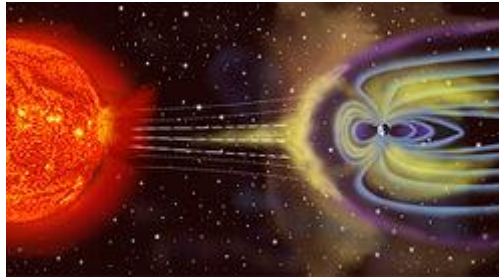
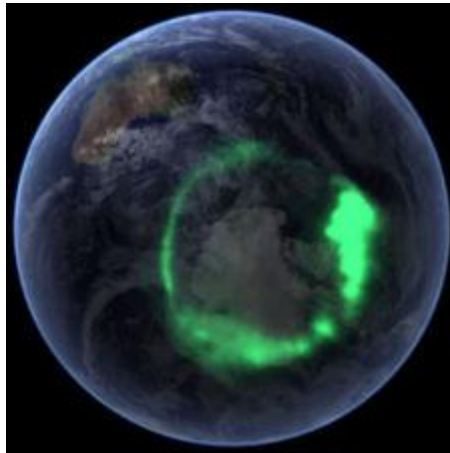


Campo geomagnetico



Il campo magnetico terrestre fa da scudo alla superficie della Terra dalle particelle cariche del vento solare. È compresso dal lato del giorno (ovvero del Sole) a causa della forza delle particelle in avvicinamento, mentre è esteso dal lato della notte.



Aurora australe catturata l' 11 settembre 2005 da un satellite NASA.

Il **campo geomagnetico** è un fenomeno naturale presente sul pianeta Terra e comune a molti altri corpi celesti, come, ad esempio, il Sole.

Esso è assimilabile ad un dipolo magnetico con poli non coincidenti con quelli geografici e non statici, e con un asse inclinato di $11,3^\circ$ rispetto all'asse di rotazione terrestre. Nonostante le numerose ipotesi sulla presenza di questo campo, le teorie si sono orientate verso un modello analogo a quello di una dinamo ad autoeccitazione.

Il campo magnetico terrestre non è costante nel tempo, ma subisce notevoli variazioni sia in termini direzionali che di intensità.

Esse hanno portato, nel corso delle ere geologiche, alla deriva dei poli magnetici e a ripetuti fenomeni di inversione del campo, con scambio reciproco dei poli magnetici Nord e Sud. Il magnetismo terrestre ha una notevole importanza per la vita sulla Terra. Infatti esso si estende per svariate decine di migliaia di chilometri nello spazio, formando una zona chiamata magnetosfera, la cui presenza genera una sorta di "scudo" elettromagnetico che devia e riduce il numero di raggi cosmici.

È proprio dall'interazione tra i raggi cosmici di origine solare (vento solare) e la magnetosfera che viene originato lo splendido fenomeno detto aurora polare.

Il campo geomagnetico è stato il primo campo terrestre ad essere teorizzato e descritto; infatti la sua scoperta è attribuita alle osservazioni di Pierre de Maricourt, scienziato francese del XIII

secolo, nel suo *Epistula de magnete* (Lettera sul magnete), scritto nel 1269 (a stampa solo nel 1558). Il campo gravitazionale terrestre venne invece concepito da Isaac Newton, che ne diede notizia nel 1687, anno di pubblicazione del suo *Philosophiae Naturalis Principia Mathematica* (Principi matematici della filosofia naturale).

L'unità di misura del campo geomagnetico nel sistema internazionale (SI) è il tesla (T), ma, risultando valori molto piccoli di detto campo in quest'unità di misura, nella pratica si utilizza il suo sottomultiplo nanotesla (nT), pari a 10^{-9} T, oppure il gauss (G) nel sistema CGSem ($1 \text{ G} = 10^{-4} \text{ T}$).

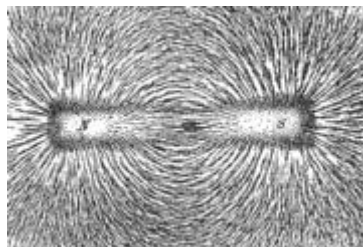
Dall'equatore ai poli, sulla superficie terrestre, il valore del campo varia da circa poco più di 20000 nT all'equatore ai circa 70000 nT delle zone polari.

Poli

Poli magnetici

Per definizione, un polo magnetico è un punto dove il campo geomagnetico generato da un dipolo magnetico, posto nel nucleo esterno terrestre, ha una direzione coincidente con l'asse del dipolo, cioè verticale. Questa definizione fu proposta nel 1600 da William Gilbert un gentiluomo che faceva parte della corte di Elisabetta I d'Inghilterra ed è ancora oggi (2008) in uso.

Tuttavia, la nomenclatura che definisce il polo magnetico Nord e quello Sud è solo una convenzione; infatti le linee di forza del campo magnetico terrestre entrano nell'emisfero nord (emisfero boreale) ed escono dall'emisfero sud (emisfero australe).



Linee di forza dovute ad un dipolo magnetico, visibili grazie all'orientamento della limatura di ferro su di un foglio di carta.

Pertanto dal punto di vista magnetico, nella Terra, il polo Nord magnetico è quello posto al Sud geografico e viceversa: infatti l'ago Nord della bussola non potrebbe indicare un polo di uguale polarità, ma solo l'opposto.

È stato quindi, per comodità, imposto che il polo magnetico Sud della Terra (fisico) sia chiamato polo magnetico Nord in associazione a quello geografico e idem per quello posto a Sud.

L'asse geografico e l'asse magnetico non sono coincidenti e anzi, la retta congiungente i due poli magnetici non passa per il centro della Terra.

L'asse magnetico, infatti, si scosta da quello geografico in base alla posizione e al momento della sua rilevazione: mentre i poli geografici sono fissi, quelli magnetici sono soggetti ad un continuo, seppur lento, spostamento, non costante e non uguale per ognuno di essi lungo una circonferenza di circa 160 km.

Pertanto i poli geografici non coincidono con i poli magnetici rispettivi, anche di quasi 3000 km. ed il polo magnetico sud si trova maggiormente discostato rispetto al polo magnetico nord.

Dato che l'ago della bussola non indica il polo Nord geografico e la sua misurazione ha sempre un fattore di imprecisione, la sua rilevazione viene corretta ricorrendo alla declinazione magnetica, che è l'angolo compreso tra la direzione indicata dalla bussola e la direzione del nord geografico.

Il suo valore dipende dal punto di osservazione sulla superficie terrestre e dal momento di osservazione. In talune zone la declinazione magnetica è tutt' altro che trascurabile, come non lo è se si deve seguire una rotta piuttosto lunga; ad esempio nell' Atlantico centrale essa raggiunge anche i 20° ed è, ovviamente, molto elevata in prossimità dei poli. Grazie alla posizione geografica più favorevole, l'esplorazione dei poli magnetici si è svolta con anticipo rispetto a quelli geografici. Il polo magnetico Nord è stato raggiunto per la prima volta nel 1831 dal britannico Sir James Clark Ross, mentre quello Sud nel 1909 dai geologi australiani Sir Tannat William Edgeworth David, Sir Douglas Mawson e dal medico scozzese Alistair McKay con un viaggio in slitta di 3 mesi.

Posizione dei poli magnetici

Polo magnetico Nord	(2001) 81.3 N 110.8 W	(2004 est) 82.3 N 113.4 W	(2005 est) 82.7 N 114.4 W
Polo magnetico Sud	(1998) 64.6 S 138.5 E	(2004 est) 63.5 S 138.0 E	

Poli geomagnetici

I punti in cui il diametro terrestre coincidente con la direzione del dipolo incontra la superficie terrestre sono detti poli geomagnetici: asse geomagnetico è il diametro terrestre anzidetto ed equatore geomagnetico è il cerchio massimo perpendicolare a questo asse e con centro in quello del dipolo. Contrariamente ai poli magnetici non si tratta di punti reali, ma di una astrazione basata su un modello matematico chiamato modello del dipolo che spiega solo in parte (> del 94%) il reale comportamento del campo magnetico terrestre. La restante parte è infatti definita componente "non dipolare". Rispetto all' asse di rotazione terrestre, la retta congiungente i due poli geomagnetici è inclinata di 11,3°. Ovviamente i due poli geomagnetici non coincidono con quelli magnetici anche di alcune decine di gradi. Per la stessa ragione dei poli magnetici, anche quelli geomagnetici sono invertiti per convenzione, essendo positivo il polo geomagnetico sud e negativo il polo geomagnetico nord.

Caratteristiche del campo

La prima esatta configurazione del campo magnetico terrestre, con uno studio fisico-matematico e la delimitazione delle linee di forza fu ad opera di Gauss nel 1832.

Tale campo può essere assimilato, in prima approssimazione, ad un campo prodotto da un dipolo situato al centro della terra e formante un angolo di 11,3° con l'asse terrestre.

Tale dipolo ha il proprio polo nord magnetico diretto verso il sud geografico e i punti di intersezione del suo asse con la superficie terrestre sono detti poli geomagnetici.

Esso si presenta con una massima intensità posizionata ai poli e una minima situata all'equatore.

L' approssimazione ad un campo dipolare è solo una approssimazione: non potrebbe infatti esistere un vero dipolo in quanto il centro della Terra si trova a temperature ben superiori ai 1043 K (circa 770°C), valore della temperatura di Curie al di sopra della quale qualunque minerale ferromagnetico perde le sue proprietà magnetiche, divenendo paramagnetico.

Il campo geomagnetico non è omogeneo lungo la superficie terrestre ma le sue variazioni non riflettono le variazioni della geologia di superficie né la morfologia topografica.

L'analisi armonica sferica dei dati del campo magnetico di superficie ci fa capire che un valore superiore al 94% del campo è di origine interna, e solo la rimanenza è "esterna".

Dai dati raccolti in alcune centinaia di anni si è potuto vedere che il campo geomagnetico è composto da tre parti, le prime due appartenenti al campo interno e la terza all' esterno:

- Il **campo nucleare**, il quale, sebbene non costante nel tempo, varia in modo relativamente lento ed ha origine nel nucleo esterno ad opera di sistemi di correnti elettriche. (Maggiore del 94% e appartenente ai termini armonici fino all' ordine 12 circa)
- Il **campo crostale**, generato da rocce magnetizzate dal campo nucleare, che crea anomalie magnetiche locali. (Dell' ordine di qualche punto percentuale e appartenente ai termini armonici superiori all' ordine 15)
- Il **campo esterno o atmosferico** e il **campo indotto interno**, generato, il primo, da correnti elettriche prodotte nell'atmosfera terrestre per interazione del campo magnetico con il vento solare e il secondo da un campo indotto nella crosta e nel mantello dalle stesse correnti. (La loro somma è compresa tra qualche punto percentuale e quale punto per mille)

Teorie sulla presenza del campo interno

Numerose sono state le ipotesi formulate sull' origine del campo geomagnetico, esse sono suddivisibili in due gruppi:

- **Teorie magnetiche**
- **Teorie elettriche**

Teorie magnetiche

- **Terra completamente magnetizzata: nucleo e mantello assimilati ad un magnete sferico orientato secondo l'asse di rotazione terrestre.**

Questa teoria fu espressa per la prima volta da R. Bacon, ripresa e sviluppata da Pierre de Maricourt, scienziato francese del XIII secolo, nel Epistula de magnete (Lettera sul magnete), del

1269, in stampa nel 1558 e trovò definitiva e completa trattazione nella stampa del 1600: "De Magnete, Magneticisque Corporibus, et de Magno Magnete Tellure Physiologia Nova" (Nuova scienza naturale riguardante il magnete, i corpi magnetici e il grande magnete Terra) di William Gilbert.

Gilbert, scienziato e medico della regina Elisabetta I d' Inghilterra, si contrappose alle varie teorie sul "magnetismo esterno", che ponevano l'origine del campo terrestre al di fuori del pianeta. L'ipotesi di Gilbert fu molto popolare, ma non era corretta. In tale situazione, la forza del campo sarebbe elevatissima e la densità della crosta terrestre molto elevata. Infatti poiché alla base della crosta si supera la temperatura di Curie e i minerali ferro-magnetici perdono le loro proprietà magnetiche, tutto il campo magnetico dovrebbe essere concentrato in uno strato litosferico superficiale massimo compreso tra i 70 e i 120 km. circa. Anche immaginando tutta quella porzione di crosta come costituita da elementi magnetici, essa avrebbe una magnetizzazione media di circa 6000 A/m, contro le poche decine di A/m massime riscontrate. Infine tale situazione sarebbe uniforme e stabile per ogni punto della terra, mentre il campo magnetico ha anomalie e fluttuazioni pressoché costanti.

- **Mantello omogeneo con un magnete dipolare permanente posto al centro della Terra.**

Secondo questa ipotesi al centro della Terra sarebbe presente un magnete rettilineo e corto, schematizzabile come un dipolo aventi poli di eguale potenza, disposto in linea con l'asse terrestre e con il polo sud orientato verso l'emisfero boreale. Il valore del momento magnetico di tale dipolo era stimato circa $8 \cdot 10^{22}$ A m². I risultati ottenuti tramite l'analisi armonica di primo ordine delle misure medie annue degli elementi descrittivi del campo magnetico medio annuo nel 1838, sui dati dell' anno 1835 da Karl Friedrich Gauss diedero grande spinta a questa teoria. Infatti secondo quelle analisi il 94% del campo era come caratteristiche compatibile con un dipolo posto al centro del pianeta e leggermente discostato di qualche grado dall'asse terrestre.

Tuttavia tale teoria non è valida poiché sempre per la temperatura di Curie impedisce la presenza di un magnete ferroso al centro del pianeta con temperature e pressioni enormi. Oltretutto anche essa non spiegherebbe le variazioni e le anomalie del campo, poiché un magnete permanente manterrebbe stabile tale campo.

Con l'evolversi della teoria e il suo sviluppo vennero aggiunti, per spiegare la percentuale rimanente di campo (circa il 6%), vari campi accessori di importanza decrescente all'aumentare dell'ordine di analisi armonica: un campo di quadripolo (per l'ordine due), un ottupolo (per l'ordine tre) e così via, andando a formare un campo accessorio non dipolare.

Teorie elettriche

- **Presenza di una spira di corrente elettrica centrale quasi continua.**

Hans Christian Oersted scoprì nelle prime due decadi del 1800 che i conduttori percorsi da corrente elettrica, generavano un campo magnetico. Ovviamente si originò una teoria secondo la quale al posto del dipolo posto al centro del pianeta vi era un sistema di correnti elettriche, poste sul piano dell'equatore e circolanti intorno all'asse del pianeta. Sebbene contemporanea alla teoria gaussiana (vedi precedente) e avente gli stessi pregi e difetti, venne messa in disparte poiché era difficile ottenere dati qualitativi e quantitativi simili all'analisi armonica di Gauss.

Il campo in tale situazione sarebbe in lento e progressivo decadimento e le cariche tali a generarlo molto intense e disposte in maniera decisamente improbabile; ciò è in contrasto con le scoperte paleomagnetiche di inversioni di polarità e non permette di spiegare le variazioni e le anomalie, essendo la corrente quasi continua e quindi il campo generato omogeneo.

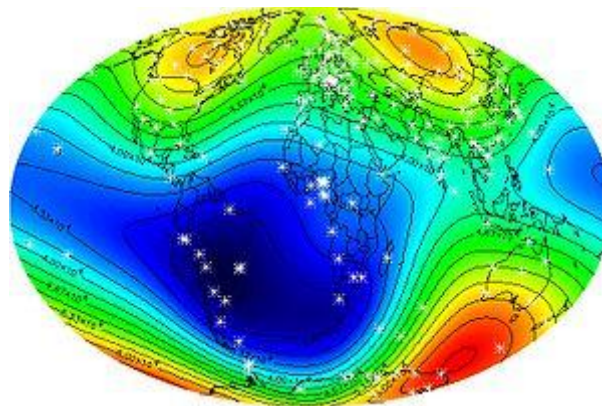
- **Dinamo ad auto-eccitazione costituita da due dischi accoppiati posta nel nucleo**

Nel 1919 Joseph Larmor ipotizzò che il campo magnetico solare e le sue derivazioni come il vento solare e le macchie solari, fossero originate da un meccanismo simile a quello di una dinamo ad autoeccitazione.

Ponendo in rotazione un disco di materiale conduttore intorno ad un asse e immergendolo in un campo magnetico, esso genererà una corrente elettrica indotta. Facendo circolare quest'ultima in una bobina con asse uguale a quello di rotazione, si genera un secondo campo magnetico che va a sommarsi al precedente in un processo di rafforzamento reciproco. Esiste una determinata velocità critica di rotazione del disco alla quale il campo prodotto rimane costante. Se tale velocità viene superata o viene diminuita, il campo tenderà a crescere indefinitamente o a scomparire rispettivamente.

Si dovette attendere 30 anni perché tale teoria venisse applicata al pianeta Terra. Nel 1949 Edward Crisp Bullard pose tale dinamo nel nucleo esterno come responsabile del campo magnetico nucleare. Nel suo esempio la dinamo era costituita dal nucleo di ferro fluido e l'effetto rotazionale dato dalla forza di Coriolis. Per innescare il processo rimaneva da trovare una spiegazione al campo magnetico iniziale. Numerose e semplici possono essere le cause di un campo magnetico transitorio, sia di origine interna che esterna. Ad esempio esso potrebbe essere di origine solare oppure prodotto da deboli correnti indotte al confine mantello-nucleo da piccole variazioni di temperatura nel contatto tra cattivi conduttori, come i silicati, e ottimi, come i materiali nucleari. Tale teoria spiega benissimo le variazioni dell'intensità del campo, grazie alle fluttuazioni della parte fluida del nucleo, ma non le inversioni di polarità. Per spiegare anche quest'ultima particolarità un geofisico giapponese, T. Rikitake nel 1958 ed altre evoluzioni successive, portarono il numero delle dinamo a due, accoppiate fra loro. Esse producono nelle loro rotazioni due campi di segno opposto, il cui campo risultante sarà dato solamente dal prevalente tra i due, con alternanze e periodi di campo nullo.

Variazioni del campo, anomalie ed IGRF



Intensità del campo magnetico nel 2000 secondo i dati IGRF. I due estremi sono i colori rosso e blu, rispettivamente di 68000 nT e di 24000 nT.

Variazioni del campo

Il campo magnetico terrestre non è affatto costante e uniforme. Tali variazioni vengono calcolate sulla base dei valori medi giornalieri, mensili ed annuali, nonché su dati rilevati in secoli di misurazioni magnetiche. Il campo magnetico si definisce attivo quando si discosta dalla normalità.

Le variazioni vengono analizzate in base alla loro ciclicità, durata e origine. Si suddividono primariamente in **esterne** ed **interne** in base alla posizione dell'origine rispetto alla superficie terrestre. Sebbene non esista un limite temporale netto, si è notato che le variazioni con tempi tipici inferiori all'anno appartengono alle esterne, le rimanenti alle interne. Secondo una successiva e più precisa suddivisione, le esterne vengono ripartite per ciclicità, mentre le interne vengono raggruppate in una unica sezione, **le variazioni secolari**:

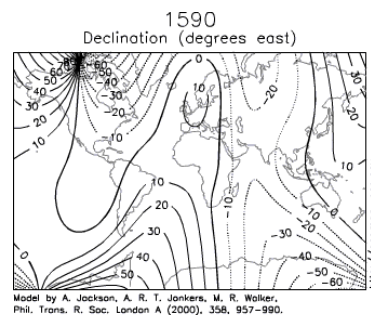
Variazioni esterne

- **Variazioni regolari:** che si ripetono con regolarità o con uno 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	AMPIEZZA (nT)	CAUSA
Regolari				
	diurna lunare	24 ore e 50 minuti	tra 2 e 10	Correnti elettriche ionosferiche
	diurna solare	24 ore	tra 10 e 200	Correnti elettriche ionosferiche
	solare ciclica	≈ 11 anni	≈ 10	Attività solare
Intermedie				
	pulsazioni	Tra 1 secondo e 15 minuti	tra 0.05 e 500	Interazione tra particelle e magnetosfera
Irregolari				
	baie	aperiodiche	tra 10 e 300	precipitazione di particelle solari
	tempeste	aperiodiche	tra 50 e 500	correnti elettriche nella magnetosfera
	inversioni	aperiodiche	(tra 6 e 12) * 10 ⁴	instabilità elettrica nel nucleo esterno fluido della terra

Variazioni interne

- **Variazioni secolari:** sono le uniche interne:



variazioni della declinazione del campo magnetico dal 1590 al 1990

VARIAZIONE	CAMPO INTERESSATO	EVIDENZE
Secolari		
	Dipolare	<ul style="list-style-type: none"> • Diminuzione del momento magnetico dello 0.05% all' anno (5% al secolo), pari a $\approx 4 \cdot 10^{19}$ A m², con annullamento previsto verso l' anno 4000 e ripresa in direzione opposta. • Deriva occidentale (verso Ovest), con periodo tra 1200 e 1800 anni, di 0.05° all' anno (5° a secolo). • Traferimento di energia dal campo dipolare a quello non dipolare dell' ordine di 0.06% all' anno (6% al secolo).
	Non dipolare	<ul style="list-style-type: none"> • Deriva occidentale (verso Ovest), con periodo di circa 2000 anni, di 0.2° - 0.3° (20° - 30° al secolo). • Deriva meridionale di intensità non precisata. • Variazioni di intensità di circa 10nT medi annui.

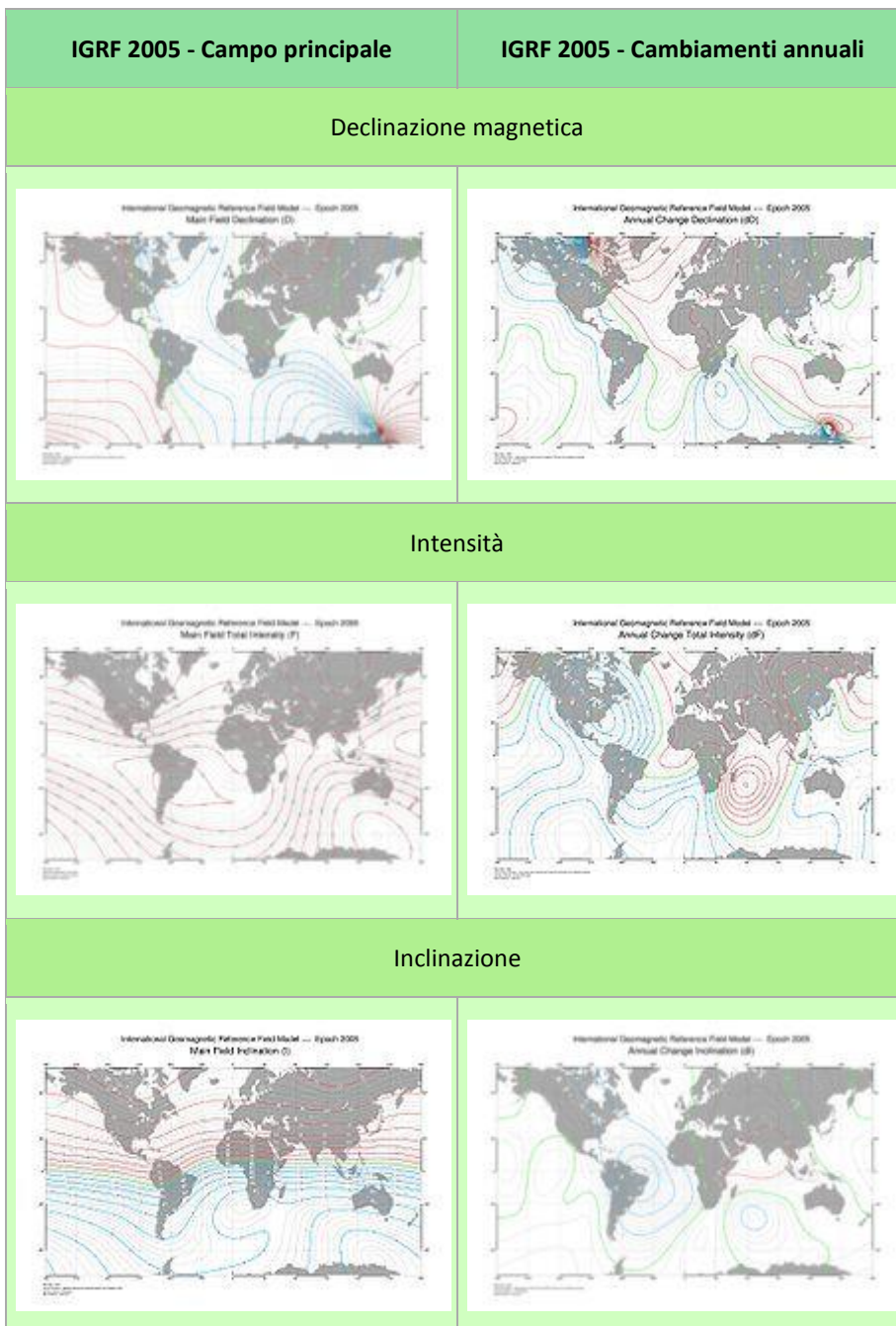
.Anomalie

Vengono definite anomalie magnetiche tutte le variazioni a scala regionale o globale del campo magnetico terrestre. Il loro rilevamento e studio rientra nelle competenze della geofisica e precisamente della magnetometria. Si definisce una anomalia positiva o negativa quando alla misurazione sul terreno vengono sottratte le oscillazioni periodiche e il campo regionale. Le anomalie possono essere di origine naturale o artificiale. Le prime derivano alla presenza di grosse quantità di minerali ferromagnetici (ad es. magnetite) nelle rocce interessate e provocano anomalie nella misurazione della declinazione magnetica anche di 20°. Alcune di esse si trovano in Italia nelle isole Capraia, d'Elba, Lipari, Pantelleria, nella provincia di Genova (Gruppo di Voltri), nelle province di Napoli e Caserta, nella Sardegna centro occidentale, nella zona etnea della Sicilia e nel Piemonte nord occidentale. Le anomalie artificiali invece derivano dall' interrimento di masse o oggetti di natura ferro-magnetica. Molteplici sono le applicazioni di questa ricerca, specie in abbinamento con altri metodi di indagine geofisica quali il georadar o la geoelettrica. Alcune di esse sono:

- Ricerca di discariche sepolte
- Delimitazione discariche rifiuti speciali
- Ricerca di oggetti interrati (gasdotti e tubazioni in generale)
- Ricerca di fusti metallici
- Individuazione inquinamento da metalli pesanti nel terreno

Ultimamente la magnetometria sta acquisendo sempre più spazio e fondi nella ricerca archeologica, tanto da assumere una sua terminologia, l' archeometria. In questa specializzazione si sfruttano le capacità magnetiche delle costruzioni antiche, quali mura, edifici o oggetti per individuarne la posizione e la dimensione, spesso in abbinamento come già detto ad altre indagini.

Cartografia IGRF



Per lo studio del campo magnetico terrestre e tutte le sue relazioni con la vita di tutti i giorni si è resa necessaria la creazione di una cartografia precisa e aggiornata. Questo scopo è stato raggiunto grazie alla cartografia IGRF (International Geomagnetic Reference Field)– elaborata dall'International Association of Geomagnetism and Aeronomy (IAGA). Tale cartografia viene rilasciata ogni 5 anni dall'elaborazione di tutti i dati disponibili a scala planetaria e tenendo conto di tutte le variazioni. Esistono versioni dell'IGRF sia generali, indicanti il campo nella sua totalità, sia suddivise per ogni componente di tale campo (orizzontale, verticale, ecc.). In ogni cartografia vengono inclusi dei coefficienti, calcolati su modelli previsionali, per aggiornare l'IGRF nei 5 anni seguenti la sua pubblicazione, seguendo le variazioni previste del campo. Si è però verificato che tali modelli sono solo accettabili dal punto di vista previsionale, e che tanto più ci si discosta dall'anno di pubblicazione, tanto più l'IGRF perde di precisione.

Magnetizzazione delle rocce

Le rocce sono aggregati di minerali che contengono in piccole quantità anche minerali magnetici (dotati di proprietà magnetiche). Questi ultimi vengono suddivisi, secondo il valore della suscettività magnetica, dal modo di variare di questa al variare della temperatura e in base all'intensità del campo magnetizzante, in:

- Paramagnetiche
- Diamagnetiche
- Ferromagnetiche
- Ferrimagnetiche
- Antiferromagnetiche

Per lo studio del campo magnetico terrestre e delle sue variazioni, interessano solo i minerali **Ferromagnetici** e **Antiferromagnetici**, che hanno proprietà magnetiche intense e stabili e quindi misurabili in termini di suscettività magnetica.

Paleomagnetismo

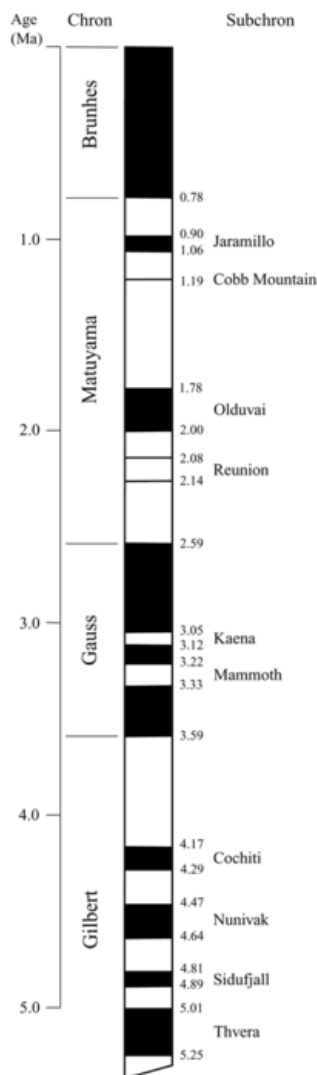
Il **paleomagnetismo** è essenzialmente lo studio del Campo Magnetico Terrestre (o campo Geomagnetico) del passato così come registrato da rocce e sedimenti nel momento della loro formazione. Ciò è reso possibile tramite l'analisi della magnetizzazione caratteristica rimanente delle rocce e dei sedimenti che contengono (quasi sempre) piccole quantità di minerali **ferromagnetici** e **antiferromagnetici**. Il paleomagnetismo ha diverse applicazioni:

- studi di Geologia strutturale, Tettonica e Geodinamica
- studi sui cambiamenti climatici (Magnetismo ambientale)
- datazione di rocce e sedimenti (Magnetostatigrafia)
- datazione di manufatti archeologici (Archeomagnetismo)
- studi sul Magnetismo delle rocce e di Mineralogia magnetica
- studi di Anisotropia magnetica della Suscettività magnetica (AMS)

Lo studio delle paleodirezioni del campo geomagnetico registrato nei campioni di roccia di età diversa e in diverse zone della Terra (Magnetostatigrafia) ha reso possibile la compilazione di una "scala delle polarità geomagnetiche" dove sono riportate le inversioni del campo magnetico terrestre nel passato.

Lo studio del campo magnetico condotto lungo le dorsali oceaniche è stato determinante nella formulazione della teoria della tettonica delle placche. Infatti lungo le dorsali vi è una continua emissione di lava basaltica che raffreddandosi registra il campo geomagnetico presente prima di venire annessa ai lati della dorsale stessa e divisa in due dalle emissioni successive. Nel tempo questa bandatura simmetrica ha registrato le inversioni di polarità del campo magnetico terrestre e permesso di riconoscere il fenomeno dell' espansione dei fondali oceanici. Analizzando l'angolo tra il campo magnetico registrato e quello odierno è stato possibile calcolare la posizione delle masse continentali in un determinato tempo geologico, ed arrivare a ricostruire, incrociando i vari dati geologici e paleontologici, tutti gli spostamenti dei continenti, e la loro frammentazione o unione nel tempo, sulla superficie del pianeta.

Inversioni del campo magnetico



Stratigrafia magnetica degli ultimi 5 milioni di anni

È ormai noto come il campo geomagnetico non sia stazionario ma soggetto a variazioni temporali in tutte le sue componenti, sia in termini di direzione che di intensità. Lo studio della magnetizzazione delle rocce del passato geologico ha mostrato infatti come il campo sia stato soggetto a vere e proprie **inversioni di polarità magnetica** (Epoche, Eventi ed Escursioni), la cui ricorrenza sembra essere casuale, e che interessano simultaneamente tutte le regioni della Terra.

A partire dagli anni '60 lo studio della successione delle polarità magnetiche nelle successioni rocciose (Magnetostatigrafia) ha portato alla compilazione di una prima "Scala delle Polarità Geomagnetiche" (GPTS), definita, e poi via via raffinata e ampliata, con il contributo di numerosi studi condotti in diverse parti del globo su rocce ignee datate isotopicamente, su sequenze stratigrafiche sedimentarie datate tramite gli isotopi o la biostratigrafia, tramite l'interpretazione delle anomalie magnetiche misurate sui fondali marini.

Anche se i cambiamenti nella direzione del campo geomagnetico sono meglio conosciute per gli ultimi 5 milioni di anni, oggi disponiamo di informazioni, sia pur discontinue, sui cambiamenti di polarità degli ultimi 80 milioni di anni e che si estendono, sia pur con minore dettaglio, fino ad arrivare ai 170 milioni di anni fa.

All'interno di ciascuna **Epoca** magnetica esistono poi degli "**Eventi**" geomagnetici riconosciuti a scala globale, e delle "**Escursioni**" più brevi, la cui durata è per definizione minore ai 30.000 anni.

L'Epoca in cui viviamo oggi è definita con convenzione a *polarità normale*, è chiamata Brunhes ed è cominciata circa 780.000 anni fa, precedentemente vi è una epoca a *polarità inversa* detta di Matuyama, quindi ancora normale l'epoca di Gauss, poi inversa di Gilbert e così via di seguito.

