

REVERSÕES GEOMAGNÉTICAS

1. Evidências das reversões geomagnéticas

Uma das propriedades melhor documentadas pelo paleomagnetismo é a de que o campo geomagnético reverteu de polaridade centenas de vezes no passado geológico. A primeira constatação deste fenômeno foi feita pelos cientistas Franceses P. David e B Brunhes. Entre 1904 e 1906, eles descreveram as propriedades magnéticas de fluxos de lavas recentes da região do Maciço Central da França. Eles descobriram que argilas aquecidas pelos fluxos de lavas tinham a mesma direção de magnetização remanente que as lavas apresentavam. Ainda, quando a direção de magnetização na lava era oposta à direção do campo atual, o mesmo ocorria para as argilas cozidas. As polaridades opostas foram interpretadas como sendo evidência de que o campo geomagnético pode reverter de polaridade.

O cientista Japonês M Matuyama foi o primeiro a associar a polaridade da magnetização remanente em lavas com a sua idade, determinada estratigraficamente. Em 1929, ele relatou a descoberta de lavas quaternárias recentes com direções de magnetização próximas da direção do campo geomagnético atual, enquanto que direções encontradas em lavas quaternárias mais antigas e lavas Pleistocênicas agrupavam-se em uma direção oposta. Ele também descobriu que uma das três amostras de um basalto do Mioceno estava magnetizada em direção oposta às direções encontradas para outras duas. A interpretação de Matuyama foi a de que a polaridade do campo geomagnético havia mudado várias vezes durante o Terciário Superior.

A idéia de que a polaridade geomagnética podia mudar gerou controvérsias e, alguns céticos tentaram explicações alternativas. Alguns cientistas argumentaram que as reversões podiam ter uma explicação mineralógica. De fato, alguns minerais ferromagnéticos, por causa de sua composição e estrutura, podem adquirir magnetização termoremanente exatamente oposta ao campo. Este mecanismo é chamado de auto-reversão da magnetização. Este mecanismo é descrito em lavas, nas quais os minerais ferromagnéticos são constituídos por uma forma particular de titanohematita. Felizmente, este é um fenômeno raro, sendo que a maioria dos registros de reversões são feições do campo geomagnético.

Para visualizar o que uma reversão de polaridade representa, imagine que o dipolo magnético inverte a sua direção. Atualmente, o dipolo geocêntrico axial tem direção apontando para o hemisfério sul; uma inversão de polaridade orientaria o dipolo na direção oposta. Em cada ponto da superfície, a inclinação magnética (I) mudaria de sinal e a declinação magnética (D) mudaria de 180°; por exemplo, uma direção normal [I=40°, D=30°] deve mudar para a direção reversa [I=-40°, D=210°]. Uma reversão de polaridade é um evento global, sendo experimentado simultaneamente por toda a Terra. Assim, as reversões geomagnéticas fornecem um meio conveniente de se fazer correlações estratigráficas e datações.

Podemos então definir o que representa uma reversão da seguinte forma: (i) Uma reversão ocorre quando o sinal do termo g_1^0 (coeficiente de Gauss – termo de dipolo) muda de sinal; (ii) É necessário que direções de campo inverso sejam observadas em todo o globo: localmente, componentes não dipolares podem ser importantes a tal ponto que uma inversão de polaridade pode ser erroneamente observada; (iii) Deve haver estabilidade na inversão.

Algumas evidências que comprovam a reversão de polaridade são: (i) Concordância de polaridade na magnetização obtida para a rocha ígnea e a rocha cozida; (ii) Deve haver zonas simultâneas globais de uma única polaridade; (iii) Registros de mudanças do campo observado em uma sequência de rochas mostrando a mudança contínua de um estado de polaridade ao outro. Um exemplo convincente representado por um teste de contato cozido, obtido para uma rocha aquecida por outra é mostrado na **Figura 1**.

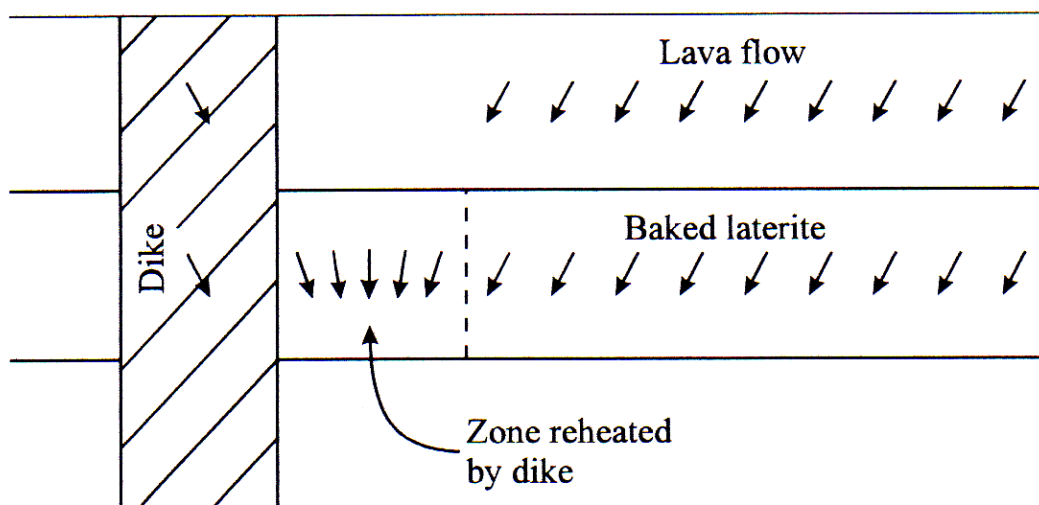


Figura 1. Evidência de uma reversão de polaridade de um registro magnético de uma rocha duplamente cozida. Um fluxo de lava aqueceu originalmente uma camada de lateritas. Subsequentemente, um dique intruiu ambos, lava e laterita, nas suas vizinhanças. Nesta região a laterita foi, portanto, aquecida primeiramente pela lava (inversão de polaridade) e depois pelo dique.

2. Transição de polaridade magnética

Transição de Polaridade é definida como sendo a passagem de uma polaridade para a outra; quando há a inversão do campo dipolar de um sentido para o sentido oposto. Registros de uma transição de polaridade foram observados em seqüências de lavas datadas e em sedimentos de mar profundo em que a razão de sedimentação é conhecida. Estes registros indicam que a duração da transição é de aproximadamente 3500 a 5000 anos. Este tempo é muito menor do que o intervalo de tempo de uma polaridade, anterior e posterior a transição, a qual pode durar por centenas de milhares até vários milhões de anos.

Não se tem ainda certeza de como se comporta o campo geomagnético durante uma transição de polaridade. O campo de dipolo é dominante antes e depois de uma transição, mas não está certo se o mesmo ocorre durante a transição. Análise detalhada do comportamento do campo durante uma transição de polaridade mostra, normalmente, um grande decréscimo na intensidade do campo (**Figura 2**); possivelmente, a componente de dipolo diminui, aumentando a importância de termos de quadrupolo e octupolo. Entretanto, existem evidências fortes de que, mesmo diminuindo em intensidade, o campo de um dipolo ainda predomina em uma transição. Considerando-se isto, a posição do pólo geomagnético virtual (PGV) do campo de dipolo transicional pode ser calculada. Durante a transição de polaridade a posição do PGV muda progressivamente: ele parece se mover sistematicamente em relação ao eixo de rotação da Terra, definindo um caminho de uma região polar para a região polar oposta. Os caminhos percorridos durante as transições de muitas reversões definem dois cinturões longitudinais, um sobre as Américas e outro cinturão antipodal sobre o sudeste da Ásia. Entretanto, muitas outras transições não passam sobre estes dois cinturões (**Figura 3**). Portanto, não está ainda bem estabelecido que os caminhos sobre as Américas ou sobre o sudeste da Ásia representam a feição preferida durante a transição de polaridade.

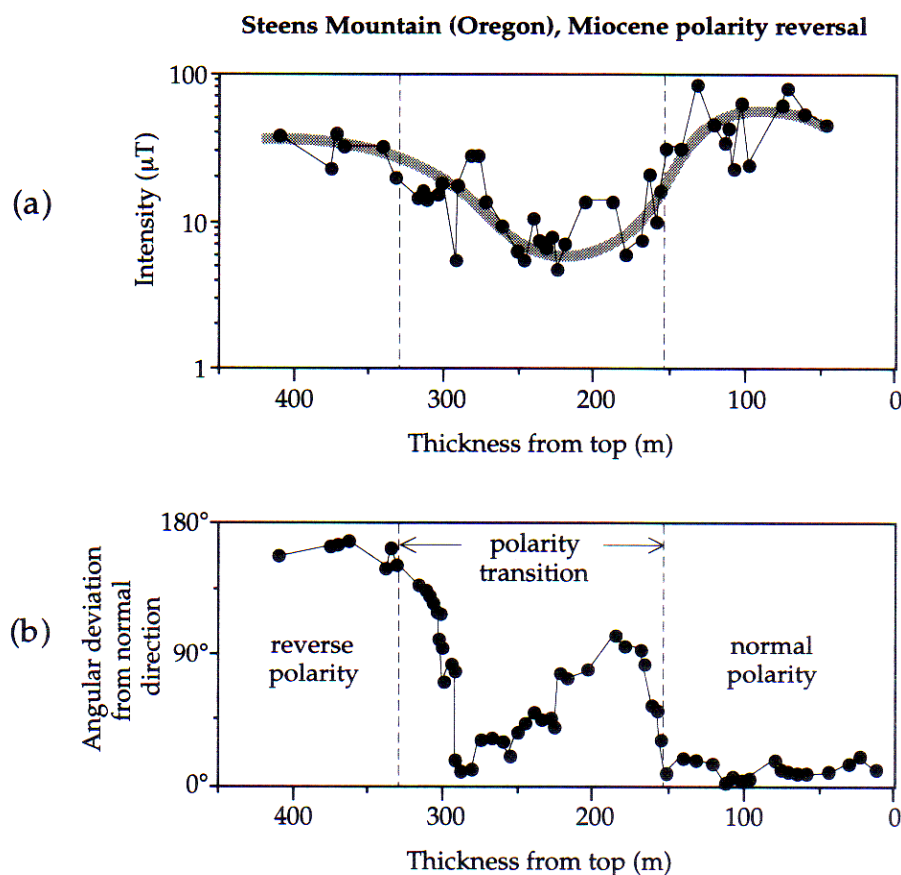


Figura 2. Registro de uma transição de polaridade (reverso para normal) ocorrida no Mioceno. (a) O registro da paleointensidade durante a transição e (b) o registro direcional, mostrado como o desvio angular em relação a direção normal fora da transição.

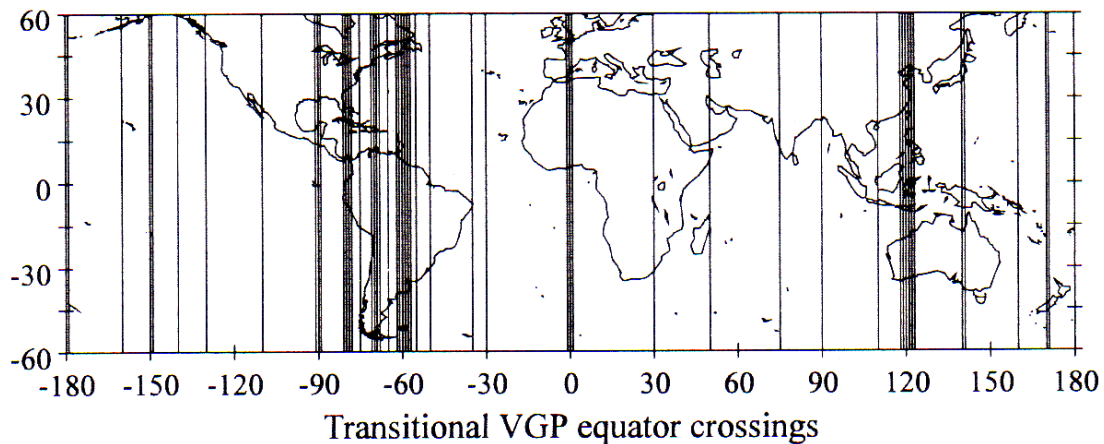


Figura 3. Caminhos de PGVs (polos geomagnéticos virtuais) determinados durante transições de polaridades disponíveis para rochas sedimentares. Note que apesar de haver uma concentração maior ao logo das Américas e sudeste da Ásia, há muitos outros caminhos observados.

3. Intervalos de polaridade geomagnéticas

Os intervalos longos de polaridade normal ou reversa, originalmente chamados de épocas de polaridade, são denominados atualmente como Crons de polaridade (**Figura 4**). Eles têm durações típicas de 50 ka a 5 Ma (alguns autores colocam o intervalo como sendo de 10^6 a 10^7 anos). Os Crons de polaridade são interrompidos, em intervalos irregulares, por subcrons de polaridade (originalmente chamados de eventos) com durações de 20 a 50 ka (alguns autores colocam o intervalo como sendo de 10^5 a 10^6 anos). A **Tabela 1** apresenta a hierarquia nas unidades magnetoestratigráficas e unidades de crons de polaridades.

Em determinadas épocas, o registro de polaridade mostra grandes desvios do pólo magnético de normal para reverso, entretanto, a polaridade não muda completamente; o pólo deriva até latitudes equatoriais, mas retorna à sua posição inicial em relação ao eixo de rotação. A deriva é de curta duração, menor do que 10 ka. Este fenômeno é chamado de **Excursão Magnética**.

O modelo irregular de intervalos de polaridades registrado em seqüências de rochas pode ser usado, em circunstâncias favoráveis, para datar e correlacionar alguns tipos de rochas sedimentares. Este procedimento é chamado de **Estratigrafia de Polaridade Magnética** ou **Magneto-estratigrafia**.

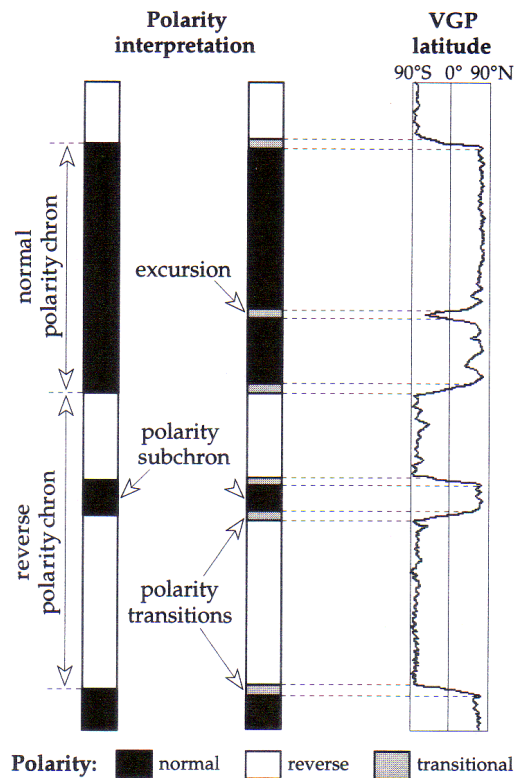


Figura 4. Definição de Crons, subcrons e transições de polaridade. Preto (branco) representa polaridade normal (reversa).

4. Magneto-estratigrafia em lavas e sedimentos

Na década de 1950, as datações em rochas tiveram um grande avanço com o desenvolvimento das técnicas de datações radiométricas. O método K-Ar foi aplicado na determinação precisa da idade de lavas do Plioceno e Pleistoceno, as quais foram também amostradas para estudos paleomagnéticos. A polaridade da magnetização termoremanente pôde ser então correlacionada com a idade da rocha. Havia intervalos distintos de tempo, para os quais a polaridade do campo era a mesma do campo atual e estes intervalos eram separados por outros em que a polaridade era exatamente de polaridade oposta. No início, os dados eram esparsos e, nas primeiras interpretações, pensou-se que o campo mudava de polaridade de forma regular, aproximadamente, a cada milhão de anos (**Figura 5**). Gradualmente, um cenário mais complicado surgiu com o avanço das pesquisas. Longas épocas de uma polaridade eram interrompidas por eventos mais curtos de polaridade oposta. Para as épocas (crons) de polaridade foram dados nomes de grandes pesquisadores de polaridades geomagnéticas (Brunhes, Matuyama) e de geomagnetistas (Gauss, Gilbert), enquanto que os eventos de polaridade recebiam os nomes dos locais geográficos, onde eles foram primeiramente descobertos (Jaramilo, no Novo México; Olduvai, na África, etc,...). Incontáveis estudos de polaridade magnética em lavas datadas são usados para definir a coluna de reversões do campo geomagnético para os últimos milhões de anos. A **Figura 6** mostra uma compilação apresentada por Lowrie (1997), para os últimos 5 Ma e a **Figura 7** mostra a escala de reversões proposta por Cande & Kent (1995), para os últimos 6 Ma. É

interessante notar que se o registro de polaridades de uma seqüência de rochas pode ser estabelecida, então sua idade pode ser determinada pela comparação com uma seqüência datada. Por esta razão, uma seqüência de polaridades datada é chamada de **Escala de Tempo de Polaridades Geomagnéticas**.

Tabela 1. Hierarquia nas unidades magnetoestratigráficas e unidades de crons de polaridade.

Unidades de polaridades magnetoestratigráficas	Equivalente geocronológico	Equivalente Cronoestratigráfico	Duração aproximada (Anos)
Megazona	Megacron	Megacronozona	$10^8 - 10^9$
Superzona	Supercran	Sepercronozona	$10^7 - 10^8$
Zona	Cron	Cronozona	$10^6 - 10^7$
Subzona	Subcron	Subcronozona	$10^5 - 10^6$
Microzona	Microcron	Microcronozona	$< 10^5$
Criptoza	Criptocron	Criptocronozona	Existência incerta

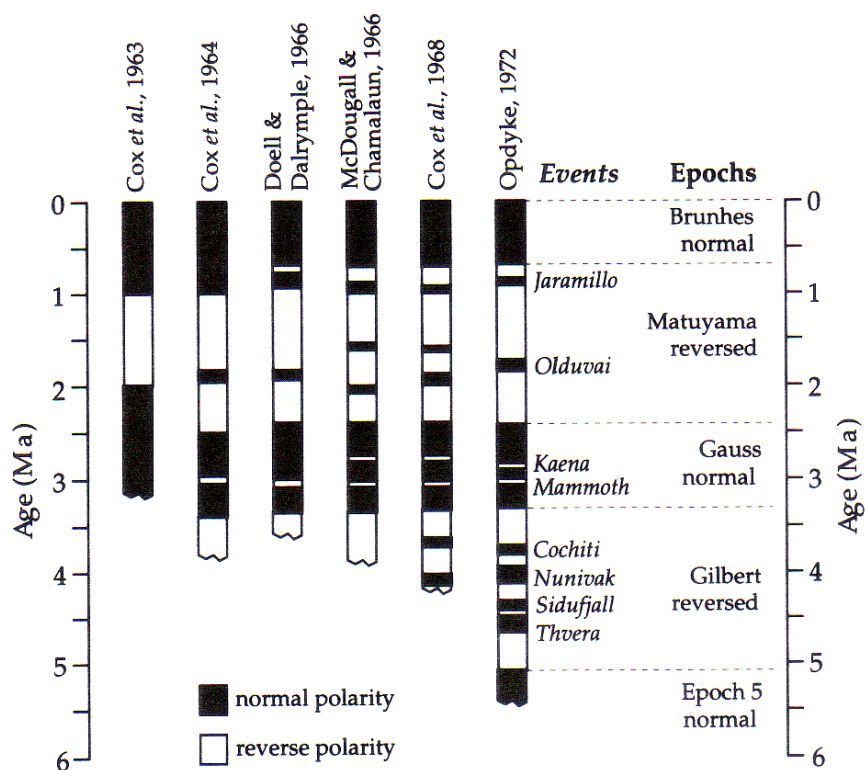


Figura 5. Evolução progressiva no refinamento da escala de tempo de polaridades geomagnéticas. Preto (branco) representa polaridade normal (reversa).

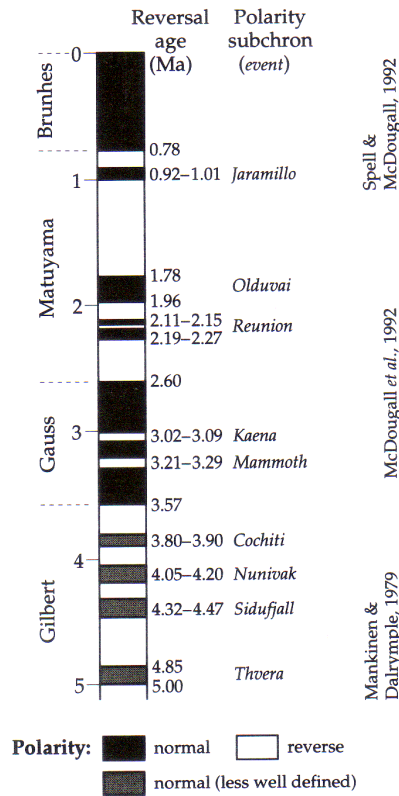


Figura 6. Escala de tempo de polaridades magnéticas para os últimos 5 Ma. Preto (branco) representa polaridade normal (reversa). Lowrie (1997).

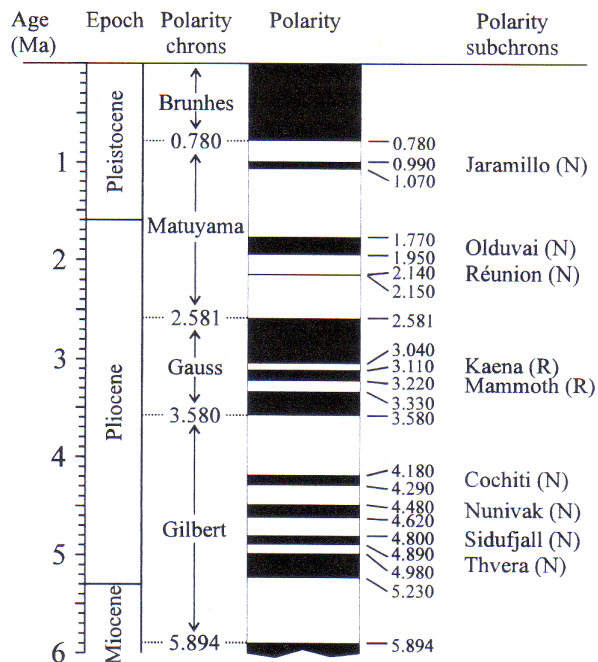


Figura 7. Escala de tempo de polaridades geomagnéticas para os últimos 6 Ma. Preto (branco) representa polaridade normal (reversa). Cande & Kent (1995).

Existe um limite prático na aplicação desta técnica. Uma rápida inspeção, mostra que alguns eventos de polaridade duram menos do que 50 ka. Se admitirmos um erro de 1 a 2% na determinação K-Ar, para uma amostra de 5 Ma, teremos um erro de 50ka a 100 ka. Este tempo é mais longo do que a duração de muitos eventos curtos. O erro na datação, muitas vezes, impossibilita associar, sem ambiguidades, uma amostra de lava com o intervalo de polaridade correto. Para definir a escala de polaridades para idades mais antigas do que 5 Ma, necessitamos recorrer a outros métodos.

Na metade da década de 1960, os registros de polaridades obtidos em lavas ganharam o reforço de uma grande quantidade de dados de alta qualidade, obtidos em sedimentos recentes de mar profundo. As bacias oceânicas profundas apresentam um ambiente de deposição tranqüilo, onde os sedimentos são depositados em razões bem uniformes. A magnetoestratigrafia de um testemunho sedimentar é efetuada medindo-se a direção da magnetização em amostras orientadas de diferentes profundidades no testemunho. Embora os testemunhos de mar profundo sejam amostrados na vertical, eles não são orientados em azimute, de modo que, a declinação só pode ser determinada em relação a uma referência arbitrária do testemunho. Assim, a determinação das polaridades tem como base, freqüentemente, os registros de inclinação. Os limites entre magnetozonas são demarcados com a inversão de sinal na inclinação (**Figura 8**). Para testemunhos coletados próximo ao equador, onde as inclinações são próximas de zero, as mudanças relativas de declinação (variação de 180°) fornecem um bom registro de inversão de polaridade.

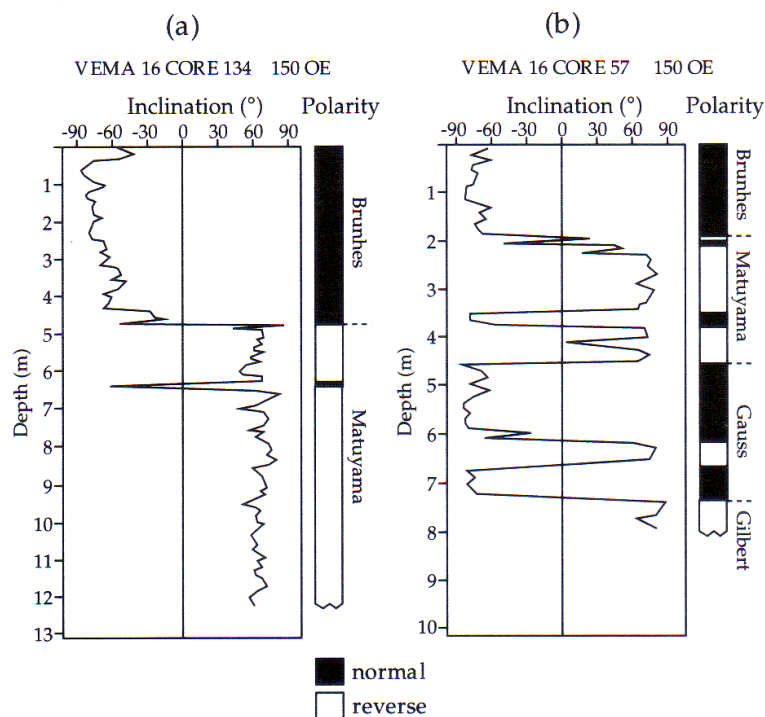


Figura 8. Variações na inclinação magnética e polaridade, inferidas com a profundidade em dois perfis sedimentares de mar profundo.

Muitos dos registros de polaridade nos sedimentos correlacionam-se bem com as seqüências mais recentes obtidas em lavas. Os registros de polaridade magnética em sedimentos são independentes da litologia; a mesma reversão ocorre em diferentes profundidades em seqüências sedimentares distintas devido a diferentes razões de deposição (**Figura 9**). Correlacionando as reversões dos diferentes perfis sedimentares com a escala de reversões obtidas para as lavas, é possível determinar as idades dos sedimentos nas profundidades em que são registradas as reversões. Através destas idades e das profundidades em que elas ocorrem, a razão de sedimentação pode ser facilmente calculada para cada perfil. Ainda, a estratigrafia de polaridades magnéticas pode fornecer as idades absolutas dos fósseis que são encontrados ao longo do perfil sedimentar. Uma inovação recente é o uso da astrocronologia, baseada na identificação dos ciclos de Milankovitch, para refinar a datação de sedimentos e seus registros de polaridade.

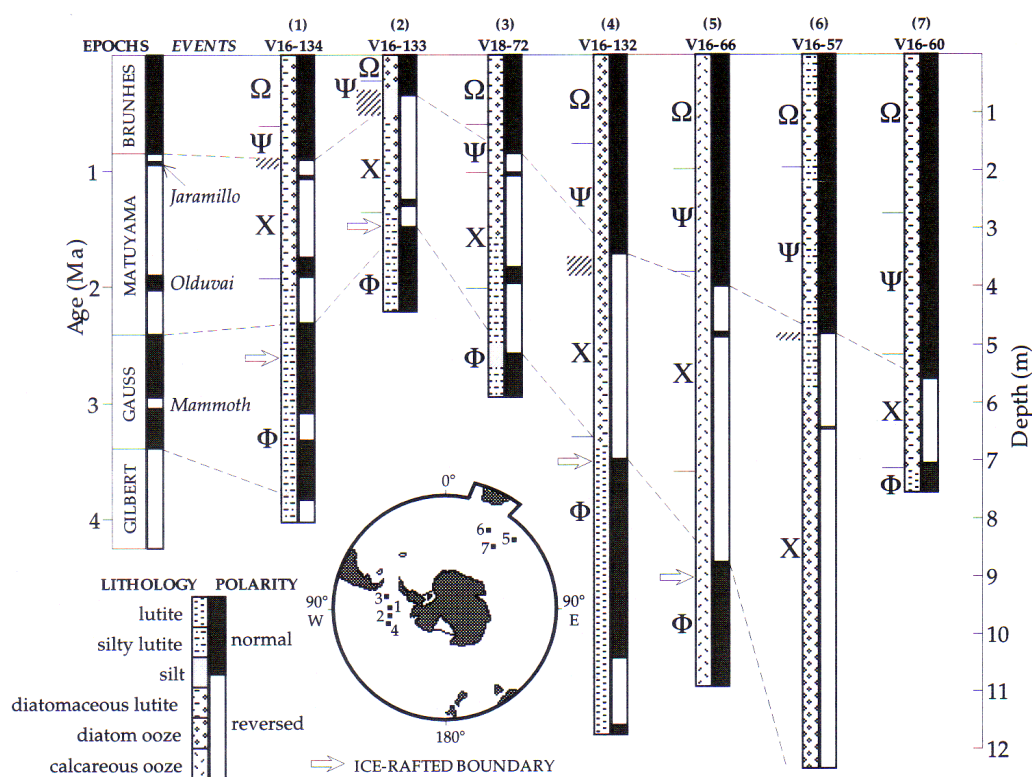


Figura 9. Reversões magnéticas em testemunhos sedimentares de mar profundo correlacionados com a escala de tempo de reversões de polaridade. Este método fornece idades absolutas dos fósseis que são encontrados ao longo do perfil sedimentar. As linhas unindo os limites entre reversões ilustram os efeitos de diferentes razões de sedimentação.

Os dados de magnetoestratigrafia obtidos em sedimentos, definitivamente, derrubaram a hipótese de que as reversões de polaridade poderiam ser atribuídas aos processos de auto-reversão, já que lavas e sedimentos adquirem suas magnetizações através de mecanismos bem diferentes; a magnetização termoremanente da lava é adquirida rapidamente, durante o resfriamento da rocha desde altas temperaturas, enquanto que a magnetização remanente deposicional ou pós-deposicional no sedimento é adquirida

lentamente em temperatura ambiente constante. As sequências de polaridades similares encontradas em lavas e sedimentos só podem ser explicadas como sendo o registro de uma alternância de polaridades do campo geomagnético. Ainda, o mesmo modelo de reversões é encontrado, independentemente da localização geográfica, enfatizando que as reversões representam um fenômeno global.

5. Anomalias magnéticas marinhas e a história das polaridades geomagnéticas

Os modelos de anomalias magnéticas decorrentes da formação da crosta do fundo oceânico representam uma evidência forte em favor da teoria de **tectônica de placas**. Pesquisas magnéticas marinhas e investigações das propriedades magnéticas das rochas marinhas e sedimentos identificaram a camada de basaltos 2A da crosta oceânica, como sendo a fonte das anomalias magnéticas observadas.

Evidências sísmicas indicam que a crosta oceânica apresenta uma estrutura estratificada. A parte superior, camada sísmica 1, consiste de uma camada de sedimentos marinhos acumulados lentamente; a espessura dos sedimentos aumenta progressivamente, quando nos afastamos da crista da cadeia. Os sedimentos apresentam magnetização tão fraca que eles são essencialmente transparentes ao campo geomagnético. A camada 2A consiste de 500 m de basaltos oceânicos que são expelidos como fluxos de lavas submarinos ou como corpos intrusivos na forma de diques. Estes basaltos apresentam uma magnetização muito forte e são os responsáveis principais pelas anomalias magnéticas observadas na superfície dos oceanos. Os basaltos metamorfizados da camada inferior, 2B, apresentam uma magnetização muito fraca. As rochas de composição gabrótica da camada mais profunda (camada 3) podem ser suficientemente magnéticas para contribuir para as anomalias magnéticas.

5.1. Anomalias Magnéticas Marinhas

A origem das anomalias magnéticas marinhas foi explicada pela hipótese de Vine-Matthews-Morley em 1963. Os basaltos oceânicos apresentam magnetizações remanentes estáveis e razões de Königsberger ($Q = M_r / M_i$) muito maiores do que a unidade, de modo que sua magnetização remanente (M_r) é muito mais importante do que a magnetização induzida (M_i) pelo campo magnético atual. O método convencional de interpretação das anomalias magnéticas assume que a anomalia é devida ao contraste de suscetibilidade entre blocos crustais adjacentes. De acordo com a hipótese de Vine-Matthews-Morley as anomalias magnéticas oceânicas provêm do contraste nas magnetizações remanentes entre blocos crustais magnetizados opostamente. A magnetização é adquirida termicamente pelos basaltos da camada crustal 2A.

O principal mineral magnético presente nos basaltos oceânicos é a titanomagnetita. A lava basáltica está inicialmente a uma temperatura acima de 1000°C. Seus grãos magnéticos apresentam estrutura de esqueleto, indicando que eles se resfriam tão rapidamente que não há tempo suficiente para a formação de cristais normais. Quando a temperatura da lava passa pela temperatura de Curie dos minerais magnéticos (~200-300°C), a lava adquire uma magnetização termo-remanente na direção do campo magnético da Terra atuante. Os basaltos que se formam contemporaneamente ao longo de um centro

de espalhamento ativo vão adquirir magnetização de mesma polaridade. Faixas longas de crosta com a mesma polaridade vão se formar em ambos os lados do centro de espalhamento. Estes blocos crustais alongados podem ter centenas de quilômetros de comprimento paralelos ao eixo da cadeia e várias dezenas de quilômetros de largura, perpendicular ao eixo da cadeia. Por outro lado, a camada 2A, maior responsável pela anomalia magnética, apresenta espessura de 0,5 km.

O espalhamento do assoalho oceânico persiste por milhões de anos em uma cadeia meso-oceânica. Durante este tempo, o campo magnético muda de polaridades muitas vezes. A alternância de polaridade do campo deixa alguns blocos da crosta oceânica magnetizados no campo atual enquanto seus vizinhos são magnetizados no campo reverso. Quando a intensidade total do campo é medida, através de um navio ou por uma aeronave, uma seqüência alternada de anomalias positivas e negativas é observada (**Figura 10**), a qual pode ser interpretada em termos de magnetização crustal. As anomalias podem ser correlacionadas quase linearmente entre perfis paralelos cruzando perpendicularmente o sistema de cadeias; conseqüentemente, as anomalias em forma de faixas são freqüentemente referidas como lineamentos magnéticos.

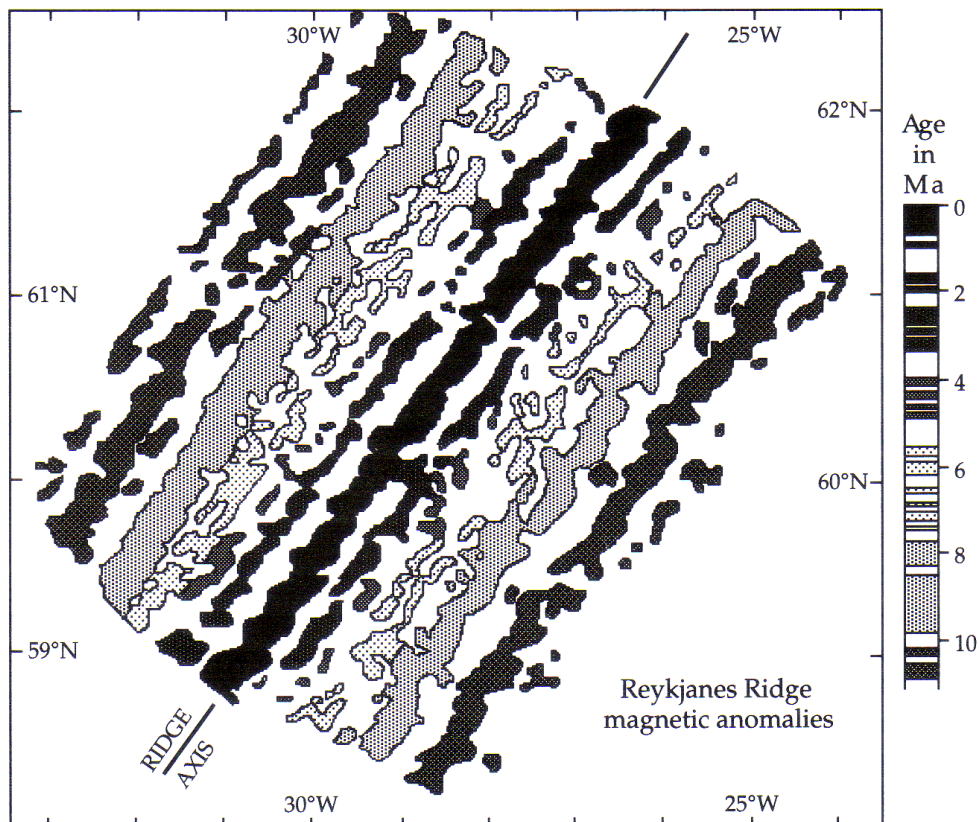


Figura 10. Modelo simétrico em faixas das anomalias magnéticas no assoalho do fundo oceânico. As anomalias positivas apresentam tons de cinza diferentes de acordo com a sua idade na coluna vertical ao lado.

5.2. Uniformidade do Espalhamento do Assoalho Oceânico

Cada anomalia no conjunto de lineamentos magnéticos origina-se de um bloco crustal que se formou na cadeia meso-oceânica e foi subsequente transportado para longe do centro de espalhamento. Um bloco crustal magnetizado se forma durante o espalhamento do assoalho oceânico quando a polaridade geomagnética estava normal ou reversa e, portanto, representa um cron ou subcron de polaridade. A largura de um bloco particular depende da duração do cron e da razão de espalhamento da cadeia oceânica.

A razão de espalhamento pode ser determinada, facilmente, nas regiões próximas à cadeia. As bordas das faixas crustais magnetizadas correspondem às ocorrências de reversões de polaridade, as quais podem ser correlacionadas diretamente com a seqüência de reversões datadas para os últimos 5 Ma, obtidas para as lavas dos continentes ou ilhas. Próximo à cadeia meso-oceânica, as distâncias em relação ao eixo de espalhamento em que ocorrem as reversões de polaridade variam de forma aproximadamente linear com as idades das respectivas reversões; a inclinação da reta que melhor se ajusta aos pontos define a (meia) razão média de espalhamento da cadeia (vide **Figura 11**). Esta razão representa a metade da razão total de separação das placas, assumindo que o espalhamento do assoalho oceânico foi simétrico em cada lado da cadeia, fato que frequentemente ocorre.

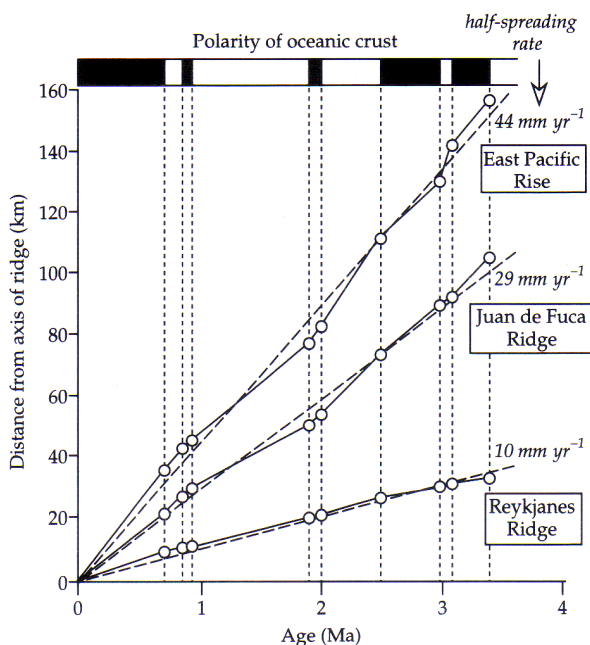


Figura 11. Determinação da meia razão do espalhamento do assoalho oceânico em diferentes centros de espalhamento.

As evidências acumuladas dos perfis magnéticos marinhos nos permitem conferir a constância do espalhamento oceânico em diferentes cadeias oceânicas. O espalhamento parece ter sido uniforme por um tempo mais longo, no Atlântico Sul. Um gráfico mostrando a distância a uma dada anomalia no Atlântico Sul em função da distância em relação à mesma anomalia nos Oceanos Índico, Pacífico Norte e Pacífico Sul formam

vários segmentos lineares, cada um representando razões constantes de espalhamento do assoalho oceânico em ambos os oceanos que definem a reta (**Figura 12**). Uma mudança na inclinação da reta indica uma mudança na razão de espalhamento de um oceano em relação ao outro. Claramente, as razões de espalhamento mudam de tempos em tempos, mas os resultados indicam que o processo é constante para longos intervalos e tempo.

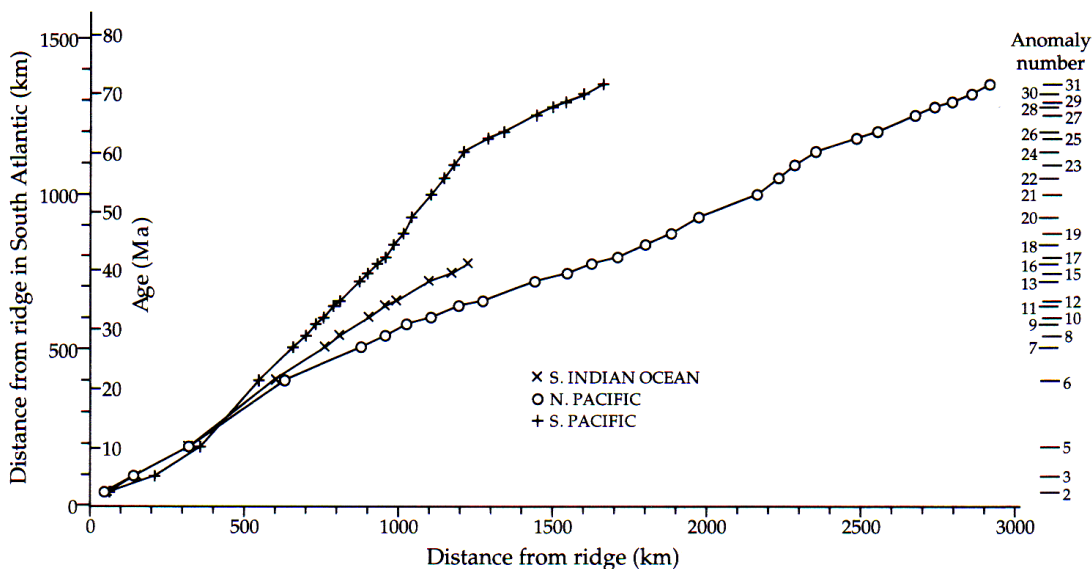


Figura 12. Distância a uma dada anomalia no Atlântico Sul em função da distância em relação à mesma anomalia nos Oceanos Índico, Pacífico Norte e Pacífico Sul.

5.3. Anomalias magnéticas marinhas e a história da polaridade geomagnética

Investigações das anomalias magnéticas em todas as áreas oceânicas maiores apresentaram um registro consistente e claro da história de polaridades magnéticas, para os últimos 155-160 Ma. Este registro consiste de duas seqüências de reversões de polaridades, representadas por lineamentos magnéticos, e um longo intervalo de polaridade normal (**Figura 13**). As seqüências de crons obtidas dos lineamentos magnéticos foram confirmadas pelas pesquisas de magnetoestratigrafia.

As anomalias magnéticas positivas mais proeminentes foram numeradas desde a mais jovem (a anomalia 1 representa o eixo da cadeia ativa) até a mais antiga (anomalias 33 e 34 do Cretáceo Superior); C1N, C2N, A letra N indica a polaridade normal. Os crons de polaridade da seqüência mais jovem caem, na maior parte, no Cenozóico e são deste modo, identificados por uma letra inicial C, a qual pode denotar Cron ou Cenozóico. O intervalo de polaridade atual (Brunhes) corresponde ao Cron C1N; o primeiro intervalo de polaridade reversa, o qual precedeu o campo atual, recebe o nome de C1R. A anomalia 2 corresponde ao evento normal Olduvai, o qual interrompe o intervalo reverso Matuyama e é identificado como cron de polaridade C2N; o intervalo reverso que precedeu o intervalo C2N é chamado de cron C2R, etc... O Cron de polaridade normal mais antigo desta seqüência é o C33N; ele precede o cron de polaridade reversa C33R, antes do qual, ocorreu um longo intervalo de polaridade normal, com duração de aproximadamente 35 Ma. Este

intervalo de tempo em que não houve reversões é chamado de **Intervalo Calmo do Cretáceo**, **Supercron de Plaridade Normal do Cretáceo** ou **Cron C34N**.

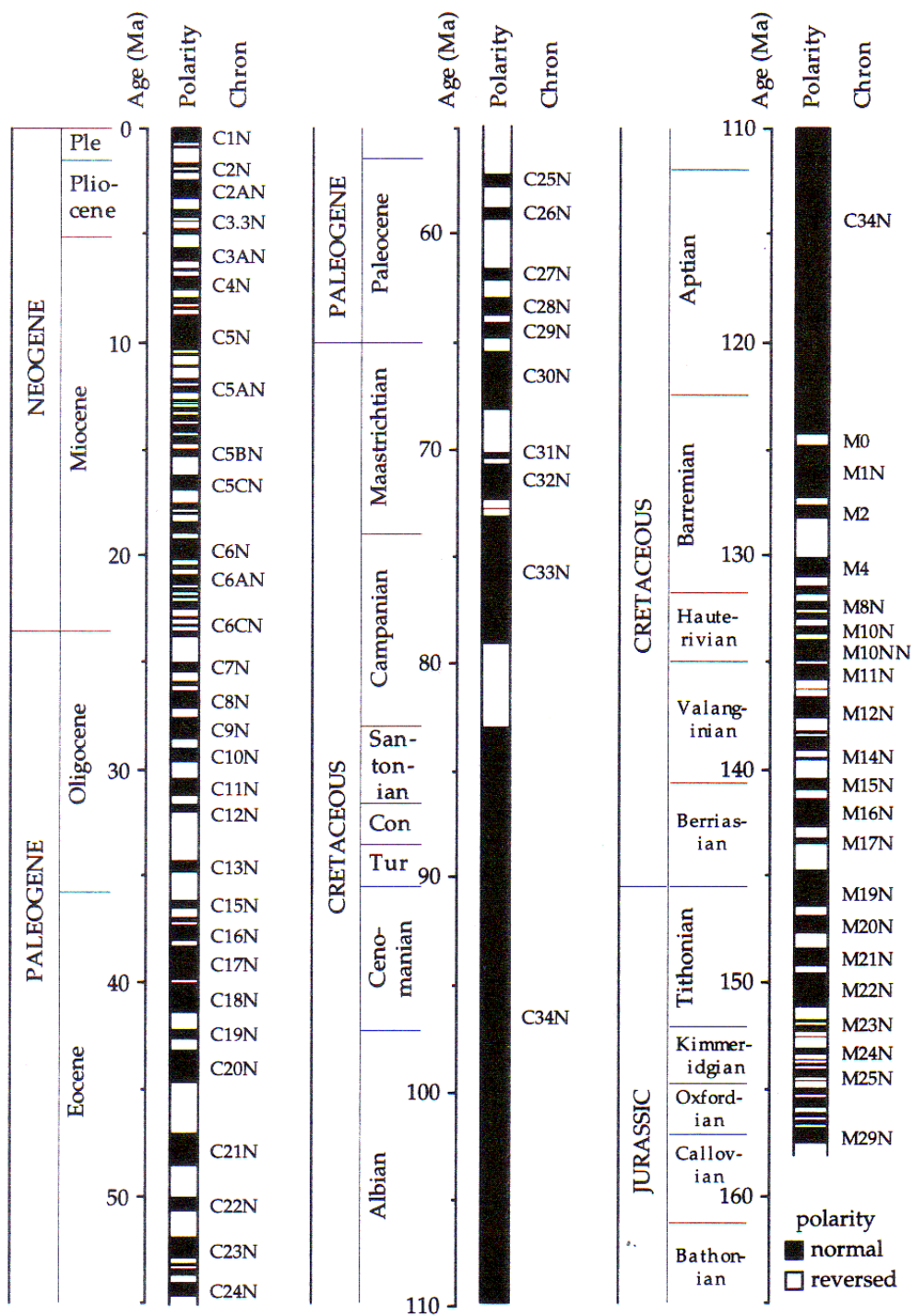


Figura 13. A escala de tempo de polaridades geomagnéticas desde o Jurássico Superior.

Uma fase de reversões de polaridade, representadas por lineamentos magnéticos, precede o **Intervalo Calmo do Cretáceo**. Esta seqüência começou no final do Jurássico Médio e continuou até a metade de Cretáceo Inferior. Estas anomalias oceânicas do mesozóico Superior são referidas como **Seqüência M**. Para distingui-las da seqüência mais recente, os seus crons são identificados com a letra M no início. As anomalias mais jovens M0-M5 são numeradas independentemente se sua polaridade; após o Cron M6, somente os crons de polaridade reversa foram numerados originalmente. O Cron mais antigo, seguramente identificado na seqüência, é o M29. Algumas anomalias mais antigas com baixas amplitudes têm sido interpretadas como sendo Crons, entretanto, ainda não foi estabelecido se eles representam reversões de polaridade ou se são flutuações de intensidade do campo geomagnético.

As regiões mais antigas dos oceanos modernos correspondem à crosta oceânica formada a aproximadamente 180 Ma atrás, quando o Pangea se rompeu e iniciou-se o episódio atual de espalhamento oceânico. As anomalias magnéticas marinhas nestas áreas apresentam amplitudes reduzidas e não formam lineamentos. Duas alternativas são possíveis: nenhuma reversão ocorreu durante este período inicial de espalhamento ou a crosta oceânica não era capaz de reter o registro. O caráter do campo geomagnético durante esta parte do Jurássico Inferior não é ainda bem estabelecido.

6. A Escala de Tempo de Polaridades geomagnéticas

As anomalias magnéticas marinhas fornecem o registro mais contínuo e confiável das polaridades geomagnéticas desde o Jurássico Médio. O intervalo de tempo deste registro excede em muito o representado pela escala de tempo de polaridades geomagnéticas, obtida através de rochas datadas e que cobre os últimos 5 Ma. Assim, não é possível datar muitas destas anomalias pela comparação direta com seqüências de polaridades datadas pelos métodos radiométricos. O conhecimento das razões de espalhamento oceânico representa um modo alternativo de determinar a idade da crosta oceânica. Assumindo que a razão de espalhamento do assoalho oceânico é constante, a idade de uma determinada anomalia pode ser calculada, dividindo-se a sua distância em relação ao centro de espalhamento pela razão de espalhamento. Outro método de datação do registro de polaridades consiste em estabelecer a mesma seqüência de polaridades em rochas sedimentares que são datadas pela paleontologia. Este procedimento vem sendo adotado em várias investigações da estratigrafia de polaridades magnéticas em rochas carbonáticas pelágicas. Através da determinação de idades absolutas de certos limites, pode-se determinar, por interpolação, as idades de crons de polaridade intermediários.

6.1. Calibração Magnetoestratigráfica de Seqüências de Polaridades.

A datação independente das anomalias magnéticas marinhas 29 a 34, as mais antigas encontradas na seqüência do Cenozóico ao Cretáceo Superior, ilustra o poder da combinação de estudos magnetoestratigráficos e paleontológicos em formações de rochas favoráveis. As formas das anomalias 29 a 34, encontradas ao longo de perfis magnéticos obtidos para o Oceano Índico, o Pacífico Norte e Atlântico Sul, são muito diferentes por causa das diferentes direções dos perfis de pesquisa e das orientações dos eixos de

espalhamento. Entretanto, as interpretações das anomalias forneceram modelos de magnetização crustal idênticos (**Figura 14**).

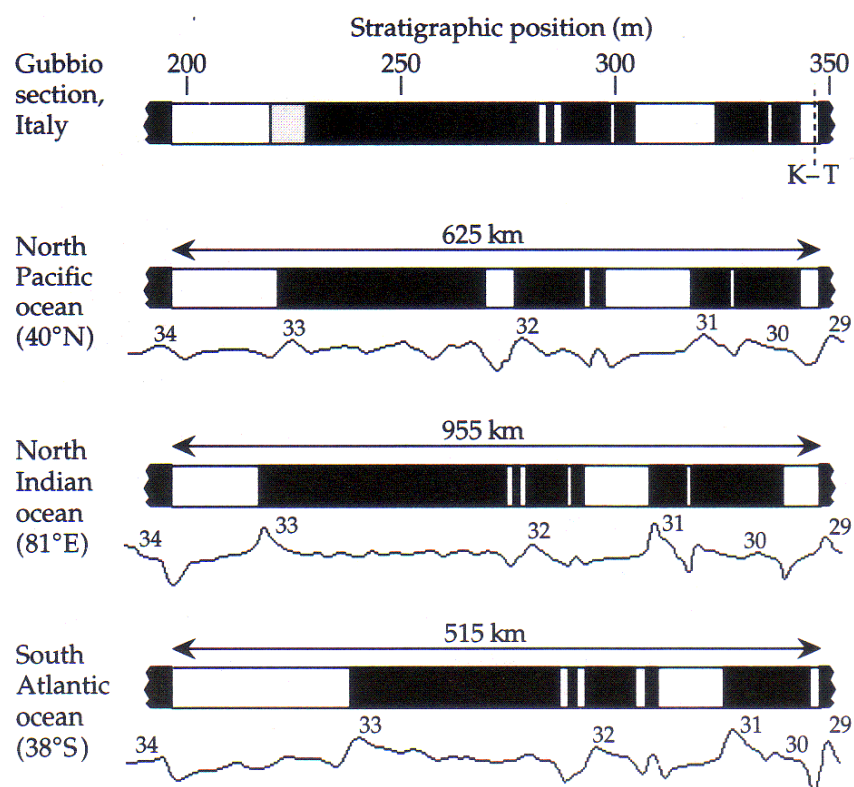


Figura 14. Modelos de magnetização crustal para as anomalias 29-34, interpretadas através de perfis magnéticos nos Oceanos Índico, Pacífico Norte e Atlântico Sul, comparados com a estratigrafia de polaridade magnética na seção Gubbio Bottaccione. K-T indica a posição do limite Cretáceo-Terciário, o qual representa o cron de polaridade reversa C29R.

Os carbonatos pelágicos Scaglia Rossa do Centro da Itália foram depositados quase que continuamente, do Cretáceo Superior até o Eoceno. Análises de magnetismo de rocha mostraram que o carbonato continha uma magnetização característica estável. As amostras foram retiradas em níveis estratigráficos a cada 0,5-1 m ao longo de uma seção próxima à localidade de Gubbio. As declinações e inclinações da magnetização estável, depois da correção tectônica, foram usadas para determinar a latitude do pólo geomagnético virtual (PGV) durante a deposição do carbonato. Em épocas de polaridade normal, a latitude do PGV está próxima de 90°N e em épocas de polaridade reversa, ela está próxima de 90°S. As flutuações nas latitudes dos PGVs claramente definem magnetozonas de polaridades normais e reversas (**Figura 15**). O registro de polaridade em 200 m de seção de carbonatos pelágicos de Gubbio correlaciona-se quase que perfeitamente com a seqüência de polaridades derivada das anomalias 29 a 34, medidas em diferentes oceanos em perfis de centenas de quilômetros. A magnetoestratigrafia dos carbonatos confirma, de forma independente, esta parte do registro de polaridades magnéticas oceânicas.

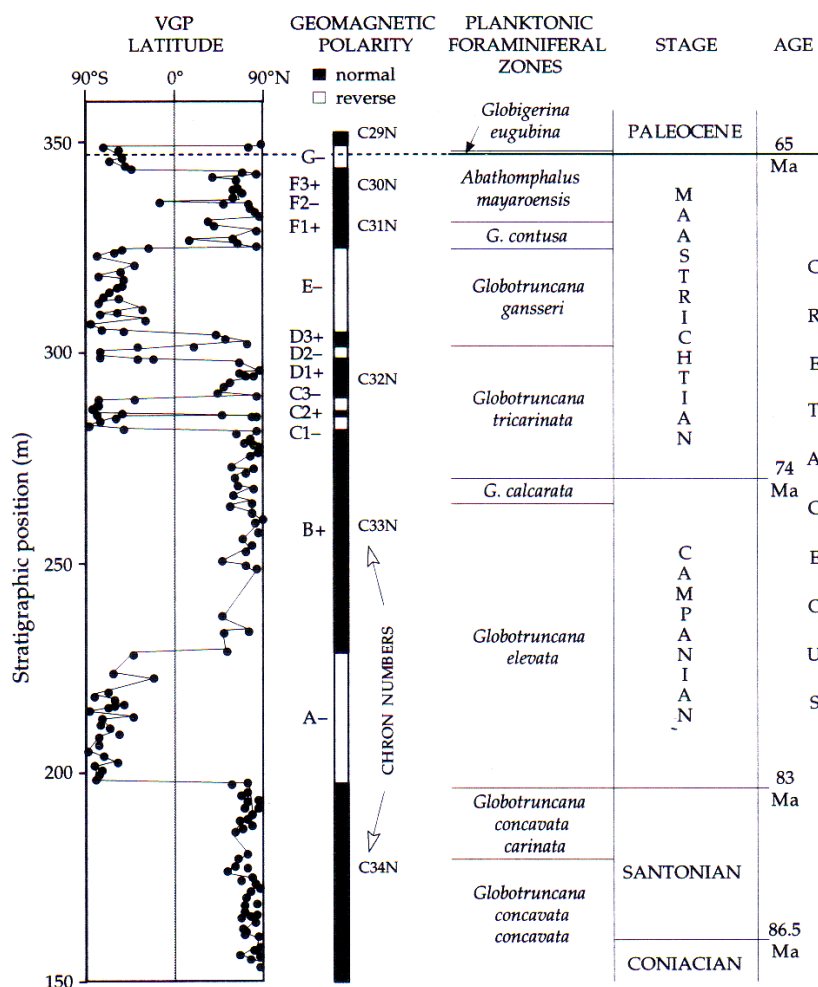


Figura 15. Magnetoestratigrafia e bioestratigrafia da seção Bottaccione em Gubbio, Itália.

Estudos paleontológicos na seção de Gubbio fornecem os locais de importantes zonas fossilíferas, os quais podem ser correlacionados com a seqüência de polaridades. Algumas idades absolutas de alguns destes limites são conhecidas de trabalhos radiométricos e estratigráficos independentes. Isto possibilitou determinar as idades absolutas das reversões de polaridade na seção de Gubbio e, por correlação, as idades das correspondentes partes do assoalho oceano. Por exemplo, o limite Santoniano-Campaniano (com idade de aproximadamente 83 Ma) cai próximo do limite mais antigo do cron de polaridade reverso C33R; o limite geológico importante do Cretáceo-Terciário (idade de 65 Ma) cai dentro do cron de polaridade reverso C29R.

Desta maneira, a seqüência de polaridades geomagnéticas do Cretáceo Superior e do Paleogêneo tem sido confirmada através de seções magnetoestratigráficas. As localizações de muitos limites têm sido correlacionadas com a seqüência de polaridades através da paleontologia (**Figura 16**). Idades absolutas confiáveis estão disponíveis para alguns dos

limites, os quais podem ser usados como níveis de calibração. Do mesmo modo, outros intervalos de polaridade do Cretáceo Inferior e do Jurássico Superior foram datados.

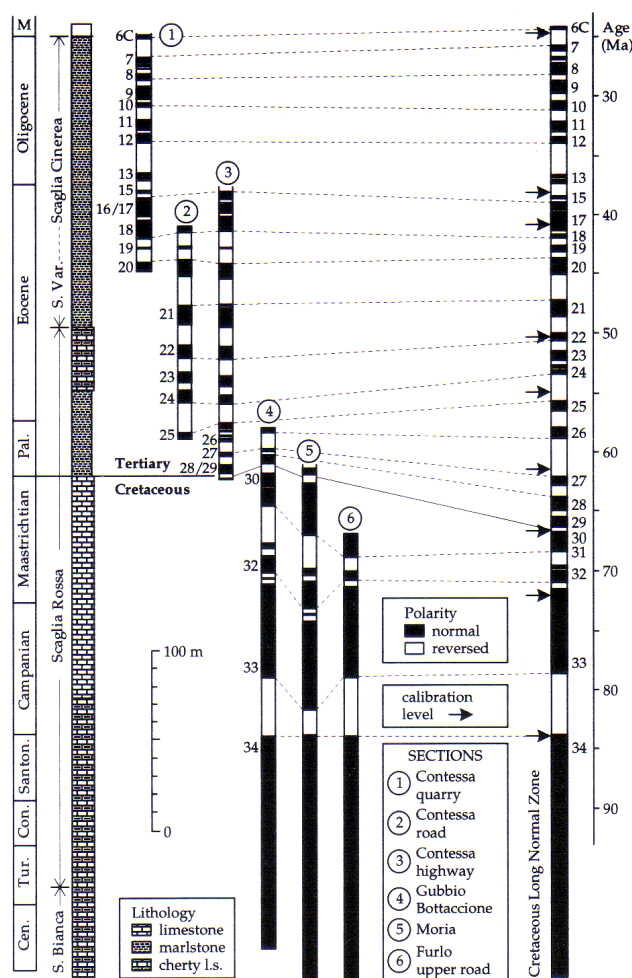


Figura 16. Confirmação e calibração das reversões magnéticas oceânicas registradas em seções magnetoestratigráficas do Paleogene e Cretáceo na Umbria, Itália.

6.2. Reconstruções dos movimentos de tectônica de placas.

Uma vez que as anomalias magnéticas são conhecidas, um mapa mostrando as posições das anomalias datadas é equivalente a um mapa cronológico das bacias oceânicas (**Figura 17**). As diferentes razões de espalhamento do assoalho oceânico são evidentes nas separações das isócronas. Os domínios mais antigos dos oceanos (cerca de 180 Ma) são encontrados no Oceano Atlântico adjacente às costas da América do Norte e da África e no Pacífico Norte. Eles são muito mais novos do que as rochas mais antigas dos continentes, que são da ordem de 3,6 Ga. A crosta oceânica tem sido produzida desde o início do espalhamento oceânico e os modelos de anomalias refletem os movimentos das placas.

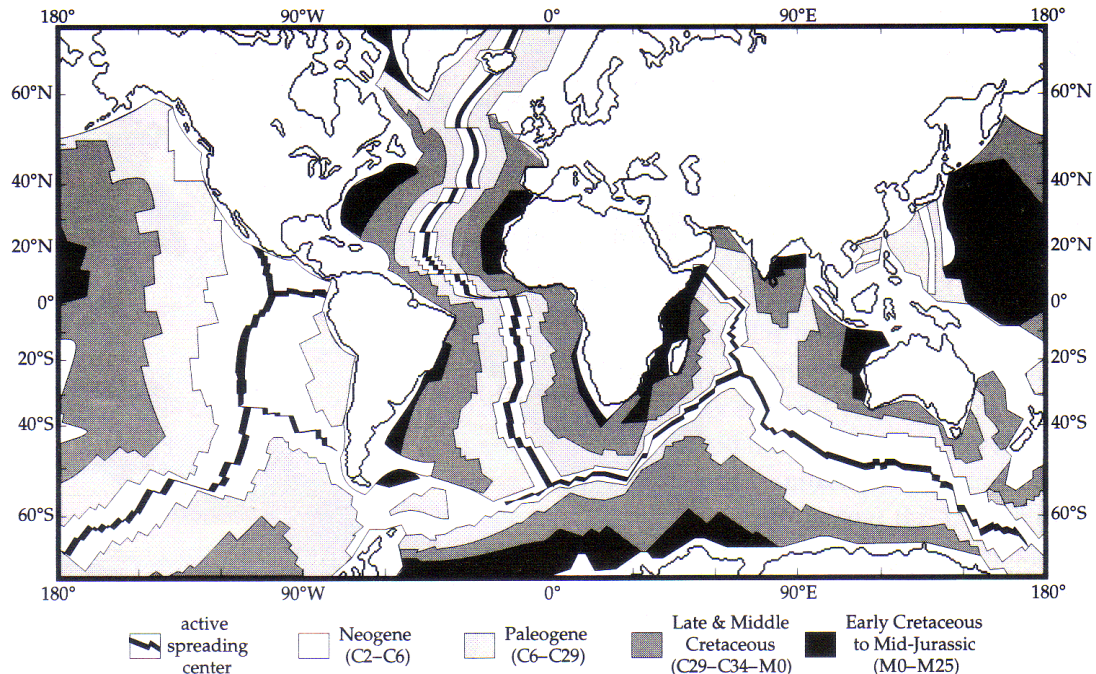


Figura 17. Mapa de idades da crosta oceânica decorrente da interpretação de anomalias magnéticas marinhas.

Os movimentos das placas no passado podem ser obtidos em detalhe, através das idades das anomalias fornecidas pela escala de tempo de polaridades geomagnéticas. As posições relativas dos continentes em qualquer tempo, desde o final do Jurássico Médio, podem ser reconstruídas pelo ajuste das anomalias magnéticas marinhas de mesma idade, formadas pelo mesmo centro de espalhamento. O procedimento é similar à reconstrução de supercontinentes pelo ajuste das linhas de costa ou através das curvas de deriva polar aparente.

O método é ilustrado pelo espalhamento do assoalho oceânico entre a América do Norte no Atlântico Central (**Figura 18**). A anomalia 33 forma uma longa faixa em cada lado da cadeia do atlântico Médio e subparalela a ela. A anomalia é devida ao contraste na magnetização entre o cron C33N e o cron de polaridade reverso C33R, o qual marca o fim do **Intervalo Calmo do cretáceo**. Sua idade é de aproximadamente 81 Ma. A anomalia do lado oeste da cadeia foi formada ao mesmo tempo da anomalia do lado leste. Se as placas da América do Norte e da África são aproximadas até que as anomalias leste e oeste se sobrepõem, com o mínimo de desajuste, então os continentes serão trazidos para a posição que eles ocupavam a 81 Ma atrás. Repetindo este procedimento de ajuste de anomalias é possível reconstruir as posições sucessivas das placas da América do Norte e da África/Europa enquanto elas se separavam. O mesmo procedimento pode ser utilizado para quaisquer conjuntos de placas.

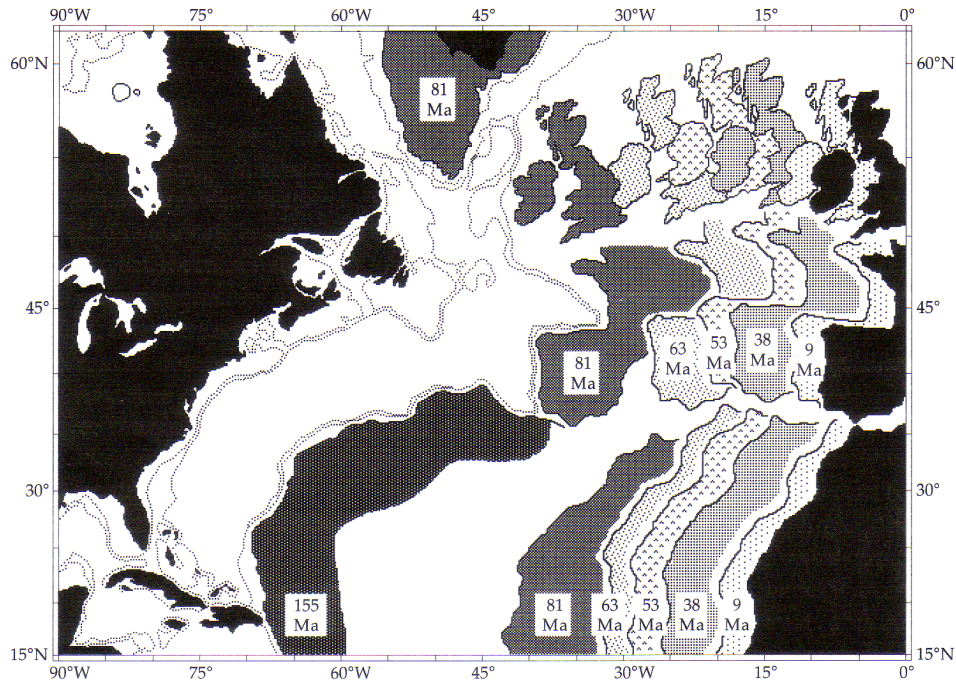


Figura 18. Reconstrução da História de abertura dos oceanos Atlântico Norte e Central. A figura mostra as posições relativas da Europa e África com respeito a América do Norte em tempos específicos.

9.7. Frequência das reversões de polaridades

A disponibilidade de uma escala de tempo de polaridades, bem datada, torna possível uma análise estatística da razão na qual as reversões acontecem. Com isto, poderíamos inferir sobre os processos que governam suas ocorrências. A análise mais extensiva trata da seqüência de reversões do Cenozóico-Cretáceo Superior, a qual é datada melhor, quando comparada à seqüência M, mais antiga. O exame visual do número de reversões durante o tempo (**Figura 19**) mostra que os intervalos de polaridades no final do Cretáceo eram mais longos do que no Terciário Superior. Em outras palavras, a razão de reversões aumentou desde o Cretáceo Superior. Este aumento chegou a aproximadamente 5 reversões por Ma (**Figura 19**), por volta de 10-12 Ma atrás, e tem diminuído desde então.

Em 1968, A. Cox teorizou que as reversões eram eventos ao acaso, disparadas por mecanismos desconhecidos que afetam o movimento dos fluidos no núcleo externo líquido da Terra. Com um processo de reversões ao acaso, não haveria continuidade entre reversões sucessivas; neste raciocínio, tão logo uma reversão termine, a próxima pode ocorrer imediatamente após ou em qualquer tempo depois. O fato de não haver um tempo de espera, este tipo de mecanismo geraria um grande número de crons de polaridade muito curtos e um pequeno número de crons longos. A distribuição de freqüências das durações dos crons de polaridades deveria decrescer exponencialmente com o aumento na duração do cron. De fato, este modelo não se ajusta muito bem aos tamanhos dos intervalos de polaridade. A seqüência de polaridades contém, comparativamente, poucos crons de curta

duração, muitos crons de duração média e poucos crons de longa duração. Parece mais plausível que o processo que causa as reversões não seja completamente ao acaso. Um intervalo de tempo distinto deve decorrer depois de uma reversão, para que os movimentos do fluido se recuperem e, assim, permitir que a próxima reversão aconteça. Entretanto, o mecanismo que causa uma reversão não é ainda adequadamente entendido.

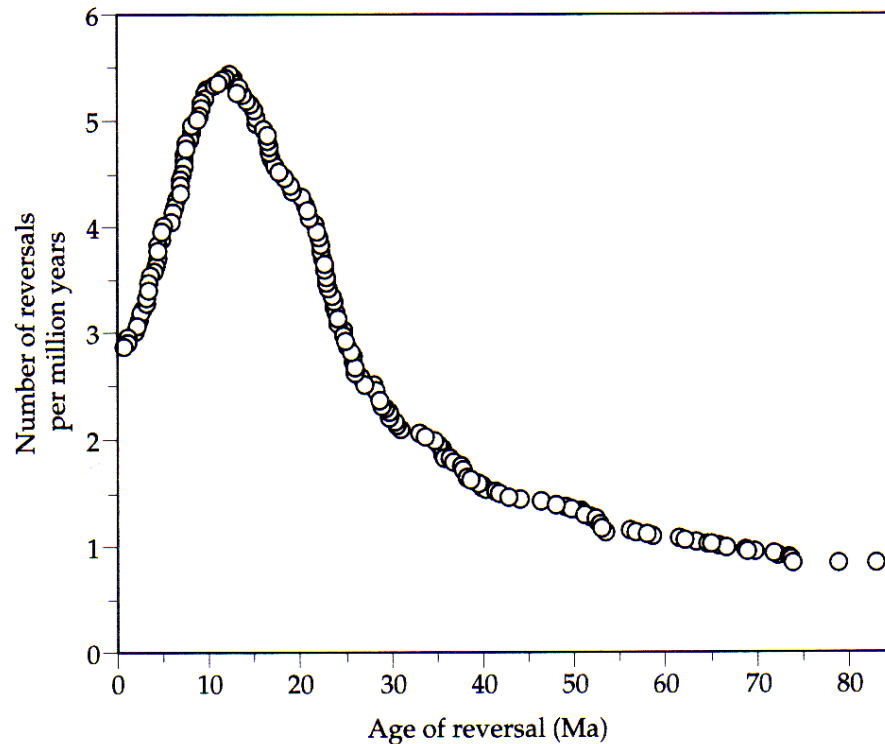


Figura 19. A razão de reversões de polaridade durante o Cenozóico e Cretáceo Superior, com base na escala de reversões de Cande e Kent (1992).

9.8. A História das Reversões durante o Mesozóico Inferior e o Paleozóico

Por causa da disponibilidade do excelente registro de anomalias magnéticas marinhas, tem sido possível construir a história das polaridades geomagnéticas para os últimos 160 Ma. A determinação da escala de tempo de polaridades geomagnéticas para eras mais antigas do que o Jurássico Médio é mais complicada, porque não existe um registro oceânico para comparações. Os resultados paleomagnéticos mostram numerosas reversões durante o Triássico, mas o Permiano e o Carbonífero Superior foram dominados por polaridade reversa. Um longo intervalo de polaridade reversa – o intervalo **Kiaman** – é uma feição distintiva do registro de polaridades do paleozóico. No início do paleozóico, as reversões eram comuns. Embora, investigações magnetoestratigráficas de muitas formações estejam em progresso, nenhum registro único de sucessão de polaridades está disponível para o Mesozóico Inferior ou Paleozóico.

Atualmente, somente é possível analisar a história de polaridades do Paleozóico em termos de predomínio de polaridade normal ou reverso, definindo supercrons de polaridade (**Figura 20**). Quando, tanto polaridade normal quanto polaridade reversa são encontradas, o intervalo é chamado de Supercron de Polaridade Mista. O Cretáceo Superior, o Cenozóico e o Triássico ilustram Supercrons de polaridades mistas. Algumas vezes, por razões desconhecidas, a polaridade foi constante por longos intervalos. Este foi o caso do Intervalo Calmo do Cretáceo, chamado também de Supercron de Polaridade Normal do Cretáceo. O mesmo ocorreu para o intervalo de polaridade reversa Kiaman, chamado de **Supercron de Polaridade Reversa Permo-Carbonífero**.

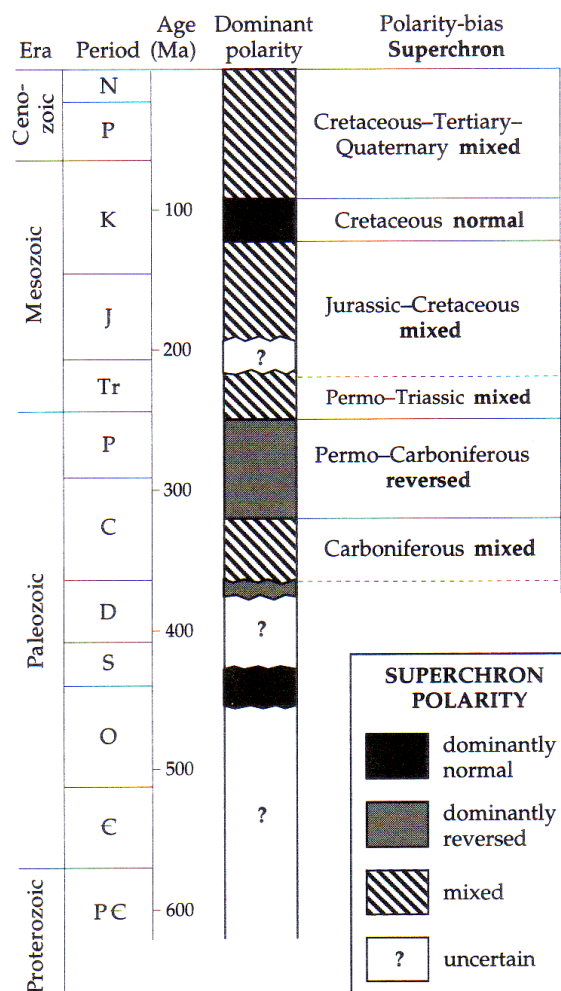


Figura 9.20. Supercrons de polaridade geomagnética no Paleozóico, Mesozóico e Cenozóico.

Bibliografia:

William Lowrie, *Fundamentals of Geophysics*, Cambridge University Press, 1997.
 Tradução do tópico 5.7-Geomagnética polaridade.