

# MAGNETOMETRIA

1. Definição e noções elementares
  - 1.1. A magnetometria
  - 1.2. Força e campo magnéticos
2. Magnetismo de rocha
  - 2.1. Os diferentes comportamentos magnéticos
    - 2.1.1. Diamagnetismo e paramagnetismo
    - 2.1.2. Ferromagnetismo
  - 2.2. Noção de domínio
  - 2.3. Os diferentes tipos de magnetização
3. O campo magnético terrestre
  - 3.1. Origem do campo magnético terrestre
  - 3.2. Orientação do campo geomagnético
  - 3.3. Variações do campo geomagnético
4. Magnetometria
  - 4.1. Magnetômetros
  - 4.2. Levantamentos magnetométricos

# MAGNETOMETRIA

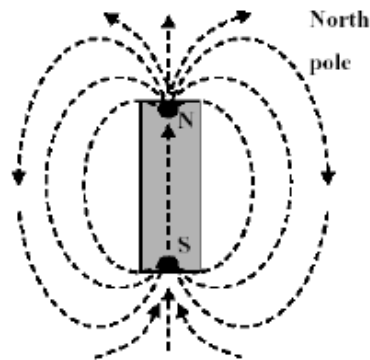
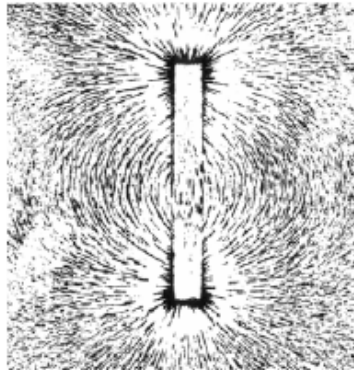
## 1. Definição e noções elementares

### 1.1. A magnetometria

A agulha da bússola se orienta sempre de acordo com o meridiano do lugar: a extremidade que aponta para o norte é chamada de pólo Norte e a outra pólo Sul. Se diz que tal agulha constitui um dipolo magnético, ou que sua orientação é atribuída pela existência de um campo magnético terrestre.

A magnetometria mede a magnitude e a orientação do campo magnético da Terra que depende principalmente do campo magnético primário gerado no núcleo da Terra e das magnetizações induzidas e remanente das rochas que compõe a crosta terrestre. A grandeza física medida é a susceptibilidade magnética  $K$ .

Todos os objetos magnéticos produzem linhas de força que se ligam aos seus pólos magnéticos, a força sendo mais intensa aos pólos, onde a densidade de linhas de força magnética é maior.



### 1.2. Força e campo magnéticos

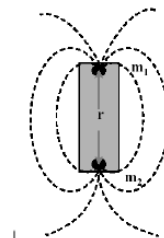
A força magnética entre dois pólos é dada pela lei de Coulomb:

$m_1, m_2$  = unidade de campo magnético em cada pólo

$r$  = distância entre pólos

$m$  = permeabilidade magnética do meio

$$F = \frac{1}{m} \frac{m_1 m_2}{r^2}$$

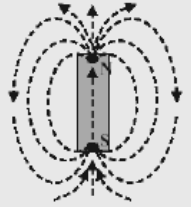


O vetor campo magnético  $H$  é definido com a força que a age sobre uma unidade de pólo positiva quando esta se encontra sob um campo de força  $F$ . A magnitude de  $H$  representa a “proximidade” das linhas de fluxo magnético.

$$H = \frac{F}{m'}$$

$$H = \frac{1}{\mu} \frac{m_1 m_2}{r^2} \frac{1}{m'}$$

$$H = \frac{m}{\mu r^2}$$



$\mu$  = permeabilidade magnética

O vetor campo magnético  $H$  é definido com a força que age sobre uma unidade de pólo positiva quando esta se encontra sob um campo de força  $F$ . A magnitude de  $H$  representa a “proximidade” das linhas de fluxo magnético.

O campo magnético  $H$  pode ser expresso em unidade SI ou c.g.s.:

- 1 Oersted = 1 dina por unidade de pólo magnético =  $10^5$  gamas
- 1 nT = 1 gama (SI)

O campo magnético da Terra varia de 30.000 a 60.000 nT.

A capacidade de magnetização de um material é medida com unidades de pólo magnético por volume unitário:

$$J = mL/V \quad \text{ou} \quad J = m/A$$

onde a quantidade  $mL$  é o momento magnético – unidades de pólo magnético  $m$  vezes o comprimento do corpo magnetizado.

## 2. Magnetismo de rocha

### 2.1. Os diferentes comportamentos magnéticos

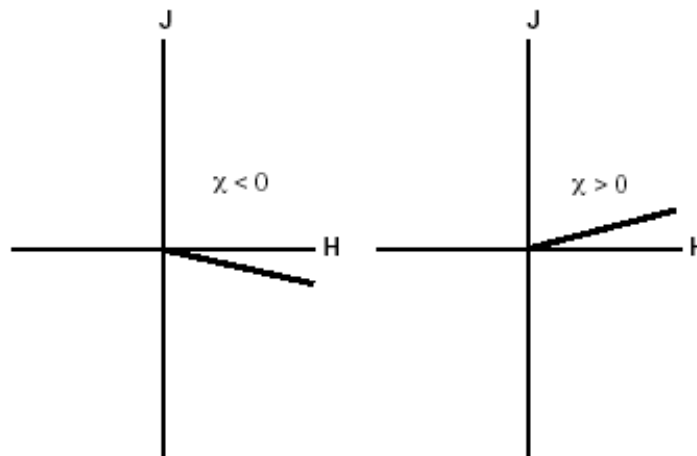
Cada rocha é caracterizada, do ponto de vista magnético, pela sua concentração em átomos e íons magnéticos e pela natureza das trocas que resultam da interação entre estas partículas. Os materiais que não contêm nenhum átomo com o spin não compensado são ditos diamagnéticos. Os materiais ditos paramagnéticos contêm, em concentração fraca, espécies magnéticas cujas trocas se fazem essencialmente na escala de pequenas acumulações de partículas isoladas. Em materiais que contêm quantidades mais importante de espécies magnéticas, a curta distância que separa as partículas gera interações magnéticas consideráveis; os materiais são ferromagnéticos. A distinção entre ferro- e antiferromagnetismo é essencialmente ligada à estrutura cristalina da combinação. Em certos casos, a estrutura cristalina, como o *spinelle* por exemplo, gere outro comportamento, dito ferrimagnético. Em magnetismo de rocha, os estudos se concentram essencialmente nos minerais ferri- e ferromagnéticos

pois são únicos portadores de uma magnetização remanescente capaz de registrar a história magnética do mineral e das formações geológicas.

### 2.1.1. Diamagnetismo e paramagnetismo

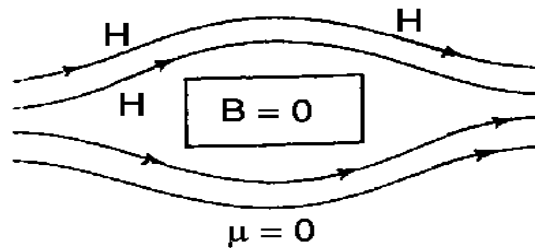
Na presença de um campo magnético externo, os corpos diamagnéticos e paramagnéticos se magnetizam levemente, ou no senso do campo magnético (para), ou no senso contrário (dia) (Fig. 1). A magnetização é proporcional à intensidade do campo magnético. Em particular, quando o campo se anula, a magnetização inteira desaparece.

$\mathbf{M} = \chi \mathbf{H} \quad (\text{sem dimensão})$ <p>Com :</p> $\chi = - \frac{N \mu_0 e^2 Z r^2}{6m} \quad (\text{Expressão de Langevin})$ <p>N : numero de átomos por unidade de volume  Z : numero de elétrons cujo o raio médio ao quadrado das orbitais é igual a <math>r^2</math>.  <math>\mu_0</math> : momento magnético  e : carga eletrônica  m : massa eletrônica</p>
---



**Magnetização J versus o campo magnético H para um material diamagnético (esquerda) e paramagnético (direita);  $\chi$  é a susceptibilidade.**

No diamagnetismo, a magnetização se faz no senso contrário do campo magnético e resulta da deformação das órbitas eletrônicas dos átomos em relação à ação do campo externo. Neste caso, a susceptibilidade magnética  $\chi$  é negativa, muito fraca e praticamente independente da temperatura. Um material diamagnético oferece uma grande resistência ao passagem do campo magnético, as linhas de campo H não penetram no material, a permeabilidade  $\mu$  é nula.



### Comportamento de um material diamagnético dentro de um campo magnético

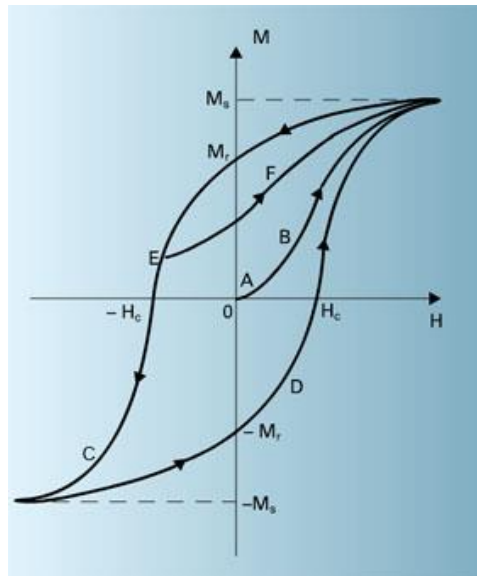
Nos materiais paramagnéticos, os átomos e íons magnéticos tenham momentos magnéticos intrínsecos não nulos e constantes mas que não interagem entre eles. Presentes em quantidade fraca, eles geram uma susceptibilidade magnética positiva. Sob a ação de um campo externo, os momentos magnéticos se orientam e aumentam o campo aplicado  $H$ . Como por o diamagnetismo, trate-se de um fenômeno fraco e temporário. Ao contrário do diamagnetismo, a resposta de um mineral paramagnético aponta reforçar a ação do campo externo  $H$ . Notamos que este fenômeno diminui com o aumento da temperatura desde que a agitação térmica desorienta os dipolos magnéticos elementares.

#### 2.1.2. Ferromagnetismo

Os corpos ferromagnéticos apresentam em grande concentração, espécies magnéticas que contém cada um, um momento magnético. Ao contrário do paramagnetismo, os momentos magnéticos interagem grandemente entre eles e geram uma magnetização do ordem de  $10^{-5}$  a  $10^{-6}$  A.m-1s, vários milhares de vezes maiores que aquelas dos corpos diamagnéticos ou paramagnéticos. Para uma temperatura e um material ferromagnético determinado, existe um máximo de magnetização chamado magnetização de saturação  $J_s$ . Esta magnetização diminui com o aumento da temperatura e alcança o valor 0 à temperatura de Curie  $T_c$ , característica do mineral. Além da temperatura de Curie o material se torna paramagnético.

A propriedade fundamental de sólidos ferromagnéticos é a habilidade de registrar a direção do campo magnético aplicado. Durante a remoção deste campo, a magnetização não volta para zero mas retém o registro do campo aplicado ( $M_r$ ). Os passos de magnetização,  $J$ , em função do campo aplicado,  $H$ , é chamado de curva de histerese. Por causa destas curvas, a susceptibilidade magnética dos materiais ferromagnéticos não pode ser expressa de maneira simples como por os materiais diamagnéticos e paramagnéticos.

O ciclo de histerese é caracterizado pelo valor da *magnetização remanescente*  $M_r$ , que o corpo conserva num campo nulo e pelo valor do *campo coercitivo*  $H_c$ , que precisa para cancelar a magnetização.

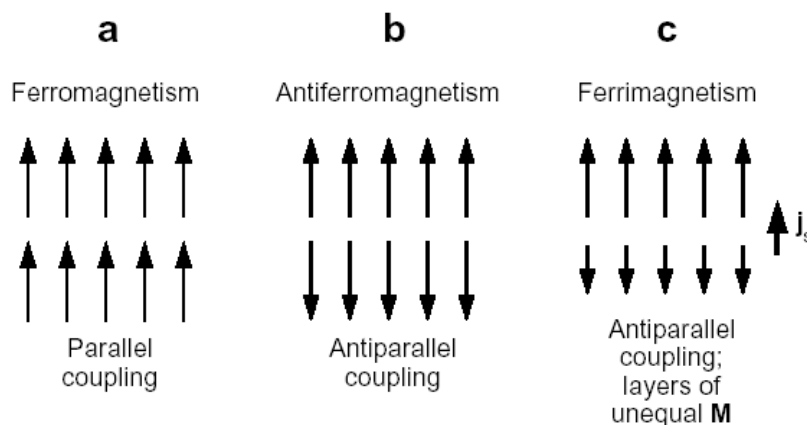


**Curva de hysteresis de um material ferromagnético**

### Ferrimagnetismo e antiferromagnetismo

Em mecânica quântica, existe uma energia de trocas entre partículas ferromagnéticas de um material que é o resultado da junção dos momentos atômicos (exchange coupling). A energia de troca pode produzir exchange coupling paralelo ou antiparalelos. O sentido da junção depende do elemento de transição envolvido na estrutura cristalina.

Por convenção, o termo de ferromagnetismo é usado para os sólidos cujo a junção dos momentos magnéticos atômicos adjacentes é paralela (Fig. X). Nos sólidos antiferromagnéticos, se envolvem junções paralelas dentro de uma mesma camada de momentos magnéticos atômicos mas as junções são antiparalelas entre as camadas. Se as camadas tiverem momento magnético igual, as camadas adversárias deveriam se cancelar, com  $j_s$  resultante = 0. Se as camadas de momento magnético desigual são antiparalelas, o  $J_s$  resultante aponta na direção da camada dominante. Tal material é chamado de ferrimagnético e muitos dos minerais ferromagnéticos mais importantes são, na realidade, ferrimagnéticos.

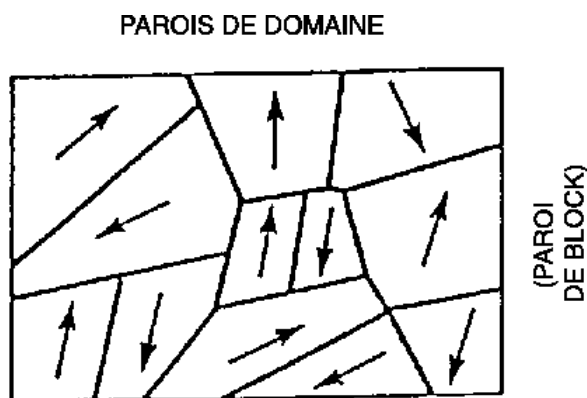


Exchange couplings para materiais

- (a) ferromagnético,
  - (b) antiferromagnético e
  - (c) ferrimagnético
- (Butler)

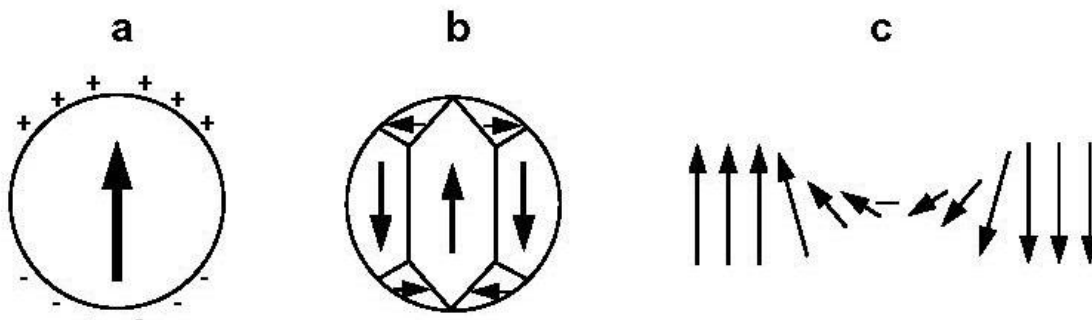
## 2.2. Noção de domínio

A região do espaço em qual todos os momentos magnéticos são orientados numa mesma direção é chamada de domínio de Weiss e os limites entre estes domínios são chamadas de paredes de Bloch (Fig. 4).



**Interações das junções de grãos e das paredes de Bloch**  
(os vetores indicam a direção da magnetização em cada domínio)

Todo domínio possui um momento magnético ligado à distribuição de cargas magnéticas dipolares, positivas e negativas, na superfície deste domínio. O momento magnético se expressa somente nas partições externas do domínio. Num domínio esférico por exemplo, as cargas se polarizam nos hemisférios e geram, em relação à repulsão recíproca, uma energia chamada de magnetoestática. Esta energia é proporcional à magnetização  $J$ . A noção de domínio é intimamente encadernada ao tamanho do grão do elemento considerado e se diferencia entre monodomínio (SD), pseudo-monodomínio (PSD) e multidomínio (MD) (Figo. 1).



**Repartição dos momentos magnéticos numa estrutura SD (a), MD (b) e ao longo de uma parede de domínio (c). As flechas representam  $J_s$ . (Butler).**

Mais o tamanho do grão considerado é pequeno mais a quantidade de domínios magnéticos diminui. Ao ponto de vista da energia, a configuração mais favorável para um grão de tamanho pequeno é a adotada pela existência de um domínio único : o monodomínio. Existe um tamanho de grão limiar para qual os materiais apresentam uma configuração SD. Este valor é função da forma do grão e da magnetization de saturação  $J_s$ . Por exemplo, a maioria dos cristais de hematita tem um magnetização de saturação relativamente fraca aonde a fraca energia magnetoestática não permite a subdivisão em domínio e é por isto que a a maioria das hematitas uma configuração SD.

Se tamanho do grão aumenta, o porcentagem de superfície coberta pelas cargas magnéticas e diminuído e deste fato a energia magnetoestática dentro do mineral diminui também. É mais favorável então para o mineral adotar uma configuração de domínio MD.

Num grão MD, cada domínio é separado por uma parede de domínio. As cargas de sinal opostos estão relativamente próximas e tendem a diminuir a energia magnetoestática dentro do mineral e sua magnetização.

Um grão PSD corresponde à uma configuração intermediaria entre grãos SD de grande tamanho e grãos MD de tamanho pequeno. Os grãos PSD apresentam uma pequena quantidade de domínio e podem ter momentos magnéticos consideráveis

### **2.3. Os diferentes tipos de magnetização**

A magnetização de uma rocha é o vetor soma de dois componentes:  $J = J_i + J_r$  aonde  $J_i$  é a magnetização induzida (secundária) e  $J_r$  a magnetização remanescente natural.  $J_i = \chi H$  onde  $\chi$  é a susceptibilidade resultante da contribuição de todas as espécies (principalmente ferromagnéticas) contéudas no mineral. Esta magnetização é geralmente paralela ao campo geomagnético local e pode ser dominante em vários tipos de rochas. Ela resulta das transformações químicas que afetam o mineral ferromagnético. Ao contrário de  $J_r$ ,  $J_i$  é um fenômeno reversível sem nenhuma memória de campo magnética.

A NRM primária pode ter origem térmica (TRM), química (CRM), detrítica (DRM) ou viscosa (VRM). A magnetização termoremanescência (TRM) vem do resfriamento, desde temperaturas situadas em cima da temperatura de Curie, em presença de um campo magnético. A TRM é a forma de MRN adquirida por a maioria das rochas ígneas. A magnetização remanescente química (CRM) é descida das transformações químicas do mineral ferromagnético debaixo da temperatura de bloqueio. Estas transformações incluem a transformação de minerais preexistentes e a precipitação de novos minerais ferromagnéticos a partir das soluções. A magnetização remanescente detrítica (DRM) é adquirida durante a deposição e a litificação de rochas sedimentares. A VRM é uma magnetização adquirida durante a exposição de campos magnéticos fracos. É uma magnetização secundária que resulta a ação do



campo geomagnético muito tempo depois da formação da rocha. Experimentalmente, a VRM obedece uma lei linear:

$$\text{VRM} = S \log t$$

Onde  $t$  é o tempo de aquisição da VRM e  $S$  o coeficiente de viscosidade. O coeficiente de viscosidade é função da temperatura. Se a temperatura aumenta, a viscosidade aumenta e a quantidade de grãos portadores da VRM aumenta. Se a temperatura é suficientemente importante, a VRM resultante se refere à magnetização remanescente termoviscosa (TVRM).

O estudo deste tipo de magnetização é relativamente complicado porque interessa rochas cujos os processos de formação são muito complexos. A maior parte das rochas sedimentares contém geralmente uma variedade grande de minerais que não estão em equilíbrio com o meio de depósito. Em segundo lugar, muitos fenômenos mecânicos como bioturbações ou diagenese podem afetar as rochas.

A magnetização remanescente é dita primária quando é contemporânea da época da formação da rocha, isto é a direção representa o campo terrestre naquela época. Nesta base, o paleomagnetismo consegue reconstituir as variações do pólo geomagnético na escala dos tempos geológicos. Mas este método tem seus limites. Mesmo se aparece que as rochas vulcânicas, por exemplo, adquiriram uma magnetização thermoremanescente quando se formam, a origem da magnetização remanescente nas rochas sedimentares é muito mais incerta. Muitos fenômenos secundários (mudanças mineralógicas, efeito da temperatura....) afetam a magnetização original.

Além da origem da magnetização, o tempo é um parâmetro essencial na conservação da magnetização primária. Considerando os efeitos de um campo magnético em minerais monodomínio de uma rocha, a remanescência diminui com tempo da forma seguinte :

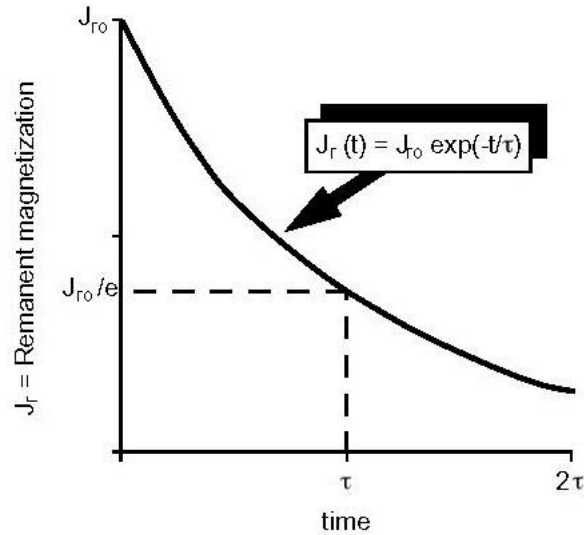
$$\mathbf{J_r}(t) = \mathbf{J_{ro}} \exp(-t/\tau)$$

- $J_r$  est l'aimantation rémanente
- $\tau$ , caractéristique de la relaxation en fonction du temps :

$$\tau = 1/C \cdot \exp [ v h_c j_s / 2kT ] \quad (\text{Louis Néel})$$

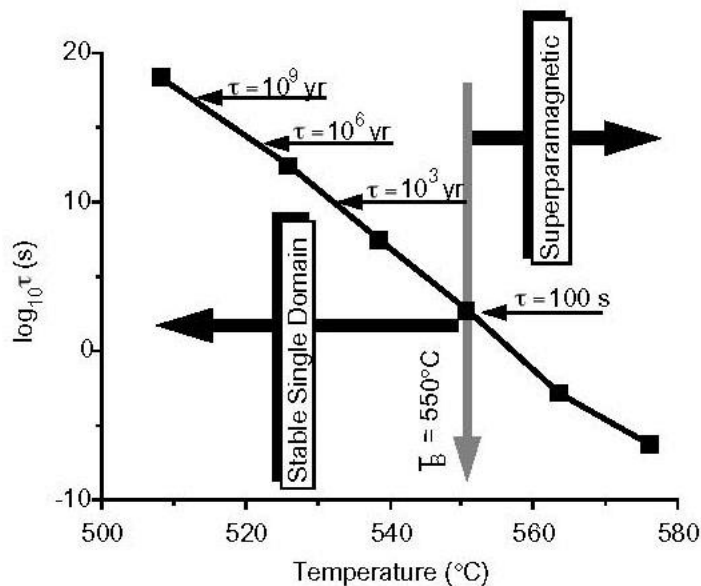
- $C$  : facteur de fréquence =  $10^8 \text{ s}^{-1}$
- $v$  : volume des grains mono-domaine
- $h_c$  : coercivité des grains SD
- $j_s$  : aimantation de saturation du matériel ferromagnétique
- $kT$  : énergie thermique

Assim, a magnetização remanescente dentro de um mineral diminui com o tempo seguindo uma lei exponencial e se atende um período de tempo suficientemente longo, a rocha perde a totalidade da magnetização remanescente (Fig. 3).



### Lei de decrescimento de Js em função do tempo

A relaxação magnética é fortemente dependente da temperatura. A figura acima mostra o decrescimento do tempo de relaxação  $\tau$ , em função da temperatura para uma amostra de magnetita SD. Existe um valor de  $\tau$ , igual a 100 segundos no caso da magnetita, para aquela o corpo apresenta um comportamento chamado de *superparamagnético*. A temperatura correspondente à este valor limiar é chamada temperatura de bloqueio.



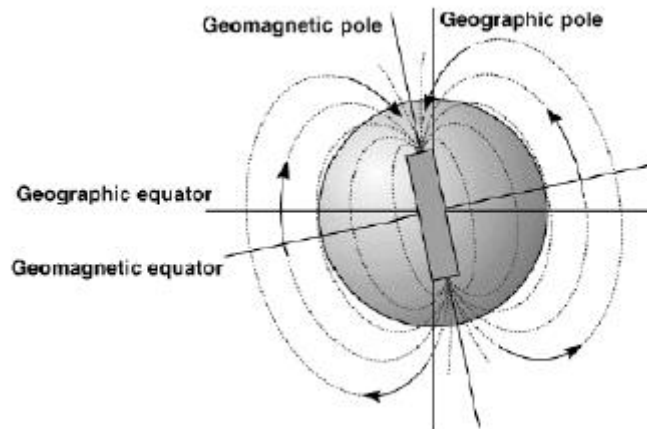
### Evolução do tempo de relaxação em função da temperatura e da temperatura de bloqueio

(Butler)

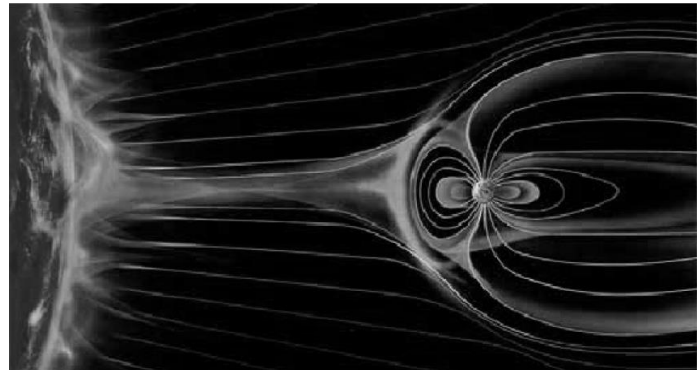
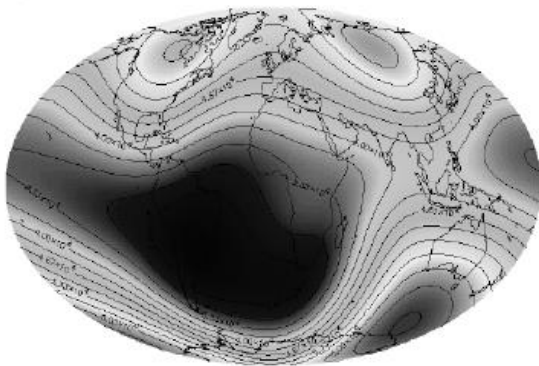
### 3. O campo magnético terrestre

#### 3.1. Origem do campo magnético terrestre

O campo magnético da Terra se aproxima do de um grande ímã localizado no centro da Terra. Os pólos magnéticos são inclinados  $11,5^\circ$  em relação ao eixo de rotação da Terra.



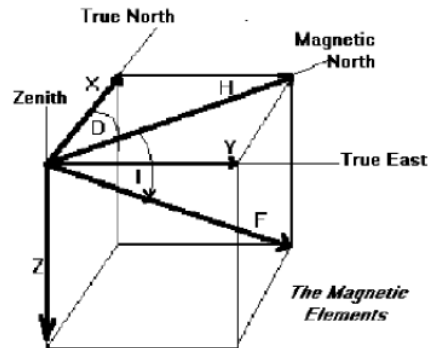
A origem do campo magnético terrestre vem da dinâmica do núcleo da Terra (97 a 99%), das rochas magnetizadas da crosta (1 a 2%) e de fontes externas tal o vento solar (1 a 2%). O campo principal seria produzido por correntes de convecção, no núcleo externo líquido, acopladas com a rotação da Terra. Porém a dinâmica do núcleo externo é pouco conhecida ainda e o núcleo é quente demais para permitir qualquer magnetização (temperatura de Curie inferiores a  $770^\circ\text{C}$ ). O campo principal varia de aproximadamente 25.000 nT próximo ao equador até 65.000 nT nos pólos.



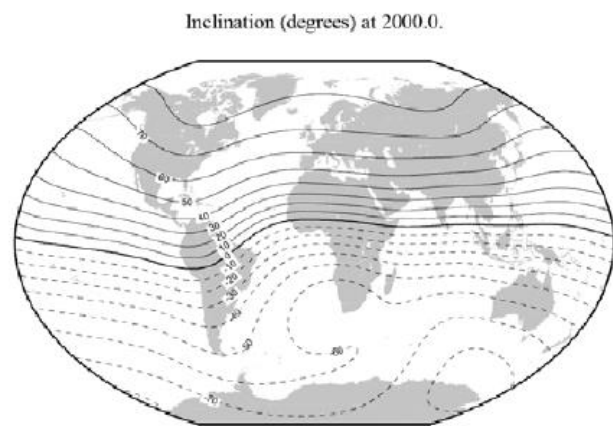
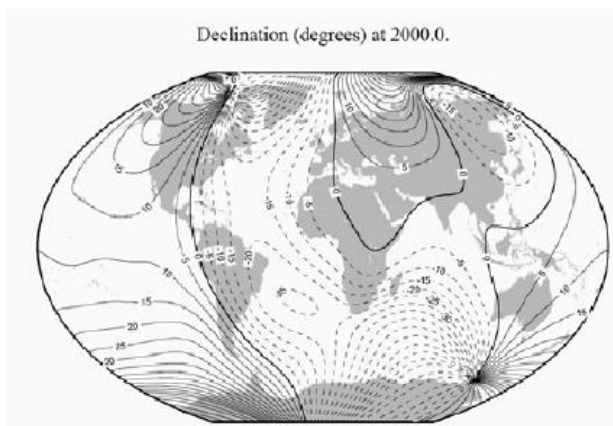
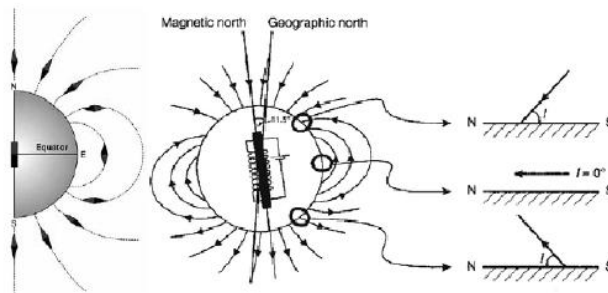
O campo magnético terrestre penetra no espaço (10 vezes o raio do planeta) na região chamada magnetosfera. A forma dipolar do campo é distorcida pelo vento solar (400 km/s).

### 3.2. Orientação do campo geomagnético

O campo geomagnético pode ser representado por um vetor  $F$  que possui magnitude e direção. A direção do campo é definida pela declinação  $D$  e pela inclinação  $I$ . A intensidade do campo é dada pela fórmula:  $(X^2+Y^2+Z^2)^{1/2}$



A declinação é o ângulo entre o norte magnético e o norte azimutal. A inclinação magnética corresponde ao mergulho do campo magnético em relação à horizontal. É aproximadamente zero no equador e  $90^\circ$  nos pólos magnéticos. A cada cinco anos é feito um mapa de declinação e inclinação magnética da Terra.



As posições onde o campo magnético é vertical correspondem aos pólos magnéticos. O pólo magnético norte está a  $78.5^\circ\text{N}$  e  $103.4^\circ\text{W}$ , e o pólo sul  $65^\circ\text{S}$  e  $139^\circ\text{E}$ . Através da medição da inclinação e

da declinação magnética gravada nos grãos magnéticos das rochas podem-se definir as posições dos paleo-pólos magnéticos.

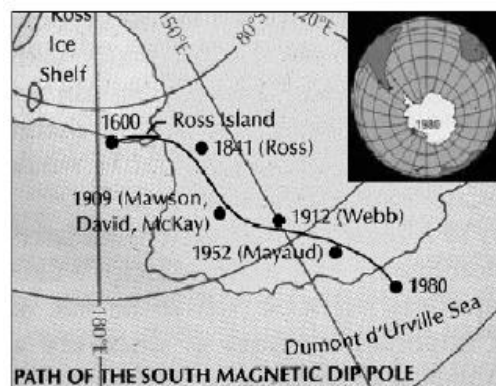
Ao longo da sua história, a Terra tem sofrido reversões magnéticas, com uma reversão a cada meio milhão de ano em média (entre 10 mil anos e 25 milhões de anos). A causa das reversões magnéticas é muito mal conhecida, mas a causa mais provável é o desacoplamento entre a rotação da Terra e o movimento de convecção de massa no núcleo externo.

### 3.3. Variações do campo geomagnético

O campo magnético terrestre é dinâmico e sujeito a variações de origem interna e externa:

- Variações diurnas: existem variações diurnas do campo com, por exemplo, variações de 30 a 40 nT ao longo do dia. Essa variação diurna pode ser monitorada com um magnetômetro fixo na estação-base.
- Tempestades magnéticas: correspondem à período de atividade solar exagerada que causa perturbações na magnetosfera. As tempestades magnéticas causam variações de milhares de nanotesla no campo magnético da Terra. A frequência das tempestades magnéticas está diretamente associada aos ciclos de atividade solar (11 anos). As tempestades magnéticas geram interrupção na transmissão de rádio, TV, telefone, interrupção dos sistemas de comunicação militares, de navegação marinha...
- Auroras: luzes geradas por partículas carregadas entrando com alto ângulo nos pólos Norte e Sul magnéticos da Terra. As partículas carregadas formam espirais em torno das linhas de força magnética.
- Anomalia magnética crustal: componente relacionada a variações na magnetização das rochas crustais (satélites Magsat da NASA), até a profundidade correspondente à temperatura de Curie.

As medidas do campo geomagnético da Terra feitas nos últimos 400 anos mostram um deslocamento gradual na localização dos pólos, acerca de 1% ao ano, chamado de variação secular.



O campo geomagnético pode ser matematicamente estimado pela fórmula IGRF (International Geomagnetic Reference Field) e é recalculado a cada 5 anos devido as variações seculares.

## 4. Magnetometria

### 4.1. Magnetômetros

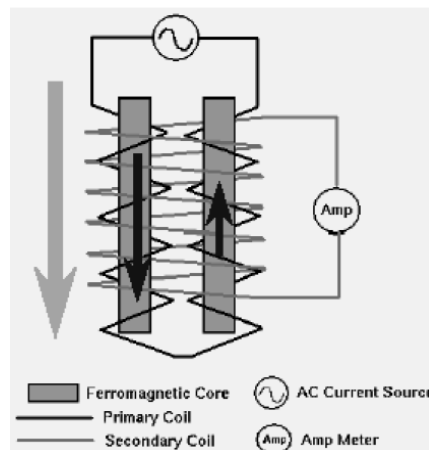
A magnetometria se concentra na medição do campo magnético da Terra:

- Campo total: mede apenas a magnitude do vetor campo magnético
- Vetor campo magnético: mede a densidade de fluxo em uma direção específica no espaço (componentes X, Y e Z).

Existem três tipos principais de instrumentos para a medição da densidade de fluxo magnético (B):

- Magnetômetros Fluxgate
- Magnetômetros de precessão de prótons
- Magnetômetros de vapor alcalino

O magnetômetro Fluxgate funciona com duas bobinas primárias opostas envoltas por uma segunda bobina de medição. Uma corrente continua passa através da bobina primária. O campo H reforça um dos campos primários e reduz o outro. A voltagem induzida na bobina secundária é proporcional ao campo geomagnético.



O magnetômetro de precessão de prótons mede a frequência de precessão (spins) do núcleo hidrogênio (próton). Uma garrafa preenchida com um fluido rico em hidrogênio (água ou querosene) é energizada por uma corrente elétrica passando através da bobina. A medição da frequência de precessão dos prótons informe sobre a intensidade do campo B:

$$f = \gamma B / 2 \pi$$

f = frequência de precessão  
B = Intensidade total do campo

$$B = 2 \pi f / \gamma$$

$\gamma$  = razão giromagnética do próton (42,57 MHz/T)  
Precisão de 0,01 nT

O Magnetômetro de vapor alcalino funciona com o bombardeio de vapor de metais alcalinos (Cs, Rb, K) contidos num tubo por luz ultravioleta de alta frequência. Os elétrons no gás ficam excitados em níveis altos de energia. A taxa de retorno aos níveis normais de energia é proporcional à intensidade do campo geomagnético. A sensibilidade é de 0,001 nT ou 1 picotesla.

Em campo usa-se igualmente gradiômetros, instrumento para medir o gradiente magnético vertical ou horizontal. O instrumento funciona com dois sensores a diferentes alturas que medem o campo geomagnético simultaneamente. A diferença de campo é dividida pela distância de separação entre os sensores (nT/m).

## 4.2. Levantamentos magnetométricos

Os levantamentos magnetométricos fazem-se por meio terrestre, aquático e aerotransportado. As aplicações são diversas:

- Prospecção de jazidas de minerais ferromagnéticos
- Mapeamento estrutural
- Fraturas no embasamento
- Crateras de impacto (astroblemas)
- Arqueologia marinha
- Mapeamento de sedimentos contaminados
- Localização de estruturas metálicas enterradas e/ou submersas
- Etc.

