

## ***Paleomagnetismo***

### **Introdução**

O Paleomagnetismo estuda o campo geomagnético registrado na magnetização das rochas. Os estudos realizados indicam que a Terra possui um campo magnético significativo, no mínimo, há 2.7 bilhões de anos. As primeiras observações das propriedades magnéticas das rochas são atribuídas a A. Delesse e M. Melloni nos anos de 1849 e 1853, respectivamente. Seus trabalhos concluíram que as rochas vulcânicas adquirem a magnetização durante seu resfriamento. Ao fim de 1895, G. Folgerhaiteir sugeriu que a direção da magnetização remanente é a mesma do campo geomagnético na época do resfriamento. Apesar de a idéia reversão de polaridade do campo geomagnético só ter sido aceita no início do século XX, Folgerhaiteir, em 1899, notou que algumas rochas tinham a polaridade da magnetização remanente oposta a do campo atual.

Em 1912, Alfred Wegener, após anos de estudo de indicadores paleoclimáticos, propôs que os continentes como são conhecidos hoje já estiveram reunidos em um único “supercontinente” durante o Paleozóico Posterior. Porém, Wegener não possuía um modelo satisfatório que comprovasse sua teoria. Apenas com o desenvolvimento dos estudos de paleomagnetismo, em meados dos anos 50, é que suas idéias foram retomadas e elaboradas as ferramentas necessárias para a sua comprovação. Estudos sobre as inversões de polaridade do campo geomagnético, também contribuem com evidências geofísicas a favor da teoria.

### **Comportamento Magnético da Matéria**

Os materiais apresentam comportamento magnético de acordo com sua constituição mineralógica, considerando que cada mineral responde de forma diferente estando sob ação de um campo magnético. Há três tipos principais de comportamento magnético: *diamagnetismo*, *paramagnetismo* e *ferromagnetismo*.

**Diamagnetismo:** Simplificadamente, quando um material diamagnético é submetido a um campo magnético, aparece uma magnetização fraca e na direção oposta a do campo aplicado. Quando o campo é retirado, a magnetização induzida desaparece. Então, a susceptibilidade diamagnética é fraca, negativa e reversível. Todos os materiais

apresentam uma reação diamagnética à ação de um campo magnético, porém, em alguns casos o diamagnetismo é mascarado pelas propriedades ferro ou paramagnéticas. Materiais com comportamento paramagnético ou ferromagnético apresentam mudanças de valor da susceptibilidade quando sujeitos a variações de temperatura, por sua vez, materiais diamagnéticos não apresentam tal dependência.

Quartzo e calcita são exemplos de minerais diamagnéticos, e apresentam susceptibilidade em torno de  $-10^{-6}$ , em unidades do S.I.

**Paramagnetismo:** Quando um campo magnético é aplicado a um material com propriedade paramagnética, surge uma magnetização induzida proporcional à força do campo aplicado e paralela à sua direção. A susceptibilidade é reversível, pequena e positiva. Uma característica paramagnética importante é que a susceptibilidade varia inversamente com a temperatura, obedecendo à lei de Curie:

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

Em que  $k$  é a susceptibilidade magnética,  $C$  é uma constante característica de cada material e  $T$  é a temperatura.

Minerais argilosos, piroxênio, olivina e anfibólio são minerais com comportamento paramagnético. Materiais paramagnéticos têm intervalo de susceptibilidade entre  $10^{-5}$  e  $10^{-4}$  (unidades do S.I.).

**Ferromagnetismo:** Em alguns metais, seu arranjo eletrônico permite aos elétrons mobilidade de passar para átomos vizinhos. A interação na troca de posições gera um campo molecular muito forte que faz com que os momentos magnéticos alinhem-se paralelos e gera uma magnetização espontânea. Sob a ação de um campo magnético indutor, os materiais com propriedades ferromagnéticas adquirem uma forte magnetização que não é totalmente perdida quando o campo é retirado, ao traçar a curva de magnetização de uma amostra, pode-se observar esse fenômeno conhecido como *histerese*. Na presença de campos magnéticos intensos a magnetização da amostra atinge o valor de saturação, em que os momentos magnéticos são alinhados com a direção do campo indutor. No momento em que o campo é reduzido a zero, o material ferromagnético tem a propriedade de manter parte da magnetização induzida, a essa

magnetização residual é dado o nome de *magnetização remanente*. Se depois de retirado o campo indutor, for aplicado um novo campo de sentido oposto ao anterior, parte do material será remagnetizado nesse novo sentido. Para um valor específico do campo indutor (chamado de *campo coercivo*) a magnetização induzida no sentido reverso cancela a magnetização remanente original e o valor da magnetização principal é zero. Em seguida, o material atinge a magnetização de saturação e, a partir desse ponto, o processo se repete, formando a curva de histerese.

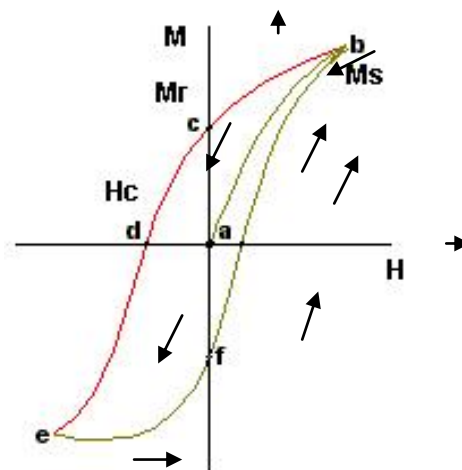


Figura 1 – Curva de Histerese: Ilustra a característica dos materiais ferromagnéticos.  $M_s$  é a magnetização de saturação (ponto b),  $M_r$  é a magnetização remanescente de saturação (ponto c) e  $H_c$  é o campo coercivo (ponto d).

Para todos os materiais ferromagnéticos, o aumento da temperatura leva a uma *diminuição* tanto da magnetização remanente quanto da suscetibilidade. A partir de um determinado valor crítico de temperatura, denominado *temperatura de Curie* ou *ponto de Curie*, a magnetização remanente torna-se nula, e o material passa a ter o comportamento dos materiais paramagnéticos. Baixando a temperatura para valores inferiores ao ponto de Curie, o ferromagnetismo reaparece.

### Magnetismo de Minerais

Os minerais magnéticos mais importantes são os óxidos de ferro e titânio. A estrutura desses minerais consiste em um arranjo em que os íons de oxigênio se agrupam formando uma treliça e os íons de ferro ( $Fe^{2+}$  ou  $Fe^{3+}$ ) ou titânio ( $Ti^{4+}$ ) ocupam os espaços intersticiais entre os íons de oxigênio. A proporção desses três íons na constituição do mineral define suas propriedades ferromagnéticas. A composição dos

minerais de óxidos de ferro e titânio pode ser graficamente representada no diagrama ternário.

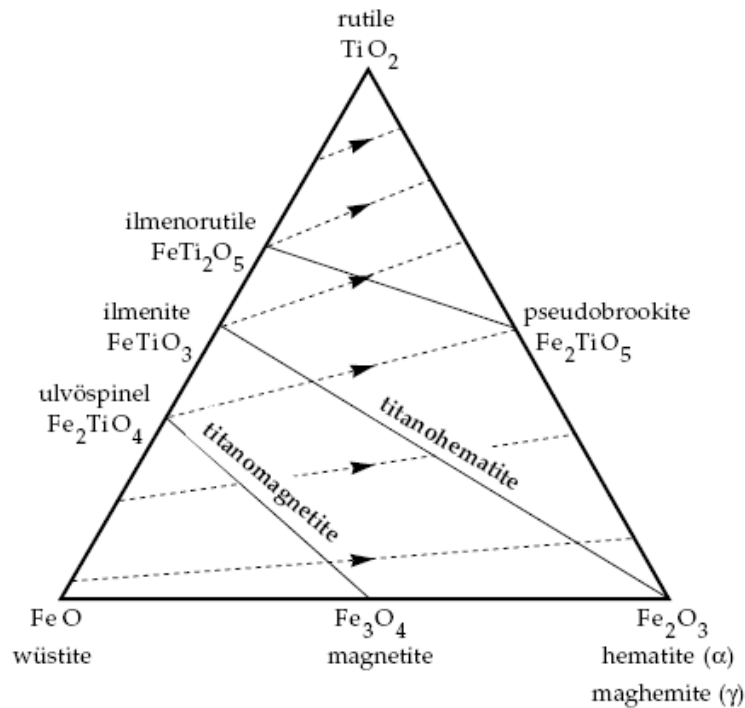


Figura 2 – Diagrama ternário, mostrando a composição de óxidos de Fe e Ti nos minerais magnéticos.

### Magnetismo de Rochas

As propriedades magnéticas das rochas derivam-se das propriedades magnéticas dos seus minerais constituintes. As rochas podem ser consideradas como um conjunto heterogêneo de minerais, em que as matrizes minerais são principalmente silicáticas ou carbonáticas, que, por sua vez, possuem propriedades diamagnéticas. Intercalados a essa matriz, há uma pequena quantidade de minerais com propriedades paramagnéticas. A grande variedade de minerais ferromagnéticos e de matrizes minerais, faz com que haja um amplo intervalo nos valores de susceptibilidade das rochas. As rochas com maior expressão magnética (magnetização e suscetibilidade) são as rochas ígneas, seguidas das rochas metamórficas e das rochas sedimentares, as menos magnéticas.

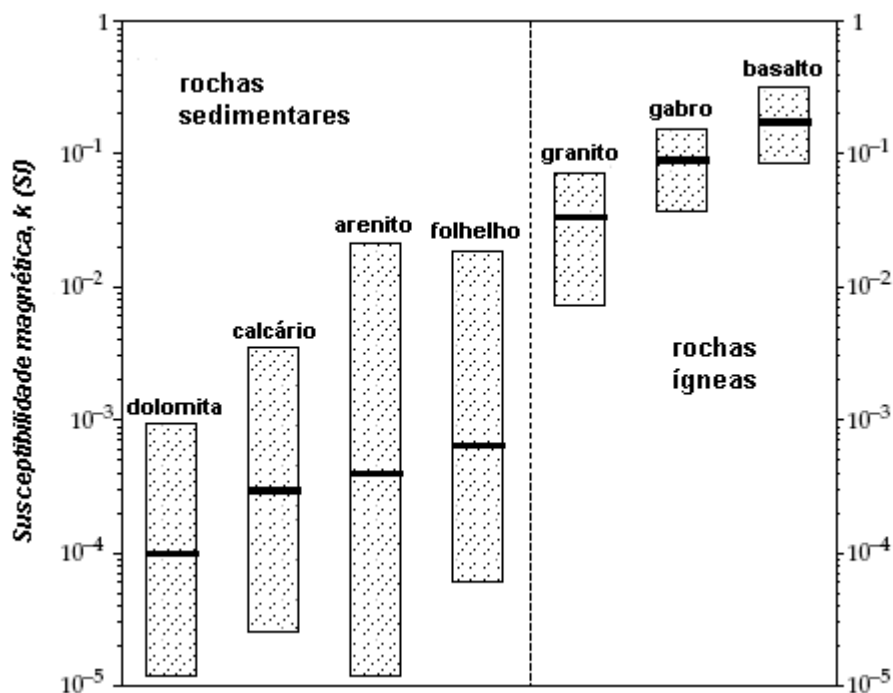


Figura 3 – Gráfico com intervalo de valores de susceptibilidade de algumas rochas sedimentares e ígneas. (Fonte: *Fundamentals of Geophysics*, William Lowrie, 2004)

### Deriva Continental

O paleomagnetismo tem feito importantes contribuições documentando o movimento das placas litosféricas. Em 1912, Alfred Wegener propôs que todos os continentes já estiveram reunidos em um único “supercontinente”, chamado por ele de *Pangea*, esse continente teria se separado há 200 milhões de anos. Suas idéias, porém, só começaram a ser aceitas na década de 50. Nesta época, vários grupos de pesquisa ao redor do mundo estavam engajados em determinar e interpretar as direções de magnetização nas rochas, chegando à primeira evidência geofísica da deriva continental.

Um marco importante nas pesquisas foi a verificação de que os pólos paleomagnéticos dos continentes ao sul do Equador são incompatíveis com a localização atual desses continentes. Porém, coincidem quando os continentes são rearranjados conforme a reconstrução do Gondwana, obtido fechando-se o Oceano Atlântico. Rochas de mesma idade e que tenham sido magnetizadas simultaneamente pelo mesmo campo indutor, devem indicar a mesma orientação para os pólos magnéticos associados a esse campo. Entretanto, amostras de rochas antigas (de mesma idade), mas de localizações distintas, apresentam pólos paleomagnéticos diferentes. Considerando-se que o campo só possa ser representado por um único dipolo

magnético, dessa forma a existência de vários pólos no passado deve ser descartada. A resposta deste problema é dada pela teoria da deriva continental. Ao se movimentarem, as rochas dos continentes mudam a orientação dos pólos magnéticos em relação aos pólos geográficos. Para observar a reconstrução paleogeográfica, os pólos paleomagnéticos de diferentes amostras são deslocados até que coincidam, ao fazer isso, os continentes aos quais as amostras pertencem também se movimentam.

### Figura

Uma reconstrução mais precisa é feita utilizando-se outro tipo de dado paleomagnético, o registro de polaridade geomagnética. Ao se afastar das cadeias meso-oceânicas, fica impresso na crosta oceânica o registro da polaridade do campo, criando um padrão de anomalias magnéticas lineares. Combinar anomalias simultâneas permite traçar o movimento das placas litosféricas.

### Inversões de Polaridade

As pesquisas com rochas oceânicas iniciaram-se após a segunda guerra mundial, com navios que transportavam magnetômetros a bordo, coletando dados ao longo das linhas de navegação. Observou-se então um fato curioso, a nordeste do Oceano Pacífico foi mapeado um padrão de anomalias magnéticas diferente de qualquer outro observado no continente. Esse padrão é formado por faixas de anomalias lineares, de polaridades alternadas e distribuídas simetricamente em relação à cadeia meso-oceânica, pelas suas características é conhecido como “*padrão zebrado*”.

No início dos anos 60, Fred Vine e Drummond Matthews sugeriram que este padrão de anomalias era consequência da expansão do assoalho oceânico e das reversões do campo geomagnético. No modelo proposto por eles, o material fundido do manto ascende pelas cadeias oceânicas através de correntes de convecção, esfriando rapidamente ao atingir o exterior. Os minerais ferromagnéticos cristalizados nesse magma adquirem magnetização induzida pelo campo geomagnético. A magnetização é permanentemente registrada nos minerais quando estes atingem uma temperatura específica, denominada *temperatura de Curie*. A nova rocha formada e já magnetizada constitui uma nova faixa do assoalho oceânico, afastando-se lentamente da dorsal, à medida que novo material ascende. Caso ocorra inversão na polaridade do campo

enquanto a nova rocha se solidifica, então esta terá polaridade reversa a anterior, surgindo assim o “padrão zebrado” simétrico à cadeia.

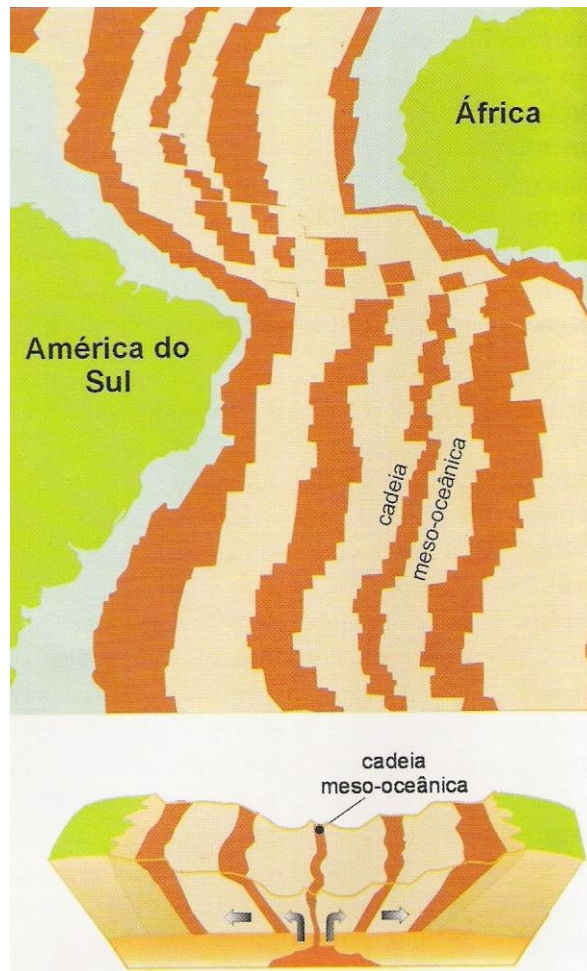


Figura 5 – Padrão “zebrado” do assoalho oceânico. (Fonte: *Decifrando a Terra*, Wilson Teixeira ET al., 2000)

Os registros paleomagnéticos de inversão de polaridade do campo geomagnético são observados em rochas vulcânicas, datadas por métodos radiométricos, e em sedimentos do fundo oceânico, com taxa de deposição bem conhecida. Tais observações mostram que o tempo para uma reversão se completar é entre  $10^3$  e  $10^4$  anos. Sendo que o campo permanece em uma determinada polaridade em intervalos variáveis de  $10^5$  a  $10^7$  anos.

O comportamento do campo geomagnético no período de transição não é bem conhecido. Sabe-se que a componente dipolar, predominante antes e após, diminui acentuadamente sua intensidade durante o intervalo de transição, a hipótese é que essa

componente desapareça e as componentes do quadrupolo, etc, passam a ter maior importância.

Longos intervalos de uma mesma polaridade são chamados *crons* e têm duração entre 50 mil e 5 milhões de anos. Dentro dos *crons* há intervalos menores de polaridade contrária, com duração de até 10 mil anos. Durante a década de 60 foi elaborada uma escala de reversões, que agrupa, em ordem cronológica, períodos de polaridade normal (mesma dos dias atuais) e reversa.

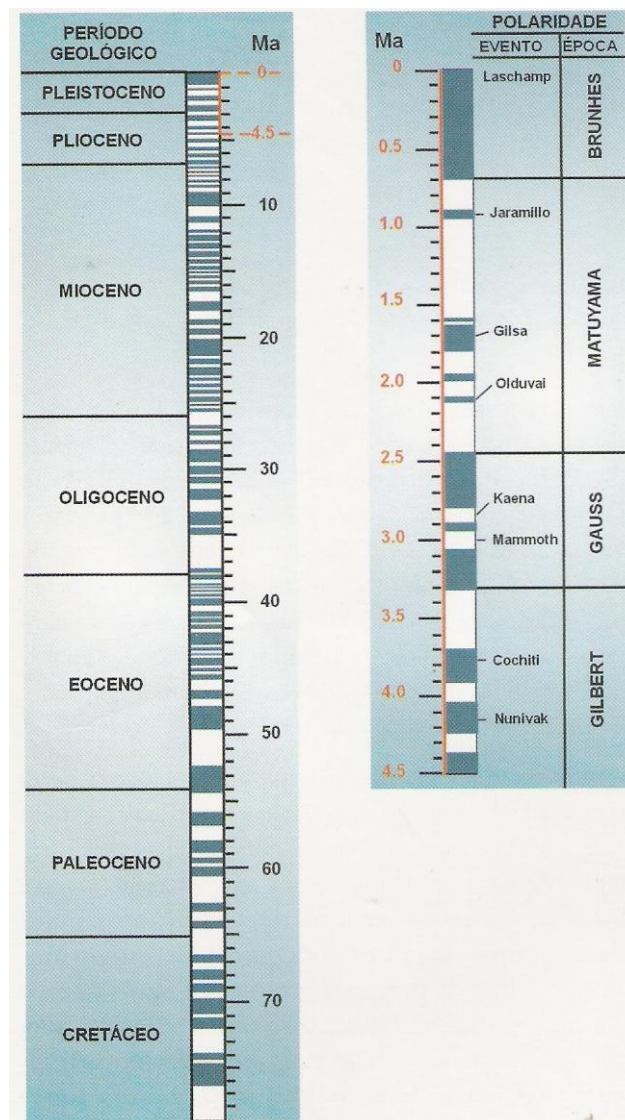


Figura 6 – Escala de reversões do campo geomagnético nos últimos 80 milhões de anos. Faixas escuras representam polaridade normal, e faixas claras polaridade inversa. (Fonte: *Decifrando a Terra*, Wilson Teixeira ET al., 2000)