

ALMA MATER STUDIORUM - UNIVERSITÀ DI BOLOGNA  
FACOLTÀ di SCIENZE MATEMATICHE, FISICHE E NATURALI

LAUREA IN FISICA

# IL CAMPO MAGNETICO TERRESTRE

Descrizione del campo magnetico terrestre e alcune applicazioni del  
paleomagnetismo

**Relatore:**

*Prof. Maurizio Bonafede*

**Candidato:**

*Elio Trovato*

II Sessione

---

Anno Accademico 2013/2014

*Alla mia famiglia*

# INDICE

PREMESSA.....pag 3

## **CAPITOLO 1 Campo magnetico terrestre**

1.A Introduzione storica.....pag 4  
1.B Caratteristiche principali del campo geomagnetico.....pag 5  
1.C Sistemi di coordinate e analisi di Gauss.....pag 6  
1.D Risultati dell'analisi di Gauss.....pag 13  
1.E Morfologia del campo magnetico terrestre.....pag 14  
1.F Variazioni temporali del campo magnetico terrestre.....pag 20

## **CAPITOLO 2 Origine del campo magnetico terrestre**

2.A Teorie antiche.....pag 26  
2.B Proprietà elettriche dell'interno della Terra.....pag 27  
2.C Dinamo ad autoeccitazione; modello meccanico.....pag 28  
2.D Campi toroidali e campi poloidali.....pag 30  
2.E Equazioni fondamentali della magnetoidrodinamica.....pag 30  
2.F Campi magnetici congelati.....pag 32  
2.G La dinamo terrestre.....pag 35  
2.H La dinamo di Rikitake.....pag 39

## **CAPITOLO 3 Paleomagnetismo**

3.A Proprietà magnetiche della materia.....pag 40  
3.B Tipi di magnetizzazione.....pag 44  
3.C Inversioni del campo magnetico terrestre.....pag 48  
3.D Paleomagnetismo e tettonica.....pag 49

# PREMESSA

Il geomagnetismo è una delle più antiche forme di indagine scientifica alle quali l'uomo si è dedicato nella sua ansia di conoscere e comprendere i fenomeni naturali. L'inesorabile azione esercitata dal magnetismo terrestre sugli aghi delle bussole, che in Oriente erano probabilmente già note sin dai tempi antichissimi, deve aver affascinato e forse anche turbato i primi naviganti che ne fecero uso. Per dare il giusto peso alla scoperta della possibilità di sfruttare l'azione magnetica del nostro pianeta per l'orientamento, ricordiamo che solo dopo una solida esperienza di navigazione, basata sulla pratica della bussola, è stato possibile, per la civiltà occidentale, attraversare gli oceani e, in particolar modo, scoprire l'America.

All'inizio dell'Evo Moderno conoscere il fenomeno responsabile dell'azione magnetica, quello che ora chiamiamo campo magnetico terrestre, era quindi una necessità e le preziose informazioni ricavate da questo studio venivano custodite con cura. In seguito alla scoperta della declinazione emerse il bisogno di ovviare al problema dell'incompletezza dell'informazione fornita dalla bussola e vennero quindi effettuate misure magnetiche in varie parti del mondo. Nel 1600 lo scienziato inglese William Gilbert aveva ormai a disposizione sufficienti informazioni per pubblicare il testo fondamentale per il magnetismo e anche forse il primo testo scientifico moderno in assoluto, il *De Magnete*.

Ma lo sviluppo del geomagnetismo, con i primi tentativi di comprensione dell'origine ed evoluzione del campo magnetico terrestre, è venuto solo in seguito alla conoscenza della variazione temporale dei suoi elementi. La comunità scientifica si impegnò infatti nella ripetizione delle misure e, successivamente, nella realizzazione di osservatori magnetici dove le misure potessero essere effettuate con maggiore accuratezza e ad intervalli di tempo molto ravvicinati. Già alla fine dell'Ottocento una cinquantina di osservatori producevano preziosi dati di tale quantità da permettere di elaborare alcune teorie ancor oggi fondamentali per il geomagnetismo.

Il Novecento ha visto l'esplosione dello studio dei fenomeni geomagnetici con la diffusione degli osservatori, delle campagne di misura magnetiche e con la nascita di alcune discipline strettamente collegate al geomagnetismo. Tra queste in particolare il paleomagnetismo che, con lo studio della magnetizzazione delle rocce, ha permesso di estendere indietro nel tempo, sin quasi alla nascita del nostro pianeta, la conoscenza sulla vita ed evoluzione del campo.

Con questa tesi ho voluto mettere insieme delle nozioni oggi basilari per chiunque voglia avere un quadro globale del geomagnetismo cercando di essere il più chiaro e esplicativo possibile nell'esposizione sia dal punto di vista matematico che linguistico. Non è stato, comunque, possibile affrontare in soli tre capitoli di tesi tutte le problematiche inerenti a una disciplina così ricca di informazioni e che si è evoluta in modo così rapido negli ultimi anni.

La tesi inizia con un'introduzione storica sul magnetismo per passare, attraverso un quadro generale di elettromagnetismo e le equazioni fondamentali di Maxwell, a una descrizione del campo magnetico terrestre e delle sue variazioni spaziotemporali accompagnate da una descrizione dei fenomeni elettrici in atmosfera più importanti del nostro pianeta. Segue poi, nel secondo capitolo, una breve presentazione delle teorie sull'origine del campo e successivamente, tramite la magnetoidrodinamica, si passa alla teoria della dinamo ad autoeccitazione il cui funzionamento è preso come modello, fino ad oggi considerato il più valido, per spiegare le origini del campo magnetico terrestre. Infine, nel terzo ed ultimo capitolo, si parla del rapporto del campo magnetico terrestre con le rocce terrestri che introduce un approfondimento generale sul paleomagnetismo ossia del campo magnetico nel passato e che ruolo svolge nell'ambito della tettonica a placche.

# CAPITOLO 1 Campo magnetico terrestre

## 1.A Introduzione storica

Alcune semplici proprietà del magnetismo erano già note ai greci fin dal VI secolo a.C.; il filosofo Talete di Mileto per primo riportò che i frammenti di una certa roccia hanno la capacità di attrarsi reciprocamente. Oggi sappiamo che tali proprietà sono legate all'abbondanza, in quelle rocce, di un particolare minerale detto magnetite. Il termine magnetismo proviene infatti da Magnesia, la regione della Tessaglia ove furono ritrovati i frammenti di cui sopra, e ha indicato nei secoli la proprietà attrattiva e repulsiva della magnetite e quindi, in ultima analisi, del suo costituente metallico, il ferro. La magnetite è il minerale con le più intense proprietà magnetiche e in forti concentrazioni forma quella che viene chiamata una calamita naturale; se ad essa si avvicina una barretta di acciaio, questa acquisisce a sua volta la proprietà di attrarre altri corpi, come il ferro, specialmente in prossimità di alcune zone della sua superficie, più esattamente presso i suoi estremi.

La scoperta della proprietà della magnetite di orientarsi verso una direzione fissa sembra provenire dall'Oriente. È noto ormai che i cinesi conducevano già nel terzo secolo a.C. esperimenti con dispositivi di magnetite sagomati a forma di cucchiaino che, posti in equilibrio e bilanciati su di una superficie sufficientemente levigata, si arrestavano sempre indicando una direzione fissa nello spazio: la direzione nord-sud; in pratica si costruì la prima bussola magnetica. La prima testimonianza scritta sull'uso della magnetite in Europa per orientamento risale approssimativamente al 1190 ed è riportata dall'inglese Alexander Neckham; l'autore descrive una primitiva bussola che si poneva in rotazione sino ad arrestarsi in una posizione fissa a indicare la direzione del Nord geografico; secondo l'autore facevano già uso di questo strumento i marinai per orientarsi in mare quando il cielo era coperto.

Roger Bacon per primo provò a dare un'interpretazione del fenomeno dell'orientamento magnetico affermando, nella sua *Opus Minus* (1266), che l'ago magnetico è simile in sé alla Terra stessa con un magnete in quanto possiede un Nord, un Sud, un Est e un Ovest; anche se Bacon probabilmente non compì alcun esperimento per dimostrare la sua idea, fu importante l'introduzione dell'analogia della Terra con un magnete in quanto questo concetto sarebbe servito nei secoli successivi come base per una interpretazione fenomenologica più completa.

Un notevole progresso nello studio dei magneti venne con Pierre de Maricourt, detto anche Peregrino, che nel 1269 scrisse quello che oggi potremmo chiamare il primo articolo scientifico della storia: *Epistola de Magnete*. Il Peregrino fu il primo a individuare le proprietà polari della magnetite e cioè a identificare le due polarità caratteristiche delle estremità degli aghi magnetici, oggi note come Nord e Sud. Egli fu anche il primo a compiere l'ormai noto esperimento della calamita spezzata, con il quale si dimostra che il bipolarismo è una caratteristica assoluta del magnetismo.

Fu William Gilbert che, nella storia del geomagnetismo, ha svolto un ruolo fondamentale di sintesi delle scoperte precedenti di proiezione verso il futuro. La sua opera (*De Magnete*) venne pubblicata a Londra nel 1600 e può essere considerata come il culmine dei secoli di pensiero e di sperimentazione in magnetismo, in generale, e geomagnetismo in particolare, che abbiamo sinteticamente percorso. Un concetto di particolare importanza esposto da Gilbert nella sua opera è quello secondo cui la Terra stessa è un magnete. L'autore definisce la distribuzione della declinazione e dell'inclinazione su di essa partendo dall'analogia tra la Terra e una sfera di magnetite che chiama "terrella".

Il libro di Gilbert fu accolto con grande favore a quel tempo, anche se alcune affermazioni ivi contenute risultano oggi erranee, come per esempio l'opinione che la declinazione fosse dovuta all'esistenza dei continenti che deviavano, secondo Gilbert, la bussola dalla esatta direzione Nord-Sud. In ogni caso quest'opera ebbe una profonda influenza sugli scienziati inglesi e più in generale sugli scienziati europei. La prima caratteristica fisica globale riconosciuta nel nostro pianeta, a parte la sua sfericità, fu quindi l'esistenza di un campo magnetico intrinseco.

Riassumendo quindi lo stato delle conoscenze all'inizio del Seicento, per quanto concerne il geomagnetismo, si può concludere che l'introduzione della bussola, come prezioso strumento per la navigazione, ha reso possibile il fiorire delle scoperte geografiche oceaniche. L'apparente coincidenza tra meridiani geografici e direzione indicata dalla bussola sulla superficie della Terra ha costituito il naturale orientamento per la navigazione marittima; ogni ago magnetico, libero di ruotare in un piano orizzontale intorno a un asse verticale, si dispone infatti approssimativamente lungo un meridiano geografico puntando con il suo polo Nord verso un punto ideale della superficie terrestre che venne chiamato, per questo motivo, polo magnetico Nord; ma la natura non è sempre generosa poichè la direzione indicata dalla bussola non è esattamente quella del meridiano geografico, ma anzi forma con questo un angolo, detto declinazione che deve essere ben conosciuto per ottenere una corretta informazione geografica. La declinazione inoltre è variabile nello spazio, assumendo valori diversi nei diversi punti della Terra. Henry Gellibrand nel 1634 scoprì anche che sia la declinazione sia l'inclinazione cambiavano, non solo nello spazio, ma anche nel tempo; la variazione temporale di questi due elementi è indicazione di un complessivo cambiamento del campo magnetico terrestre, che oggi viene chiamato variazione secolare.

Il maggiore fra i geomagnetisti, dopo Gilbert, fu sicuramente il famoso Gauss. Egli si convinse che, oltre alla inclinazione e declinazione, anche l'intensità del campo magnetico poteva essere misurata ed essere agevolmente espressa in termini di un sistema di misure che usasse solo massa, lunghezza e tempo. Gauss riuscì nell'intento e fondò allo scopo un sistema assoluto di unità di misura. Ma il suo contributo non finì qui; è sua infatti l'idea di analizzare tutte le misure magnetiche globali allora disponibili per poter descrivere il campo con delle espressioni matematiche compatte e coerenti con la fisica del problema.

Nel XIX secolo, mentre Gauss gettava le basi del geomagnetismo moderno, anche lo studio dell'elettricità naturale aveva fatto raggiungere elevati livelli di conoscenza ai fisici dell'epoca; infatti qualche anno dopo queste due discipline (elettricità e magnetismo), apparentemente indipendenti tra loro, si unificarono nella più grande formulazione delle leggi della fisica: le equazioni di Maxwell dell'elettromagnetismo.

## **1.B Caratteristiche principali del campo geomagnetico**

La Terra è circondata da un campo magnetico di forma approssimativamente dipolare generato da un dipolo magnetico all'interno del nucleo liquido del pianeta in seguito alla formazione di correnti elettriche. Esso ha poli magnetici non coincidenti con quelli geografici, infatti l'asse magnetico è inclinato di  $11^\circ$  circa rispetto all'asse di rotazione terrestre. La convenzione internazionalmente riconosciuta per indicare l'intensità del campo magnetico terrestre è il vettore d'induzione  $\mathbf{B}$ . L'unità di misura nel SI è il Tesla, ma nella pratica viene usato un suo sottomultiplo, il nano Tesla ( $1 \text{ nT} = 10^{-9} \text{ T}$ ), che più adeguatamente si adatta ai valori tipici in ambito geomagnetico. Le misure del campo magnetico terrestre nel corso dei secoli sono state effettuate in molti punti della superficie terrestre, e da queste si è visto che al variare della posizione geografica l'intensità varia tra un minimo di 24000 nT nelle regioni equatoriali e un massimo di 68000 nT nelle zone polari.

Per la sua geometria, il campo geomagnetico ha le linee di forza entranti nella Terra nell'emisfero Nord e uscenti in quello Sud; quindi l'estremo libero di polarità Nord (positivo) di un ago magnetico tenderà a disporsi in verticale con il suo Nord verso il basso in presenza del polo magnetico di

polarità Sud (negativo). E' comunque tradizione chiamare polo magnetico Nord terrestre semplicemente quello che si trova nell'emisfero Nord e polo magnetico Sud quello che si trova nell'emisfero Sud, in accordo con i corrispondenti poli geografici.

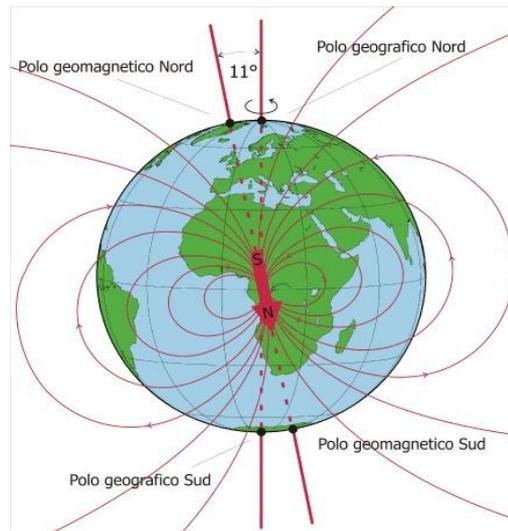


Figura 1: Linee di forza del campo magnetico terrestre

In questa sezione si discuterà dell'analisi armonica di Gauss per ottenere un modello di campo geomagnetico che più si avvicina a quello reale e si parlerà in maniera approfondita dell'origine del campo magnetico terrestre.

### 1.C Sistemi di coordinate e analisi di Gauss

Il campo magnetico terrestre, o campo geomagnetico, è un campo vettoriale, caratterizzato da un vettore che nel seguito verrà indicato con  $\mathbf{B}$  (intensità del campo magnetico). Per individuare completamente  $\mathbf{B}$  in un determinato punto è necessario determinarne tre componenti rispetto ad un opportuno sistema di riferimento; se il punto giace sulla superficie terrestre, il sistema di riferimento può essere convenientemente scelto con l'origine nel punto stesso, l'asse x nella direzione del nord geografico, l'asse y nella direzione dell'est geografico, l'asse z nella direzione della verticale verso il basso. Le componenti lungo i tre assi vengono allora indicate rispettivamente con X, Y, Z. Per ragioni di comodità di misurazione si preferisce spesso individuare  $\mathbf{B}$  attraverso altri elementi, e precisamente un elemento intensivo e due elementi angolari. L'elemento intensivo è la componente orizzontale  $\mathbf{H}$ , cioè la proiezione di  $\mathbf{B}$  sul piano orizzontale, considerata anch'essa come un vettore; gli elementi angolari sono: 1) la *declinazione D*, definita come l'angolo tra la direzione di  $\mathbf{H}$  e la direzione del nord geografico, assunto come positivo quando  $\mathbf{H}$  è diretta a est del meridiano geografico; se indichiamo col nome di meridiano magnetico di un punto il piano verticale passante per il punto stesso e contenente  $\mathbf{B}$  (e quindi  $\mathbf{H}$ ), la declinazione si può definire come l'angolo fra il meridiano magnetico e il meridiano geografico; 2) la *inclinazione I*, definita come l'angolo che  $\mathbf{B}$  forma col piano orizzontale o, ciò che è lo stesso, come l'angolo fra la direzione di  $\mathbf{B}$  e la direzione di  $\mathbf{H}$ . La figura 2 illustra gli elementi definiti sopra.

Le relazioni fra i vari elementi sono le seguenti:

$$\begin{array}{llll}
 H = B \cos I & X = H \cos D & \tan I = Z/H & H^2 = X^2 + Y^2 \\
 Z = B \sin I & Y = H \sin D & \tan D = Y/X & B^2 = H^2 + Z^2
 \end{array}$$

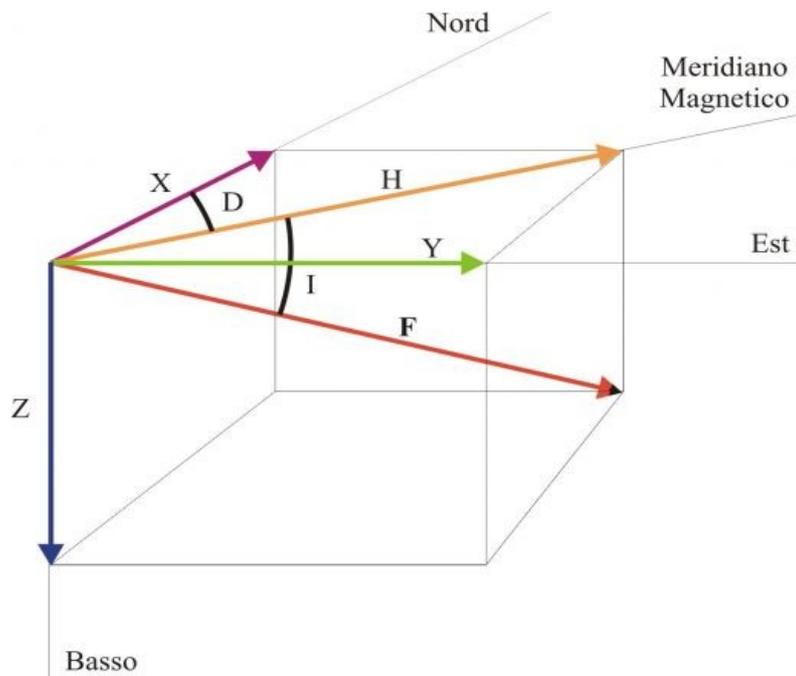


Figura 2: Elementi del campo magnetico terrestre  
 Notazione:  $F$  indica il campo  $B$

Un modo comune di descrivere il campo magnetico terrestre e' quello di graficare, in corrispondenza della superficie terrestre, i differenti elementi magnetici, quali ad esempio l'intensità totale o la declinazione del campo. Si ottengono in questo modo le carte isomagnetiche cioè mappe in cui punti di uguale intensità sono uniti attraverso delle linee chiuse. Il nome di queste carte varia ovviamente a seconda dell'elemento magnetico graficato, si parla di carte isocline nel caso in cui vengano riportati i valori dell'inclinazione, di carte isodinamiche (figura 3) qualora sia graficata una qualunque componente intensiva ( $X$ ,  $Y$ ,  $Z$ ,  $H$ ,  $B$ ) del campo ed infine di isogone nel caso della declinazione.

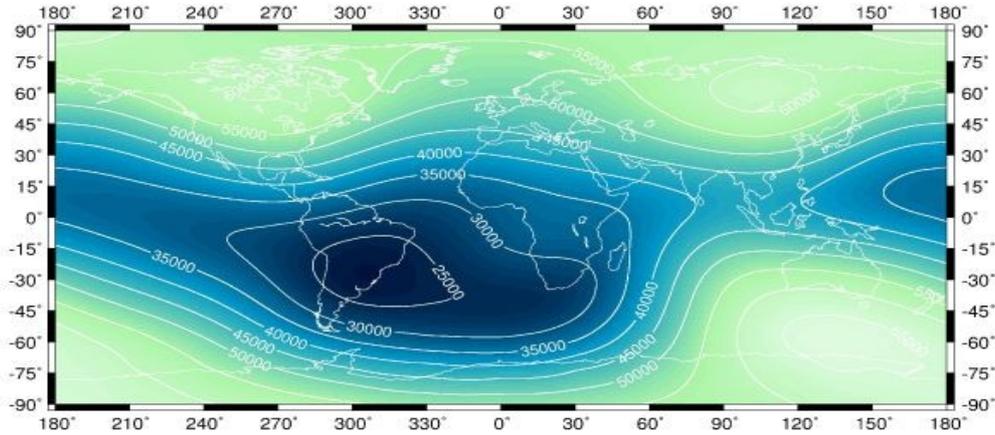


Figura 3: Carta isodinamica dell'intensità totale ( $B$ ) del campo magnetico terrestre (espressa in nT) relativa all'anno 2005

Abbiamo già detto che il campo magnetico sulla superficie terrestre corrisponde approssimativamente al campo generato da un dipolo posto all'interno della Terra. Per approfondire meglio questo aspetto è necessario entrare con maggior dettaglio nell'analisi morfologica del campo e introdurre lo sviluppo in armoniche sferiche. Le equazioni che governano il campo magnetico sono indissolubilmente legate a quelle che governano il campo elettrico tramite le equazioni di Maxwell:

$$\begin{aligned}
 \nabla \cdot \mathbf{D} &= \rho_e && \text{(legge di Gauss)} \\
 \nabla \times \mathbf{E} &= -\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} && \text{(legge di Faraday)} \\
 \nabla \cdot \mathbf{B} &= 0 && \text{(legge di Gauss magnetica)} \\
 \nabla \times \mathbf{H} &= \mathbf{J} + \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t} && \text{(legge di Ampere - Maxwell)}
 \end{aligned} \tag{1.1}$$

Dove  $\mathbf{D}$  è l'induzione elettrica (o spostamento elettrico),  $\rho_e$  è la densità di carica elettrica,  $\mathbf{E}$  è il campo elettrico,  $\mathbf{B}$  è l'induzione magnetica,  $\mathbf{H}$  è l'intensità del campo magnetico,  $\mathbf{J}$  è la densità di corrente di conduzione. La magnetizzazione della materia (che rappresenta il momento magnetico per unità di volume)  $\mathbf{M}$  è definita dalla relazione

$$\mathbf{B} = \mu_o (\mathbf{H} + \mathbf{M})$$

Analogamente il campo elettrico  $\mathbf{E}$  è legato all'induzione dielettrica  $\mathbf{D}$  e alla polarizzazione elettrica  $\mathbf{P}$  (momento di dipolo elettrico per unità di volume) tramite la relazione

$$\mathbf{E} = 1/\epsilon_o (\mathbf{D} - \mathbf{P})$$

Le costanti  $\epsilon_o = 8.854187818 \cdot 10^{-12} \text{ C}^2/\text{Nm}^2$  e  $\mu_o = 4\pi \cdot 10^{-7} \text{ tesla m/A}$  sono, rispettivamente la costante dielettrica del vuoto e la permeabilità magnetica del vuoto.

Nei casi tipici di interesse geofisico si possono fare due approssimazioni. La prima approssimazione riguarda l'ultima equazione di Maxwell in cui possiamo trascurare la corrente di spostamento rispetto a quella di conduzione a patto che valga la condizione:

$$J \gg \frac{\partial D}{\partial t}$$

ma poiché  $J = \sigma E$  (legge di Ohm) e  $\frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t} \simeq \frac{\epsilon_0 \mathbf{E}}{T}$  dove  $T$  è un tempo caratteristico del fenomeno considerato, allora la condizione di trascurare la corrente di spostamento rispetto a quella di conduzione diventa:

$$T \gg \frac{\epsilon_0}{\sigma}$$

impostando il valore più basso di  $\sigma$  all'interno della Terra di circa  $10^{-8} \Omega^{-1}m^{-1}$  e che il valore della costante  $\epsilon_0$  di circa  $10^{-11} C^2/Nm^2$  quest'ultima condizione è praticamente soddisfatta in geomagnetismo, in cui la scala dei tempi considerata va da qualche secondo (micropulsazioni) a migliaia di anni (variazione secolare).

La seconda approssimazione consiste nel fatto che se è soddisfatta la relazione precedente e sono assenti le correnti di conduzione ( $\mathbf{J}=0$ ),  $\nabla \times \mathbf{H}=0$ . Le misure del campo magnetico sono generalmente effettuate all'esterno della superficie terrestre e la bassa atmosfera è normalmente non conduttrice e non magnetizzata ( $\mathbf{M}=0$ ) di conseguenza vale la relazione  $\mathbf{B}=\mu_0 \mathbf{H}$ . Allora l'equazione di Ampere diventa  $\nabla \times \mathbf{B}=0$  perciò possiamo scrivere  $\mathbf{B}$  come il gradiente di un potenziale magnetico scalare  $V$  e per la legge di Gauss  $\nabla \cdot \mathbf{B}=0$  risulta l'equazione di Laplace per il potenziale magnetico  $V$ :

$$\nabla^2 V = 0 \quad \text{ossia} \quad \frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} = 0 \quad (1.2)$$

Nell'applicazione dell'equazione di Laplace al magnetismo terrestre conviene usare un sistema di coordinate polari sferiche ( $r, \theta, \phi$ ) avente l'origine nel centro della Terra;  $r$  è la distanza di un generico punto  $P$  dal centro,  $\theta$  la sua colatitudine, cioè l'angolo che  $r$  forma con l'asse polare (l'asse di rotazione terrestre che si assume generalmente coincidente con l'asse  $z$  del sistema di coordinate cartesiane, con verso dal polo sud al polo nord) e  $\phi$  la sua longitudine, vale a dire l'angolo che il meridiano passante da  $P$  forma con un meridiano di riferimento (il meridiano di Greenwich, che per convenzione si assume come contenente l'asse  $x$ ) come si vede in figura 4:

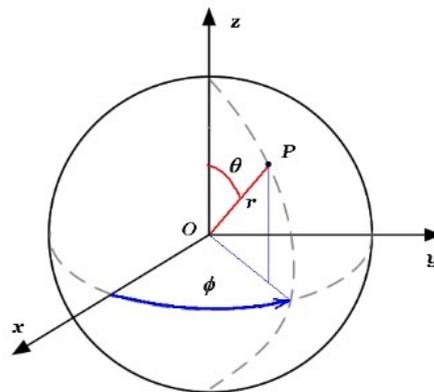


Figura 4: Coordinate sferiche

Le relazioni che legano le coordinate cartesiane con le coordinate polari sono le seguenti:

$$\begin{aligned}x &= r \sin \theta \cos \phi \\y &= r \sin \theta \sin \phi \\z &= r \cos \theta\end{aligned}$$

Si dimostra che in coordinate sferiche l'equazione di Laplace assume la forma:

$$\frac{1}{r^2} \frac{\partial}{\partial r} \left( r^2 \frac{\partial V}{\partial r} \right) + \frac{1}{r \sin \theta} \frac{\partial}{\partial \theta} \left( \sin \theta \frac{\partial V}{\partial \theta} \right) + \frac{1}{r^2 \sin^2 \theta} \frac{\partial^2 V}{\partial \phi^2} = 0$$

Ogni funzione  $V=V(r,\theta,\phi)$  che soddisfi tale equazione si chiama funzione armonica. L'espressione generale del potenziale soluzione dell'equazione di Laplace si può ottenere, analogamente a quanto si fa con il caso gravitazionale, utilizzando la fattorizzazione di  $V$  in tre funzioni delle singole variabili  $r$ ,  $\phi$  e  $\theta$ . Per la variabile  $r$  si considerano funzioni che tengano conto della possibile origine del campo rispettivamente interne ed esterna alla Terra, per  $\phi$  si considerano funzioni dello sviluppo in serie di Fourier, mentre per  $\theta$  si usano in geomagnetismo le funzioni quasi normalizzate di Shmidt scelte a partire dalle funzioni di Legendre in modo tale che siano dello stesso ordine di grandezza delle funzioni zonali di uguale grado.

Le funzioni  $P_n^m(\theta)$ , dette in questo caso funzioni quasi normalizzate o di Shmidt, si ricavano dalle funzioni di Legendre

$$P_{n,m}(\theta) = \sin^m \theta \frac{d^m P_n(\theta)}{d \cos(\theta)^m}$$

dove abbiamo indicato con  $n$  e con  $m$  l'ordine, sia:

$$P_n(\theta) = \frac{1}{n! n^n} \frac{d^n}{d \cos(\theta)^n} (\cos^2 \theta - 1)^n$$

I polinomi di Shmidt, differenti dalle funzioni di Legendre solo per un fattore di normalizzazione, saranno così definiti

$$P_n^m(\theta) = P_{n,m}(\theta) \text{ per } m=0; \quad P_n^m(\theta) = \left\{ 2 \frac{(n-m)!}{(n+m)!} \right\}^{1/2} P_{n,m}(\theta) \text{ per } m>0$$

dal momento che sulla superficie della Terra non è possibile stabilire a priori se il campo, e quindi il potenziale che lo genera, sia un campo di origine interna od esterna, nei coefficienti dello sviluppo, andremo in seguito ad indicare con il prefisso  $i$  ed  $e$ , come apice dei coefficienti, i possibili contributi interno ed esterno al potenziale. Questa procedura equivale a considerare che il campo di origine esterna si sommi a quello di origine interna per dare alla superficie il valore misurato.

È anche intuitivo che per soddisfare le condizioni al contorno poste dall'equazione di Laplace, il campo di origine esterna dovrà essere generato a distanze molto grandi della Terra (di raggio medio  $a$ ), quindi per  $r \gg a$ , e dipenderà dalla variabile radiale come  $(r/a)^n$  in quanto deve valere all'interno della sfera, decrescendo dal bordo verso il suo interno. Mentre il contributo di origine interna avrà la dipendenza  $(a/r)^{n+1}$  e sarà invece valido nello spazio esterno alla sfera annullandosi all'infinito, benchè sia generato all'interno ossia per  $r < a$ .

L'espressione generale del potenziale si può allora scrivere:

$$V = a \sum_{n=0}^{\infty} \left\{ \left( \frac{a}{r} \right)^{n+1} T_n^i + \left( \frac{r}{a} \right)^n T_n^e \right\}$$

dove ogni funzione  $T_n$  con i rispettivi apici  $i$  per interno ed  $e$  per esterno, sarà rappresentata dal prodotto delle due funzioni angolari rappresentanti la dipendenza della longitudine e della latitudine come su descritto ( $n=0$  può essere ammesso perchè il contributo esterno resterebbe costante e quindi irrilevante invece quello interno rappresenterebbe un monopolo magnetico). Quindi in generale:

$$T_n = \sum_{m=0}^n (g_n^m \cos m \phi + h_n^m \sin m \phi) P_n^m(\theta)$$

$g_n^m$  e  $h_n^m$  vengono chiamati coefficienti di Gauss.

È bene ora passare a considerare subito la forma matematica che in questo schema assumono le grandezze che operativamente misuriamo sulla Terra, ossia le componenti del vettore  $B$  che sono le derivate spaziali della funzione potenziale  $V$ :

$$\begin{aligned} X &= -\frac{\partial V}{r \partial \theta} = -\frac{a}{r} \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n \frac{dP_n^m}{d\theta} \left[ \left\{ g_n^{me} \left( \frac{r}{a} \right)^n + g_n^{mi} \left( \frac{a}{r} \right)^{n+1} \right\} \cos m \phi + \left\{ h_n^{me} \left( \frac{r}{a} \right)^n + h_n^{mi} \left( \frac{a}{r} \right)^{n+1} \right\} \sin m \phi \right] \\ Y &= \frac{\partial V}{r \sin \theta \partial \phi} = \frac{a}{r \sin \theta} \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n P_n^m \left[ -m \left\{ g_n^{me} \left( \frac{r}{a} \right)^n + g_n^{mi} \left( \frac{a}{r} \right)^{n+1} \right\} \sin m \phi + m \left\{ h_n^{me} \left( \frac{r}{a} \right)^n + h_n^{mi} \left( \frac{a}{r} \right)^{n+1} \right\} \cos m \phi \right] \\ Z &= -\frac{\partial V}{\partial r} = -\sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n P_n^m \left[ \left\{ n g_n^{me} \left( \frac{r}{a} \right)^{n-1} - (n+1) g_n^{mi} \left( \frac{a}{r} \right)^{n+2} \right\} \cos m \phi + \left\{ n h_n^{me} \left( \frac{r}{a} \right)^{n-1} - (n+1) h_n^{mi} \left( \frac{a}{r} \right)^{n+2} \right\} \sin m \phi \right] \end{aligned}$$

tali formule per  $r=a$ , ossia sulla superficie della terra, divengono:

$$\begin{aligned} X &= -\sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n \frac{dP_n^m}{d\theta} [g_n^m \cos m \phi + h_n^m \sin m \phi] \\ Y &= \frac{1}{\sin \theta} \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n P_n^m [-m g_n^m \sin m \phi + m h_n^m \cos m \phi] \\ Z &= -\sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n P_n^m [(n g_n^{me} - (n+1) g_n^{mi}) \cos m \phi + (n h_n^{me} - (n+1) h_n^{mi}) \sin m \phi] \end{aligned}$$

notiamo subito che nelle formule che riportano  $X$  ed  $Y$  i termini dei coefficienti di Gauss  $g_n^m = g_n^{me} + g_n^{mi}$  ed  $h_n^m = h_n^{me} + h_n^{mi}$  appaiono solo con la forma espressa dalla loro somma e non permettono quindi la separazione dei due contributi esterno ed interno al campo sulla superficie terrestre. In  $Z$  invece tali termini sono ancora separati. Questa considerazione sarà molto utile in seguito quando vorremo valutare tali contributi indipendentemente. È comunque tanto utile notare che dalla distribuzione di misure delle componenti  $X$  ed  $Y$  sulla superficie terrestre si possono ottenere i  $g_n^m$  ed  $h_n^m$ .

Dai risultati delle varie analisi effettuate sino ad oggi le differenze riscontrate fra i  $g_n^m$  ed  $h_n^m$  ricavati con le due componenti  $X$  ed  $Y$  possono solo essere attribuite agli errori di misura; il primo risultato sperimentale di rilievo dell'analisi armonica sferica del campo magnetico terrestre è quindi che il campo è conservativo. Per determinare separatamente i contributi dei campi di origine esterna

ed interna alla Terra occorre analizzare anche la distribuzione della componente verticale Z.

Ricordando la formula ottenuta dall'analisi per Z:

$$Z = - \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n P_n^m(\theta) \left[ \left( n g_n^{me} - (n+1) g_n^{mi} \right) \cos m \phi + \left( n h_n^{me} - (n+1) h_n^{mi} \right) \sin m \phi \right]$$

Definendo ora

$$\begin{aligned} C_n^m A_n^m &= g_n^{me} & (1 - C_n^m) A_n^m &= g_n^{mi} \\ S_n^m B_n^m &= h_n^{me} & (1 - S_n^m) B_n^m &= h_n^{mi} \end{aligned}$$

da cui

$$\begin{aligned} g_n^{me} + g_n^{mi} &= g_n^m = A_n^m \\ h_n^{me} + h_n^{mi} &= h_n^m = B_n^m \end{aligned}$$

L'espressione per Z diviene

$$Z = - \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n P_n^m(\theta) \left[ \left( n C_n^m - (n+1)(1 - C_n^m) \right) g_n^m \cos m \phi + \left( n S_n^m - (n+1)(1 - S_n^m) \right) h_n^m \sin m \phi \right]$$

anche questo sviluppo deriva direttamente da quello in armoniche sferiche del potenziale. Con una serie di misure su di una rete regolare possiamo, come per la X e per la Y (rispettivamente a  $\phi = \text{cost}$  e  $\theta = \text{cost}$ ) anche qui porre  $\theta = \text{cost}$  e approssimare le misure ad una funzione spaziale periodica. Per ricavare tale funzione ancora una volta sarà necessario uno sviluppo in serie di Fourier.

$$Z = - \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n P_n^m(\theta) (\alpha_n^m \cos m \phi + \beta_n^m \sin m \phi)$$

dove questa volta dovremo eguagliare i nuovi coefficienti  $\alpha_n^m$  e  $\beta_n^m$  dedotti in modo analogo ai  $g_n^m$  e  $h_n^m$  delle componenti X e Y

$$\begin{aligned} \alpha_n^m &= \left( n S_n^m - (n+1)(1 - S_n^m) g_n^m \right) \\ \beta_n^m &= \left( n S_n^m - (n+1)(1 - S_n^m) h_n^m \right) \end{aligned}$$

In queste equazioni è possibile, con lo sviluppo del metodo dei minimi quadrati, ricavare gli  $\alpha_n^m$  e gli  $\beta_n^m$ . Conoscendo poi, dallo sviluppo delle X ed Y i  $g_n^m$  e gli  $h_n^m$ , possiamo ricavare le frazioni dei termini armonici di origine esterna ed interna ossia i  $C_n^m$  e gli  $S_n^m$

In tutte le analisi effettuate dal 1830 ad oggi, separando i contributi di origine esterna da quelli di origine interna, i termini esterni sono sempre risultati di ampiezza notevolmente inferiore, quasi trascurabili, rispetto a quelli di origine interna. Ciò vuol dire che il potenziale e quindi il campo magnetico terrestre è di origine interna. La funzione potenziale del campo geomagnetico si può formulare in modo completo considerando i soli termini di origine interna indicando d'ora in poi i coefficienti di Gauss senza l'apice *i* o *e*.

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

## 1.D Risultati dell'analisi di Gauss

Il risultato fondamentale dell'analisi di Gauss del campo geomagnetico si ottiene dal valore numerico dello sviluppo del potenziale a seguito della iniziale scomposizione in termini di origine esterna ed interna: i primi forniscono un contributo nullo al potenziale, a confermare cioè che il campo è solamente di origine interna alla Terra. Altro risultato importante è che da tutte le analisi fatte in varie epoche appare sempre che i primi tre coefficienti dello sviluppo  $(g_0^0, g_1^1, h_1^1)$ , che corrispondono a considerare  $n=1$ , sono nettamente preponderanti su tutti gli altri e inoltre che il primo dei tre è di gran lunga il più elevato in valore. È possibile mostrare matematicamente che questo primo termine corrisponde, nel caso del campo geomagnetico, a un dipolo posizionato al centro della Terra, con il suo asse coincidente con l'asse di rotazione. Questa è la prima approssimazione possibile per il campo geomagnetico; quella immediatamente seguente consiste nel considerare i primi tre termini insieme e questo comporta come risultato ancora un dipolo, sempre centrato nell'origine della Terra, ma che forma con l'asse di rotazione terrestre un angolo di circa  $11^\circ$  e che punta con il suo polo Sud verso il Nord America; il suo momento dipolo è in grado di rappresentare ben il 95% di tutto il campo magnetico terrestre. Il momento magnetico del dipolo terrestre nel Sistema internazionale di misura (SI) ha il valore di circa  $8 \cdot 10^{22} \text{ Am}^2$ .

Magnetismo terrestre. - Coefficienti di Gauss,  $g$  e  $h$ , in nT, per l'IGRF 1995,0 TABELLA I

$n$	$m$	$g$	$h$	$n$	$m$	$g$	$h$
1	0	-29.682		8	0	24	
1	1	-1.789	5.318	8	1	4	12
2	0	-2.197		8	2	-1	-10
2	1	3.074	-2.356	8	3	-9	7
2	2	1.685	-425	8	4	-14	-21
3	0	1.329		8	5	4	12
3	1	-2.268	-263	8	6	5	10
3	2	1.249	302	8	7	0	-17
3	3	769	-406	8	8	-7	-10
4	0	941		9	0	4	
4	1	782	262	9	1	9	-19
4	2	291	-232	9	2	1	15
4	3	-421	98	9	3	-12	11
4	4	116	-301	9	4	9	-7
5	0	-210		9	5	-4	-7
5	1	352	44	9	6	-2	9
5	2	237	157	9	7	7	7
5	3	-122	-152	9	8	0	-8
5	4	-167	-64	9	9	-6	1
5	5	-26	99	10	0	-3	
6	0	66		10	1	-4	2
6	1	64	-16	10	2	2	1
6	2	65	77	10	3	-5	3
6	3	-172	63	10	4	-2	6
6	4	2	-53	10	5	4	-4
6	5	17	4	10	6	3	0
6	6	-94	28	10	7	1	-2
7	0	77		10	8	3	3
7	1	-67	-77	10	9	3	-1
7	2	1	-25	10	10	0	-6
7	3	29	3				
7	4	4	22				
7	5	8	16				
7	6	10	-23				
7	7	-2	-3				

Tabella 1: Coefficienti di Gauss

L'analisi armonica del potenziale ha permesso quindi a Gauss di accertare la sede interna delle sorgenti del campo. La tendenza all'annullamento progressivo dei coefficienti, per gradi dello sviluppo maggiori di uno, rappresenta fisicamente le successive approssimazioni del dipolo, che vengono chiamate di quadrupolo, ottupolo ecc.. La somma di tutti questi contributi tende progressivamente a rappresentare tutto il campo, anche se singolarmente e anche nel loro complesso, i termini di ordine superiore notevolmente inferiori come peso globale rispetto al dipolo. Il contributo dell'analisi diviene infine trascurabile per gradi elevati maggiori di 12; il significato di ciò sta nel dover distinguere due grandi contributi al campo magnetico: uno a scala globale, la cui origine risiede nel nucleo della Terra a oltre 3.000 km di profondità, e il secondo, che rappresenta delle sorgenti di magnetismo indipendenti da quelle profonde, proprie della crosta terrestre.

L'insieme del campo di dipolo centrato e dei campi non dipolari che costituisce complessivamente il contributo a scala globale, viene chiamato campo principale. Quest'ultimo induce nella parte solida del pianeta, in particolare nella crosta, una magnetizzazione che a sua volta genera un campo secondario. Tale magnetizzazione è costituita da due componenti: una è la magnetizzazione indotta in senso stretto, cioè dovuta all'azione esercitata dal campo principale e avente intensità proporzionale a quella del campo agente; l'altra è la magnetizzazione rimanente, indotta dal campo principale all'atto di formazione della roccia e fissata in modo permanente in essa. Ciò che si misura

sulla superficie terrestre (e nello spazio attorno al pianeta) è la somma vettoriale del campo principale e del campo indotto come vedremo nel paragrafo successivo.

La distinzione tra campo principale (nucleare) e campo secondario (campo crostale) è deducibile dall'analisi di Gauss riportando un diagramma di  $R_n$  (potenza della generica armonica di grado  $n$ ) in funzione del grado  $n$  per le armoniche interne, cioè rappresentative di sorgenti nella Terra; si vede che le potenze armoniche sono raggruppate in due gruppi ben distinti, dei quali il primo comprende le armoniche di grado da  $n=1$  a  $n=14$  i cui punti rappresentativi sono allineati su una retta di grande pendenza, mentre il secondo comprende, con i punti rappresentativi allineati su una retta di piccola pendenza, le armoniche di grado maggiore di 15, di piccola potenza.

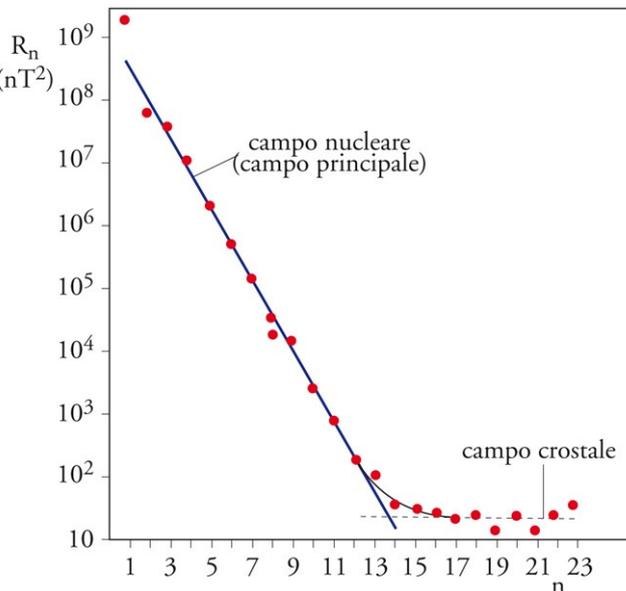


Figura 5: Potenza armonica  $R_n$  in funzione del grado  $n$  delle armoniche interne

Poichè la profondità nella Terra delle sorgenti magnetiche (sistemi di correnti elettriche o di materia magnetizzata) rappresentate da un'armonica è tanto maggiore quanto è minore il grado dell'armonica medesima, è possibile collegare profondità delle sorgenti e grado delle armoniche, per cui dal diagramma di figura 5 si deduce che il campo magnetico terrestre è il risultante di due campi: un campo principale o nucleare (appunto rappresentato dalle armoniche di grado da 1 a circa 14) derivante dal sistema di correnti elettriche che scorrono nella parte esterna, fluida, del nucleo terrestre, a profondità tra 2900 e 5100 km, e perciò detto campo nucleare, e un campo assai meno importante e a piccolissima profondità per le armoniche di grado superiore ( $n > 15$ ), le cui sorgenti sono identificabili nelle rocce della crosta terrestre che sono magnetizzate dal campo nucleare, e quindi chiamato campo crostale.

## 1.E Morfologia del campo magnetico terrestre

Uno studio morfologico semplice del campo magnetico terrestre indica che questo è per il 95% , come si è visto precedentemente, identificabile come il campo generato da un dipolo, mentre la parte rimanente è rappresentata dalle sue anomalie, ossia le deviazioni rispetto all'andamento teorico dipolare.

Quando si effettua la misura del campo geomagnetico in un determinato punto della superficie del nostro pianeta questa fornisce un valore che è il risultato della sovrapposizione di contributi aventi origine diversa. Questi contributi possono essere considerati separatamente e ciascuno di essi corrisponde ad un diverso campo:

- **Il campo nucleare**, generato dalle correnti elettriche nello strato di ferro liquido esterno al nucleo tramite il meccanismo di geodinamo (Maggiore del 94% e appartenente ai termini armonici fino all'ordine 14 circa) ;

- **Il campo crostale**, generato dalle rocce magnetizzate della crosta terrestre (Dell'ordine di qualche punto percentuale e appartenente ai termini armonici superiori all'ordine 15);
- **Il campo esterno o atmosferico** generato da correnti elettriche che fluiscono nella ionosfera e nella magnetosfera come conseguenza dell'interazione tra il vento solare e il campo geomagnetico
- **campo indotto interno**, generato dal campo indotto nella crosta e nel mantello dal campo esterno variabile nel tempo.

## Il Campo Nucleare

In figura 6 è rappresentato uno spaccato dell'interno della Terra. La Terra, al proprio interno, è costituita da una serie di gusci sferici concentrici e di spessore variabile tra i quali sono state individuate tre principali superfici di discontinuità. Esse sono state individuate attraverso lo studio della propagazione delle onde sismiche nel sottosuolo, ed in modo particolare dai cambiamenti improvvisi che subiscono le velocità di propagazione quando attraversano le suddette superfici. E' noto che i cambiamenti di velocità sono influenzati dai parametri chimico-fisici degli strati attraversati ed in particolare sono funzione della composizione chimica, della temperatura, della pressione o dello stato di aggregazione della materia. La prima di queste superfici di discontinuità, partendo dalla superficie della Terra, è detta Mohorovicic o Moho, e si trova ad una

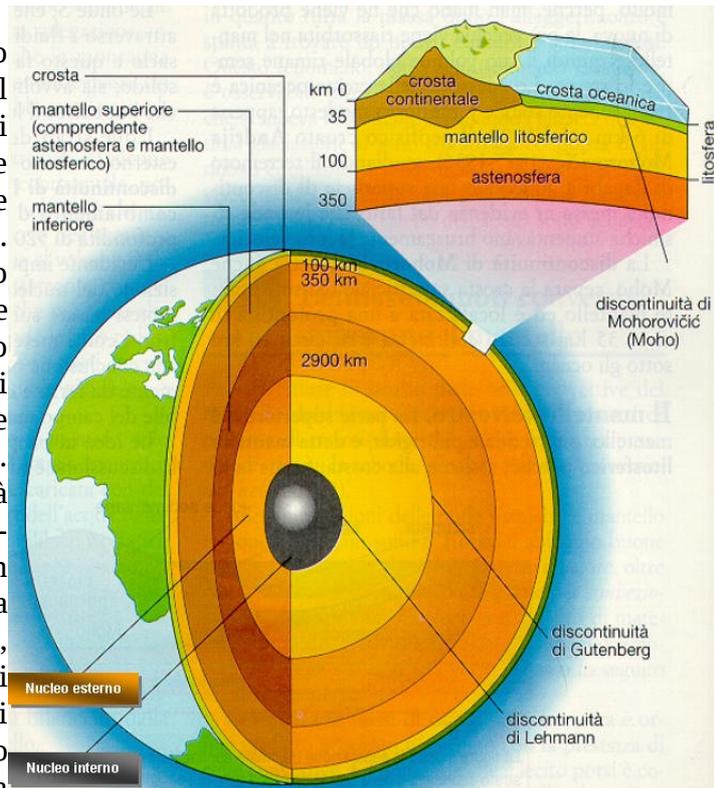


Figura 6: Interno della Terra

profondità compresa tra 5 e 70 Km. Essa costituisce la delimitazione del primo strato superficiale della Terra che è chiamato crosta. La crosta terrestre ha spessori e composizione variabili a seconda che l'area considerata si trovi in corrispondenza degli oceani o sotto i continenti. Nel caso siano presenti gli oceani, lo spessore varia tra 5 e 10 Km e la crosta si compone di strati di roccia prevalentemente basaltica, ricoperta di sedimenti. La crosta terrestre al di sotto dei continenti invece è costituita da rocce essenzialmente granitiche. All'interno della crosta possono essere presenti anche minerali che possiedono una magnetizzazione (e.g. magnetite) da cui hanno origine le anomalie magnetiche localizzate. Tuttavia la magnetizzazione di questi minerali si annulla quando la temperatura, che cresce con la profondità, supera il limite di Curie (temperatura di Curie della magnetite è 575 °C). Scendendo in profondità al di sotto della Moho, a circa 2900 km si trova la seconda discontinuità, detta di Gutenberg. Lo strato compreso tra queste superfici si chiama mantello, il quale costituisce il 67% della massa e l'83% del volume della Terra, ed al cui interno si riscontrano significative variazioni di pressione e temperatura. Esse determinano una stratificazione interna al mantello con un passaggio graduale da uno strato all'altro, che fa pensare ad una composizione quasi uniforme. Infine, al di sotto della discontinuità di Gutenberg, e fino al centro della Terra si trova il nucleo. Esso inizia ad una profondità di circa 2900 km e con un guscio esterno

liquido. Tale stato è stato individuato attraverso la propagazione delle onde sismiche e poichè le onde trasversali o di taglio non si propagano oltre questa discontinuità, il nucleo deve essere costituito da materiale a rigidità nulla. Si stima che i materiali che lo compongono abbiano una densità compresa tra 10 e 13 g/cm<sup>3</sup>, a differenza della crosta che mostra una densità compresa tra 2,7 e 3,3 g/cm<sup>3</sup>, conferendo una densità media della Terra di circa 5,5 g/cm<sup>3</sup>. Tenendo conto di queste densità è stato possibile elaborare un modello di nucleo dominato da composti a base di ferro, silicio e nichel, suddiviso in due parti, un guscio più esterno liquido e conduttivo per la presenza di cariche elettriche libere ed un nucleo più interno solido. La superficie di demarcazione che separa il nucleo interno da quello esterno costituisce la terza discontinuità, detta di Lehmann, e si trova alla profondità di circa 5100 km.

Le cariche elettriche libere del nucleo esterno, per effetto del movimento di rotazione della Terra intorno al proprio asse ed alle leggi della magnetoidrodinamica, danno origine al campo magnetico nucleare i cui modelli di riferimento sono chiamati geodinamo. Questo termine deriva dall'ipotesi che l'autosostentamento del campo magnetico nucleare si basi sulla trasformazione dell'energia meccanica di rotazione in energia del campo magnetico. Tra i modelli più accreditati in letteratura spiccano: il modello a singola dinamo formulato da Bullard, ed il modello a doppia dinamo di Rikitake, ma di questi modelli discuteremo in maniera più approfondita nel successivo capitolo.

### **Il Campo crostale**

La parte crostale del campo magnetico terrestre è generato da un sottilissimo strato della Terra per la possibile presenza di minerali ferromagnetici in uno spessore massimo di 30-60 km, a seconda del contesto tettonico. Essendo il processo della magnetizzazione delle rocce collegato alla storia geologica della roccia stessa, il campo di origine crostale è importante per ottenere informazioni indirette sulle strutture tettoniche e geodinamiche e sullo stato termodinamico della crosta terrestre.

E' bene ricordare che un altro importante contributo alla parte crostale del campo magnetico della Terra è dato dalla magnetizzazione indotta nelle rocce cristalline dal campo principale. Per questa ragione, la conoscenza del campo originato nel nucleo della Terra è essenziale per lo studio della dinamica del nucleo stesso ma è anche fondamentale per determinare la parte del campo terrestre di origine crostale. Il campo principale, infatti, è solo una parte del campo osservato sulla superficie della Terra che deve essere rimossa per isolare il contributo crostale, noto anche come campo crostale residuo, per tale ragione.

### **Il Campo Esterno**

Come già accennato, il campo magnetico terrestre deve la sua origine al campo nucleare. Tuttavia dato che la Terra interagisce sia con il Sole, sia con il campo magnetico interplanetario ognuna di queste interazioni è responsabile di piccoli contributi e soprattutto fonte di variazioni di intensità, su scale temporali che vanno dalla frazione di secondo ai giorni.

Le sorgenti esterne responsabili della variabilità del campo magnetico terrestre sono principalmente due:

1-*Le correnti elettriche ionosferiche*

2-*Le correnti elettriche magnetosferiche*

### **Le Correnti Ionosferiche**

La Terra è un pianeta circondato da un involucro gassoso, detto atmosfera, composto da ossigeno, azoto per circa 98% e da altri gas e vapore acqueo per il resto. La struttura dell'atmosfera è molto

complessa ed al variare dell'altitudine si distinguono diversi strati. Tra questi, quello particolarmente interessante da un punto di vista geomagnetico è quello più esterno, la Ionosfera, le cui caratteristiche peculiari sono la rarefazione ed uno spessore di alcune centinaia di chilometri a partire dai 60 km di altitudine. Buona parte delle radiazioni ionizzanti provenienti dal Sole e dallo spazio, hanno il potere di ionizzare fortemente gli atomi e le molecole presenti.

La miscela di gas ionizzati, per effetto della rotazione della Terra ed in particolare per effetto della forza di Coriolis, crea dei vortici di correnti, che percorrono entrambi gli emisferi, in verso antiorario in quello Nord ed in verso orario in quello Sud.

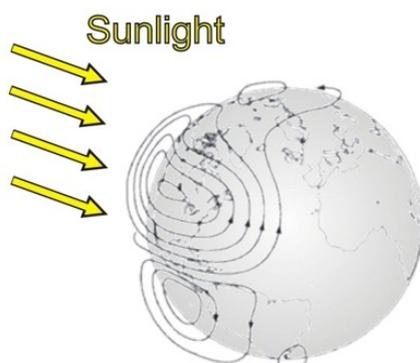


Figura 7: Correnti Ionosferiche

In Figura 7 possiamo vedere una rappresentazione schematica di tali correnti. Esse sono presenti sia nella zona dell'atmosfera frontale al Sole che in quella opposta, tuttavia l'intensità di queste ultime è pari a circa un quarto di quelle della zona illuminata. Tale diversità insieme al moto relativo della Terra rispetto alle correnti rappresenta la causa generatrice della "variazione magnetica regolare diurna". Per quanto concerne l'intensità della variazione diurna, i parametri fondamentali sono l'intensità delle correnti, la forma geometrica che esse assumono e la latitudine in cui si effettua la misura. Il livello di ionizzazione è influenzato dall'intensità dell'attività solare, la quale ha una periodicità di circa 11 anni ed è caratterizzata da brillamenti, aumento delle macchie solari, espulsioni di massa coronali. Esclusi i periodi di intensa attività solare, in cui si riscontra un forte disturbo magnetico, in altri periodi l'attività solare viene definita quieta ( **Sq** o "**Solar quiet**"), per cui le correnti ionosferiche sono pressochè costanti e le variazioni del campo misurato sono solo di decine di nT su un periodo di 24h.

### Le Correnti Magnetosferiche

La magnetosfera è quella regione dello spazio che circonda un pianeta, all'interno della quale si rileva il campo magnetico da esso generato. Anche la Terra in quanto sede di un campo magnetico dipolare, possiede una magnetosfera che fu scoperta dalla sonda Explorer I nel 1958. La forma e l'estensione di questa regione, sono influenzate dall'interazione con il plasma del vento solare e con il campo magnetico interplanetario. La figura 8 mostra una rappresentazione del complesso sistema di interazioni tra il vento solare e il campo magnetico della Terra, in cui distinguiamo una

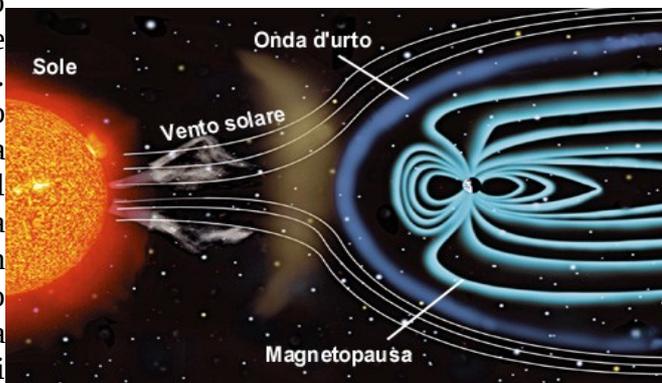


Figura 8: Interazione tra vento solare e campo magnetico terrestre

zona rivolta verso il Sole, che si estende fino ad una distanza dal centro della Terra di circa 10-12 raggi terrestri (un raggio medio terrestre misura circa 6371 Km) e la cui forma ed estensione dipendono dalla pressione del vento solare. Nella regione diametralmente opposta è presente la coda geomagnetica, che ha una forma più allungata ed una dimensione di oltre 100 raggi terrestri, ma priva di un confine ben definito. All'interno della Magnetosfera è distinguibile una regione chiamata magnetopausa, che è la superficie di separazione fra il vento solare, che porta con sé l'IMF(Interplanetary Magnetic Field), e il tenue plasma magnetosferico, permeato dal campo magnetico terrestre. Essa è determinata dal bilancio totale di pressione dinamica, termica e magnetica dei due mezzi a contatto. In pratica, potendo trascurare gli altri termini, la magnetopausa è determinata dal bilancio tra la pressione dinamica del vento solare e la pressione magnetica del campo terrestre. Dagli studi da satellite effettuati all'interno della magnetosfera è risultato che il sistema di cariche elettriche ivi intrappolate sono responsabili di un complesso sistema di correnti, alcune delle quali influiscono significativamente sulla variabilità del campo magnetico misurato sulla Terra e sono la causa scatenante di fenomeni quali le *tempeste magnetiche*, le *sottotempeste*, le *baie* e le *pulsazioni*. Nella sottostante figura 9 vengono riportati in modo più dettagliato i sistemi di correnti di cui si tratterà con maggior dettaglio:

- la corrente ad anello;
- le correnti allineate al campo magnetico.

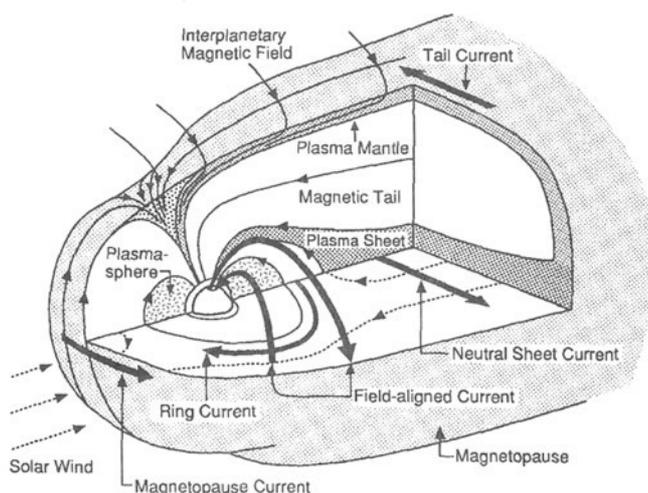


Figura 9: Sistemi di correnti

### Corrente ad anello

Tra i sistemi di correnti più importanti e soprattutto responsabili della variabilità del campo magnetico sulla Terra, vi è la corrente ad anello. Questa corrente si trova ad una distanza dalla Terra compresa tra 3 e 5 raggi terrestri, ed è dovuta al moto di deriva dei protoni e degli elettroni presenti in questa regione intorno all'asse magnetico della Terra. In figura 10 sono rappresentati i principali moti a cui sono soggetti ioni ed elettroni nella parte più interna della magnetosfera. Tali particelle, per effetto dei campi magnetici ed elettrici ed anche a causa di gradienti di pressione, compiono tre movimenti principali. Il primo di tali movimenti è quello dovuto alla forza di Lorentz, che costringe le particelle ad effettuare movimenti a spirale intorno alle linee del campo magnetico. Nel

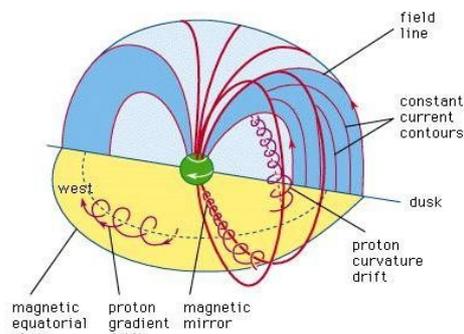


Figura 10: Correnti ad anello

secondo movimento le particelle viaggiano ripetutamente tra un polo magnetico e l'altro per effetto del cosiddetto fenomeno della bottiglia magnetica. Il terzo movimento è dovuto ai campi elettrici ed ai gradienti di pressione trasversali alle linee del campo magnetico, responsabili della deriva delle cariche lungo traiettorie circolari su piani paralleli a quello equatoriale.

Scegliendo come punto di osservazione il Sole e considerando la Terra puntiforme, questi tre movimenti si riducono ad un moto circolare sul piano equatoriale in senso orario, visto dal Nord geografico. L'effetto di questa corrente è quello di generare un campo magnetico di pochi nT opposto a quello terrestre, ed il cui effetto si manifesta in particolare nelle regioni di media e bassa latitudine. L'intensità di questa corrente rimane pressoché costante, tuttavia può intensificarsi sensibilmente in occasione di particolari configurazioni del campo magnetico interplanetario rispetto al campo magnetico terrestre. In questo ambito è importante il fenomeno della "riconnessione magnetica alla magnetopausa": quando il campo magnetico interplanetario, nella regione della magnetopausa, è diretto in maniera opposta al campo terrestre, esiste un punto, o una linea di punti in cui i due campi si annullano a vicenda. Ciò comporta lo spostamento delle linee di forza del campo magnetico terrestre verso la coda geomagnetica; di conseguenza si riduce fortemente l'effetto barriera, esercitato dal campo magnetico, sugli ioni del vento solare, permettendo ad un significativo numero di questi di raggiungere la corrente ad anello dalla magnetopausa. Le linee di campo magnetico spezzate, e deviate verso la coda geomagnetica, a loro volta ricongiungendosi nella coda permettono alle particelle intrappolate nelle linee del campo di subire un'accelerazione verso la Terra e verso la corrente ad anello a seguito della riconnessione. L'incremento dell'intensità della corrente ad anello, così ottenuta, è responsabile delle **tempeste magnetiche** e delle **baie**. Questi eventi si possono presentare con una frequenza di una o due volte al mese, verificandosi spesso in concomitanza dei brillamenti solari, o con un ritardo di 24-48 ore rispetto a questi.

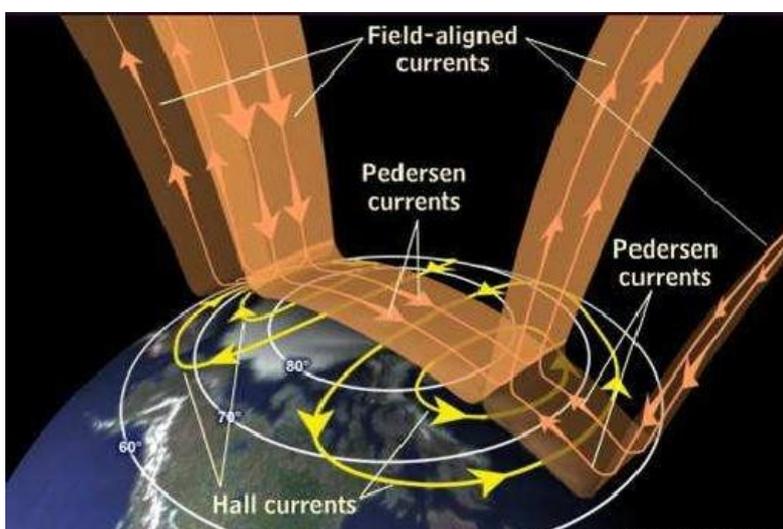


Figura 11: Correnti allineate

### Correnti allineate

Un altro importante sistema di correnti che circolano nella magnetosfera e nella ionosfera sono le correnti di Birkeland o correnti allineate al campo magnetico. Come si può vedere nelle figure 9 e 11, i circuiti attraverso i quali le cariche raggiungono i poli, sono due. Il primo circuito congiunge direttamente le regioni polari alla regione della magnetopausa, mentre il secondo è più interno e ricongiunge le correnti allineate alle correnti equatoriali. Le correnti allineate si chiudono nella ionosfera attraverso le correnti di Pedersen, che fluiscono lungo le linee di forza di un campo

elettrico che attraversa la cappa polare. Poichè è presente il campo magnetico terrestre, si crea un sistema di correnti perpendicolari sia al campo elettrico che a quello magnetico (denominate correnti di Hall, linee gialle in figura 11). Entrambi i circuiti iniettano le cariche contenute nel vento solare nelle ionosfere polari, provocando l'eccitazione e/o la ionizzazione delle molecole, ed il verificarsi di fenomeni noti come **sottotempeste magnetiche** e **aurore polari**.

## 1.F Variazioni temporali del campo magnetico terrestre

Il campo magnetico terrestre non è costante nel tempo nè uniforme nello spazio. Le variazioni del campo possono essere misurate e presentate come valori medi giornalieri, mensili ed annuali. Le variazioni temporali del campo magnetico terrestre possono separarsi in due grandi categorie: quelle aventi origine interna e quelle aventi origine esterna rispetto alla superficie terrestre. Pur non essendo possibile fissare un limite netto tra le due categorie, applicando l'analisi in armoniche sferiche alle variazioni del campo geomagnetico si è trovato che le variazioni su scale temporali con tempi caratteristici inferiori a circa 1 anno sono di origine esterna mentre, quelle che avvengono su scale temporali più lunghe, comunemente chiamate variazione secolare, sono di origine interna alla Terra.

### Variazioni interne

- *Variazioni secolari*: sono le uniche interne

Analizzando dati di inclinazione osservati a Londra, Gellibrand fu il primo a scoprire nel 1635 che il campo geomagnetico cambia nel tempo.

La caratteristica più evidente ma anche controversa della variazione secolare è la cosiddetta deriva occidentale: guardando una serie di carte mondiali delle isolinee della declinazione per misurazioni effettuate in anni successivi, si nota una deriva delle isolinee verso Occidente.

Le isolinee della declinazione sembrano slittare progressivamente verso Ovest di circa  $0.2^\circ$  l'anno. L'effetto è chiaramente osservabile sull'Atlantico e sull'Europa ma non altrettanto ben apprezzabile sul Pacifico orientale, Australia e Antartide. Questa deriva inoltre è più evidente nella declinazione che non nelle componenti H e Z. Uno studio più dettagliato si è effettuato separando i contributi alla variazione secolare in due parti, una esclusivamente dovuta al dipolo terrestre e una dovuta al campo non dipolare, ossia il campo che si ottiene sottraendo dal campo osservato quello del dipolo.

Per ciò che riguarda più propriamente il dipolo è ormai confermato che dai tempi di Gauss a oggi l'intensità del campo dipolare è diminuita di oltre il 5% mentre il suo asse non si è di molto spostato, in termini di

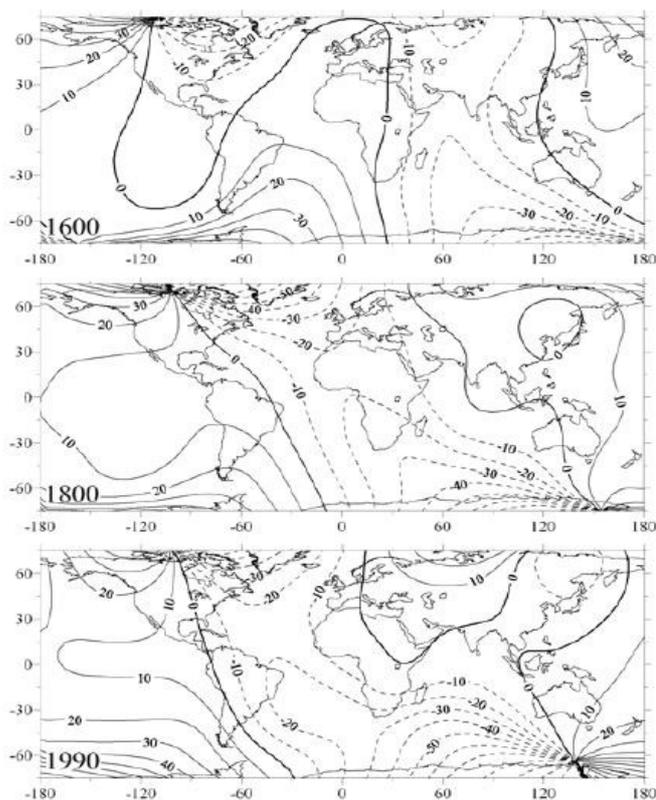


Figura : Deriva occidentale delle linee di forza del cmt per gli ultimi 400 anni rappresentata con le isolinee della declinazione

angolo polare, da quello di rotazione ed è andato in deriva verso Occidente di circa  $0,08^\circ/\text{anno}$ . Per la componente non dipolare, ossia il sistema di grosse anomalie regionali, si nota invece che la sua deriva è più veloce (circa  $0,2^\circ/\text{anno}$ ) di quella dell'asse del dipolo ma con due diversi comportamenti: una chiara deriva e un effetto di stazionarietà geografica ma con forte variazione dell'intensità dell'anomalia stessa. L'estensione dell'analisi della variazione secolare nel tempo a epoche precedenti la effettiva misurazione delle componenti del campo si può ottenere dallo studio di alcuni reperti archeologici: stoviglie in terracotta, mattoni e loro fornaci sono tra le sorgenti più utili per questi studi. Certi materiali cotti sono infatti portatori di una magnetizzazione propria riferibile nel tempo dell'epoca ultima del loro raffreddamento; per il dettaglio di questa tecnica si rimanda al capitolo sul paleomagnetismo. Da questa disciplina, che prende il nome di archeomagnetismo, si è avuta conferma della deriva occidentale anche in periodi antecedenti le misure magnetiche, con un valore medio di  $0,3^\circ/\text{anno}$ , mentre valori di intensità del momento del dipolo rappresentativo per gli ultimi 12.000 anni hanno presentato un massimo circa 2.500 anni fa e un minimo circa 6.500 anni fa. Riassumendo quanto esposto e quantificando in base ai dati di osservazione anche altri effetti, si può concludere che la variazione secolare osservata al suolo, in pratica negli ultimi 300 anni, è costituita da:

- a) una diminuzione annuale media del momento dipolo dell'ordine di 0,05% del suo valore medio in questo intervallo
- b) una precessione verso Ovest dell'asse del dipolo di  $0,08^\circ$  all'anno;
- c) uno spostamento del dipolo verso Nord dell'ordine di 2 km all'anno;
- d) una deriva occidentale del campo non dipolare di  $0,2^\circ - 0,3^\circ$  all'anno
- e) una variazione di intensità (aumenti e diminuzioni) del campo non dipolare al tasso medio di circa 10 nT all'anno.

#### **Variazioni esterne**

- *Variazioni regolari*: che si ripetono con regolarità o con un pseudoperiodo che le ripete ad intervalli massimi e minimi di tempo uguali tra loro seppur non coincidenti.
- *Variazioni intermedie*: sono unicamente dette anche *pulsazioni*
- *Variazioni irregolari*: non si riconosce una ciclicità o un periodo.

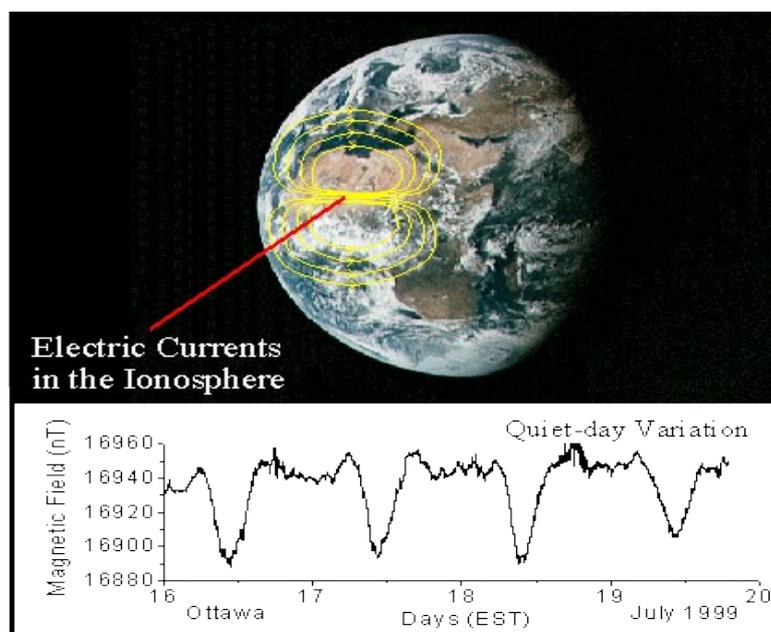
VARIAZIONI	TIPO	PERIODO	CAUSA
regolari			
	Diurna lunare	24 ore - 50 min	Correnti elettriche ionosferiche
	Diurna solare	24 ore	Correnti elettriche ionosferiche
	Solare ciclica	11 anni	Attività solare
intermedie			
	pulsazioni	1 sec - 15 min	Interazioni tra particelle e magnetosfera
irregolari			
	Tempeste	aperiodiche	precipitazione di particelle solari
	baie	aperiodiche	correnti elettriche nella magnetosfera

## DIURNA SOLARE

Tale variazione viene chiamata solar quiet (**Sq**), denominazione che con il termine “solar” indica che è un fenomeno collegato a un'interazione tra Terra e Sole e con il termine “quiet” che caratterizza una situazione di assenza di perturbazioni. Osservando i magnetogrammi si è notato che la maggior parte delle giornate è caratterizzata da tracce abbastanza regolari delle tre componenti del campo, che tendono a ripetersi in giorni vicini per questo viene classificata come variazione regolare. L'ampiezza della variazione è dell'ordine di qualche decina di nT nelle componenti intensive e tende ad aumentare verso le alte altitudini e presenta anche un andamento stagionale, con un massimo e un minimo rispettivamente nell'estate e inverno locali, alle alte e medie latitudini. Anche questa indicazione conferma il ruolo giocato dal Sole nel modulare la Sq; si è inoltre verificata una precisa dipendenza della sua ampiezza dalla fase del ciclo delle macchie solari.

Un notevole vantaggio dell'analisi delle armoniche sferiche è quello di essere in grado di separare la frazione di variazione avente origine all'esterno della superficie terrestre da quella avente origine interna; si è trovato così che circa i 2/3 della variazione diurna osservata sono di origine esterna. Il residuo terzo, di origine interna, viene interpretato come l'effetto di una corrente elettrica indotta nell'interno del pianeta dalla variazione del campo magnetico di origine esterna, sorgente primaria del fenomeno. Per quanto riguarda la natura di questa sorgente primaria, è naturale assumere che essa consista in un sistema di correnti elettriche circolanti nello spazio attorno alla Terra. Si è finora supposto che tale sistema sia ubicato nell'alta atmosfera (ionosfera) e contenuto in uno strato sufficientemente sottile da poter considerare le correnti ovunque orizzontali.

Quindi, a differenza del campo globale e della sua variazione secolare, la variazione diurna è di natura esterna alla Terra; il campo di questa variazione è generato da un sistema costituito da due grandi vortici di corrente elettrica nell'emisfero illuminato dal sole, uno in ciascun emisfero percorsi in senso opposto (verso antiorario nell'emisfero Nord, orario nell'emisfero Sud). Nell'emisfero notturno vi sarebbero due vortici di rotazione opposta a quelli diurni e di intensità molto più debole.



*Figura : Correnti ionosferiche Sq e relativa variazione giornaliera registrata da un magnetometro collocato a media latitudine (Ottawa)*

Dato il verso di percorrenza della corrente nei due vortici, all'altezza dell'equatore si genera un flusso di corrente in direzione ovest-est che prende il nome di elettrogetto equatoriale (figura 13). Questo flusso di corrente, dell'ordine di 500.000 Ampere, può produrre una variazione diurna a Terra dell'ordine di 200 nT.

### TEMPESTE SOTTOTEMPESTE E BAIE MAGNETICHE

Studi teorici e sperimentali hanno mostrato che l'aumento dell'intensità della corrente ad anello ha come conseguenza il verificarsi di forti e persistenti disturbi del campo magnetico terrestre che portano ad una diminuzione dell'intensità della componente orizzontale (H) del campo magnetico sulla superficie del pianeta. In questi periodi magneticamente perturbati, definiti come tempeste magnetiche, si manifestano pertanto delle variazioni del campo magnetico osservato in superficie che, pur essendo irregolari, presentano delle caratteristiche sistematiche nel loro andamento temporale.

Durante una tempesta magnetica si distinguono tre fasi:

- 1) fase iniziale
- 2) fase principale
- 3) fase di recupero

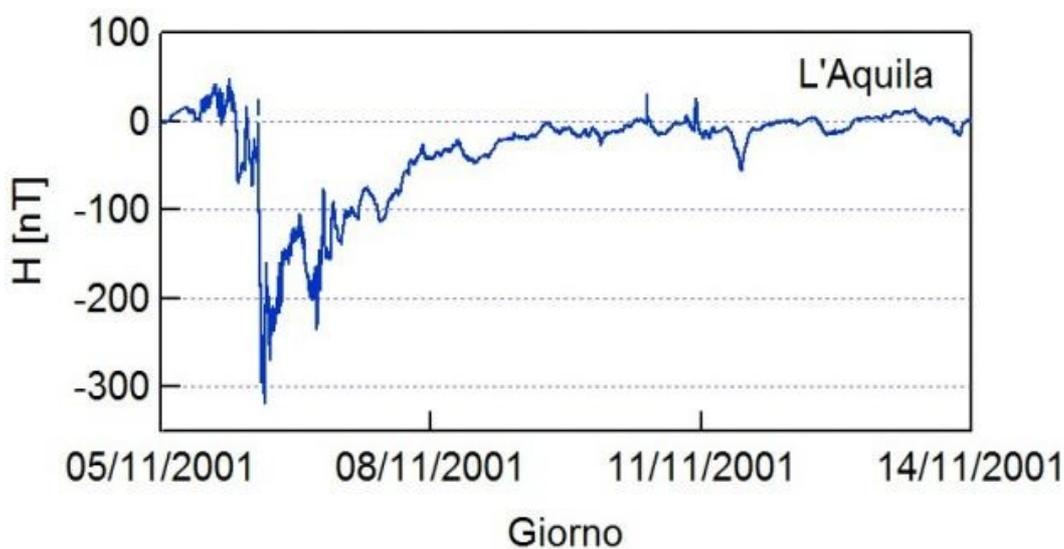


Figura 14

Generalmente, ma non sempre, la tempesta magnetica inizia con un improvviso aumento, detto SSC (da Storm Sudden Commencement), dell'intensità della componente orizzontale H del campo magnetico terrestre che si verifica quasi simultaneamente su tutta la superficie terrestre. Immediatamente dopo l'SSC (entro un'ora) troviamo la *fase iniziale* della tempesta che ha inizio con un repentino aumento dell'intensità della componente orizzontale H che può, nell'arco di 2-3 minuti, aumentare fino a 30 nT.

In seguito (*fase principale*) la componente orizzontale del campo magnetico H, pur fluttuando, si

mantiene con un valore elevato per alcune ore (da 1 a 10) per poi diminuire bruscamente raggiungendo un valore nettamente inferiore a quello di partenza (in genere, di 100-200 nT al di sotto del livello normale).

La fase principale è causata dalla *riconnessione magnetica* (accennata prima) tra il campo magnetico interplanetario ed il campo magnetico terrestre. In questa configurazione i due campi sono accoppiati cioè il campo interplanetario ha una componente parallela al campo terrestre con la stessa intensità ma verso opposto che ha come risultato un campo magnetico totale nullo alla magnetopausa e ciò permette il trasferimento di energia e massa dal vento solare direttamente all'interno della magnetosfera. L'evidente conseguenza della creazione di una zona neutra è quella dell'annullamento dello schermo del campo geomagnetico al fronte del vento solare, che ha così la possibilità di penetrare all'interno della magnetosfera. Se il campo magnetico interplanetario non ha una direzione favorevole, ad esempio il suo verso è esattamente coincidente con quello del campo terrestre, la magnetosfera resterà chiusa e non ci sarà ingresso di particelle solari. In alcuni modelli teorici si considera anche un possibile coinvolgimento del plasma dello strato neutro, che è presente in grande quantità nella coda magnetosferica. In particolari condizioni infatti il campo magnetico nella coda si trova ad assumere un nuovo equilibrio; linee di forza che originariamente si trovavano aperte fino a distanza di parecchie centinaia di raggi terrestri, tendono a interconnettersi nello strato neutrale in seguito al complesso di fenomeni di trasferimento di energia dal vento solare alla coda. Secondo questi modelli nella coda avviene di conseguenza un processo di interconnessione simile a quello che ha luogo dalla parte diurna magnetosferica; l'energia liberata viene trasferita al plasma dello strato neutrale, spingendolo in zona dei poli magnetici. Tale situazione causa una ionizzazione con conseguente elevata conducibilità ionosferica lungo l'ovale aurorale, in particolare nel settore notturno. Questo stato di attività nella magnetosfera viene evidenziato dalla formazione dei due sistemi di corrente (corrente ad anello e correnti allineate). La fase principale è seguita dall'ultima fase della tempesta, la *fase di recupero*. In questa fase l'intensità della componente orizzontale del campo magnetico aumenta nuovamente, dapprima con un tempo di scala di qualche ora, poi di qualche giorno, fino a raggiungere nuovamente il valore pre-tempesta. Questa evoluzione è definibile su base statistica; esaminando invece le singole tempeste è possibile trovare una notevole varietà di andamenti. Ci sono, infatti, perturbazioni in cui l'andamento di H è strettamente conforme all'andamento descritto così come vi sono perturbazioni in cui non tutte le fasi sono perfettamente individuabili.

Le tempeste magnetiche sono prodotte da nubi di plasma veloce espulse dal Sole; i fenomeni esplosivi, come i brillamenti solari, producono un inizio brusco della tempesta. A causa dell'impatto della nube di plasma veloce, la magnetosfera viene bruscamente compressa, sicché il campo magnetico sulla superficie terrestre subisce un aumento (fase iniziale della tempesta). Nelle fasce di radiazione che circondano il nostro pianeta, vengono successivamente iniettate particelle cariche; ciò ha l'effetto di intensificare la cosiddetta corrente ad anello, prodotta dal moto longitudinale delle particelle intrappolate. Poiché tale corrente circola, nel piano equatoriale, nel senso che va da est a ovest, il campo magnetico che essa produce al suo interno è opposto a geomagnetico: di qui la diminuzione di H osservata nella fase principale della tempesta. Le particelle iniettate nelle fasce di radiazione vanno poi gradualmente disperse, sicché l'intensità della corrente ad anello torna ai valori ordinari e la tempesta ha termine. Le tempeste magnetiche hanno notevoli effetti sull'ambiente terrestre, in particolare effetti di disturbo per le comunicazioni radio, specie nella banda di alta frequenza.

Le baie sono delle variazioni che compaiono sulle tracce dei magnetogrammi come delle insenature su una carta geografica, durano circa due-tre ore e la loro ampiezza aumenta a latitudini elevate. Il fisico svedese Birkeland, esaminando il loro comportamento alle alte latitudini, le chiamò tempeste

magnetiche polari, in quanto, appunto, particolarmente evidenti alle latitudini elevate, a differenza delle altre che avevano un carattere planetario. Oggi questi fenomeni vengono chiamati sottotempeste, riflettendo la loro minore importanza rispetto alle classiche tempeste planetarie. Le sotto tempeste polari sono infatti inquadrate nella complessa fenomenologia aurorale e vengono oggi interpretate come fenomeni impulsivi, di breve durata, qualcosa di simile a un analogo terrestre dei brillamenti solari. Secondo le più recenti vedute, le connessioni esistenti tra le aurore polari e le sottotempeste indicano anche una loro causa comune. Gli elettroni altamente energetici, che sono iniettati lungo le linee di forza del campo quando il vento solare penetra la magnetosfera aperta, raggiungono la ionosfera polare; qui, oltre a eccitare le molecole dell'alta atmosfera, generando il fenomeno aurorale, formano un fascio di plasma che viene chiamato elettrogetto aurorale, che a sua volta genera il fenomeno magnetico della sottotempesta. Alle basse latitudini le sottotempeste assumono la forma delle baie o di una serie di baie.

### *AURORE POLARI*

L'aurora polare oltre ad essere uno dei più bei fenomeni ottici che si possono osservare nell'alta atmosfera è anche una variazione esterna del campo geomagnetico. Essa si verifica normalmente al di sopra del settantacinquesimo grado di latitudine, ma a volte si estende fino alle latitudini medie. Le aurore polari si manifestano contemporaneamente nei due emisferi e prendono nome di aurora boreale nell'emisfero nord e di aurora australe nell'emisfero sud. L'origine è l'iniezione all'interno della ionosfera terrestre di particelle energetiche appartenenti al vento solare che penetra quindi la magnetopausa attraverso il meccanismo di riconnessione magnetica. La luminosità aurorale si manifesta dall'interazione di queste particelle ad alta energia (in genere elettroni) con gli atomi neutri dell'alta atmosfera terrestre. Queste particelle possono eccitare o ionizzare tramite collisioni gli atomi oppure dissociare molecole con la formazione di altri atomi allo stato eccitato. Dopo un intervallo di tempo caratteristico gli atomi eccitati e quelli ionizzati emettono radiazioni in un ampio intervallo spettrale (dall'ultravioletto estremo all'infrarosso) via via che gli atomi eccitati ritornano ai livelli di energia più bassi diseccitandosi e gli ioni si combinano con elettroni liberi. Tre sono i principali aspetti che influenzano il colore dell'aurora: i gas che compongono l'atmosfera, l'altezza alla quale si sviluppano e l'energia posseduta dalle particelle del vento solare. Il primo è molto importante perchè ogni gas dell'atmosfera, una volta eccitato emette luce con delle lunghezze d'onda caratteristiche e quindi il colore dell'aurora può essere considerato come "l'impronta digitale" dell'atmosfera perchè permette di risalire alla sua composizione.



*Figura 15: Suggestiva immagine di un'aurora*

## CAPITOLO 2 Origine del campo magnetico terrestre

Fu per prima Bauer nel 1902 a giungere alla conclusione che il campo geomagnetico doveva necessariamente essere generato da un sistema di correnti elettriche localizzate nell'interno della Terra e in qualche modo correlate alla rotazione terrestre. È naturale ritenere che la generazione delle correnti deve essere quindi legata a un processo dinamo; è infatti necessario tenere conto del decadimento spontaneo di tale sistema di correnti che per sopravvivere deve essere alimentato in continuità.

Essendo la conducibilità elettrica della crosta e del mantello terrestre trascurabile rispetto a quella del nucleo, sembra ragionevole supporre che eventuali correnti elettriche rilevanti possano fluire solo in quest'ultimo; è possibile calcolare che il tempo di decadimento per un sistema di correnti elettriche fluenti nel nucleo, comunque generato, porterebbe a un valore poco superiore ai 10.000 anni. Anche questa valutazione, come meglio si vedrà in seguito, assume l'uso di alcuni parametri del nucleo non conosciuti con precisione, è un dato di fatto che il paleomagnetismo ci assicura che il campo è esistito invece per diverse centinaia di milioni di anni almeno. Un processo dinamo che rigeneri con continuità il campo è quindi necessario per la sua esistenza.

Una teoria dinamo che possa essere adatta al nucleo terrestre deve prevedere che siano presenti dei moti di materia fluida conduttrice. I moti di questa materia fluida possono amplificare un campo magnetico a partire da un suo valore iniziale anche piccolo e sostenerlo per permetterne la l'osservazione alla superficie terrestre, oltre la naturale tendenza alla dissipazione in calore delle correnti elettriche. La descrizione di un processo dinamo nell'interno della Terra si basa sull'ipotesi fondamentale che il nucleo liquido abbia, idealmente almeno, tutti i parametri adatti a questo scopo. Per quanto riguarda i moti di insieme della materia fluida è importante verificare la possibilità di moti convettivi. La convezione potrebbe essere uno dei più efficaci processi per generare un effetto dinamo.

C'è un generale accordo nel ritenere che il nucleo sia costituito principalmente di ferro; il parametro più importante per una dinamo elettromagnetica, la conducibilità elettrica, dovrebbe quindi essere garantito. I limiti di temperatura estrapolati nel nucleo terrestre variano fra i 4.000 e 6.000 K, con un gradiente positivo verso il centro della Terra; questi valori assicurano che nelle condizioni fisiche in cui si trova il ferro fuso, che costituisce il nucleo fluido, sono possibili moti convettivi. Un altro parametro importante è la viscosità, ossia l'attrito interno presente in un fluido quando questo è in moto; la viscosità del nucleo fluido ha un valore simile a quello dell'acqua e quindi è nel complesso idonea a permettere i moti di insieme e in particolare la convezione.

È facilmente intuibile che il numero di equazioni in gioco per la soluzione del problema di una dinamo come quella terrestre è rilevante. Le quattro equazioni di Maxwell, la legge di Ohm, la legge del moto, che nel caso di un fluido nel sistema di riferimento terrestre assume una forma generalizzata e prende il nome di equazione di Navier-Stokes, sono le equazioni fondamentali necessarie all'impostazione del problema e vengono chiamate nell'insieme equazioni della magnetofluidodinamica o magnetoidrodinamica; tutte devono essere risolte simultaneamente con relative condizioni iniziali e al contorno, per favorire come soluzione un campo simile a quello osservato.

### 2.A Teorie antiche

Riassumiamo brevemente le caratteristiche del campo geomagnetico studiate finora. Esso, misurato sulla superficie terrestre, è un campo prevalentemente dipolo, di momento  $m = 8 \cdot 10^{22} \text{ Am}^2$ , ma con numerose irregolarità; l'asse del dipolo è di poco inclinato rispetto all'asse di rotazione terrestre. Il

campo presenta delle variazioni, sia nel momento del dipolo sia nella porzione irregolare, che sono molto rapide rispetto a qualsiasi processo geologico. Il campo irregolare è soggetto a una deriva verso Ovest dell'ordine di  $0,2^\circ$  all'anno. Infine il campo dipolo presenta delle inversioni di polarità in un tempo brevissimo dal punto di vista geologico e con una notevole frequenza.

Queste caratteristiche rendono del tutto inattendibili le teorie che nel secolo scorso erano state avanzate per spiegare l'origine del campo. La più spontanea (e quindi la prima in ordine di tempo) è quella di una magnetizzazione uniforme della Terra. Dal valore del campo magnetico e da quello del volume terrestre si ottiene una intensità di magnetizzazione media pari a circa  $80 \text{ A/m}$ . Occorre tuttavia osservare che, per il gradiente termico nell'interno della crosta terrestre, già a  $25 \text{ km}$  di profondità la temperatura è superiore alla temperatura di Curie del ferro; non è noto con precisione quanto influisca la pressione sulla temperatura di Curie, ma esperienze di laboratorio fanno pensare che tale dipendenza sia piuttosto piccola. Se dunque fosse ferromagnetico solo uno strato di crosta di  $25 \text{ km}$  di spessore, l'intensità di magnetizzazione media sarebbe dell'ordine di  $8 \cdot 10^3 \text{ A/m}$ , valore assolutamente inaccettabile data la composizione delle rocce cristalline. Tale ipotesi inoltre non spiega né la deriva occidentale né le inversioni di polarità del campo.

Un'altra teoria è basata sull'ipotesi della separazione delle cariche elettriche negative (che si distribuirebbero sulla superficie terrestre) da quelle positive (localizzate all'interno della Terra) e sulla rotazione terrestre; per ottenere un campo magnetico pari a quello misurato, la separazione delle cariche dovrebbe essere tale da creare nell'interno della Terra un campo elettrico eccessivamente intenso.

Rimane come ultima risorsa l'ipotesi dell'esistenza di opportune correnti elettriche nell'interno della Terra. Ma per poter affermare qualcosa di attendibile su queste correnti occorre conoscere con sufficiente accuratezza le principali proprietà dell'interno della Terra, soprattutto per quanto riguarda la conducibilità elettrica  $\sigma$ .

## 2.B Proprietà elettriche dell'interno della Terra

La struttura generale dell'interno della Terra è stata messa in luce dagli studi di sismologia. Al di sotto di una crosta di spessore di circa  $30 \text{ km}$ , esiste una regione solida, il mantello, costituito essenzialmente da olivina (silicati di ferro e magnesio), fino a una profondità di circa  $2900 \text{ km}$ . Nella crosta come nel mantello la pressione e la temperatura aumentano con la profondità, influenzando il valore della conducibilità elettrica  $\sigma$ , che sarebbe  $10^{-1} \text{ ohm}^{-1}\text{m}^{-1}$  a  $500 \text{ km}$  di profondità, e di circa  $10^2 \text{ ohm}^{-1}\text{m}^{-1}$  alla base del mantello. Al di sotto del mantello vi è il nucleo con raggio  $R_n$  di  $3500 \text{ km}$ ; esso è allo stato fluido, come rivela la mancata trasmissione delle onde elastiche trasversali, ed è presumibilmente costituito da ferro e nichel. La conducibilità elettrica del nucleo dovrebbe essere attorno a  $3 \cdot 10^5 \text{ ohm}^{-1}\text{m}^{-1}$ , con l'incertezza di un fattore 3. Tutto lascia pensare che il nucleo fluido racchiuda un corpo centrale solido di raggio compreso fra  $1300$  e  $1400 \text{ km}$ . Per la elevata temperatura, la permeabilità  $\mu$  si può assumere uguale a  $4\pi \cdot 10^{-7} \text{ N/A}^2$  in tutto il nucleo.

Essendo la conducibilità del mantello praticamente trascurabile rispetto a quella del nucleo, sembra quanto mai probabile che eventuali correnti elettriche fluiscano in quest'ultimo. Si potrebbe allora supporre che il campo geomagnetico sia dovuto a un sistema di correnti innescato in epoca assai remota e decadente esponenzialmente nel tempo. Si può tuttavia dimostrare che il momento di un dipolo dovuto a un sistema di correnti di questo tipo decade con una costante di tempo data da

$$\tau = \frac{\mu \sigma R_n^2}{\pi} = 1,5 \cdot 10^4 \text{ anni}$$

È quindi evidente, dai risultati paleomagnetici, che il campo geomagnetico non può essere prodotto

da un sistema di correnti liberamente decadente nel tempo; e anche se lo si volesse ammettere, il problema dell'origine del campo sarebbe semplicemente spostato, perchè si tratterebbe di spiegare come tale sistema di correnti si è originato. È ovvio inoltre che un sistema di correnti del genere non spiega le frequenti inversioni di polarità del campo e nemmeno il fatto che l'intensità del campo geomagnetico è rimasta pressochè costante almeno dal Paleozoico in poi.

## 2.C Dinamo ad autoeccitazione; modello meccanico

Occorre dunque supporre che le correnti vengano continuamente alimentate da qualche opportuno processo. Si è supposto che esse vengano prodotte da forze elettromotrici termoelettriche, ma si è potuto dimostrare che le differenze di potenziale dovute a processi di questo genere nell'interno della Terra sono troppo deboli. Si è quindi dovuto riconoscere che il sistema di correnti generatore del campo ha origine in un processo di induzione elettromagnetica dovuto a moti della materia fluida conduttrice del nucleo in un campo magnetico preesistente, il quale, generando per induzione correnti elettriche adeguate, ne viene a sua volta alimentato. Per non spostare nuovamente il problema sull'origine di questo campo preesistente, occorre supporre un processo di induzione elettromagnetica avente l'origine da un campo casuale, anche molto debole, che produca, almeno sulla superficie della Terra e nello spazio circostante, un campo di dipolo assiale. Si tratterebbe quindi di una dinamo ad autoeccitazione.

Un modello schematico idealizzato di dinamo auto-eccitante (figura 16) fu proposto da Bullard nel 1956. Nonostante la sua semplicità, questo modello presenta un comportamento per molti versi simile a quello del campo magnetico terrestre:

Un disco conduttore  $D$  ruota attorno ad un'asse centrale e connesso a mezzo di due contatti striscianti  $S_1$  e  $S_2$  a una spira circolare  $C$  coassiale con esso. Se esiste un campo magnetico  $B$  parallelo all'asse di rotazione e simmetrico rispetto a questo, di intensità comunque bassa, il campo elettrico radiale  $E=vB$ , dove  $v$  è la velocità di un punto qualsiasi del disco, produce una corrente elettrica che fluisce in un circuito esterno anch'esso conduttore. Questo è avvolto a una spira attorno all'asse di rotazione in modo tale da produrre un campo che rinforza quello iniziale e il processo di induzione può così continuare. In condizioni di regime il campo magnetico originale può essere rimosso e l'energia spesa nella rotazione del disco genera un campo magnetico per effetto dinamo.

Lo studio quantitativo del funzionamento del sistema si imposta nel modo seguente. La forza elettromotrice  $f.e.m$  tra i contatti striscianti si ottiene integrando rispetto alla direzione radiale  $r$  il campo elettrico  $vB$  tra il raggio  $b$  del mozzo materializzante l'asse del disco e il raggio  $a$  del disco stesso:

$$f.e.m = \int_b^a vB dr$$

Se  $\omega$  è la velocità angolare del disco, si ha  $v=\omega r$ , da cui

$$f.e.m = \omega \int_b^a Br dr$$

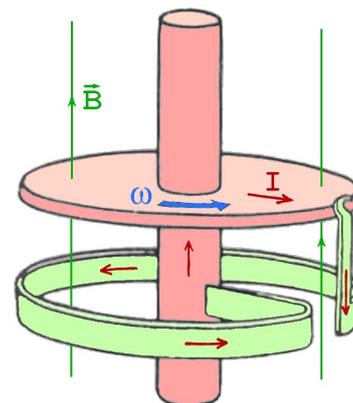


Figura 16: La dinamo a disco di Bullard

Chiamando  $L$  il coefficiente di autoinduzione e  $R$  la resistenza dell'intero circuito si ha l'equazione per l'intensità di corrente  $i$

$$L \frac{di}{dt} + Ri = \omega \int_b^a Br dr \quad (2.1)$$

Indichiamo con  $G$  la coppia meccanica (costante) che tiene in rotazione il disco; la corrente  $i$  che passa (radialmente) in questo genera tuttavia una coppia elettromagnetica resistente. Se infatti in un punto a distanza  $r$  dall'asse consideriamo una sezione infinitesima normale alla direzione radiale, attraverso cui passi la corrente  $di$ , in quel punto agisce la forza elementare  $dF = B di dr$  avente verso opposto a  $v$  e momento elementare rispetto all'asse  $di B r dr$ , si trova per il momento totale della coppia elettromagnetica resistente il valore  $i \int_b^a Br dr$ . Abbiamo perciò l'equazione

$$I \frac{d\omega}{dt} = G - i \int_b^a Br dr \quad (2.2)$$

dove  $I$  è il momento d'inerzia del disco.

Se ora consideriamo il campo  $B$  come prodotto dalla corrente  $i$  che passa nella spira troviamo che esiste un accoppiamento fra la spira e il disco. Il flusso di  $B$  attraverso il disco è dato da

$$\Phi = 2\pi \int_b^a Br dr$$

esso sarà proporzionale a  $i$ , con costante di proporzionalità (coefficiente di mutua induzione) che chiameremo  $2\pi M$ . Si avrà allora

$$\int_b^a Br dr = Mi$$

Le equazioni (2.1) e (2.2) si scriveranno allora

$$L \frac{di}{dt} + Ri = \omega Mi \quad (2.3)$$

$$I \frac{d\omega}{dt} = G - Mi^2 \quad (2.4)$$

Se il disco viene messo in moto con una certa velocità angolare iniziale  $\omega_0$  e corrente  $i_0$ , velocità angolare e corrente (e quindi campo magnetico) in ogni istante sono dati dalla soluzione delle (2.5) e (2.6) con queste condizioni iniziali. Si dimostra che esiste uno stato stazionario con  $\omega_c$  e  $i_c$  date da

$$\omega_c = \frac{R}{M} \quad ; \quad i_c = \sqrt{\frac{G}{M}}$$

se la velocità angolare iniziale  $\omega_0$  e la corrente iniziale  $i_0$  hanno proprio i valori  $\omega_c$  e  $i_c$ . Se esse hanno un valore diverso  $\omega$  e  $i$  oscillano in modo complicato attorno ai valori stazionari.

Per scoprire l'origine del campo magnetico occorre cercare nel nucleo fluido della Terra un sistema di moti e di correnti che abbia una certa analogia col modello ora descritto. Tuttavia prima di dare qualche breve cenno sulle soluzioni proposte, è opportuno fare qualche considerazione sui campi magnetici e sui fondamenti della magnetoidrodinamica.

## 2.D Campi toroidali e campi poloidali

Come è noto, il vettore induzione magnetica  $\mathbf{B}$  è sempre solenoidale; questa proprietà permette di esprimerlo in termini di un vettore  $\mathbf{A}$ , detto potenziale vettore:

$$\mathbf{B} = \nabla \times \mathbf{A}$$

A sua volta  $\mathbf{A}$  può venire espresso in termini di due funzioni scalari del punto  $T$  e  $S$ :

$$\mathbf{A} = T\mathbf{r} + \nabla S \times \mathbf{r} \quad (2.5)$$

dove  $\mathbf{r}$  è il raggio vettore (caratterizzato dalla proprietà  $\nabla \times \mathbf{r} = 0$  )

$\mathbf{B}$  si compone così di due differenti specie di campo; una è data da

$$\mathbf{B}_T = \nabla \times (T\mathbf{r}) = \nabla T \times \mathbf{r} \quad (2.6)$$

L'ultima espressione si ricava dalla uguaglianza vettoriale

$$\nabla \times T\mathbf{r} = T \nabla \times \mathbf{r} + \nabla T \times \mathbf{r} \quad (2.7)$$

e dal fatto che  $\nabla \times \mathbf{r} = 0$  .

Il campo  $\mathbf{B}_T$  prende il nome di *campo toroidale* e, come si vede dalla (2.6), esso è sempre normale a  $\mathbf{r}$ , giace cioè su una superficie sferica  $|\mathbf{r}| = \text{cost}$ .

Dalla uguaglianza (2.7) (sempre ricordando che  $\nabla \times \mathbf{r} = 0$  ) si ha che il secondo termine del secondo membro della (2.5) è dato da

$$\nabla S \times \mathbf{r} = \nabla \times S\mathbf{r}$$

Ne risulta allora la seconda specie di campo

$$\mathbf{B}_P = -\nabla^2 S\mathbf{r}$$

detta *campo poloidale*; essa possiede una componente radiale.

Anche il campo geomagnetico si può decomporre in una parte toroidale e una parte poloidale, ma si può dimostrare che la parte toroidale è nulla in un mezzo isolante; giacendo inoltre su di una superficie sferica, si può anche dimostrare che essa è nulla all'esterno della superficie terrestre (mezzo isolante) e sulla superficie stessa. Ciò che noi possiamo misurare è in realtà solo la parte poloidale del campo geomagnetico, e questa parte ha appunto, con buona approssimazione, il carattere di un campo dipolo assiale.

## 2.E Equazioni fondamentali della magnetoidrodinamica

Qualunque processo di induzione nel nucleo terrestre, provocato dal moto del fluido in un campo magnetico, va trattato con i metodi della magnetoidrodinamica, dei cui fondamenti si darà ora un breve cenno. Le nostre considerazioni verranno senz'altro riferite al nucleo terrestre, caratterizzato da un moto di rotazione con velocità angolare  $\mathbf{\Omega}$ . L'equazione del moto, se  $\mathbf{v}$  è la velocità delle particelle di materia relativa a un sistema di riferimento rotante col nucleo, è sostanzialmente l'equazione di Navier-Stokes della idrodinamica:

$$\frac{d\mathbf{v}}{dt} = -\frac{1}{\rho} \nabla p - 2\mathbf{\Omega} \times \mathbf{v} + \nu \nabla^2 \mathbf{v} + \frac{1}{\rho} \mathbf{J} \times \mathbf{B} + \mathbf{F} \quad (2.8)$$

in cui  $p$  è la pressione idrostatica,  $\nu$  è il coefficiente di viscosità cinematica,  $\rho$  la densità del fluido,  $\mathbf{J}$  la densità di corrente. I termini a secondo membro rappresentano rispettivamente la forza esercitata dal gradiente di pressione, la forza di Coriolis (rotazionale), la forza dovuta alla viscosità, di Lorentz e forze di altra natura.

Nell'applicazione delle equazioni di Maxwell ai processi aventi luogo nel nucleo terrestre si potrà senz'altro trascurare la corrente di spostamento. Si scriverà allora

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t}, \quad \nabla \times \mathbf{B} = \mu \mathbf{J}, \quad \nabla \cdot \mathbf{B} = 0 \quad (2.9)$$

Nel fluido conduttore avente conducibilità elettrica  $\sigma$ , in moto con velocità  $\mathbf{v}$  nel campo di induzione magnetica  $\mathbf{B}$  e in un campo elettrico  $\mathbf{E}$ , la densità di corrente è

$$\mathbf{J} = \sigma(\mathbf{E} + \mathbf{v} \times \mathbf{B}) \quad (2.10)$$

Queste equazioni sono caratteristiche della magnetoidrodinamica, in quanto gli ultimi termini della (2.8) e della (2.10) rappresentano l'accoppiamento fra il moto  $\mathbf{v}$  e il campo  $\mathbf{B}$ .

Dalle equazioni vogliamo ora eliminare  $\mathbf{E}$ . Se  $\sigma$  è uniforme in tutto il fluido si potrà scrivere dalla (2.10)

$$\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} = \frac{1}{\sigma \mu} \nabla^2 \mathbf{B} + \nabla \times (\mathbf{v} \times \mathbf{B}) \quad (2.11)$$

dove abbiamo eliminato  $\mathbf{J}$  tramite l'equazione di Ampere e abbiamo utilizzato l'identità

$$\nabla \times \nabla \times \mathbf{B} = \nabla(\nabla \cdot \mathbf{B}) - \nabla^2 \mathbf{B}$$

La (2.11) si può scrivere anche

$$\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} = \nu_m \nabla^2 \mathbf{B} + \nabla \times (\mathbf{v} \times \mathbf{B}) \quad (2.11)$$

dove  $\nu_m = \frac{1}{\sigma \mu}$  prende il nome di *viscosità magnetica*.

La (2.8) e la (2.11) sono le equazioni fondamentali della magnetoidrodinamica; esse si possono applicare al problema della dinamo ad autoeccitazione nel nucleo terrestre risolvendole con determinate condizioni al contorno. La soluzione esatta comporta tuttavia difficoltà matematiche enormi, che hanno reso e rendono ancora problematica una teoria sull'origine del campo geomagnetico e delle sue variazioni secolari.

Facciamo alcune utili considerazioni sull'ordine di grandezza dei vari termini. Scriviamo la (2.10) nella forma seguente, mediante la seconda delle (2.9):

$$\nu_m \nabla \times \mathbf{B} = \mathbf{E} + \mathbf{v} \times \mathbf{B} \quad (2.12)$$

Introduciamo le grandezze  $L$ ,  $V$ ,  $T$  che rappresentano gli ordini di grandezza delle lunghezze, velocità e tempo nei processi in esame. Dalla prima delle (2.9) si ha, ricordando che l'operatore  $\nabla \times$  è sostanzialmente una derivata spaziale,

$$\frac{E}{L} = \frac{B}{T}; \quad E = \frac{LB}{T} = VB$$

Il secondo membro della (2.12) è dunque dell'ordine di  $VB$ ; il primo membro è invece dell'ordine di  $\nu_m B/L$ . Il rapporto tra il primo e il secondo membro è allora dell'ordine di  $\nu_m/LV$ ; introducendo il numero adimensionale  $R_m = LV/\nu_m$ , si può dire che il primo membro ha l'ordine di grandezza  $1/R_m$  rispetto al secondo.  $R_m$  viene chiamato *numero di Reynolds magnetico*; se esso è molto grande, il primo membro della (2.12) è trascurabile rispetto al secondo.

Una interpretazione fisica di  $R_m$  è la seguente. Se nella (2.11) poniamo  $\mathbf{v} = 0$ , si ottiene

$$\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} = \nu_m \nabla^2 \mathbf{B} \quad (2.11a)$$

che ha la forma di un'equazione di diffusione; in altre parole, in un determinato punto dello spazio  $B$  decade esponenzialmente con una costante di tempo  $\tau \sim L^2/\nu_m$  che può essere ricavato dalla (2.11a).

Un valore di  $R_m$  grande ( $LV/\nu_m \gg 1$ ) sta allora a significare che il tempo di decadimento di un campo (o di un sistema di correnti) è grande rispetto al tempo in cui il conduttore si può meccanicamente deformare ( $L^2/\nu_m \gg L/V$ ); in altre parole, il fluido può deformarsi e muoversi in misura notevole mentre il campo varia poco.

## 2.F Campi magnetici congelati

Vediamo una importante conseguenza di questa situazione. Trasformiamo la prima delle (2.9) applicando ad essa il teorema di Stokes:

si avrà:

$$\int \frac{\partial B_n}{\partial t} dS = - \int E dl \quad (2.12)$$

dove l'integrale a primo membro è esteso a una superficie fissa  $S$ , e quello a secondo membro a tutto il contorno di questa superficie. Poiché questa è appunto fissa nello spazio, si potrà scrivere nel primo membro l'operatore derivata fuori dal segno di integrale,  $\frac{\partial}{\partial t} \int B_n dS$ , dove  $B_n$  sta a

indicare la componente di  $B$  normale alla superficie  $S$ . Supponiamo ora che la superficie, muovendosi col fluido, si sposti di un tratto  $dr = vdt$ . Questo stato di cose è illustrato in figura 17, in cui è rappresentata una superficie cilindrica infinitesima, avente per base la superficie e per superficie laterale quella tracciata dal contorno di questa, supposta ora spostata di un tratto  $dr$ .

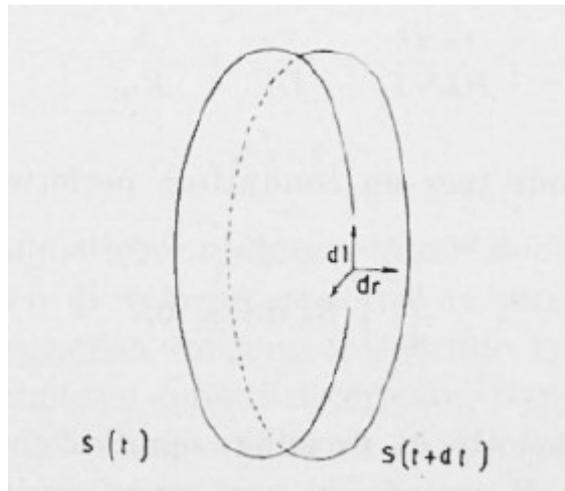


Figura 17

Il flusso di  $B$  uscente da questa superficie laterale è dato da

$$\int (dr \times dl) \cdot B$$

che si può scrivere

$$\int (B \times dr) \cdot dl = - \int (dr \times B) \cdot dl = - dt \int (v \times B) \cdot dl$$

Si avrà allora

$$\frac{d}{dt} \int B_n dS = \frac{\partial}{\partial t} \int B_n dS - \int (v \times B) \cdot dl \quad (2.13)$$

dove la derivata totale a primo membro sta a indicare che si tratta della variazione di flusso attraverso a una superficie non più fissa nello spazio ma in moto con velocità  $v$ .

D'altra parte dalla (2.12) e dalla (2.13) si ha

$$\frac{\partial}{\partial t} \int B_n dS = \int (v \times B) \cdot dl - v_m \int (\nabla \times B) \cdot dl$$

introducendo questo nella (2.13)

$$\frac{d}{dt} \int B_n dS = -v_m \int (\nabla \times B) \cdot dl \quad (2.14)$$

Il rapporto fra l'ordine di grandezza del sondo membro della (2.14) e quello del primo membro è  $1/R_m$ .

Se  $R_m$  è molto grande ( per un conduttore perfetto  $R_m = \infty$ ) si avrà infine

$$\frac{d}{dt} \int B_n dS = 0 \quad (2.15)$$

L'integrale (2.15), dedotto da Cowling, significa che in un conduttore perfetto il flusso di  $B$  uscente da una superficie in moto è costante; ciò vuol dire che le linee di forza si muovono solidamente col fluido, esse sono cioè "congelate" nel fluido. Se il conduttore non è perfetto vi sarà una specie di deriva delle linee di forza rispetto al liquido.

Vediamo quali sono le condizioni nel nucleo terrestre. Tenendo conto del fattore di incertezza, si può assumere per la conducibilità il valore di  $10^6 \text{ ohm}^{-1} \text{ m}^{-1}$ ;  $\mu_0$  è uguale a  $4\pi \cdot 10^{-7} \text{ N/A}^2$ . Si avrà allora  $v_m \approx 1$ . Per  $L$  possiamo assumere il valore di  $3 \cdot 10^6 \text{ m}$ , mentre un limite inferiore per  $V$  si può dedurre dalla deriva occidentale; ammettendo che questa sia dovuta a una differenza fra velocità angolare di rotazione del nucleo e quella della crosta e del mantello. La velocità di deriva è di  $0,2^\circ$  all'anno, per cui la velocità relativa tra superficie del nucleo (avente raggio 3500 km) e la base del mantello è  $4 \cdot 10^{-4} \text{ m/s}$ ; si tratta di un limite inferiore della velocità della materia fluida nel nucleo, in quanto questa è almeno pari alla velocità deducibile della deriva occidentale. Il valore di  $R_m$  risulta allora circa  $10^3$ . Si può perciò considerare praticamente valida la (2.15).

Cerchiamo di vedere che cosa significhi in concreto l'integrale di Cowling. Per quanto sopra detto esso afferma che le linee di forza possono essere deformate dal moto del fluido: un esempio estremamente semplice e schematico di una tale deformazione è dato in figura 18.

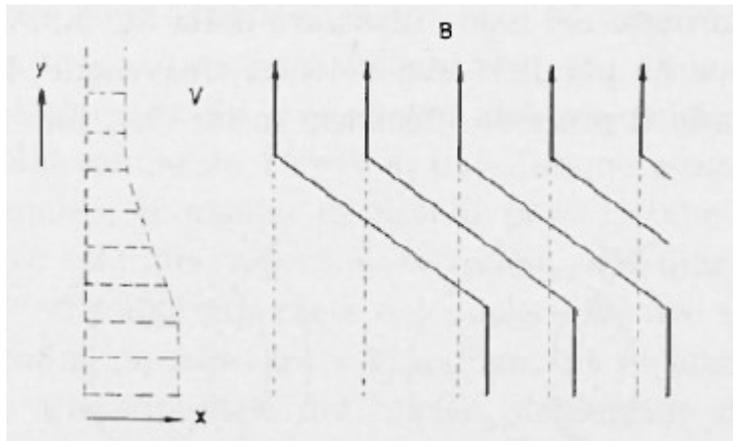


Figura 18

Se il campo magnetico è uniforme in direzione  $y$ , mentre il fluido si muove con campo di velocità uniforme in direzione  $x$ , le linee di forza del campo magnetico vengono trasportate lateralmente in modo uniforme, e non risultano quindi deformate. Supponiamo ora che il campo di velocità del fluido abbia un profilo quale quello indicato nella figura 18; nella zona dove la velocità è maggiore le linee di forza vengono trascinate in misura maggiore, e quindi esse si deformano dando luogo a una componente del campo secondo  $x$ , mentre la componente secondo  $y$  rimane immutata. L'energia del campo magnetico è aumentata, e ciò è potuto avvenire solo a spese dell'energia cinetica del fluido. Si comprende quindi come esista una mutua interazione fra il moto del fluido conduttore e il campo magnetico in cui esso è immerso.

Questa conseguenza dell'integrale di Cowling ha condotto ad un importante risultato, che è comune alla maggior parte delle teorie dinamo del campo geomagnetico. Queste presuppongono l'esistenza di moti convettivi nel nucleo fluido, con zone in cui la materia sale dall'interno del nucleo verso il mantello e zone in cui essa discende verso il nucleo centrale solido. Su questi moti ha una notevole influenza la rotazione terrestre; infatti, per la conservazione del momento della quantità di moto (rispetto all'asse terrestre) o, ciò che è equivalente, per la forza di Coriolis, la velocità angolare delle particelle di materia che salgono dall'interno verso l'esterno diminuisce, e con essa la loro velocità trasversale, e viceversa accade per le particelle che discendono. Il profilo di velocità lungo un raggio della sfera terrestre nell'interno del nucleo risulta molto simile a quello schematizzato in figura 18. Se allora esiste un campo magnetico avente una componente normale al campo di velocità trasversale, cioè una componente nei piani meridiani esso viene deformato nel modo illustrato dalla figura 18, con la creazione di una componente parallela alla velocità trasversale; la deformazione continua secondo il processo illustrato in figura 19, fino alla formazione di un campo toroidale interno al nucleo terrestre, la cui intensità, che dipende dall'energia dei moti convettivi, può raggiungere valori molto elevati rispetto al campo che si misura sulla superficie terrestre. In alcune teorie questo campo toroidale è di importanza essenziale per i processi di induzione elettromagnetica che danno luogo alla dinamo terrestre.

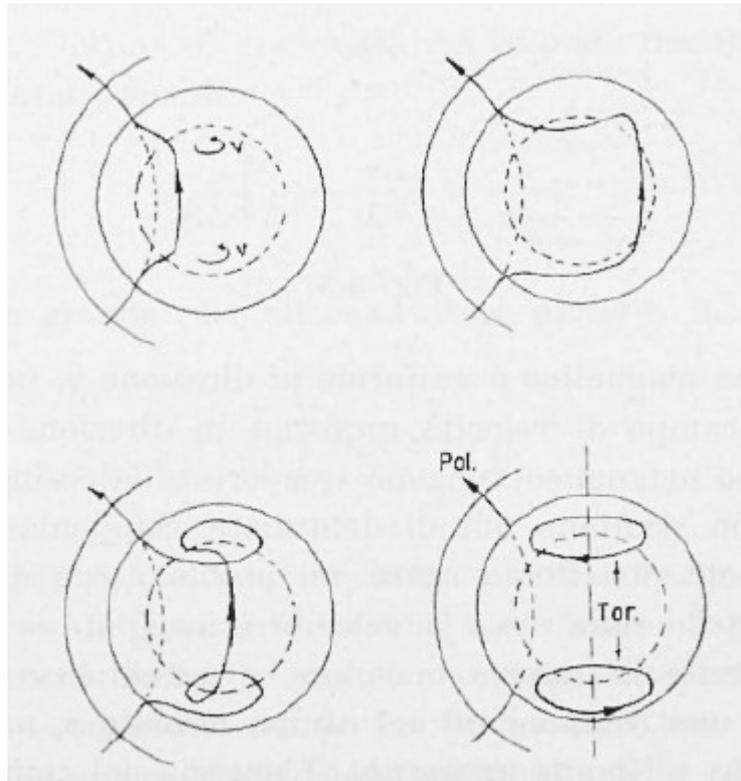


Figura 19

## 2.G La dinamo terrestre

Ricapitoliamo i requisiti essenziali a un processo dinamo che abbia una qualche analogia col modello meccanico del disco rotante: sono necessari i moti del fluido nel nucleo terrestre, è necessaria l'esistenza di un campo magnetico iniziale, sia pure casuale, infine devono sussistere certe determinate condizioni nelle relazioni tra i moti e il campo magnetico.

Per quanto riguarda i moti del fluido è necessario trovare una sorgente di energia addizionale a quella fornita dalla rotazione terrestre, in particolare una sorgente energetica che inneschi la convezione nel nucleo; quest'ultima deve inoltre essere sufficiente non solo a compensare le perdite dovute alla dissipazione in calore delle correnti elettriche, ma anche, ovviamente, ad aver sostenuto il campo per tutta la storia magnetica della Terra. Diverse sono tuttavia le sorgenti di energia che sono state proposte per essi. Si è ricercato se il rallentamento nella rotazione del mantello dovuto all'attrito di marea o se la nutazione terrestre potessero essere cause dei moti, ma si è trovato che gli effetti di queste azioni sono esigui. Bullard e Elsasser sembrano favorevoli all'ipotesi che i moti siano dovuti a convezione termica avente come sorgente di energia la radioattività nel nucleo fluido e nel nucleo centrale solido; Urey non ritiene sufficiente tale sorgente di energia, e propone l'ipotesi di un "gocciolamento" continuo di atomi di ferro dal mantello nel nucleo, che potrebbero giustificare l'agitazione del fluido nel nucleo stesso. Recentemente altri autori, in modo particolare Malkus, hanno invocato la precessione terrestre come causa dei moti necessari al processo dinamo.

Le fonti energetiche più probabili sembrano al momento essere costituite dal raffreddamento naturale della Terra e dal rilascio di energia gravitazionale. Secondo il primo meccanismo il

graduale raffreddamento del nucleo farebbe crescere in volume il nucleo solido, con la cessione di calore latente di solidificazione alla parte fluida, permettendo la generazione di un rimescolamento convettivo. Nel secondo meccanismo il processo convettivo sarebbe generato invece dalla migrazione dei componenti più leggeri in risalita, che rimescolerebbe il fluido. È molto importante quindi dimostrare se una certa configurazione di moto nel nucleo sia in grado di generare il campo osservato; un problema quindi, se vogliamo preliminarmente, è quello cosiddetto della “dinamo cinematica”, che parte dalla necessità di dimostrare se opportuni moti del fluido sono in grado di generare il campo. Negli anni '60 lavori di Braginsky, di Steenbeck e di Krause hanno fornito chiare dimostrazioni della possibilità di ottenere una generazione di campo con moti fluidi nel nucleo, fornendo non solo una soluzione al problema cinematico ma anche affrontando realisticamente quello dinamico. In sostanza questi risultati teorici hanno convinto la comunità scientifica che esiste una nutrita schiera di moti, generalmente vigorosi e sufficientemente complessi, che, se presenti nel nucleo, possono generare il campo terrestre.

Quanto al campo magnetico iniziale, è abbastanza naturale supporre, data l'universalità e l'estensione dei campi magnetici cosmici, che fin dall'inizio della sua esistenza la Terra sia stata influenzata da un campo esterno.

Restano le condizioni per le relazioni tra i moti e il campo magnetico. Occorre considerare che, per produrre un campo magnetico avente le caratteristiche del campo terrestre quale noi lo conosciamo, è necessario un processo che a) rigeneri continuamente il campo di dipolo, b) sia tuttavia limitato, nel senso che il campo generato non aumenti indefinitamente ma raggiunga un valore stabile, nel quale stato l'equazione (2.11) si scrive

$$v_m \nabla^2 B + \nabla \times (v \times B) = 0 \quad (2.11b)$$

la condizione b) è facilmente realizzabile ove si tenga conto che nella (2.11) il primo termine del secondo membro rappresenta la dissipazione delle correnti elettriche, e quindi del campo  $B$ , per effetto Joule ( $v_m$  dipende dalla conducibilità elettrica  $\sigma$ ); basta che questo termine abbia una relazione opportuna col termine  $\nabla \times (v \times B)$  che rappresenta il campo elettrico di induzione, per soddisfare la condizione. La condizione a) rappresenta il vero problema dell'origine del campo geomagnetico, la cui soluzione è stata a lungo scoraggiata da un importante teorema, dovuto anch'esso a Cowling. Egli ha dimostrato che un campo magnetico simmetrico rispetto a un asse non può essere mantenuto per effetto dinamo da un moto anch'esso simmetrico ossia il moto poloidale che agisce su un campo magnetico poloidale non può dar luogo a una dinamo stazionaria.

Da questo enunciato risulta chiaro che per poter ottenere una dinamo stazionaria è necessario che i moti abbiano un notevole grado di asimmetria; è probabile che nella Terra questa possa essere dovuta alla forza di Coriolis, che nella equazione del moto (2.8) assume allora importanza essenziale. Del resto, il fatto che l'asse del dipolo terrestre risulta così strettamente legato all'asse di rotazione indica che la forza di Coriolis, cioè l'unico termine che introduce nell'equazione della magnetoidrodinamica applicate al nostro problema la velocità di rotazione terrestre, deve avere una parte fondamentale nella teoria del campo geomagnetico.

La soluzione della condizione a) è rappresentata dal processo proposto ed elaborato da Elsasser e da Parker. Abbiamo già parlato in precedenza dell'esistenza nel nucleo terrestre del campo magnetico toroidale prodotto dalla rotazione differenziale; si suppone poi che il moto convettivo sia costituito da celle di convezione, cioè da una serie di colonne in cui la materia fluida si sposta radialmente, dal basso verso l'altro o viceversa. Alla base di una cella ascensionale si avrà una convergenza di materia fluida, sulla quale agisce la forza di Coriolis. Considerando per semplicità una colonna di convezione posta nell'emisfero settentrionale lungo l'asse di rotazione terrestre, al moto convettivo ascensionale (radiale) si sovrappone un moto rotatorio in verso antiorario (figura 20a), dando luogo a un moto cicloidale (figura 20b).

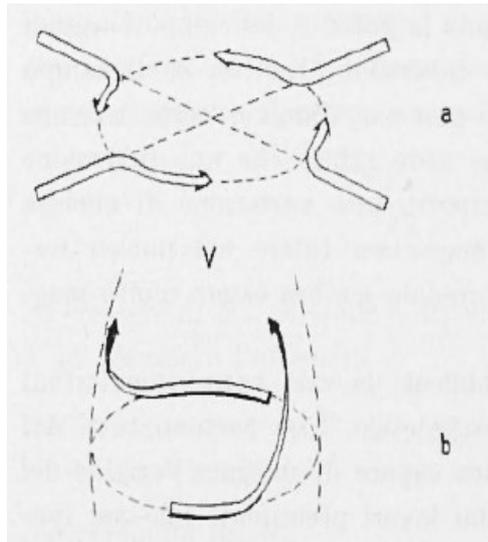


Figura 20

Questo moto agisce con le linee di forza del campo toroidale, che supponiamo per semplicità normali all'asse della colonna; le linee di forza verranno deformate secondo un procedimento chiamato effetto- $\alpha$  come rappresentato in figura 21 cioè subiranno dapprima un sollevamento e poi una torsione secondo il verso del moto elicoidale della colonna. Si formeranno allora delle spire magnetiche chiuse, aventi il piano perpendicolare alle linee originali del campo toroidale, cioè in pratica coincidente con un piano meridiano. Le numerose spire formate dalle varie celle convettive potranno poi rigenerare le linee di forza del campo poloidale dipolare di partenza.

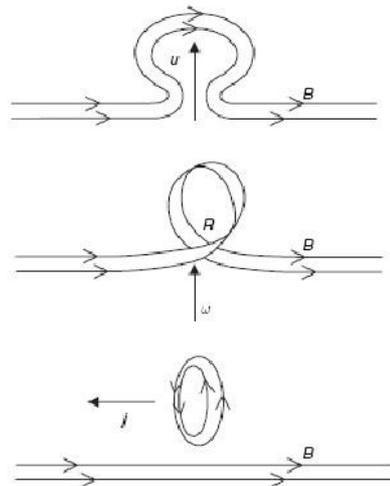
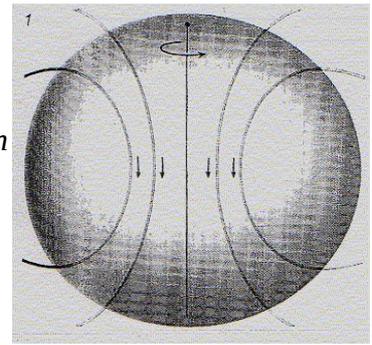


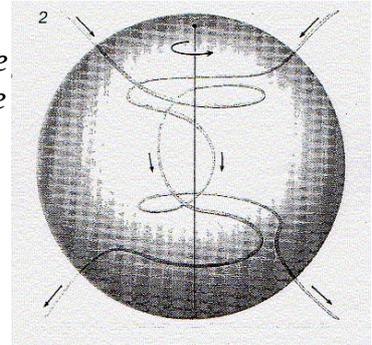
Figura 21: effetto- $\alpha$

Appare quindi fondamentale in un modello di dinamo che un campo magnetico iniziale assiale possa effettivamente essere rinforzato dalla situazione magnetoidrodinamica che si viene a creare a causa del moto del fluido presente nel nucleo terrestre. Il moto però deve essere turbolento e possedere un'elicità, cosa che è ragionevole ammettere a causa del ruolo giocato dalla forza di Coriolis presente nel moto rotatorio. Per una migliore comprensione del modello fisico di Elsasser e Parker è utile procedere per tappe e visionare alcune immagini che illustrano il processo:

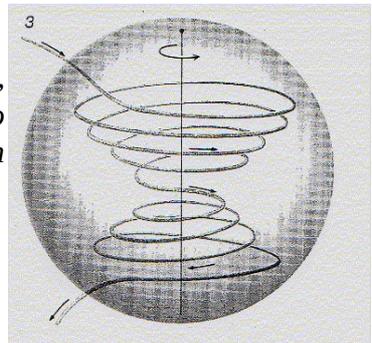
1) Come già detto è necessario che all'interno della Terra vi sia un campo magnetico dipolare preesistente.



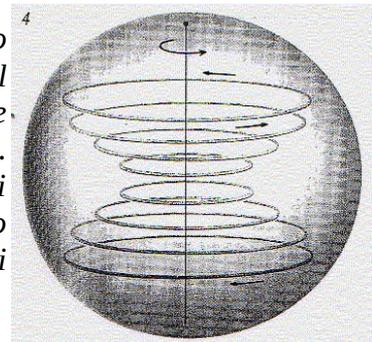
2) Le linee di forza di B, congelate nel fluido, vengono deformate e stirate a seguito della rotazione non uniforme del nucleo in direzione perpendicolare a quella originaria.



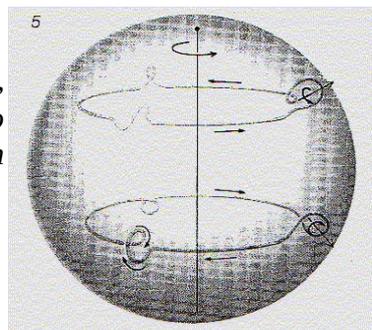
3) In questo modo viene generato un campo magnetico, perpendicolare a quello di dipolo preesistente, chiamato campo toroidale e diretto verso est nell'emisfero boreale e verso ovest in quello australe.



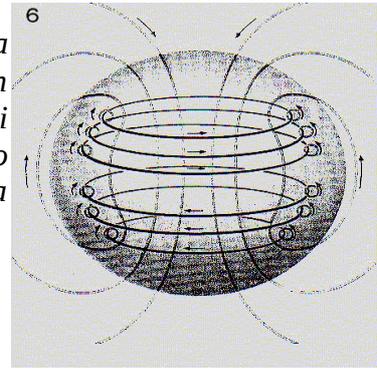
4) Il campo toroidale è caratterizzato da un tempo di decadimento (tempo necessario affinché si riduca sensibilmente ad opera del decadimento resistivo della corrente associata e della tensione delle linee di forza del campo magnetico) dell'ordine di 30000 anni. Durante questo periodo le linee del campo hanno avuto modo di avvolgersi molte volte attorno al nucleo dando vita ad un campo toroidale sempre più intenso e che rimane l'unico esistente se gli sottraiamo quello dipolare ormai trascurabile.



5) Come già detto il fluido è soggetto ad una convezione ciclonica, cioè le sue particelle descrivono traiettorie a spirale dirette dal basso verso l'alto e percorse in senso antiorario nell'emisfero boreale e in senso orario in quello australe.



6) Questo moto genera dei campi negli anelli del campo toroidale la cui parte esterna è diretta verso nord e quella interna verso sud in entrambi gli emisferi del pianeta. Nel corso del tempo questi campi hanno modo di fondersi e diffondersi dando vita ad un campo magnetico più intenso di quello preesistente e rilevabile sulla superficie terrestre come campo di dipolo.



## 2.H La dinamo di Rikitake

La dinamo di Bullard descritta sopra non prevede una delle caratteristiche più notevoli del campo magnetico terrestre: la inversione di polarità, che si è verificata ripetutamente nel corso del tempo, ad intervalli di circa 1 Ma. Inversioni di polarità sono previste da una evoluzione della dinamo di Bullard (la cosiddetta *dinamo di Rikitake*) costituita da due dinamo a disco accoppiate ognuna delle quali eccita l'altra:  $D_1$  e  $D_2$  sono due dischi metallici rotanti con velocità angolari  $\omega_1$  e  $\omega_2$ ; in presenza di un campo magnetico parallelo all'asse,  $D_1$  produce una corrente  $i_1$ , che, fluendo nella spira  $C_2$ , genera un campo magnetico che agisce su  $D_2$ , il quale a sua volta produce una corrente  $i_2$  che scorre nella spira  $C_1$ , producendo un campo che agisce su  $D_1$  aggiungendosi al campo iniziale.

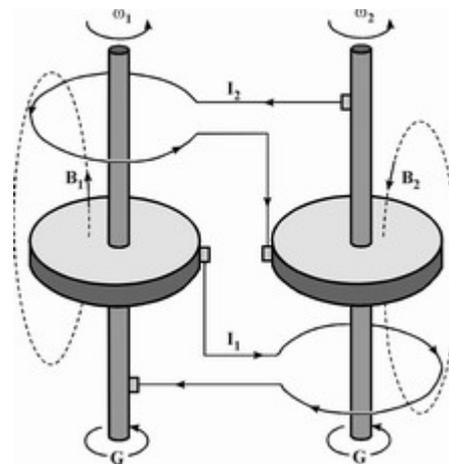


Figura 22: Dinamo di Rikitake

Se i dischi sono tenuti in rotazione rispettivamente dalle coppie  $G_1$  e  $G_2$ , le equazioni del sistema analoghe alle (2.3) e (2.4), sono:

$$\begin{aligned}
 L_1 \frac{di_1}{dt} + R_1 i_1 &= M_1 \omega_1 i_2 \\
 L_2 \frac{di_2}{dt} + R_2 i_2 &= M_2 \omega_2 i_1
 \end{aligned}
 \tag{2.16}$$

$$\begin{aligned}
 I_1 \frac{d\omega_1}{dt} &= G_1 - M_1 i_1 i_2 \\
 I_2 \frac{d\omega_2}{dt} &= G_2 - M_2 i_2 i_1
 \end{aligned}
 \tag{2.17}$$

Le soluzioni delle (2.16) e (2.17) è notevolmente complicata, ma sia Rikitake, sia, in seguito e con l'aiuto di calcolatori elettronici, Allan, Lowes, Sommerville, Cook e Roberts, hanno trovato che l'andamento delle correnti è oscillatorio attorno a uno stato stazionario, ma con ampiezza gradualmente crescente fino ad un rapido passaggio a oscillazioni attorno ad un altro stato stazionario, che può essere caratterizzato da corrente (e quindi campo magnetico) di verso opposto al precedente.

Con questi modelli meccanici si possono dunque giustificare in modo del tutto plausibile, almeno in linea di principio le inversioni di polarità. Tuttavia è difficile dire quanto questi modelli possano rispecchiare i meccanismi che in realtà si producono nel nucleo terrestre.

## **CAPITOLO 3 Paleomagnetismo**

Lo studio delle proprietà spaziali e delle variazioni temporali del campo geomagnetico, a partire dalle misure effettuate nelle campagne di rilevamento e negli Osservatori, permette di tracciare un quadro generale del geomagnetismo e di fornire importanti contributi alla geofisica. Come si è visto, però, le misure dirette degli elementi magnetici risalgono indietro nel tempo di soli 500 anni circa, mentre la storia della Terra è iniziata da oltre 4 Ga. Questa circostanza permette di esaminare solo una infinitesima parte della storia del magnetismo terrestre, limitando notevolmente la nostra conoscenza; una possibilità di superare questa limitazione è fornita dal paleomagnetismo. Il paleomagnetismo è la disciplina che si occupa dello studio della magnetizzazione naturale rimanente delle rocce; tale studio può consentire di estendere la ricostruzione della storia magnetica della Terra a tutto il periodo di tempo per il quale si ha testimonianza di magnetizzazione acquisita in un definito tempo geologico (praticamente, come si vedrà, per tutta la storia del nostro pianeta).

### **3.A Proprietà magnetiche della materia**

Anche se solo una piccola frazione dei minerali che costituiscono le rocce è portatrice di proprietà magnetiche, molte rocce possono magnetizzarsi stabilmente, con intensità apprezzabile, secondo la direzione del campo magnetico terrestre. È opportuno quindi iniziare questa esposizione presentando sommariamente le proprietà magnetiche della materia. Tutte le sostanze presenti in natura appartengono a tre classi distinte che hanno condotto alla suddivisione in tre grandi categorie: *diamagnetismo*, *paramagnetismo* e *ferromagnetismo*.

Il vettore intensità di magnetizzazione, anche detto vettore di polarizzazione magnetica e indicato con  $\mathbf{M}$ , è il momento magnetico per unità di volume posseduto dal materiale; per ogni sostanza è quindi possibile ricavare una *suscettività magnetica*, rappresentata dal simbolo  $\chi_m$ , che indica la capacità della sostanza stessa di risentire le azioni di un campo magnetico esterno; si può definire matematicamente la suscettività come il rapporto fra magnetizzazione indotta e il campo magnetico applicato:

$$\mathbf{M} = \chi_m \mathbf{H}$$

In base a questa relazione tutte le sostanze presenti in natura possono essere classificate nelle tre categorie accennate poco fa:

- i) diamagnetiche**
- ii) paramagnetiche**
- iii) ferro, antiferro e ferrimagnetiche**

Le proprietà magnetiche dei tre gruppi possono essere spiegate dall'interazione tra il campo magnetico esterno ed i movimenti degli elettroni, ossia il movimento orbitale attorno al nucleo degli atomi e il momento angolare intrinseco (spin). Infatti ogni sostanza ha una naturale tendenza a schermare il suo interno dall'azione di un campo magnetico che agisce in essa. Ogni atomo infatti è costituito da piccole correnti elettriche elementari che tendono, in presenza di un campo magnetico esterno, ad alterare la loro disposizione. Il moto degli elettroni attorno al nucleo centrale viene infatti modificato per la sovrapposizione di una precessione intorno al campo esterno detta precessione di Larmor. Questa precessione provoca la comparsa di una nuova corrente elettronica che genera un momento magnetico

### **I DIAMAGNETISMO ( $\chi_m < 0$ )**

Il diamagnetismo è dovuto alla modificazione del movimento orbitale degli elettroni intorno ai nuclei atomici provocata dal campo magnetico esterno e sussiste, essendo esso un effetto di tipo indotto, fino a quando agisce lo stesso campo magnetico esterno. Consideriamo il caso in cui per ogni livello orbitale ci sia un numero pari di elettroni, allora i momenti magnetici collegati agli spin essendo uguali ed opposti risulteranno nulli, così come il momento magnetico risultante dovuto al movimento orbitale in quanto le traiettorie descritte sono orientate in tutte le direzioni possibili. Tutto questo nel caso in cui non ci sia un campo magnetico esterno: se invece andiamo ad applicare un campo esterno sulla sostanza, esso eserciterà un'azione sugli elettroni orbitanti in quanto il loro momento orbitale subirà un moto di precessione (detto precessione di Larmor) intorno ad un asse baricentrico parallelo al campo inducente. Siccome la carica dell'elettrone è negativa, il campo magnetico associato è orientato in direzione opposta a quella del campo applicato ed il risultato è l'acquisizione di una debole magnetizzazione negativa denominata diamagnetismo. La suscettività sarà dunque negativa e indipendente dalla temperatura. Esempi di minerali diamagnetici più diffusi ricordiamo ad esempio il quarzo, la calcite e la dolomite.

### **II PARAMAGNETISMO ( $\chi_m > 0$ )**

La differenza con il diamagnetismo risiede nel fatto che il paramagnetismo è attribuibile all'allineamento dei momenti magnetici dovuti al momento angolare intrinseco degli elettroni sotto l'azione di un campo esterno. Prendiamo adesso il caso in cui un campo esterno agisca su un atomo

contenente orbitali con un solo elettrone: il momento magnetico associato allo spin dell'elettrone non accoppiato non sarà necessariamente nullo, ma anzi sarà predominante rispetto al contributo legato al movimento orbitale. L'energia acquisita dall'atomo ad opera del campo magnetico esterno vincerà l'energia termica e tenderà ad allineare i momenti magnetici degli elettroni orbitali. Il paramagnetismo è contrastato dalla temperatura che, al suo aumentare, tende a rendere casuale l'orientamento dei momenti magnetici di spin rendendo impossibile, ad alte temperature, un orientamento coerente in un campo esterno. La maggior parte dei minerali è paramagnetica; tra i più importanti ricordiamo l'ilmenite, la bioite, la siderite e i minerali argillosi.

### III FERRO-, ANTIFERRO- E FERRI-MAGNETISMO ( $\chi_m \gg 0$ )

Le sostanze ferromagnetiche sono quelle che, esposte ad un campo magnetico esterno, ne aumentano l'intensità. Sono composte da atomi dotati di un proprio momento magnetico e non disposte casualmente, bensì raggruppate nei cosiddetti domini di Weiss, micro regioni composte da atomi con lo stesso momento magnetico, dotate quindi di un proprio momento magnetico complessivo. In assenza di un campo magnetico esterno le sostanze ferromagnetiche sono pressoché smagnetizzate in quanto i singoli momenti magnetici dei vari domini di Weiss si annullano reciprocamente. Un campo magnetico esterno causa però un momento torcente su tali domini, che sono così portati ad orientare i propri atomi concordemente con il campo esterno. Il fenomeno coinvolge dapprima i domini con un orientamento simile a quello del campo esterno i quali, a loro volta, trascinano durante la rotazione i domini a loro adiacenti. Dopo un certo lasso di tempo tutti i domini della sostanza saranno orientanti nello stesso verso del campo esterno, alla cui intensità si aggiungono ora i vari campi generati dagli atomi della sostanza che sono ora orientati tutti nello stesso modo. Grazie alle sostanze ferromagnetiche il valore di un campo magnetico può essere aumentato fino a centinaia di volte rispetto al campo in assenza della sostanza. Le sostanze ferromagnetiche hanno inoltre la proprietà di mantenere, dopo l'esposizione ad un campo magnetico, un proprio magnetismo (detto residuo) in quanto i domini di Weiss tendono a rimanere orientati tutti nello stesso verso.

È possibile descrivere l'andamento della loro magnetizzazione in funzione del campo magnetico applicato tramite il ciclo di isteresi magnetico (fig. 22) nel caso in cui esse vengano collocate sostanze ferromagnetiche, totalmente smagnetizzate, all'interno di un campo magnetico variabile.

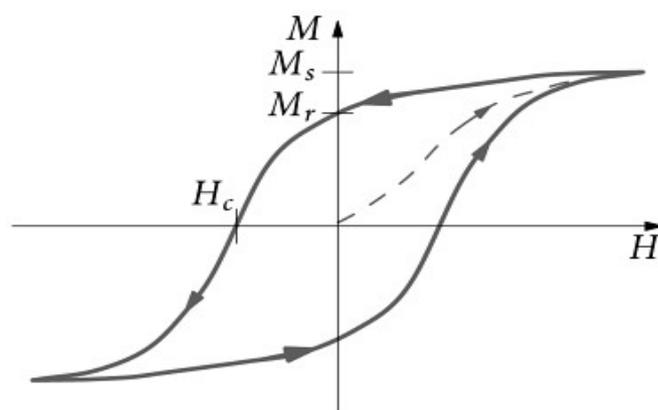


Figura 22: Ciclo di isteresi. La linea tratteggiata rappresenta la fase di magnetizzazione del campione a partire dal materiale vergine

In cui:

$M_s$  rappresenta la magnetizzazione di saturazione che si ottiene quando tutte le particelle del materiale sono orientate e il materiale non è più in grado di magnetizzarsi ulteriormente.

$M_r$  rappresenta la magnetizzazione residua cioè il valore nel quale viene lasciato il materiale quando il campo applicato viene riportato a zero

$H_c$  è il campo coercitivo ossia il valore del campo in corrispondenza del quale si ottiene una magnetizzazione nulla

Questo ciclo di isteresi è tipico delle sostanze ferromagnetiche le quali perdono la proprietà di conservare la magnetizzazione se superano una certa temperatura, caratteristica per ogni sostanza, detta "temperatura di Curie". A temperature superiori a quella di Curie esse assumono un comportamento paramagnetico.

Il ferromagnetismo secondo Weiss è attribuibile all'interazione tra i momenti magnetici di spin di elettroni appartenenti ad atomi adiacenti. Questa interazione provoca un campo magnetico interno alla sostanza, che tende a far allineare parallelamente i momenti magnetici associati agli spin. Questo campo interno è di notevole intensità anche se, di solito, un cristallo di una sostanza ferromagnetica non presenta una magnetizzazione totale di grande entità: l'allineamento dei momenti magnetici, infatti, avviene in modo che il sistema abbia la minore energia possibile ed inoltre bisogna tener conto delle caratteristiche cristallografiche del minerale.

Nelle sostanze antiferromagnetiche invece i momenti magnetici atomici sono a due a due antiparalleli, di conseguenza esse non possiedono una magnetizzazione rimanente finita. Simile è la situazione nelle sostanze ferrimagnetiche nelle quali però i momenti magnetici orientati in un senso sono prevalenti rispetto a quelli orientati in senso opposto, quindi la magnetizzazione adesso è presente (fig. 23). Bisogna dire che la maggior parte dei minerali che acquisiscono magnetizzazione hanno un comportamento ferrimagnetico.

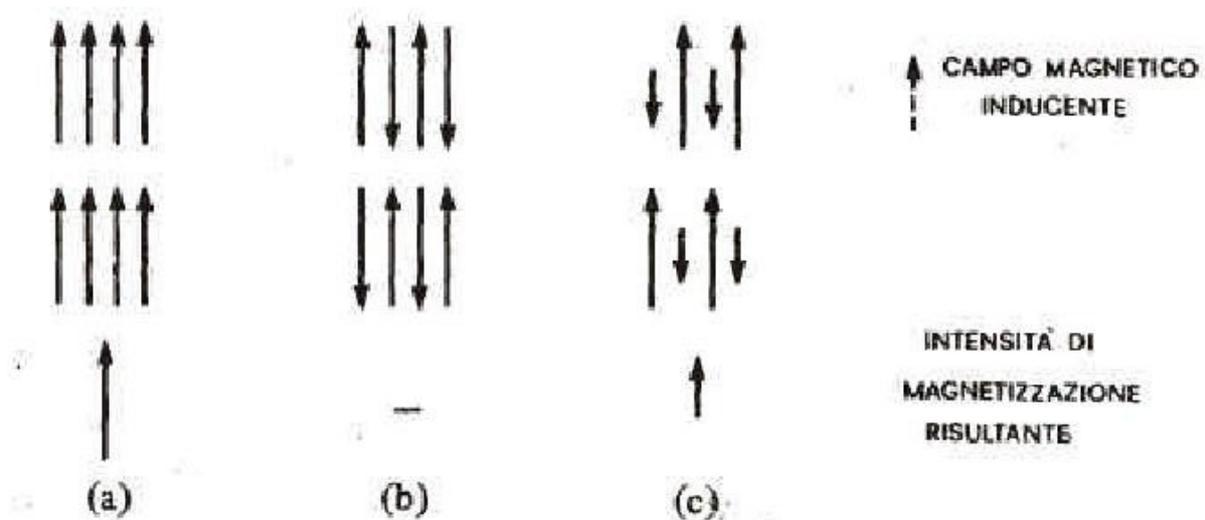


Figura 23: Rappresentazione dell'orientazione dei campi prodotti dagli spin in sostanze: a) ferromagnetiche; b) antiferromagnetiche; c) ferrimagnetiche

I minerali più importanti per il magnetismo terrestre sono quindi quelli ferromagnetici. In natura la magnetizzazione residua viene acquisita da una roccia ignea all'epoca della sua messa in posto, quando il magma originario si raffredda nel campo magnetico terrestre o, in una roccia sedimentaria, durante la deposizione dei tanti dipoli elementari contenuti nel sedimento e la successiva compattazione, o ancora può essere acquisita da una qualsiasi roccia in seguito alla sua evoluzione per alterazione dei minerali preesistenti o per la formazione di nuovi materiali magnetici. Il ferromagnetismo ha la proprietà di congelare in una roccia la direzione del campo magnetico presente all'atto di formazione della roccia stessa. Anche in una roccia sedimentaria, se la sedimentazione avviene in un ambiente calmo (ad esempio in acque tranquille), la direzione di magnetizzazione dovrebbe rispecchiare quella esistente quando il sedimento si è depositato.

### 3.B Tipi di magnetizzazione

Quando una roccia si magnetizza, al momento della sua formazione, acquista una magnetizzazione che viene detta *primaria*; questa è in grado di darci informazioni sulla direzione e intensità del campo magnetico presente all'atto della litogenesi. Comunque, nel tempo la magnetizzazione primaria può decadere o essere confusa con altre magnetizzazioni successive, dette *secondarie*, che ovviamente privano la magnetizzazione primaria della sua caratteristica di unicità.

È utile soffermarsi sui tipi di magnetizzazione primaria più comuni. La magnetizzazione *termica rimanente* viene acquisita durante il raffreddamento di una roccia a partire da uno stato fuso magmatico sotto l'azione del campo magnetico esterno; questa magnetizzazione è generalmente molto stabile con direzione parallela al campo esterno e intensità ad esso proporzionale. La magnetizzazione tipica dei sedimenti viene invece chiamata *detritica rimanente* (oppure magnetizzazione per sedimentazione); essa scaturisce dall'allineamento statisticamente parallelo al campo terrestre dei momenti dei granuli magnetici mentre decantano in acqua durante la deposizione. Un altro tipo comune di magnetizzazione, secondaria, che è utile ricordare, è la magnetizzazione *chimica rimanente*; questa può avere luogo sia per una alterazione chimica dei minerali già presenti nella roccia, sia per mutate condizioni fisiche (temperatura, pressione e pH), con relative trasformazioni mineralogiche nella roccia stessa.

In un laboratorio di paleomagnetismo si decifrano con opportune tecniche le informazioni sulle caratteristiche magnetiche di una formazione rocciosa attraverso l'individuazione, la separazione e l'analisi di queste diverse componenti. L'obiettivo principale è infatti quello di risalire alla magnetizzazione primaria acquisita dalla roccia al momento della sua formazione. Per la misura di queste proprietà si impiegano dei magnetometri che, a partire da un campione prelevato e orientato in campagna, permettono di risalire alla direzione, verso e intensità del campo magnetico dell'epoca di formazione.

#### MAGNETIZZAZIONE TERMICA RIMANENTE

Essa è, insieme alla magnetizzazione per sedimentazione di cui parleremo più avanti, il processo di magnetizzazione fondamentale per il paleomagnetismo.

Nessun materiale può essere magnetizzato permanentemente se si trova al di sopra del punto di Curie. Quando invece la temperatura scende al di sotto del punto di Curie, i minerali magnetizzabili (per esempio la magnetite) che si vanno formando si magnetizzano secondo la direzione del campo magnetico terrestre in cui sono immersi. È questa l'origine della magnetizzazione termica rimanente o termoresidua. Il fenomeno può avvenire quando un magma solidifica in profondità, dando origine

a una roccia intrusiva, oppure quando una lava effusa sulla superficie terrestre si raffredda. La roccia, in entrambi i casi, «registra» l'informazione della direzione del campo magnetico al momento della solidificazione e questa informazione rimane fossilizzata in essa fino a quando la roccia non viene nuovamente riscaldata o trasformata.

L'importanza paleomagnetica della magnetizzazione termoresidua è basata su tre sue proprietà fondamentali:

- a) nel processo di magnetizzazione l'intensità di magnetizzazione acquisita ha, salvo eccezioni di cui si parlerà in seguito, una direzione parallela al campo magnetico applicato;
- b) per valori bassi del campo l'intensità di magnetizzazione acquisita è proporzionale all'intensità del campo;
- c) la magnetizzazione termoresidua è in generale estremamente stabile.

La proprietà a) permette la deduzione della direzione del campo all'epoca di formazione della roccia, ed è questo il caso generalmente studiato, mentre la proprietà b) permette, almeno in linea di principio, la determinazione dell'intensità del campo a quell'epoca; la proprietà c), infine, garantisce l'attendibilità delle conclusioni dedotte dallo studio di questo tipo di magnetizzazione.

Nella pratica, per l'attendibilità dei risultati occorre accertarsi di due circostanze molto importanti:

- 1) la magnetizzazione naturale che noi misuriamo in un campione di roccia è effettivamente una magnetizzazione termoresidua?
- 2) una volta accertato che si tratti di effettivamente di tale tipo di magnetizzazione, siamo certi che eventuali proprietà anisotrope della roccia o cause fisiche diverse, come forti tensioni o pressioni (alle quali le rocce sono normalmente sottoposte) non abbiano sostanzialmente mutato lo stato originale, cioè abbiano annullato il parallelismo fra la magnetizzazione e il campo terrestre che l'ha prodotta?

Per quanto riguarda il punto 1), dobbiamo in primo luogo cercare di comprendere come fisicamente si produce la magnetizzazione termoresidua, perchè su tale conoscenza si basano in gran parte i controlli di laboratorio che vengono eseguiti sui campioni di roccia in esame per assicurarsi della attendibilità dei risultati paleomagnetici.

Possiamo innanzitutto riprodurre in laboratorio la magnetizzazione termoresidua; dopo aver smagnetizzato termicamente il campione, il che si ottiene riscaldandolo al di sopra del punto di Curie  $T_c$  e facendolo raffreddare in campo nullo, lo si riscalda alle temperature  $T_1, T_2, \dots$ , si raffredda dopo ciascun riscaldamento in un campo  $F$ , per esempio quello terrestre, fino alla temperatura ambiente  $T_a$  e si misura l'intensità di magnetizzazione prodotta in ogni raffreddamento in funzione della temperatura  $T_1, T_2, \dots$ . La curva tipica che si ottiene in laboratorio mostra che la magnetizzazione cresce rapidamente in un intervallo di temperatura limitato, immediatamente inferiore alla temperatura di Curie dei minerali ferromagnetici contenuti nella roccia, raggiungendo infine un valore di saturazione quando  $T > T_c$ .

È evidente l'importanza della riproduzione in laboratorio della magnetizzazione termoresidua di un campione di roccia: si tratta di un metodo tendente a controllare sia se le caratteristiche termiche della magnetizzazione naturale coincidono con quelle della magnetizzazione artificiale (identificazione del carattere termoresiduo della magnetizzazione della roccia), sia se quella data roccia presenti o meno delle anomalie di comportamento nella magnetizzazione per raffreddamento, e quindi se la sua magnetizzazione naturale sia attendibile per lo studio del paleomagnetismo.

## **MAGNETIZZAZIONE PER SEDIMENTAZIONE**

Questa forma di magnetizzazione può interessare le rocce sedimentarie clastiche qualora tra i

materiali che si vanno depositando siano presenti particelle di minerali magnetizzati. Durante la deposizione sul fondo del bacino sedimentario essi vengono orientati in prevalenza secondo la direzione del campo magnetico terrestre. Questa resta così «congelata» nella roccia sedimentaria durante il successivo processo di litificazione (trasformazione di un sedimento in una roccia sedimentaria).

Il materiale di cui è costituito un sedimento frequentemente una piccola frazione di particelle contiene di minerali ferrimagnetici, che avevano acquisito la loro magnetizzazione in precedenza e che per erosione delle rocce di origine si sono poi depositate in acque più o meno tranquille.

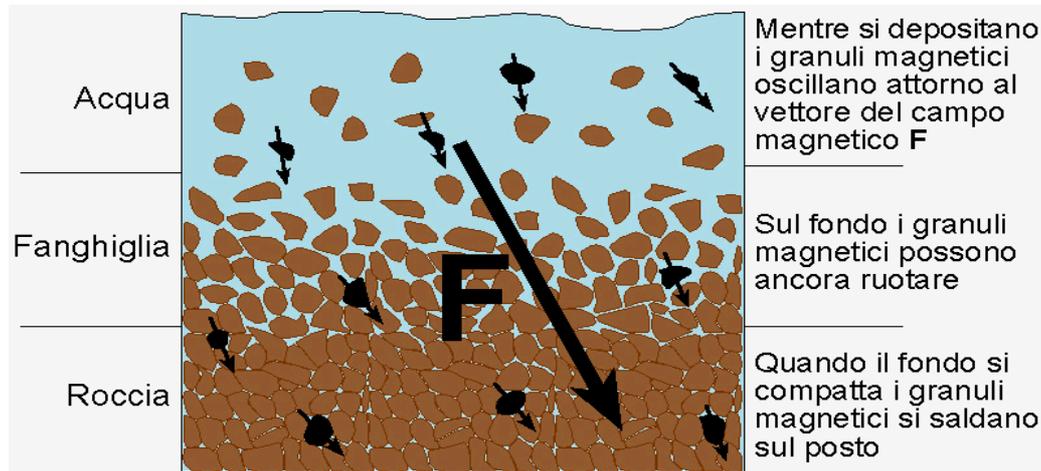


Figura 24

Durante la sedimentazione in ambiente calmo le particelle magnetizzate tendono ad allinearsi lungo la direzione del campo terrestre, in modo che nel complesso il sedimento presenta una intensità di magnetizzazione non nulla; la direzione di magnetizzazione dovrebbe rispecchiare, almeno in linea di principio, quella del campo all'epoca di origine della roccia sedimentaria. In realtà processi piuttosto complicati di interazione meccanica fra le particelle che si depositano e quelle già depositate fanno sì che, mentre in generale la declinazione del campo magnetico terrestre viene ben riprodotta dalla magnetizzazione del sedimento, l'inclinazione dedotta da questo è minore di quella vera: l'errore dipende dal valore dell'inclinazione del campo, raggiungendo un massimo (di circa  $25^\circ$ ) per un'inclinazione attorno ai  $60^\circ$ . È probabile che questo effetto sia dovuto alla forma dei granuli magnetizzati: se essi sono di forma allungata l'asse di magnetizzazione è in generale parallelo alla loro lunghezza. Nel processo di deposizione tali granuli tendono a disporsi con l'asse maggiore in direzione orizzontale; di qui l'errore di inclinazione. Tutto ciò è stato messo in rilievo anche in laboratorio, sedimentazione in campo magnetico, simulando il fenomeno della sedimentazione in campo magnetico.

Occorre tuttavia tener conto dei vari fenomeni che possono aver luogo all'atto della deposizione. In particolare si possono distinguere due tipi di magnetizzazione per sedimentazione: in uno l'orientazione avviene all'atto della deposizione, nell'altro essa avviene posteriormente. Questo secondo caso si ha quando le particelle magnetiche sono molto piccole rispetto a quelle non magnetiche e la costituzione del sedimento è tale che, dopo la deposizione ma prima del consolidamento, queste particelle sono libere di ruotare entro gli interstizi del sedimento ancora riempiti di acqua; è in questa fase che esse sono definitivamente influenzate dal campo magnetico. Da esperienze di laboratorio sembra che in questo secondo caso, al quale sono interessati diversi tipi di rocce utilizzate in paleomagnetismo, la magnetizzazione finale sia effettivamente parallela al campo magnetico terrestre, anche per quanto riguarda l'inclinazione.

## ALTRI TIPI DI MAGNETIZZAZIONE

I tipi di magnetizzazione che nel corso del tempo si possono sovrapporre alla magnetizzazione termoresidua sono sostanzialmente la magnetizzazione residua isoterma e la magnetizzazione viscosa; un tipo che invece può o sovrapporsi o sostituirsi ad essa è la magnetizzazione residua chimica.

La **magnetizzazione residua isoterma** è quella magnetizzazione ben nota che ha origine dall'applicazione e dal successivo annullamento, a temperatura costante, in particolare a temperatura ambiente, di un campo di intensità sufficiente; la roccia in esame può aver subito l'azione di un intenso campo magnetico, del tutto estraneo al campo terrestre, ed avere così acquisito una magnetizzazione che si somma vettorialmente a quella termoresidua. Gli unici campi magnetici di questo genere possibili in natura sono quelli originati dai fulmini, e il loro effetto si estende per qualche metro attorno al punto colpito, provocando nella roccia una magnetizzazione la cui direzione può essere notevolmente diversa da quella originaria e variabile abbastanza sistematicamente da punto a punto. La magnetizzazione isoterma è facilmente eliminabile mediante il lavaggio magnetico.

La **magnetizzazione viscosa** è dovuta al lungo permanere della roccia in un campo magnetico diverso da quello esistente all'istante in cui essa si era formata. L'energia di agitazione termica, per quanto piccola a temperatura ambiente, può « liberare » i domini magnetici a minore forza coercitiva, e questi, sotto l'azione del campo magnetico, tendono ad allinearsi nella direzione di esso. L'effetto è del tutto trascurabile per gli intervalli di tempo disponibili nelle esperienze di laboratorio, ma può diventare importante quando il campo (quello terrestre successivo alla data di formazione della roccia) viene applicato per un tempo dell'ordine di  $10^6$  anni. Anche la magnetizzazione viscosa può venire eliminata mediante lavaggio magnetico.

La **magnetizzazione residua chimica**, infine, ha origine nell'alterazione chimica dei minerali contenuti nella roccia, i quali col tempo possono trasformarsi da paramagnetici in ossidi ferrimagnetici; inoltre gli stessi componenti ferrimagnetici originari possono alterarsi, ad esempio per ossidazione, acquistando nuove caratteristiche magnetiche. Questo processo avviene in generale a temperatura costante, ma ad esso può applicarsi ugualmente la teoria di Néel; il tempo di rilassamento  $\tau$  di questa teoria, infatti, dipende dal rapporto  $v/T$ , che in questo caso varia perchè a  $T$  costante varia  $v$  per accrescimento chimico. La magnetizzazione si produce in modo del tutto analogo alla magnetizzazione termoresidua, e si può definire un certo volume di blocco dei granuli ferrimagnetici. Per questa ragione la magnetizzazione residua chimica è fortemente stabile, tanto che potrebbe essere utilizzata per gli studi paleomagnetici se non presentasse il grave inconveniente di avere una data di origine completamente sconosciuta e in ogni caso, probabilmente, molto diluita nel tempo. Essa ha in generale una intensità nettamente inferiore a quella termoresidua, e questo è un elemento che può far distinguere i due tipi di magnetizzazione. In vari casi questa distinzione si può tentare, tuttavia, anche mediante prove di laboratorio, con la riproduzione magnetizzazione termoresidua e il confronto delle curve di della magnetizzazione e di suscettività in funzione della temperatura nei processi di riscaldamento e in quelli di raffreddamento.

### 3.C Inversioni del campo magnetico terrestre

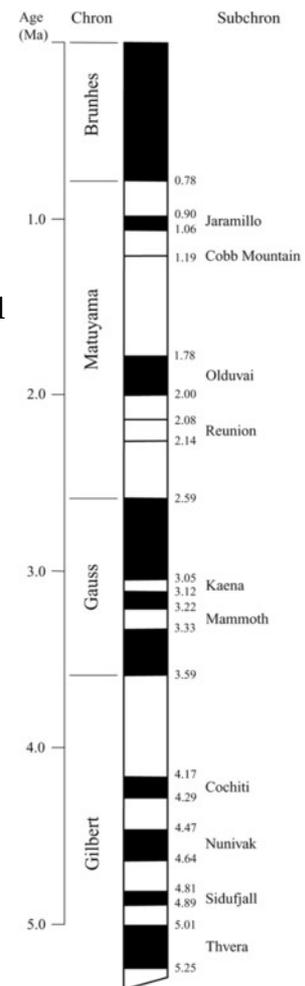
Come abbiamo visto nei paragrafi precedenti, in alcune circostanze le rocce della crosta terrestre hanno la proprietà di “congelare” la loro magnetizzazione naturale e di comportarsi quindi come “bussole fossili”, per le quali si mantiene inalterata l'orientazione acquisita secondo il campo magnetico agente in un determinato momento del passato geologico. Il paleomagnetismo costituisce un mezzo per estendere su scala di tempo geologica le osservazioni sulle caratteristiche e variazioni del campo magnetico terrestre. La scoperta principale a questo riguardo è stata quella delle inversioni di polarità del campo magnetico terrestre. È infatti possibile affiancare la datazione, ossia la misura dell'età di una roccia, con la direzione e, parzialmente, con l'intensità della sua magnetizzazione primaria. Da un esame delle magnetizzazioni primarie delle rocce è risultato che circa una metà dei campioni hanno mostrato una polarità opposta all'attuale e l'altra metà una polarità in accordo con l'attuale. Ossia considerando che la roccia riporta con la sua magnetizzazione una informazione completa sul campo presente all'atto della sua formazione, il campo paleomagnetico è risultato parallelo all'attuale nel 50% dei casi, ma invertito nell'altro 50%. In altri termini, nella storia del nostro pianeta, che con le rocce continentali è possibile ripercorrere per miliardi di anni, il campo magnetico presente all'atto della formazione delle rocce studiate è stato anche opposto a quello attuale; il polo Nord geomagnetico si trovava vicino al Sud geografico e viceversa.

Affiancando i dati paleomagnetici sugli stati di polarità del campo ad altri metodi di datazione delle rocce, si è ormai giunti a stabilire una vera e propria scala cronologica delle inversioni del campo magnetico (detta scala temporale delle polarità magnetiche o magnetostratigrafica), che riporta una situazione di evidente alternanza di polarità del campo per gli ultimi milioni di anni. Nella scala magnetostratigrafica relativa agli ultimi 5 milioni di anni, stilata sulla base di dati ottenuti su rocce laviche, datate con metodi radiometrici e distribuite su tutto il globo, in dipendenza della rispettiva durata, epoche (o cron) ed eventi (o subcron) di polarità magnetica.

La nostra epoca, che è stata definita a polarità normale, è chiamata Bruhnes; andando a ritroso nel tempo, circa 730.000 anni fa inizia un'epoca inversa, che è stata chiamata di Matuyama. Ancora, circa 2.480.000 anni fa, terminata la precedente, inizia un'altra epoca normale chiamata di Gauss, preceduta essa stessa da un'epoca inversa detta di Gilbert, che inizia circa 3.400.000 anni fa e che termina circa 5.440.000 anni fa.

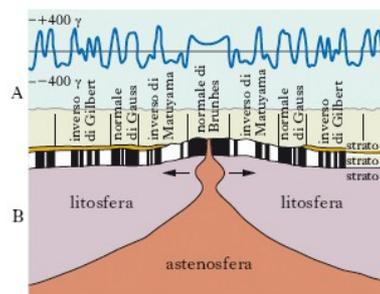
Gli studi paleomagnetici hanno confermato che le inversioni continuano a presentarsi con una distribuzione, apparentemente casuale, fino a epoche antichissime. La frequenza delle inversioni è comunque progressivamente aumentata negli ultimi 100 milioni di anni e anche se recentemente è stata proposta una pseudoperiodicità del fenomeno, non è ancora stato possibile confermarla con certezza. La lunghezza di un intervallo di polarità appare completamente indipendente dalla durata del precedente, anche se negli ultimi 60 milioni di anni la lunghezza media dei singoli intervalli di una determinata polarità presenta una lieve progressiva diminuzione. La durata delle transizioni di polarità è stimata intorno ai 5.000-10.000 anni.

Uno dei più importanti contributi dati dal paleomagnetismo alla Geofisica è senza dubbio quello della scoperta delle anomalie magnetiche dei fondi oceanici. A partire dagli anni '50 le prospezioni magnetiche marine, avviate con successo dalle navi oceanografiche, hanno chiaramente rivelato



l'esistenza di anomalie caratteristiche ai lati delle dorsali oceaniche. Si trattò, in sostanza, di scoprire che esistevano strisce di anomalie magnetiche, di varia lunghezza, poste simmetricamente parallele ai due lati della dorsale, con valori di magnetizzazione alternatamente positivi e negativi. L'interpretazione di queste osservazioni, in termini di polarità di magnetizzazione della crosta oceanica, fornì ai sostenitori delle teorie mobilistiche una prova di grande valore.

Se è vero che le aree continentali del nostro pianeta hanno subito un processo di spaccatura e sono andate alla deriva, è naturale pensare che di questo processo sia rimasta traccia sul fondo dell'oceano. Nei primi anni '60 R. Dietz e H. Hess hanno proposto un meccanismo, ora noto come espansione dei fondi oceanici, per spiegare la deriva di due placche continentali, ad esempio quelle ai bordi di un grande oceano come l'Atlantico. A causa di un meccanismo di trascinamento laterale, guidato da una corrente convettiva nel mantello superiore, la risalita magmatica associata all'attività vulcanica presente lungo le dorsali oceaniche genera nuova crosta oceanica che va a occupare il posto della crosta preesistente. Quando due placche si allontanano dai due lati della dorsale oceanica, il magma fuoriuscito nel frattempo, che per la sua elevata temperatura è in fase paramagnetica, si trova a raffreddarsi nel campo magnetico terrestre presente in quell'epoca; al di sotto del punto di Curie, le rocce oceaniche, ricche di componenti ferromagnetici, si magnetizzano stabilmente. La striscia di crosta appena nata viene poi trascinata lateralmente nel moto di espansione oceanica in modo simmetrico rispetto alla dorsale, con risultante allontanamento reciproco delle masse continentali. Dal momento che il campo magnetico nella storia della Terra ha subito delle inversioni di polarità, le strisce così formate assumono il segno del campo presente all'atto della loro formazione e cioè alternatamente positivo e negativo. È oggi accettato quindi che l'espansione dei fondi oceanici sia avvenuta, con una datazione sincronizzata in modo chiarissimo con la ricognizione delle inversioni di polarità del campo magnetico terrestre.



Se è vero che le aree continentali del nostro pianeta hanno subito un processo di spaccatura e sono andate alla deriva, è naturale pensare che di questo processo sia rimasta traccia sul fondo dell'oceano. Nei primi anni '60 R. Dietz e H. Hess hanno proposto un meccanismo, ora noto come espansione dei fondi oceanici, per spiegare la deriva di due placche continentali, ad esempio quelle ai bordi di un grande oceano come l'Atlantico. A causa di un meccanismo di trascinamento laterale, guidato da una corrente convettiva nel mantello superiore, la risalita magmatica associata all'attività vulcanica presente lungo le dorsali oceaniche genera nuova crosta oceanica che va a occupare il posto della crosta preesistente. Quando due placche si allontanano dai due lati della dorsale oceanica, il magma fuoriuscito nel frattempo, che per la sua elevata temperatura è in fase paramagnetica, si trova a raffreddarsi nel campo magnetico terrestre presente in quell'epoca; al di sotto del punto di Curie, le rocce oceaniche, ricche di componenti ferromagnetici, si magnetizzano stabilmente. La striscia di crosta appena nata viene poi trascinata lateralmente nel moto di espansione oceanica in modo simmetrico rispetto alla dorsale, con risultante allontanamento reciproco delle masse continentali. Dal momento che il campo magnetico nella storia della Terra ha subito delle inversioni di polarità, le strisce così formate assumono il segno del campo presente all'atto della loro formazione e cioè alternatamente positivo e negativo. È oggi accettato quindi che l'espansione dei fondi oceanici sia avvenuta, con una datazione sincronizzata in modo chiarissimo con la ricognizione delle inversioni di polarità del campo magnetico terrestre.

All'interno di ciascuna epoca di una determinata polarità esistono inoltre dei periodi più brevi di polarità opposta a quella dell'epoca in considerazione, che vengono chiamati eventi. Questi ultimi hanno preso il nome dalla località di provenienza dei campioni che ne hanno portato traccia. Uno dei più noti eventi è quello di Olduvai in Africa orientale.

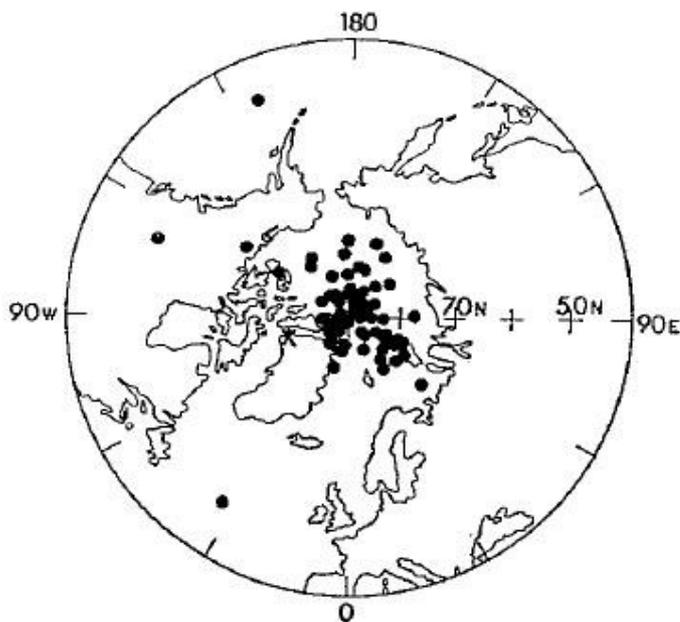
Sono stati riscontrati inoltre diversi casi in cui la direzione del campo ha presentato ampie e rapide variazioni, senza tuttavia comportare una effettiva inversione; questi casi sono chiamati escursioni e pongono il problema generale della geomagneticità dell'escursione, in quanto non tutte le escursioni individuate sembrano avere carattere interamente planetario. Alcune escursioni hanno carattere locale, facendo sospettare una qualche perturbazione sul processo di magnetizzazione; altre però sono globali. Una delle famose escursioni di carattere globale è quella detta di Mono Lake nell'epoca Brunhes, datata circa 24.000 anni.

### 3.D Paleomagnetismo e tettonica

I vettori corrispondenti alla componente di magnetizzazione primaria riconosciuti in rocce di una specifica età possono essere usati per calcolare la posizione media del polo geomagnetico all'epoca di formazione di tali rocce. L'assunzione di base è che il campo magnetico terrestre possa essere visto come un campo geocentrico dipolare assiale (il cui asse coincida con l'asse di rotazione

terrestre), quando mediato su scala di tempo geologica. In tale condizione ad ogni vettore paleomagnetico è possibile associare un polo geomagnetico virtuale (“Virtual Geomagnetic Pole”, VGP).

L'assunzione di un campo magnetico geocentrico dipolare assiale, quando mediato nel tempo, è stata sin dal principio confrontata proprio dall'osservazione che i dati paleomagnetici relativi agli ultimi 5 milioni di anni, proveniente da regioni tettonicamente stabili, mostrano una declinazione media uguale a zero, ossia forniscono paleopoli che si addensano attorno al polo di rotazione terrestre piuttosto che attorno al presente polo magnetico (figura 25).



*Figura 25: Poli paleomagnetici da oggi a 5 milioni di anni fa. Proiezione stereografica polare Nord di 40° N; la X indica il polo paleomagnetico Nord attuale*

Le misure paleomagnetiche a scala temporale dettagliata hanno mostrato che il valore medio della posizione dei paleopoli in un intervallo di tempo di  $10^3 - 10^4$  anni coincide con buona approssimazione all'asse di rotazione terrestre. A questo risultato si accompagna l'osservazione che anche gli altri pianeti, il Sole ed altre stelle rotanti presentano campi magnetici allineati e correlati al proprio asse di rotazione. Ciò consente di ipotizzare che la configurazione del campo magnetico terrestre sia fortemente influenzata dalla rotazione della Terra, in modo tale che, sebbene ad un dato istante la loro posizione reciproca possa differire sensibilmente, l'asse del dipolo tende ad oscillare irregolarmente intorno all'asse di rotazione. In tal modo polo geografico e polo geomagnetico vengono a coincidere se si considera la posizione media di quest'ultimo in un intervallo di tempo sufficientemente lungo. Per un dato intervallo di tempo geologico l'analisi delle direzioni paleomagnetiche medie ottenute da un numero sufficiente di siti di campionamento permetterà, in generale, di mediare la migrazione secolare del dipolo e quindi di ottenere un polo paleomagnetico che è lecito assumere coincidente con il polo geografico.

L'assunzione di un campo magnetico dipolare geocentrico assiale è la base per l'interpretazione dei dati paleomagnetici in termini di tettonica globale. In tale contesto, come abbiamo visto, i dati paleomagnetici provenienti da diversi punti di osservazione forniscono un insieme di vettori di magnetizzazione la cui orientazione (declinazione e inclinazione) dipende dalla posizione geografica (latitudine e longitudine) del punto di osservazione stesso. Considerando che differenti

blocchi di litosfera terrestre (placche) sono in movimento reciproco e che il polo determinato dalle direzioni di magnetizzazione riconosciute con l'analisi paleomagnetica si muove solidamente alla placca cui si riferisce, si ottiene che la posizione dei paleopoli appare cambiare sulla scala di tempo geologica, descrivendo un percorso (sulla superficie terrestre) che riflette il movimento della placca stessa. Tale percorso è noto come curva di deriva polare apparente ("Apparent Polar Wander Path", APWP) ed è tipico per ciascuna placca. Per considerare affidabile la posizione del paleopolo ottenuta per un determinato periodo ed una placca specifica è necessario che:

- a) le datazioni delle formazioni geologiche analizzate siano affidabili;
- b) tutti i siti analizzati si trovino nella parte della placca considerata stabile;
- c) i siti di provenienza dei dati abbiano una buona distribuzione geografica e siano sufficientemente numerosi.

La determinazione per ciascuna placca dei paleopoli relativi a periodi di tempo consecutivi permette di ricostruire l'APWP tipico della placca in questione. Tale APWP esprime le rototraslazioni cui la placca è stata soggetta nel corso di un determinato intervallo di tempo geologico. È bene a tal proposito sottolineare che dai dati paleomagnetici si possono definire eccellentemente le rotazioni intorno ad assi verticali e le traslazioni in latitudine ma, a causa della simmetria assiale del campo dipolare, non è tuttavia possibile determinare i movimenti in longitudine.

Poichè da un campo magnetico dipolare è caratterizzato da un unico polo N e un unico polo S la non-coincidenza delle posizioni polari ottenute per rocce della stessa età in placche litosferiche distinte è interpretata come la testimonianza delle variazioni nella posizione relativa delle placche nel corso del passato geologico. Dal confronto degli APWP relativi allo stesso intervallo di tempo ottenuti per placche diverse si può risalire alla variazione della posizione reciproca di quest'ultime nel corso del periodo di tempo geologico in esame. Tale confronto è quindi molto efficace nelle ricostruzioni paleogeografiche su scala globale: ogni differenza significativa di inclinazione, rispetto al valore aspettato, può essere interpretata in termini di traslazione Nord-Sud mentre ogni differenza significativa di declinazione può essere considerata rappresentativa di una rotazione intorno ad un asse verticale.

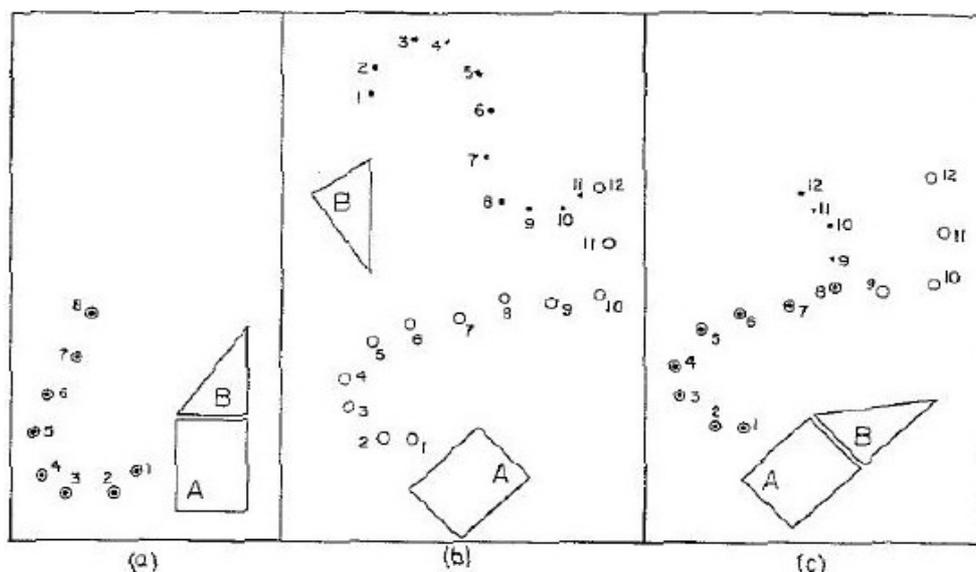


Figura 26: Ricostruzione della posizione relativa di due continenti ideali A e B che sono stati nel passato parte della stessa placca. a) in origine gli APWP per A e B erano gli stessi (sono mostrate le successive posizioni polari dal tempo 1 al tempo 8); b) successivamente al tempo 8 A e B si separano, ciascuno portando con se il proprio APWP, fino al tempo 12; c) Per ricostruire le posizioni relative precedenti A e B vengono spostati fino a far coincidere la porzione iniziale dei rispettivi APWP. Il tempo a cui corrisponde l'inizio della divergenza tra i due APWP data il momento della separazione tra i due continenti.

Dalle curve di APWP che coincidono fino ad un determinato periodo, dopo il quale cominciano a divergere (figura 26), testimoniano (e permettono di datare) la separazione di due placche originariamente unite. Al contrario, APWP simili solo da un certo periodo in poi, e ben distinti prima di tale periodo, indicano e datano l'avvenuta collisione e unione tra due placche. Una volta noti gli APWP caratteristici di ciascuna placca si può ricavare, per ogni località compresa nella placca stessa, la direzione aspettata del vettore geomagnetico ad un dato momento geologico.

Il paleomagnetismo ha cercato di fornire innanzitutto le curve di deriva polare apparente (APWP) dei continenti tracciandone il percorso con la maggior continuità possibile; i paleomagnetisti, Bullard, Irving, McElhinny e altri, sono i pionieri di studi che hanno ricostruito i moti continentali dal Paleozoico a oggi.

Un esempio di questi risultati è quello relativo agli ultimi 350 milioni di anni per l'Europa e il Nord America. Se si fanno coincidere in una ricostruzione grafica i segmenti relativi alla porzione più distante nel tempo delle rispettive curve di APWP, è possibile ricostruire le posizioni paleogeografiche relative dell'Europa e del Nord America (figura 27). La ricostruzione mostra che i due continenti erano all'inizio uniti e che solo nel tempo si sono separati per fare spazio a quello che ora è l'Oceano Atlantico settentrionale.

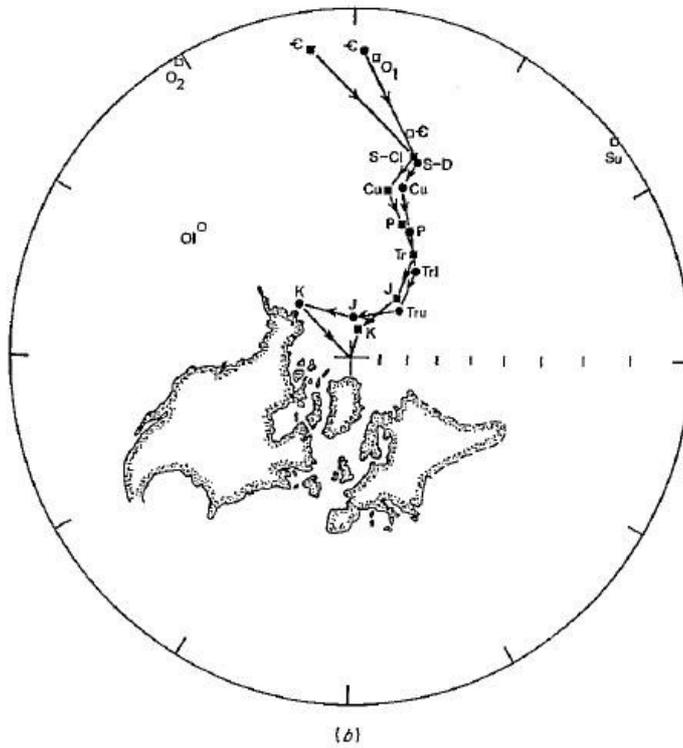
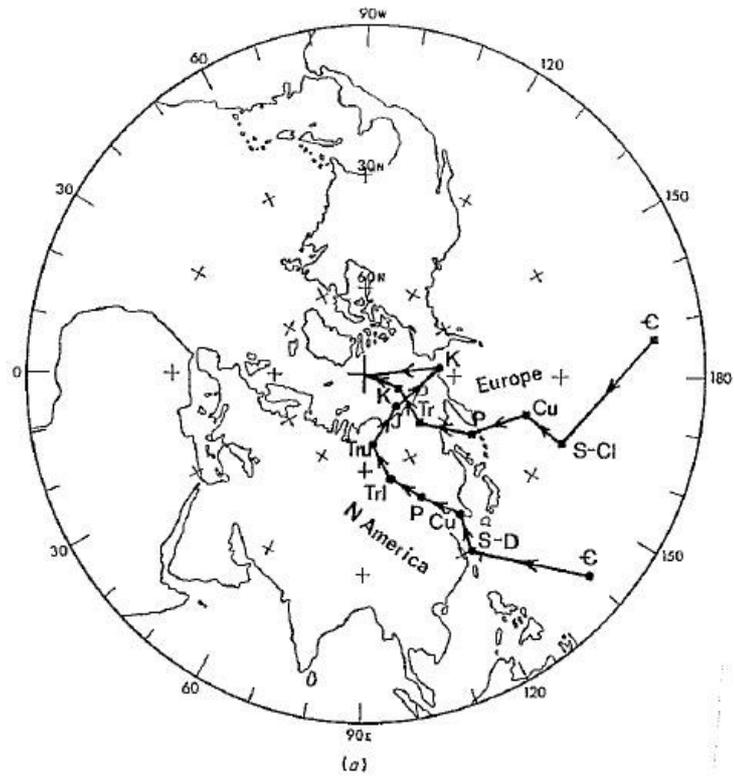


Figura 27: Proiezione stereografica polare; a) Confronto tra gli APWP del Nord America (cerchi) e dell'Europa (quadrati) stabili; b) I due APWP dopo la chiusura dell'Oceano Atlantico

## Conclusioni

Il paleomagnetismo costituisce un mezzo molto efficace per estendere sulla scala di tempo geologica le osservazioni sulle caratteristiche e sulle variazioni del campo geomagnetico. Lo studio paleomagnetico di successioni di colate laviche, di rocce sedimentarie e dei fondali oceanici ha portato, tra l'altro, alla formulazione di una dettagliata ed estesa scala temporale delle polarità magnetiche. Le inversioni di polarità, che si sono succedute fino a epoche antichissime, costituiscono la variazione più notevole del campo e la comprensione del loro meccanismo potrebbe fornire una importante chiave di interpretazione della dinamica del nucleo. Recentemente, analizzando i dati relativi agli ultimi 10 milioni di anni, un gruppo di ricercatori sembra aver confermato che durante l'inversione, della durata di circa 5.000-10.000 anni, i paleopoli tendono, nel loro cammino da un emisfero all'altro, a seguire con costanza sempre uno dei due possibili percorsi ben confinati in longitudine:

- a) attraverso Nord e Sud America:
- b) attraverso Asia Orientale e Australia.

Queste bande preferenziali di longitudine percorse dai poli paleomagnetici del campo di transizione, che sembra conservare un carattere dipolare, potrebbero riflettere l'esistenza di anomalie alla separazione nucleo-mantello che sarebbero alla base di una distorsione del flusso nel nucleo innescando l'inversione.

Il dibattito sulle cause dell'inversione di polarità del campo è tuttora molto vivo e i due partiti fondamentali che si confrontano sono formati da quelli che pensano a una causa interna (accoppiamento nucleo mantello, anomalie nella velocità di subduzione, variazioni del flusso di calore negli oceani, variazioni sulle dimensioni del nucleo ecc.) e quelli che invece sono favorevoli a una causa esterna. Ad esempio è stato proposto che la caduta di grossi meteoriti possa, con il conseguente forte impatto, disturbare i moti nel nucleo e generare un'inversione; sembra comunque che, pur non potendo definitivamente escludere questa possibilità, le attuali evidenze al riguardo siano molto deboli.

## *Bibliografia*

- A. Meloni, il pianeta magnetico, NIS 1993;
- A. De Santis, tempeste, sottotempeste e baie magnetiche, annali di geofisica;
- R. F. Butler, paleomagnetism, magnetic domains to geologic terranes 2004;
- F. Molina, il campo geomagnetico, Annals of Geophysics;
- S. Chapman e J. Bartels, geomagnetism, Oxford University Press, Oxford 1962;
- Meloni, Sagnotti, elementi di paleomagnetismo;
- R.T. Merrill, M.W. McEhinny e P.L. McFadden, the magnetic field of the earth - paleomagnetism, the core and the deep mantle, academic press, San Diego, 1996;
- F. Press e R. Siever, capire la terra, Zanichelli editore 1997;