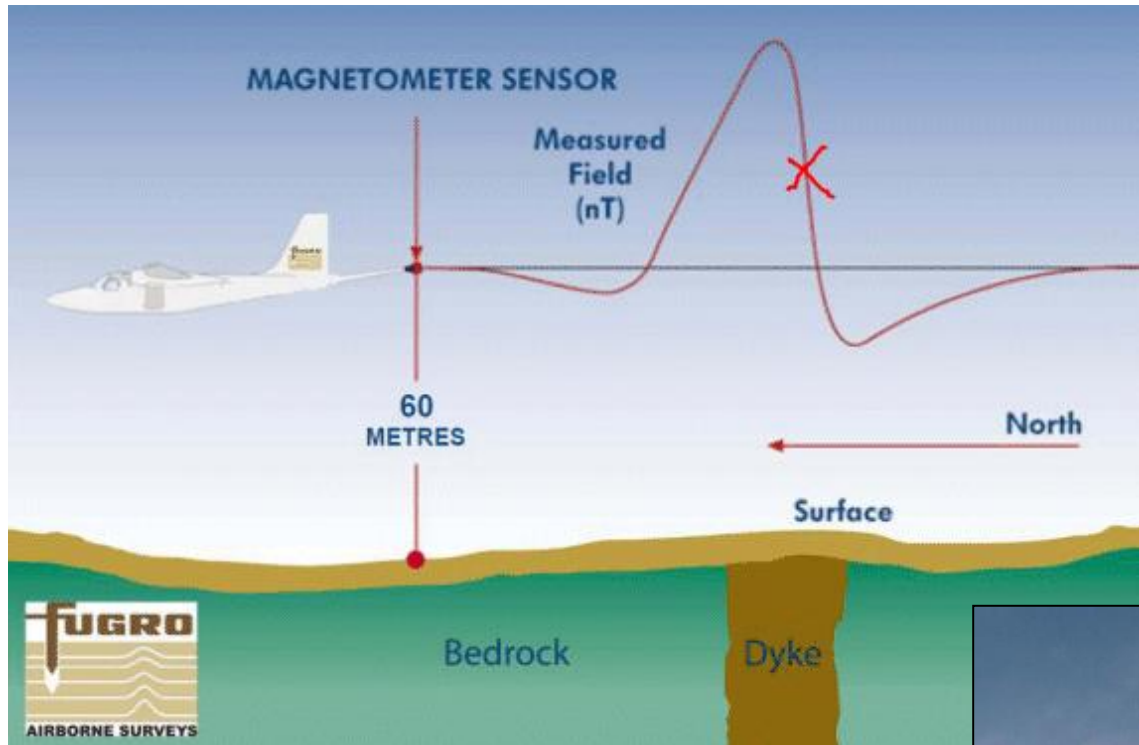
Il rilevamento delle anomalie magnetiche viene eseguito **in modo più efficiente da un aeromobile**. Il **magnetometro** deve essere posto **il più lontano possibile dall'ambiente magnetico dell'aeromobile**. Ciò può essere ottenuto montando lo strumento su un'asta fissa, lunga diversi metri. In alternativa, il dispositivo può essere trainato dietro l'aereo in un alloggiamento aerodinamico, all'estremità di un cavo lungo 30–150 m. L'"uccello" contenente il magnetometro vola quindi dietro e sotto l'aereo.

I magnetometri aerotrasportati hanno generalmente una **sensibilità maggiore** ($\approx 0,01$ nT) rispetto a quelli utilizzati nel rilevamento a terra (sensibilità ≈ 1 nT).



Misure magnetiche

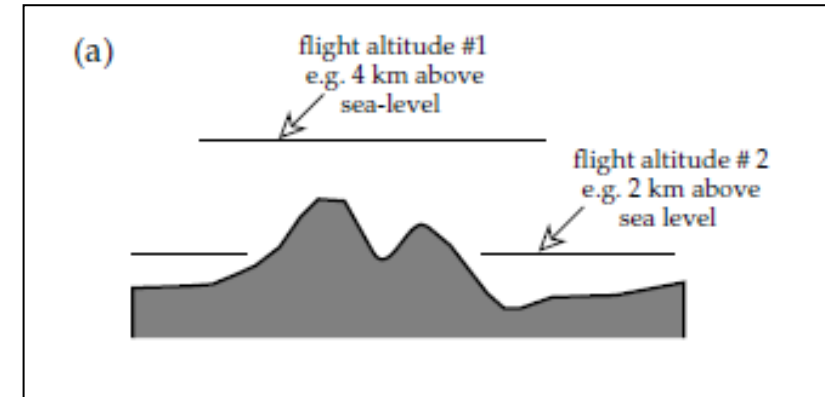
Rilievi magnetici in aria



Misure magnetiche

Rilievi magnetici in aria

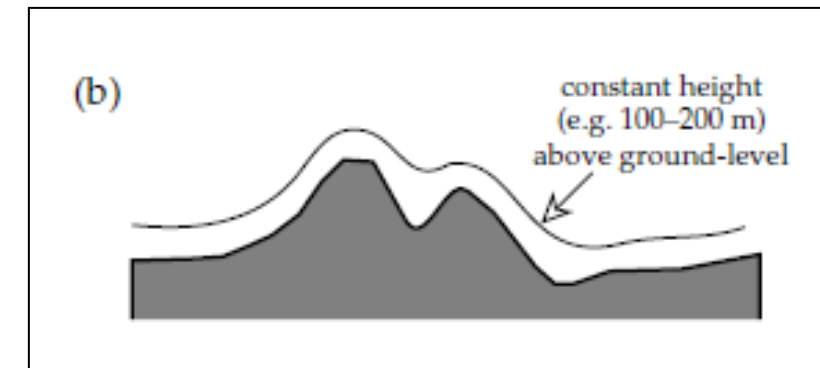
In un'indagine magnetica regionale sistematica aviotrasportata (o marina) le misurazioni vengono generalmente eseguite secondo uno schema predeterminato. Nei **rilievi** effettuati **con velivoli ad ala fissa**, il rilievo viene solitamente effettuato **a un'altitudine di volo costante** sul livello del mare.



L'indagine si concentra sulla profondità del basamento magnetico, che spesso è alla base di rocce sedimentarie superficiali meno magnetiche a notevole profondità.

Questo metodo sarebbe adatto su aree di scudo antico, dove l'obiettivo dell'indagine è rilevare mineralizzazioni locali con potenziale valore commerciale.

Se viene **impiegato un elicottero**, la **distanza** dalle sorgenti magnetiche può essere **ridotta al minimo volando ad un'altezza costante sopra la superficie del suolo**.



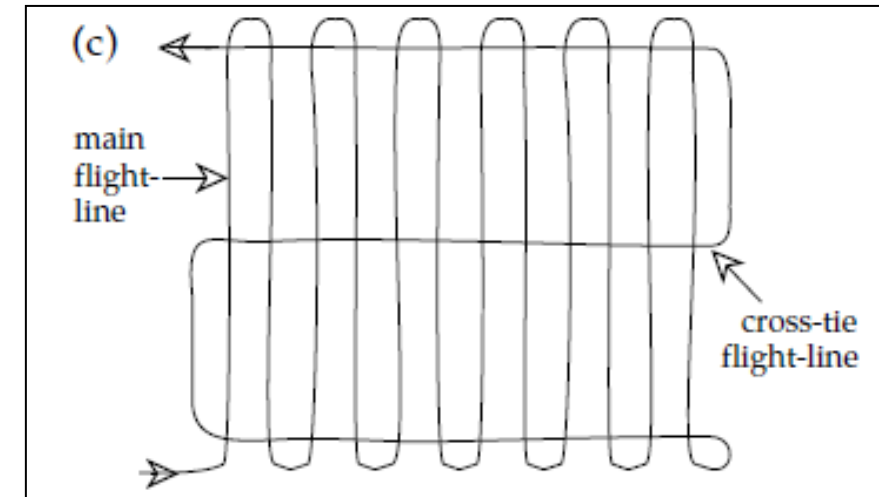
Misure magnetiche

Rilievi magnetici in aria

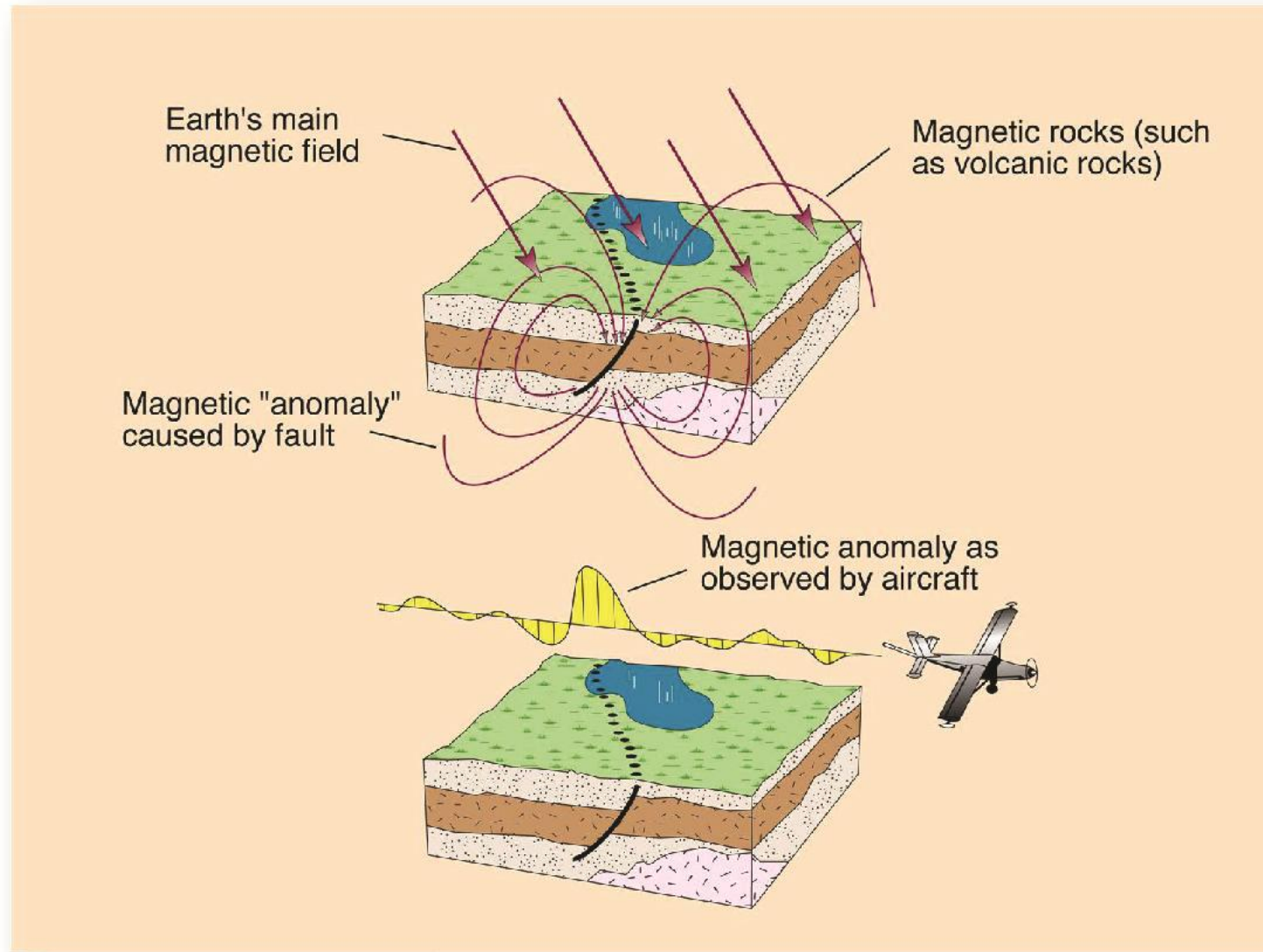
Il metodo usuale consiste nel rilevare una regione lungo **linee di volo parallele**, che possono essere distanziate tra loro da 100 m a pochi chilometri, a seconda dell'elevazione di volo utilizzata, dell'intensità della copertura e della qualità dei dettagli desiderati.

L'orientamento delle linee di volo è selezionato per essere più o meno normale all'andamento delle caratteristiche sospette o note del sottosuolo.

Le linee di collegamento aggiuntive vengono fatte volare ad angolo retto rispetto al motivo principale. La loro separazione è circa 5-6 volte quella delle principali linee di volo. La ripetibilità delle misure agli incroci delle tie-line e delle principali linee di volo permette di verificare l'affidabilità del rilievo.



Misure magnetiche



Misure magnetiche

Rilievi magnetici in mare

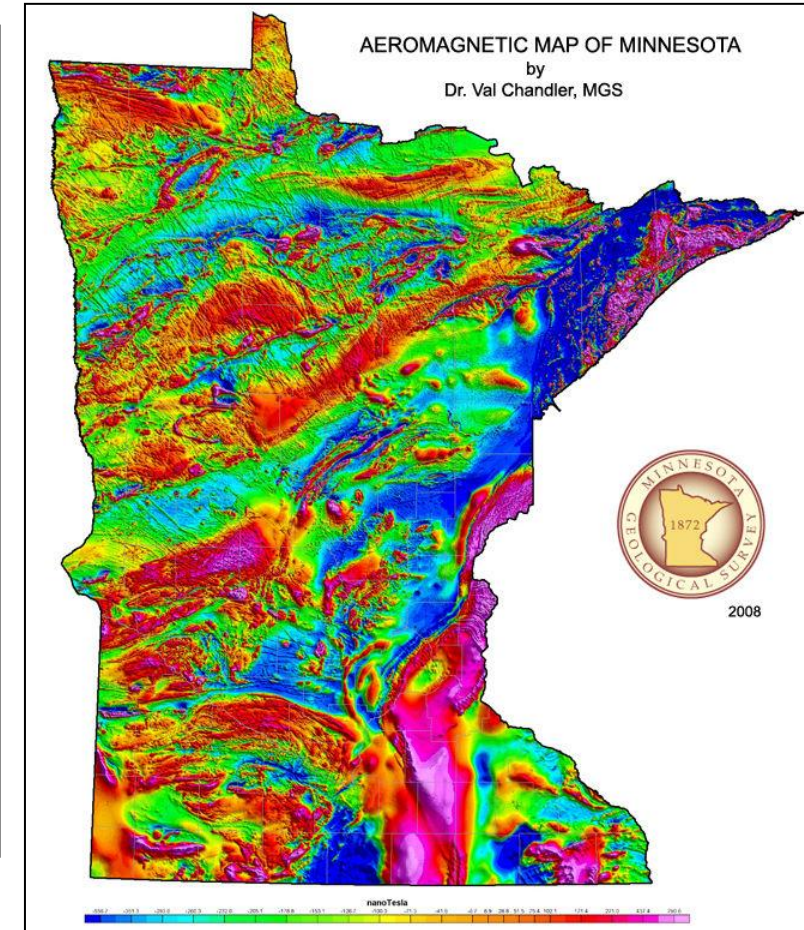
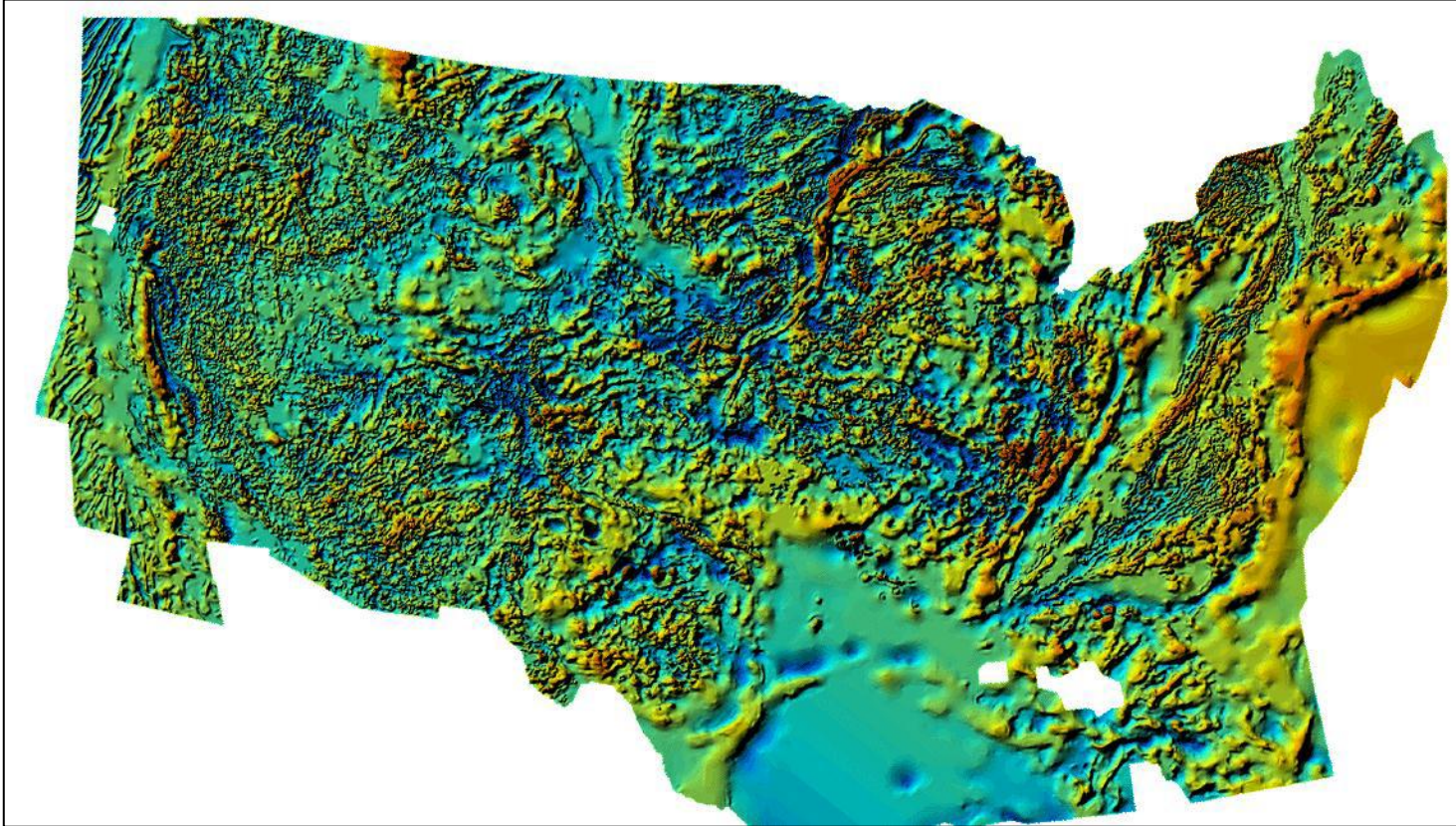
Nell'applicazione marina un **magnetometro** a precessione di protoni montato in un "**pesce**" **impermeabile** viene **rimorchiato dietro la nave all'estremità di un lungo cavo**.

Considerando che la maggior parte delle navi da ricerca è composta da diverse centinaia a diverse migliaia di tonnellate di acciaio, la nave provoca un grande disturbo magnetico.

Ad esempio, una nave da ricerca di circa 1000 tonnellate di portata lorda provoca un'anomalia di circa 10 nT a una distanza di 150 m: per ridurre al minimo il disturbo della nave il cavo di traino deve essere lungo circa 100–300 m. A questa distanza il “pesce” infatti “nuota” ben al di sotto della superficie dell'acqua. A una velocità di rilevamento tipica di 10 km h^{-1} , la sua profondità operativa è di circa 10–20 m.

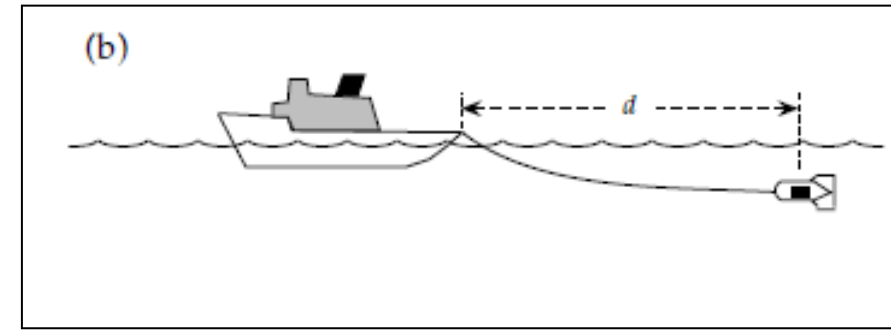
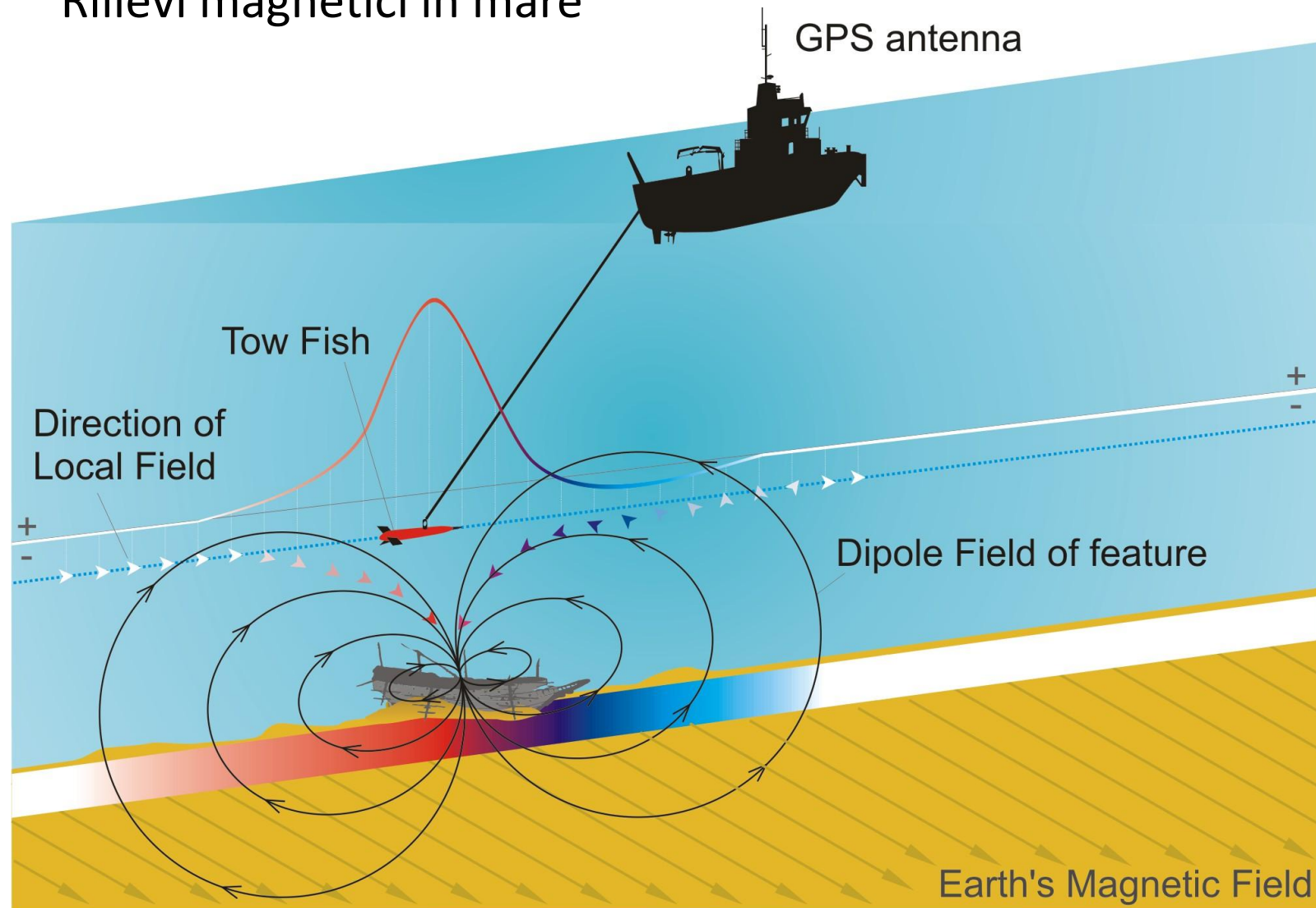
Misure magnetiche

Magnetic Surveying: aeromagnetic map



Misure magnetiche

Rilievi magnetici in mare



Misure magnetiche

Rilievi magnetici in aria/mare

Il **rilevamento magnetico aereo** è un modo economico per esplorare un vasto territorio in breve tempo. È diventata una parte di routine delle fasi iniziali dell'esplorazione geofisica di un territorio inesplorato.

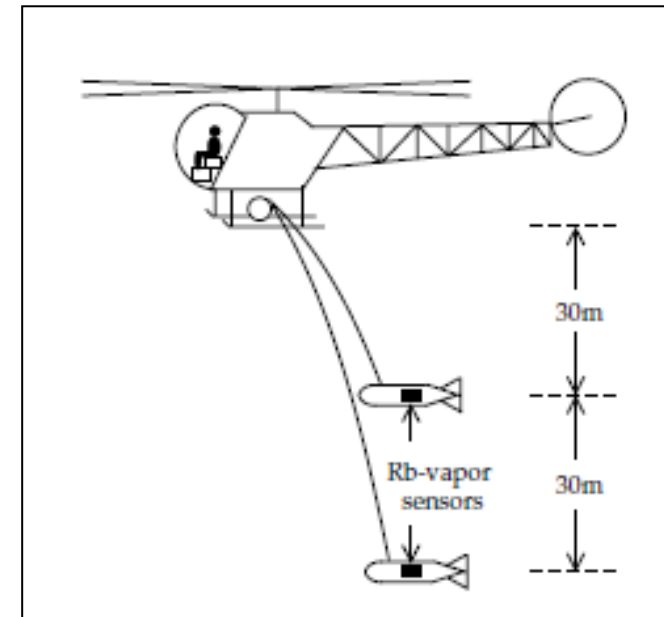
Il campo magnetico sopra gli oceani può anche essere rilevato dall'aria.

Tuttavia, **la maggior parte della registrazione magnetica marina è stata ottenuta mediante rilevamenti navali.**

Misure magnetiche

Rilievi magnetici con gradiometro

Il gradiometro magnetico è costituito da **una coppia di magnetometri** alcalino-vapori **mantenuti ad una distanza fissa l'uno dall'altro**. Nel rilevamento a terra gli strumenti sono montati alle estremità opposte di una barra verticale rigida. Nell'uso aereo vengono fatti volare due magnetometri a una distanza verticale di circa 30 m. Viene registrata la differenza nelle uscite dei due strumenti. Se non è presente alcun corpo anomalo, entrambi i magnetometri registrano il campo terrestre con la stessa forza e la differenza nei segnali di uscita è zero. Se è presente un contrasto magnetico nelle rocce del sottosuolo, il magnetometro più vicino alla struttura rileverà un segnale più forte rispetto allo strumento più remoto e ci sarà una differenza nell'uscita combinata.

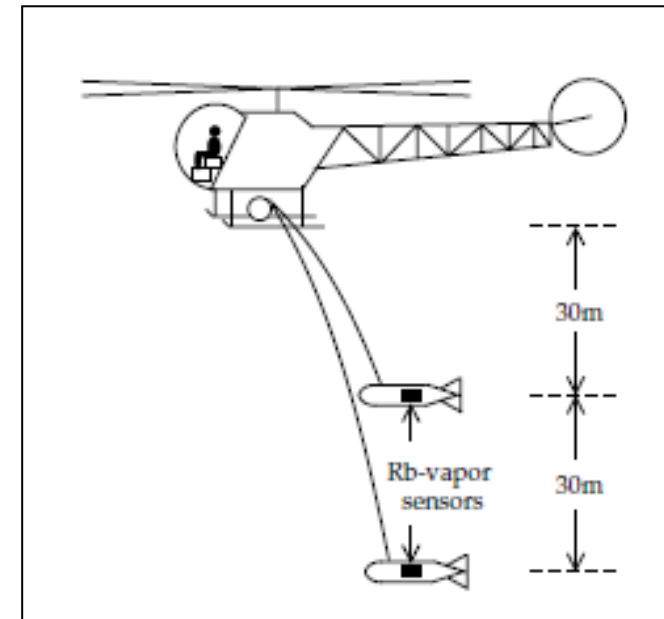


Misure magnetiche

Rilievi magnetici con gradiometro

Il gradiometro **enfatizza le anomalie da sorgenti locali poco profonde a scapito di variazioni regionali su larga scala** dovute a sorgenti profonde.

Inoltre, poiché il gradiometro registra la differenza di segnali dai singoli magnetometri, **non è necessario compensare le misurazioni per la variazione diurna**, che interessa in modo uguale ogni singolo magnetometro



Misure magnetiche

Il **rilevamento magnetico** è costituito da:

- 1) misurare il campo magnetico terrestre in punti predeterminati;
- 2) **correggere** le misurazioni per modifiche note;
- 3) confrontare il valore risultante del campo con il valore atteso in ciascuna stazione di misura.

Le **correzioni** necessarie per i rilievi magnetici sono **minori** (variazioni diurne, per l'altezza e regionali) rispetto ai rilievi gravitazionali e generalmente sono di **minore importanza**.

Correzioni per variazioni diurne

Correzioni per variazioni di altitudine

Correzioni per variazioni regionali

Riduzione al polo

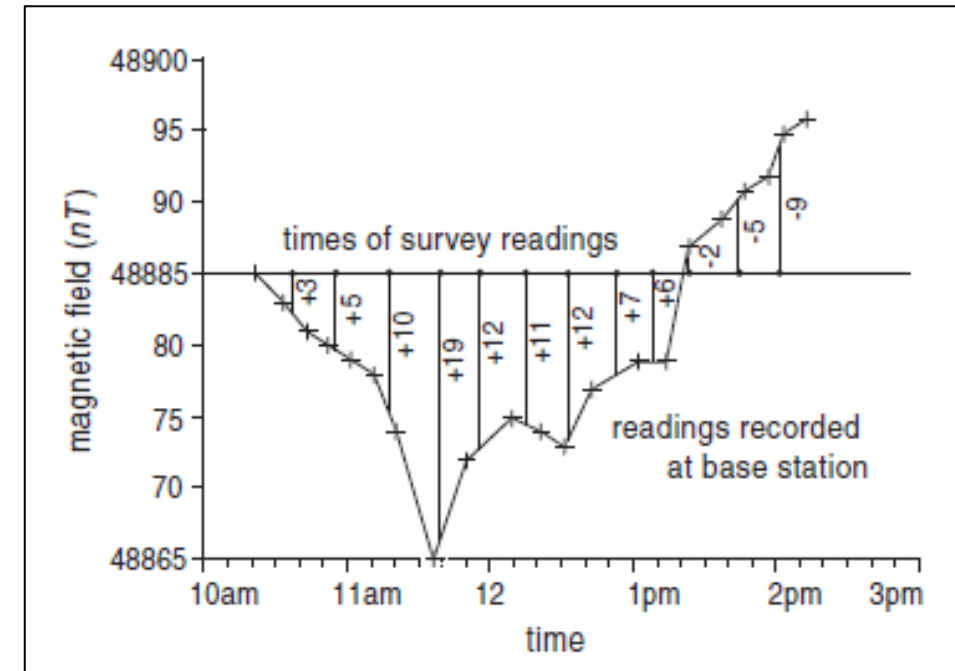
Misure magnetiche

Correzioni per variazioni diurne:

La forza del campo terrestre cambia nel corso di una giornata, chiamata variazione diurna. La variazione raramente raggiunge i 100 nT nelle 24 ore, ma durante occasionali "tempeste" magnetiche può superare i 1000 nT.

Poiché la variazione diurna cambia in modo graduale (a differenza delle tempeste), **può essere misurata tornando periodicamente alla stazione base**, alla maniera della correzione della deriva di un gravimetro.

In alternativa, un magnetometro che registra i valori a intervalli regolari può essere lasciato alla stazione base ed è più conveniente.



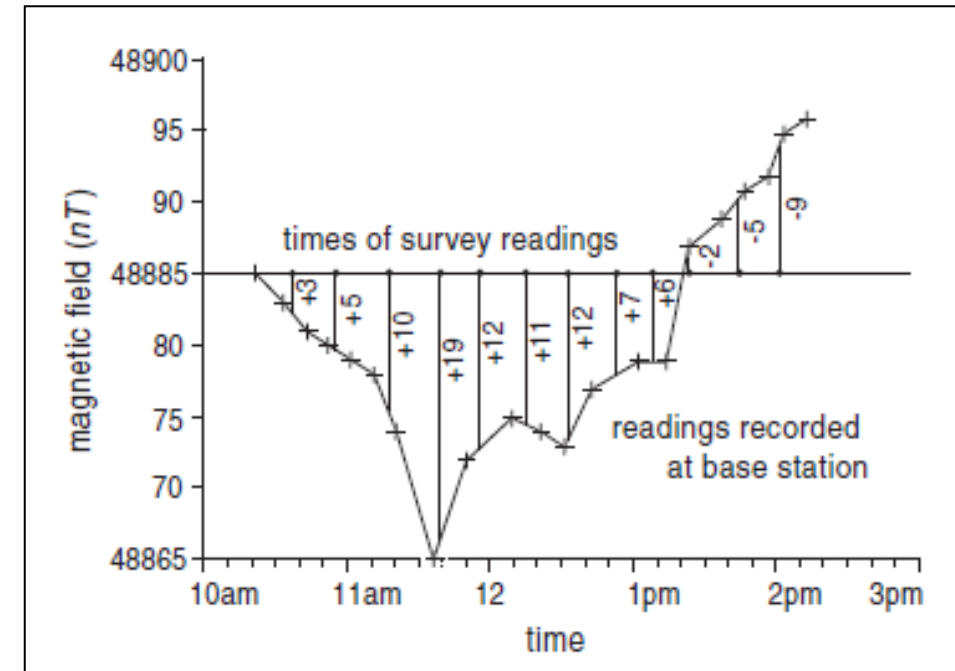
Misure magnetiche

Correzioni per variazioni diurne:

Per correggere le letture di rilievo per variazione diurna, prima si prende come riferimento un certo tempo (qui è l'ora di inizio della registrazione) e poi le variazioni diurne da questo momento vengono lette al momento delle letture di rilievo e sommate (o sottratte) alle letture del sondaggio.

Se l'anomalia è grande o il tempo impiegato per la registrazione è breve, correggere la variazione diurna può fare poca differenza per l'anomalia, ma registrarla fornisce un controllo che lo strumento funzioni correttamente.

Rileverà anche se si stia verificando una tempesta magnetica.



Misure magnetiche

Correzioni per variazioni di altitudine:

La variazione del campo magnetico con l'altitudine è dominata dalle **variazioni verticali del campo del dipolo**. L'intensità totale B_t del campo si ottiene calcolando la risultante della componente radiale B_r e della componente tangenziale B_θ

$$B_t = \sqrt{B_r^2 + B_\theta^2} = \frac{\mu_0 m}{4\pi} \frac{\sqrt{1 + 3\cos^2 \theta}}{r^3}$$

La correzione dell'altitudine è data dal **gradiente verticale del campo magnetico**, ottenuto differenziando l'intensità B_t rispetto al raggio (r). Questo da:

$$\frac{\partial B_t}{\partial r} = -3 \frac{\mu_0 m}{4\pi} \frac{\sqrt{1 + 3\cos^2 \theta}}{r^4} = -\frac{3}{r} B_t$$

Il gradiente verticale del campo dipende chiaramente dalla latitudine del sito di misurazione. All'equatore magnetico ($B_t \approx 30.000$ nT) la correzione dell'altitudine è di circa 0,015 nT/m; vicino ai poli magnetici ($B_t \approx 60.000$ nT) è di circa 0,030 nT/m. La correzione è così piccola che spesso viene ignorata.

Misure magnetiche

Correzioni per variazioni regionali:

Il **CMT varia notevolmente sulla superficie terrestre**, essendo circa due volte più forte ai poli magnetici della Terra rispetto all'equatore. Questa variazione non ha importanza per le indagini di piccole aree, ma **deve essere corretta per quelle regionali**.

Il campo sottratto è l'IGRF – International Geomagnetic Reference Field

L'IGRF esprime il CMT indisturbato in termini di un gran numero di armoniche e include termini temporali per correggere la variazione secolare. La complessità dell'IGRF richiede il calcolo del campo di riferimento tramite computer. Deve essere tenuto conto, tuttavia, che l'IGRF è imperfetto poiché le armoniche impiegate si basano su osservazioni in osservatori magnetici relativamente pochi e dispersi.

L'IGRF in aree lontane dagli osservatori può essere sostanzialmente comparabile ad un errore.

Misure magnetiche

Correzioni per variazioni regionali:

L'IGRF è considerevolmente più complicato dell'International Gravity Formula utilizzata per le correzioni di latitudine nei rilevamenti gravitazionali.

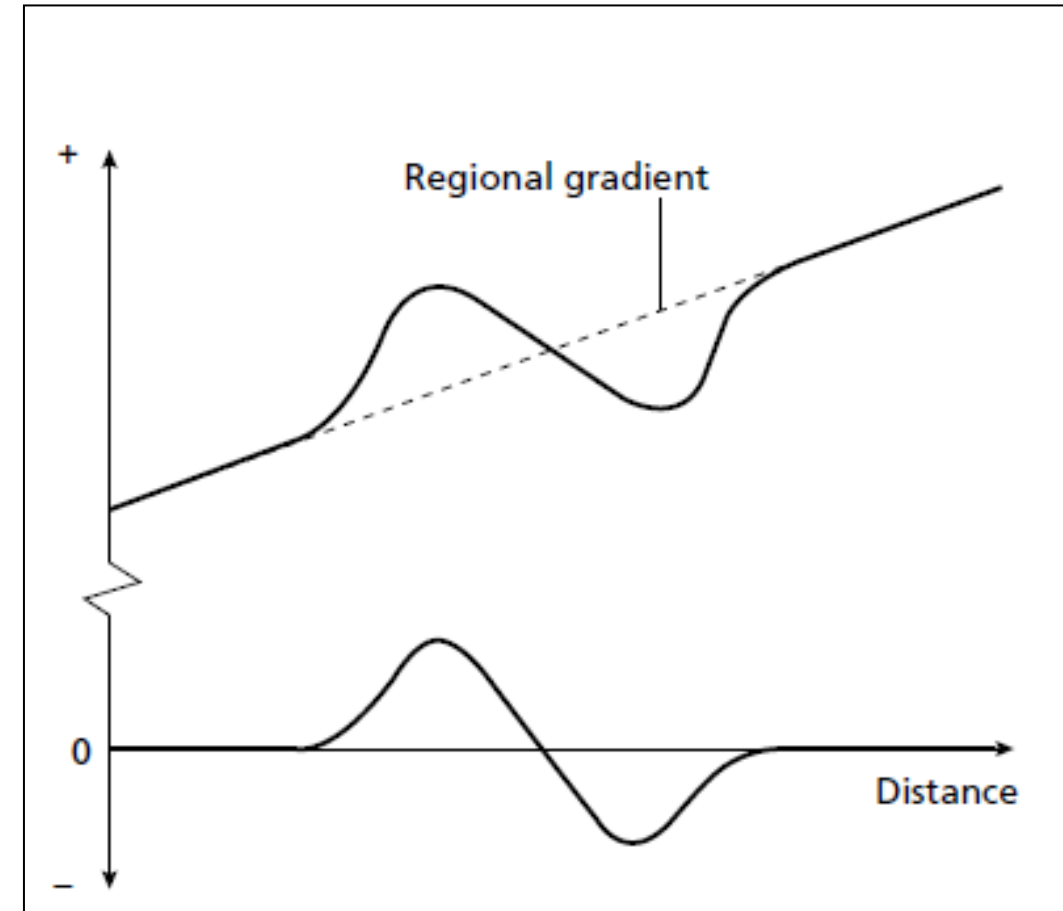
Viene rivisto ogni cinque anni per tener conto della variazione secolare.

Un'anomalia magnetica ha origine nel contrasto di magnetizzazione (ΔM) tra rocce con diverse proprietà magnetiche. La forma dell'anomalia dipende non solo dalla forma e dalla profondità dell'oggetto sorgente ma anche dal suo orientamento rispetto al profilo e al campo magnetico inducente, che a sua volta varia per intensità e direzione con la posizione geografica

Misure magnetiche

Correzioni per variazioni regionali:

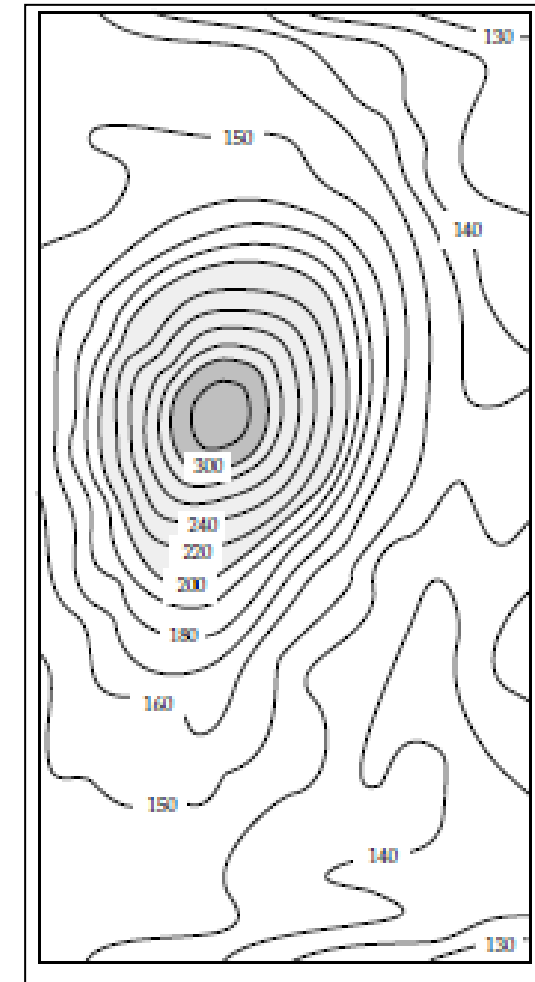
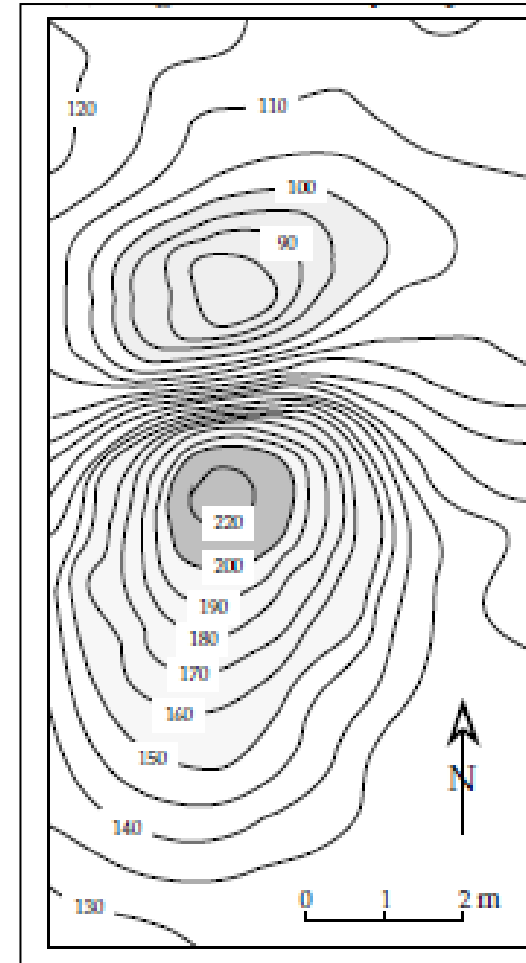
Un metodo per **rimuovere il gradiente** regionale su un'area di indagine relativamente piccola è l'uso dell'**analisi delle tendenze**. Una linea di tendenza (per i dati del profilo) o una superficie di tendenza (per i dati areali) viene adattata alle osservazioni utilizzando il criterio dei minimi quadrati e successivamente sottratta dai dati osservati per lasciare le anomalie locali come residui positivi e negativi.



Misure magnetiche

L'asimmetria di un'anomalia magnetica può essere compensata con il **metodo della riduzione al polo**. Questo consiste nel **ricalcolare l'anomalia osservata nel caso in cui la magnetizzazione sia verticale**. Il metodo prevede una sofisticata elaborazione dei dati. La riduzione al polo elimina l'asimmetria di un'anomalia e consente una migliore localizzazione dei margini del corpo perturbatore.

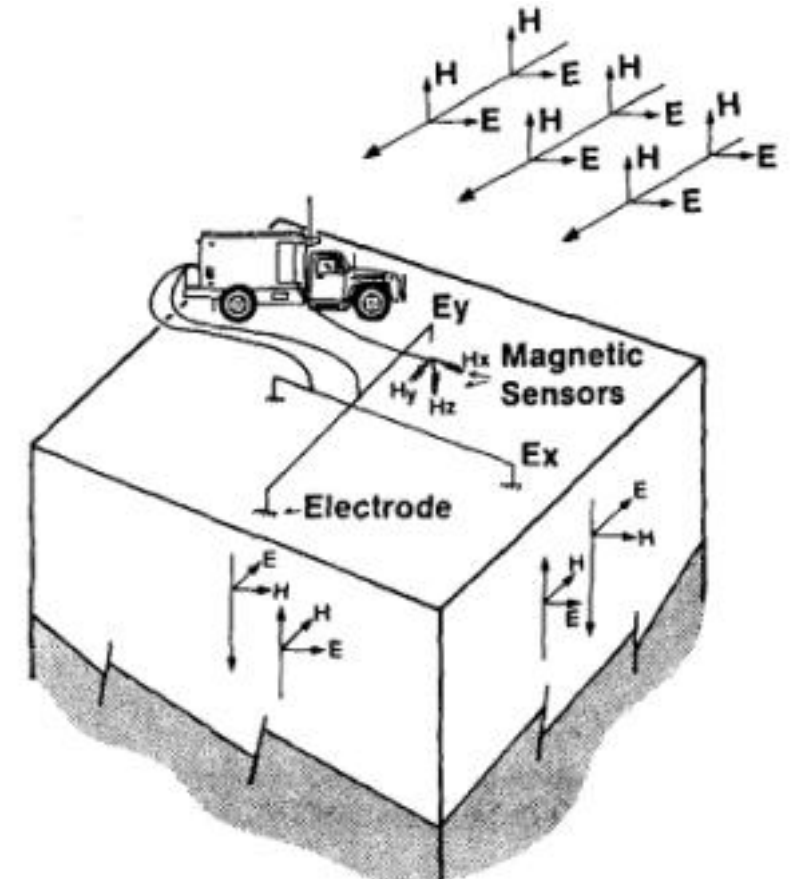
Tra le altre applicazioni, la procedura si è rivelata importante per l'interpretazione dettagliata delle magnetizzazioni crostali oceaniche responsabili delle anomalie magnetiche oceaniche lineate.



Magnetotellurica

In un dato luogo, il campo elettromagnetico terrestre totale (primario e secondario) subisce variazioni nel tempo → dalla misura della variazione temporale del campo EM è possibile ricavare informazioni relative alle proprietà elettriche del sottosuolo.

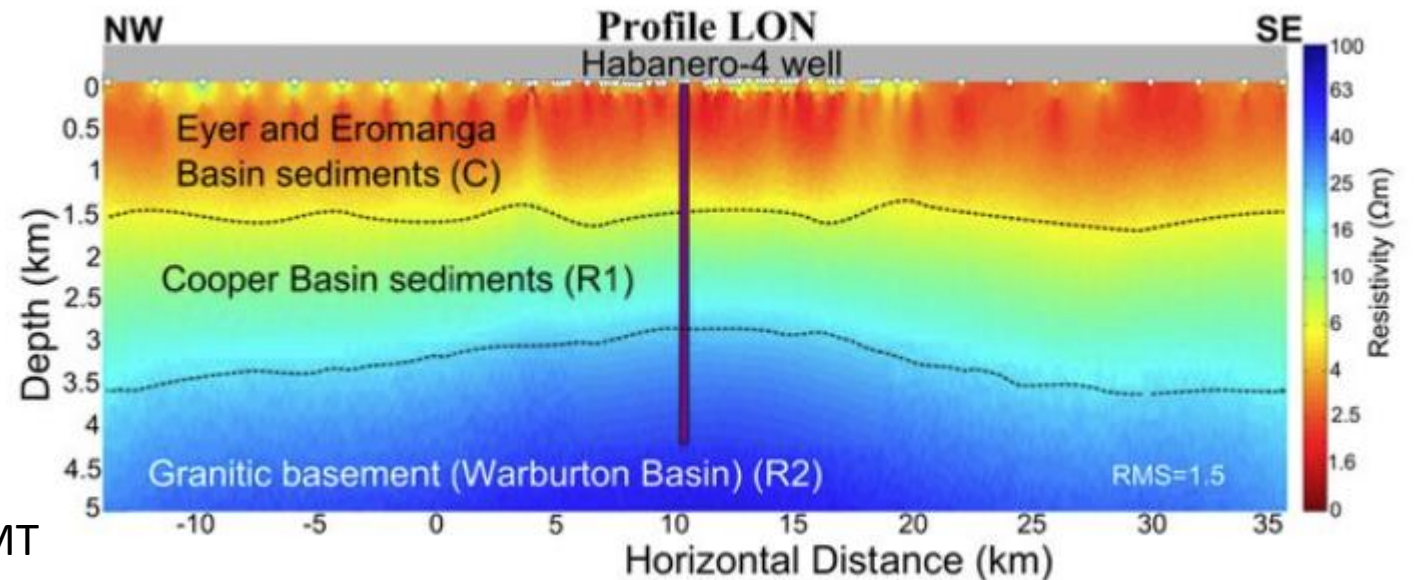
Il rapporto tra le intensità misurate in superficie delle componenti orizzontali del campo elettrico e magnetico, fornisce una grandezza fisica che ha le dimensioni di un'impedenza elettrica, il cui andamento è legato alla distribuzione della resistività del mezzo attraversato.



Magnetotellurica

Quindi: il rilievo magnetotellurico (MT) consente di **rilevare le variazioni di resistività elettrica nel sottosuolo** imputabili alle diverse litologie delle strutture geologiche profonde, nonché all'eventuale circolazione di fluidi geotermici.

La metodologia MT non necessita di alcuna sorgente di energizzazione esterna, **impiegando i segnali elettromagnetici naturali legati alle naturali variazioni del campo magnetico e del campo elettrico terrestre.**



Profilo di resistività da indagine MT
(10.1007/s10712-017-9426-2)