

# MAGNETOESTRATIGRAFIA DA CROSTA OCEÂNICA ENTRE AS ZONAS DE FRATURA DE ASCENSÃO E BODE VERDE

S. L. M. Mello<sup>1</sup> & M. S. Dias<sup>2</sup>

Foi desenvolvida uma análise sistemática das anomalias magnéticas marinhas, ao longo das Zonas de Fratura de Ascensão e Bode Verde, a fim de se estabelecer a magnetoestratigrafia detalhada da Placa Sul-Americana entre a Cordilheira Mesoatlântica e os estados da Bahia e Pernambuco. Este estudo possibilitou o mapeamento das anomalias magnéticas de expansão oceânica e a obtenção de uma taxa de expansão oceânica média de 2,3 cm/ano, para o período de 0 a 80 m.a.. Reconheceu-se também períodos de expansão oceânica com taxas relativamente elevadas (3,3 cm/ano), que foram correlacionados a mudanças na direção das zonas de fraturas e à ocorrência de magmatismo na bacia oceânica e no bordo continental emerso. Evidenciou-se ainda uma notável correlação entre o aumento dos deslocamentos da porção transformante das zonas de fraturas e as variações nas taxas de expansão oceânica da região. De maneira geral um aumento no deslocamento corresponde a uma aceleração na taxa de expansão. Por fim, pôde-se verificar que o vulcanismo existente sob a forma de montes submarinos e lineamentos oceânicos, ao longo das Zonas de Fratura de Ascensão e Bode Verde, tem marcante relação cronológica com eventos magmáticos observados na bacia oceânica e na borda continental nos últimos 80 m.a.. Esta relação se faz presente sob forma de reativações magmáticas, provavelmente devido à existência de zonas de fraquezas ligadas as zonas de fraturas oceânicas e/ou aos *estresses* causados pela mudança na direção da expansão oceânica.

**Palavras-chave:** Magnetoestratigrafia; Crosta oceânica; Zonas de fratura; Expansão oceânica; Magmatismo.

**MAGNETOSTRATIGRAPHY OF THE OCEANIC CRUST BETWEEN THE ASCENSION AND BODE VERDE FRACTURE ZONES** - *A systematic analysis of the marine magnetic anomalies along the Ascension Fracture Zone (AFZ) and Bode Verde Fracture Zone (BVFZ), aiming to establish the magnetostratigraphy of this portion of the South American Plate and to understand the major tectonic events that occurred in the oceanic basin and continental margin. The magnetostratigraphy allowed to recognize an average spreading rate of 2.3 cm/yr for the South American Plate during the last 80 m.y., and also some periods of high spreading rate (3.3 cm/yr) mainly in the early Cretaceous and Eocene. Particularly, such periods of high oceanic spreading rates are correlatable with changes in the strike of that fracture zones and with an increase of magmatism in the oceanic basin and continental margin. It is also noted that an increase in the offset of the fracture zones is correlated with periods of high spreading rates. It is concluded that most of the volcanism that built the seamounts and oceanic lineaments along the AFZ and BVFZ are chronologically related to the northeastern continental margin magmatic events in the late 80 my. The majority of the volcanic reactivations related to increases in the oceanic spreading rates and to changes in the strike of the fracture zones.*

**Key words:** *Magnetostratigraphy; Oceanic crust; Fracture zones; Sea-floor spreading; Magmatism.*

<sup>1</sup> Departamento de Geologia / LAGEMAR-UFF Avenida Litorânea S/N - Prédio de Geociências - 4º andar  
Gragoatá - Niterói, RJ. 24210-340 Fone/Fax: 719-4241

<sup>2</sup> Departamento de Geologia / LAGEMAR-UFF (Convênio PADCT/FINEP)  
Doutorando do Observatório Nacional - CNPq (Atualmente no Lamont Doherty Earth Observatory of Columbia University,  
Programa Doutorado Sandwich CNPq-1995).

## INTRODUÇÃO

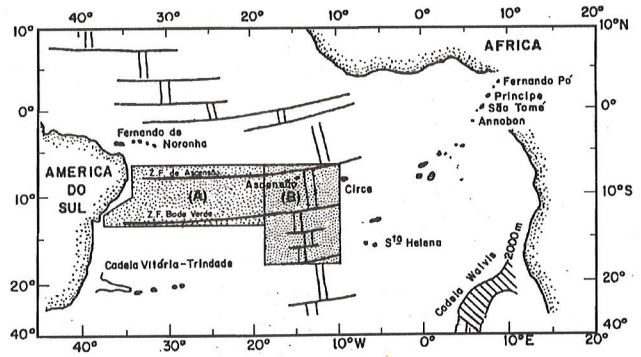
Estudos sobre a natureza e a estrutura da crosta oceânica, com base na análise e interpretação das anomalias magnéticas de expansão do assoalho oceânico, foram inicialmente desenvolvidos por vários autores (Dietz, 1961; Vacquier et al., 1961; Mason & Raff, 1961; Hess, 1962; Vine & Matthews, 1963; Vine, 1966; 1968). Estes estudos basearam-se principalmente na datação magnética para o reconhecimento da evolução da crosta oceânica ao longo do passado geológico.

No entanto, até 1979, o fundo oceânico do Atlântico Sul era conhecido apenas em largos traços e estudos envolvendo a magnetoestratigrafia da crosta oceânica e sua evolução espaço-temporal, se restringiam a poucas regiões. Entre estes estudos pode-se destacar os de Matthews & Bath (1967), Heirtzler et al. (1968), Hinz & Schluter (1978) e Rabinowitz & LaBrecque (1979). Cande et al. (1988) abordaram de forma mais ampla a evolução espaço-temporal da abertura do Atlântico Sul, considerando sobretudo a análise da magnetoestratigrafia associada a dados de altimetria do SEASAT.

Durante o Projeto CENTRATLAN, que representou um acordo de cooperação científica entre as marinhas brasileira (DHN - Marinha do Brasil) e norte-americana (Naval Research Laboratory) com a participação do LAGEMAR/UFF, foram realizados levantamentos geológicos e geofísicos sistemáticos no fundo oceânico do Atlântico Sul. Este Projeto possibilitou intensos levantamentos geofísicos aeromagnéticos e marinhos ao longo das Zonas de Fraturas de Ascensão e de Bode Verde, desde a Cordilheira Mesoatlântica até a margem continental brasileira (Fig. 1).

O estudo aqui desenvolvido mostra a interpretação dos dados aeromagnetométricos obtidos por este projeto, com o objetivo principal de estabelecer a magnetoestratigrafia dessa porção significativa da Placa Sul-Americana. O resultado deste estudo é integrado aos resultados de estudos geológico-estruturais e geomorfológicos já existentes, possibilitando investigar a evolução da crosta oceânica nos últimos 80 m.a..

Como base fundamental deste estudo são apresentadas as principais características das anomalias magnéticas do tipo expansão do assoalho oceânico e o seu mapeamento detalhado na região. Em seguida é descrito o desenvolvimento da metodologia empregada na modelagem destas anomalias e, por fim, é elaborada uma análise e discussão dos resultados. O estudo como um todo, enfoca a evolução



**Figura 1** - Mapa de localização mostrando a cobertura dos levantamentos geofísicos marinhos e aeromagnéticos realizados durante o Projeto CENTRATLAN (DHN - Marinha do Brasil e NRL - Marinha Norte Americana). (A) Levantamentos realizados ao longo das Zonas de Fraturas de Ascensão e Bode Verde. (B) Levantamentos realizados sobre a Cordilheira Mesoatlântica.

*Figure 1* - Location Map showing aeromagnetic and marine geophysical coverage of the CENTRATLAN Project (DHN - Brazilian Navy and NRL - US. Navy). (A) Cruises over the Ascension and Bode Verde Fracture Zones. (B) Cruises over the Mid-Atlantic-Ridge.

do assoalho submarino da região ao longo do Cenozóico, relacionando-se a expansão da crosta oceânica com os principais eventos tectono-magmáticos registrados na bacia oceânica e no continente.

## ANOMALIAS MAGNÉTICAS DO TIPO ESPALHAMENTO DO ASSOALHO OCEÂNICO

Durante a década de 60 ocorreram três grandes desenvolvimentos científicos relacionados ao Geomagnetismo:

- 1) A localização de polos paleogeomagnéticos com respeito às massas continentais no passado geológico (Cox et al., 1964 e Irving, 1964);
- 2) A identificação de anomalias magnéticas lineares nas bacias oceânicas (Mason & Raft, 1961; Dietz, 1961; Hess, 1962; Vine & Mathews, 1963; Vine, 1966; 1968).
- 3) O reconhecimento e datação de reversões do campo magnético terrestre (Bullard et al., 1965; Cox, 1969).

De acordo com Vine & Mathews (1963), a história das reversões do campo magnético principal da Terra está registrada na crosta oceânica, que atua como uma fita magnética registrando a polaridade do campo principal assim

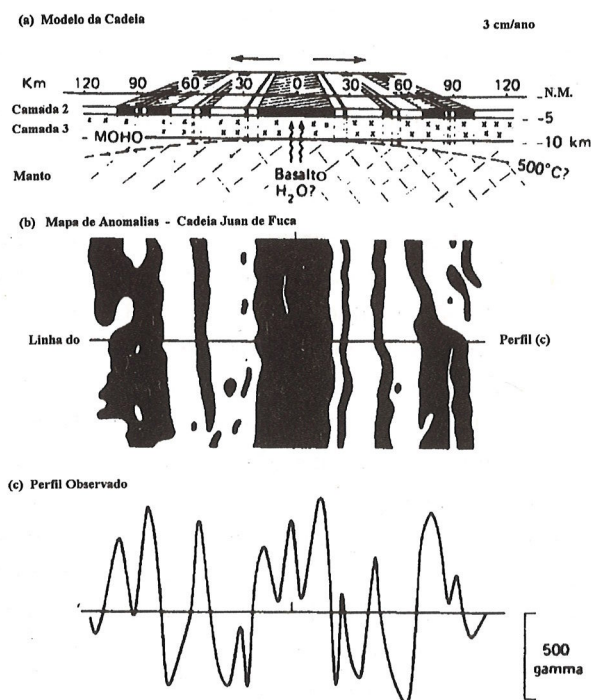
que se forma uma nova crosta na crista das cadeias mesocênicas (Fig. 2a). A camada magnética da crosta oceânica é considerada a camada de basaltos (camada 2), apesar dos gabros e serpentinitos que compõem a camada 3 também adquirirem magnetização remanente. Os serpentinitos por serem fracamente magnetizados, contribuem pouco às anomalias magnéticas oceânicas, que por esta razão são melhor interpretadas através do modelamento da camada de basaltos.

Acredita-se que nova crosta seja formada nas cadeias mesocênicas a partir do movimento ascendente de correntes de convecção do manto. Esta crosta, composta principalmente por basaltos toleíticos, ricos em minerais ferromagnéticos, é magnetizada na mesma direção do campo magnético terrestre através do seu resfriamento e consequente passagem pela temperatura de Curie (isoterma de 500° C).

Como o campo magnético terrestre tem sofrido reversões de polaridade periódicas ao longo do passado geológico, a contínua expansão do assoalho oceânico, devido à formação de nova crosta, revela um padrão sucessivo de bandas na crosta oceânica, indicando magnetização normal ou reversa em relação ao campo geomagnético atual (Fig. 2b). Tais bandas provocam aumento ou diminuição na intensidade total do campo magnético local, produzindo uma série de anomalias lineares conhecidas como "Anomalias magnéticas do tipo expansão do assoalho oceânico" (Vine & Matthews, 1963).

Essas anomalias são produzidas portanto pelo contraste lateral de magnetização da crosta oceânica (camada fonte). Este contraste pode ser justificado por: i) mudanças no volume de crosta magnetizada; ii) mudanças na intensidade ou susceptibilidade magnética da camada fonte e iii) mudanças na direção de magnetização remanente induzida, geradas pelas reversões de polaridade do campo geomagnético. As mudanças na intensidade e polaridade deste campo, combinadas com a taxa de acreção da crosta oceânica é que produzem as bandas lineares de anomalias magnéticas marinhas (Fig. 2b). Desta forma um perfil perpendicular a estas bandas (Fig. 2c) pode mostrar a história do campo paleomagnético terrestre, cujas faixas podem ser interpretadas como *chrons* (Liddicoat et al., 1980), que datam a época de formação da crosta oceânica e sua paleogeometria com relação ao eixo da cadeia mesocênica. As anomalias magnéticas oceânicas correspondentes ao Cenozóico são identificadas por números que variam de 1 a 34 e equivalem a uma variação temporal de 0 a 83 m.a. Já as anomalias do Mesozóico são identificadas pelo prefixo M e numeradas de M0 (108 ± 2 m.a.) a M29 (153 m.a.) (Fig. 3).

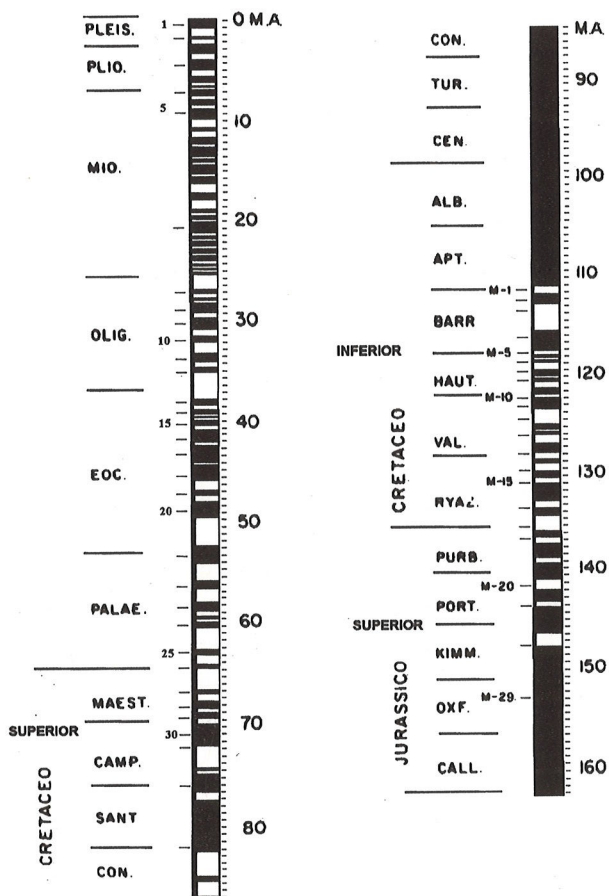
Considerando-se as reversões de polaridade do campo geomagnético e a expansão do assoalho oceânico, é possível se estabelecer modelos de evolução da crosta oceânica com base nas anomalias magnéticas observadas. A partir destas anomalias e de posse da escala de reversões do campo geomagnético, pode-se elaborar modelos teóricos



**Figura 2** - Ilustração mostrando o padrão das bandas de anomalias magnéticas (Vine, 1968). a) Modelo esquemático da litosfera oceânica sobre um centro de expansão. b) Padrão de bandas de anomalias magnéticas lineares, simétricas em relação ao centro de expansão (Bandas escuras indicam polaridade normal, Bandas claras polaridade reversa). c) Perfil de anomalias magnéticas transversal ao centro de expansão. Localização na Fig. 2b.

**Figure 2** - Standard pattern of marine magnetic anomalies (Vine, 1968). a) General model of an oceanic lithosphere over a spreading center. b) Linear pattern of marine magnetic anomalies related to a spreading center (Normal polarity is shown in black; reversed polarity in white). c) Typical magnetic profile crossing a spreading center. Location shown in Fig. 2b.

estimando-se a espessura da camada magnetizada e sua magnetização remanente. Com estes modelos pode-se calcular a taxa de formação da crosta oceânica e assim mapear e interpretar os lineamentos magnéticos, estabelecendo-se a magnetocstratigrafia da crosta oceânica em uma determinada região.



**Figura 3** - Escala de tempo das reversões geomagnéticas mostrando as principais anomalias de expansão do assoalho oceânico registradas nos últimos 160 m.a. (Larson & Pitman, 1972).

**Figure 3** - Geomagnetic polarity time scale showing the main sea-floor spreading anomalies during the last 160 m.y. (Larson & Pitman, 1972).

## METODOLOGIA

### Revisão Teórica

No modelamento das anomalias magnéticas de expansão do assoalho oceânico, assume-se em geral um padrão ideal de blocos magnetizados na direção normal e reversa ao campo geomagnético, onde pressupõe-se uma zona de injeção magmática infinitesimal. No entanto, sabe-se que este modelo geral é limitado em face da complexidade dos processos geológicos ligados à formação da crosta oceânica. Por exemplo, o limite geológico entre os blocos magnetizados não pode ser necessariamente representado por uma discontinuidade abrupta na direção de magnetização remanente, e sim, deve ser composto por uma zona de polaridades misturadas cuja extensão é função da largura da zona de acreção de crosta oceânica.

Muitos autores vêm aplicando funções (filtros) para tentar representar esses processos geológicos que mascararam a história das reversões geomagnéticas registradas através do expansão oceânica. Matthews & Bath (1967) e Harrison (1968) modelaram a variabilidade crustal e a transição das polaridades por um processo de intrusão de diques randomicamente distribuídos sobre a crista das cadeias mesocônicas. Já Atwater & Mudie (1973) investigaram a relação entre as injeções de diques e a distribuição de fluxo de lava com respeito à largura da zona de transição de polaridade magnética. Schouten & Denham (1979) e Schouten & Smith (1982) estenderam esses modelos assumindo uma injeção espacialmente e temporalmente randômica do material magnético.

Adotou-se neste estudo o modelo de Schouten & Smith (1982), onde a expressão para um padrão de anomalia magnética envolvendo o filtro e a distribuição de magnetização, oriunda das reversões geomagnéticas, é descrita no domínio das frequências como

$$A(k) = J(k) \cdot E(k) \cdot P(k) \quad (1)$$

que, no domínio do espaço, é equivalente a

$$A(x) = J(x) * E(x) * P(x) \quad (2)$$

em que  $k$  é o número de onda,  $*$  é o operador convolução. A anomalia  $A(k)$  é portanto a transformada de Fourier do padrão de intensidade total  $A(x)$  em que  $x$  representa a distância horizontal ao longo da camada magnética.  $J(k)$  é a transformada de Fourier de  $J(x)$ , que representa uma

distribuição de magnetização e uma intensidade de magnetização espacialmente variáveis.  $E(k)$  é a transformada de Fourier de  $E(x)$  e representa o filtro terrestre, que exprime o efeito do vetor de magnetização e as dimensões da camada fonte (Schouten & McCamy, 1972). O filtro de processo  $P(x)$  descreve a distorção da distribuição da magnetização como consequência da expansão oceânica.

Conforme LaBrecque & Zitellini (1985), considerou-se o decaimento efetivo de magnetização a partir do eixo de expansão usando-se uma expressão exponencial para  $J(x)$  da forma

$$J(x) = J_0(x) \cdot [1 + B \cdot \exp(-A_x/A_0)] \quad (3)$$

em que,  $J_0(x)$  é a magnetização remanente,  $A_x$  é a idade da crosta no ponto  $x$ ,  $A_0$  é a constante temporal de decaimento da magnetização e  $B$  é o incremento de magnetização.

O filtro de Schouten & McCamy (1972) é dado por

$$E(k) = 2\pi (\exp^{-z/k} - \exp^{-(z+\Delta z)/k}) \cdot \exp^{-i\Phi} \quad (4)$$

em que  $\Delta z$  é a espessura da camada magnética à uma profundidade constante  $z$  e  $\exp^{-i\Phi}$  é a fase do filtro. Para uma anomalia de intensidade total do campo magnético, o parâmetro  $\Phi$  do filtro é dado por:  $\Phi = I' + I' r - 180^\circ$ , onde  $I'$  e  $I' r$  são respectivamente a inclinação efetiva do campo regional e o vetor de magnetização remanente.

A expressão de  $P(k)$  é descrita por LaBrecque & Zitellini (1985) como

$$P(k) = \lambda \exp[-(\sigma_f^2 + \sigma_d^2) k^2 / 2] \quad (5)$$

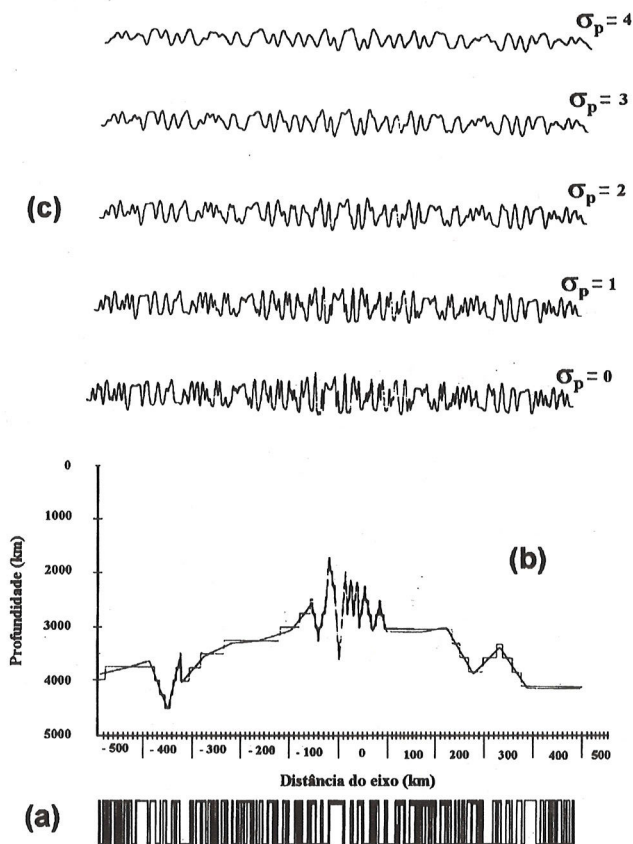
em que:  $\lambda$  é o parâmetro de efusão,  $\sigma_f$  é o parâmetro de fluxo e  $\sigma_d$  é o parâmetro de intrusão. De acordo com LaBrecque & Zitellini (1985)... “aplicando este filtro à distribuição de magnetização, o padrão de anomalias magnéticas será suavizado, dependendo da extensão do fluxo e/ou da distribuição de diques injetados, e será amplificado por um fator  $\lambda$ ”. Em outras palavras, o padrão de anomalias magnéticas revelará os maiores comprimentos de onda se o sistema de expansão estiver mais disperso com o aumento de  $\sigma_d$  e  $\sigma_f$ . Já um aumento na taxa de efusão vulcânica ( $\lambda$ ), aumentará a amplitude total do padrão de anomalia.

Como não se possui dados para identificar  $\sigma_d$  e  $\sigma_f$  separadamente, assume-se que o parâmetro de fluxo ( $\sigma_f$ ) e o parâmetro de intrusão ( $\sigma_d$ ) são dados pelo parâmetro de difusão ( $\sigma_p$ ) onde,

$$\sigma_p^2 = \sigma_d^2 + \sigma_f^2 \quad (6)$$

Logo  $P(k)$  se torna

$$P(k) = \lambda \exp(-\sigma_p^2 k^2 / 2) \quad (7)$$

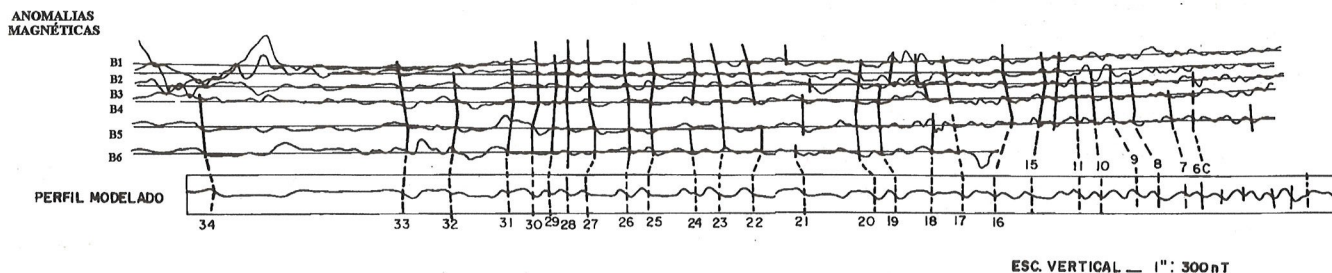


**Figura 4** - Modelo teórico utilizado no modelamento das anomalias magnéticas de expansão oceânica (Mello, 1993). a) Padrão ideal de blocos magnetizados na direção normal e reversa ao campo geomagnético. b) Gráfico mostrando a topografia observada na cordilheira mesoceânica juntamente com a topografia calculada pelo modelo. c) Anomalias magnéticas de expansão calculadas pelo modelo. Note o efeito da variação do parâmetro de difusão ( $\sigma_p$ ).

**Figure 4** - Theoretical model used in the modelling of sea-floor spreading anomalies (Mello, 1993). a) Ideal pattern of magnetized blocks according to the geomagnetic field reversals. b) Observed and calculated topography over the mid-oceanic-ridge. c) Calculated sea-floor spreading magnetic anomalies. Note the effect in changing the diffusive parameter ( $\sigma_p$ ).

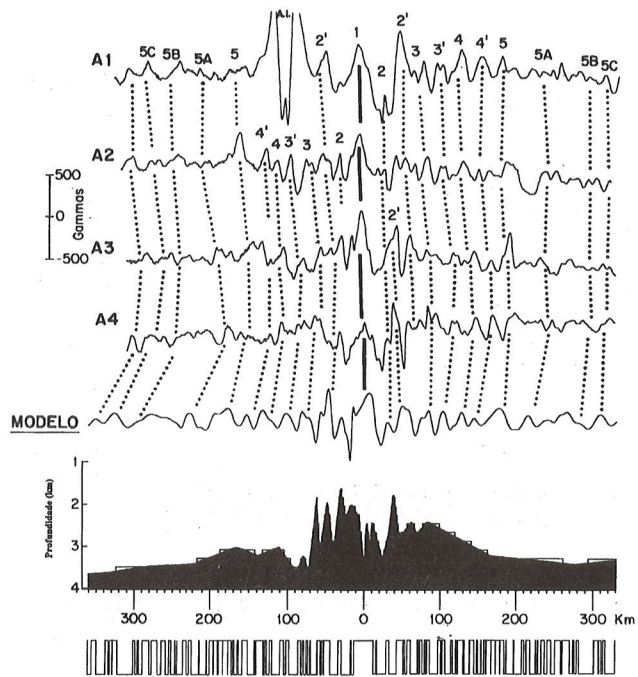
Deste modo o filtro é essencialmente representado por uma distribuição randômica (tempo e espaço) de material magnético durante a expansão do assoalho oceânico. A intrusão randômica de extrusivas e de diques, dentro dos

limites dados pela extensão da zona de acreção, pode ser descrita por uma distribuição Gaussiana com média zero no eixo de expansão e desvio padrão  $\sigma_p$ . O efeito da variação de  $\sigma_p$  pode ser observado na Fig. 4.



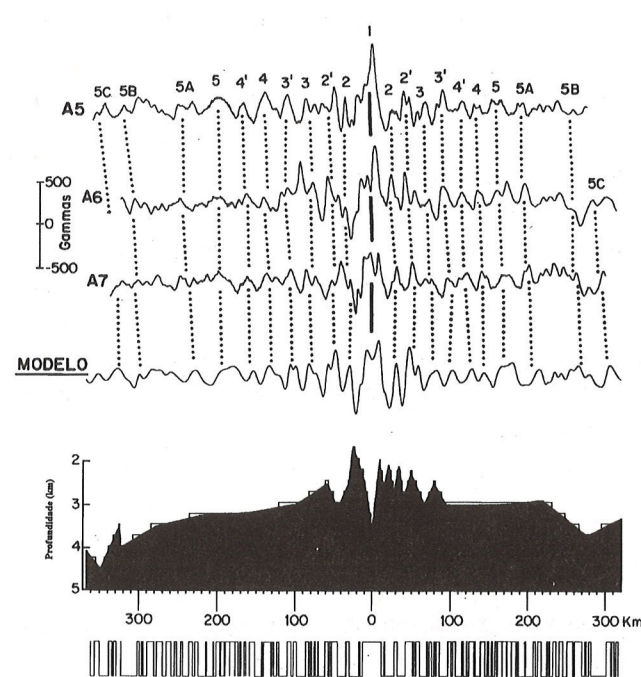
**Figura 5** - Perfis de anomalias magnéticas observadas (B1-B6), localizados a sul da Zona de Fratura de Ascensão (Fig. 8), mostrando os lineamentos magnéticos interpretados a partir do modelo teórico calculado.

**Figure 5** - Observed magnetic profiles (B1-B6), located south of Ascension Fracture Zone (Fig. 8) together with the magnetic lineations based on the theoretical model.



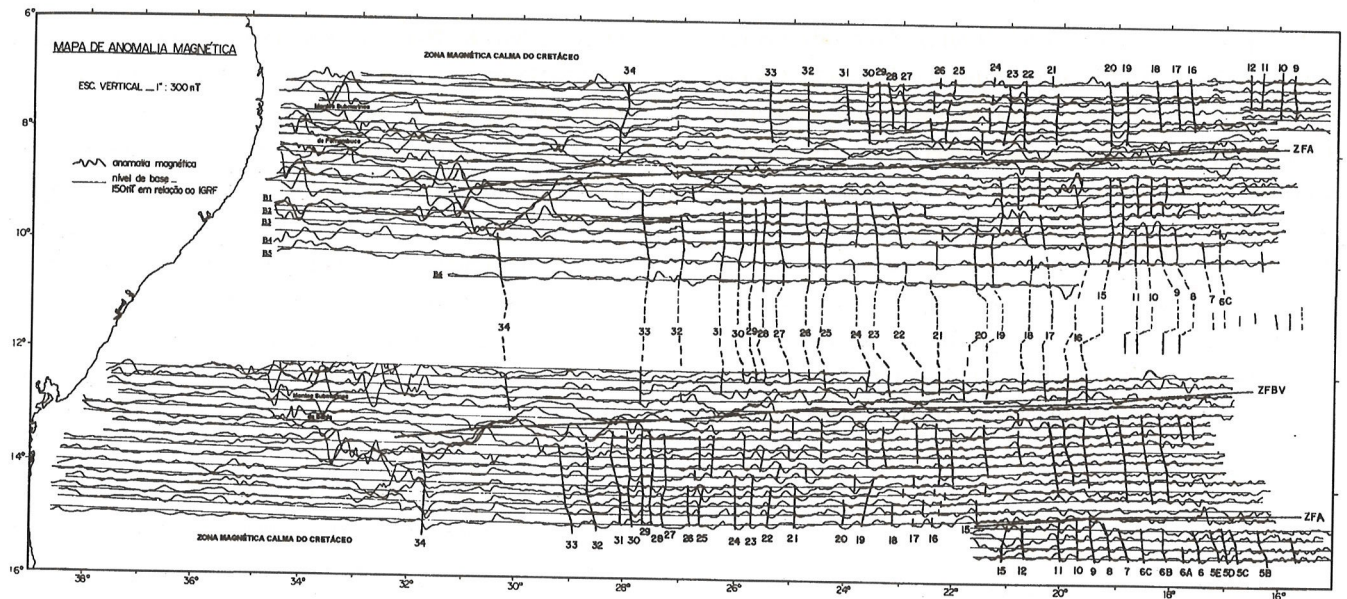
**Figura 6** - Perfis de anomalias magnéticas observadas (A1-A4) sobre a Cadeia Mesoatlântica a norte da Zona de Fratura de Ascensão (localização na Fig. 9). Pode-se observar ainda o modelo teórico utilizado na identificação das anomalias magnéticas (ver texto e Fig. 4 para maiores esclarecimentos sobre os parâmetros do modelo).

**Figure 6** - Observed magnetic profiles over the mid-atlantic-ridge located to the north of Ascension Fracture Zone (Fig. 9). Note the theoretical model used to identify the magnetic anomalies (see text and Fig. 4 for further discussion about model parameters).



**Figura 7** - Perfis de anomalias magnéticas observadas (A5-A7) ao longo da Cadeia Mesoatlântica, situado a sul da Zona de Fratura de Ascensão (localização na Fig. 9). Pode-se observar ainda o modelo teórico utilizado na identificação das anomalias magnéticas (ver texto e Fig. 4 para maiores esclarecimentos sobre os parâmetros do modelo).

**Figure 7** - Observed magnetic profiles (A5-A7) through the Mid-Atlantic-Ridge located to the south of Ascension Fracture Zone (Fig. 9). Note the theoretical model used to identify the magnetic anomalies (see text and Fig. 4 for further discussion about model parameters).



**Figura 8** - Mapa dos perfis de anomalias magnéticas ao longo das Zonas de Fraturas de Ascensão (ZFA) e Bode Verde (ZFBV), contendo as anomalias magnéticas de expansão oceânica. Notar o deslocamento para oeste das anomalias magnéticas, fruto da presença das referidas zonas de fraturas. Observe ainda a amplitude das anomalias associadas aos montes submarinos e o provável traçado das zonas de fraturas (linha cheia) inferido com base na magnetoestratigrafia. Localização do mapa na Fig. 1 (A).

**Figure 8** - Magnetic anomalies profiles through the Ascension and Bode Verde Fracture Zones, showing the sea floor spreading anomalies. Note the offset to the west in the magnetic anomalies due to the presence of the fractures zones, and the high anomalies associated with submarine seamounts. Solid line shows the fracture zone inferred from the magnetostratigraphy. Map located in Fig. 1 (A).

## MAPEAMENTO E ANÁLISE DOS LINEAMENTOS MAGNÉTICOS

Baseado nos modelos mostrados nas Figs. 5, 6 e 7 pode-se identificar e mapear cronologicamente os lineamentos magnéticos corespondentes às anomalias de expansão oceânica.

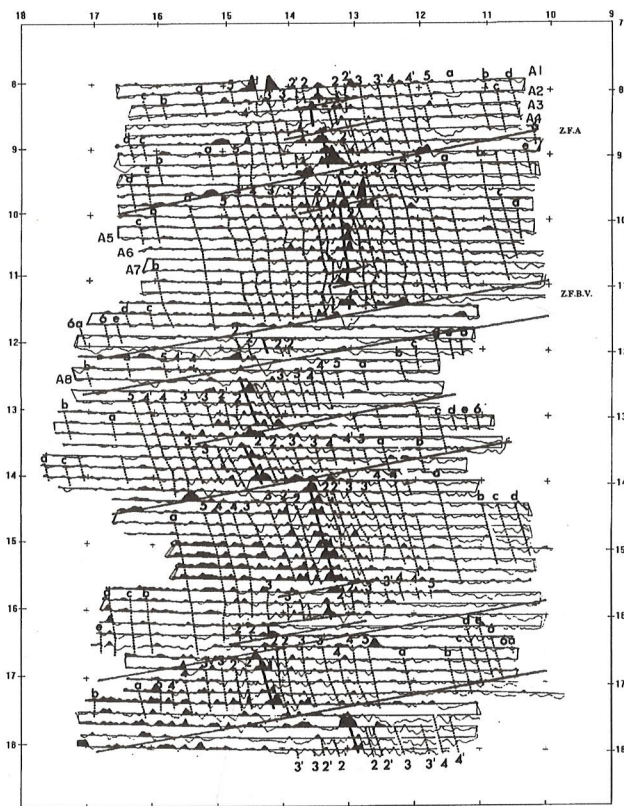
As Figs. 5, 6 e 7 apresentam diferentes perfis de anomalias magnéticas observadas juntamente com os respectivos perfis modelados. Nestes modelos variou-se  $P(x)$ ,  $E(x)$  e  $J(x)$  entre pequenos segmentos horizontais, sendo que a anomalia magnética final foi calculada como a soma destes pequenos segmentos. Os modelos foram ajustados à anomalia observada por tentativa e erro de  $\sigma_p$  levando em conta os seguintes parâmetros:  $\lambda=1$ ,  $A_0=5$  m.a.,  $B=1,0$ . A espessura da camada fonte usada foi de 500 m e sua magnetização ( $J_0$ ) de 0,02 c.m.u/cm<sup>3</sup>.  $\lambda$  igual a 1 indica que a espessura da camada mag-

nética permanece constante,  $J_0$  igual a 0,02 c.m.u/cm<sup>3</sup> é a magnetização padrão para o eixo da cadeia,  $B$  é um fator de escala e  $A_0$  igual a 5 m.a. é o ponto inicial a partir do qual começa a ocorrer o decaimento da magnetização. Esta idade corresponde à primeira queda significativa no decaimento da magnetização de rochas oceânicas dragadas para estudos magnéticos (Bleil & Petersen, 1983).

Para o mapeamento dos lineamentos, adotou-se um critério sistemático baseado na definição de um *chron* como sendo a unidade básica da história do campo geomagnético (Liddicoat et al., 1980). Logo, as anomalias numeradas correspondem à *chrons* que se estendem do limite reverso mais jovem de uma anomalia ao limite mais jovem da anomalia seguinte. Como cada lineamento magnético (*isochron*) formou-se no eixo da cadeia, o mesmo é consequência da expansão oceânica e portanto, designa uma mesma província tectônica em uma determinada época no passado.

As anomalias magnéticas foram então correlacionadas perfil a perfil e identificadas segundo cada *chron*. Os mapas de perfis de anomalias mostrados nas Figs. 8 e 9, apresentam respectivamente as anomalias mapeadas, segundo cada *chron*, ao longo das Zonas de Fraturas de Ascensão e Bode Verde e de parte da cordilheira mesoocênica.

De uma maneira geral nesses mapas as anomalias magnéticas mostram-se dispostas na direção norte-sul e são deslocadas para oeste devido a presença das Zonas de Fraturas de Ascensão e Bode Verde e ainda por zonas de fraturas menores que aumentam em número a partir do *chron* 30 para



**Figura 9** - Mapa dos perfis de anomalias magnéticas sobre a Cordilheira Mesoatlântica (Mello, 1993). Note o deslocamento do eixo de expansão, a presença de zonas de fraturas secundárias e a grande quantidade de anomalias magnéticas ao longo do eixo de expansão oceânica. Localização do mapa na Fig. 1 (B).

**Figure 9** - Magnetic anomalies profiles over the Mid-Atlantic-Ridge (Mello, 1993). Note the offset in the spreading axis, the presence of some second order fracture zones and the amount of magnetic anomalies through the spreading center. Map located in Fig. 1 (B).

o recente (Fig. 8). Estas últimas são descontínuas e, parecem no meio do oceano segmentar mais pronunciadamente o eixo da cordilheira mesoocênica (Fig. 9).

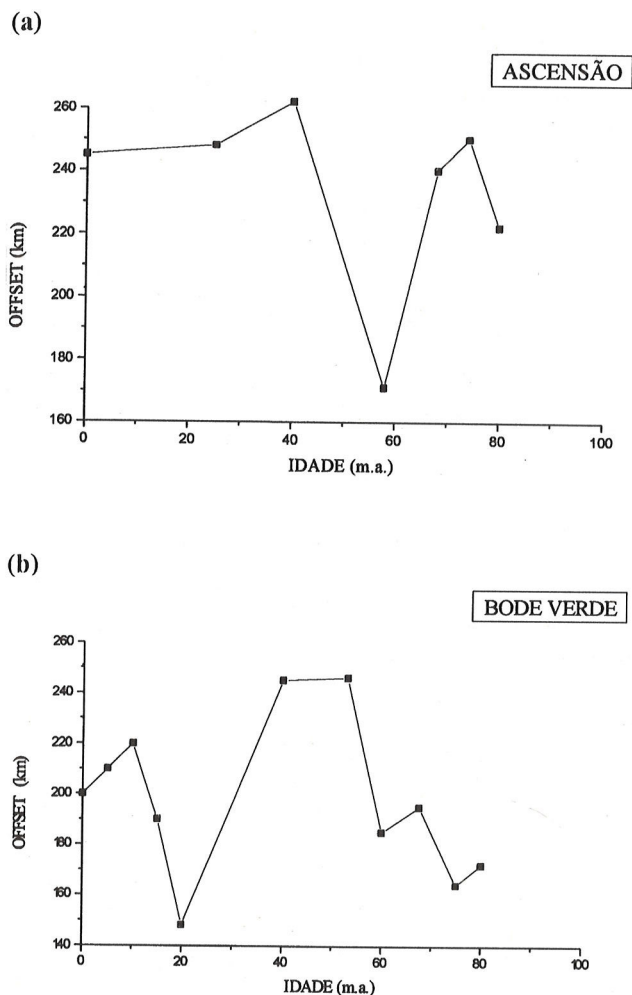
O padrão geral norte-sul das anomalias magnéticas é apenas perturbado, na região mais próxima da margem continental anterior ao *chron* 34 (Fig. 8). Tal perturbação diz respeito à presença de notáveis montes submarinos ao largo dos estados da Paraíba-Pernambuco e Bahia, que aumentam a amplitude das anomalias magnéticas e imprimem um direcionamento geral NW-SE. A região de ocorrência destas anomalias coincide com a provável zona magnética calma definida por Rabinowitz (1979).

O traçado das Zonas de Fraturas de Ascensão e Bode Verde é razoavelmente determinado a partir da zona de rejeito das anomalias magnéticas deslocadas (Figs. 8 e 9). Evidentemente que este traçado é grosseiro se comparado ao determinado pela altimetria do SEASAT ou pela sísmica de reflexão. Entretanto, nota-se claramente que as Zonas de Fraturas de Ascensão e Bode Verde apresentam uma suave inflexão NE-SW entre os *chrons* 33 e 34 e que esta direção se contrapõe sobremaneira a direção preferencial NW-SE das anomalias magnéticas observadas na região dos montes submarinos da Bahia e de Pernambuco (Fig. 8).

Os deslocamentos entre as anomalias magnéticas de mesma idade foram medidos desde a cordilheira mesoocênica até a anomalia 34, possibilitando determinar sua variação ao longo das Zonas de Fraturas de Ascensão e Bode Verde nos últimos 80 m.a. (Figs. 10a e 10b). Os referidos deslocamentos apresentam um máximo em torno de 250 km entre 35 e 55 m.a.. No entanto, entre 75 e 80 m.a., o deslocamento ao longo da Zona de Fratura de Ascensão difere significativamente daquele observado na Zona de Fratura Bode Verde nesta mesma época sendo próximo de 230 km (Fig. 10a), enquanto nesta é de 170 km. A variação do deslocamento observado ao longo da Zona de Fratura Ascensão, nos últimos 20 m.a., apresenta também um valor em torno de 250 km, que é ligeiramente superior ao observado na Zona de Fratura Bode Verde.

As variações observadas nos deslocamentos de ambas as zonas de fraturas são portanto significativamente correlacionáveis e seus valores máximos e mínimos são bastante próximos. A julgar por estes dados, sugere-se que ao menos no período entre 35 e 55 m.a. ambas as zonas de fraturas apresentaram controles tectônicos semelhantes. No entanto, pode-se notar que não há uma relação direta entre as diferenças absolutas da variação dos deslocamentos para ambas as zonas de fraturas (Figs. 10a e 10b).



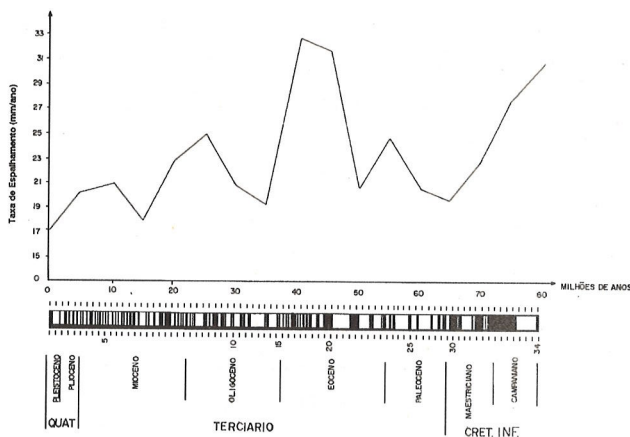


**Figura 10** - Variação dos deslocamentos das Zonas de Fraturas de Ascensão (a) e Bode Verde (b) ao longo dos últimos 80 m.a.

**Figure 10** - Change in the offsets of Ascension (a) and Bode Verde (b) Fracture Zones during the last 80 m.y.

Além da determinação da variação dos deslocamentos entre as Zonas de Fraturas de Ascensão e Bode Verde, foi calculada a taxa média de expansão oceânica na região (Fig. 11). Observando-se esta figura pode-se notar que nos últimos 80 m.a., a expansão oceânica do flanco oeste da Cordilheira Mesoatlântica nesta região da Placa Sul-Americana, pode ser descrita resumidamente da seguinte maneira: i) 80-75 m.a., taxa de expansão de 3,1 cm/ano; ii) 70-50 m.a., decréscimo na taxa de expansão oceânica chegando a valores em torno de 2,1 cm/ano; iii) nova aceleração da expansão durante a maior parte do Eoceno com valores de 3,2

cm/ano; e iv) decréscimo geral na expansão oceânica até o presente, com valores de 1,7 cm/ano. Além destas características gerais nota-se dois pequenos aumentos na velocidade de expansão: o primeiro próximo de 2,5 cm/ano no Oligoceno e o segundo de 2,1 cm/ano no Mioceno.



**Figura 11** - Variação da taxa de expansão do assoalho oceânico na região da Zona de Fratura de Ascensão e Bode Verde. Na parte inferior tem-se a escala de tempo das reversões geomagnéticas desde o Cretáceo Inferior.

**Figure 11** - Changes in the sea floor spreading rates between the Ascension and Bode Verde Fracture Zones. See in the lower part the geomagnetic time scale since the Lower Cretaceous.

## DISCUSSÃO

O resultado do mapeamento das anomalias magnéticas, integrado aos estudos geológicos e geofísicos desenvolvidos na região compreendida entre as Zonas de Fratura de Ascensão e Bode Verde, é apresentado no mapa da Fig. 12.

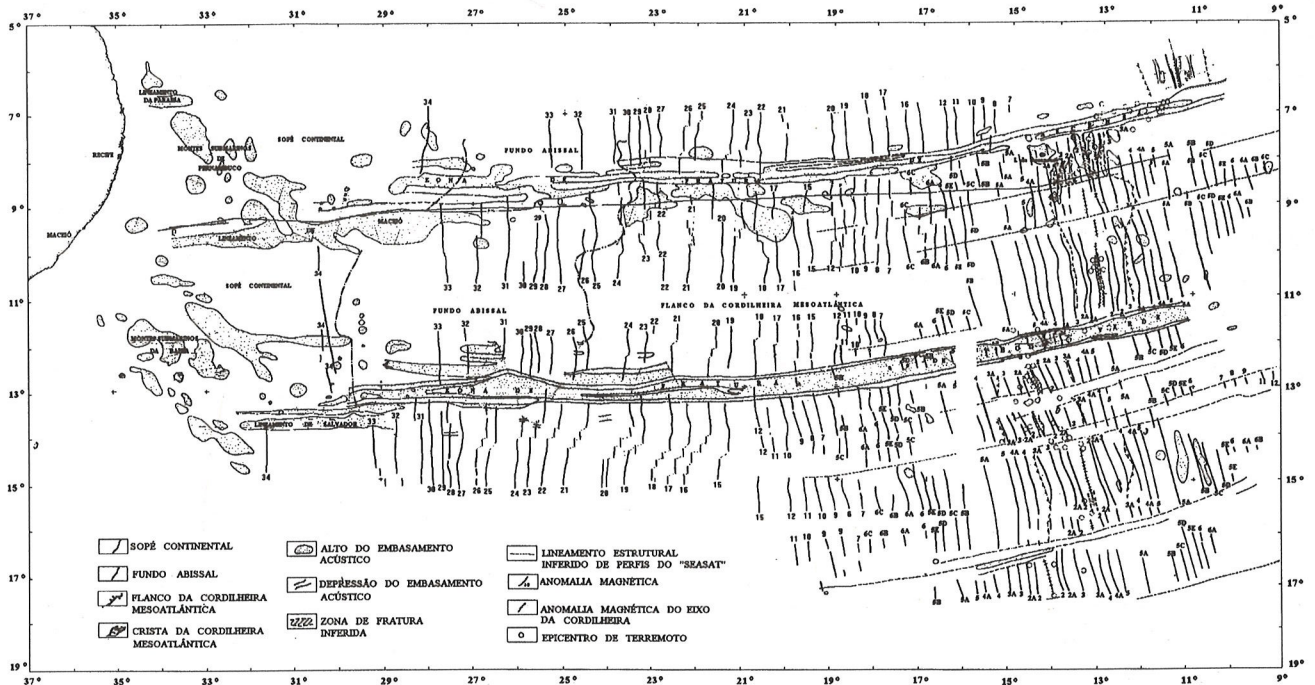
Em direção a margem continental o padrão geral das anomalias de expansão é interrompido a partir do *chron* 34, dando lugar a anomalias magnéticas pouco definidas que caracterizam a Zona Magnética Calma do Cretáceo (Fig. 8). Porém, em alguns setores próximos a margem, estas anomalias apresentam grandes variações de amplitude decorrentes da presença de montes submarinos juntos a porção terminal das zonas de fraturas. Nestes setores, as calhas da Zona de Fratura de Ascensão são substituídas pelos Montes Submarinos da Paraíba e de Pernambuco e pelo Lineamento de Macció, enquanto as calhas da Zona

de Fratura Bode Verde dão lugar aos Montes Submarinos da Bahia (Fig. 12). No prolongamento da Zona de Fratura de Ascensão em particular, existem montes submarinos, pertencentes ao grupo dos Montes Submarinos de Pernambuco, que de acordo com Sperle et al. (1991) e Mello et al. (1993) possuem sua gênese intimamente ligada à presença estrutural desta zona de fratura e muito provavelmente foram intrudidos em crosta oceânica normal com idade aproximada de 20 m.a. (Fig. 13). Desta forma caracterizando reativações magmáticas nesta região de idade em torno de 75-80 m.a..

A extensão estrutural das Zonas de Fratura de Ascensão e Bode Verde em direção a margem continental é bem evidenciada pela magnetoestratigrafia, já que as anomalias magnéticas de expansão oceânica encontram-se deslocadas desde o presente até pelo menos a anomalia 34 (80 m.a.).

Ao sul da Zona de Fratura de Ascensão, as lineações magnéticas, a partir da anomalia 30, apresentam pequenos deslocamentos que tornam-se cada vez mais evidentes em

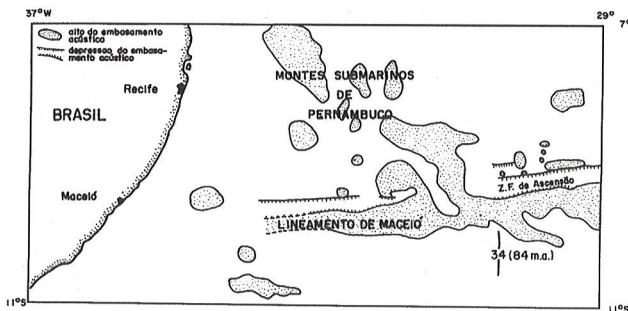
direção às anomalias mais jovens. Deste modo, pode-se caracterizar a existência de duas zonas de fraturas secundárias de pequeno deslocamento axial entre as Zonas de Fraturas de Ascensão e Bode Verde, conforme sugerido por Mello (1993) baseado na altimetria do SEASAT (Fig. 12). Estes resultados corroboram o registro de Cande et al. (1988) que aponta um aumento no número de zonas de fraturas no Atlântico Sul a partir do *chron* 30. Vale destacar que ao sul da Zona de Fratura Bode Verde observa-se também, a partir da anomalia 30, o desenvolvimento de pequenos deslocamentos nas lineações magnéticas (Fig. 12). Com base nas lineações magnéticas, nota-se ainda que as zonas de fraturas de pequeno deslocamento são muito frequentes próximo ao eixo da cordilheira mesocênica (Fig. 9), marcando a existência de prováveis discontinuidades transversais ao eixo de acreção crustal. Segundo Mello (1993), tais zonas de fraturas de pequeno deslocamento podem representar limites entre diferentes segmentos da cordilheira onde o processo de formação de crosta oceânica ocorre de



**Figura 12** - Mapa Geológico e Geofísico contendo as principais feições fisiográfico-estruturais e anomalias de expansão oceânica da região adjacente aos estados de Pernambuco e Bahia. Os limites estruturais das zonas de fraturas e principais feições foram obtidos a partir dos trabalhos de Gorini et al. (1984), Palma et al. (1984) e Palma (1989).

**Figure 12** - Geological and geophysical map showing the main structural and physiographic features together with the sea floor spreading anomalies bordering the Pernambuco and Bahia states. Fracture zones' structural boundaries and main geological features based in Gorini et al. (1984), Palma et al. (1984) and Palma (1989).

mancira variável no espaço e no tempo. Deste modo, estas zonas de fraturas podem ser caracterizadas como feições efêmeras e associadas exclusivamente ao processo de formação de crosta oceânica. As zonas de fraturas denominadas secundárias ou efêmeras diferem significativamente das grandes zonas de fraturas, visto que as últimas têm sua origem relacionada ao deslocamento dos centros de expansão nos estágios iniciais de abertura do oceano e as primeiras são originadas em crosta oceânica jovem por stresses diferenciais relacionados a expansão oceânica em si.



**Figura 13** - Mapa morfoestrutural da região oceânica adjacente à margem continental nordeste brasileira (Palma, 1989). Note a continuidade da Zona de Fratura de Ascensão em direção ao Lineamento de Maceió e dos Montes Submarinos de Pernambuco.

*Figure 13* - Morphostructural map of the oceanic basin adjoining the brazilian northeast continental margin (Palma, 1989). Note the continuity of the Ascension Fracture Zone toward the Maceió Lineament and into the Pernambuco Seamounts.

A taxa média de expansão oceânica na região (Fig. 11) é marcada por períodos com valores de expansão oceânica significativamente elevados para o Oceano Atlântico. A expansão oceânica no período correspondente a anomalia 34 (80 m.a.) é alta, com valores atingindo 3,3 cm/ano. Este aumento pode estar associado a variação na direção de expansão do Atlântico Sul determinada por uma mudança no polo de rotação das placas litosféricas (Le Pichon & Fox., 1971; Sibuet & Mascle, 1978; Cande et al., 1988). Esse período é caracterizado globalmente como uma época de intensa atividade magmática, expressa em diferentes regiões como na Elevação do Rio Grande, Cadeia Walvis, Ele-

vação do Ceará e Serra Leoa (Kumar, 1979). Na região investigada, as maiores evidências desta atividade magmática relacionam-se à presença dos Lineamentos de Maceió e Salvador e dos Montes Submarinos de Pernambuco e da Bahia, além de vulcanismo nas bacias marginais. Períodos com altas taxas de expansão oceânica já haviam sido evidenciados no Atlântico Sul por Rabinowitz & LaBrecque (1979). Estes autores, associaram a topografia aplainada do embasamento contido na Zona Magnética Calma ao largo da margem Argentina, à morfologia característica dos centros de expansão rápido, como os da porção leste da cordilheira do Pacífico Sul.

Durante o período compreendido entre as anomalias magnéticas 30 ( $\approx 66$  m.a.) e 21 ( $\approx 50$  m.a.), a taxa de expansão se tornou mais lenta em torno de 2,2 cm/ano. Cande et al. (1988) apontam que esta diminuição teve como consequência um aumento no desnível batimétrico das zonas de fraturas mapeadas a partir de dados de altimetria, propiciando um aumento no número de zonas de fraturas secundárias. Whitehead et al. (1984) ressaltam que geralmente o número de zonas de fraturas varia inversamente com a taxa de expansão, relação que foi notada também no presente estudo.

A época correspondente às anomalias 15 e 21 ( $\approx 40$  e 50 m.a.) registra um novo aumento na taxa de expansão oceânica que atinge cerca de 3,0 cm/ano. Este aumento mais uma vez ocorre associado a mudanças na direção da expansão oceânica. Tal mudança é caracterizada por Cande et al. (1988) como correlacionável com a reorganização global de placas ocorrida no Paleoceno e Eoceno médio. Brozena (1986) sugere que nesta época tenha ocorrido intensa atividade magmática associada à anomalia térmica localizada atualmente próxima à Ilha de Ascensão. Como consequência disto, foram formados montes submarinos e altos do embasamento ao sul da Zona de Fratura de Ascensão (Fig. 12). Outras evidências de magmatismo nessa época são registradas no continente sob forma de vulcanismo alcalino e básico conforme apontado por Asmus e Guazelli (1981) (Fig. 14).

Desde o *chron* 14 até o presente registra-se uma queda na taxa de expansão oceânica, com dois pequenos aumentos em torno da anomalia 7 (2,5 cm/ano) e da anomalia 4 (2,1 cm/ano). Especificamente o *chron* 7 pode marcar o início de uma mudança mais recente na direção de expansão a qual provavelmente relaciona-se a atividade magmática alcalina e básica nas ilhas oceânicas e no continente (Fig. 14).

Comparando-se os gráficos de variação do deslocamento (Figs. 10a e 10b) com o da taxa de expansão (Fig. 11), nota-se que estes apresentam uma tendência semelhante, onde as variações da expansão oceânica tendem a ser acompanhadas por variações no deslocamento do eixo da cordilheira meso-oceânica. Por exemplo, a alta taxa de expansão registrada entre 40 e 50 m.a. é compatível com os deslocamentos máximos apresentados pelas Zonas de Fraturas de Ascensão e Bode Verde para a mesma época. Analogamente, o período associado à anomalia 26 ( $\approx 60$  m.a.) registra uma queda no valor dos deslocamentos em ambas as zonas de fraturas. Alguns descompassos nesta correlação são observados, sobretudo entre 70 e 80 m.a., ao longo da Zona de Fratura de Ascensão e nos últimos 20 m.a. ao longo da Zona de Fratura Bode Verde. A razão destes descompassos ou daquela correlação merecem futuras investigações.

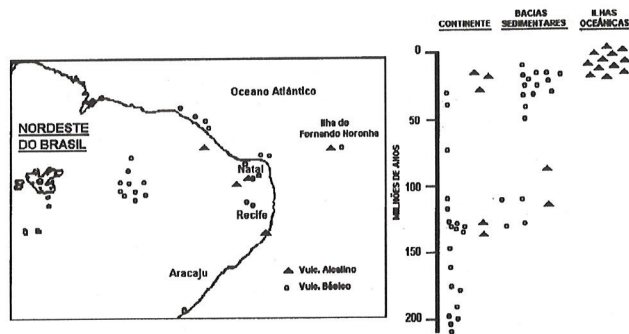


Figura 14 - Localização dos sítios de ocorrência de vulcanismo alcalino e básico na região nordeste do Brasil e na área oceânica adjacente (Modificado de Asmus, 1984).

Figure 14 - Geographical location of volcanic basic sites in the northeast Brazil and adjoining oceanic basin (According to Asmus, 1984).

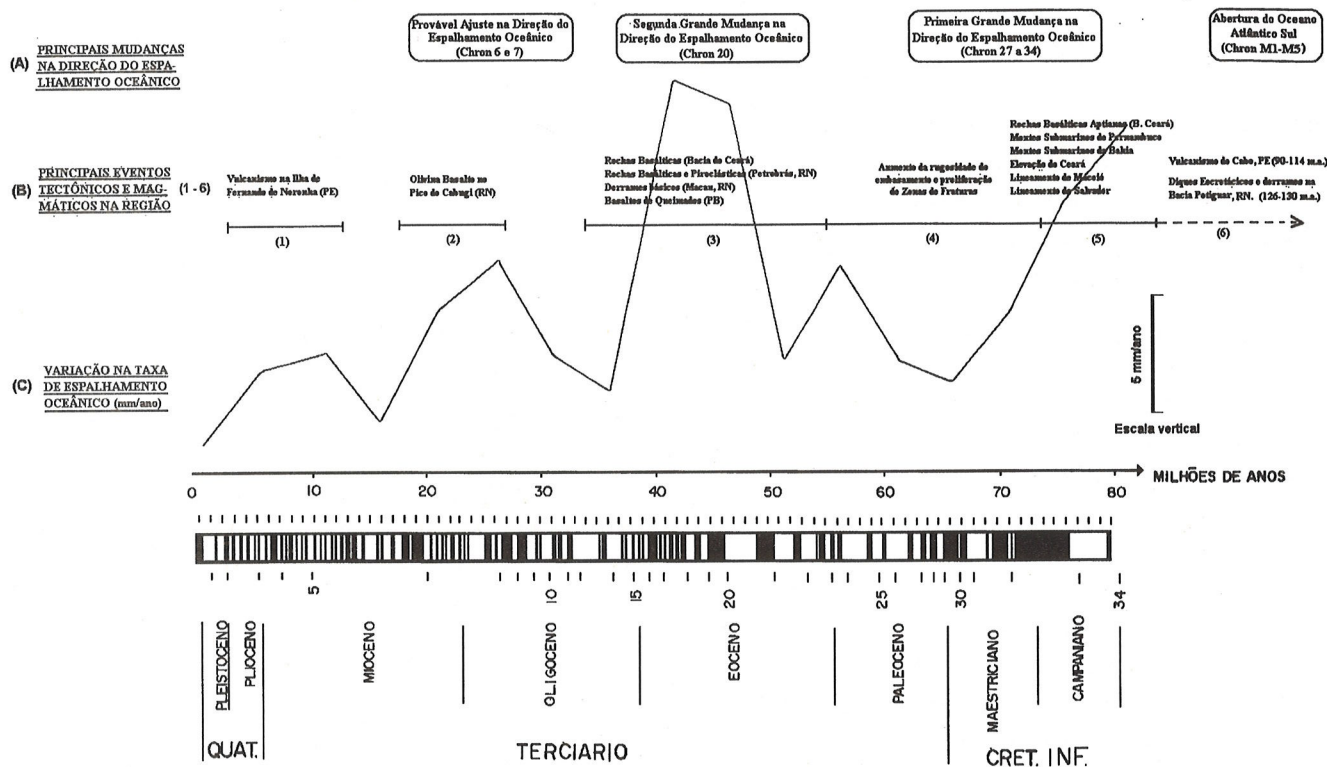


Figura 15 - Cinemática do Espalhamento Oceânico da Placa Sul-Americana caracterizado a partir da relação entre (A) principais mudanças na direção do expansão oceânica (segundo Cande et al., 1988), (B) principais eventos tectônicos e magmáticos na região nordeste do Brasil (segundo Asmus, 1984) e (C) variações na taxa de expansão oceânica ao longo das zonas de fraturas de Ascensão e Bode Verde (este trabalho).

Figure 15 - Kinematics of the Sea Floor Spreading in the South American Plate based on (A) main changes in the sea floor spreading direction (Cande et al., 1988), (B) main tectonic and magmatic events located in the northeast Brazil (Asmus, 1984) and (C) changes in the sea floor spreading rates through the Ascension and Bode Verde Fracture Zones (this work).

## CONCLUSÃO

Através do estabelecimento da magnetoestratigrafia da crosta oceânica na região localizada entre as Zonas de Fraturas de Ascensão e Bode Verde, revelou-se aspectos importantes da história evolutiva da crosta oceânica, tais como: a relação entre a variação na taxa de expansão oceânica e a variação espaço-temporal do deslocamento do eixo de expansão oceânica. Estes aspectos, por sua vez, mostraram-se fortemente relacionados a eventos tectono-magmáticos ocorridos na região e ainda a reajustes globais das placas litosféricas.

Sinteticamente essa relação é apresentada na Fig. 15, com ênfase sobretudo nos períodos em que a Placa Sul-Americana apresentou acréscimo na taxa de expansão oceânica. Portanto, foram sistematicamente correlacionados eventos cuja natureza deve estar ligada a cinemática da expansão oceânica desde a abertura do Oceano Atlântico Sul até o presente.

A intensa atividade vulcânica observada, seja no continente, nas bacias marginais ou mesmo na crosta oceânica (Fig. 15), tem sido amplamente referenciada a reativação magmática associada à zonas de fraturas oceânicas ou à abertura do Oceano Atlântico Sul. A origem de notáveis cadeias assísmicas como a Elevação do Ceará e os Montes Submarinos de Pernambuco e da Bahia tem sido relacionada a um aumento no vulcanismo oceânico, seja interplaca (Elevação do Ceará) ou intraplaca (montes submarinos).

O ponto comum entre os eventos magmáticos referidos anteriormente parece intrinsecamente ligado ao aumento na taxa de expansão oceânica e a mudanças na direção da expansão oceânica, que refletem variações na direção das zonas de fraturas. Como suporte a esta idéia deve-se ter em mente que as grandes zonas de fraturas oceânicas têm sido classicamente entendidas como sendo a extensão, no oceano, de estruturas continentais e que portanto, mudanças na sua direção podem ter causado significativas reativações tectono-magmáticas. Ademais, as variações na expansão oceânica e as mudanças na direção do movimento relativo das placas litosféricas induzem a propagação de *estresses* intraplaca, provocando localmente aumento de atividade tectônica e vulcanismo.

## AGRADECIMENTOS

Às Oceanógrafas Flávia Delicato e Luzilene R. Gomes pela colaboração como Bolsistas da FAPERJ no

mapeamento das anomalias magnéticas. Aos Pesquisadores André Ferrari (LAGEMAR-UFF), Jorge J. C. Palma (DNPM/LAGEMAR-UFF) e Luiz F. S. Braga (DEPEX-PETROBRÁS) pela leitura crítica e pelas sugestões feitas neste estudo. Somos gratos também as críticas e sugestões do anônimo revisor deste artigo.

Este trabalho teve o apoio parcial da Petrobras/CENPES (Convenio LAGEMAR/UFF) e da FAPERJ (Projeto de Pesquisa). Reconhecemos ainda o esforço de pesquisa do Projeto Centratlan, sobretudo do pessoal envolvido na coleta de dados.

## REFERÊNCIAS

- ASMUS, H.E. -1984-** Geologia do Brasil - Geologia da margem continental brasileira. Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente. Ed. DNPM., 12, 453.
- ASMUS, H.E. & GUAZELLI, W. -1981-** Descrição sumária das estruturas da Margem Continental Brasileira e das áreas oceânicas e continentais adjacentes - Hipóteses sobre o tectonismo causador, e implicações para os prognósticos do Potencial de Recursos Minerais, in: Série Projeto REMAC, no. 9, Petrobrás, CENPES, DINTEP.
- ATWATER, T. & MUDIE, J.D. -1973-** Detailed near-bottom study of the Gozda Rise. Jour. Geophys. Res., **78**: 8665-86.
- BLEIL, U. & PETERSEN, N. -1983-** Variations in magnetization intensity and low-temperature titanomagnetite oxidation of ocean floor basalts. Nature, 301: 384-88.
- BROZENA, J.M. -1986-** Temporal and spatial variability of seafloor spreading processes in the northern South Atlantic. Jour. Geophys. Res., **91**: 497-510.
- BULLARD, E., EVERETT, J.E. & SMITH, A.G. -1965-** The fit of the continents around the Atlantic. Phil. Trans. Royal Soc. London, **258**: 41-51.
- CANDE, S.C., LABRECQUE, J.L. & HAXBY, W.B. -1988-** Plate kinematics of the South Atlantic - chron 34 to present. Jour. Geophys. Res., **93**: 13479-92.
- COX, A. -1969-** Geomagnetic Reversals. Science, **163**: 237-45.
- COX, A., DOELL, R.G. & DALRYMPLE, G.B. -1964-** Reversals of the Earth's magnetic field. Science, **144**: 1537-43.
- DIETZ, R.S. -1961-** Continent and ocean basin evolution by spreading of the sea floor. Nature, **190**: 854-57.

- GORINI, M.A., FLEMING, H.S., CARVALHO, J.C., BROZENA, J., GRIEP, G.H., CHERKIS, N.A. & MELLO, S.L.M. -1984-** Características morfoestruturais da Zona de Fratura Dupla Bode Verde e seu traçado em direção aos Montes Submarinos da Bahia. *Anais XXXIII Congr. Bras. Geol.*, **4**: 1615-21, Rio de Janeiro, RJ.
- HARRISON, C.G.A. -1968-** Formation of magnetic anomaly patterns by dyke injection. *Jour. Geophys. Res.*, **73**: 2137-42.
- HEIRTZLER, J.R., DICKSON, G.O., HERRON, E.M., PITMAN, W.C.III & LE PICHON, X. -1968-** Marine magnetic anomalies, geomagnetic reversals and motion of the ocean floor and continents. *Jour. Geophys. Res.*, **73**: 2119-36.
- HESS, H.H. -1962-** History of ocean basins. In: *Petrologic studies*, ed. A.E.J. Engel and others, A volume in honor of A.F. Buddington. Boulder-Colorado. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 599-620.
- HINZ, K. & SCHLUTER, H.U. -1978-** The North Atlantic: results of geophysical investigations by the Federal Institute for Geosciences and Natural Resources on North Atlantic Continental Margins. *Erdoel-Erdgas-Zeitschrift*, **94**: 271-80.
- IRVING, E. -1964-** Paleomagnetism and its application to geological and geophysical problems. John Wiley & Sons, New York, pp. 138.
- KUMAR, N. -1979-** Origin of "paired" aseismic rises; Ceará and Sierra Leoa rises in the Equatorial, and the Rio Grande and Walvis Ridge in the South Atlantic. *Mar. Geol.*, **30** (314): 175-91.
- LABRECQUE, J.L. & ZITELLINI, N. -1985-** Continuous sea-floor spreading in Red Sea: an alternative interpretation of magnetic anomaly pattern. *Amer. Assoc. Petr. Geol. Bull.*, **69** (4): 513-24.
- LARSON, R.L. & PITMAN, W.C. III -1972-** Worldwide correlation of Mesozoic magnetic anomalies, and its implications. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **83**: 3645-61.
- LE PICHON, X. & FOX, P.J. -1971-** Marginal offsets, fracture zones and the early opening of the North Atlantic. *Jour. Geophys. Res.*, **76**: 6294-308.
- LIDDICOAT, J.C., OPDYKE, N.D., SMITH, G.I. -1980-** Paleomagnetic polarity in a 930 m core from Searles Valley, California. *Nature*, **286**: 22-25.
- MASON, R.G. & RAFF, A.D. -1961-** A magnetic survey off the west coast of North America 32° N to 42° N. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **72**: 1259-65.
- MATTHEWS, D.H. & BATH, J. -1967-** Formation of magnetic anomaly pattern of Mid-Atlantic Ridge. *Geophys. Jour. Roy. Astronom. Soc.*, **13**: 349-357.
- MELLO, S.L.M. -1993-** Marine geology and geophysics of the Mid-Atlantic Ridge between Ascension and Santa Helena Island. *Dissertação de Mestrado*, U.F.R.J., 100 pp.
- MELLO, S.L.M., COSTA, M.P.A., SPERLE, M. -1993-** Mapeamento Geofísico do Fundo Oceânico ao Largo da Plataforma Continental Alagoas/Pernambuco - NE do Brasil. *Anais III Congr. Intern. Soc. Bras. Geof.*, **2**: 1272-74, Rio de Janeiro, RJ.
- PALMA, J.J.C. -1989-** Mapeamento morfoestrutural do segmento ocidental da Zona de Fratura de Ascensão e porções adjacentes da crista da Cordilheira Mesoatlântica. *Dissertação de Mestrado*, U.F.R.J., pp. 150.
- PALMA, J.J.C., BROZENA, J., MELLO, S.L.M. & CARVALHO, J.C. -1984-** Mapeamento morfoestrutural preliminar da Zona de Fratura de Ascensão desde a Cordilheira Mesoatlântica até a margem continental nordeste brasileira. *Anais XXXIII Congr. Bras. Geol.*, **4**: 1643-54, Rio de Janeiro, RJ.
- RABINOWITZ, P.D. -1976-** Geophysical study of the continental margin of southern Africa. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **87**: 1643-53.
- RABINOWITZ, P.D. & LABRECQUE, J.L. -1979-** The Mesozoic South Atlantic ocean and evolution of its continental margins. *Jour. Geophys. Res.*, **84**: 5973-6002.
- SCHOUTEN, H. & MCCAMY, K.J. -1972-** Filtering marine magnetic anomalies. *Jour. Geophys. Res.*, **77**: 7089-99.
- SCHOUTEN, H. & DENHAM, C.R. -1979-** Modeling the oceanic magnetic source layer. In: *Deep sea drilling results in the Atlantic Ocean*, eds. M. Talwani, C.G. Harrison and D.E. Hayes. *Amer. Geophys. Union, Maurice Ewing Series*, **2**: 151-59.
- SCHOUTEN, H. & SMITH, W. -1982-** On the quality of marine magnetic anomaly sources and seafloor topography. *Geophys. Jour. Royal Astron. Soc.*, **70**: 245-59.
- SIBUET, J.C. & MASCLE, J. -1978-** Plate kinematic implication of equatorial fracture zones trends. *Jour. Geophys. Res.*, **83**: 3401-21.
- SPERLE, M., MELLO, S.L.M. & GOMES, L.R. -1991-** Análise Isostática nos Montes Submarinos de Pernambuco. *Anais II Congr. Intern. Soc. Bras. Geof.*, **2**: 644-49, Salvador, BA.

**VACQUIER, V., RAFF, A.D. & WORREN, R.E. -1961-** Horizontal displacements in the floor of the northeastern Pacific Ocean. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **72**: 1251-58.

**VINE, F.J. -1966-** Spreading of the ocean floor - new evidences. *Science*, **154**: 1405-15.

**VINE, F.J. -1968-** Magnetic anomalies associated with mid-ocean ridges. In: *The history of the Earth's crust*, ed. R.A. Phinney. Princeton University Press, New Jersey, pp. 73-89.

**VINE, F.J. & MATTHEWS, D.H. -1963-** Magnetic anomalies over oceanic ridges. *Nature*, **199**: 947.

**WHITEHEAD JR., J.A., DICK, H.J.B. & SCHOUTEN, H. -1984-** A mechanism for magmatic accretion under spreading centers. *Nature*, **312**: 146-47.

Submetido em: 16/10/95

Revisado pelo(s) autor(es) em: 10/07/96

Aceito em: 20/07/96

## MAGNETOSTRATIGRAPHY OF THE OCEANIC CRUST BETWEEN THE ASCENSION AND BODE VERDE FRACTURE ZONES

An extensive geological and geophysical research program (Centratlan Project) was carried out in the South Atlantic, between 1979 and 1985, by the Brazilian Navy and The Naval Research Laboratory-USA. This program performed several aeromagnetic and marine geophysical surveys which allowed detailed mapping of the Ascension and Bode Verde Fracture Zones since the Mid-Atlantic Ridge until the northeastern Brazilian continental margin.

This work analyses all aeromagnetic data collected during the Centratlan Project by mapping the marine magnetic anomalies. It determines the magnetostratigraphy of the oceanic crust along the study area and dates structures as well as major magmatic events in the ocean basin.

In order to map the magnetic lineations we use current magnetic models to mimic the pattern of the observed magnetic anomalies. The general models for the seafloor spreading magnetic anomalies assume an idealized pattern of normally and reversely magnetized blocks generated by an infinitesimal zone of injection. However, so far, it has been recognized that this general model is sometimes greatly distorted by several geological processes, which limit the resolution of the recorded magnetic field history. Therefore, as many other works, we use a magnetic modeling which assume a random emplacement in time and space of the magnetic source layer during the seafloor spreading in order to map the observed magnetic lineations. We also reviewed how the marine magnetic anomalies are generated in the mid-ocean ridge axis and the way it can be computed from a given magnetized layer and a geomagnetic time scale.

Each magnetic anomaly lineation represents an isochron which is a geophysical characteristic of the former spreading axis. Therefore the magnetic lineations as a whole show the tectonic framework of the oceanic crust along the time past. In this way the magnetic lineations identified along the Ascension and Bode Verde Fracture Zones revealed major changes in the seafloor spreading directions as well as variations in the spreading rates for the last 80 m.y.

We recognize an average spreading rate of 2.3 cm/yr for the South American Plate during the last 80 m.y and also some periods of high spreading rate (3.3 cm/yr) mainly in the early Cretaceous and Eocene. Particularly, such periods of high oceanic spreading rates are synchronized with changes in the strike of both fracture zones and with an increase of magmatism in the oceanic basin and continental margin. It is also noted that an increase in the offset of the fracture zones is correlated with periods of high spreading rates. Most of the volcanism that built the seamounts (e.g. Pernambuco and Bahia Seamounts) and the oceanic lineaments (e.g. Paraíba and Macció Lineaments) along the Ascension and Bode Verde Fracture Zones are chronologically related to the northeastern continental margin magmatic events in the last 80 my (e.g. Aptian basaltic rocks in Ceará basin, flood basalts in Macau/Rio Grande do Norte State, Pico do Cabugi basalts and volcanism of Fernando de Noronha).

We conclude that the majority of the volcanic events in the ocean basin and continental margin of northeastern Brazil seems to be due to magmatic activities related to increases in the oceanic spreading rates and to changes in the strike of the fracture zones.

## NOTAS SOBRE OS AUTORES *NOTES ABOUT THE AUTHORS*

### Sidney Luiz de Matos Mello

- . Professor Assistente - Depto. de Geologia LAGEMAR / Universidade Federal Fluminense
- . Doutorando Dept. of Earth Sciences - University of Leeds (1995)
- . Diretor do Instituto de Geociências - Universidade Federal Fluminense (1991-95)
- . MSc Geologia - Univ. Federal Fluminense e Lamont Doherty Earth Observatory, Programa Sandwich CAPES (1993)
- . Chefe do Depto. de Geologia - LAGEMAR/UFF (1987-90)
- . Visiting Scholar - Lamont Doherty Earth Observatory (1985-86)
- . Bacharel em Geologia - Univ. Federal do Rio de Janeiro (1981)

Áreas de interesse: Geologia Marinha, Geofísica Marinha e Geodinâmica

### Marcelo Sperle Dias

- . Pesquisador do Depto. de Geologia - LAGEMAR / Universidade Federal Fluminense (1990-95)
- . Doutorando do Observatório Nacional-CNPq (Bolsista da CAPES). Atualmente no Lamont Doherty Earth Observatory of Columbia University, Programa Doutorado Sandwich CNPq (1995).
- . Pesquisador Visitante - Lamont Doherty Earth Observatory / Programa PADCT-FINEP (1995)
- . MSc Geofísica - Observatório Nacional-CNPq (1992)
- . Bacharel em Oceanografia - Universidade do Estado do Rio de Janeiro (1988)

Áreas de interesse: Geofísica, Geotectônica e Oceanografia Geológica

## Publicación de Informaciones Institucionales

Para publicación de informaciones sobre actividades de Geofísica en su institución, en la sección "ANÁLISES/RELATÓRIOS" de la *Revista Brasileira de Geofísica*, por favor enviar una copia del artículo en papel y en disquete, conteniendo títulos y resúmenes en portugués o castellano y en inglés. El artículo no podrá exceder cuatro páginas de la Revista, incluyendo ilustraciones y referencias.