



**Universidade Federal Fluminense**

**Instituto de Geociências  
Departamento de Geologia  
Programa de Pós-Graduação em  
Geologia e Geofísica Marinha - Mestrado**



# **Mapeamento de Estruturas do Embasamento e seus Limites Crustais no Atlântico Equatorial, Adjacente à Margem Brasileira**

Marcos Nóbrega II

Orientação: Cleverson Guizan Silva

Roberta Mary Vidotti

Antonio Tadeu dos Reis

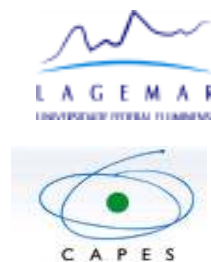
**Niterói**

**Rio de Janeiro – Brasil**

**2011**

# **Mapeamento de Estruturas do Embasamento e seus Limites Crustais no Atlântico Equatorial, Adjacente à Margem Brasileira**

Marcos Nóbrega II



Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geofísica Marinha da Universidade Federal Fluminense (UFF), como parte dos requisitos necessários à obtenção do grau de Mestre em Ciências (M.Sc.).  
Área de concentração: Geologia e Geofísica Marinha.

Orientação: Cleverson Guizan Silva

Roberta Mary Vidotti

Antonio Tadeu dos Reis

**Niterói, RJ**

**2011**

## FICHA CATALOGRÁFICA

N754m

Nóbrega II, Marcos

Mapeamento de estruturas do embasamento e seus limites crustais no Atlântico Equatorial, adjacente à margem brasileira. / Marcos Nóbrega II. – Niterói, Rio de Janeiro, 2011.  
81f.

Dissertação (Mestrado em Geologia e Geofísica Marinha) – Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geofísica Marinha, Instituto de Geociências, Universidade Federal Fluminense, Niterói, Rio de Janeiro, 2011.

Orientador: Cleverson Guizan Silva.

1. Geologia Marinha. 2. Geofísica Marinha. 3. Margem Equatorial Brasileira. 4. Modelagem Gravimétrica. I. Vidotti, Roberta Mary (Co-Orientadora). II. Reis, Antonio Tadeu dos (Co-Orientador). III. Título.

CDD 551.4608

Bibliotecária Responsável: Terezinha de Jesus Fôro / CRB-11/304

**Marcos Nóbrega II**

**Mapeamento de Estruturas do Embasamento e  
seus Limites Crustais no Atlântico Equatorial,  
Adjacente à Margem Brasileira**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geofísica Marinha da Universidade Federal Fluminense (UFF), como parte dos requisitos necessários à obtenção do grau de Mestre em Ciências (M.Sc.). Área de concentração: Geologia e Geofísica Marinha.

Aprovada em 27 de Dezembro de 2011

BANCA EXAMINADORA



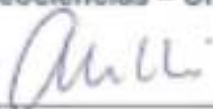
Prof Dr Cleverson Guizan Silva - Orientador

Departamento de Geologia – Universidade Federal Fluminense



Profª Drª. Roberta Mary Vidotti.- Co-Orientadora

Instituto de Geociências – Universidade de Brasília



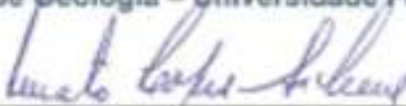
Prof Dr Antonio Tadeu dos Reis - Co-Orientador

Faculdade de Oceanografia - Universidade do Estado do Rio de Janeiro



Prof Dr Jorge Jesus Cunha Palma

Departamento de Geologia – Universidade Federal Fluminense



Dr Renato Lopes Silveira

Agência Nacional de Petróleo - ANP

## **DEDICATÓRIA**

Dedico todo meu esforço à minha amada esposa, Paola Andrea Saavedra Aranda, e aos meus pais, Marcos Andrade Nóbrega e Cloé Pimentel Furst, por me propiciarem a possibilidade de evolução no campo do conhecimento.

## **AGRADECIMENTOS**

Agradeço à minha esposa, Paola Andrea Saavedra Aranda, e famílias brasileira e chilena, por todo incentivo durante estes anos.

Aos colegas e funcionários do LAGEMAR-UFF, Jenny Carvalho de Oliveira e Augusto Magalhães (CPD), pelo apoio e ajuda nas suas respectivas áreas.

Agradeço ao setor de pós graduação em Geologia da UERJ - Universidade do Estado do Rio de Janeiro, em especial aos professores Webster Mohriak, Benedito S. Gomes e Miguel Angelo Mane, pelos esclarecimentos prestados.

Aos meus orientadores Cleverson Guizan Silva, Antônio Tadeu dos Reis e Roberta Mary Vidotti, por toda a ajuda e o incentivo dispensados.

Ao programa de incentivo para a pós-graduação fornecido pela CAPES.

Agradeço ao LEPLAC bem como Marinha do Brasil e à PETROBRÁS, pela liberação dos dados necessários ao desenvolvimento deste estudo.

A Janete Fernandes, pela amizade e ajuda com a revisão da bibliografia.

Aos amigos Gustavo Batista (a quem tenho como irmão), Newton Mandarino Neto (*in memoriam*) e Camilo Ivan Aristizabal; aos colegas da família - Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) - em especial aqueles com quem divido moradia em Porto Velho-RO (Daiane Hammes e Stefan Hulme), por estarem sempre presentes e dispostos a escutar e ajudar.

É importante lembrar os colegas de trabalho, em encontros esporádicos, que participaram seja com ideias, Fernando Colo (funcionário da PETROBRAS) seja com ajuda em desenhos como Bruno Soares C&C Technologies do Brasil, Antônio Nascimento, Antonieta B. G. Lelo, Mário Sérgio dos Santos e Mario Jorge R. dos Santos da CPRM, seja com apoio em liberação de trabalho necessário a viagens concedido pelo chefe e amigo Sérgio Henrique Nunes de Faria da C&C Technologies do Brasil (2008-2010) e a chefe da Residência de Porto Velho (REPO) – CPRM (2010 até a presente data), Helena Bezerra, ao Assistente de Produção da Diretoria de Hidrologia e Gestão Territorial (ASSPRO-DHT), Francisco de Assis dos R. Barbosa e ao Assistente de Produção da Diretoria de Relações Institucionais e Desenvolvimento Marcos Luiz do Espírito S. Quadros (ASSPRO-DRI), os três pertencentes à CPRM.

A “**Deus**”, meu grande mentor e a “**La Virgen de lo Vasquez**” de quem sou devoto o meu muito obrigado!!!

## RESUMO

A Margem Equatorial Brasileira (MEB) apresenta, nos dias de hoje, uma estruturação complexa, aparentemente compartimentada em porções cisalhantes chamadas neste trabalho de Cisalhante Transformante e porções similares à passivo divergente chamados neste trabalho de Passivo Transformante. Para este estudo, foram interpretadas 22 linhas sísmicas 2D disponibilizadas pela Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN) e PETROBRAS, através do projeto de Levantamento da Plataforma Continental Brasileira (LEPLAC), com análise da variação do campo gravitacional regional e local referente às linhas LN535 e LN029 escolhidas para modelagem gravimétrica. Foram elaborados mapas regionais de Batimetria, Anomalia Ar Livre, Anomalia Bouguer e do Embasamento para a Margem Equatorial Brasileira. Utilizou-se de compilação bibliográfica concernentes a estudos realizados na MEB para determinar velocidades e densidades que permitisse desenvolver os modelos gravimétricos e de transformação de tempo em profundidade dos perfis sísmicos. A associação desses métodos levou a delimitar e a setorizar possíveis limites crustais e comparar com limites já descritos na literatura como os de Attho et al., (2004); Moulin et al., (2003, 2007 e 2010) e Soares Junior et al.,(2008).

*Palavras Chave: Margem Transformante; Modelagem Gravimétrica; Limites Crustais.*



## ABSTRACT

Presently the Brazilian Equatorial Margin (MEB) has a complex structure, apparently compartmentalized into portions called shear Transforming portions and others called passive Transforming portions. In this case-study, 22 2D-seismic lines were interpreted such were provided by the Directorate of Hydrography and Navigation (DHN) and PETROBRAS, by mean the project survey of the Brazilian Continental Shelf (LEPLAC). The variation of the gravitational field relating to regional and local lines LN535 and LN029 chosen for modeling gravity were analyzed. Regional maps of bathymetry, Free Air anomaly, Bouguer anomaly and the Basement to the Brazilian Equatorial Margin were prepared. Literature concerning to studies in MEB which determined velocities and densities were used to develop gravity models and transform time-in-deep (meters) from seismic profiles. The combination of those methods led to demarcate crustal boundaries and to build possible edge sectors in order to compare them with such as Attho *et al.* (2004), Moulin *et al.*, (2003, 2007 and 2010) and Soares Junior *et al.* , (2008) previous described models.

*Key Words: Transforming margin; Gravity Modeling; Limits crust.*

## **OBJETIVOS**

O objetivo deste trabalho consiste em analisar e interpretar 22 linhas, sísmicas disponibilizadas pelo LEPLAC III, V, VI e VIII, em bacias profundas como as da Foz do Amazonas, do Pará Maranhão, de Barreirinhas e do Ceará.

Será produzido um mapa que represente o embasamento da MEB e duas modelagens gravimétricas de linhas sísmicas pré-escolhidas para ajudar no delineamento de um limite crustal.

O resultado deste estudo será comparado com o resultado indicado em mapas regionais de Batimetria, Anomalias Ar Livre e Bouguer da MEB, correlacionando o padrão estrutural existente com as feições encontradas e descritas na sísmica, para validar não só um modelo com limites crustais bem como a setorização e compartimentação da MTB.

## SUMÁRIO

<i>1 - Introdução</i> .....	18
<i>2 - Localização</i> .....	21
<i>3 – Margem Passiva Transformante</i> .....	21
<b>3.1 Características estruturais das margens transformantes</b> .....	24
<b>3.2 – Descrição da margem equatorial transformante brasileira</b> .....	29
<i>4 - GEOLOGIA REGIONAL</i> .....	36
<i>5 – Grandes Estruturas do Embasamento Oceânico na Margem Equatorial Brasileira</i> .....	43
<i>6 - Metodologia de Trabalho</i> .....	49
<b>6.1 - Batimetria</b> .....	50
<b>6.2 - Gravimetria</b> .....	51
<b>6.3 - Sísmica</b> .....	53
<b>6.4 - Gradeamento Kingdom Suite &amp; Oasis Montaj</b> .....	55
<b>6.5 - Modelo (Gmsys)</b> .....	56
<b>6.6 Mapa do Embasamento</b> .....	62
<i>7 - Resultados</i> .....	65
<b>7.1 - Batimetria da margem equatorial</b> .....	65

<b>7.2 - Mapa de Anomalia Ar Livre.....</b>	<b>67</b>
<b>7.3 - Mapa de Anomalia Bouguer .....</b>	<b>69</b>
<b>7.4 - Interpretação das Linhas Sísmicas.....</b>	<b>71</b>
<b>7.5 - Profundidade do embasamento .....</b>	<b>79</b>
<b>7.6 - Limites Crustais .....</b>	<b>82</b>
<b>8 - <i>Discussão</i>.....</b>	<b>96</b>
<b>9 – <i>Conclusões</i>.....</b>	<b>100</b>
<b>10 – <i>Referências Bibliográficas</i>.....</b>	<b>102</b>

## Lista de Figuras

Figura 1 Mapa regional da margem equatorial brasileira com localização da área de estudos (batimetria predita de Smith e Sandwell, 1997).....	20
Figura 2 - Modelo evolutivo esquemático de uma margem passiva transformante.....	23
Figura 3 - morfologia esquemática de uma margem passiva de divergência, condicionada pela transição crosta continental – crosta oceânica bem marcada .....	24
Figura 4 - seções esquemáticas de algumas margens passivas transformantes, definidas pelas variações de velocidade das ondas P em km/s.....	25
Figura 5 – Exêmplo na placa Africana da formação de margem transformante. ....	28
Figura 6 - exemplos de margens passivas transformantes ao redor do globo . ....	29
Figura 7 - Evolução da margem transformante de Costa do Marfim e Gana do Cretáceo Inferior ao Cretáceo Superior (Benkhelil et al., 1998).....	33
Figura 8- Quadro síntese da evolução em idades geológicas associados a Margem Equatorial Brasileira .....	35
Figura 9 – Modelo de evolução continental .....	37
Figura 10 – Migração de polos de rotação justificando a abertura do Atlântico Sul.....	39

Figura 11 - Evolução da Margem Equatorial Brasileira através de um único polo de rotação situado no Hemisfério Norte .....	42
Figura 12 – Zonas de fratura conectadas à MEB .....	43
Figura 13 - Modelo de falha transformante.....	45
Figura 14 – Comparação de profundidades do embasamento com profundidades geradas por gradeamento da MEB.....	64
Figura 15 – Mapa da Margem Equatorial Brasileira com as linhas trabalhadas no estudo regional em vermelho e duas em amarelo com estudo em detalhe. ....	72
Figura 16 - Linha LN535 não interpretada. Escala vertical em segundos (tempo duplo). ....	73
Figura 17 – Linha LN535 interpretada.....	75
Figura 18 – Linha LN029 não interpretada.....	77
Figura 19 – Linha LN029 interpretada.....	78
Figura 20 – Profundidade do embasamento na MEB.....	81
Figura 21 –Depressão do embasamento englobando a Bacia da Foz do Amazonas e o Cone do Amazonas contrastando com valores de cotas batimétricas.....	82

Figura 22– Perfis confrontando a variação do campo gravitacional para as linhas LN535, LN029, com objetivo de definir a variação lateral do embasamento .....	84
Figura 23– Modelagem gravimétrica para a linhaLN535/Bacia da Foz do Amazonas .....	88
Figura 24- – Modelagem gravimétrica para a linha sísmica LN029/Bacia do Pará Maranhão, considerando CC/CT/CO .....	91
Figura 25 - Modelagem gravimétrica para a linha sísmica LN029/Bacia do Pará Maranhão, considerando CC/CO .....	92
Figura 26 - Ilustração da MEB com interpretação de possíveis limites crustais em vermelho, associados a duas modelagens gravimétricas, Ln535 e Ln029. ....	93
Figura 27 -Experimentos com modelagem gravimétrica referentes às linhas Ln535 e Ln029 .....	95
Figura 28 - Eixo de charneira do rifte na MEB mostrando o que poderiam ser segmentos transformantes e seguimentos de Margem Passiva Transformante (Moulin, 2010). ....	97
Figura 29 – Comparação de limites teóricos estipulados neste trabalho com reconstruções cinemáticas em que se definem limites continentais possíveis. ....	99

## **Lista de Mapas**

ANEXO 1 – Mapa de Batimetria

ANEXO 2 – Mapa de Anomalia Ar Livre

ANEXO 3 – Mapa de Anomalia Bouguer

ANEXO 4 – Mapa do Embasamento



## **Lista de Quadros**

Quadro 1 – Síntese de amostras coletadas através de dragagem na Zona de Fratura de Romanche (projeto REMAC) .....	46
Quadro 2 – Compilação de grandezas físicas encontradas na literatura referente à Margem Equatorial Brasileira.....	59
Quadro 3 – Valores médios de densidades e velocidades estabelecidos para este trabalho oriundos de compilação bibliográfica.....	60
Quadro 4 – Análise qualitativa das anomalias gravimétricas ao longo dos perfis LN535 e LN029 do projeto LEPLAC. ....	85

## **Lista de Tabelas**

Tabela 1 –Aquisição de dados pelo LEPLAC.....	49
---	----

## ***1 - Introdução***

As Zonas de Fraturas Oceânicas (ZFOs) são lineamentos estruturais de expressão batimétrica compreendendo vários quilômetros de largura e centenas a milhares de quilômetros de comprimento. Essas “ZFOs” representam traços inativos de falhas transformantes e são feições-chave para a compreensão da geodinâmica global. Tais lineamentos podem constituir zonas de fraqueza litosférica que separam segmentos de crosta oceânica de diferentes idades e maturidade térmica (Heirtzier *et al.*, 1968) , o que resulta numa morfologia marcadamente acidentada formada por contínuos escarpamentos e/ou cordilheiras de centenas de metros de desnível topográfico.

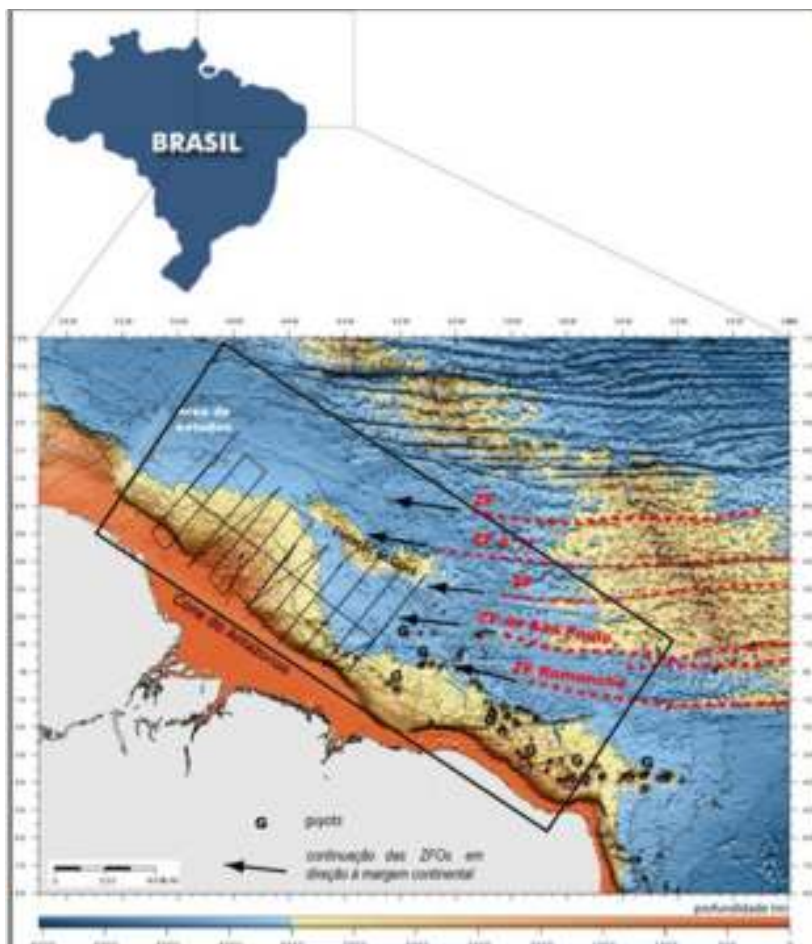
As ZFOs dispõem-se, de modo geral, perpendicularmente ao eixo das cordilheiras mesoocênicas e são mapeáveis em direção ao continente, até que suas expressões batimétricas sejam mascaradas pelo pacote sedimentar que caracteriza as margens continentais. No caso da Margem Equatorial Brasileira (MEB), onde se insere a área do estudo aqui proposto, as ZFOs estão dispostas obliquamente à direção geral NW-SE da margem (Gorini, 1993; Matos, 2000; Mohriak, 2003) (figura 1), como reflexo da formação dessa margem num contexto de margem passiva transformante durante o Aptiano (Szatmari *et al.*, 1987; Matos, 2000; Mohriak *et al.*, 2000). Segundo Matos (1999); o desenvolvimento de bacias sedimentares complexas foi dividido em múltiplas fases de subsidências, resultando em grande disparidade estrutural e estratigráfica entre as diversas bacias marginais de águas profundas (Potiguar, Ceará, Barreirinhas, Pará-Maranhão, Foz do Amazonas), e os riftes marginais

abortados “*onshore*” Graben Potiguar, Bacia Marajó (*Graben Mexiana, Graben Limoeiro, Graben Gurupá*); Sistema de Grabens Gurupi (*São Luiz, Bragança Viseu, Ilha Nova*).

No caso das Zonas de Fraturas de Romanche, São Paulo e 4°N, relacionadas à evolução da Margem Equatorial Brasileira, e objeto do estudo aqui proposto, as características morfoestruturais dos segmentos batimetricamente mapeáveis já foram com maior ou menor detalhe abordadas em estudos precedentes (por exemplo, Gorini, 1977; Gorini, 1993; Gasperini et al., 2001; Sichel et al., 2000). Contudo, a observação e o estudo da evolução morfotectônica dessas zonas de fraturas oceânicas se tornam especialmente delicados nas regiões mais próximas às margens continentais, onde o intenso aporte sedimentar terrígeno pode soterrar essas estruturas com alguns quilômetros de sedimento, como é o caso da região distal do Cone Submarino do Amazonas (figura 1). Assim, o objetivo desta dissertação é a investigação, através de dados geofísicos, da região de crosta oceânica adjacente à margem equatorial brasileira, para identificação e mapeamento de elementos tectônicos correlacionáveis às ZFOs Romanche e de São Paulo, e para a determinação da natureza da crosta continental e oceânica e de seus limites.

Essa análise será feita com base em dados de sísmica multicanal e dados de gravimetria coletados pelo projeto de Levantamento da Plataforma Continental Jurídica Brasileira, o projeto LEPLAC, e com a integração de dados regionais de batimetria e gravimetria coletados a partir de bases de dados públicas.

Especificamente, o estudo objetiva, ainda, a determinação do traçado das zonas de fratura em direção à margem, a partir dos mapas de anomalias gravimétricas, da identificação do mapeamento de feições estruturais da crosta oceânica e da modelagem gravimétrica para determinação dos limites de crosta. Será realizado também o mapeamento da profundidade do embasamento oceânico com base na análise sísmica, a fim de determinar a influência das feições estruturais mapeadas na configuração das bacias sedimentares.



*Figura 1 Mapa regional da Margem Equatorial Brasileira com localização da área de estudos, dos dados sísmicos disponíveis e das principais zonas de fratura oceânicas (ZF) que caracterizam a área (batimetria predita de Smith e Sandwell, 1997).*

## ***2 - Localização***

A área foco deste estudo ocupa uma área considerável da Margem Equatorial Brasileira onde estão inseridas bacias *off shore* ou de águas profundas como as do Amazonas, do Pará-Maranhão, de Barreirinhas, do Ceará que coincidem com o término de duas Zonas de Fraturas Oceânicas importantes para este trabalho, que é a Zona de Fratura de São Paulo e Romanche (figura 1 e MAPA - 1 em anexo).

## ***3 - Margem Passiva Transformante***

A evolução e as estruturas de *margens passivas transformantes* são consequências do movimento cisalhante (*strike-slip*) de duas placas litosféricas ao longo de uma falha transformante. Esse movimento se dá inicialmente entre dois continentes, dando origem a feixes de falhas cisalhantes mais ou menos paralelas à zona transformante (Boillot & Coulon, 1998).

Os diferentes estágios evolutivos de uma margem transformante estão ilustrados na figura 2.

A) No início do cisalhamento entre as duas placas litosféricas, a falha transformante separa dois continentes. Esta falha é, na realidade, um feixe transformante com algumas dezenas de quilômetros de largura. A movimentação de blocos em domínio transformante pode ser bastante complexa, dependendo do ambiente tectônico. O movimento cisalhante pode gerar componentes de transpressão e transtensão. No primeiro caso, o cisalhamento será acompanhado por estruturas compressoriais, tais como soerguimento local ou regional e falhas de empurrão. No

segundo caso, há o desenvolvimento de falhas normais. Uma vez que os campos de esforços têm que se ajustar às heterogeneidades locais, as zonas *strike-slip* podem mudar de direção ao longo do tempo, mesmo que a trajetória das placas permaneça constante. Pequenas mudanças na posição dos polos de rotação das placas podem, também, causar mudanças nas relações de compressão e extensão ao longo da falha transformante. Dessa forma, o mesmo local, ao longo do tempo, pode passar de um regime compressivo a um regime distensivo, e vice-versa. Essa primeira etapa de evolução de uma margem transformante se dá em contexto inteiramente intracontinental.

- B) A continuação da distensão leva ao estiramento da crosta continental. Teremos, assim, crosta continental afinada de uma margem em contato com crosta continental não afinada da placa adjacente.
- C) A ruptura continental e a abertura oceânica se produzem no seguimento da zona de falha transformante. Os dois extremos da falha se encontram face a um domínio oceânico (crosta oceânica neoformada) em fase de espalhamento, onde a dorsal mesoceânica não é paralela à margem, como no caso das margens passivas de divergência, mas sim perpendicular ou oblíqua a ela. Nessa etapa, a evolução térmica é bastante complexa. Cada local da margem sentirá sucessivamente os efeitos da aproximação (soerguimento térmico) da passagem e do afastamento (subsidência térmica) da dorsal mesoceânica, que desfilará à frente da margem à maneira de um *ponto quente*. A evolução estrutural será também complexa: dependendo do local e do momento,

o movimento horizontal vai se operar entre duas litosferas continentais, ou entre a margem e uma litosfera oceânica, e cessa após a passagem da dorsal mesoocênica.

D) Quando finalmente a dorsal mesoocênica for interrompida por uma falha transformante intra-oceânica, a falha torna-se efetivamente intra-placa e passiva ao longo de toda a sua extensão. A partir daí, ela será submetida às consequências da evolução térmica da litosfera (subsidência pós-tectônica).

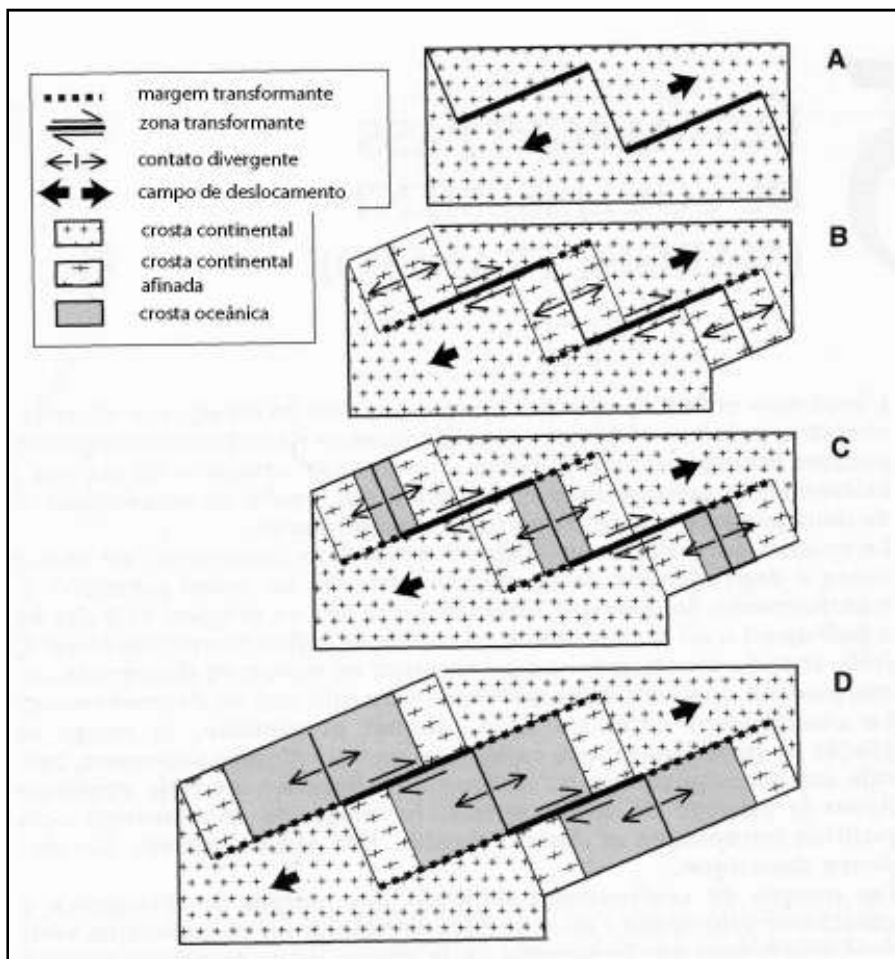


Figura 2 - Modelo evolutivo esquemático de uma margem passiva transformante (adaptado de Boillot & Coulon, 1998 - *La Déchirure Continentale et L'Ouverture Océanique*).

### 3.1 Características estruturais das margens transformantes

As margens passivas transformantes se diferenciam das margens passivas de divergência, no sentido de que a zona de transição entre continente e oceano será bastante estreita, situada ao longo da falha transformante fóssil, que poderá colocar em contato brusco a crosta continental não afinada e a crosta oceânica (figura 3). Essas variações são claramente definidas pela variação das velocidades de propagação das ondas P, conforme visto na figura 4.

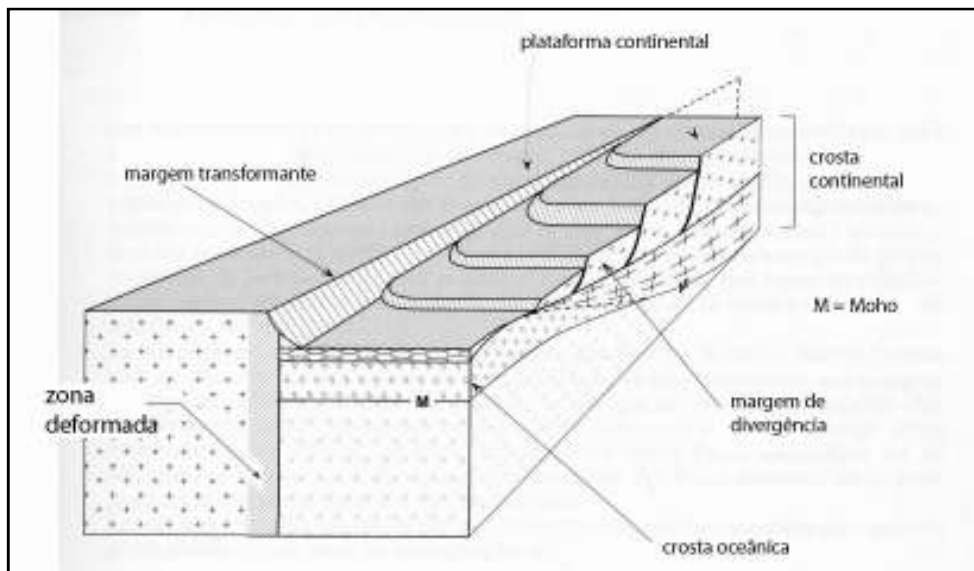


Figura 3 - Morfologia esquemática de uma margem passiva de divergência, condicionada pela transição Crosta Continental, Crosta Oceânica bem-marcada (modificado de Boillot & Coulon, 1998 - *La Déchirure Continentale et L'Ouverture Océanique*).

Dadas as características evolutivas das margens passivas transformantes, expressões utilizadas para designar os estágios evolutivos de uma margem passiva divergente (pré-, sin- e pós-rifte) são dificilmente aplicadas às margens transformantes. Por isso, prefere-se distinguir:

- estágio sin-cinemático (ou sintectônico) continente-continente;



- estágio sin-cinemático (ou sintectônico) continente-oceano;
- estágio pós-cinemático (ou pós-tectônico), que corresponde ao período em que a margem não mais é uma fronteira de placas. Trata-se, nesse caso, de uma margem passiva *stricto sensu*.

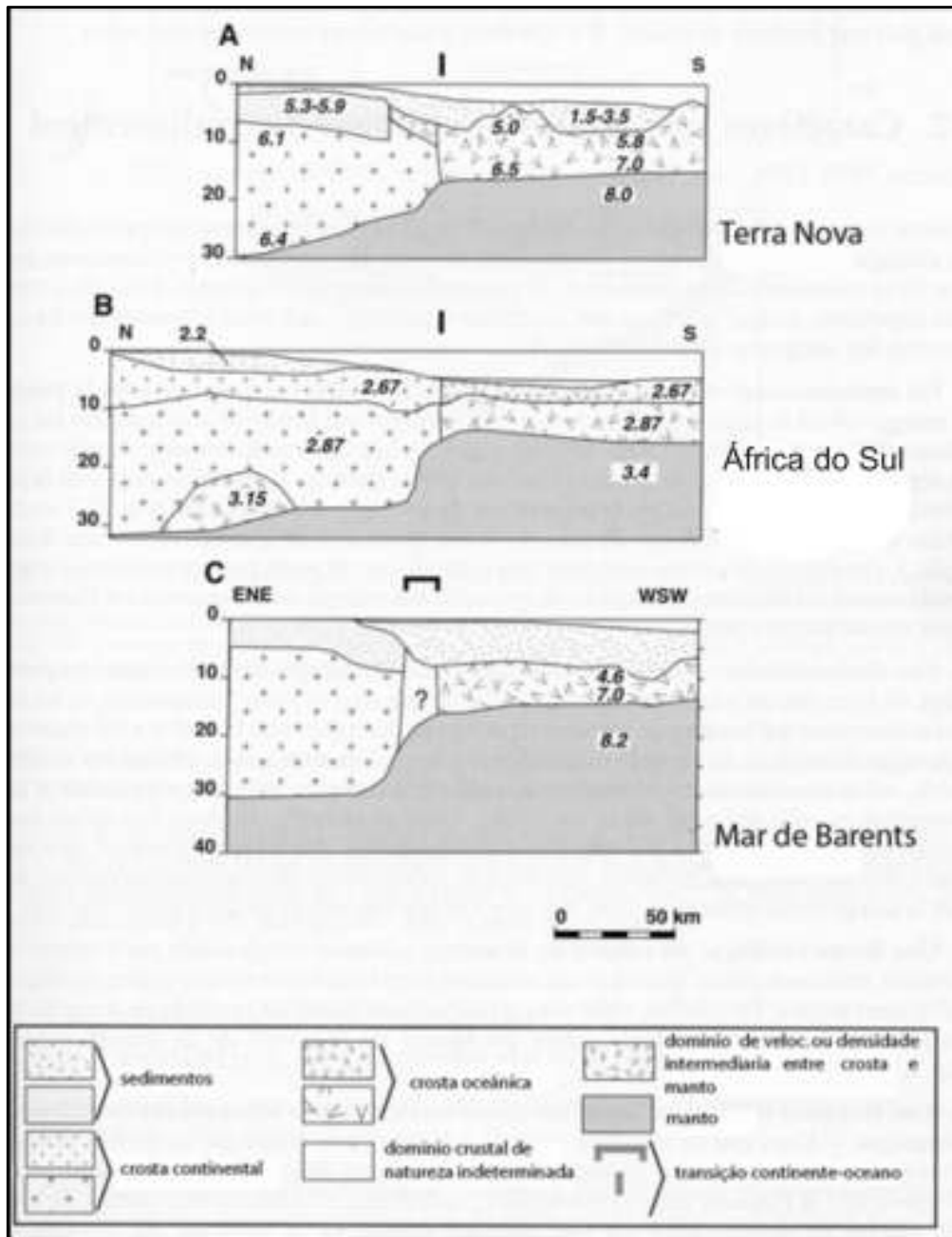


Figura 4 - Seções esquemáticas de algumas margens passivas transformantes, definidas pelas variações de velocidade das ondas P em km/s (adaptado de Boillot & Coulon, 1998 - *La Déchirure Continentale et L'Ouverture Océanique*).

Como no caso das margens de divergência, as margens transformantes apresentam características que as distinguem umas das outras (por exemplo: presença ou ausência de atividade vulcânica, espessura da cobertura sedimentar sin- e pós-cinematóica, etc). Mas, apesar de toda a sua diversidade, elas conservam uma certa quantidade de características comuns que as diferenciam das margens passivas de divergência.

1. Um afinamento crustal brusco na direção continente-bacia sob a plataforma continental, a crosta de uma margem transformante é geralmente espessa (20-30 km). Essa crosta se afina muito rapidamente sob o talude continental da margem, até atingir a espessura da crosta oceânica (5-7 km). Assim, a Moho é desnivelada por uma dezena de quilômetros, numa distância horizontal equivalente. A morfologia da margem reflete essa estruturação bastante particular (figura 3). O talude continental das margens transformantes é geralmente muito mais inclinado que o das margens de divergência, onde o afinamento crustal é mais progressivo;
2. Deve-se fazer uma distinção entre margem transformante típica, onde a crosta continental é bastante espessa, e a margem transformante que bordeja um segmento da margem, onde a crosta continental foi afinada pela extensão. A figura 3 mostra que a litosfera oceânica bordeja, dependendo do local, dois tipos de crosta continental: uma crosta que não sofreu estiramento, e uma crosta que foi afinada durante o rifteamento. Essas duas

situações são geneticamente indissociáveis, mas apresentam características estruturais distintas. A margem de Gana, por exemplo, é uma margem transformante típica, ao passo que a margem da Costa do Marfim recorta uma margem passiva divergente (figura 5);

3. Uma borda de margem de forma retilínea, facilmente interpretável pela natureza da fronteira continente-oceano, herança de uma antiga zona transformante retilínea. Geralmente, essa zona transformante fóssil está em continuidade no domínio oceânico com uma zona de fratura e uma falha transformante ativa, que segmenta o eixo da dorsal mesoceânica;
4. Uma fronteira marcada por uma interface quase vertical entre crosta continental não afinada e a crosta oceânica, sendo que a estrutura crustal das margens de divergência é uma herança de cisalhamentos litosféricos de baixo ângulo. A fronteira entre a litosfera continental e a litosfera oceânica no pé das margens transformantes é uma interface próxima da vertical que coincide com a superfície da paleofalha transformante.

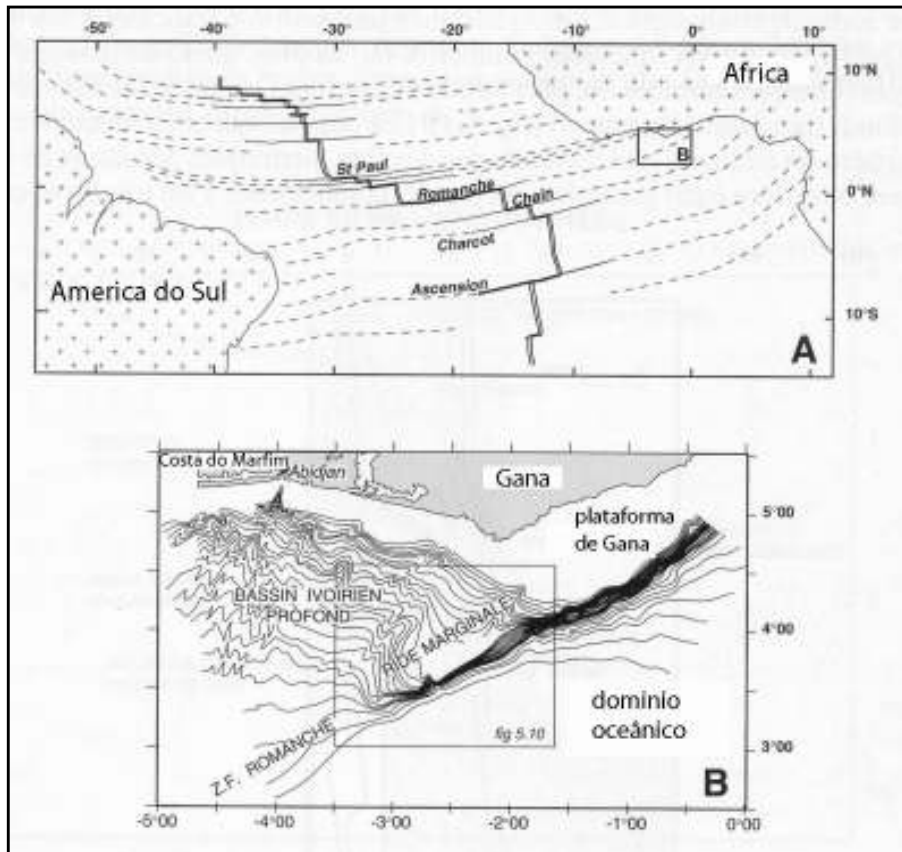


Figura 5 - A plataforma continental de Gana está instalada sobre crosta continental cuja espessura varia entre 20-30 Km. A bacia profunda da Costa do Marfim, bordejada pela crista sedimentar marginal (Ride Marginale), está instalada sobre crosta continental afinada pela extensão NE-NW. A margem transformante de Gana e da Costa do Marfim localizada no prolongamento da falha transformante Romanche, situada no Atlântico Equatorial (adaptado de Boillot & Coulon, 1998 - *La Déchirure Continentale et L'Ouverture Océanique*).

Contudo, a crosta oceânica imediatamente adjacente à crosta continental é ,por vezes, atípica, principalmente dentro de uma faixa estreita ao longo da margem. Mas fora dessa região, as velocidades de propagação de ondas sísmicas são aquelas de uma crosta oceânica normal ou típica, e praticamente não evoluem nas proximidades da fronteira continente-oceano. Ao redor do globo, existe uma série de margens transformantes, como mostrado na figura 6.

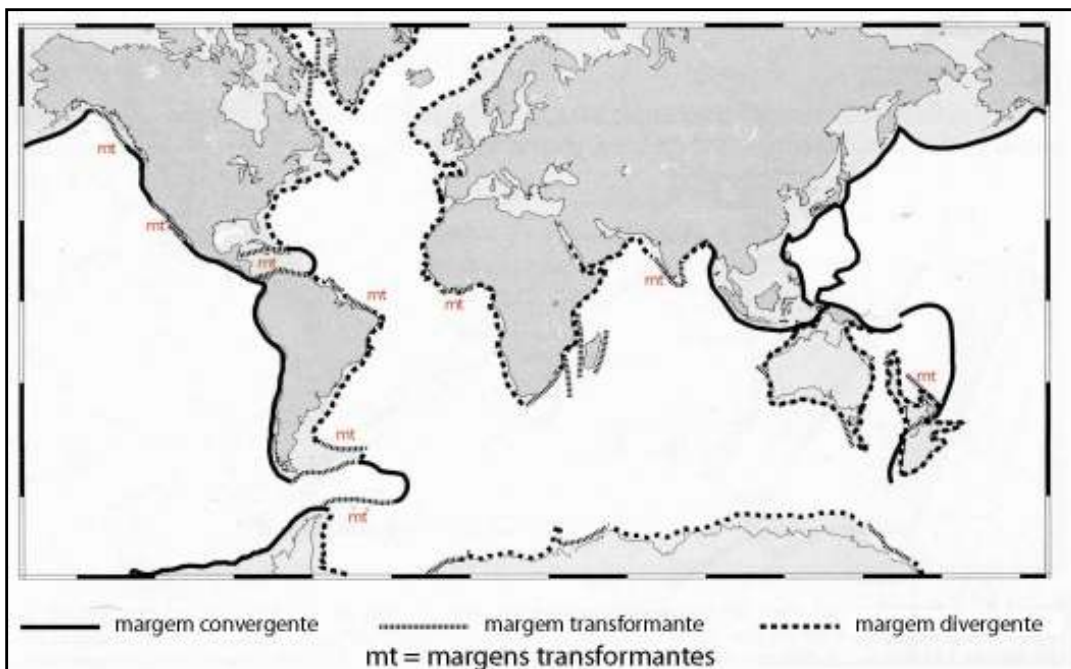


Figura 6 - Exemplos de margens passivas transformantes ao redor do globo (adaptado de Boillot & Coulon, 1998 - *La Déchirure Continentale et L'Ouverture Océanique*).

### 3.2 - Descrição da margem equatorial transformante brasileira

A margem equatorial sul-americana apresenta um contexto estrutural diferenciado daquele da margem passiva divergente, onde, devido à sua natureza transformante, ocorrem bacias do tipo *pull-apart*, devido aos esforços transtensivos aliados ao movimento de rotação. Há, ainda, esforços transpressivos ora ocasionando a inversão de bacias, ora favorecendo aparecimento de altos do embasamento.

No Neo-Cretáceo (há aproximadamente 112 Ma), forças distensionais predominaram, iniciando a fase sin-transformante. Essa fase é caracterizada por criação de crosta oceânica através de um centro de espalhamento situado entre placas. Este, por sua vez, define a partir daí, a estrutura litosférica

diferenciada entre crosta continental, crosta continental estirada ou crosta transicional e crosta oceânica.

Além dos movimentos de extensão horizontais, contribuíram para a complicada geometria das atuais bacias, movimentos rotacionais, criando ora esforços transtensivos com falhas normais características e estrutura em flor negativa, ora transpressivos com estruturas em flor positiva e falhas reversas. É possível que ocorram ambas em tempos distintos fazendo dessas áreas um quebra-cabeça de difícil entendimento.

Os movimentos de rotação, somados aos de cisalhamento, criam características que as diferem de uma margem passiva divergente, como plataformas continentais estreitas, taludes com declividade acentuada, transição entre tipos crustais e um padrão de blocos rotacionados também chamados de configuração *en-echelon*. Há, nesse contexto, o controle estrutural exercido pelas zonas de fraturas.

Estudando o rifteamento da Margem Equatorial, Matos (1999); determinou fases de evolução que podem ser resumidamente descritas como mecanismos geodinâmicos:

- Pré-Transformante e Pré-Transtensão: Jurássico e início do Cretáceo ou período pré-Barremiano. Sedimentos, que pré-datam a principal fase de estiramento no Atlântico Equatorial, são preservados como sedimentos do rifte nas bacias de Marajó e *on shore* de Potiguar
- Pré-Transformante e Sin-Transtensão: fase representada pelo final do Barremiano. Início do estiramento da litosfera oceânica do Atlântico

Equatorial, começado pela deformação transtensional (Aptiano). No Aptiano, houve quase uma extensão instantânea responsável pelo espalhamento fraturado do Atlântico Equatorial, gerando trends NW-SE e bacias em um padrão chamado *en-echelon* ou blocos rotacionados.

- Sin-Transformante: intervalo Albiano-Cenomaniano. Período de uma transição diácrona de deformação transtensional (raso) para processos deformacionais de água profunda, representada pela ativação de falhas transformantes e pela criação de crosta oceânica, definindo um limite litosférico entre Brasil e África. Esse limite geométrico foi controlado pelas linhas de falhas transformantes. Um regime de rotação deformacional de controle cinemático produziu um padrão de complexas estruturas, caracterizadas por um sistema de falhas conjugadas do tipo *strike-slip*, associadas com falhas normais e reversas
- Sin-Transformante: margem passiva divergente. Tectônica local; magmatismo – centro de espalhamento. O estágio de margem passiva divergente só é alcançado depois do efeito termal e quando diminui a influencia tectônica na zona de fratura.

Estudos do “*Deep Sea Drilling Project*”, Leg 159 (DSDP), no Golfo da Guiné, na África Equatorial, através de furos de sondagem que, em diversos locais, alcançaram o embasamento, resultaram em modelos de evolução para a margem cisalhante, bem como estabeleceram padrões estruturais típicos das quatro fases tectônicas (Benkhelil *et al.*, 1998) (figura 7):

1) O estágio rifte, durante o Cretáceo Inferior, quando se estabelece a Bacia da Costa do Marfim (Deep Ivorian Basin), com uma cadeia marginal, ainda unindo África e América do Sul. Nesta fase, sedimentação em ambiente continental fluvial, deltaico e lacustre preenche uma série de sub-bacias onde predomina regime distensivo.

2) O estágio sin-transformante, durante o Aptiano-Albiano, quando ocorre a separação entre África e América do Sul, produzindo uma ampla zona de transcorrência, com a formação de bacias *pull-apart*. Nessa fase, já se observa sedimentação marinha siliciclástica e turbiditos carbonáticos distais.

O soerguimento progressivo da cadeia marginal (Cadeia Marginal de Costa do Marfim e Gana - CIGMR) ocorre em decorrência do regime transcorrente transpressivo e do deslocamento do centro de espalhamento à adjacente Margem Africana, aquecendo e modificando essa margem pelo calor liberado.

3) No final do estágio sin-transformante, o regime transcorrente transpressivo, responsável pelo soerguimento da CIGMR cessa no Albiano Superior ou no Cenomaniano Inferior. Erosão subaérea acentuada da cadeia marginal durante parte do Cenomaniano.

4) O estágio de margem passiva divergente é marcado por uma discordância entre o topo do Albiano e a base do Turoniano. Os blocos continentais da América Equatorial e África foram completamente separados e a cadeia marginal passa a bordejar nova crosta oceânica. Carbonatos de águas rasas se estabelecem sobre o topo da cadeia marginal e carbonatos



pelágicos ocorrem a partir do Cretáceo Superior. As feições estruturais do Cenozoico são exclusivamente distensivas.

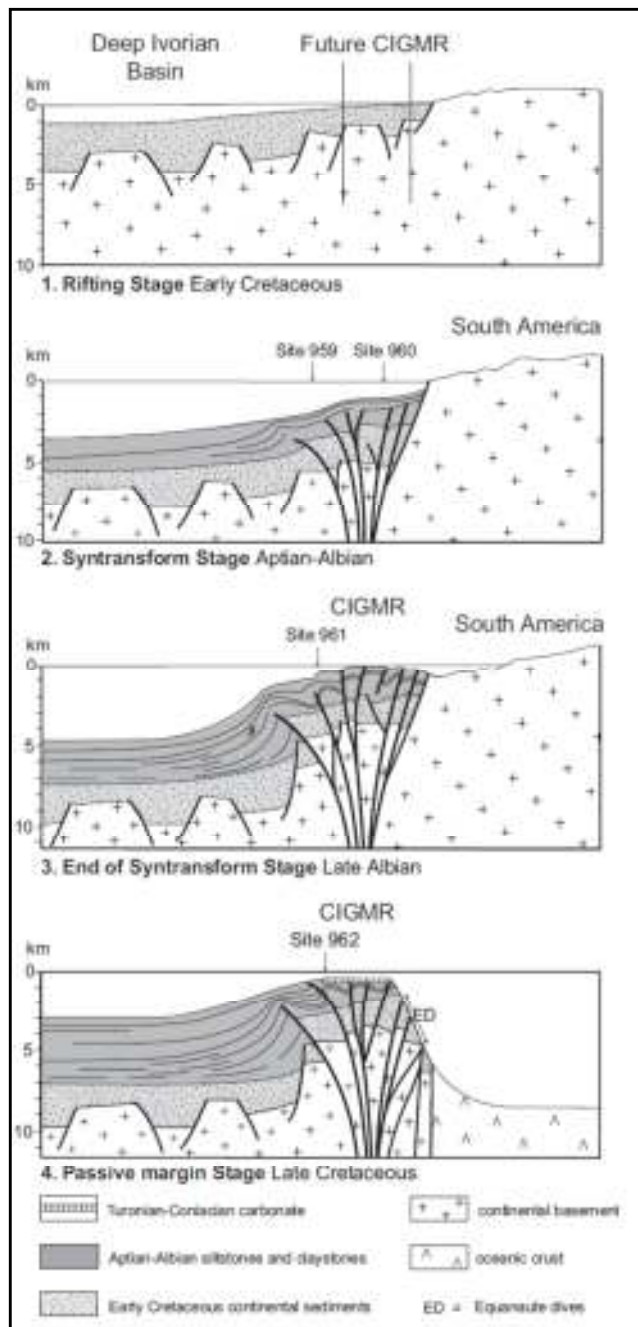


Figura 7 - Evolução da margem transformante de Costa do Marfim e Gana do Cretáceo Inferior ao Cretáceo Superior (Benkheil et al., 1998)

Em resumo, os estilos estruturais resultantes da evolução das margens transformantes são ilustrados pela figura 8 de Benkheilil *et al.* (1998).

No Aptiano (115 Ma), ainda no estágio sin-rifte, pré-transformante, predominam componentes distensivos, ao passo que, e no estágio sin-rifte do Albiano (108 Ma), porém já na fase sin-transformante, teríamos um centro de espalhamento atuando, formando crosta oceânica. O regime tectônico seria transicional entre extensivo e transcorrente. Haveria, também, associados a estes movimentos relativos entre placas, movimentos rotacionais caracterizando, nessa época, esforços transpressivos inicialmente e transtensivos no final do Albiano (102-97 Ma). Continua havendo instabilidade com litificação e deformação desses sedimentos, falhas normais, *gliding* ou rastejo, geração de brechas através de fraturas. Do Cenomaniano (97 Ma) ao final do cretáceo superior (85 Ma), teríamos o estágio de margem passiva divergente. O regime tectônico agora predominaria por gravidade, com falhas lístricas, *slumps* ou escorregamentos.

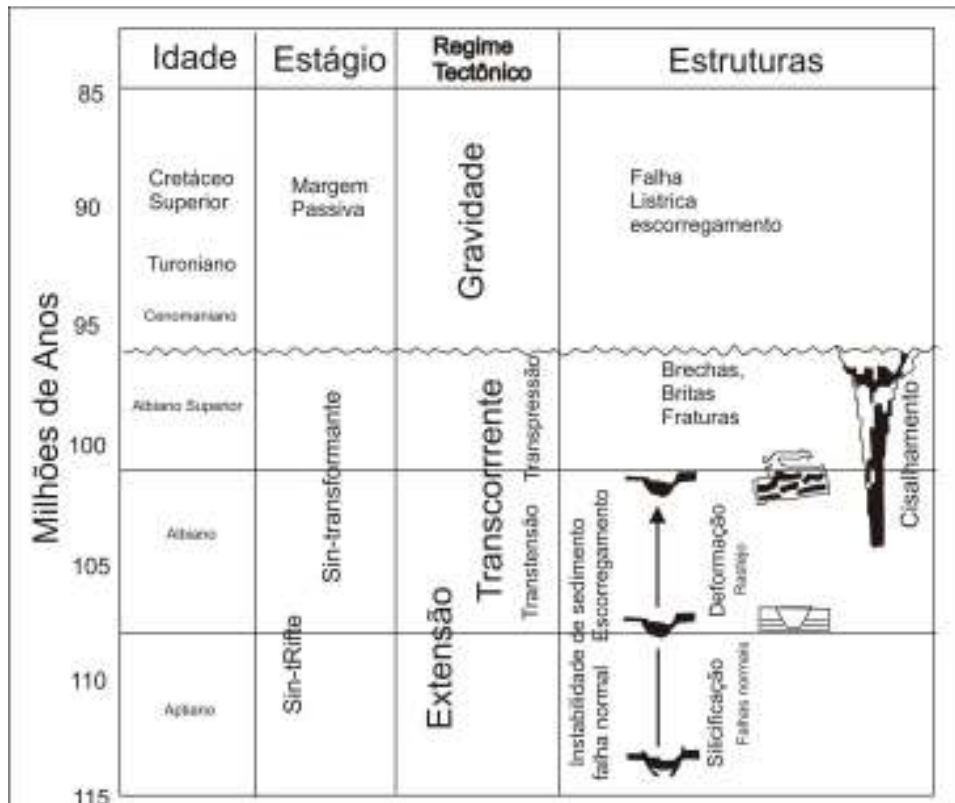


Figura 8- Quadro síntese da evolução em idades geológicas associadas à estágios, ambientes tectônicos e principais feições estruturais que se espera encontrar (Benkheilil et al. 1998).

A margem transformante equatorial brasileira, em termos estruturais, se desenvolveu orientada por zonas de fraturas oceânicas oblíquas à margem, sendo as principais as Zonas de Fratura de Romanche e São Paulo (figura 1).

Nas proximidades da margem continental, em continuidade com as zonas de fraturas oceânicas, são observadas feições importantes como o Platô do Rio Grande do Norte, o Platô do Ceará, a Cadeia de Montanhas Norte Brasileira e a Elevação do Ceará (MAPA 1). A MEB ainda apresenta grandes feições fisiográficas como a planície abissal da Elevação do Ceará (porção sul e porção norte), o Cone do Amazonas e o Platô de Demerara, já no limite com a Guiana Francesa (MAPA 1).

#### ***4 - GEOLOGIA REGIONAL***

Para que se entenda a síntese da evolução da abertura do oceano Atlântico, é necessário recordar, através de uma compilação bibliográfica, os fatos mais relevantes que ocorreram anteriormente a esse evento.

Hoje se compreende que, durante a evolução do nosso planeta, houve sucessivas tentativas de concentração de placas tectônicas e algumas delas com êxito.

No final do Paleozóico (aprox. 300 M.a.), teria ocorrido o choque da América do Norte com a porção norte/noroeste do paleo continente Gondwana, gerando as Montanhas Ouachitas na América Central e os Apalaches nos Estados Unidos (Azevedo, 1991, Macdonald et al.,2003). A consequência desse choque foi o fechamento do Oceano Iapetus e a formação de um supercontinente chamado Pangeia (figura 9). Nessa época, já teria começado a subducção na margem ocidental do continente da América do Sul e lentamente o processo de tafrogênese do Pangeia (Sztimari et al., 1987; Matos et al., 2002).

Extraído de Harold V. Thurman (1997)  
Introductory a Oceanography, 8ª ed.,  
Prentice Hall, New Jersey, 544p.



Presente

200 M.a.



250 M.a.



Glocação: De 250 a 300 M.a. Seta indicando direção do Fluxo de Gelo  
 Flora Tropical da Laurásia: De 250 a 300 M.a. atrás  
 Flora Polar do Continente Gondwana: De 250 a 300 M.a. atrás  
 Assembléia de Coral do Mar de Thetys: 350 M.a. atrás

Figura 9 – Modelo de evolução continental de 255 M.a. ao presente, modificado de Thurman (1997)

É importante salientar que existem teorias que adotam o deslocamento de polos de rotação (figura 10) para explicar colisões e padrões de abertura (Matos et al., 2002, Szatmari et al., 1984; Szatimari et al., 1985a; Szatimari et

al., 1987), para o continente sul-americano e africano. Esses trabalhos admitem as seguintes fases evolutivas:

- A) No início da abertura do Atlântico Sul o polo de rotação deveria estar na região sul do Brasil.
  
- B) A parte principal ocidental da margem equatorial sofreu compressão NNE-SSW e extensão N-S de sua extremidade ocidental devido ao movimento rotacional horário entre Brasil e África. Formou-se assim, o Arco Ferrer-Urbano-Santos, soerguendo o embasamento cristalino. Os esforços compressivos NNE-SSW e esforços distensivos N-S ocorreram também na plataforma Pará Maranhão.
  
- C) A extremidade setentrional da margem oriental e porção oriental da margem equatorial sofreram esforços compressivos. Ao norte da zona de cisalhamento de Pernambuco, a transcorrência foi acompanhada por compressão de direção E-W, pelo arredondamento desse segmento mais setentrional da margem ocidental e pelo deslocamento de seus blocos para SW, por esforços transtensivos dextrais ao longo da Zona de Cisalhamento Proterozoica (ZCP) de direção NE (figura 10).

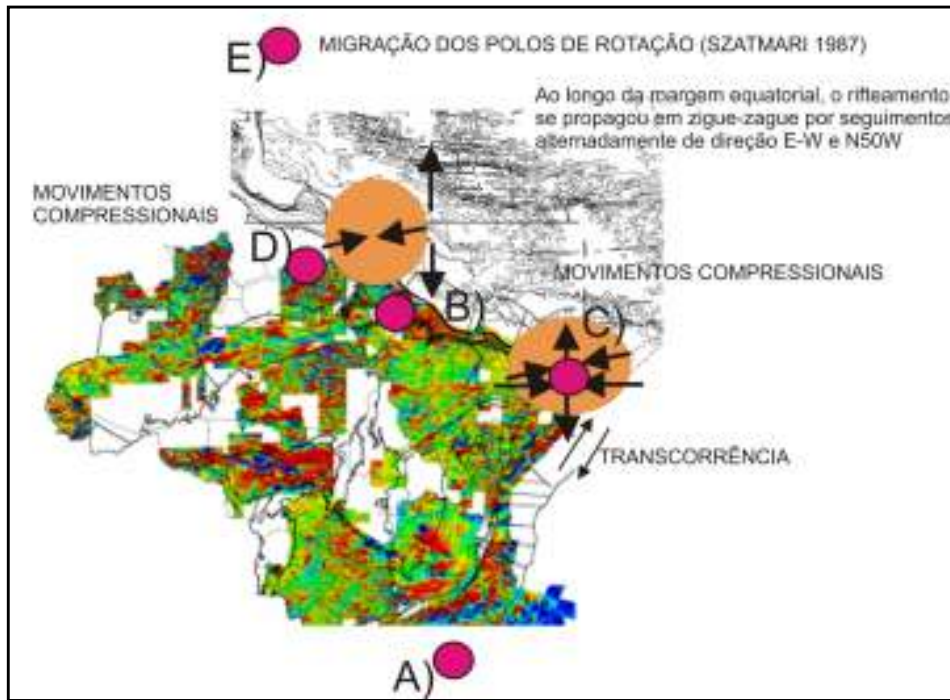


Figura 10 – As letras e círculos em rosa mostram como teriam se deslocado ordenadamente e cronologicamente os polos de rotação desde o princípio da abertura do Oceano Atlântico. A porção continental está mostrando através de cores a magnetometria evidenciando os padrões NE/SW; E/W e NW/SE.

As áreas ao norte da Zona de Cisalhamento de Pernambuco (ZCP) e a leste de Fortaleza são as únicas regiões do Brasil caracterizadas no eocretáceo por forte compressão E-W acompanhada por forte extensão N-S.

D) O polo de rotação horário da América do Sul, em relação à África, deslocou-se para oeste até o Oiapoque, de modo que o rifte se propagou até o extremo oeste da margem equatorial e se abriu um sistemas de grabens que inclui os da Bacia de Marajó, de Bragança-Vizeu e de São Luis.

O rifte, no lado africano, também evoluiu a leste da Bacia Potiguar, separando a África setentrional por um sistema de grábens rômnicos ao longo da Fossa de Benue (Popoff *et al.* 1983, apud Szatmari *et al.*, 1987).

E) Migração continental para oeste - o fim do rifteamento no Aptiano teria enfraquecido a litosfera o suficiente para que se iniciasse o movimento translacional entre os dois continentes, o que se traduz no afastamento do polo de rotação para o hemisfério norte. Compressão neocretácea e eoterciária – repetidos pulsos de compressão na margem equatorial e na fossa de Benue que é a continuação oriental, com eixo de compressão NW-SE.

Já autores como Moulin (2003), Moulin *et al.* (2007; 2010), Le Pichon *et al.*, (1971; 1976; 1984); Soares Junior (2008), adotam um único pólo de rotação, imóvel, que justificaria toda a geodinâmica da abertura do Atlântico.

Moulin (2003) trabalhou com linhas sísmicas de refração e de reflexão na margem continental africana de Angola. Ela procurou separar o domínio crustal em três tipos: Crosta Continental, Crosta Transicional e Crosta Oceânica propriamente dita. O domínio transicional estaria marcado por um afinamento abrupto da crosta continental já na elevação continental. A cientista ainda levou em conta o modelo de não conservação de massa para tentar uma reconstrução entre a margem africana e a margem sul-americana. O modelo de não conservação de massa leva em conta transformação geoquímica dos minerais, convecção em pequena escala e intrusões magmáticas.

Em sua tese, Moulin (2003), sugere uma reconstrução cinemática da separação entre a margem africana e a sul-americana, baseando-se não só em dados de paleomagnetometria, dados de altimetria de satélite, alinhamento estrutural entre os atuais continentes, bem como em restrições geológicas ligadas a porções oceânicas e continentais na tentativa de realizar o encaixe da



melhor forma possível, solucionando problemas encontrados com sobreposições e espaços em modelos anteriores a este (figura 11)

Soares Júnior (2008) relata, em seu trabalho de reconstrução da formação do Atlântico Central, que o estágio inicial da abertura teria ocorrido de norte para sul, através de três fases principais:

a) formação no final do Triássico e início do Jurássico do Atlântico Central, com extensão limitada e magmatismo forte sobre o gráben Calçoene, situado nas proximidades da bacia da Foz do Amazonas;

b) deformação intraplaca no Neocomiano e cisalhamento dextral do Aptiano ao Cenomaniano;

c) avanço de leste para oeste/noroeste do rifteamento, que gerou as bacias de águas profundas do Potiguar, do Ceará, de Barreirinhas e do Pará-Maranhão, tendo ampliado a Bacia da Foz do Amazonas (Mapas em anexos 1,2,3 e 4), no Eocretáceo (Albiano).

No final do Eocretáceo, houve atenuação da movimentação na Bacia de Marajó e no Sistema de Grábens do Gurupi e os esforços distensivos se concentraram nas bacias da Foz do Amazonas, do Pará-Maranhão e de Barreirinhas, levando à ruptura dos continentes sul-americano e africano e à geração de crosta oceânica.

No Neógeno, já havia um centro de espalhamento oceânico, com segmentos de crosta oceânica sendo gerados continuamente. As falhas transformantes são ativas tectonicamente, porém as marcas deixadas por elas

ou os seus traços fósseis, que constituem as zonas de fratura oceânicas, tendem a ser estruturas com ausência de atividades tectônicas. Portanto, essas marcas são estáveis, fazendo parte agora da fase de deriva conforme modelo elaborado por Matos *et al.* (2002).

Apesar de as zonas de fraturas se apresentarem estáveis tectonicamente, elas sofrem ajustes térmicos e isostáticos (Gorini 1981). Um desses ajustes seria a subsidência térmica, outro ajuste poderia ocorrer caso as zonas estejam sobre regiões especiais da crosta oceânica, como em pontos quentes (*hotspots*), onde as rochas básicas da litosfera oceânica poderiam sofrer metamorfismo por temperatura devido à intrusão de rochas ultrabásicas (figura 13).

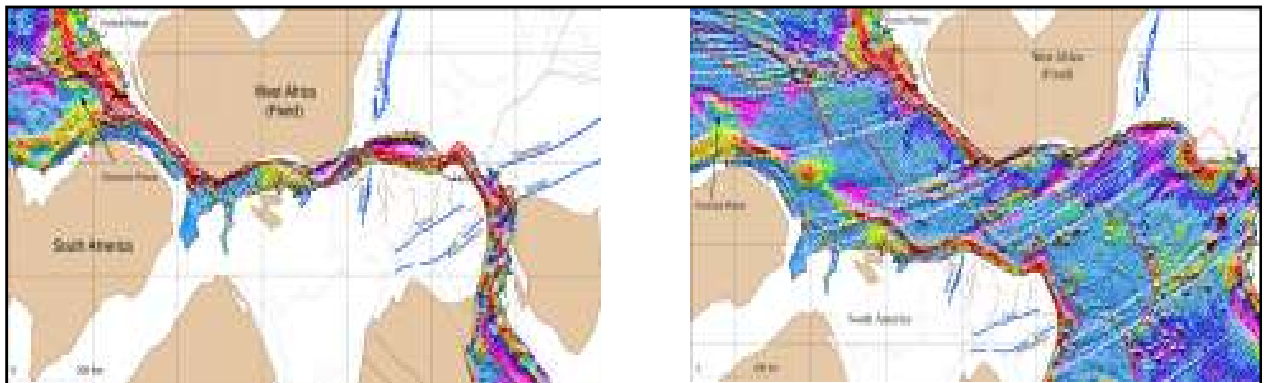
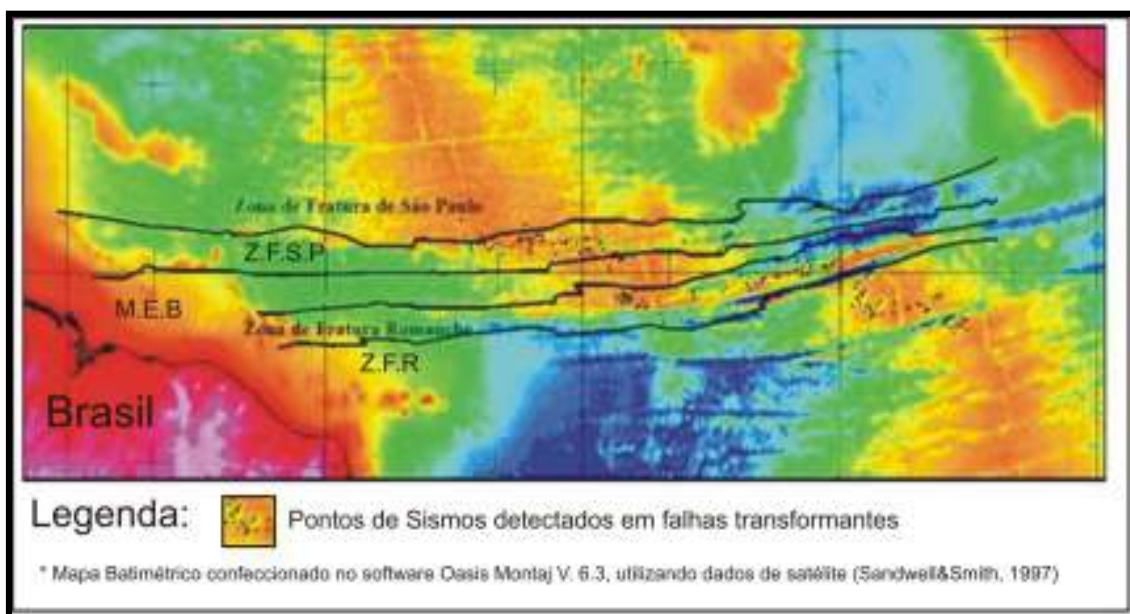


Figura 11 – Modelo de reconstrução da separação entre América do Sul e África. (Moulin, 2003)

## ***5 – Grandes Estruturas do Embasamento Oceânico na Margem Equatorial Brasileira***

Os segmentos transformantes contíguos às zonas de fratura são sísmicamente ativos, conforme demonstra a localização dos epicentros de terremotos ilustrados na figura 12 (Gorini, 1981). Movimentos horizontais em falhas transformantes estão relacionados com movimentos relativos crustais, e seus traços fósseis formariam as zonas de fraturas oceânicas (figura 19).



*Figura 12 – Zonas de fratura conectadas à MEB e epicentros de terremotos que delineiam os segmentos de falhas transformantes (modificado de Gorini, 1981).*

As zonas de fraturas do Atlântico Equatorial são representadas por cordilheiras e vales associados às vezes, entre si, de forma complexa, mas sendo grosseiramente lineares com centenas de quilômetros facilmente visualizados nos mapas batimétricos e de anomalias gravimétricas (Mapas 1,2 e 3 em anexo). Essas zonas apresentam diferenças batimétricas significativas entre si, justificadas pelo contato entre a crosta oceânica nova e a crosta oceânica mais antiga. Poderia haver contribuições de magmas de infra crosta

que subiriam podendo aumentar ou diminuir as diferenças batimétricas. Por último, na fase de deriva continental, atuando a subsidência termal, também poderia ampliar ou diminuir as diferenças batimétricas encontradas em Zonas de Fraturas (ZFs) (figura 13).

Dragagens de rochas realizadas ao longo dessas zonas de fratura indicam a presença de rochas ultramáficas de baixa densidade, interpretadas em alguns casos como diapirismo de rochas ultrabásicas intensamente serpentinizadas, em zonas de deformação mais intensa ao longo das zonas de fratura (Gorini, 1981; Bonatti, 1973; Bonatti & Honnorez, 1976).

Amostras coletadas em ilhas, como as do arquipélago de São Pedro e São Paulo, situadas na porção transformante da Zona de Fratura de São Paulo, onde afloram peridotitos, serpentinitos e peridotitos serpentinizados do manto, bem como medidas *in situ* com a direção e sentido de foliações miloníticas, mostraram uma não correlação com o sentido de movimento do tipo *strike slip* (Sichel, 2000). Isso pode ser indicativo de processos de diapirismo de rochas ultramáficas serpentinizadas em rochas de ilhas sobre as zonas de fratura (Gorini, 1981) (figura 13).

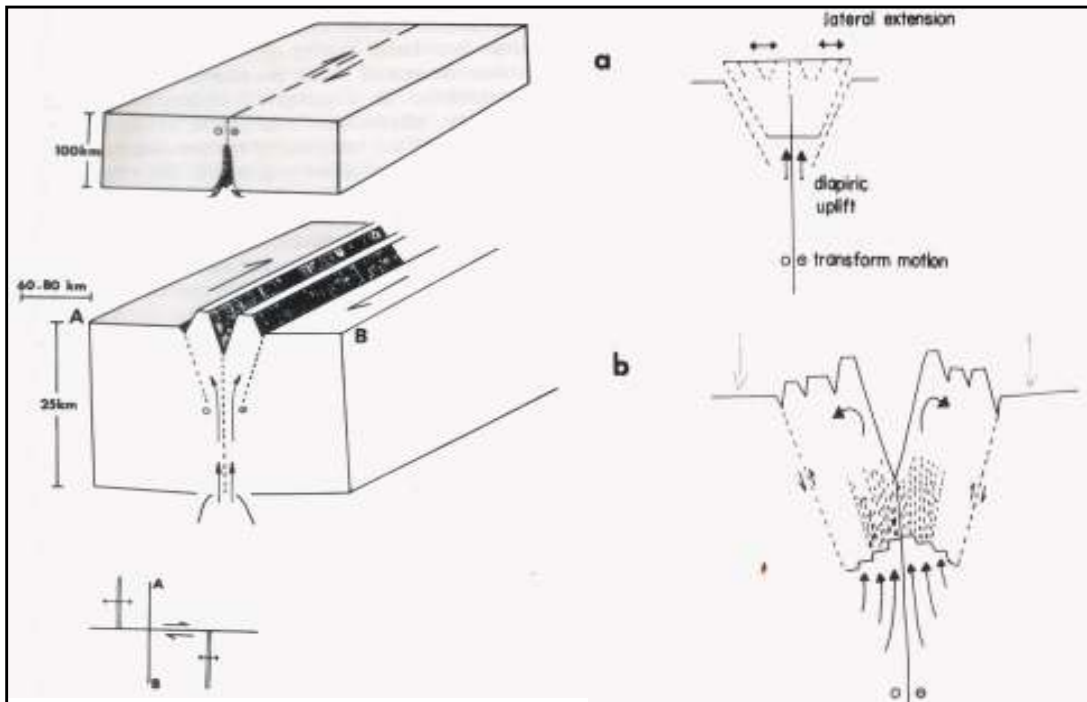


Figura 13 - Modelo de falha transformante procurando mostrar em a) ascensão de magma de composição ultramáfica, b) feições morfoestruturais marcantes (Gorini1981).

A petrologia da Zona de Fratura de Romanche, segundo os autores Bonatti, (1971a,b); Bonatti, (1973), Gorini, 1981, identifica peridotitos serpentinizados, serpentinitos e meta-serpentinitos, que foram retirados de profundidades que variam de 1300 a 5900 metros. Foram encontrados os basaltos nas profundidades de 3500 a 5300 m, metabasaltos em profundidades de 2500 a 3300 m, diabásio ou doleritos em profundidades de 5100 a 5300 m. Basaltos alcalinos foram muito pouco encontrados em profundidades de 4300 a 5200 m; entre 3900 a 7300 m (Quadro 1), foram localizados gabros e metagabros

Quadro 1 – Síntese de amostras coletadas através de dragagem na Zona de Fratura de Romanche (projeto REMAC)

ROCHAS RECUPERADAS EM DRAGAGENS	PROFUNDIDADES
ROCHAS SEDIMENTARES	ND
DIABASIO/DOLERITOS	5100 a 5300 m
BASALTO	3500 a 5300 m
META BASALTOS	2500 a 3300 m
GABROS	3900 a 7300 m
META GABROS	3900 a 7300 m
MILONITOS	ND
BRECHAS	ND
META SERPENTINITOS	1300 a 5000 m
SERPENTINITOS	1300 a 5000 m
PERIDOTITOS	1300 a 5000 m

ND - NÃO DEFINIDO PELO AUTOR (modificado de Gorini, 1981)

A zona de Fratura de São Paulo tem aproximadamente 2132 km de comprimento, com 150 km de largura. Compreendida entre 1°N e 0° de latitude e 25°W e 30.5°W de longitude (Gorini, 1981), apresenta forma complexa e altamente variável do assoalho oceânico. Os sedimentos de cada lado da zona

de fratura variam de espessura e conseqüentemente dão pistas sobre a sua idade crustal.

As ilhas de São Pedro e São Paulo, pertencentes ao arquipélago São Pedro e São Paulo, estão em uma falha transformante propriamente dita (Sichel 2000). Essa falha é constituída por cristas e cavas alternadas e, em grande parte, pode ser mapeada pelo alinhamento de suas estruturas. Os vales ou cavas são geralmente preenchidos por camadas finas de sedimentos, sendo representados por refletores transparentes na sísmica.

Bonatti et al., 1971a,b; 1973 e 1976 apud Gorini, (1981), recolheram amostras nas Ilhas (Rochedos) de São Pedro e São Paulo, a profundidades variadas entre 3000 metros e 900 metros. Os exemplos de material recolhido foram *lertzolitos* serpentinizados apresentando alto grau de milonitização.

Gorini, 1981; Melson (1967), Melson “*et al.*, 1972 reportaram, em seus trabalhos, o resultado de dragagens entre 2950 e 1975 metros de profundidade, nas proximidades das ilhas de São Pedro e São Paulo. A dragagem mostrou basaltos alcalinos vesiculares com a presença de nefelina. Os basaltos alcalinos representam fluxos vulcânicos que foram lançados diretamente ao assoalho marinho, sendo retratados por peridotitos milonitizados ricos em mineral espinélio (Gorini, 1981).

Outras dragagens foram realizadas seguindo a Zona de Fratura de São Paulo em profundidades variando entre 2600, 3700, 4090 e 5140 metros. De todas dragagens realizadas e mencionadas, somente uma trouxe para a

superfície amostras de basaltos frescos; já as restantes mostraram rochas ultrabásicas (Gorini, 1981).

Bonnatti & Honnorez 1976, *apud* Gorini 1981, reportaram terem encontrado material consistente com metadiabásios e metabasaltos, peridotitos serpentizados com evidência de catáclase e serpentinitos com carbonatos sedimentares (Gorini, 1981).

Melson *et al.* 1972, *apud* Gorini, 1981, fizeram um extenso estudo petrológico sobre as rochas encontradas nas ilhas de São Pedro e São Paulo e classificaram as mesmas como sendo peridotitos milonitizados, apresentando hornblenda marrom milonitizada e clinopiroxênio-plagioclásio milonitizado (Gorini, 1981).

Os peridotitos e milonitos são as rochas mais comumente encontrados. São constituídos de 64% olivina, 22% enstatita, 2% diopísídio e 8% plagioclásio (Melson *et al.*, 1972, *apud* Gorini, 1981). A milonitização é sugerida pelos minerais e explicada pela alta temperatura do peridotito, superior a 500°C. Ela se deve ao fato de ter se solidificado de forma tão rápida que permitiu a preservação da assembleia de minerais descrita acima (Melson *et al.*, 1972 *apud* Gorini, 1981).



## ***6 - Metodologia de Trabalho***

A interpretação das linhas sísmicas, cedidas pelo Projeto Leplac III, V, VI e VIII (Tabela 1), e o manuseio das mesmas por *softwares* de interpretação geofísica permitiram gerar uma série de imagens para discussões concernentes à evolução geológica desse segmento.

Uma dessas imagens mostra como teria se comportado a margem equatorial brasileira sob domínio transformante (Mapa 4).

*Tabela 1 – planejamento das campanhas de aquisição de dados pelo LEPLAC*

Cruzeiros	Navios	Período de aquisição
LEPLAC III	Almirante Câmara	12/10 a 21/12 de 1988
LEPLAC V	Almirante Câmara	08/08 a 31/10 de 1989
LEPLAC VI	Almirante Álvaro Alberto	22/09 a 23/12 de 1989
LEPLAC VIII	Almirante Câmara	17/10 a 22/12 de 1990

Os arquivos do tipo ASC ou XYZ de batimetria e gravimetria, também cedidos pela Marinha e ANP (ao longo das linhas sísmicas LEPLAC) e os dados de satélite em nível regional de BATIMETRIA e GRAVIMETRIA (Gravidade Bouguer e Gravidade Ar Livre) foram analisados de maneira adequada, ou seja, de maneira que fosse possível entender os dados, seja por uma distribuição espacial, seja por uma análise estatística dos dados utilizando para isso a plataforma Oásis Montaj da empresa Geosoft.

Os resultados puderam ser associados à análise e à interpretação de linhas sísmicas 2D, utilizando o *software* Kingdom Suite, desenvolvido pela empresa Sismic Micro Technology.

Por último, os dados puderam ser trabalhados bidimensionalmente por meio de um módulo especial do Oásis Montaj para modelagem gravimétrica, conhecido por GM -SYS.

O *software* GM-SYS foi usado com a intenção de fazer modelagem gravimétrica e confrontar com a interpretação realizada na sísmica 2D, tentando caracterizar uma variação lateral de limites crustais como as crostas Continental, Transicional e Oceânica.

## **6.1 - Batimetria**

O mapa batimétrico (MAPA 1) foi gerado no *software* Oásis Montaj ® versão 6.3, por meio do método de gradeamento e o algoritmo de mínima curvatura com célula quadrada de 500 metros. Foi estabelecida escala de cores baseada em publicação de Sokolov (1998) com o objetivo de dar destaque às inúmeras feições que se destacam na MEB.

Os valores de “XYZ” empregados para realizar o gradeamento ou uma malha quadrada, foram disponibilizados em página da Universidade da Califórnia (Smith&Sandwell, 1997).

Após o gradeamento, foram compilados de Bizzi *et al.*, (2003) e de Soares Junior (2008), traços estruturais que dão a forma das atuais bacias, seja em plataforma continental, seja em águas profundas (MAPA 1).

## 6.2 - Gravimetria

A unidade gravimétrica adotada para este trabalho foi o mGal ou  $10^{-3}$  Gal que é equivalente a 10 g.u. (unidades gravimétricas no Sistema Internacional – SI).

Para este trabalho no tocante à modelagem gravimétrica e por não constarem, em toda área mapeada, furos que alcancem o embasamento, foi realizada uma compilação bibliográfica e retirada da literatura uma média aceitável de densidades e de velocidades por pacote sedimentar de rochas e sedimentos para a região da MEB.

Os mapas de gravimetria regional aqui apresentados foram os de anomalia “*Free Air*” ou “Ar Livre” (MAPA – 2) e anomalia “Bouguer Simples” (MAPA – 3).

Esses mapas foram elaborados a partir de dados de satélite, disponibilizados em página *Web* por Sandwell & Smith (1997, 2009), sendo que o mapa de anomalia Bouguer Simples utilizou a fórmula de Reynolds (1997) descrita abaixo na Equação 1.

Foram necessários os valores “XYZ” de altimetria de satélite e de anomalia Ar Livre como descrito abaixo.

(EQUAÇÃO - 1)

$$G_{Boug} = 2\pi G \cdot \Delta\rho \cdot h \text{ (mGal) onde:}$$

·  $\Delta\rho$  · é o contraste de densidade entre a água (1,027g/cm<sup>3</sup>) e o sedimento (considera-se 2,2 g/cm<sup>3</sup> (informação verbal de Benedito S. Gomes), utilizando para este trabalho o valor de 1,17 g/cm<sup>3</sup> .

“ $2\pi G$ ” é igual a 0,4191

“ $h$ ” **profundidade batimétrica em metros.**

Um dos maiores problemas relacionados à correção Bouguer é encontrar a densidade média dos sedimentos marinhos da área pesquisada a ser utilizada. Para o mapa regional de Anomalia Bouguer Simples, utilizou-se a densidade média de 2,2 g/cc (informação verbal de Benedito Gomes).

De posse dos dados de Correção Bouguer, foi produzido um gradeamento utilizando célula quadrada de 500 metros, que, posteriormente, foi realizado com os dados de anomalia “Ar Livre”. Através de uma subtração de gradeamentos ( $\delta G_B = (\text{Anomalia de Ar Livre} - \text{Correção de Bouguer})$ ), alcançamos a Anomalia Bouguer.

Para o mapa de anomalia Bouguer, utilizado na comparação entre mapas, foi gerado a paleta de cores, baseando-se no trabalho de Sokolov (2003). Essa escolha teve como objetivo destacar melhor o contato entre diferenças de densidade com relação a domínios crustais da área estudada.

Foi realizada, ainda, a comparação entre dados de variação do campo gravitacional regional com dados de variação do campo gravitacional em detalhe adquiridos pelo programa LEPLAC, onde foi constatada similaridade entre os dados.

### 6.3 - Sísmica

Foram analisadas e interpoladas 23 linhas sísmicas (2D), sendo uma (1) linha *strike* e 22 *dips*, oblíquas à margem. Duas dessas linhas foram escolhidas para a modelagem gravimétrica. São elas as LN535 e LN029.

No estudo dos perfis sísmicos, foram mapeados o fundo marinho (**FM**), o embasamento (**EMB**) e os refletores que representam a porção superior do Mioceno Médio (Araujo, 2008) e a base do Terciário (Araújo, 2008). Esse embasamento se mostrou difícil de ser interpretado, principalmente nas proximidades da MEB, como parte dos sedimentos de Plataforma Continental, Talude e Elevação Continental.

Em muitos casos, não foi possível identificar a descontinuidade da “**Moho**” por falta de resolução dos atributos sísmicos, mas, mesmo assim, foi realizado o traçado seguindo os poucos indícios disponíveis que apareciam. A “**Moho**” sísmica, traçada dessa forma, foi utilizada na modelagem gravimétrica, tendo sido ajustada, quando necessário, para compatibilizar o modelo.

As profundidades dos refletores foram exportadas em tempo e, depois, transformadas para profundidade em metros (m) ou quilômetros (km).

Foram ainda mapeados, na sísmica, os aspectos estruturais relevantes para, posteriormente, associá-los com as informações dos mapas produzidos em caráter regional e com modelos gravimétricos.

Durante a interpretação sísmica foram definidos, manualmente, os horizontes (sem utilizar amplitude do sinal), e estabelecidas três camadas

sendo a penúltima subdividida lateralmente em três partes principais, como será mostrado a seguir:

- a) O horizonte que representa o fundo marinho e, por consequência a profundidade de lâmina d'água.
- b) O provável topo do Mioceno médio, referente à base do Cone do Amazonas (Araújo, 2011), serviu como guia na interpretação sísmica do Pacote de Sedimento Superior (PSS), abaixo deste, o pacote de Sedimento Médio (SM), e abaixo deste o Pacote de Sedimento Inferior (PSI). São sedimentos oriundos do final do Cretáceo e, em sua maioria, terciários.
- c) O embasamento ficou sendo demarcado como o limite inferior do PSI e a descontinuidade de **Moho**. O embasamento poderá ser compartimentado em Crosta Continental (CC), Crosta Transicional (CT) e Crosta Oceânica (CO), sempre que possível e não necessariamente nessa ordem, seguindo o modelo do trabalho de Moulin (2003).
- d) A terceira e última camada é representada no modelo como sendo o manto superior.

Com os refletores traçados para as 23 linhas sísmicas do projeto Levantamento da Plataforma Continental Brasileira (LEPLAC) foi possível gerar os respectivos gradeamentos de profundidade, obtendo-se, assim, o mapa do embasamento da MEB (MAPA - 4):

a)-Fundo Marinho (FM);

b)-Embasamento (EMB)

#### **6.4 - Gradeamento Kingdom Suite & Oasis Montaj**

No *software* Kingdom Suite da SMT (Sismic Micro Technology), foram mapeados os refletores sísmicos, cujas profundidades foram extraídas em tempo e interpoladas preliminarmente.

Os gradeamentos dos produtos finais foram realizados no *software* Oasis Montaj da Geosoft, por considera-lo mais apropriado, no tocante a acabamentos de figuras e representação em mapas (*Oasis Montaj, V.6.4*)

O gradeamento é um procedimento matemático utilizado para interpolar e distribuir espacialmente dados para uma específica rede de nós. Muito comumente esses dados se referem a uma malha quadrada ou a um gradeamento definido por coordenadas locais. Os dados utilizados para interpolação foram pontos definidos por (“X,Y”) mais uma grandeza, que pode ser trabalhada utilizando o algoritmo **Flexgridding** (*Kingdom Suite v.8.4*).

Esse algoritmo utiliza o sistema de equações diferenciais para resolver problemas correlacionados a campos do nó do gradeamento.

A equação se aplica para cada nó do gradeamento e utiliza dezenas de pontos ao seu redor para encontrar a melhor solução. Assim, todos os pontos são levados em consideração, porém pontos muito distantes não são computados diretamente. Por essa razão, cada equação é resolvida utilizando

os nós da vizinhança sendo estes empregados como constantes. Com a mudança dos nós, esse processo é repetido (*Kingdom Suite v.8.4*).

A função que dá a solução para um algoritmo de extrapolação não pode produzir extrapolações reais para dados de valores de amostras que estão muito longe do limite ou do raio máximo. Se acontece de se extrapolar para um nó fora desse raio máximo, o valor passa a não ser confiável. Em função disso, não se deve extrapolar frequentemente valores diretamente da amostra de dados e, sim, utilizar o recurso de organizar uma superfície de uma baixa ordem polinomial. Extrapolar valores computados de uma superfície polinomial geralmente promove bons resultados.

Os parâmetros empregados para o gradeamento utilizando o *flexgridding* no Kingdom foram: Tamanho da célula = 800 m; Suavização: 4; Tensão Média: 0,2. A tensão média mínima significa “menor mínima curvatura”.

### **6.5 - Modelo (Gmsys)**

O trabalho de Talwani (1959) demonstrou que podemos trabalhar corpos e estruturas geológicas em um modelo, do tipo caixa, para que tenham suas feições reproduzidas por polígonos fechados de maneira que possam reproduzir seus efeitos gravimétricos e serem estudados. Os corpos representados por polígonos fechados permitem que sejam calculadas por expressões analíticas as componentes vertical e horizontal da gravidade e a consequente atração que esses corpos exercem sob um contexto geológico (OLIVEIRA, 2004; TALWANI, 1959).



A escolha das densidades é algo importante e foi baseada na média dos trabalhos de Silva (1989), Oliveira (2004), Watts (2009), Greenroyd (2007), Azevedo (1991), entre outros (Quadro 2). Os trabalhos consultados foram realizados nas bacias, em águas profundas, na Margem Equatorial Brasileira, com exceção do trabalho realizado por Mohriak *et al.*, 1998, cuja a modelagem gravimétrica foi realizada na margem continental de Sergipe/Alagoas.

Dos autores acima citados, aqueles que se referem às velocidades em m/s, importantes para o passo seguinte que é transformar a profundidade de tempo em profundidade em metros, foram Silva (1989), Watts (2009), Greenroyd (2007) e Wilson (2003).

Silva (1989) estabeleceu, para a camada de sedimento superior, o valor de 1700 a 2200 m/s; para o sedimento inferior, o valor 3300 a 4000 m/s e para a crosta o valor de 5000 m/s.

Watts (2003) estabeleceu, para a camada de água, o valor de 1500 m/s; para a camada de sedimento superior, o valor de 2000 a 2500 m/s; para o sedimento médio o valor de 3000 a 3500 m/s, para a camada de sedimento inferior de 4000 a 5000 m/s; para a crosta continental, a crosta transicional, a crosta oceânica e para o manto superior, os valores foram, respectivamente, 5900 m/s, 6300 m/s; 6400 m/s e 8000 m/s.

Greenroyd (2007) estabeleceu, para a camada de água, o valor 1490 a 1520 m/s; para a camada de sedimento superior, o valor de 1620 a 2270 m/s; para o sedimento médio, o valor 2700 m/s; para a camada de sedimento inferior, o valor 2850 a 4700 m/s; para a crosta continental, o valor de 5600 a

6700 m/s; para a crosta oceânica, o valor 4600 a 7500 m/s. Os valores para a crosta transicional e para o manto não foram definidos.

Wilson (2003) estabeleceu para a camada de água 1480 m/s; para a camada de sedimento superior, o valor de 1700 m/s; para o sedimento médio, o valor 2600 m/s; para a camada de sedimento inferior, o valor 5900 m/s. Para a crosta continental, a crosta transicional e o manto superior, os valores foram, respectivamente, 6200 m/s; 6200 a 7100 m/s; 6700 m/s, 8000 m/s.

De posse desses dados, foram realizadas médias de densidades e de velocidades como dispostas no quadro 3.

Quadro 2 – Compilação de grandezas físicas encontradas na literatura referente à Margem Equatorial Brasileira.

COMPILAÇÃO BIBLIOGRÁFICA COM GRANDEZAS FÍSICAS UTILIZADAS EM TRABALHOS NA MARGEM EQUATORIAL BRASILEIRA E ADJACÊNCIAS								
	Água	Sedimento Superior Modelagem SS ou S1	Sedimento Médio Modelagem SM ou S2	Sedimento Inferior Modelagem SI ou S3	Crosta Continental Modelagem	Crosta Transicional Modelagem	Crosta Oceânica Modelagem	Manto Superior Modelagem
Wilson, G.P. (2003)								
Densidade (g/cc)	1,03	2,1	2,3/2,6	2,8	2,8/ 2,9	2,8/3,1	2,93	ND
Velocidades Intervalares (m/s)	1480	1700	2600	5900	6200	6200/ 7100	6700	ND
Greenroyd, C.J. (2007)								
Densidade (g/cc)	1,03	1,62/2,27	2,21/2,29	2,24/ 2,50	2,54/ 2,95	ND	2,49/ 3,01	3,31
Velocidades Intervalares (m/s)	1490/ 1520	1620/2270	2700	2850/ 4700	5600/ 6700	ND	4600/ 7500	ND
Oliveira, L.G.S. (2003) - Densidade Sequência Rife = 2,65 g/cc; Argilas 2,1 g/cc								
Densidade (g/cc)	1,03	ND	2,4	2,55	2,8	2,82	2,85	3,25
Silva, S.R.P. (1989)								
Densidade (g/cc)	1,0	2,1	2,4	2,1	2,85	ND	ND	3,2
Velocidades Intervalares (m/s)	1500	1700	2200	3300/ 4000	4400	ND	5000	ND
Mohriak, W. (1998)								
Densidade (g/cc)	1,03	2,25	2,40	2,55	2,78	2,90	2,80	3,25
Azevedo, R.(1991)								
Densidade (g/cc)	1,00	2,5	2,75	2,85	3,1	ND	3,0	3,3
Watts, A.B. (2009)								
Densidade (g/cc)	1,03	2,1	2,3	2,5	2,7	2,85	2,9/ 3,0	3,3
Velocidades Intervalares (m/s)	1500	2000/ 2500	3000/ 3500	4000/ 5000	5900	6300	6400	8000
ND - Não definido pelo autor								

Quadro 3 – Valores médios de densidades e velocidades estabelecidos para este trabalho oriundos de compilação bibliográfica

COMPILAÇÃO BIBLIOGRÁFICA COM GRANDEZAS FÍSICAS UTILIZADAS EM TRABALHOS NA MARGEM EQUATORIAL BRASILEIRA E ADJACÊNCIAS								
	Água	Sedimento Superior Modelagem S1 ou S1	Sedimento Médio Modelagem S1 ou S2	Sedimento Inferior Modelagem S1 ou S3	Crosta Continental Modelagem	Crosta Transicional Modelagem	Crosta Oceânica Modelagem	Manto Superior Modelagem
MARCOS NÓBREGA II Aproximações consideradas para conversão Tempo x Profundidade								
Densidade (g/cm <sup>3</sup> ):	1,03	2,1	2,30	2,5 a 2,6	2,7 a 2,8	2,85	2,9	3,3
Velocidades Internas (m/s)	1480	2160	ND	ND	5900	6300	6400	ND
ND - Não definido pelo autor								

Com base nos dados contidos no quadro 3 acima, foram adotados para a modelagem gravimétrica, os valores abaixo:

- a) Pacote de água oceânica com densidade 1 g/cm<sup>3</sup> e velocidade de 1500 m/s;
- b) Pacote de sedimento superior com 2,1 g/cm<sup>3</sup> ;
- c) Pacote de sedimento médio com 2,3 g/cm<sup>3</sup> ;
- d) Pacote de sedimento inferior 2,5 g/cm<sup>3</sup> ;
- e) Embasamento com densidade de 2,78 g/cm<sup>3</sup> para Crosta Continental, 2,82 g/cm<sup>3</sup> para Crosta Transicional e de 2,9 a 3,0 g/cm<sup>3</sup> para Crosta Oceânica.

- f) Zona de Fratura de São Paulo, com possibilidade de ter em sua composição, manto peridotítico serpentinizado (Gorini, 1981) com  $3,0 \text{ g/cm}^3$

As linhas sísmicas LN535 e LN029 foram escolhidas para a modelagem gravimétrica, por estarem em setores distintos da MEB e por alcançarem ambas a plataforma continental.

Foram retirados de perfis do Oasis Montaj para as mesmas, dados como distância "X" (m) e profundidade "Z" (m) bem como os dados de gravimetria e de batimetria através da dados disponibilizados pelo LEPLAC..

A modelagem em si começa por carregar todos horizontes, representados por refletores sísmicos contínuos, incluindo os valores de gravidade Bouguer local.

É preciso dimensionar a caixa do modelo com a extensão do perfil modelado ou  $X=603 \text{ km}$  (para a linha LN535) e  $X=504 \text{ km}$  (para a linha LN029), ambas com direção NE/SW e  $Z = 70$  ou  $50 \text{ km}$  de profundidade em suas bordas laterais e ambas com  $\pm 30000 \text{ (km)}$  para prevenir os conhecidos efeitos deformacionais de bordas.

É importante salientar que o modelo segue em direção ao infinito ou aos  $30000 \text{ km}$ , tendo sido estabelecido pelo programa Gm-Sys, sendo necessário, entretanto, ajustar detalhes como a distância referente à margem continental, uma vez que há variações significativas de espessuras de pacotes sedimentares e de crosta continental e ou transicional.

Foram atribuídos aproximadamente 127 km para a linha LN535 e 450 km para a linha LN029.

Os horizontes carregados causam imediatamente um efeito nos parâmetros de gravidade observada, gravidade calculada e erro. Os blocos passam a tomar forma como a camadas, como exemplo uma de massa de água com densidade aproximada de  $1,03 \text{ g/cm}^3$ . Na sequência com as camadas de sedimento inferior com densidade de  $2,1 \text{ g/cm}^3$ , sedimento médio com  $2,3 \text{ g/cm}^3$  e sedimento superior com  $2,5 \text{ g/cm}^3$  e as densidades de  $2,70$ ;  $2,85$  e  $2,90 \text{ g/cm}^3$  para a crosta continental, crosta transicional e crosta oceânica respectivamente (figuras 23, 24 e 25) e por último o manto com  $3,3 \text{ g/cm}^3$ .

As distâncias fornecidas em metros, a partir do início das linhas sísmicas, foram calculadas por meio de coordenadas em projeção policônica, utilizadas pelo LEPLAC conforme a fórmula abaixo:

$$\text{Distância "X"} = \text{RAIZ}(((A4-A3)^2) + ((B4-B3)^2)) + \Delta (\text{Incremento})$$

O **GMSYS**, *software* de modelagem geofísica, trabalha com a distância da linha em metros ou quilômetros, com a profundidade "Z" (km) e a coluna dos dados de gravidade (mGal).

## ***6.6 Mapa do Embasamento***

Após ser interpretado, na sísmica (TKS), os horizontes do fundo marinho e do embasamento para as 22 linhas *Deep* pelo LEPLAC, exportados na

sequência em tempo para arquivo “texto”, foi possível a conversão de tempo em profundidade.

Foi realizada uma aproximação adotando a velocidade empírica de 3500 m/s para um sedimento único e de 1500 m/s para a água do oceano. A coluna de água em tempo é multiplicada por 1500 m/s e dividida por dois, por se tratar de tempo duplo.

O mesmo procedimento é realizado para a espessura total do sedimento, utilizando a velocidade de 3500 m/s, multiplicando pelo tempo duplo, subtraindo a coluna de água e dividido por dois, por se tratar de tempo duplo. Dessa maneira, foi alcançado o valor da Isópaca de Sedimento Total (IST).

Somando a IST com a batimetria, obtém-se a profundidade do embasamento em metros (m).

A EQUAÇÃO 2 abaixo, utilizada para transformar os dados em tempo para profundidades do embasamento de segundos para metros, levou em conta dados de velocidade média encontrados neste caso empiricamente.

(EQUAÇÃO - 2):

**1)  $((a*1500)/2)*(-1) = PCA$  (Profundidade da Coluna de Água)**

**2)  $((((b-a)*3500)/2)*(-1)) = IST$  (Isópaca de Sedimento Total)**

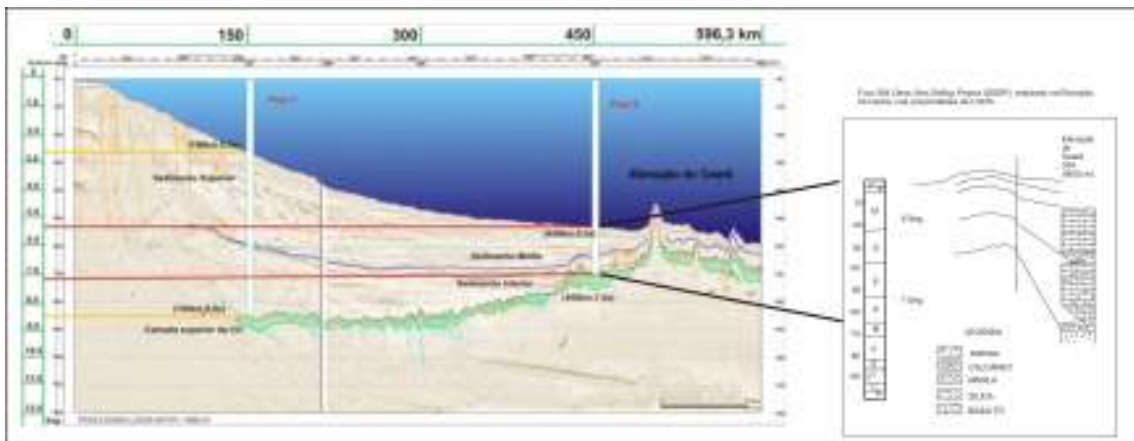
**3)  $IST + CA = PE$  - Profundidade do Embasamento**

Deve-se enfatizar que são aproximações e, por isso, foi necessário criar maneiras de calibrar e verificar os dados. Para essa verificação foram criados

dois furos fictícios na linha sísmica LN535. Assim, foi comparada a profundidade do embasamento com a profundidade conseguida com o gradeamento no Oasis Montaj.

Houve comparação com os valores das isópacas de sedimentos relatados no trabalho de Russo (1999) para o LEPLAC EQUATORIAL bem como com profundidades pontuais, entre elas a máxima encontrada na Bacia da Foz do Amazonas de 17,3 km nesse trabalho contra 18 km (Russo, 1999).

A diferença encontrada foi de, aproximadamente, 2,0 km ou 15% de erro máximo e 10% de erro médio. Apesar do erro parecer demasiado elevado, devemos lembrar que o trabalho se baseou em aproximações e gradeamentos de linhas separadas entre si por 50 km. Esse mapa do embasamento é resultado que, respeitando a devida escala regional, parece retratar bem o embasamento da MEB.



*Figura 14 – Comparação de profundidades encontradas no embasamento oceânico da linha LN535 da sísmica com o embasamento gerado pelo gradeamento através dos “softwares” Kingdom Suite e ou Oasis Montaj. Há nas proximidades o furo 354 realizado pelo DSDP em que evidencia profundidade do embasamento compatível com o gradeamento gerado.*



## **7 - Resultados**

Foram confeccionados os mapas de batimetria (MAPA 1), o de gravidade Ar Livre (MAPA 2), o de gravidade Bouguer (MAPA 3); e finalmente o mapa de profundidade do embasamento oceânico (Mapa 4), que são os anexos 1,2,3 e 4 respectivamente.

### **7.1 - Batimetria da margem equatorial**

O mapa de batimetria (MAPA 1) expõe uma plataforma continental mais estreita com uma declividade do talude continental, mais acentuada a leste, com gradiente de 1:30 variando 4 vezes mais do que o talude continental da porção ocidental da área que foi de 1:12.

A relação em graus seria de 2° na bacia Pará Maranhão contra 0,5° da bacia da Foz do Amazonas.

A área de sedimentação (Brandão *et al.*, 1994; Figueiredo; 1982,2007) das bacias oceânicas de águas profundas podem ser resumidas abaixo (MAPA 1):

- 1) A Bacia da Foz do Amazonas chega a 360.000 km<sup>2</sup>, estendendo-se da plataforma continental (200.000 km<sup>2</sup>) ao cone profundo do Amazonas (160.000 km<sup>2</sup>).
- 2) A Bacia oceânica do Pará Maranhão apresenta uma área de aproximadamente 48000 km<sup>2</sup>.

3) Bacia de Barrerinhas, que abrange aproximadamente 46000km<sup>2</sup>, sendo que desses 8500 km<sup>2</sup> se apresentam emersos.

4) Bacia do Ceará apresenta aproximadamente 34000 km<sup>2</sup>.

A área da plataforma a oeste é de aproximadamente 200000 km<sup>2</sup> e a leste, mais comprida e estreita com 144000 km<sup>2</sup> (MAPA 1). A área total da plataforma continental equatorial brasileira é de aproximadamente 344000 km<sup>2</sup>.

A morfologia submarina acidentada da margem equatorial é notória e pode ser explicada, em parte, pela característica transformante dessa margem continental. De leste para oeste, podemos observar o platô do Rio Grande do Norte. O platô de Natal, a cadeia de montanhas de Fernando de Noronha e o Alto de Fortaleza delimita, em conjunto com a Elevação do Ceará, a planície abissal do Ceará que chega aos 5000 m de profundidade (MAPA 1).

Na porção leste, com as referidas cadeias de montanhas de Fernando de Noronha e Cadeia Norte Brasileira, é observado um padrão losangular típico de margem transformante adjacente plataforma continental estreita já à mencionada. Esse padrão geométrico losangular apresenta coincidência entre duas zonas de fraturas importantes que cortam a área estudada e são as Zona de Fratura de Romanche e a Zona de Fratura de São Paulo (MAPA 1). Há desníveis batimétricos das Zonas de Fraturas (ZFs) que chegam a 1 km. Os traços fósseis dessas marcantes ZFs estão alinhadas com as zonas de cisalhamento da MEB e se mostram retilíneas até o contato com a Margem Continental Brasileira (MCB).

A porção oriental da área de estudo é cortada pela linha sísmica LN029 de aproximadamente 540 km. Esta linha corta a porção sudeste da Elevação do Ceará e um pouco da Plataforma Continental e parece estar em um setor, chamado, neste trabalho, de **Cisalhante Transformante** (MAPA 1).

A porção oeste da área representada pela Bacia da Foz do Amazonas, apresenta aporte sedimentar intenso representado pela estrutura sedimentar do Cone do Amazonas, que mascara os padrões estruturais relatados na porção leste da área de estudo (MAPA 1).

Essa porção da área de estudo é cortada pela linha sísmica LN535 de aproximadamente 600 km, que corta o extremo noroeste da Elevação do Ceará e provavelmente um pequeno pedaço de Plataforma Continental. Parece estar em um setor chamado, neste trabalho, de **Passivo Transformante** (MAPA 1).

A Elevação do Ceará se apresenta sob uma coluna de água de aproximadamente 3000 m. Ao seu lado, encontra-se a norte a bacia abissal do Ceará de profundidade aproximada de 4000 m e, ao sul da elevação, outra bacia abissal de mesmo nome com aproximadamente 4000 metros. Existem profundidades próximas dos 5000 metros (MAPA 1).

## ***7.2 - Mapa de Anomalia Ar Livre***

Foi através do mapa de anomalia ar livre na Margem Equatorial Brasileira (MAPA 2) que foram traçadas as Zonas de Fraturas de São Paulo e Romanche. No decorrer deste processo, estabelecemos como padrão que as cristas seriam os traços representantes das ZFs, uma vez que as mesmas

poderiam ser caracterizadas também pelos cavados ou porções, adjacentes às cristas, mais baixas.

As zonas de fratura de São Paulo e de Romanche se apresentam delineadas nas extremidades por altos do embasamento, que podem apresentar relevos superiores a 1 km.

Valores de anomalia ar livre para a zona de fratura variam entre -26 a +35 mGal podendo ser superiores a +200 mGal.

A Cadeia Norte Brasileira e a Cadeia de montanha de Fernando de Noronha é representada por segmentos estruturais de provável origem vulcânica do embasamento, que se destacam no leito oceânico de bacias como a do Ceará e do Rio Grande do Norte. Apresentam valores de anomalia Ar Livre superiores a +26 mGal, O padrão losangular novamente é destacado na porção leste da área de estudo (MAPA 2).

A plataforma continental é delineada por valores elevados de anomalia Ar Livre superiores a +26 mGal diminuindo abruptamente na quebra da plataforma, com valores negativos inferiores a -57 mGal no talude e elevação continentais.

A Cordilheira Mesoceânica com vulcanismo recente ativo também se destaca com valores de anomalia Ar Livre superiores a +35 mGal (MAPA 2).

Na região ocidental da MEB, representada pela Bacia da Foz do Amazonas, a espessura elevada de sedimentos da ordem de 15 km aproximadamente, gera distorções de valores de anomalia Ar Livre, com .

valores elevados superiores a + 35 mGal atribuídos à espessa cunha sedimentar (MAPA 2).

### ***7.3 - Mapa de Anomalia Bouguer***

O mapa de Anomalia Bouguer Simples Regional (MAPA 3) foi construído por meio de dados de satélite disponibilizados gratuitamente pela Universidade da Califórnia, através de *website* (Sandwell & Smith, 1997, 2009), que destaca uma faixa entre 70 mGal a 100 mGal positivo como sendo aproximadamente o limite teórico qualitativo entre a crosta continental e crosta oceânica (Azevedo, 1991). Há um padrão de cores em tons de roxo que parece realçar bem este limite.

Os sedimentos do Cone do Amazonas mascaram os resultados dentro da Bacia da Foz do Amazonas, mas, em relação ao setor Leste da área de estudos, parece funcionar bem o limite destacado pelos tons de roxo em contraste com tons de verde (MAPA 3).

Para o interior da bacia oceânica, os valores da anomalia Bouguer aumentam, evidenciando uma crosta mais densa e compatível com a Crosta Oceânica, sendo superiores a 300 mGal.

A Elevação do Ceará, que está bem caracterizada morfológicamente como um alto topográfico submarino e está inserida na região de crosta oceânica a aproximadamente 1000 km da margem continental, mostra um baixo relativo de anomalia bouguer na faixa dos 100 mGal. Essa anomalia é considerada uma anomalia negativa relativa quando comparada a com anomalias da ordem de 350 mGal. Kumar (1979) comentou sobre este baixo

relativo e considera sendo oriundo de um ponto quente que teria ocorrido a 80 Ma. Portanto, a Elevação do Ceará seria representativa de uma região com um espessamento anômalo da crosta oceânica com uma raiz mais profunda deformando localmente o manto superior sendo esta a causa do baixo relativo (MAPA 3).

Há também correlação entre este corpo vulcânico e seu análogo na margem africana como sendo representado pela Elevação de Serra Leoa nas imediações das Ilhas de Cabo Verde (Kumar, 1979).

A Mesoatlântica Central apresenta-se com padrões de cores verdes em valores médios de 200 mGal, denotando um afinamento litosférico típicos de áreas onde se gera crosta oceânica. Esses tons de verdes são nítidos e adjacentes à plataforma continental brasileira em ambos os setores da margem. Os valores médios são também da ordem de 200 mGal, podendo sugerir uma crosta oceânica mais fina devido a formação da MEB.

O padrão losangular, típico da formação de uma margem transformante é bastante nítido, sendo cortado pelas ZFs de São Paulo e Romanche (MAPA 3).

As zonas de fraturas também se destacam com suas porções elevadas em relação ao assoalho marinho, provocando um contraste entre as medidas desses pontos elevados e as partes mais baixas do assoalho. O contraste varia entre 100 mGal nas calhas do assoalho oceânico e 220 mGal nas cristas das ZF.

A quebra da plataforma continental parece estar bem próxima do limite entre uma crosta continental e a crosta oceânica em grande parte da margem.

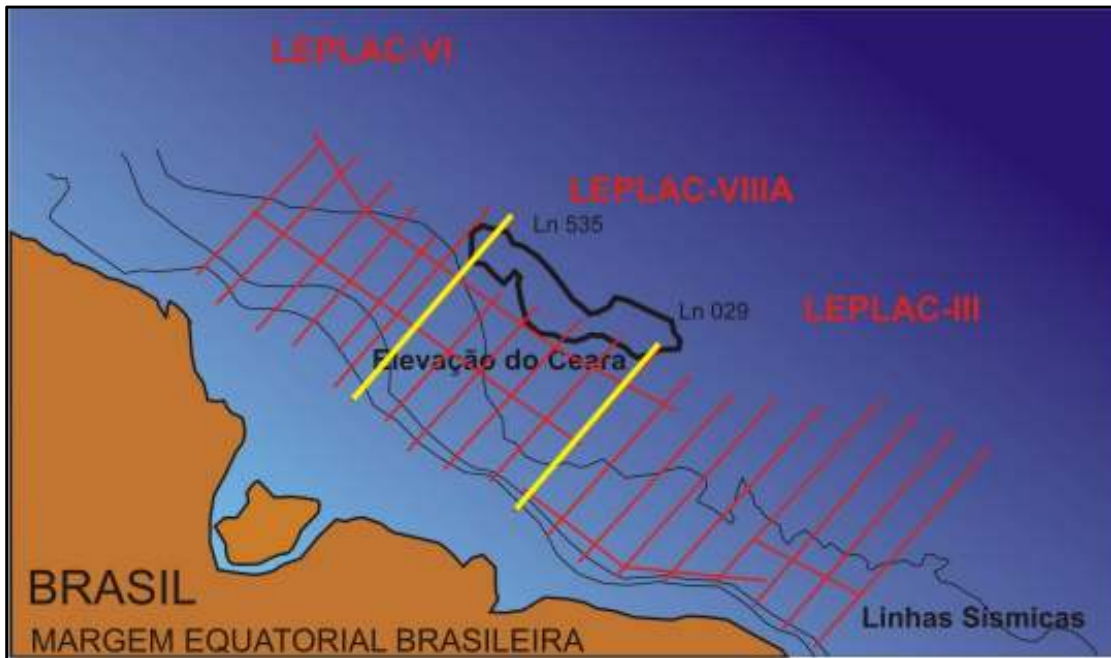
Azevedo (1991), comenta de um possível limite entre CC e CO que estaria em torno dos 100 mGal, o que encontramos para o limite da plataforma continental.

Os valores de anomalia Bouguer para a crosta continental são baixos, inferiores a 70 mGal podendo alcançar -100 mGal.

A bacia da Foz do Amazonas, por apresentar aporte de sedimento considerável, apresenta uma Anomalia Bouguer anômala com valores abaixo de 70 mGal, onde se acredita existir crosta oceânica propriamente dita (MAPA3).

#### ***7.4 - Interpretação das Linhas Sísmicas***

Foram realizadas interpretações das 23 linhas sísmicas de reflexão disponibilizadas pelo LEPLAC. Objetivando, detalhar refletores característicos do embasamento, descrevendo-os e destacando-os sempre quando possível para caracterizar o provável limite entre a crosta continental e a crosta oceânica, através da modelagem gravimétrica das linhas destacadas na figura 15..



*Figura 15 – Mapa da margem equatorial com as linhas trabalhadas no estudo regional em vermelho e duas em amarelo com estudo em detalhe.*

A linha Ln535 (figura 15) está situada na bacia da Foz do Amazonas e foi adquirida durante a etapa do LEPLAC VI. Possui direção NE-SW e se estende por cerca de 600 km. Ela está localizada no setor oeste da Margem Equatorial Brasileira, (figura 16), cortando o leque submarino do Amazonas e subindo nos contrafortes da elevação do Ceará.



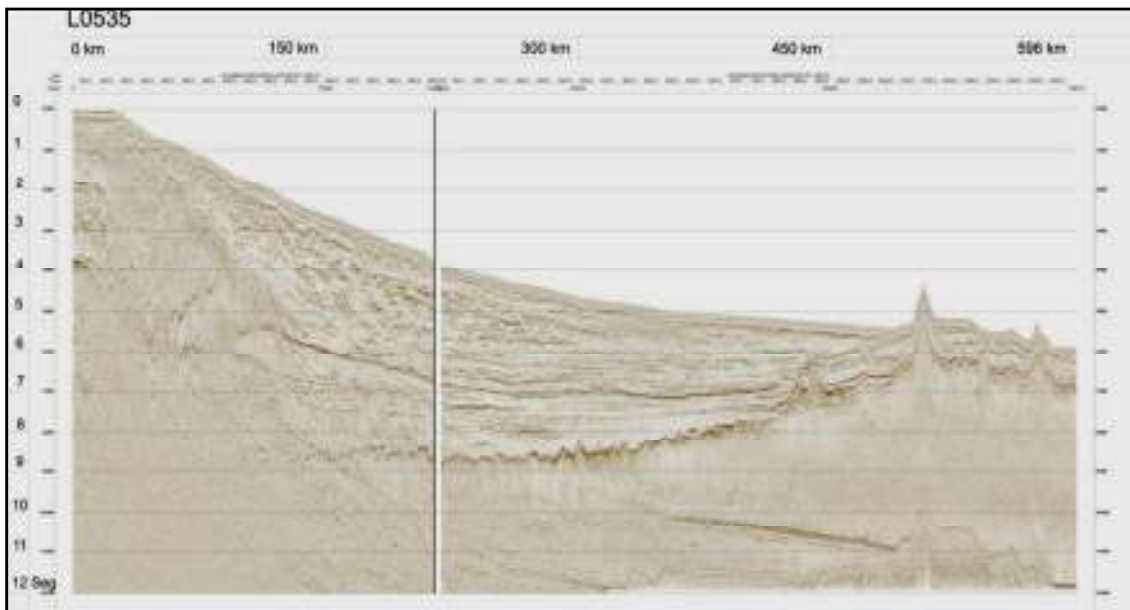


Figura 16 - Linha LN535 não interpretada. Escala vertical em segundos (tempo duplo).

A figura 17 apresenta a interpretação da linha sísmica LN535. A região próxima à plataforma continental apresenta grandes falhas normais, algumas delas evoluindo para falhas lístricas, com refletores inclinados, principalmente desde o início da linha até 140 km em distância horizontal, caracterizando o domínio distensivo da tectônica gravitacional que domina no leque submarino do Amazonas (Perovano *et al.*, 2009).

A camada de sedimento superior, próxima à plataforma continental apresenta-se espessa (superior a 3 segundos) e seu limite inferior não é muito claro em algumas porções da linha, principalmente nas proximidades da MEB.

O refletor mapeado em azul (figura 17) marca o limite entre a sequência do Mioceno Médio (Camada de Sedimento Superior (CSS) e Camada de Sedimento Médio (CSM) ou Intermediário), e caracteriza a base do leque submarino do Amazonas Araújo *et al.* (2011). O refletor mapeado em verde (figura 17) é do Cretáceo superior (Perovano *et al.*, 2009), e caracteriza a

superfície basal de descolamento das sequências sedimentares superiores, limitando, portanto, a camada sedimentar, mapeada neste trabalho, como Camada de Sedimento Inferior (CSI).

Os refletores se alternam entre refletores fortes e fracos, contínuos e descontínuos, sendo que, em alguns casos, mostram um certo nível de desorganização indicando eventos turbulentos como falhas reversas próximas à quebra da plataforma continental entre 60 e 240 km do início do perfil sísmico, caracterizando os eventos de transporte de massa mapeados por Araújo *et. al* (2009).

O limite inferior da camada de sedimento mais antiga (CSI) é interpretado como embasamento oceânico (horizonte em vermelho) e, ao se aproximar da margem continental, torna-se mais difícil de ser delineado por perder seu contraste ou sua resolução.

Portanto, o embasamento próximo à margem continental não é muito evidente e, nesse caso, são necessárias inferências, que, no presente trabalho, foram realizadas a partir de ajustes com a modelagem gravimétrica.

O embasamento só aparece mais consistente após 150 km do início do perfil sísmico, em lâminas de água superiores a 2500 m (figuras 15,16 e 17).

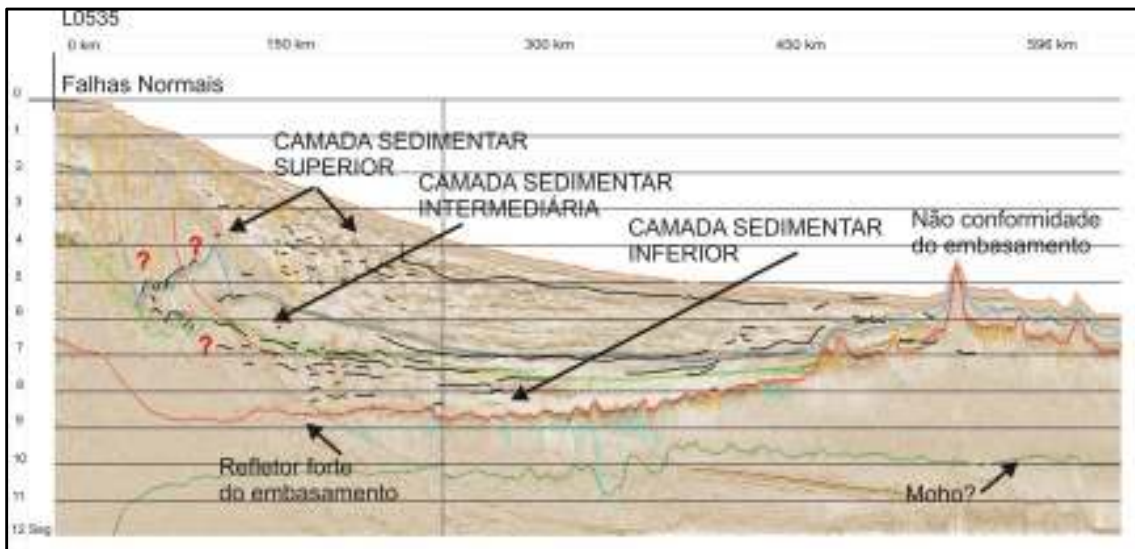


Figura 17 – Linha LN535 interpretada.

A linha LN535 mostra camadas sedimentares inferior, médio e superior, mapeadas no leque submarino do Amazonas, adelgaçando-se em direção à elevação do Ceará.

Os horizontes verde e azul foram extraídos do trabalho de Araújo *et al.* (2011) e marcam o topo do Cretáceo Superior e o Topo do Mioceno Médio, respectivamente.

O embasamento oceânico, bem caracterizado a partir de 150 km de distância do início da linha sísmica, apresenta grandes irregularidades associadas a falhas e possível vulcanismo.

Refletores anômalos em profundidades de 11 e 12 segundos foram interpretados como a assinatura sísmica da descontinuidade de Mohorovicic. Alguns deles podendo alguns deles ser efeito de múltiplas.

Foram observadas estruturas marcantes no topo do embasamento, que ora apresenta refletores internos de alta amplitude, descontínuos, muitas vezes

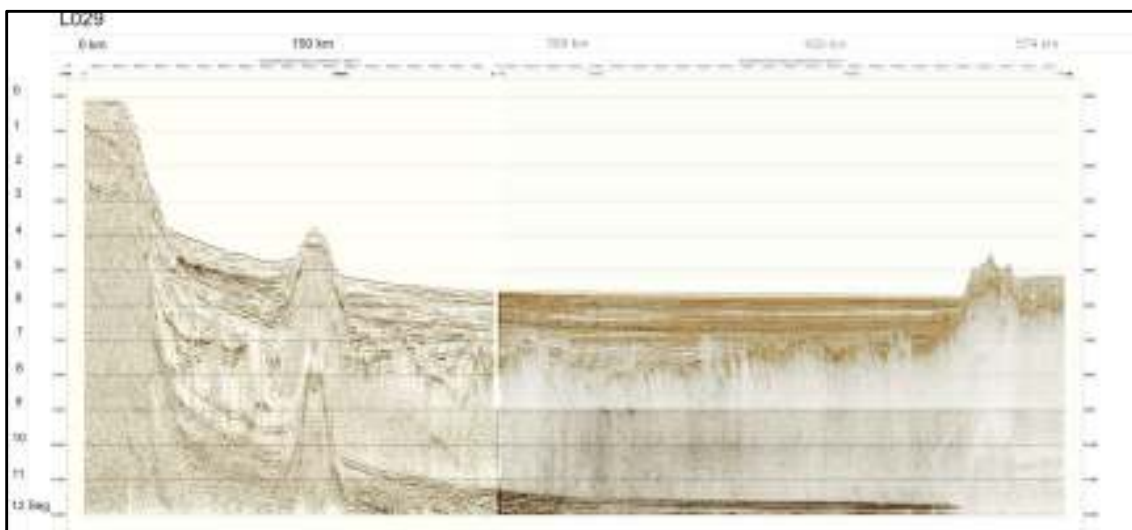
mergulhantes, ou plano-paralelos, ora refletores caóticos distribuídos aleatoriamente em toda extensão do perfil sísmico. Essas estruturas sugerem a ocorrência de vulcanismos anômalos associados à implantação da crosta oceânica.

A descontinuidade de Mohorovicic é pouco visível e, em sua maior parte, foi inferida e posteriormente ajustada durante a modelagem gravimétrica.

O furo 354 (MAPA 1,2 e 3 em anexo), realizado pelo **DSDP (*Deep Sea Drilling Project*)**, próximo à linha 535, relata a profundidade de 4052 metros para o embasamento confrontando com os 3400 metros do gradeamento, gerando uma diferença de aproximadamente 600 metros ou 8% de erro. É importante notar que o furo 354 do ODP não é coincidente com a linha interpretada e, por isso mesmo, se esperava alguma diferença, mas o importante foi constatar equivalência entre um dado real, que é o furo do **DSDP**, (Supko *et al.*, 1977) e a profundidade do gradeamento no mesmo lugar.

A linha LN029 está situada na bacia do Pará-Maranhão (figura 18), em um segmento de margem transformante, sem a influência da enorme cunha sedimentar associada ao leque submarino do Amazonas. A seção sísmica mostra um talude muito íngreme (gradiente 1:30 ) e uma espessa cunha sedimentar, com cerca de **7 km** de espessura sedimentar no talude inferior, que é limitado, a nordeste, por um monte submarino oriundo da Cadeia Norte Brasileira. Observa-se um desnível do fundo do mar, segmentado pelo monte submarino, indicando tratar-se de uma estrutura contínua, que isolou o depocentro proximal da margem continental de sua porção mais distal em direção à bacia oceânica. Ao final da linha sísmica, observa-se novamente o

adelgaçamento da cunha sedimentar de encontro ao embasamento da Elevação do Ceará (figura 18).



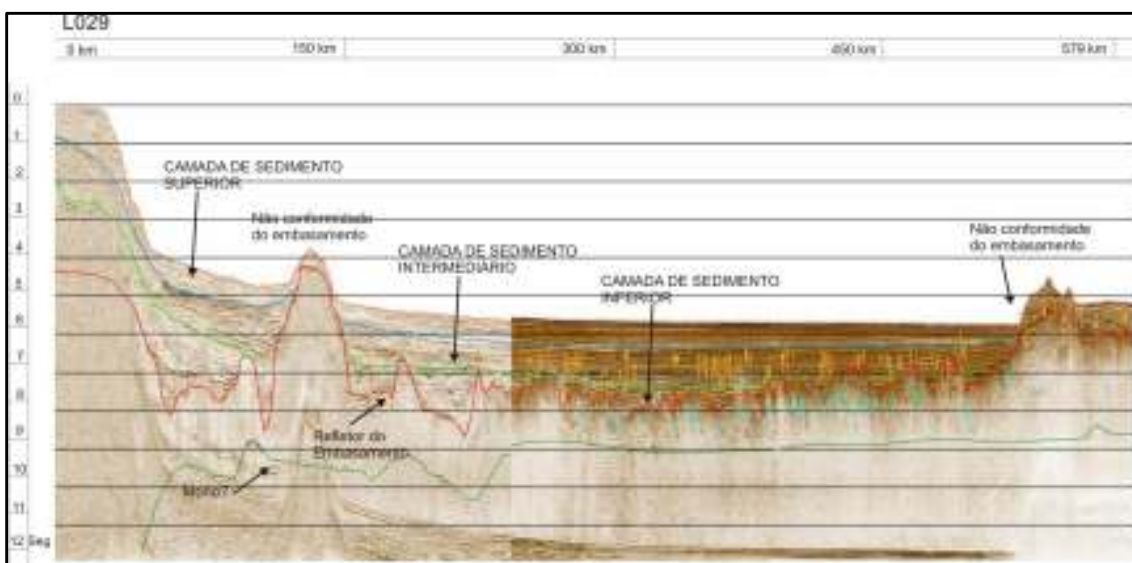
*Figura 18 – Linha LN029 não interpretada.*

Os mesmos horizontes mapeados na linha LN535 (figura 17) foram levados à linha LN029 (figura 19), limitando o intervalo de sedimento inferior (PSI) de idade mais antiga do que o Terciário Inferior, dos sedimentos intermediários, limitados no topo pelo refletor do Mioceno Médio (Araujo,2008). Esse refletor com os sedimentos inferiores ao fundo marinho demarcam o Pacote Sedimentar Superior (sedimentos do Neógeno).

O embasamento continental na porção proximal da Margem Transformante Brasileira (MTB) não é claramente identificado, tendo sido inferido em grande parte e, posteriormente, ajustado com ajuda dos modelos gravimétricos.

A sequência superior, no talude continental íngreme, mostra evidências de processos de movimentos de massa. Já os sedimentos mais profundos, provavelmente ligados ao rifte, apresentam-se em domínios de falhas normais

e falhas lítricas sintéticas. Essas falhas, porém, não foram marcadas, por não apresentarem contraste significativo em linha sísmica 2D do LEPLAC.



*Figura 19 – Linha LN029 interpretada, mostrando as unidades sedimentares inferior, média e superior mapeadas, se adelgaçando em direção à elevação do Ceará. Os horizontes verde e azul foram extraídos do trabalho de Araújo et al. (2011) marcam o topo do Cretáceo Superior e o Topo do Mioceno Médio, respectivamente. O embasamento oceânico, bem-caracterizado a partir de 150 km de distância do início da linha sísmica, apresenta grandes irregularidades associadas a falhas. Não conformidades do embasamento marcam elevações anômalas do embasamento como a Zona de Fratura de São Paulo e a Eleveção do Ceará. Refletores anômalos em profundidades de 11 e 12 segundos foram interpretados como a assinatura sísmica da descontinuidade de Mohorovicic.*

O embasamento oceânico é mais claramente identificado e mapeado do quilômetro 60 ao final da linha.

A zona de fratura oceânica de São Paulo segmenta a seção sísmica, que apresenta não conformidades do embasamento (altos estruturais). As zonas de fraturas podem estar associadas a magma peridotítico com níveis de serpentinização que podem variar bastante (Gorini, 1981) (Wilson, 2003).

Foram observadas camadas abaixo do topo do embasamento, com espessuras consideráveis de refletores fortes, marcantes, às vezes em planos

paralelos e, em outras vezes, caóticos, que foram consideradas como sendo a camada superior do embasamento vulcânico associado a períodos de vulcanismo exacerbado.

A Descontinuidade de Mohorovicic, representada pelo horizonte verde escuro inferior nas figuras 17 e 19, foi inferida em grande parte e, posteriormente, ajustada na modelagem gravimétrica das respectivas linhas LN535 e LN029.

Rosendahl *et al.*, 1992, estudando refletores sísmicos anômalos na costa sudoeste da África, reportou a possibilidade de esses refletores serem a ocorrência de pequenos bolsões de magma derretido ou a presença de regiões com material dúctil, que se destacam fazendo com que se confunda em uma interpretação sísmica com o Moho.

### ***7.5 - Profundidade do embasamento***

A depressão no embasamento localizado na Bacia da Foz do Amazonas é muito evidente no mapa 4, com uma profundidade máxima pontual de 17280 metros, similar ao encontrado por Russo *et al.*, 1999, que foi algo próximo de 18km. Essa depressão parece estar relacionada ao enorme pacote sedimentar depositado ali pelo rio Amazonas e tende a reestruturar, por reajustes isostáticos, as bacias adjacentes seja de águas profundas, seja em plataforma continental(Driscoll&Karner, 1994).

A linha sísmica LN535, utilizada na modelagem, mostra um padrão tranquilo para o setor Oeste da área estudada. Portanto, o embasamento aparece compartimentado a oeste, em um setor da margem que se comportou

como margem **Passiva Transformante**, conforme interpretação de Greenroyd *et al.* (2007). Já as bacias da porção leste da MEB teriam sofrido esforços do tipo **Cisalhante Transformante** e consequentes domínios cisalhantes

As Zonas de Fraturas de São Paulo e a de Romanche também se destacam com a presença de vários altos do embasamento, delineando os traços fósseis da falha transformante que as geraram (figura 20 e Mapa 4 em anexo).

Os pontos vermelhos na figura 20 representam uma tentativa de mapear vulcanismos na MEB mostrando, em ambos setores, uma presença marcante. Porém, se analisarmos as linhas utilizadas na modelagem, os setores com vulcânicas são coincidentes com uma das soluções possíveis na modelagem que foi a de gerar derrames vulcânicos que compensariam a diferença entre a gravidade observada e a calculada.

A profundidade do embasamento diminui da Bacia da Foz do Amazonas à Bacia do Pará-Maranhão. Há uma mudança no padrão do embasamento, indicando mudança no domínio estrutural, na Bacia do Pará-Maranhão e Barreirinhas, onde se observa claramente uma bacia romboédrica, limitada entre a charneira da bacia e a Cadeia Norte Brasileira.



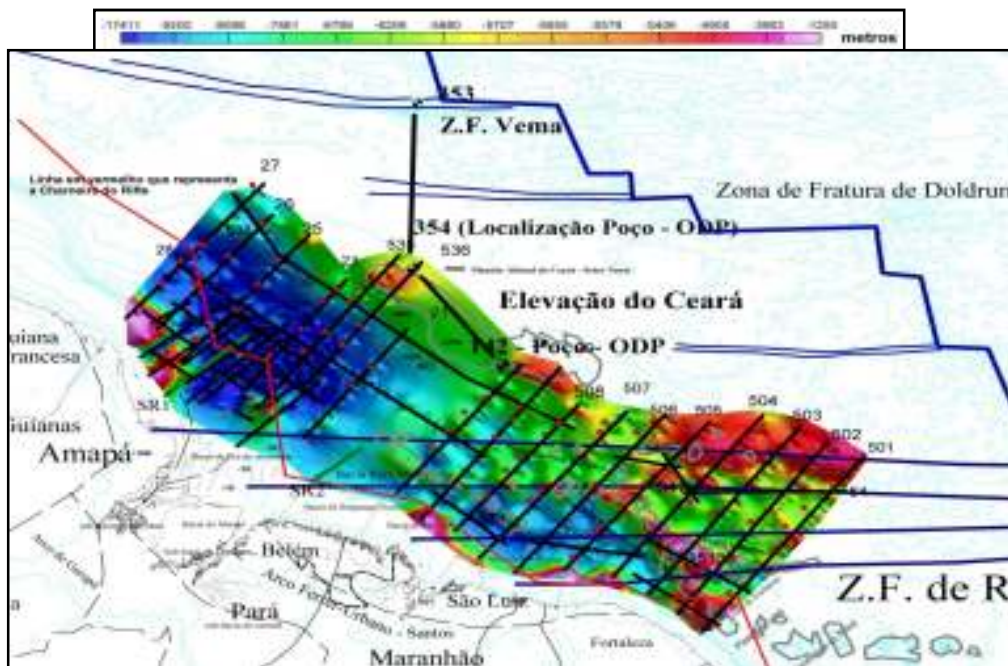


Figura 20 – Mapa de profundidade do embasamento na MEB (valores expressos em metros entre o nível do mar e o embasamento). Os pontos em vermelho indicam uma maior concentração do vulcanismo na parte superior do embasamento, conforme interpretação das linhas sísmicas. A linha segmentada em vermelho indica a posição do rifte inicial segundo Moulin (2003). ZFR (Zona de Fratura de Romanche); ZFSP (Zona de Fratura de São Pedro e São Paulo).

A Bacia da Foz do Amazonas apresenta uma plataforma continental mais ampla e um embasamento oceânico que diminui até um máximo e volta a se elevar em direção à porção oeste/noroeste adjacente à Elevação do Ceará. O embasamento atinge as maiores profundidades na porção mediana em relação aos extremos da bacia e parece estar sob forte influência do leque submarino do Amazonas, onde chega a apresentar valores aproximados de 17 km de profundidade (figura 21).

Já as bacias adjacentes a leste (Pará Maranhão, Barreirinhas e Ceará) mostram uma plataforma continental mais estreita e taludes continentais com declividades acentuadas de 1:25. Nesse setor transformante, os traços das zonas de fratura oceânicas de São Paulo e Romanche são visíveis até quase a

margem continental e chegam a controlar os segmentos leste-oeste da linha de costa, como já havia sido observado por Attoh (2004).

As Zonas de Fratura de 4° Norte e Doldrums, parecem sofrer um desvio para noroeste, seguindo o desvio sofrido pela Elevação do Ceará a aproximadamente 80 M.a (Kumar, 1979).

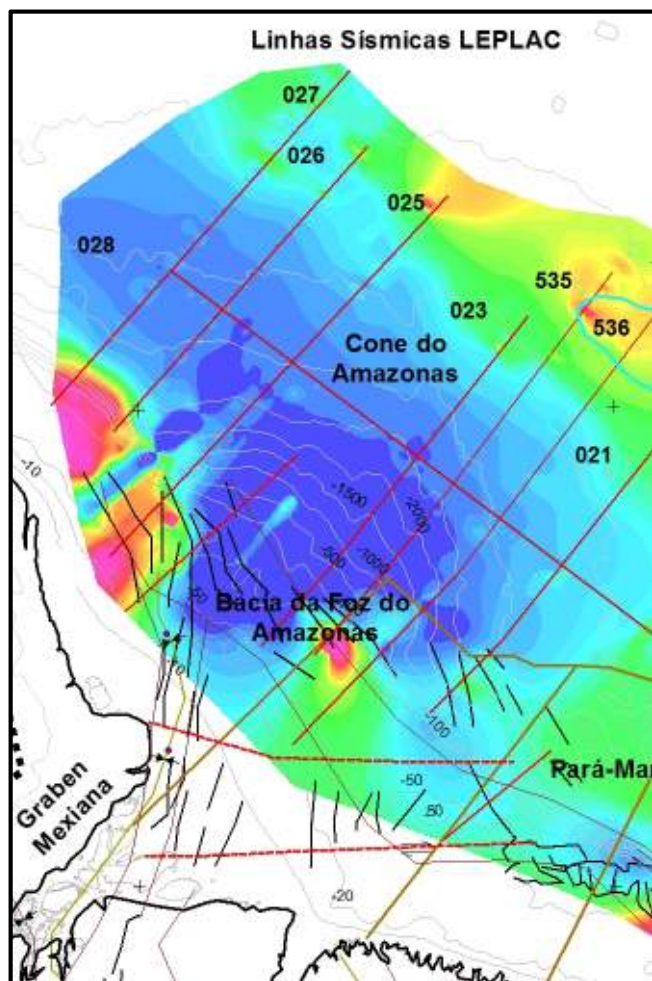


Figura 21 –Depressão do embasamento englobando a Bacia da Foz do Amazonas e o Cone do Amazonas contrastando com valores de cotas batimétricas.

### 7.6 - Limites Crustais

Inicialmente, o limite de crosta foi interpretado em nível regional, a partir das anomalias gravimétricas Bouguer (dados de satélite, Mapa1) e de detalhe

com a variação do campo gravitacional ao longo das linhas sísmicas LN535 e LN029, com base nos dados gravimétricos coletados por navios da marinha brasileira através do programa LEPLAC (figura 22).

Uma análise qualitativa inicial do comportamento dos dados de gravimetria nas duas linhas acima mencionadas permite estabelecer, *a priori*, uma proposta de determinação dos limites crustais.

Os valores das anomalias gravimétricas, utilizados para gerar os limites horizontais, estão representados no quadro 4 os limites traçados nos perfis gravimétricos e em seus correspondentes perfis de profundidade do embasamento estão interpretados a partir da sísmica (figuras 17, 19 e 22).

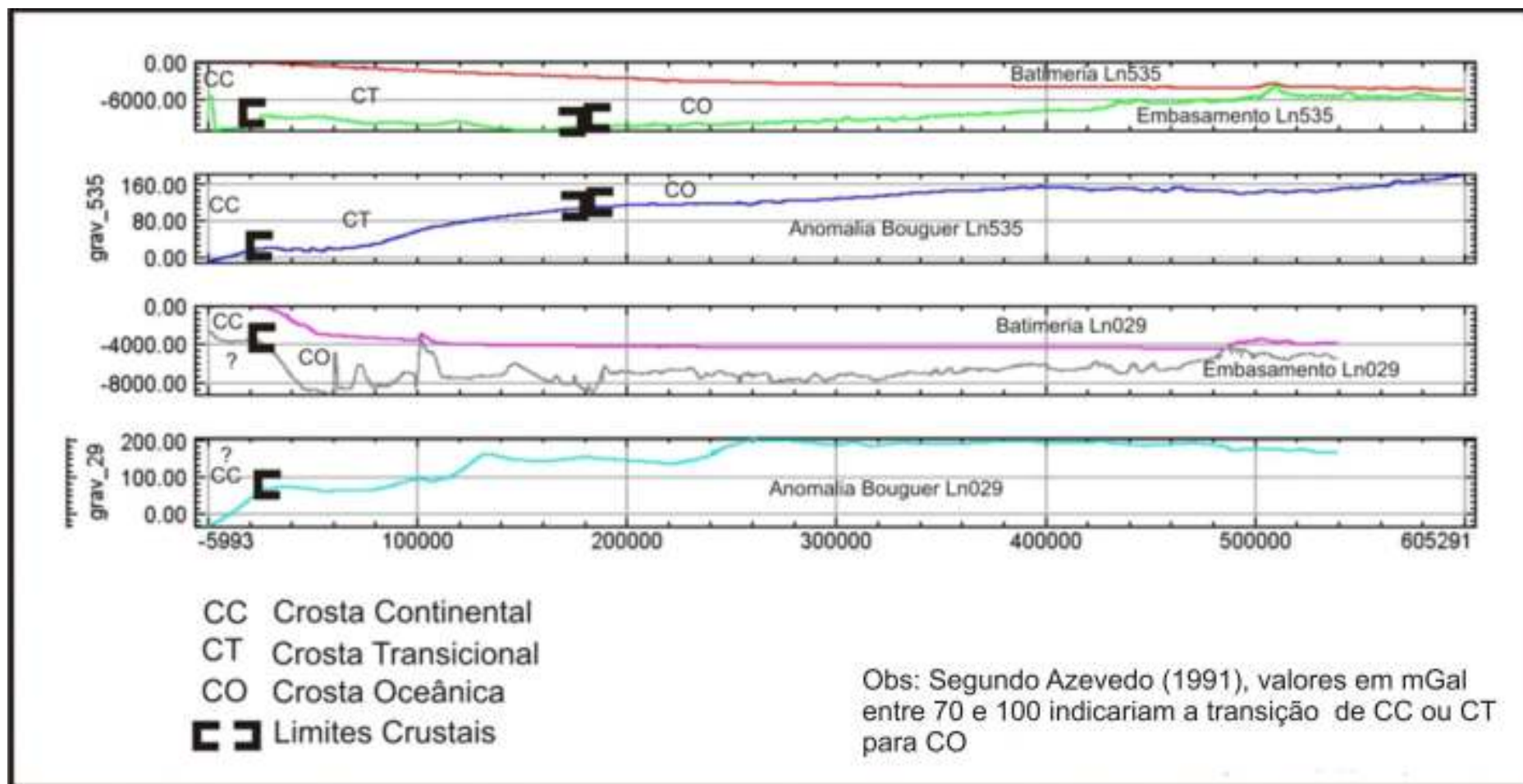


Figura 22– Perfis confrontando a variação do campo gravitacional para as linhas LN535, LN029, com o objetivo de definir a variação lateral do embasamento CC – Crosta Continental; CT Crosta Transicional e CO – Crosta Oceânica.

Quadro 4 – Análise qualitativa das anomalias gravimétricas ao longo dos perfis LN535 e LN029 do projeto LEPLAC.

	Setor 1 CROSTA CONTINENTAL		Setor 2 CROSTA TRANSICIONAL		Setor 3 CROSTA OCEÂNICA	
	Distância (km)	Anomalia Bouguer (mGal)	Distância (km)	Anomalia Bouguer (mGal)	Distância (km)	Anomalia Bouguer (mGal)
Bacia da Foz do Amazonas (Ln535)	0 a 20	0 a 100	20 a 180	100 a 150	180 a 605	Sup. a 150
Bacia do Pará Maranhão (Ln029)	a) 0 a 30 b) *0 a 72	a) 0 a 80 b) 0 a 100	a) ND?? b) *72 a 160	a) ND?? b) *100 a 130	a) 30 a 540 b) 160 a 540	a) Sup. a 80 b) Sup. a 130

AS linhas sísmicas do LEPLAC acima foram adquiridas em águas de plataforma continental e bacias oceânicas profundas, estando afastadas da linha de costa 450 km para a Ln535 e 127 km para a Ln029.  
 ND = Não foi definido um limite técnico  
 ( \* ) = Possibilidade de um limite de CT na modelagem

A análise qualitativa, exemplificada no Quadro 4, forneceu os parâmetros iniciais para alimentação dos modelos gravimétricos elaborados no *software* Gm-Sys.

Os valores de profundidade do embasamento foram extraídos da interpretação sísmica.

Na linha LN535, cujo início se situa aproximadamente a 450 km da linha de costa, o perfil de anomalia gravimétrica Bouguer, ao longo dos primeiros 20 km, apresenta valores baixos, entre 0 a +100 mGal, e gradiente de 5 mGal/km. O perfil sísmico mostra, nesse setor, um espesso pacote sedimentar superior a 10 km e um padrão do embasamento falhado típico de fase rifte e diferenciado

próximo aos 20 quilômetros iniciais, que sugerem a natureza continental, mais espessa, do embasamento alcançando os 30 km.

O segundo setor (de 20 até 180 km) do perfil gravimétrico apresenta um aumento dos valores de anomalia Bouguer com gradiente de 0,41 mGal/km, até atingir +100 mGal/ caracterizando um intervalo de Crosta Transicional (Azevedo, 1991), antes de se atingir a crosta oceânica, que se estende a partir de 180 km até o final da linha. A espessura para a Crosta Transicional seria de aproximadamente 20 km.

O terceiro setor de crosta oceânica apresenta um gradiente de 0,5 mGal/km e refletores fortes interpretados como embasamento. A espessura da crosta oceânica nesse setor varia de 4 e 6 km. Nota-se irregularidades representadas por falhas que abrangem e cortam sedimentos. A porção distal do perfil mostra o embasamento mais raso da Elevação do Ceará, sobre a qual ainda se depositam sedimentos das unidades intermediária e superior.

O modelo gravimétrico, realizado com base na interpretação sísmica e com as densidades adotadas no Quadro 3 e 4, é apresentado através da figura 23.

Em síntese, o modelo mostra um bom ajuste para a porção proximal da margem, onde o embasamento não é visível na sísmica de reflexão, com a inserção de blocos de crosta continental (com densidades de 2,78 g/cm<sup>3</sup> e espessura de 30 km) e crosta transicional (com densidades de 2,82 g/cm<sup>3</sup>) com espessuras de 20 km e crosta oceânica (com densidade de 2,9 g/cm<sup>3</sup>) com espessuras variando entre 4 e 6 km.

O ajuste para a crosta mais espessa na Elevação do Ceará foi feito com o aprofundamento da Moho, atingindo espessuras máximas de 15 km e densidades de  $2,9 \text{ g/cm}^3$  para os basaltos da dessa elevação.

Para a linha sísmica LN029, que se localiza em uma porção transformante da margem, espera-se um comportamento mais abrupto para a transição entre crosta continental e crosta oceânica, em uma direção quase ortogonal à margem (NE-SW). A linha sísmica LN029 foi localizada a aproximadamente 127 km da linha de costa, na Bacia do Pará-Maranhão.

..

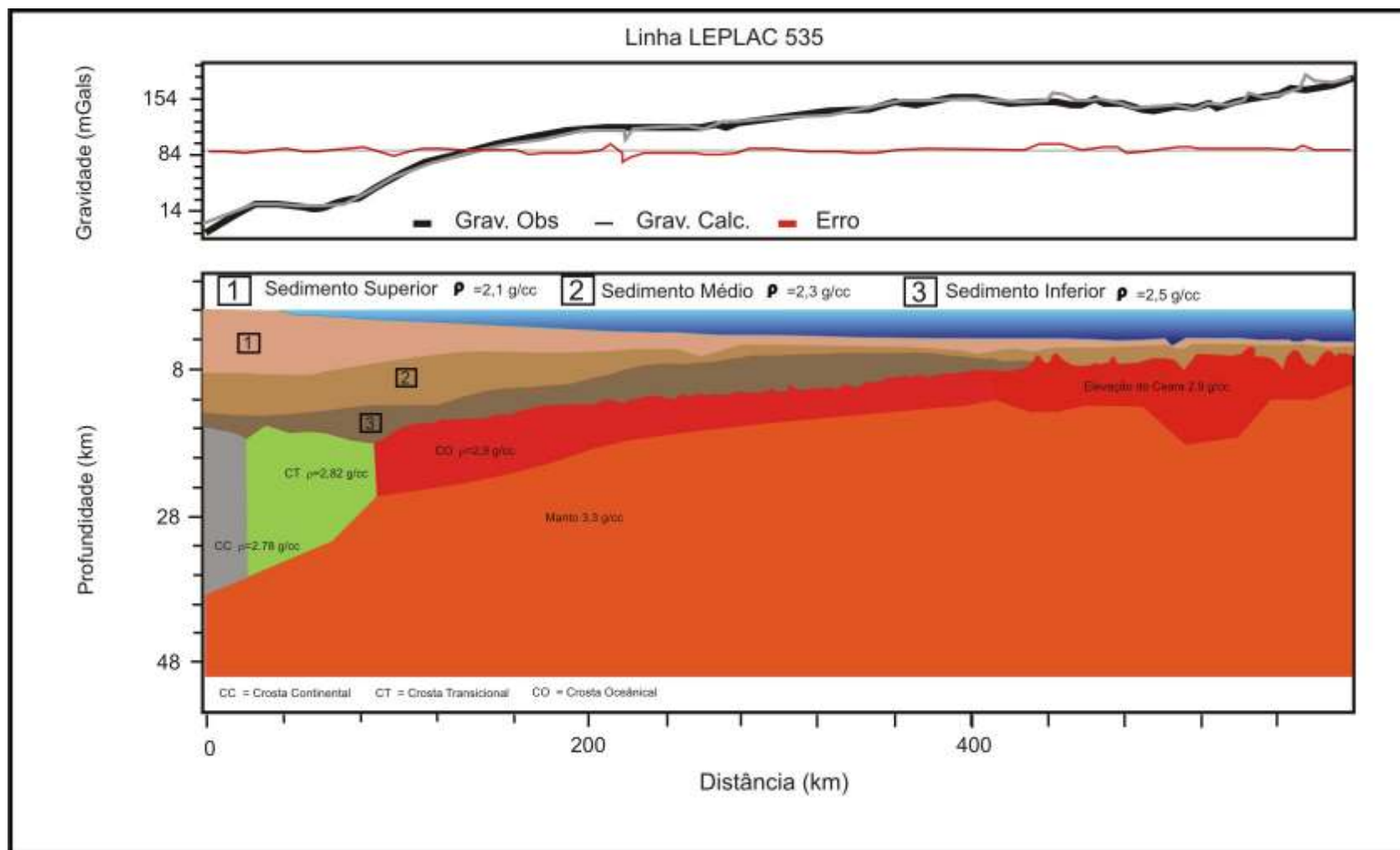


Figura 23– Modelagem gravimétrica utilizando dados fornecidos pela Marinha do Brasil para a linha sísmica L535/Bacia da Foz do Amazonas



Os valores de anomalia Bouguer variam de 0 a 80,0 mGal nos primeiros 23 km, correspondendo a um gradiente de 3,33 mGal/km. O perfil sísmico mostra para esse setor, pacote sedimentar uma espessura menor em aproximadamente 40% do que na linha 535, ou seja, valores aproximados de 7 km.

Dentro do setor, interpretado sob domínio de crosta continental, foi difícil de mapear o refletor chamado de embasamento a partir da sísmica, tendo sido em grande parte inferido.

O segundo setor, representado aqui como sendo a Crosta Transicional não foi considerado.

O terceiro setor, sob domínio de Crosta Oceânica (CO), com valores de variação do campo gravitacional se elevando de 160 até 200 mGal, mostra altos do embasamento ligados à Zona de Fratura de São Paulo que estão bem realçadas tanto na sísmica quanto no perfil gravimétrico.

O embasamento é representado por refletores fortes, relativamente bem visualizados na sísmica com irregularidades representadas por falhas que abrangem e penetram por sedimentos, caracterizando reativações de falhas do embasamento. A intensidade do vulcanismo para esse setor parece ter sido maior, principalmente no final da linha devido à aproximação da Elevação do Ceará, o que permite interpretar a presença de rochas vulcânicas intercaladas aos sedimentos, na forma de diques e soleiras.

A presença de refletores descontínuos, com alta refletividade sísmica nas porções basais da sequência sedimentar e nas proximidades da Elevação do Ceará, sustentam ainda essa interpretação.

A modelagem gravimétrica admite opções com bom ajuste para transição abrupta entre crosta continental e oceânica, ou para a presença de um segmento de crosta transicional (figuras 24 e 25 ).

A explicação para isso seria a linha sísmica LN029 estar contida no setor transformante, sendo que a proximidade da Zona de Fratura de São Paulo, em sua direção de aproximação paralela a este setor da margem, favorece a interpretação de cisalhamento em um domínio transformante.

Há, contudo, a possibilidade de um segundo setor representado por CT. Dessa forma, ficariam assim os limites: de 0 a 72 km variando de 0 a 1mm mGal para CC, de 72 a 160 km variando de 100 a 130 mGal para CT e de 160 a 540 km variando acima de 130 mGal.

Os dois modelos mostram uma crosta continental espessa, com mais de 34 km, se afinando rapidamente em direção à crosta oceânica, esta com espessuras variáveis de 3 a 6 km. A crosta transicional, se levada em conta, teria uma espessura de aproximadamente 16 km.

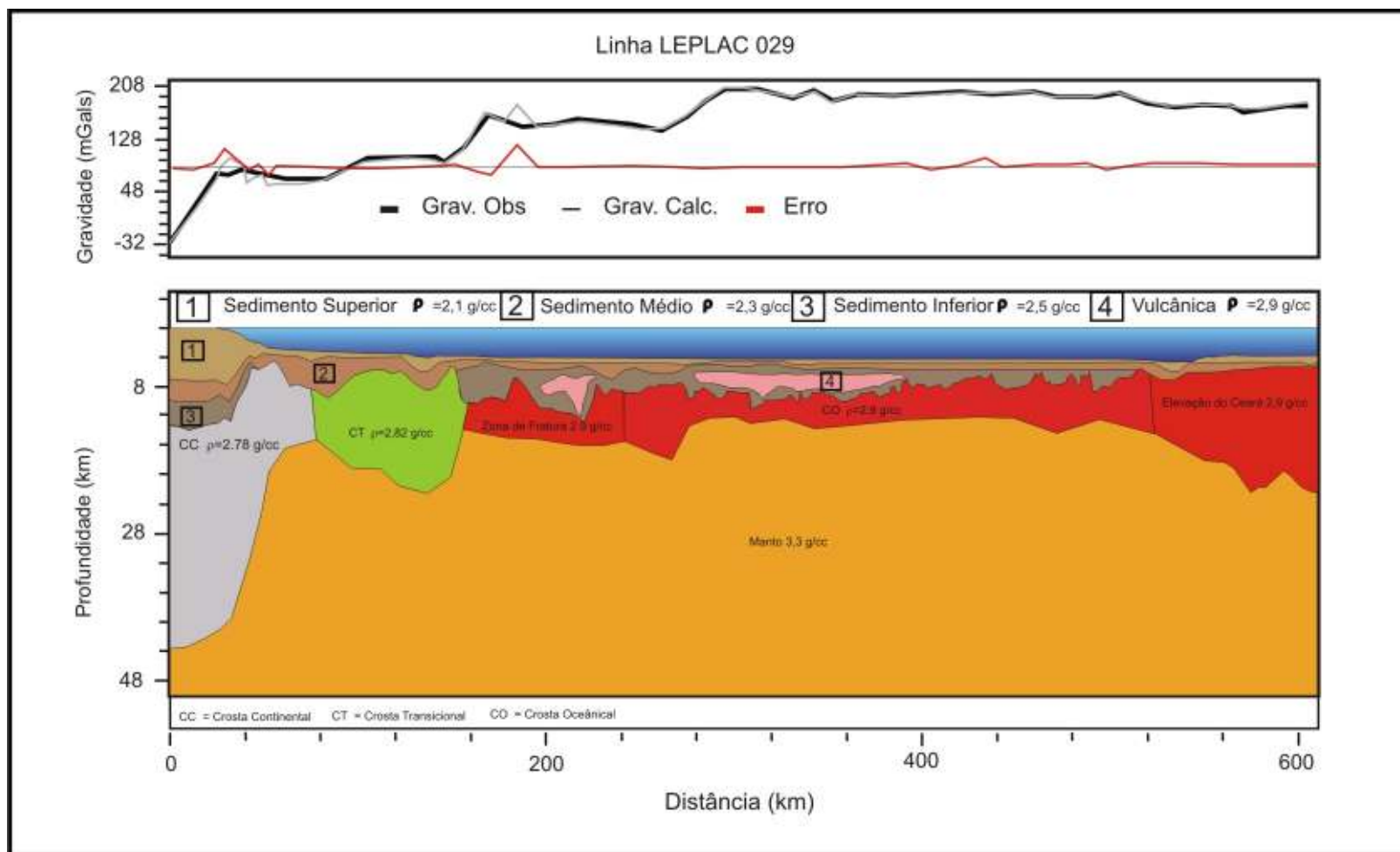


Figura 24- – Modelagem gravimétrica para a linha sísmica LN029/Bacia do Pará-Maranhão, considerando CC/CT/CO

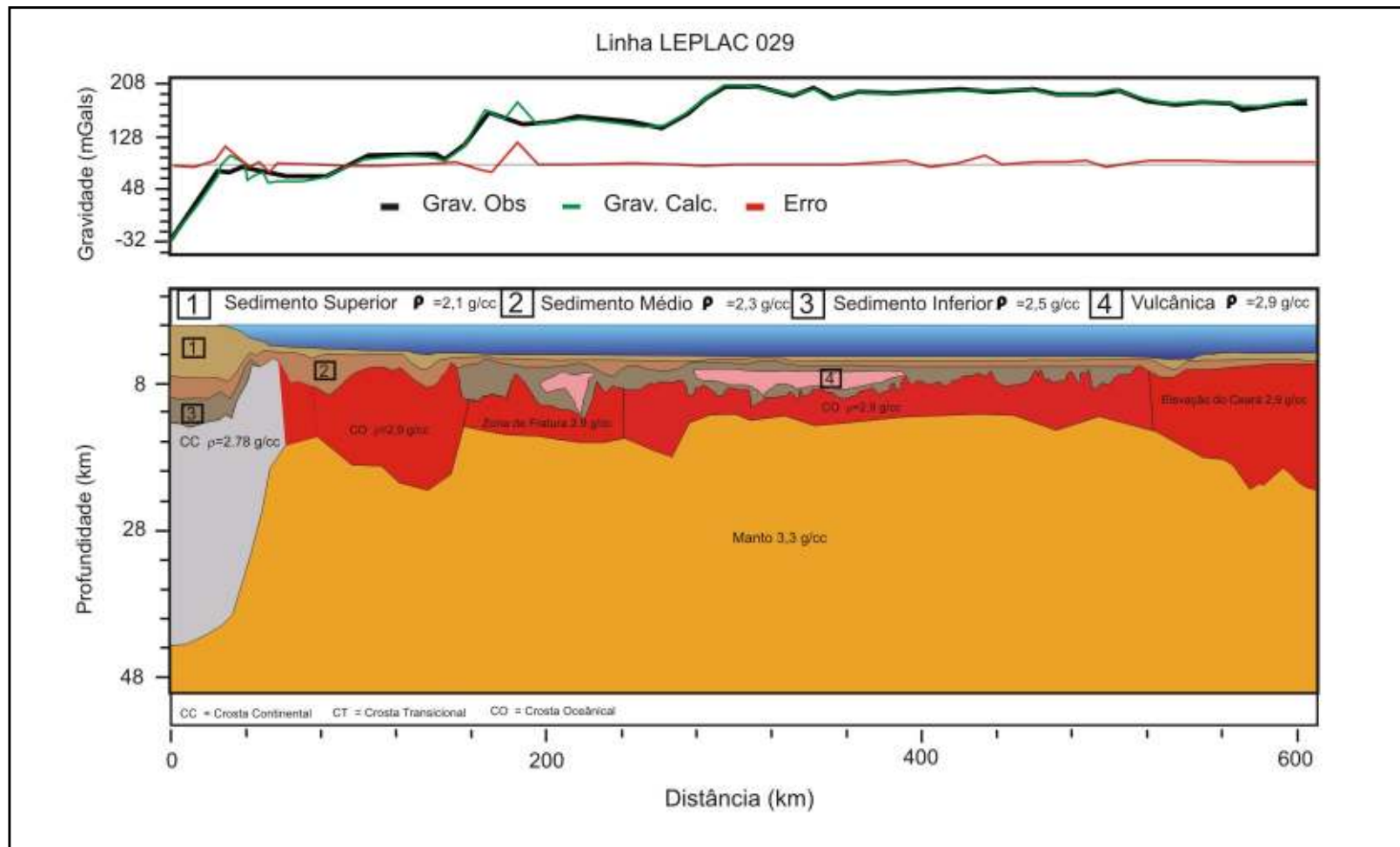
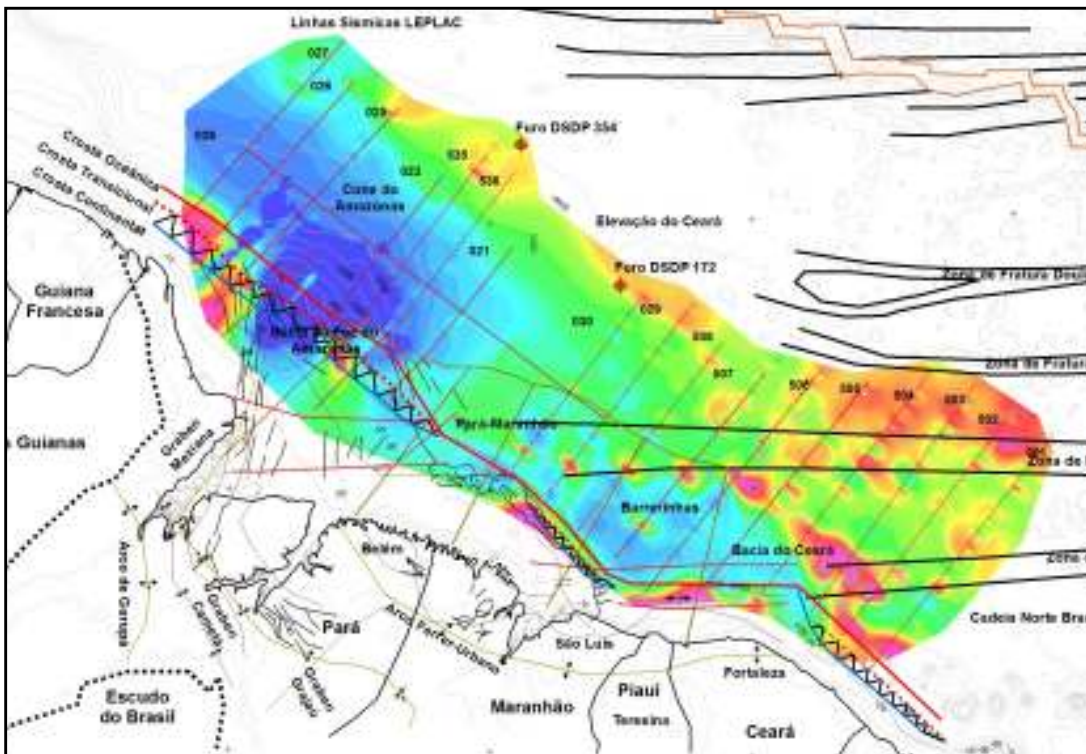


Figura 25 - Modelagem gravimétrica para alinha sísmica LN029/Bacia do Pará-Maranhão, considerando CC/CO.

A análise do limite de crosta foi realizada, então, de forma mais regional, com base nos resultados obtidos com os modelos gravimétricos e com a análise e setorização dos mapas de anomalia gravimétrica Ar Livre e Bouguer e interpretação sísmica 2D.

O resultado dessa interpretação é apresentado na figura .26 abaixo.



*Figura 26 - Ilustração da MEB com interpretação de possíveis limites crustais em vermelho, associados a duas modelagens gravimétricas, Ln535 e Ln029.*

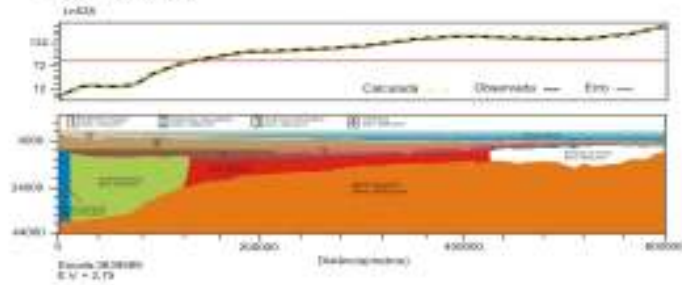
Vemos na figura 26, acima, um padrão de setorização, onde teríamos a Bacia da Foz do Amazonas abrangendo um setor chamado Passivo Transformante até alcançar a Zona de Fratura de São Paulo, em que passa para um setor Cisalhante Transformante na Bacia do Pará-Maranhão. Esse padrão se repete novamente quando atinge a Bacia de Barrerinhas e a do Ceará e coincide com os padrões losangulares comentados nas descrições dos mapas de Batimetria e Anomalias Ar Livre e Bouguer.

A Figura acima então mostra que, para os setores Passivo Transformante, há padrões de CC, CT e CO e para os setores Cisalhante Transformante podemos encontrar tanto padrões de CC,CT e CO quanto CC e CO (figura 26).

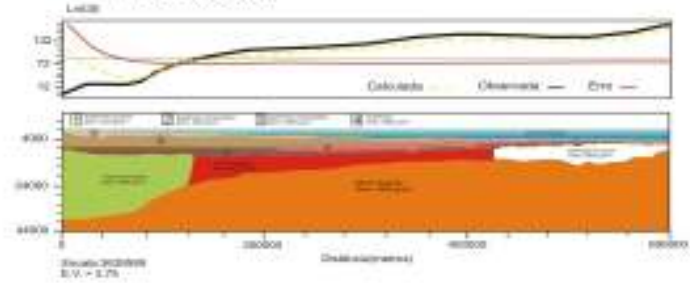
O resultado da modelagem referente à Linha LN029, contida no setor Cisalhante Transformante, valida ambas possibilidades já a linha LN535 contida no setor Passivo Transformante, valida a opção de haver CC em contato com CT e depois CO (figura 27).

### Experimentos com modelagem gravimétrica

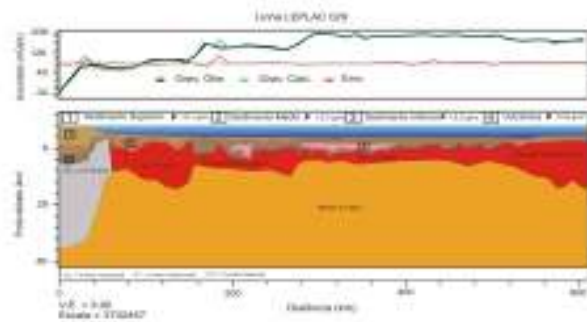
a) CC/CT/CO satisfaz às condições do modelo



a') CT e CO não satisfaz às condições do modelo



b) CC/CO satisfaz às condições do modelo



b') CC/CT/CO satisfaz às condições do modelo

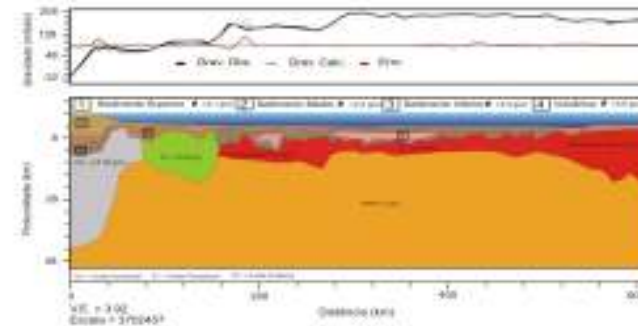


Figura 27 -Experimentos com modelagem gravimétrica referentes às linhas Ln535 e Ln029

As linhas do projeto LEPLAC, por adentrarem pouco a plataforma continental, impediram uma confirmação mais precisa sobre os limites crustais, principalmente sobre o que poderia ser chamado de crosta transicional e qual seu limite com a crosta continental e ou crosta oceânica.

## ***8 - Discussão***

A Margem Equatorial Brasileira (MEB) parece estar dividida em setores transformantes e setores similares aos de uma margem passiva divergente, aqui chamada de **Margem Passiva Transformante** onde a distensão foi oblíqua à margem.

O segmento principal marcante relacionado à distensão oblíqua é representado, neste trabalho, pelas linha LN535, situada na bacia da Foz do Amazonas em oposição à LN029 que representa o setor transformante ou **Margem Cisalhante Transformante**.

Moulin, 2003; Moulin *et al.*, (2007),(2010) realizaram uma reconstrução cinemática, onde é possível notar e destacar porções de Margem Passiva Transformante e porções de Margem Cisalhante Transformante (figura 28).





Na porção leste da área, já há uma coincidência tanto na setorização quanto na geometria dos limites.



## **9 – Conclusões**

Análises de dados batimétricos, sísmicos e gravimétricos da Margem Equatorial Brasileira suportam a presença de segmentos associados a domínios de margem Passiva Transformante e Cisalhante Transformante.

A profundidade do embasamento conseguido foi algo similar ao relatado no estudo realizado pelo LEPLAC.

Os setores de Margem Passiva Transformante situam-se na Bacia da Foz do Amazonas e em outros menores, abrangendo parte da Bacia de Barreirinhas e outra no extremo oriental, na Bacia do Ceará.

Os setores transformantes ocorreram nas Bacias do Pará Maranhão, Barreirinhas e Bacia do Ceará.

As modelagens referentes às linhas Ln535 e Ln029 demonstram dois setores distintos: o primeiro mais comportado de uma separação tipo Rifte e o segundo de uma separação conturbada do tipo transformante.

O setor ocidental da margem transformante apresenta similaridade quanto à setorização e compartimentação com modelos de reconstrução da MEB, porém sem que coincidam com a forma geométrica da mesma.

O setor oriental da MEB apresentou não só similaridade da setorização e compartimentação, como também a forma geométrica coincidiu com modelos de reconstrução da MEB

O limite transicional pode ser inferido quanto ao setor, porém esse limite é muito impreciso quanto a definir segmentos, sendo muito complexa a sua comprovação.

## **10 – Referências Bibliográficas**

ARAÚJO E.F.S. Processos de instabilidade gravitacional multiescala na Bacia da Foz do Amazonas: depósitos de transporte de massa e megadeslizamentos. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal Fluminense, 113 pp, 2008.

ATTHO, K. et.al., Seismic stratigraphic record of transpression and uplift on the Romanche transform margin off shore Ghana. *Tectonophysics*, 378, 1-16; 2003.

AZEVEDO, R. P. de. *Tectonic Evolution of Brazilian Equatorial Continental Margin Basins*. London: University of London, 1991, 535p.

BENKHELIL J, GUIRAUD M., and PACCOLAT J., Décollement structures along the Côte d'Ivoire Ghana transform margin. In Mascle J, Lohmann Gp And Moullade M (EDS.), 1998, *Proceedings of the Ocean Drilling Program: Scientific Results*, 159, pp. 26-33, 1998.

BIZZI, L.A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M., GONÇALVES, J.H. *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. Brasília: CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 2003. 692 p.

BOILLOT, G. AND COULON, C., 1998. *La Déchirure Continentale et L'ouverture Océanique*. Overseas Publishers Association, Amsterdam, 208 pp

BONATTI, E. Ancient continental mantle beneath oceanic ridges. *Journal Geophys Research*, v.76, p. 3825-3831, 1971a.

BONATTI, E. H. J. et al. Non-spreading crustal blocks at the Mid-Atlantic ridge. *Science*, v. 174, p. 1329-1331, 1971b.

BONATTI, E. Origin of the offsets of the Mid-Atlantic in fractures zones. *Journal Geology Research*, v. 81, p. 144-156, 1973.

BONATTI, E., HONNOREZ, J. Sections of the Earth's crust in the equatorial Atlantic. *Journal Geology Research*, v. 8, p. 4104-4116, 1976.

BRANDÃO J. A. Bacia da Foz do Amazonas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v.8, n.1, p. 9, 1994.

DRISCOLL, N. W.; Karner, G. D. Flexural deformation to due Amazon fan loading: a feedback mechanism affecting sediment delivery to margins. *Geology*, New York, v.22, p. 1015-1018, nov. 1994.

FIGUEIREDO, A. M. F. et al. Projeto Barreirinhas, reavaliação da bacia cretácea: área terrestre e marítima. *Estratigrafia das Bacias Sedimentares do Brasil. Petrobras/Depex*, Rio de Janeiro, p.103-239, 1982.

FIGUEIREDO, J. J. P. Z.; PEDRO, V. Z.; SOARES, E. F. Bacia da Foz do Amazonas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 15, n. 2, p. 8, 2007.

GORINI, M. A. The tectonic fabric of the Equatorial Atlantic and adjoining continental margins. GULF of Guinea to northeastern. Rio de Janeiro, v.9, p. 11-116, 1981.

GORINI, M.A. A margem equatorial brasileira: uma visão geotectônica. In: CONGRESSO INTERNACIONAL DA SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOFÍSICA, 3, 1993, Rio de Janeiro. Resumos Expandidos. Rio de Janeiro: SBGF, 1993. v. 2, p. 1355-1357.

GORINI, M.A. The tectonic fabric of the equatorial atlantic and adjoining continental margins: gulf of guinea to Northeastern Brazil. Columbia: Columbia University, 1977. 366p. il. Tese (Doutorado em Geologia)-Faculty of Pure Science, Columbia University, Columbia, 1977.

GASPERINI, L. *et al.* Lower Cretaceous to Eocene sedimentary transverse ridge at the Romanche Fracture Zone and the opening of the equatorial Atlantic Original Research Article. *Marine Geology*, Volume 176, Issues 1-4, 15, Pages 101-119. 2001.

GREENROYD, C.J. *et al.* Crustal structure of the French Guiana margin, West Equatorial Atlantic. *International Journal of Geophysics*, v. 169, p. 964-987, 2007.

Heirtzler, J. R.; Dickson, G. O.; Herron, E. M.; Pitman, W. C., III; Le Pichon, X. Marine Magnetic Anomalies, Geomagnetic Field Reversals, and Motions of the Ocean Floor and Continents. *J. Geophys. Res.*, Vol. 73, No. 6, pp. 2119–2136, 1968.

KUMAR, N. Origin of "Paired" aseismic rises: Ceará and Sierra Leone rises in the equatorial, and the Rio Grande Rise and Walvis Ridge in the South Atlantic. *Marine Geology*, Amsterdam, v. 30, p. 175-191, 1979.

KUMAR, N. L. *et al.* Sediments isopachs continental margin of Brazil. L.-D. G. Observatory. The American Association of Petroleum Geologist, 1979.

LE PICHON, X. *et al.* Marginal offsets, fracture zones and the early opening of the South Atlantic. *Journal Geophys*, v. 26, p. 6283-6293, 1971.

LE PICHON, X. *et al.* Geoid, Pangea and convection. *Earth Planet*, local, v. 67, p.123-135, 1984.

LE PICHON, X. *et al.* *Plate Tectonics*. Nova York: Elsevier, 1976.

MACDONALD, D. *et al.* Mesozoic break-up of SW Gondwana: implications for regional hydrocarbon potential of the southern South Atlantic. *Marine and Petroleum Geology*, London, v. 20, p. 287-308, 2003.

MATOS, R. M. D. History of the northeast Brazilian rift system: kinematic implications for the break-up between Brazil and West Africa. The Oil and Gas Habitats of the South Atlantic. In: CAMERON; N. R.; BATE, R. H.; CLURE, V. S. *Geological*, London, v. 153, p. 55-73, 1999.

MATOS, R. M. D. Tectonic evolution of the Equatorial South Atlantic. Atlantic Rifts and Continental Margins. M. MOHRIAK, W. U. and TALWANI. *American Geophysical Union*, v. 115, p. 331-354, 2000.

MELSON, W. G. J. *et al.* Alkali-olivina basalt dredged near Saint Paul's Rocks. *Mid-Atlantic Ridge: Nature*, v. 215, p. 381-382, 1967.

MELSON, W. G. *et al.* Saint Paul's Rocks, Equatorial Atlantic: petrogenesis, radiometric ages, and implications of sea-floor spreading. In studies in Earth of Species Science. *Geol. Soc. America. Mem*, v.132, p. 241-272, 1972.

MOHRIAK, W. U. *et al.* Crustal architecture and tectonic evolution of the Sergipe-Alagoas and Jacuipe basins, offshore northeastern Brazil. *Tectophysics*, v. 288, p. 199-220, 1998.

MOHRIAK, W. U. *et al* Transform zones in the South Atlantic rifted continental margins. Intraplate Strike-Slip Deformation Belts. In: STORTI, F.; HOLDSWORTH, R. E.; SALVINI, F. *Geological Society*, London, v. 210, p. 211-228, 2003.

MOHRIAK, W.U., MELLO, M.R., BASSETTO, M., VIEIRA, I.S., KOUTSOUKOS, E.A.M.. *Crustal architecture, sedimentation, and petroleum system in the Sergipe–Alagoas Basin, Northeastern Brazil*. In: Mello, M.R.,Katz, B.J. (eds.). *Petroleum systems of South Atlantic margins*, AAPG Memoir 73:273-300, 2000.

MOULIN, M. A. Étude géologique et géophysique des marges continentales passives: exemple du Zaïre et de l'Angola. *Geology*, France, v. 138, 2003.

MOULIN, M., Aslanian, D., Olivet, J-L. & P. Unternehr, Typologie des marges — 1ere Partie l'Atlantique Sud, Rapport confidentiel, TOTAL, mai. 2007.

MOULIN, M.A. *et al.* A new starting point for the South and Equatorial Atlantic Ocean. *Earth-Science Reviews*, v.98, p.1-37, 2010.

OLIVEIRA, L. G. S. *et al.* Proposição de um modelo crustal para a região do Cone do Amazonas baseado em dados gravimétricos. *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 21, p. 32-44, 2004.

PEROVANO, R. *et al.* O PROCESSO DE COLAPSO GRAVITACIONAL DA SEC, AO MARINHA DA BACIA ~DA FOZ DO AMAZONAS – MARGEM EQUATORIAL BRASILEIRA. *Revista Brasileira de Geofísica* 27(3): 459-484, 2009.

POPOFF M.and TIERCELIN J.J. (Editors), Rifts et Fesses Ancien.Bull. Centr. Res. Exptor. Prod. Elf-Aquitaine, 7: 349-359.Ancien.Bull. Centr. Res. Exptor. Prod. Elf-Aquitaine, 7: 349-359, 1983.

REYNOLDS, J. M. *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. West Sussex: John Wiley & Sons Ltda, 1997.



ROSENDAHL B., *et al.* Nature of the transition from continental to oceanic crust and the meaning of reflection Moho. *Geology*, V.20, p.721-724. August, 1992.

RUSSO, L. R. LEPLAC: Isópacas de sedimentos e profundidade do embasamento na margem continental brasileira. In: INTERNATIONAL CONGRESS OF THE BRAZILIAN GEOPHYSICS SOCIETY, 6., Rio de Janeiro, 1999.

SANDWELL, D. T. *et al.* Marine Gravity anomaly from Geosat and ERS-1 Satellite Altimetry. *Journal. Geophys*, v. 102, p. 10039-10054, 1997.

SMITH, W. H. F., and D. T. SANDWELL, Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings, *Science*, v. 277, p. 1957-1962, 26 Sept., 1997.

SANDWELL, D. T., and W. H. F. SMITH, Global marine gravity from retracked Geosat and ERS-1 altimetry: Ridge Segmentation versus spreading rate, *J. Geophys. Res.*, 114, B01411, doi:10.1029/2008JB006008, 2009

SICHEL, S. E. ; HEKINIAN, R. ; JUTEAU, T. ; GARCIA, E. ; SICHLER, B. ; UBINTSEV, G. . Mergulhos em Submersível no Atlântico Equatorial. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 1, n. 1, p. 1-33, 2001

SICHEL, S. E. E. *et al.* Geophysical and geochemical evidence for cold upper mantle beneath the equatorial Atlantic ocean. *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 26, n. 1, p. 69-86, 2007.

SILVA, S. R. P. *et al.* Bacias da Foz do Amazonas e Pará-Maranhão (águas profundas): uma análise sísmo-estratigráfica, tectono-sedimentar e térmica. In: CONGRESSO DA SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOFÍSICA, 1, Rio de Janeiro, 1989.

SISMIC MICRO-TECHNOLOGY (SMT). Houston: Kingdom Suite, 1984.

SOARES JÚNIOR, A., V.; COSTA, J. B. S., Hasui, Y. Evolução da Margem Atlântica Equatorial do Brasil: Três fases distensivas. *São Paulo, UNESP, Geociências*, v. 27, n. 4, p. 427-437, 2008

SOKOLOV, S. Y. Bottom of Topography of Central Atlantic from Satellite Altimetry Data and Topography of Adjacent Continents, *Laboratory of Geomorphology and Ocean Floor Tectonics*. 1998.

SOKOLOV, S. Y. Bouguer Anomalies Calculated from Altimetry and Bathymetry Data on 5'x 5'Grid with Correction by the Sedimentary Cover Effect, *Laboratory of Geomorphology and Ocean Floor Tectonics*. 2003.

SUPKO, P. R., PERCH-NIELSEN, K. *et al.*,. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 39: Washington (U.S. Government Printing Office), 1977.

SUPKO, P. R. AND PERCH-NIELSEN, K.,. General Synthesis of Central and South Atlantic Drilling Results, Leg 39, Deep Sea Drilling Project. In Supko, P. R., Perch-Nielsen, K. *et al.*, 1977. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 39: Washington (U.S. Government Printing Office), pp. 1099-1132; 1977.

SZATMARI, P. *et al.* Evolução tectônica da margem equatorial brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*, v.17, n.2, p. 180-188, jun. 1987.

SZATMARI, P. C. *et al.* Mecanismo tectônico do rifteamento sul-atlântico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Rio de Janeiro, 1984.

SZATMARI, P. *et al.* Low South Atlantic rifting affects Brazilian oil reserve distribution. *Oil & Gas J H*, v. 3, p.107-113, 1985a.

TALWANI, M. *et al.* Rapid gravity computation of two dimensional bodies to application to the mendocino submarine fracture zone. *J. Geophysics Reserch*, v. 64, p. 10, 1959.

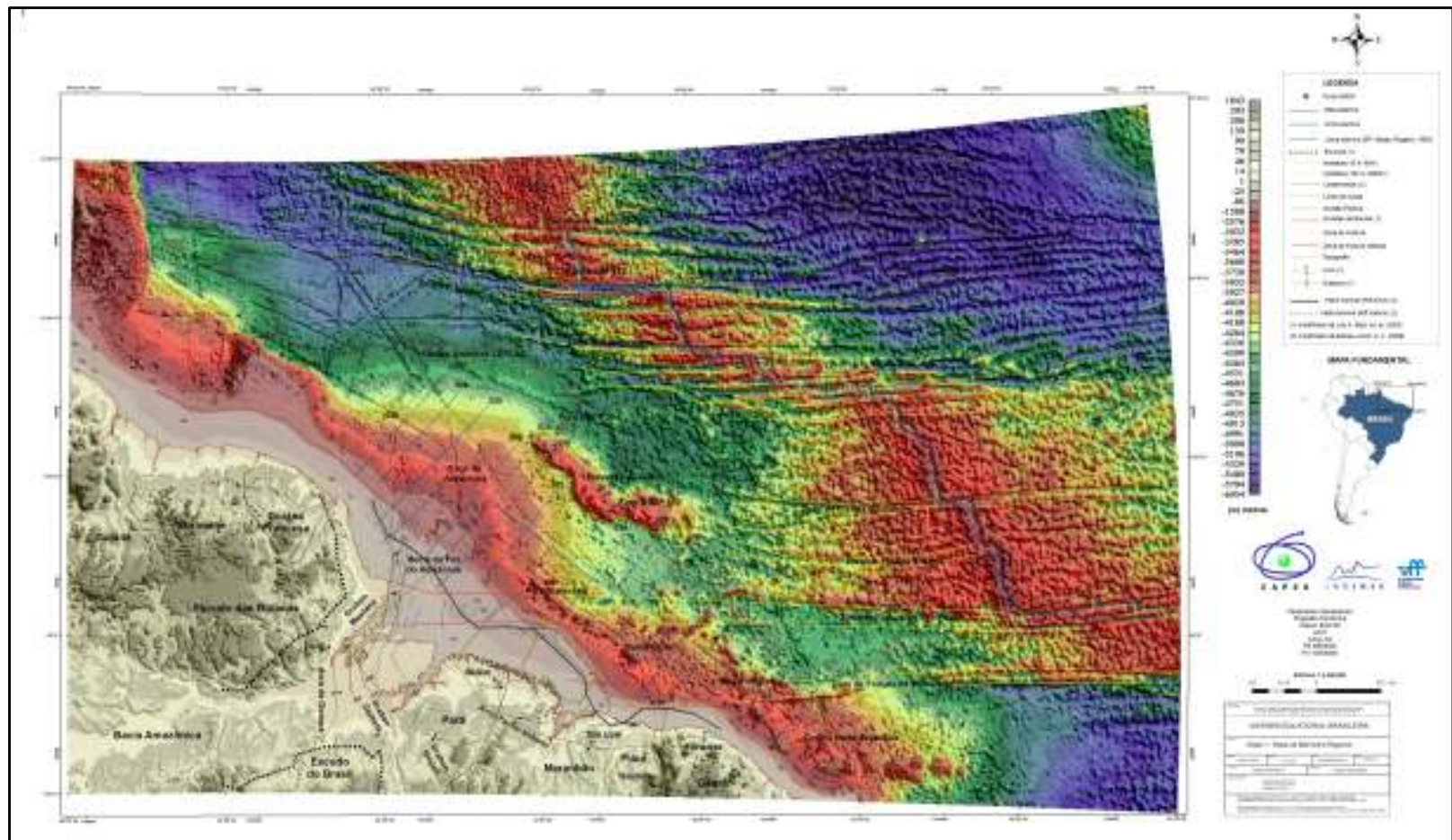
TALWANI, M., and HEIRTZLER, J. R., 1964, Computation of magnetic anomalies caused by two-dimensional bodies of arbitrary shape, in Parks, G. A., Ed., Computers in the mineral industries, Part 1: Stanford Univ. Publ., Geological Sciences, 9, 464-480.

THURMAN, Harold V. Introductory oceanography. 8 th. ed. -. New Jersey: Prentice Hall. 544, c1997

WILSON, P. G. *et al.* Structural architecture of the ocean-continental boundary at a transform margin through deep-imaging seismic interpretation and gravity modeling. *Equatorial Guinea, West Africa*, v. 22, 2003.

ANEXO 1

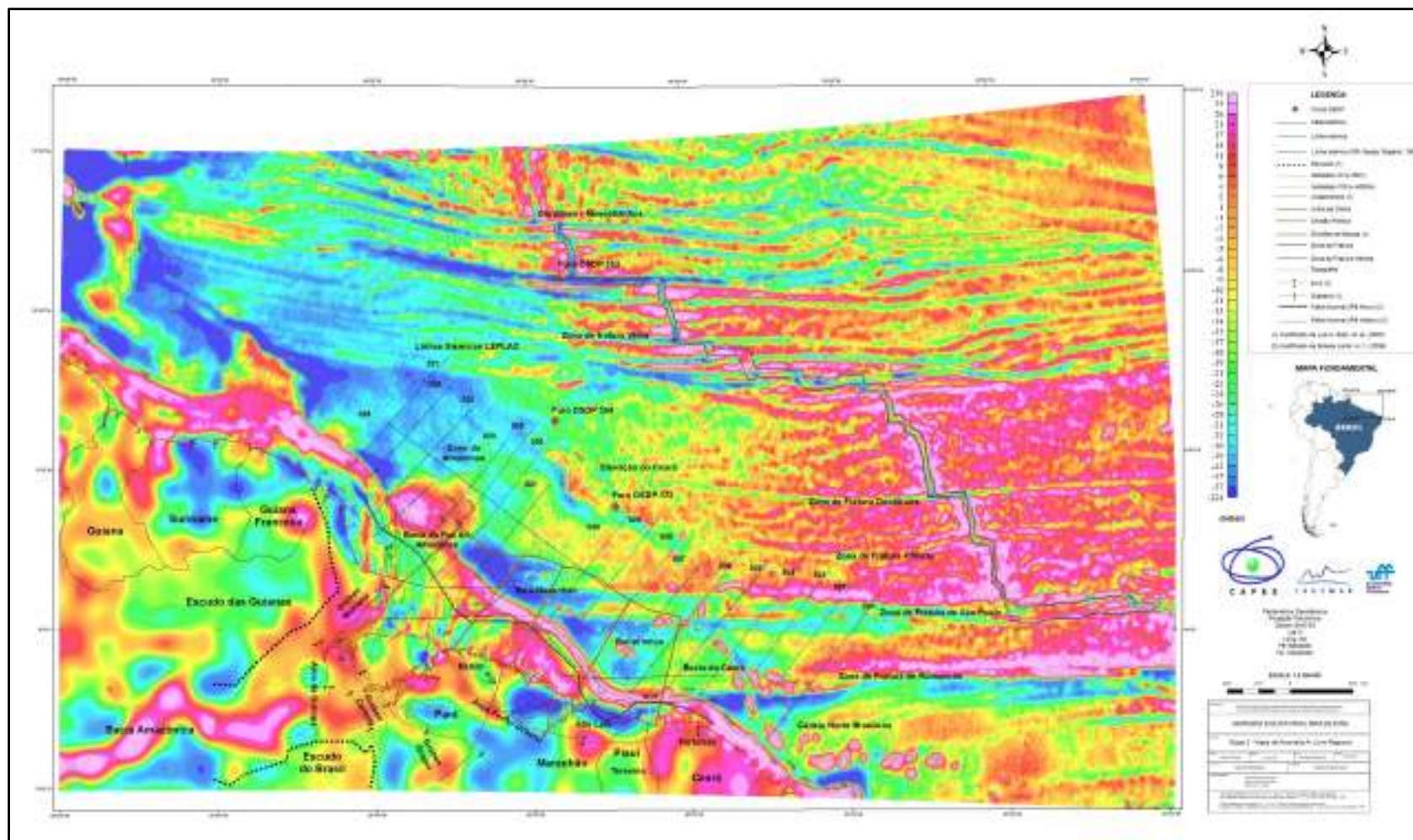
MAPA BATIMÉTRICO – 1



MAPA 1 - BATIMETRIA

ANEXO 2

MAPA REGIONAL DE ANOMALIA AR LIVRE – 2



MAPA 2 – ANOMALIA AR LIVRE

ANEXO 3

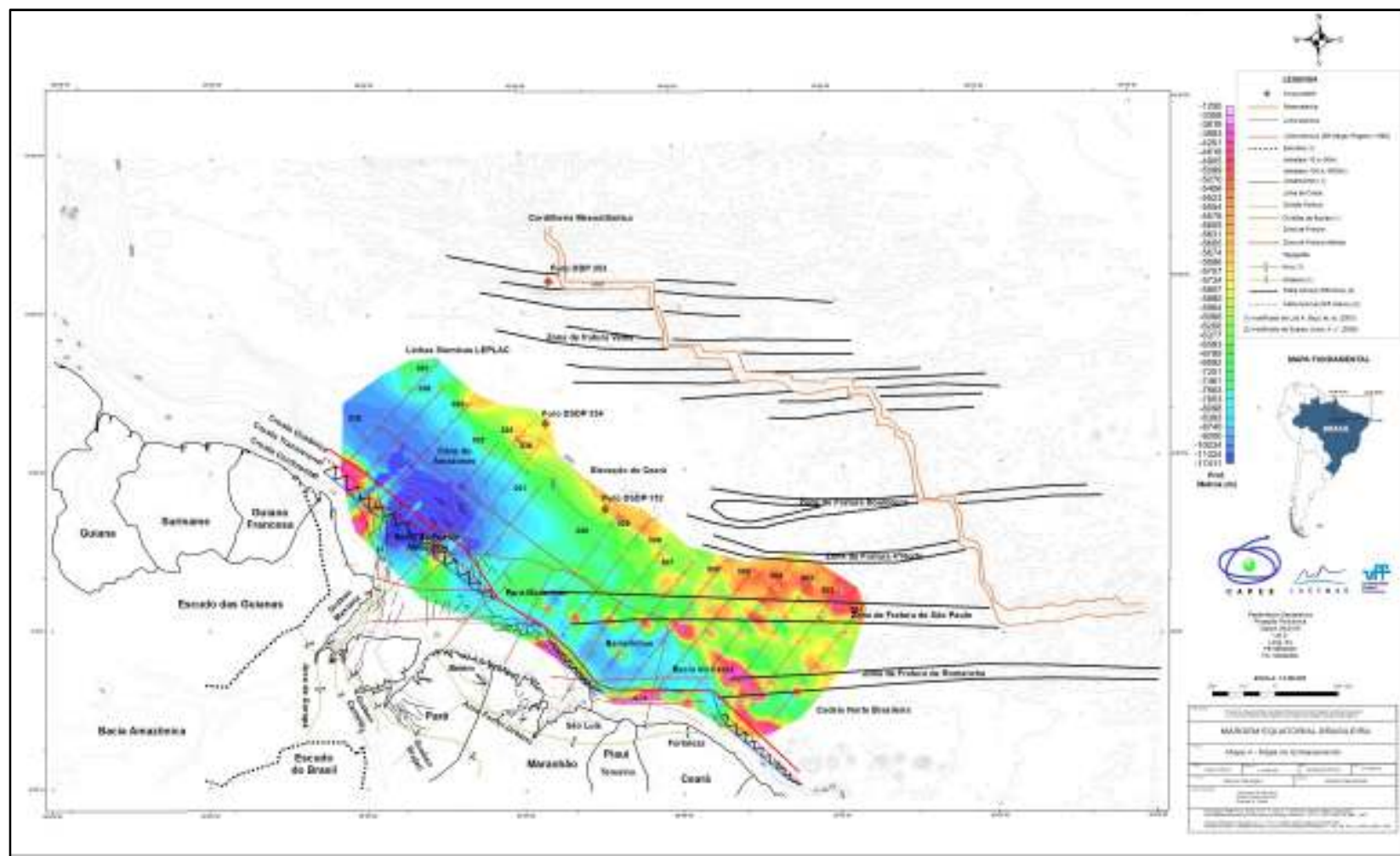
MAPA REGIONAL DE ANOMALIA BOUGUER SIMPLES – 3





ANEXO 4

MAPA REGIONAL DO EMBASAMENTO DA MARGEM EQUATORIAL  
BRASILEIRA – 4



MAPA 4 – Mapa do Embasamento da Margem Equatorial Brasileira.