

## MAGNETISMO DE ROCHA

Compreender a origem e o caráter do magnetismo de rocha, a maneira pela qual a rocha adquiriu sua magnetização remanescente, é imprescindível para os estudos paleomagnéticos. Isto traz informações sobre o comportamento do campo magnético terrestre na época de formação da rocha e tem aplicações na correlação estratigráfica (magnetoestratigrafia), datação relativa e reconstrução dos movimentos da litosfera (Paleomagnetismo).

O magnetismo de rocha tem diversas outras aplicações como o mapeamento de subsuperfície através de prospecção magnética, com interpretações sobre profundidade, tamanho, mineralogia magnética, concentração de material magnético e inferências sobre a litologia das rochas soterradas. A prospecção magnética, tanto a conduzida em superfície, como a aeromagnetometria ou a magnetometria sobre a superfície do mar, é boa ferramenta inicial para a interpretação de estruturas geológicas de subsuperfície, litologias e depósitos minerais. O magnetismo ambiental, aplicação do magnetismo de rochas em franco desenvolvimento, representa também um método de baixo custo para identificação de certos poluentes ambientais. A caracterização de certos minérios como ferramenta auxiliar para estudos de concentração (viabilidade econômica) e gênese é outro campo onde as propriedades magnéticas de rochas pode ser de grande interesse.

Ao longo dos trabalhos desenvolvidos em laboratório são abordados os princípios básicos do Magnetismo de Rocha e a suas aplicação no domínio do Paleomagnetismo e da Magnetoestratigrafia. As atividades envolvem a preparação das amostras, a medida da remanência e das propriedades magnéticas, tal como a susceptibilidade magnética, e o tratamento de dados usando software disponível na Internet. Os dados obtidos são posteriormente integrados dentro da problemática científica do tema desenvolvido pelo aluno. A avaliação do aluno será baseada na sua assiduidade aos trabalhos experimentais, na apresentação de um seminário sobre um artigo científico relativo à problemática científica e na forma de um relatório final.

# SUMARIO

## 1. Noções básicas.

- Campo Magnético Terrestre (CMT)
- Dipolo Geocêntrico Axial (GAD)
- Principais propriedades magnéticas
- Os diferentes comportamentos magnéticos
- Tamanho de grão
- Magnetização das rochas
- Os principais minerais ferromagnéticos

## 2. Amostragem e preparação das amostras.

## 3. Paleomagnetismo

- Aquisição de dados: desmagnetização térmica e em campo alternado (AF).
- Tratamento de dados: Análises em Componentes Principais (ACP) e PGV correspondente.

## 4. Mineralogia Magnética

- Curvas termomagnéticas
- IRM e ARM

## 5. Tema I: *Paleomagnetismo e Mineralogia Magnética dos Granitos Hercinianos Hispânico-Português*

## 6. Tema II: *Magnetoestratigrafia e Mineralogia Magnética das Seqüências Sedimentares do Cretáceo-Terciário em País Basco.*

## 1. Noções básicas

### • O Campo Magnético Terrestre (CMT)

Em paleomagnetismo, as direções das componentes de um vetor representado na superfície do campo geomagnético são apresentadas em termos de ângulos como mostrado na figura abaixo. A componente vertical  $H_v$ , do campo geomagnético superficial,  $H$ , que é definida negativa para baixo e dada por :

$$H_v = H \cdot \text{sen} I$$

Onde  $H$  é o módulo de  $H$  e  $I$  é a *inclinação* de  $H$  com a horizontal, que varia de  $-90^\circ$  a  $+90^\circ$  e é definido como positivo para baixo. A componente horizontal,  $H_h$ , é dada por

$$H_h = H \cdot \text{cos} I$$

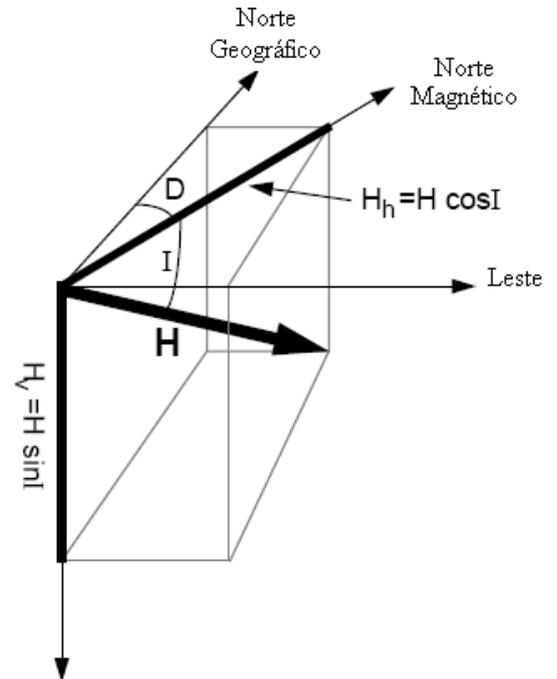
E as componentes que apontam para o norte e o leste geográfico são respectivamente:

$$H_N = H \cdot \text{cos} I \cdot \text{cos} D$$

$$H_E = H \cdot \text{cos} I \cdot \text{sen} D$$

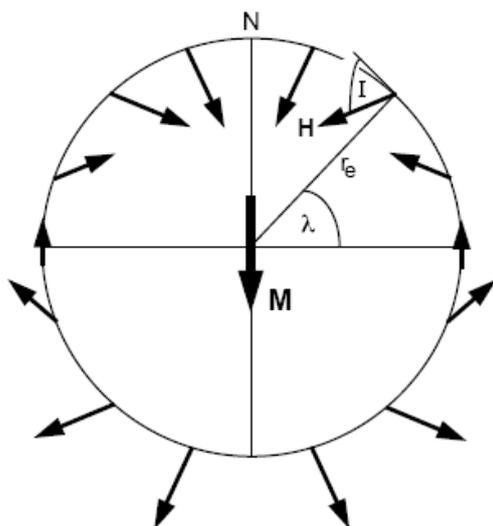
Onde  $D$  é a *declinação*, o ângulo formado entre o norte geográfico e a componente horizontal do campo, que varia de  $0^\circ$  a  $360^\circ$ , positivo no sentido horário. Uma vez determinados  $I$  e  $D$ , as direções do campo são descritas completamente. Se forem conhecidas as componentes, o módulo do vetor campo é dados por

$$H_E = \sqrt{H_N^2 + H_E^2 + H_v^2}$$



### • O Dipolo Geocêntrico Axial (GAD = Geocentric Axial Dipole)

O campo magnético terrestre é predominantemente dipolar, como o de uma esfera uniformemente magnetizada, como havia sido proposto por Gilbert. A partir da expressão do potencial da esfera, que é equivalente ao potencial de um dipolo colocado em seu centro, vamos calcular as componentes vertical ( $v$ ) e horizontal ( $h$ ) do campo magnético num ponto  $P$ , na superfície da esfera:



$$H_h = \frac{M \cos \lambda}{r_e^3}$$

$$H_v = \frac{2M \text{sen} \lambda}{r_e^3}$$

$$H = \frac{M}{r_e^3} \sqrt{1 + 3 \text{sen}^2 \lambda}$$

$$\tan I = \left( \frac{H_v}{H_h} \right) = \left( \frac{2 \text{sen} \lambda}{\cos \lambda} \right) = 2 \tan \lambda$$

- **Principais propriedades magnéticas**

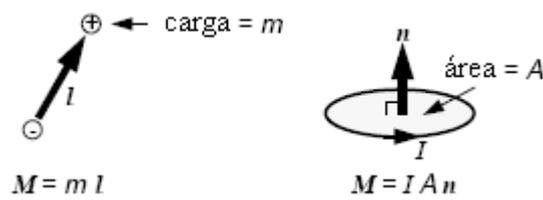
O magnetismo tem origem atômica e deve-se a três fatores:

- momento magnético dos núcleos: muito pequeno e portanto desprezível
- elétrons orbitantes: momentos orbitais fazem a interligação dos momentos de spin e a estrutura cristallina
- momento magnético de elétrons (momento de spins): explicam a maior parte das propriedades magnéticas de substâncias ferromagnéticas. O momento magnético de um elétron é  $9.27 \times 10^{-24} \text{ Am}^2$  e equivale a um "magneton de Bohr" ( $\mu$ ):

$$\mu = \frac{\pm |e| \hbar}{2m_e}$$

onde,  $e$  = carga do elétron;  $\hbar = 2\pi h$  ( $h$  é a constante de Planck) e  $m_e$  = massa do elétron.

Momento magnético: O momento magnético  $M$  pode ser definido em termos de um par de cargas magnéticas ou por uma corrente elétrica percorrendo uma espira:



Magnetização: A intensidade magnética, ou magnetização,  $J$ , de um material é o valor do momento magnético por unidade de volume:

$$J = \frac{\sum M_i}{\text{volume}}$$

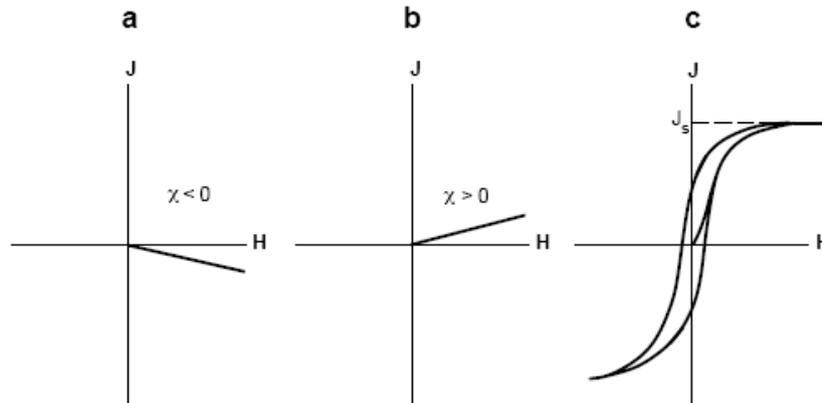
Suscetibilidade magnética

Designa-se por  $k$  a suscetibilidade por unidade de volume ( $\text{SI}/\text{cm}^3$ ) e por  $\chi$  a suscetibilidade por unidade de massa ( $\text{SI}/\text{g}$ ). Em geral a suscetibilidade  $k$  é diretamente proporcional a magnetização :

$$J = k.H$$

É o principal parâmetro magnético usado na interpretação geofísica. A susceptibilidade magnética varia grandemente para um mesmo tipo de rocha e depende principalmente do tamanho de grão, da mineralogia magnética e da temperatura. A susceptibilidade magnética das rochas comuns é de modo geral proporcional ao conteúdo de magnetita (< 10% em volume). Dos outros minerais magnéticos, apenas a pirrotita contribui significativamente para a susceptibilidade de certas rochas metamórficas e depósitos hidrotermais. Amostras de rocha expostas a temperaturas que se aproximam da temperatura de Curie exibem aumento de susceptibilidade chamado efeito Hopkinson.

- Os diferentes comportamentos magnéticos



- Diamagnetismo (a): são minerais magneticamente neutros que adquirem magnetização antiparalela ao campo magnético indutor. A magnetização depende linearmente do campo aplicado e se reduz a zero quando o campo é removido. Nessas substâncias as camadas eletrônicas estão completas e os momentos magnéticos compensados. A suscetibilidade magnética é negativa e da ordem de  $10^{-6}$ (SI). Um exemplo de mineral diamagnético é o quartzo ( $\text{SiO}_2$ ).

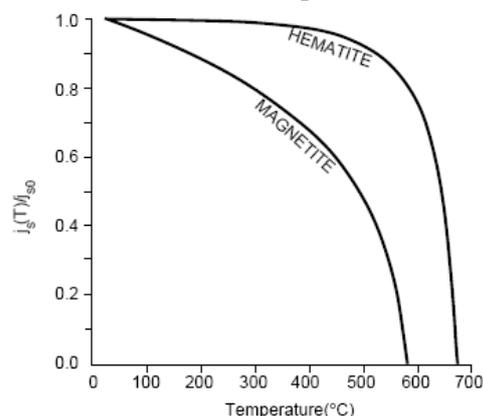
-Paramagnetismo (b): Ocorre em materiais que possuem momentos magnéticos inerentes, devido a momentos de spin e momentos orbitais descompensados (camadas atômicas incompletas). Os materiais paramagnéticos têm suscetibilidade positiva com ordem de grandeza entre  $10^{-5}$  e  $10^{-3}$ (SI). Um exemplo de mineral paramagnético é a ilmenita ( $\text{FeTiO}_3$ ).

-Ferromagnetismo (c): substâncias que apresentam uma magnetização espontânea mesmo na ausência de um campo externo. Os momentos magnéticos devem-se a momentos de *spin*, mas não atuam independentemente. Os elétrons obedecem a certas regras da mecânica quântica que envolve forças eletrostáticas (forças de troca) e que tendem a alinhar os momentos dos elétrons adjacentes paralelamente. Na natureza existem três elementos que são ferromagnéticos: ferro, cobalto e níquel. O comportamento magnético de uma amostra ferromagnética pode ser caracterizado pela sua curva de histerese (c). Nota-se que quando o campo induzido H volta a zero, a amostra guarda uma magnetização residual chamada de *magnetização remanescente* ( $J_r$ ). A partir dessa magnetização remanescente podemos inferir a historia magnética das rochas.

O ferromagnetismo é uma propriedade que depende do arranjo tridimensional dos átomos na estrutura cristalina. Nos óxidos de ferro, a presença do oxigênio muda o sinal das forças de troca e os momentos adjacentes são anti-paralelos. Quando os momentos cancelam-se totalmente se trata de *antiferromagnetismo* e de *ferrimagnetismo* quando os momentos numa direção excedem os da direção oposta.

Paramagnetismo e diamagnetismo dependem somente da temperatura, ou seja, dependem do raio da órbita dos elétrons. Ferro, antiferro e ferrimagnetismo dependem das distâncias interatômicas. Com o aumento da temperatura, as distâncias podem ser excedidas e as interações (forças de troca) quebram. Chama-se *Temperatura de Curie* a temperatura acima da qual as forças de troca não podem atuar e o ordenamento magnético desaparece. Aplica-se às substâncias ferro e ferrimagnéticas. Analogamente define-se *Temperatura de Néel* para o caso das substâncias antiferromagnéticas. Para

magnetita e hematita, a temperatura de Curie é de 580°C e 680°C respectivamente.

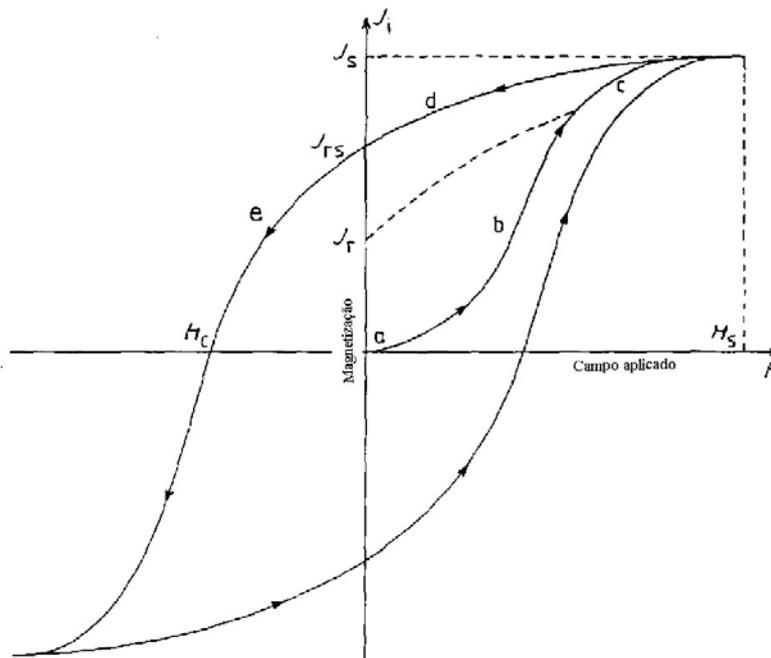


### Curva de Hysteresis

Em minerais ferromagnéticos, campos magnéticos intensos podem superar os níveis de energia necessários para deslocar paredes de domínio (saltos de Barkhausen) e magnetizar um grão até à saturação. Retirado o campo magnético, o grão deve permanecer magnetizado durante um certo tempo, mas tende a relaxar e voltar ao estado fundamental ( $M=0$ ), devido às forças que agem contrariamente à magnetização. Essas forças correspondem à **força magnetocristalina** e à **energia magnetoestática**. A força magnetocristalina é a tendência do cristal de adquirir magnetização em certas direções cristalográficas principais, devido às condições de simetria (distâncias interatômicas, orientação espacial); em geral, estas direções são as maiores distâncias do cristal, para minimizar o efeito da energia magnetostática. A energia magnetoestática é relacionada à criação de pólos magnéticos livres que implicam um campo magnético oposto à magnetização e que, portanto, corresponde à um campo desmagnetizante, proporcional ao valor de  $J$ .

$$H_{\text{desmag}} = -NJ$$

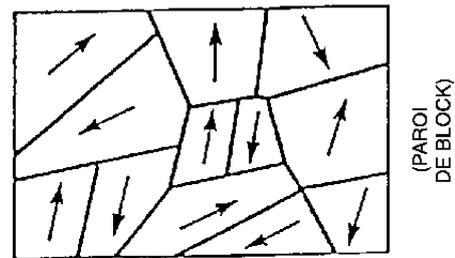
onde  $N$  = fator desmagnetizante.



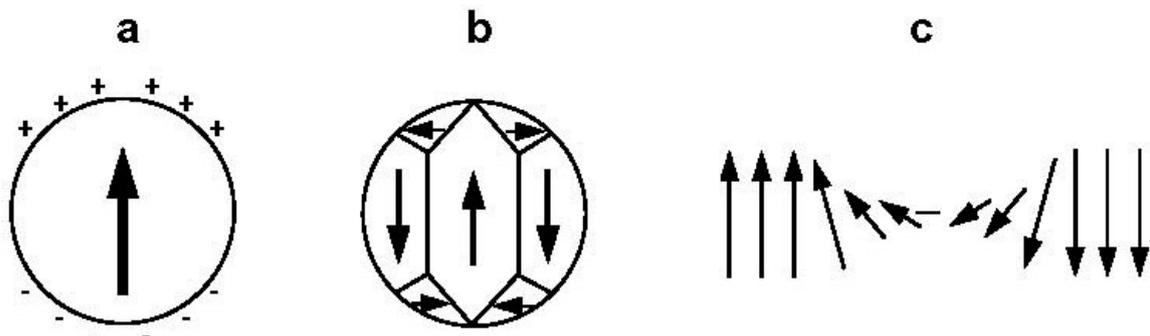
Um material ferromagnético irá apresentar magnetização crescente ( $J_i$ ) em resposta à ação de campos magnéticos ( $H_i$ ) gradativamente mais fortes (caminho  $a-b-c$ ). Entretanto a partir de um certo valor de  $B$ , a magnetização tende a estabilizar. Diz-se, então, que o material foi *saturado*, e o campo magnético correspondente é denominado *campo magnético de saturação* ( $H_s$ ). Depois de atingida a saturação, aplicando-se um campo magnético decrescente (caminho  $d$ ), a magnetização decai mas não atinge o estado fundamental, devido às forças coercivas (coercividade). Para que isto aconteça é necessário aplicar um campo no sentido oposto (caminho  $e$ ) equivalente à coercividade do mineral (ou coercividade média da rocha)  $H_c$ . Se este campo for aumentado, atinge-se a saturação de sinal oposto ( $-J_{rs}$ ). Se novamente o campo diminuir a intensidade em módulo, o processo se repete e a curva não passa mais pela origem. Esse é o chamado *ciclo de histerese*. Materiais que apresentam esse comportamento são do tipo ferromagnético ou ferrimagnético, porque são capazes de reter magnetização remanescente ( $J_r$ ).

- **Tamanho de grão**

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 chamados de paredes de Bloch. A dimensão dos domínios é da ordem de  $0.1-0.05\mu\text{ m}$  e a das paredes é de  $0.1\mu\text{ m}$ .



Um domínio possui um momento magnético ligado à distribuição das 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 ligada ao tamanho do grão do cristal considerado e se diferencia entre monodomínio (SD), pseudomonodomínio (PSD) e multidomínio (MD).



*Repartição dos momentos magnéticos numa estrutura SD (a), MD (b) e ao longo de uma parede de domínio (c)*

Mais o tamanho do grão considerado é pequeno mais a quantidade de domínios magnéticos diminui. Do ponto de vista da energia, a configuração mais favorável para um grão de tamanho pequeno é aquela 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 magnetização de saturação  $J_s$ . Se o tamanho do grão aumenta, a porcentagem de superfície coberta pelas cargas magnéticas diminui o que leva também a energia magnetoestática a diminuir. É mais favorável então para o mineral de adotar uma configuração 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 a sua magnetização. Um grão PSD corresponde a uma configuração intermediária 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.

- **Magnetização das rochas**

A magnetização total  $J$  de uma rocha é o vetor soma da *magnetização induzida*  $J_i$  dependente de um campo magnético externo e da *magnetização remanescente*  $J_r$ :

$$J = J_i + J_r$$

Nas rochas comuns a maior parte dos minerais são paramagnéticos ou diamagnéticos, com susceptibilidades positivas ou negativas da ordem de  $10^{-6}$  Gauss/Oe. As propriedades ferromagnéticas de uma rocha, entretanto, são impostas pelos seus minerais ferrimagnéticos, embora esses geralmente ocorram em baixa concentração (raramente excede 10% em volume). As propriedades ferromagnéticas da maioria dos tipos de rochas são devidas aos minerais do grupo de óxidos de Fe-Ti e, em menor escala, aos minerais do grupo de sulfetos de ferro.

### Magnetização Induzida

A magnetização induzida natural de uma rocha é a parte reversível de sua magnetização natural total, induzida pelo campo magnético terrestre à temperatura ambiente. O campo indutor  $H$  e a magnetização induzida  $M_i$  estão relacionadas pela susceptibilidade magnética :

$$M_i = \chi_{ij} \cdot H$$

Em geral, a susceptibilidade é um tensor de segunda ordem que depende do campo indutor ( $H$ ), da temperatura ( $T$ ), da pressão ou compressão, etc. Entretanto, para muitas aplicações práticas (quando se trata da magnetização induzida natural) a susceptibilidade das rochas comuns pode ser convenientemente considerada como uma constante isotrópica.

$$M_i = \chi_i \cdot H_t$$

onde  $H_t$  representa um campo magnético da ordem do campo magnético da Terra. A razão entre a magnetização remanescente natural (MRN) e a magnetização induzida natural é chamada de fator  $Q$  de Königsberger:

$$Q = M_r/M_i$$

O fator  $Q$  mede a contribuição relativa das duas componentes. Atinge valores da ordem de 100 em derrames basálticos, excede 1 em intrusivas máficas e varia entre 0 e 1 em intrusivas ácidas.

### Magnetização Remanescente

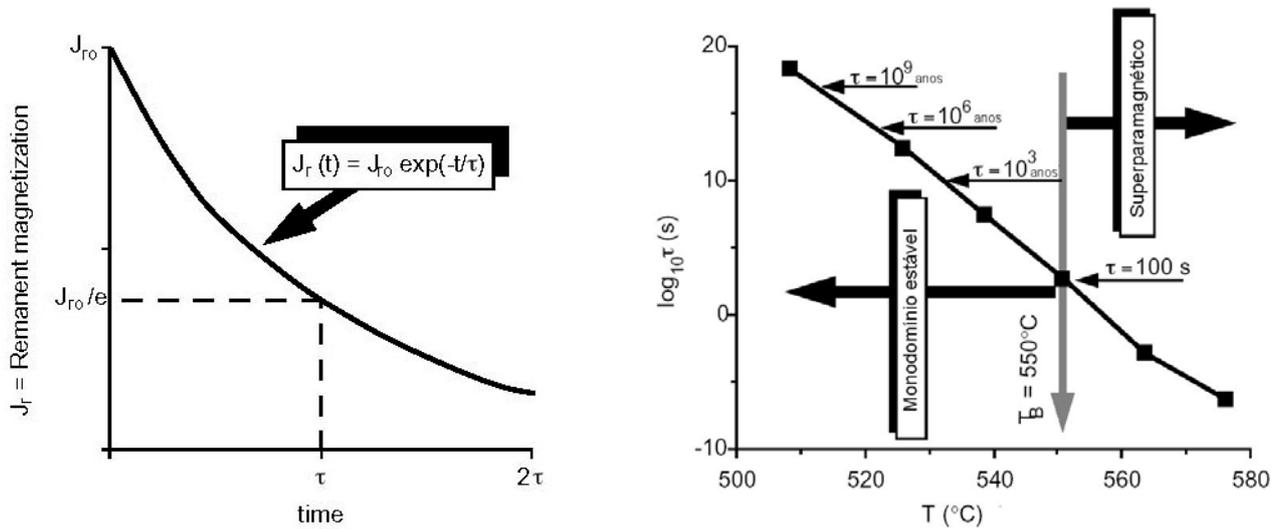
Em cristais SD:

$$J_r(t) = J_{r0} \exp(-t/\tau)$$

- $J_r$  é a magnetização remanescente
- $\tau$ , característico da relaxação em função do tempo :

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

- $C$  : fator de frequência =  $10^8 \text{ s}^{-1}$
- $v$  : volume dos grãos SD
- $h_c$  : coercividade dos grãos SD
- $j_s$  : magnetização de saturação
- $kT$  : energia térmica



$\tau$  é chamado de tempo de relaxação e depende fortemente da temperatura. Tempos de relaxação para magnetita monodomínio (SD) são ilustrados pela figura acima. O tempo de relaxação é inferior a 1 microssegundo a  $575^{\circ}\text{C}$  mas supera a idade da Terra a  $510^{\circ}\text{C}$ . Considerando-se um tempo de relaxação crítico de 100 s, este grão deveria comportar-se entre superparamagnético e SD a  $550^{\circ}\text{C}$ . A temperatura em qual ocorre esta transição é chamada de Temperatura de bloqueio ( $T_b$ ). Entre a temperatura de Curie ( $T_c$ ) e  $T_b$ , o mineral é ferromagnético, mas a magnetização remanescente dentro de um grupo de grãos vai cair rapidamente. Como os minerais ferromagnéticos que constituem as rochas terrestres apresentam uma distribuição de tamanho e forma de grão muito variável, os valores de  $T_b$  podem variar entre a temperatura de superfície e a  $T_c$ .

### Mecanismos de aquisição da Magnetização Remanescente

Rochas de diferentes tipos adquirem magnetização remanescente natural (MRN) por diferentes mecanismos:

- *Magnetização remanescente viscosa (MRV)* é uma magnetização adquirida durante a exposição de campos magnéticos fracos. É uma magnetização secundária que resulta da ação do campo geomagnético muito tempo após a formação da rocha. Experimentalmente, a VRM segue uma lei linear ( $\text{VRM} = S \log t$ ; onde  $t$  é o tempo de aquisição da VRM e  $S$  o coeficiente de viscosidade).

- *Magnetização remanescente térmica (MRT)* é adquirida por uma rocha ígnea durante o resfriamento. A magnetização é retida quando a temperatura cai abaixo da temperatura de Curie e na presença do campo magnético terrestre. Cerâmicas arqueológicas também adquirem MRT se se tratar de argila cozida. Neste caso o portador magnético é a hematita. Essas peças arqueológicas fornecem boas informações sobre a intensidade do campo geomagnético no passado.

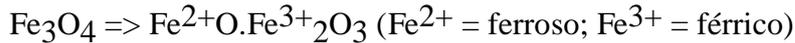
- *Magnetização remanescente deposicional ou detrítica (MRD)* consiste no processo de alinhamento de partículas magnéticas por um campo aplicado, à medida que se depositam através da água, ou pela rotação das partículas nos interstícios de um sedimento preenchidos com água. As partículas giram alinhando o eixo de mais fácil magnetização do cristal de acordo com o campo.

- *Magnetização remanescente química (MRQ)* resulta da formação a baixas temperaturas de minerais magnéticos e é, em geral, associada à diagênese ou metamorfismo. Por exemplo, em sedimentos vermelhos, o pigmento de hematita é o portador da remanescência, o qual cresce diageneticamente. Quando os grãos atingem um tamanho crítico ( $0,1 \mu\text{m}$  de diâmetro) a magnetização fica "aprisionada" e permanece estável por longos períodos geológicos.

- **Os principais minerais ferromagnéticos**

- Óxidos de ferro

**Magnetita:** o mais importante, porque é fortemente magnética e muito comum nas rochas.

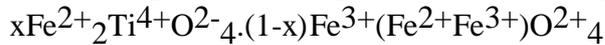


Magnetização espontânea:  $475 \times 10^3 \text{ Am}^{-1} = 475 \text{ uem/cm}^3$ . Estrutura cristalina cúbica.

$T_{\text{Curie}} = 575^\circ\text{C}$ .

**Série Titano-magnetita**

Termos finais: magnetita e ulvospinélio (antiferromagnético).

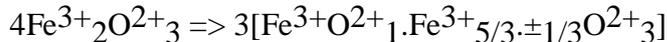


Quanto maior o conteúdo de Ti, menor a  $T_{\text{Curie}}$ . Ti-magnetitas que ocorrem naturalmente têm

$T_{\text{Curie}} < 200^\circ\text{C}$ .

**Maghemita:**  $\text{Fe}_2\text{O}_3$

Provém da oxidação da magnetita a baixas temperaturas ( $3\text{Fe}^{2+} \Rightarrow 2\text{Fe}^{3+}$ ). Propriedades magnéticas muito semelhantes às da magnetita; mesma estrutura, porém 1/9 dos cátions faltam:



É instável e se converte espontaneamente em hematita entre  $250^\circ\text{C}$  e  $500^\circ\text{C}$ .

$T_{\text{Curie}} \text{ estimada} = 750^\circ\text{C}$ .

**Hematita:**  $\text{Fe}^{3+}_2\text{O}^{2+}_3$

Entre  $-10^\circ\text{C}$  e  $-20^\circ\text{C}$  é perfeitamente antiferromagnética. Acima de  $-10^\circ\text{C} \Rightarrow$  magnetização espontânea fraca:  $2.2 \times 10^3 \text{ Am}^{-1} = 2.2 \text{ uem/cm}^3$ .

$T_{\text{Curie}} = 675^\circ\text{C}$ . Alta coercitividade. Importante em sedimentos e rochas vulcânicas ácidas.

**Série Ilmenita-hematita:**  $y\text{Fe}^{2+}\text{Ti}^{4+}\text{O}^{2-}_3 \cdot (1-y)\text{Fe}^{3+}_2\text{O}^{2+}_3$

Formam soluções sólidas a temperatura maior que  $900^\circ\text{C}$ . Com propriedades magnéticas variando muito, dependendo da posição na linha.

- Hidróxidos de ferro (associados a rochas alteradas, solos e sedimentos):

**Goethita:**  $\text{FeO}(\text{OH})$

Antiferromagnética.

$T_{\text{Néel}}$  entre  $60^\circ\text{C}$  e  $170^\circ\text{C}$ . Converte-se a uma forma de hematita mal cristalizada entre  $200$ - $290^\circ\text{C}$ .

- Sulfetos de ferro (composição variável entre troilita e pirita):

**Pirita:**  $\text{FeS}_2$

Comum em rochas sedimentares, especialmente associada a material orgânico fossilizado.

Paramagnética à temperatura ambiente.

**Pirrotita:**  $\text{Fe}_7\text{S}_8$

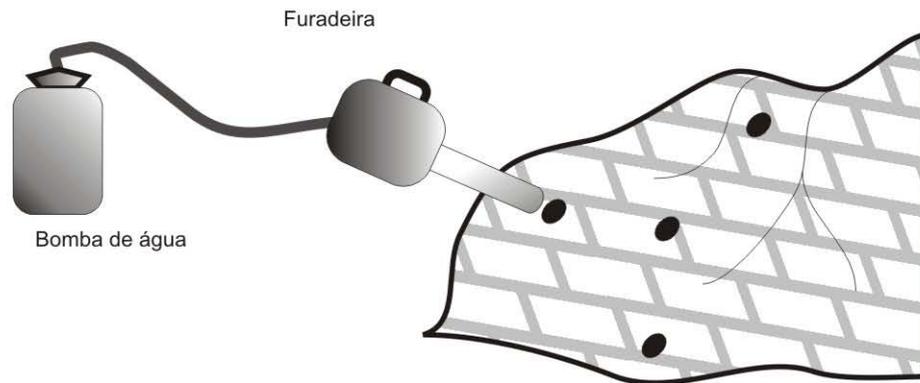
Alto grau de anisotropia. Antiferromagnética, mas podendo ser ferrimagnética, dependendo da estrutura (vacâncias de Fe).

Magnetização espontânea:  $58 \times 10^3 \text{ Am}^{-1} = 58 \text{ uem/cm}^3$  (1/8 da magnetita).

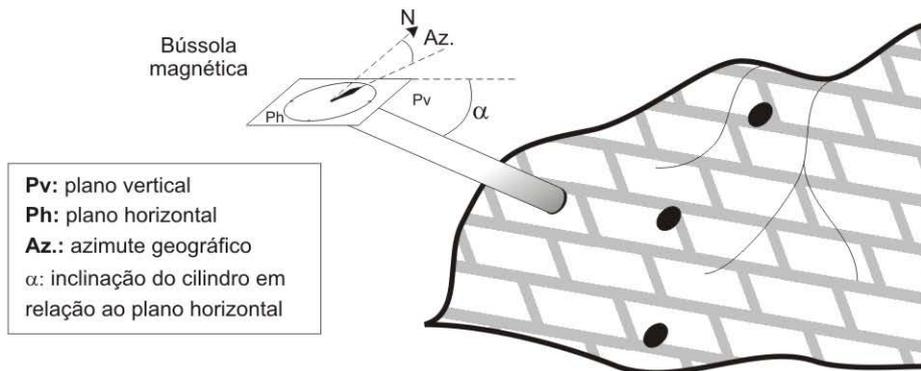
$T_{\text{Curie}} = 280$ - $320^\circ\text{C}$ .

## 2. Amostragem e preparação das amostras

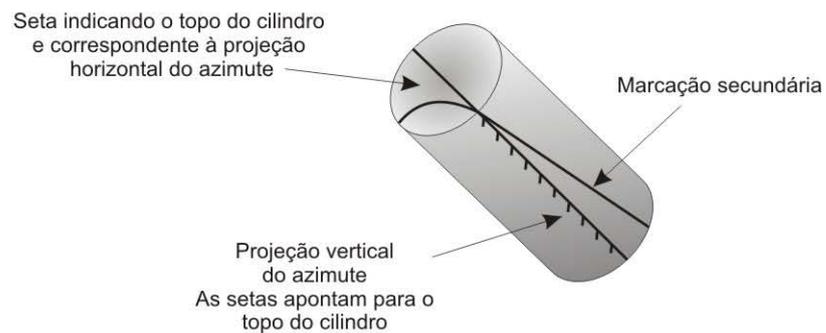
### Amostragem do cilindro de rocha



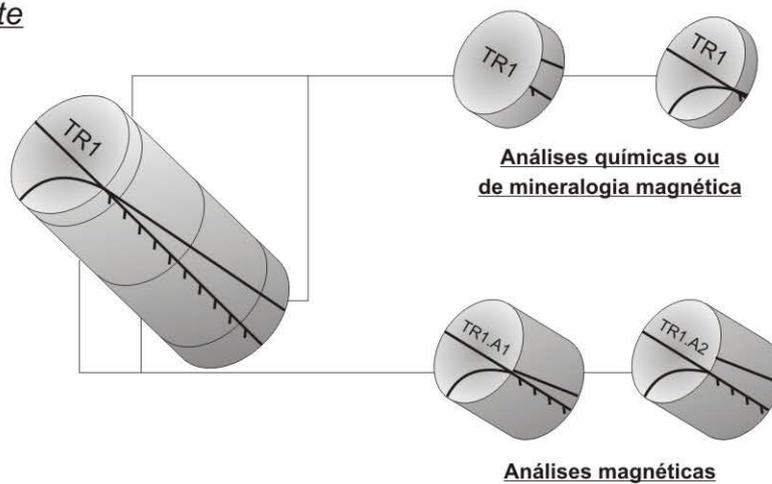
### Orientação geográfica do cilindro



### Marcação



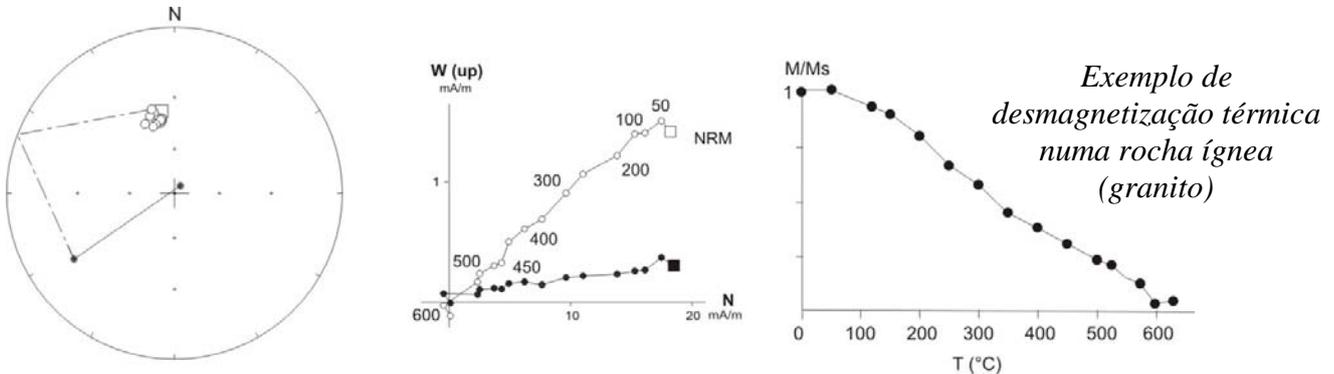
### Corte



## PALEOMAGNETISMO

### - Desmagnetização térmica:

O procedimento experimental de desmagnetização térmica consiste em aquecer a amostra, em passos sucessivos, até atingir a Temperatura de bloqueio dos portadores magnéticos. Após cada passo de temperatura, a MRN é medida no magnetômetro (JR-6) bem como a susceptibilidade magnética (KappaBridge) de modo a controlar eventuais transformações mineralógicas. A amostra é posteriormente resfriada até a temperatura ambiente em campo nulo pelo meio de um forno magneticamente blindado. Deste modo, todos os grãos cuja temperatura de bloqueio é inferior à temperatura de desmagnetização vão adquirir uma TRM em campo nulo e cancelar a MRN original. Aplicando passos sucessivos de Tdemag, reconstituamos a historia magnética da amostra.

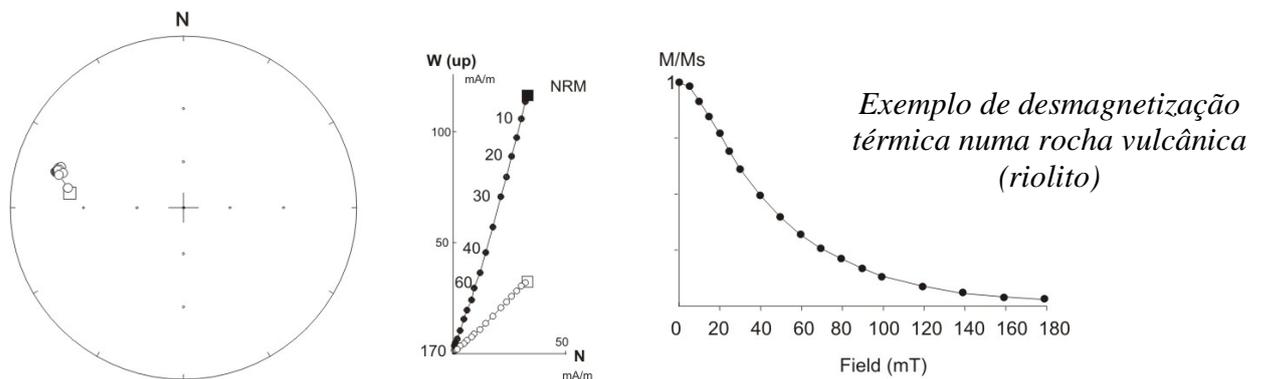
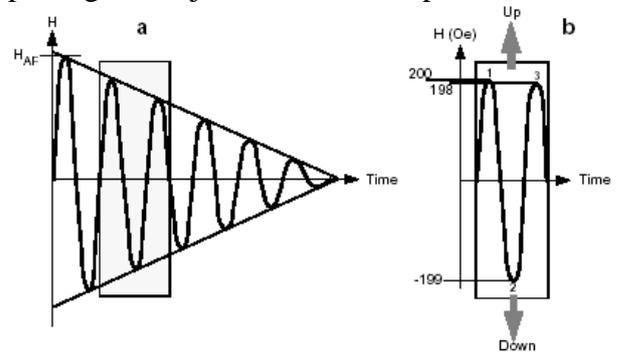


### - Desmagnetização em campo alternado (AF)

A desmagnetização AF consiste em expor a amostra a um campo alternado comparável a uma senoide cuja magnitude decresce com o tempo. O valor máximo de desmagnetização é chamado  $H_{AF}$ . Da mesma maneira que no caso da desmagnetização térmica, o procedimento consiste em medir a MRN a cada passo de desmagnetização até 100mT (valor máximo de Hdemag atingido pelo equipamento).

Ao contrario da desmagnetização térmica que atua nas temperaturas de Curie dos minerais ferromagnéticos, a resposta do tratamento AF depende da coercividade dos portadores. Como mostra a figura do lado, no ponto 1, os momentos magnéticos de todos os grãos cujo  $h_c \leq 200$  Oe vão se alinhar no sentido "up". No ponto 2, os momentos

magnéticos cujo  $h_c \leq 199$  Oe se orientam no sentido "down". O processo continua no ponto 3 com um valor de 198 Oe. Deste modo, os momentos magnéticos incluídos entre os pontos 1 e 3 se anulam. A contribuição de todos os grãos cujo  $h_c \leq H_{AF}$  é assim destruída e somente a MRN portada pelos grãos cujo  $h_c \geq H_{AF}$  será preservada.

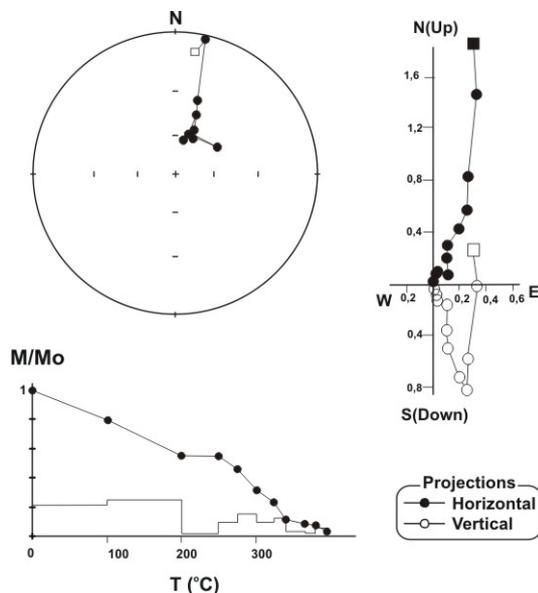


- **Tratamento de dados**

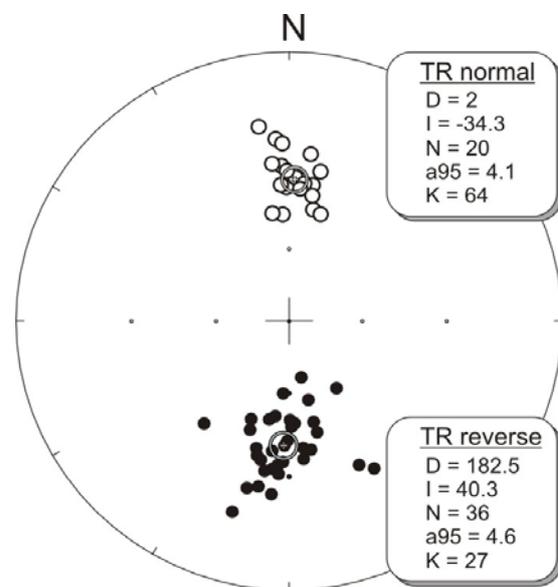
Os dados obtidos após tratamento térmico ou em campo alternado são tratados de modo a isolar as diferentes componentes magnéticas presentes na amostra. O tratamento é baseado no método de Análise em Componente Principais (ACP; Kirschvink, 1980) usando estatística de Fisher (Fisher, 1953). Os principais softwares são o REMASOFT ou o IAPD disponíveis na Internet (<http://www.geodynamics.no/software.htm>).

A cada passo de desmagnetização, a declinação (D) e a inclinação (I) da componente magnética é medida e associada a um valor máximo de desvio angular (MAD=Maximum Angular Deviation) de modo a controlar a qualidade estatística da medida. Os dados direcionais podem ser representados na forma de diagramas estereográficos ou na forma de projeções ortogonais (diagrama de Zijderveld). Uma curva da desmagnetização da intensidade da remanência em função da temperatura ou do campo AF desmagnetizante é geralmente associada.

Após desmagnetização completa, a componente magnética média é calculada para cada grupo de ponto que se alinham num mesmo vetor. A estatística da média obtida é controlada pelos parâmetros alpha 95, N e k. Alpha 95 corresponde ao intervalo de confiança da média; N é o numero de pontos e k o parâmetro de dispersão. Deste modo podemos isolar várias componentes magnéticas distintas como, por exemplo, uma componente viscosa (VRM), em baixas temperaturas e baixas coercividades, e uma componente mais estável em altas temperaturas e altas coercividades de tipo TRM ou DRM.



*Estereograma, projeção ortogonal e curva de intensidade vs T°C de uma amostra mostrando duas componentes magnéticas*



*Estereograma das médias por sitio; o pequeno círculo representa o alpha95 da componente média*

A partir das médias por amostras podemos calcular as medias por sitio. Por definição um sitio paleomagnético corresponde a um conjunto de amostras coletadas numa mesma área geográfica e que corresponde a um mesmo intervalo de tempo. No caso de amostragem em sedimento, o sitio se refere às amostras coletadas na mesma camada sedimentar (unidade de tempo) enquanto que no caso de rochas plutônicas o sitio corresponde a uma área geográfica muito local.

O programa IAPD ou REMASOFT permite calcular as coordenadas do Pólo Paleomagnético Virtual (PGV) a partir da componente magnética média obtida, bem como a paleolatidade onde as rochas adquiriram a magnetização. A partir de um conjunto de PGV podemos reconstituir a curva de deriva polar aparente (APWP = Apparent Polar Wander Path) do continente correspondendo para o intervalo de tempo considerado.

## MINERALOGIA MAGNETICA

Os objetivos principais dos estudos de magnetismo de rocha são de identificar a natureza e origem dos portadores magnéticos e de determinar o tamanho de grão dos minerais. Esses parâmetros controlam o estado magnético de uma amostra. A maneira mais direta de identificar os minerais ferromagnéticos de uma amostra é a observação do seu comportamento termomagnético e a determinação das temperaturas de Curie, características de cada mineral. Contudo, transformações mineralógicas durante o aquecimento, muito comum em rochas sedimentares contendo minerais metaestáveis, podem complicar esta identificação. A natureza dos novos minerais formados durante o aquecimento da amostra e os intervalos de temperatura onde essas transformações ocorrem pode ser controlada pela variação da susceptibilidade magnética em função da temperatura (curvas termomagnéticas).

Uma alternativa consiste em estudar propriedades magnéticas em baixa temperatura tal como magnetização de saturação ( $J_s$ ) ou coercividade ( $H_c$ ). Essas propriedades podem ser determinadas a partir das curvas de histerese ou das curvas de aquisição e desmagnetização de campos IRM (Isothermal Remanence Magnetization) e ARM (Anhysteretic Remanence Magnetization). Esses métodos têm a vantagem de ser rápido e permitem reusar as amostras para futuras análises.

Numerosos métodos e *proxies* magnéticos estão disponíveis para poder determinar a natureza dos portadores magnéticos e o tamanho de grão entre os quais utilizaremos:

Natureza dos portadores magnéticos:

- $T^\circ$  de Curie → Desmagnetização térmica, Curvas termomagnéticas
- Coercividade → Curvas IRM, Teste de Lowrie (1990)

Tamanho de grão:

- NRM → Desmagnetização AF
- IRM, ARM → Teste de Lowrie-Fuller (1975), Teste de Cisowski (1981)

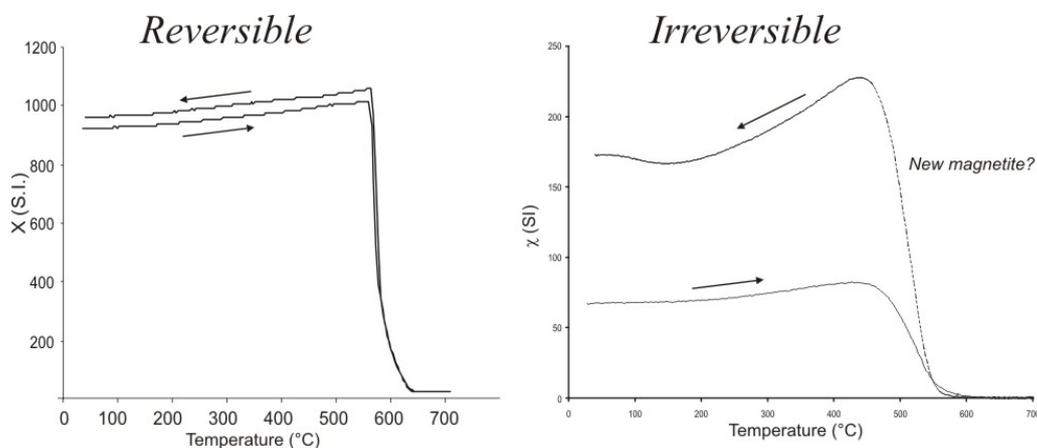
- **Análises termomagnéticas**

A determinação das temperaturas de Curie pela análise da variação da susceptibilidade em função da temperatura é o método mais usado para identificar os portadores magnéticos de uma amostra. As análises termomagnéticas fornecem as Temperaturas de Curie e de Néel de cada fase magnética presente na rocha, mas também informam sobre as mudanças de estrutura cristalina e as reações químicas afetando os minerais durante o aquecimento. Para limitar as reações de oxidação, as medidas podem ser realizadas em atmosfera controlada usando Argônio.

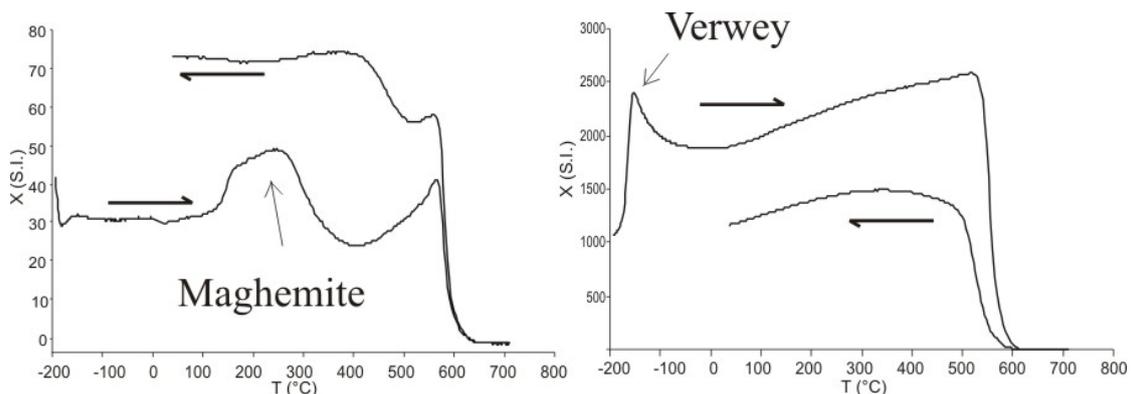
Para minerais ferromagnéticos saturados, as curvas de aquecimento e resfriamento são ditas reversíveis se não ocorrem transformações mineralógicas durante o aquecimento e irreversíveis no caso contrário. A forma da curva termomagnética depende nesse caso da variação de temperatura da energia de troca (*exchange energy*) que corresponde a um processo reversível. Deste modo a partir da comparação da forma da curva de aquecimento e da curva de resfriamento podemos inferir as eventuais transformações químicas (desidratação, exsolução quando medido em atmosfera não controlada, com oxigênio), as transformações estruturais (inversão) e as mudanças de textura.

Quando o campo magnético induzido é insuficiente para saturar minerais magnéticos altamente coercivos (hematita, titanomagnetita oxidada), a forma das curvas termomagnéticas depende da coercividade da amostra e da sua variação com temperatura (Day, 1975; de Boer & Dekkers, 1998). Neste caso o caráter irreversível das curvas não indica necessariamente transformações mineralógicas, mas pode ser causado por um processo de alinhamento magnético irreversível.

Recentemente, Böhnelt et al. (2002) estabeleceram o parâmetro IP (Irreversibility Parameter) que permite avaliar o grau de alteração entre as fases de aquecimento e resfriamento. IP=0 para amostras não alteradas e IP=-1 ou IP>1 para amostras fortemente alteradas.



Exemplo de curva termomagnética reversível (esquerda) com mistura de magnetita e hematita e de curva termomagnética irreversível (direita) onde novas magnetitas foram formadas durante o aquecimento. Essas magnetitas são caracterizadas pelo pico de Hopkinson ao torno da temperatura de Curie.



Exemplo de curva termomagnética mostrando a destruição da maghemite (esquerda) a transição de verwey em baixas temperaturas característica da magnetita MD (direita).

- **IRM**

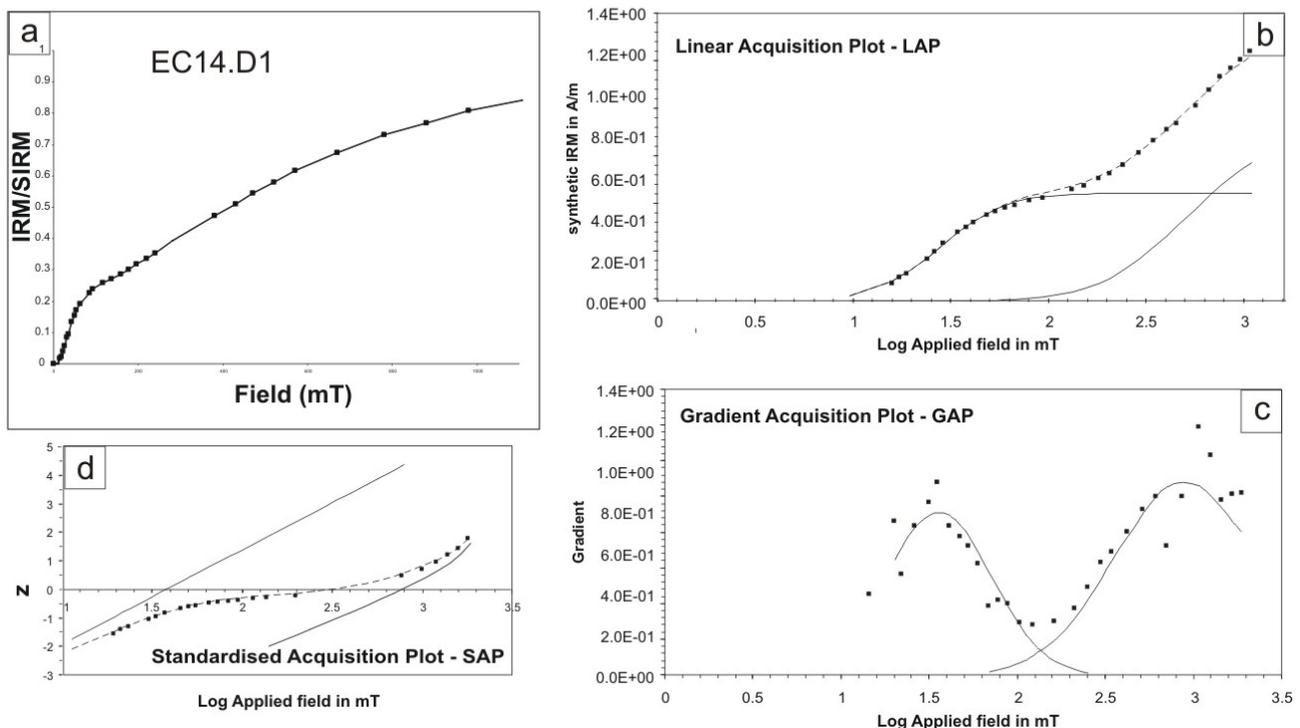
A Magnetização Remanescente Isotermal (IRM) é produzida por um campo continuo H aplicado em temperatura constante e durante uma escala de tempo de alguns segundos. Esse tipo de magnetização é relativamente instável porque a magnetização remanescente decai exponencialmente com o tempo logo após a indução. A vantagem é a rapidez dos protocolos experimentais e a preservação da amostra para medidas ulteriores.

O protocolo experimental da aquisição de IRM consiste em medir a magnetização após cada etapa de indução magnética até saturação da amostra (SIRM). O equipamento permite induzir campos máximos de 2 Tesla sendo que  $SIRM_{magnetita} \sim 30-200 \text{ mT}$  e  $SIRM_{hematita} > 1 \text{ T}$ . As curvas de aquisição de IRM fornecem dois parâmetros essenciais: SIRM (IRM a saturação) e, indiretamente a força coercitiva de remanescência,  $H_{cr}$ , que são característicos dos portadores magnéticos. A forma da curva informa também sobre o tamanho de grão, MD ou SD. Para comparar a forma de um conjunto de curvas referentes a minerais de SIRM similares, os dados são geralmente normalizados.

Em alguns casos, a identificação dos portadores magnéticos pode ser dificultada pela presença de misturas de minerais ferromagnéticos. Neste caso, a contribuição de cada mineral se reflete nas curvas de aquisição. Robertson & France (1994) mostraram que as curvas de aquisição de IRM de cada mineral individual podem ser descritas por uma curva cumulativa de tipo log-Gaussian (CLG = *Cumulative Log-Gaussian*). Deste modo, misturas de minerais podem ser analisadas pela decomposição da curva IRM entre diferentes curvas CLG, cada uma delas descritas por valores específicos de SIRM, coercividade média e índice de dispersão (DP). Esse método tem a capacidade de caracterizar minerais altamente coercivos (hematita, goetita) mesmo se a amostra não alcançou o estado de saturação. Mistura de minerais de coercividade distintas pode ser assim claramente identificada (magnetita e hematita), porém o método se torna limitado quando se trata de mistura de minerais de coercividade similar (magnetita e pirrotita).

Os dados IRM adquiridos em laboratório são tratados pelo programa desenvolvido por Kruiver disponível na Internet: [http://www.geo.uu.nl/~forth/Software/Irm\\_clg1.zip](http://www.geo.uu.nl/~forth/Software/Irm_clg1.zip)

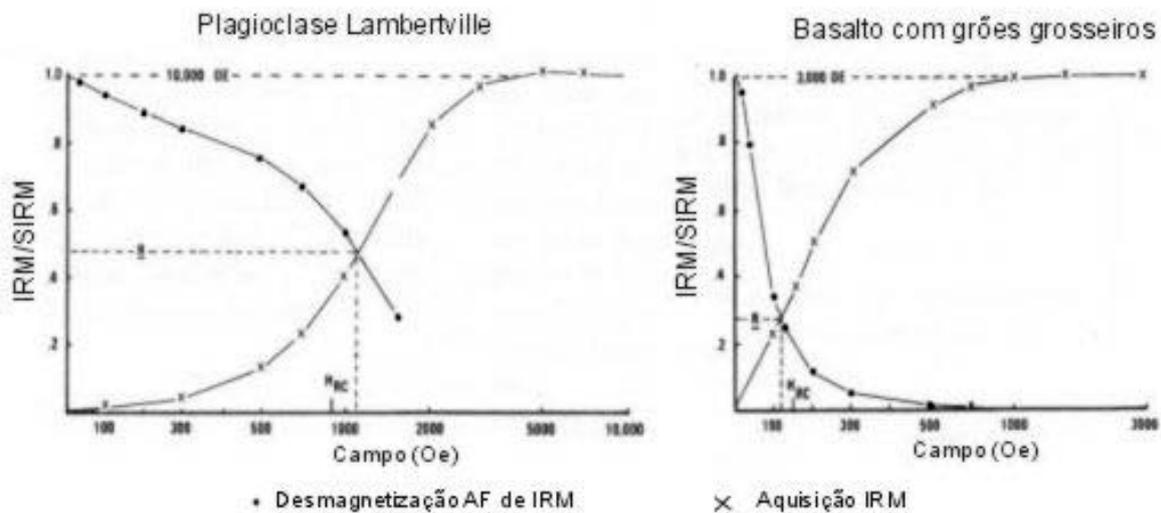
*Granito do Cabo (NE Brasil)*



(a) Exemplo de aquisição IRM de uma amostra de granito (Granito do Cabo, NE Brasil) mostrando mistura de minerais de baixa e alta coercividade (magnetita e hematita). Para cada fase, uma única curva teórica é ajustada na curva experimental (b) bem como a curva gaussiana correspondente (c). A qualidade do ajuste é controlada pelas curvas de probabilidade (d).

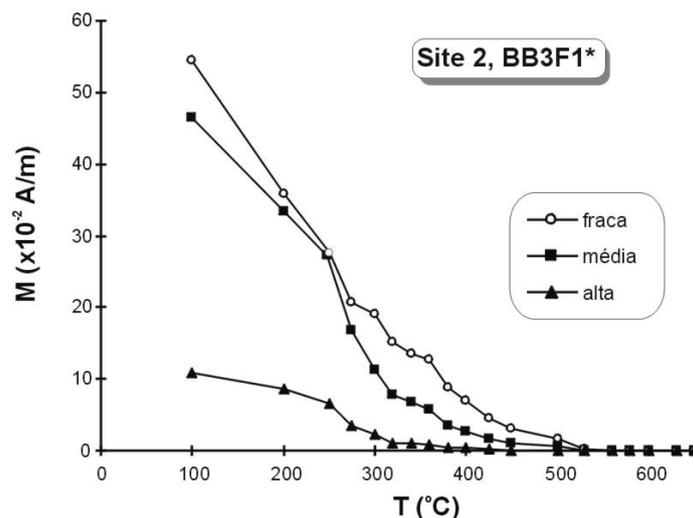
### Teste de Cisowski (1981)

O teste de Cisowski é baseado na observação das curvas de aquisição e de desmagnetização de IRM. A resposta da aquisição e subsequente desmagnetização AF de um campo IRM depende do tamanho de grão dos portadores magnéticos contéudos na amostra e particularmente do grau de interações entre os portadores SD (Cisowski, 1981). A projeção da intersecção entre as duas curvas no eixo das ordenadas é chamado  $R$  e quantifica o grau de interação entre as partículas. Tipicamente um valor de  $R$  próximo a 50% e curvas simétricas indica uma população de grãos SD com distribuição homogênea e sem interações. No caso de fortes interações entre partículas SD, as curvas são assimétricas e os valores de  $R$  são inferiores a 0.5. A projeção de  $R$  no eixo das abscissas pode ser utilizada como um indicativo da força coercitiva de remanência ( $H_{cr}$ ) da amostra.



### Teste de Lowrie (1990)

O teste de Lowrie (1990) é baseado na desmagnetização térmica de um campo tri-axial IRM e permite identificar simultaneamente as fases magnéticas a partir da temperatura de bloqueio e da coercividade. Os campos IRM são induzidos nos três eixos x, y e z, da amostra com intensidades de 1.3, 0.3 e 0.1 T, correspondendo respectivamente às frações de coercividade alta, média e fraca. No exemplo da figura abaixo, a fração de coercividade baixa (<0.1 T) é desmagnetizada gradualmente acima de 500-550°C ilustrando a curva de desmagnetização típica da magnetita MD (Dunlop & Özdemir, 2000), enquanto que a fração média (0.1–0.3 T) e alta (>1.3 T) caem abruptamente acerca de 300-340°C sugerindo pirrotita como segundo portador da magnetização.



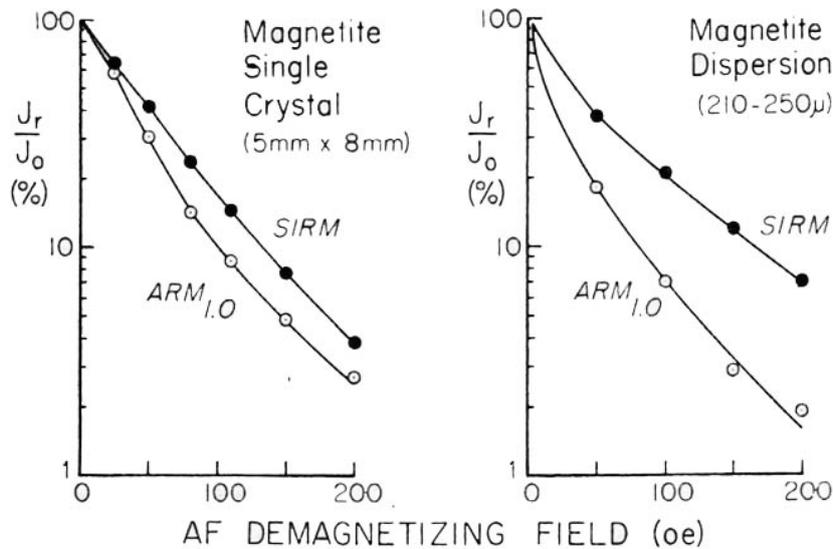
Exemplo do Teste de Lowrie (1990) aplicado nos carbonatos da Formação Bebedouro, cráton São Francisco, Brasil (Trindade et al., 2004)

- **ARM**

A magnetização remanescente anisterética é produzida pela superposição de um campo direto fraco (ex: 0,1 mT) e um campo alternado de intensidade maior (ex: 100 mT). A forma das curvas de desmagnetização AF é característica da estrutura de domínio: uma população de grãos de magnetita SD apresenta uma curva de forma sigmóide enquanto as curvas de grãos MD são exponenciais (Dunlop & Ozdemir, 1997). No caso de grãos SD, um platô inicial na curva é ligado ao fato de que a desmagnetização é muito fraca ou inexistente devido à anisotropia magnetocristalina que promove um campo limiar mínimo a superar. No caso de grãos MD, as curvas de desmagnetização AF e os espectros de coercividade são controlados pelas barreiras de energia das paredes de domínio.

O Teste de Lowrie-Fuller (1971)

Lowrie & Fuller (1971) propuseram um teste baseado na desmagnetização AF diretamente aplicada à MRN (de origem térmica, TRM, nas rochas daquele estudo) que permite a seleção rápida de rochas ígneas com portadores monodomínio (SD). O teste é baseado na observação das curvas de desmagnetização normalizada AF de um campo fraco (na TRM o campo indutor é o campo terrestre) e de campo alto (SIRM). Posteriormente o campo TRM foi substituído por um campo ARM, mais fácil de induzir em laboratório (Johnson et al., 1975)



*Exemplo do teste de Lowrie-Fuller modificado (Johnson et al., 1975) sobre magnetita multidomínio*