



Análise e Evolução Morfoestrutural das Zonas de Fratura Oceânicas do Atlântico Sudeste

Eliane da Costa Alves¹; Antonio Tadeu dos Reis²; Susanna Eleonora Sichel¹; Márcia Maia³

eliane@igeo.uff.br -¹Departamento de Geologia, / LAGEMAR-UFF; ²Departamento de Oceanografia, UERJ; ³CNRS/UMR 6538, Plouzané, France

Copyright 2006, SBGf- Sociedade Brasileira de Geofísica

Este texto foi preparado para a apresentação no II Simpósio de Geofísica da Sociedade Brasileira de Geofísica, Natal, 21-23 de setembro de 2006. Seu conteúdo foi revisado pela Comissão Tecno-científica do II SR-SBGf mas não necessariamente representa a opinião da SBGf ou de seus associados. É proibida a reprodução total ou parcial deste material para propósitos comerciais sem prévia autorização da SBGf.

Resumo

A análise da magnetoestratigrafia da crosta oceânica na região do Atlântico Sudeste, compreendida pela Zona de Fratura de Martim Vaz e pelos sistemas de zonas de fratura do Rio de Janeiro (SZFRJ) e de Rio Grande (SZFRG), revelou aspectos importantes sobre a história evolutiva da crosta oceânica. Dentre eles, destaca-se a evolução morfoestrutural das Zonas de Fratura Oceânicas (ZFOs) em questão; e, a relação entre a variação na taxa de expansão oceânica e a variação espaço-temporal do deslocamento do eixo da Cordilheira Mesoatlântica. Estes aspectos permitiram um melhor entendimento dos fenômenos tectônicos e magmáticos do Meso-Cenozóico do Sudeste Brasileiro que podem ter sido condicionados pelo alongamento das ZFOs em direção à margem continental. O estudo possibilitou também a obtenção de uma taxa média de expansão oceânica de 2,4 cm/ano, para o período compreendido entre 0-80 Ma. Além disso, foram também reconhecidos períodos de taxas de expansão relativamente elevadas (3,5 cm/ano), e uma notável correlação entre o aumento dos deslocamentos da porção transformante das ZFOs e as variações nas taxas de expansão oceânica. De uma maneira geral, um aumento no deslocamento corresponde a uma aceleração na taxa de expansão. Esta relação se faz presente sob a forma de reativações tectono-magmáticas, provavelmente devido às zonas de fraquezas associadas às ZFOs e/ou aos estresses causados pela mudança na direção da expansão oceânica.

Introdução

As Zonas de Fratura Oceânicas (ZFOs) são zonas de fraqueza litosférica, em geral perpendiculares ao eixo da cordilheira meso-oceânica (CMO), que separam segmentos de placas litosféricas de diferentes idades (Heirtzier et al., 1968). O termo Zona de Fratura Oceânica é empregado,

genericamente, para designar a falha de deslocamento direcional ativa -a falha transformante- situada entre as extremidades de segmentos de eixo de uma CMO, bem como suas extensões inativas, traços fósseis de falhas transformantes. O fundo submarino do Atlântico Sul é interrompido por inúmeras descontinuidades litosféricas subparalelas que representam os segmentos inativos de falhas transformantes (Figura 1).

O estudo aqui desenvolvido mostra a interpretação dos dados de isócronas magnéticas, gravimetria (batimetria predita, gravimetria ar-livre e anomalia geoidal) e sísmica de reflexão, com o objetivo de investigar a evolução morfotectônica das principais ZFOs do Atlântico Sudeste. As ZFOs aqui focalizadas são aquelas morfoestruturalmente definidas desde a Cordilheira Mesoatlântica até a região próxima à Margem Continental Sudeste Brasileira, como a Zona de Fratura de Martim Vaz, o Sistema de Zonas de Fratura do Rio de Janeiro e o Sistema de Zonas de Fratura de Rio Grande.

Neste trabalho são apresentadas as principais características da evolução morfotemporal destas ZFOs do Atlântico Sudeste, segundo o mapeamento de detalhe na região, realizados por Alves (2002). Em seguida, o trabalho enfoca a evolução do assoalho submarino da região ao longo do Cenozóico, relacionando a expansão da crosta oceânica com os principais eventos tectono-magmáticos registrados na bacia oceânica e no continente.

Mapeamento e Evolução Morfotemporal das Zonas de Fratura Oceânicas

A associação integrada dos mapas de batimetria predita (Figura 1) e de isócronas magnéticas (Figura 2) nos permite uma análise morfotemporal da ZFOs na região de estudo

A Zona de Fratura de Martim Vaz (ZFMV) é caracterizada por um pequeno rejeito em torno de 15 km no eixo da Cordilheira Mesoatlântica (CMA) e uma diferença de idade de 1 Ma, entre os lados opostos da transformante (Figuras 1 e 2). Este deslocamento no eixo da cordilheira pode representar uma descontinuidade não rígida de 2ª ordem, segundo a classificação de Sempéré et al. (1993). A partir do eixo da CMA, a ZFMV é definida por uma depressão gravimétrica que constitui um segmento assísmico se prolongando tanto para leste

quanto para oeste no sentido das margens continentais africana e brasileira. Porções de crosta mais antiga que 5 Ma, observadas em dois segmentos assísmicos que constituem o compartimento morfo-tectônico da ZFMV, representados em ambos os lados da cordilheira. Um destes segmentos de ZF teve início a 5 Ma e outro a 20 Ma, e ambos estendem-se até 80 Ma (Figuras 1 e 2). Estas características morfoestruturais indicam que durante a sua evolução a ZFMV sofreu modificações morfoestruturais configurando num sistema duplo de zonas de fratura entre 20 Ma e num sistema triplo entre 20 e 80 Ma. A partir de 80 Ma, na margem continental, este sistema configurou um sistema duplo de zonas de fratura apresentando uma largura de aproximada 130 km (Figura 1).

O Sistema de Zona de Fratura do Rio de Janeiro (SZFRJ) se caracteriza no eixo da CMA, como uma das maiores descontinuidades crustais do Atlântico Sul, com um deslocamento total de aproximadamente 270 km e uma largura de cerca de 160 km. Este sistema é constituído por três descontinuidades que se estendem na direção -W, denominadas de sul para norte como ZFRJ1, ZFRJ2 e ZFRJ3, respectivamente. As três zonas transformantes que compõem o SZFRJ mostram características que permite considerá-las como descontinuidades rígidas de primeira ordem (Alves, 2002). A partir da CMA, o compartimento morfo-tectônico do SZFRJ inclui largas faixas de embasamento rebaixado em relação ao embasamento adjacente, observado em ambos os lados da cordilheira, (Figuras 1 e 2). Nos mapas das figuras 1 e 2, foram identificados dois segmentos entre as ZFRJ2 e a ZFRJ3, um há cerca de 1 Ma, que se estende até 12 Ma, e outro em torno de 3 Ma, que permanece até 50 Ma. Estas observações indicam que o SZFRJ sofreu modificações tectônicas importantes ao longo do tempo geológico. O sistema triplo de ZFs existente entre 1 e 50 Ma já foi representado por um sistema quádruplo de ZFs entre 1 a 3 Ma, por um sistema quádruplo entre 3 a 12 Ma, e novamente por um sistema quádruplo entre 12 a 50 Ma. Entre 50 e 75 Ma, o SZFRJ apresenta características morfoestruturais semelhantes às atuais na CMA. A partir de 80 Ma, o SZFRJ é configurado por duas descontinuidades, representadas pelos segmentos assísmicos das ZFRJ1 e ZFRJ3 (Figura 1).

O Sistema de Zonas de Fratura de Rio Grande corresponde no eixo da CMA a um deslocamento total da ordem de 106 km, sendo constituído por três falhas transformantes e suas extensões inativas, que se estendem tanto para leste quanto para oeste (Figuras 1 e 2). Estas descontinuidades são denominadas de sul para norte como ZFRG1, ZFRG2 e ZFRG3, respectivamente. As descontinuidades da ZFRG1 e ZFRG2 representam descontinuidades de primeira ordem, enquanto a ZFRG3 uma descontinuidade de segunda ordem (Alves, 2002). O compartimento tectônico que caracteriza o SZFRG parece ter-se mantido até 10 Ma, não apresentando mudanças significativas, como indicam os mapas isócronas magnéticas e gravimétricas (Figuras 1 e 2). Com base nesses mapas, a partir de 10 Ma, se observa um segmento de ZF definido até 30 Ma a norte da ZFRG3, e outra ZF a sul da ZFRG1, identificada entre 15 Ma e 70 Ma. O conjunto destas observações mostra que

o compartimento tectônico do SZFRG sofreu diversas modificações morfo-estruturais durante o intervalo de tempo entre 10 e 70 Ma. Entre 10 e 15 Ma, o SZFRG foi caracterizado como um sistema quádruplo de ZFs, em seguida por um sistema quádruplo entre 15 e 30 Ma, e novamente por um sistema quádruplo de ZFs entre 30 e 70 Ma. A configuração da ZF entre 30 e 70 Ma, também foi anteriormente observado por Cande et al. (1988). Como observado por Alves (2002), com base em dados gravimétricos e sísmicos de reflexão, a partir de cerca de 80 Ma o SZFRG se restringe à extensão assísmica da ZFRG1, coincidente com a Dorsal de São Paulo (Figura 1).

Evolução Morfo-temporal das Zonas de Fratura

Os traçados da Zona de Fratura de Martim Vaz (ZFMV) e dos sistemas de zonas de fratura do Rio de Janeiro (SZFRJ) e do Rio Grande (SZFRG) podem ser inferidos a partir da zona de rejeito das anomalias magnéticas deslocadas observadas na Figura 3. Mesmo que estes traçados sejam realizados de forma mais dedutiva se comparados aos determinados pela gravimetria ou pela sísmica de reflexão, nota-se claramente que a ZFMV, SZFRJ e o SZFRG apresentam uma inflexão NE-SW entre os chrons 33 e 34 em direção à margem continental na região coincidente com os montes submarinos da área (Figuras 1 e 2). Dentre eles, destacam-se os montes submarinos Almirante Saldanha e São Tomé, que fazem parte do prolongamento da ZFMV, os montes submarinos do Rio de Janeiro e Jean Charcot I e II da extensão do SZFRJ, e a Dorsal de São Paulo alinhada ao prolongamento do SZFRG (Alves 2002). De acordo com Alves (2002), a gênese dos montes submarinos está intimamente ligada à presença estrutural das ZFOs, como as idades dos montes submarinos são aproximadas às idades das reativações tectônicas. Ainda segundo o referido autor, os fenômenos tectônicos e magnéticos do Meso-Cenozóico do Sudeste Brasileiro podem ter sido condicionados pelo prolongamento das ZFOs em direção à margem continental.

Os deslocamentos entre as anomalias magnéticas de mesma idade foram medidos desde a Cordilheira Mesoatlântica (CMA) até a anomalia 34, possibilitando determinar sua variação ao longo das zonas de fratura oceânica (ZFOs) nos últimos 80 Ma (Figura 3). Os valores utilizados nos gráficos do SZFRJ (Figura 3b) e do SZFRG (Figura 3c) tiveram como base o valor médio das descontinuidades medidas nas ZFs que compõem cada compartimento tectônico. No caso do SZFRJ o valor médio foi inferido pelos deslocamentos da ZFRJ1, ZFRJ2 e ZFRJ3, e o valor do deslocamento do SZFRG a partir das ZFRG1, (ZFRG2 e ZFRG3). Os referidos deslocamentos apresentam valores máximos entre dois períodos de tempo, um entre 35 e 55 Ma e o outro entre 60 e 80 Ma. A ZFMV (Figura 3a) mostrou comportamentos diferentes ao observado na CMA (15 km), em relação aos períodos entre 35 e 55 Ma com deslocamentos da ordem de 60 km e, entre 60 e 80 Ma com deslocamento em torno de 120 km (Figura 3a). No entanto, entre 60 e 80 Ma, os deslocamentos do SZFRJ e do SZFRG diferem significativamente em relação à CMA. No SZFRJ, este deslocamento diminui para um valor médio de 80 km, enquanto no SZFRG o deslocamento aumenta, chegando a 200 km. Os deslocamentos

apresentados nos últimos 20 Ma apresentam um comportamento inverso, pois os deslocamentos medidos no SZFRJ aumentam (valor médio de 120 km), enquanto ao longo do SZFRG e a da ZFMV, os deslocamentos diminuem, apresentando valores médios da ordem de 40 km e 15 km, respectivamente.

A julgar por estes dados, sugere-se que entre os períodos de 35 a 55 Ma e de 60 e 80 Ma, as ZFOs apresentaram controles tectônicos semelhantes. No entanto, pode-se notar que não há uma relação direta entre as diferenças absolutas da variação dos deslocamentos na ZFMV e nos sistemas de ZFs do Rio de Janeiro e de Rio Grande.

Além da determinação da variação dos deslocamentos entre a ZFMV, e os SZFRJ e SZFRG, foi calculada uma taxa média de expansão oceânica para a região, como é mostrado na Figura 4. Observando-se a figura pode-se notar que nos últimos 80 Ma, a expansão do assoalho oceânico nesta região da placa Sul-Americana (do flanco oeste da CMA) pode ser descrita resumidamente da seguinte forma:

- 80-75 Ma, taxa de expansão de 3,5 cm/ano;
- 70-50 Ma, decréscimo na taxa de expansão oceânica atingindo valores em torno de 1,9 cm/ano;
- nova aceleração da expansão durante grande parte do Eoceno com valores de 2,4 cm/ano;
- um pequeno decréscimo geral da expansão oceânica até o presente, com valores de 2,0 cm/ano.

Além destas características gerais, nota-se um pequeno aumento na velocidade de expansão do assoalho de 2,5 cm/ano no Oligoceno, ao passo que durante o Mioceno esta taxa média pode ter sido de 2,1 cm/ano. Os valores encontrados também se mostram compatíveis aos apresentados por Mello & Dias (1996) para as zonas de fratura de Ascensão e Bode Verde e com as apontadas por Cande et al. (1988) no Atlântico Sul.

Discussão e Conclusão

Através do estabelecimento da magnetoestratigrafia da crosta oceânica na região do Atlântico Sudeste compreendida pela Zona de Fratura de Martim Vaz e pelos sistemas de zonas de fratura do Rio de Janeiro (SZFRJ) e de Rio Grande (SZFRG), são evidenciados aspectos importantes da história evolutiva da crosta oceânica, tais como: a evolução morfotemporal as Zonas de Fratura Oceânicas (ZFOs); a relação entre a variação na taxa de expansão oceânica e a variação espaço-temporal do deslocamento do eixo da Cordilheira Mesoatlântica. Estes aspectos permitiram um melhor entendimento dos fenômenos tectônicos e magmáticos do Meso-Cenozóico do Sudeste Brasileiro que podem ter sido condicionados pelo prolongamento das ZFOs em direção à margem continental, e ainda a reajustes globais das placas litosféricas em função de mudança de localização do pólo de rotação.

A taxa média de expansão do assoalho oceânico na região é definida por períodos com valores de velocidade significativamente elevados para o Oceano Atlântico. A expansão oceânica no período correspondente a anomalia 34 (84 Ma) é alta, com valores atingindo 3,5 cm/ano (Figura 4). Este aumento também foi associado à variação na direção de expansão do Atlântico Sul determinada por uma mudança no pólo de rotação das

placas litosféricas (Le Pichon & Fox, 1971; Sibuet & Mascle, 1978; Cande et al., 1988; Mello & Dias, 1996, Alves, 2002). Este período é caracterizado globalmente como uma época de intensa atividade magmática, expressa em diferentes regiões do Atlântico como a Cadeia de Walvis, a Elevação do Ceará e Serra Leoa (Kumar, 1979), como também pela presença dos Lineamentos de Maceió e Salvador e dos montes submarinos de Pernambuco e da Bahia (Mello & Dias, 1996; Gomes et al. 2000). Na região de trabalho (Figura 2), as maiores evidências desta atividade vulcânica estão representadas pela Elevação do Rio Grande e pelos montes submarinos Jean Charcot, cujas formações estão associadas à reativação tectônica do SZFRJ (Alves, 2002). Outras evidências de magmatismo nesta época são registradas no Bordo Continental Sudeste adjacente, como corpos alcalinos e básicos, em grande parte relacionados aos alinhamentos sismo-magmáticos. Dentre eles destacam-se o Alinhamento Sismo-Magmático Alcalino de Poços de Caldas (~ 90 Ma) / Cabo Frio (~ 50 Ma) / Montes Submarinos Almirante Saldanha e São Tomé (~ 19,5 Ma), associado à zona de fraqueza no Bordo Continental Sudeste, representado pelo prolongamento da ZFMV na área oceânica (Alves, et al, 2005).

Durante o período entre 70 e 50 Ma, compreendido pelas anomalias magnéticas de 30 e 21, a taxa de expansão do assoalho oceânico se tornou mais lenta com velocidades médias de 2,1 cm/ano (Figura 4). Esta diminuição teve como consequência um aumento no desnível batimétrico das zonas de fraturas mapeadas a partir dos dados de altimetria de satélite, propiciando um aumento no número de zonas de fraturas secundárias (Cande et al., 1988). Esta relação foi notada no Atlântico Sudeste por Alves (2002) entre as ZFOs de Ascensão e Bode Verde por Mello & Dias (1996).

No período correspondente às idades de 50 Ma a 30 Ma, se observa um novo aumento na taxa de expansão do assoalho oceânico, atingindo cerca de 2,5 cm/ano (Figura 4). Mais uma vez, este aumento ocorre associado a mudanças na direção de expansão oceânica. Tal mudança encontra-se associada com a reorganização global das placas ocorrida no Paleoceno e Eoceno Médio (Cande et al., 1988). Nesta época ocorreu intensa atividade magmática e, como consequência, formaram-se montes submarinos e altos do embasamento, como os observados ao longo das ZFOs da região. Exemplos semelhantes foram registrados ao sul da Zona de Fratura de Ascensão (Mello & Dias, 1996).

Uma diminuição na velocidade de expansão oceânica, aparentemente gradativa, registra-se desde 25 Ma até o presente. Carbotte et al. (1991) identificaram decréscimos de velocidade entre os chrons 4 a 2 (7,9 a 1,66 Ma), corroborada por Brozena & White (1990) e Cande et al. (1988). Segundo Mello & Dias (1996), dois pequenos aumentos foram marcados durante essa fase, em torno da anomalia 7 (2,3 cm/ano) e da anomalia 4 (2,1 cm/ano). O chron (Oligoceno) pode marcar especificamente o início de uma mudança mais recente na direção de expansão, a qual provavelmente relaciona-se às atividades magmáticas alcalinas e básicas observadas nas ilhas oceânicas e no continente adjacente. Um novo incremento na velocidade de expansão foi verificado após a anomalia de Jaramillo (0,94 Ma.) (Carbotte et al; 1991).

Comparando os gráficos de variação de deslocamento (Figura 3) com o da taxa da expansão (Figura 4), 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 oceânica. Por exemplo, a alta taxa de expansão entre 50 e 30 Ma é compatível com os grandes deslocamentos apresentados pelas ZFOs. O aumento da taxa de expansão do assoalho oceânico parece intrinsecamente relacionado aos fenômenos tectônicos e magmáticos do Mesozoico do Sudeste Brasileiro que podem ter sido condicionados pelo prolongamento das ZFOs em direção à margem continental. Adicionalmente, variações na expansão oceânica e mudanças na direção do movimento relativo das placas litosféricas refletem variações direções e nas características morfoestruturais das ZFOs e induzem a propagação de estresses intraplaca provocando localmente aumento de atividade tectônica e ígnea.

SEMPÉRE, J.C.; LIN, J.; BROWN, H.S.; SHOUTEN, H.; PURDY, G.M. 1993. Segmentation and morphotectonic variations along a slow-spreading center: The Mid-Atlantic Ridge (24°00'N-30°40'). *Marine Geophysical Research*, 15:153-200

SIBUET, J.C. & MASCLE, J. 1978. Plate kinematics implications of Atlantic Equatorial Fracture Zone trends. *Journal Geophysical Research*, 83(B7):3.401-3.421.

Agradecimentos

Ao Departamento de Geologia / Universidade Federal Fluminense pelo apoio material.

Referencias

- ALVES, E.C.** 2002. Zonas de Fratura Oceânica e suas Relações com a Compartimentação Tectônica do Sudeste do Brasil. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Rio de Janeiro, RJ, 233 p.
- ALVES, E.C.; MAIA, M.; SICHEL, S.E.** 2005. Behavior of Martim az Fracture Zone, from Mid Atlantic Ridge to Brazilian Coast. 9th International Congress of the Brazilian Geophysical Society, 11 – 14 de setembro, Salvador, BA, CD ROOM.
- BROZENA, J.M. & WHITE, R.S.** 1990. Ridge jumps and propagations in the South Atlantic Ocean. *Nature*, 348(6297):149-152.
- CANDE, S.C.; LABRECQUE, J.L.; HAXBY, W.B.** 1988 Plate kinematics of the South Atlantic - chron 34 to present, *Journal Geophysical Research*, 93:13479-92.
- CARBOTE, S.; WELCH, R.N.; MACDONALD, K.C.** 1991 Spreading rates, rift propagation, and fracture zone offset histories during the past of the 5 myon the mid-atlantic ridge; 25°–27°30'S and 31°–34°30'S. *Marine Geophysical Research*, 13:51-80.
- GOMES, P.O.; GOMES, B.S.; PALM, J.J.C.; JINNO, K.; SOUZA, J.M.** 2000. Ocean-continent transition and tectonic framework of the oceanic crust at the Continental Margin off NE Brazil: Result of LEPLAC Project. In: In. MOHRIAK, W.U. & Talwani. M. (eds.). *Atlantic Rifts and Continental Margins*. Geophysical Monograph Series, American Geophysical Union, 115:261-291.
- KUMAR, N.** 1979. Origin of paired aseismic rises: Ceará and Sierra Leone Rises in the Equatorial and Rio Grande Rise and ridge in South Atlantic, *Marine Geology*, Amsterdam, 30, 175-191.
- LE PICHON, X. & FOX, P.J.** 1971. Marginal offsets fracture zones and early opening of the North Atlantic. *Journal Geophysic*, 76:66294-308.
- MELLO S.L.M. & DIAS, M.S.** 1996. Magnetoestratigrafia da crosta oceânica entre as zonas de fratura de Ascensão e Bode Verde, *Revista Brasileira de Geofísica*, 14, 237-251.

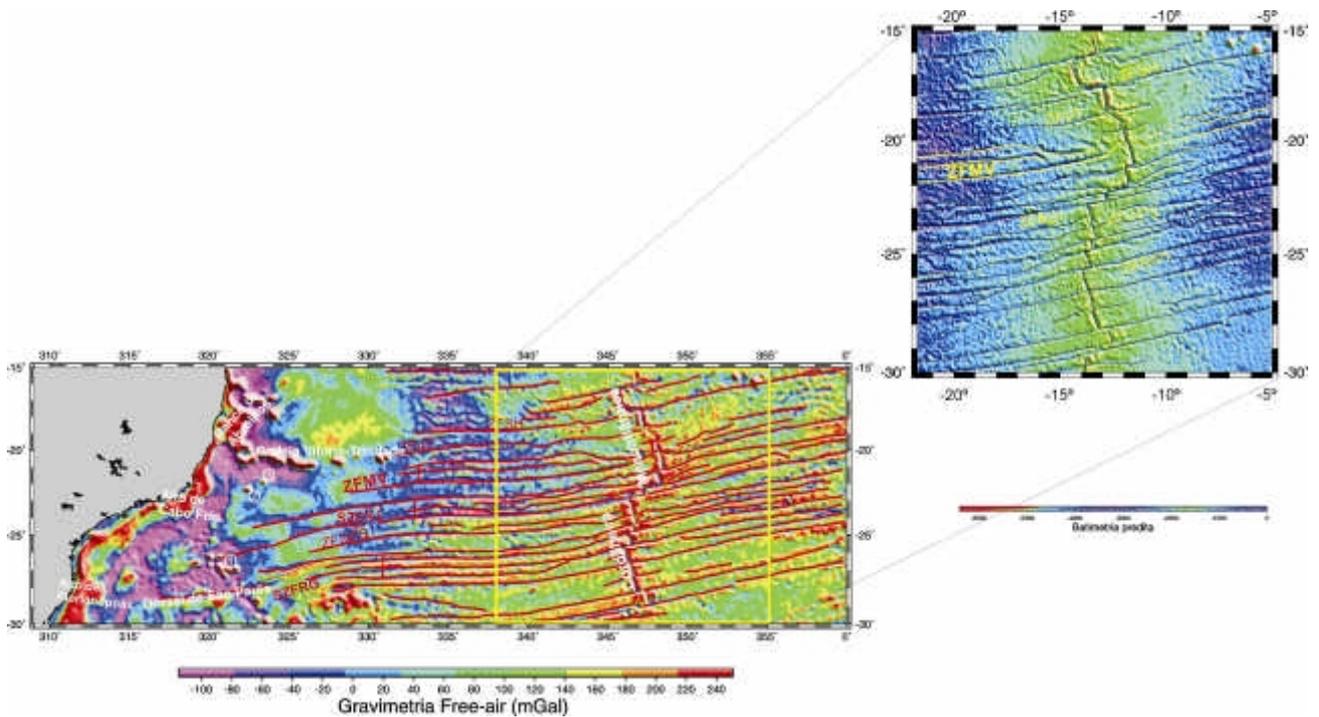


Figura 1 - Mapa Batimetria Predita derivado da altimetria de satélite e dados de navio (Smith & Sandwell, 1994), mostrando o traçado das zonas de fratura de Sta. Helena (ZFSH), Vitória Trindade (ZFVT), Martim Vaz (ZFMV) e de 24° (ZF24°) e os sistemas de zonas de fratura do Rio de Janeiro (SZFRJ) e de Rio Grande (SZFRG). O retângulo vermelho do Mapa de Gravimetria Ar-livre (Sandweel & Smith, 1997) representa o detalhe da área de estudo na região da Cordilheira Mesoatlântica. Os números identificam localização das seguintes províncias geológicas: 1- Montes Submarinos Jean Charcot; 2- Monte Submarino Almirante Saldanha; 3- Monte Submarino São Tomé.

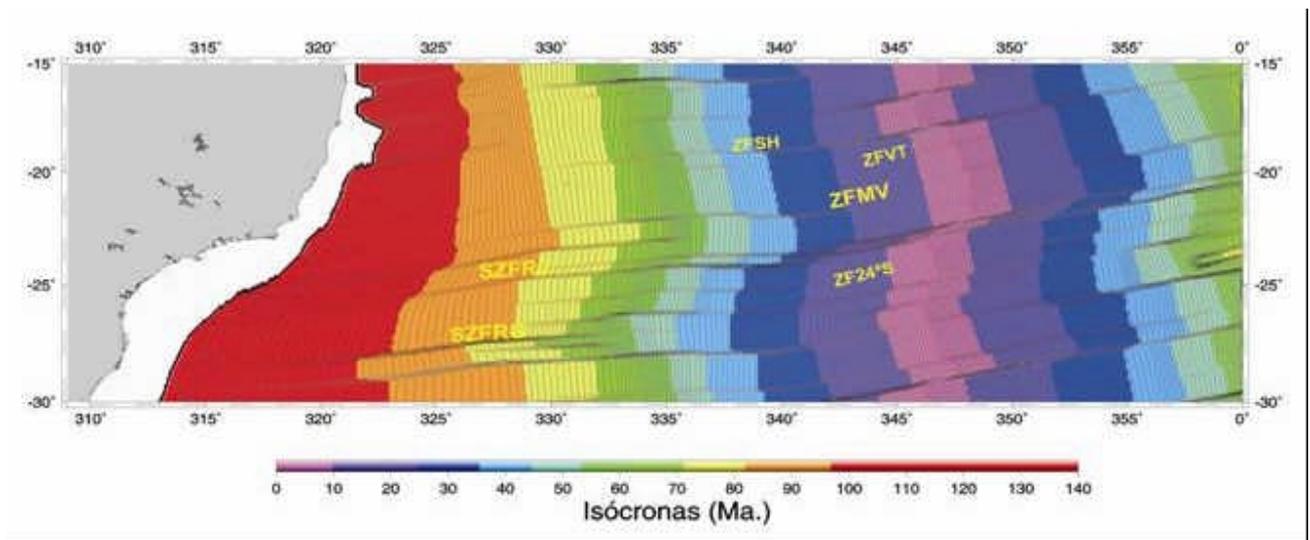


Figura 2 - Mapa de Isócronas da crosta oceânica baseado na magnetoestratigrafia de Muller et al. (1997). Traçado das zonas de fratura de Sta. Helena (ZFSH), Vitória-Trindade (ZFVT), Martim Vaz (ZFMV) e de 24°S (ZF24°) e o Sistema de Zona de Fratura do Rio de Janeiro (SZFRJ).

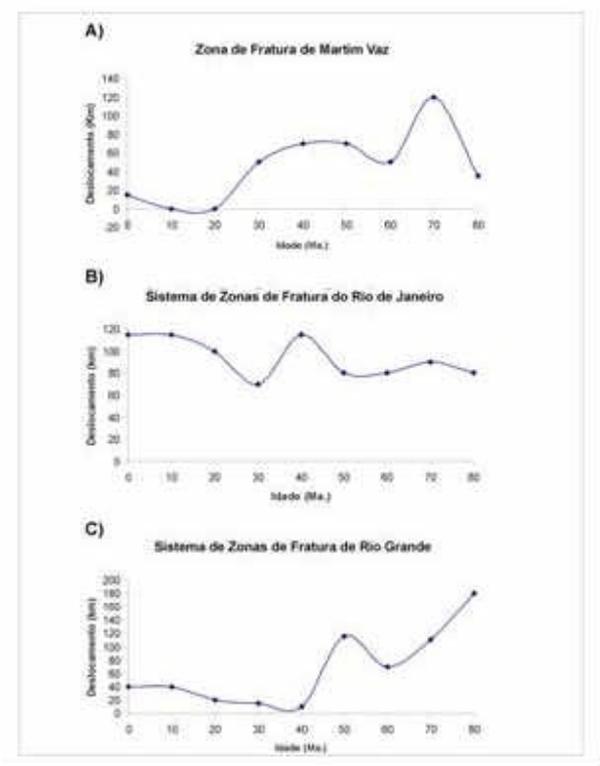


Figura 3 - Variação dos deslocamentos das Zonas de Fratura ao longo dos últimos 80 Ma.



Figura 4 - Variação na taxa de expansão do assoalho oceânico da Zona de Fratura de Martim Vaz e do Sistema de Zonas de Fratura do Rio de Janeiro e do Sistema de Zonas de Fratura de Rio Grande. Na parte inferior tem-se a escala de tempo das reversões geomagnéticas mostrando as principais anomalias de expansão oceânica registradas nos últimos 80 Ma.