

TESE DE DOUTORADO

ARCABOUÇO GEOFÍSICO, ISOSTASIA E CAUSAS DO MAGMATISMO CENOZÓICO DA PROVÍNCIA BORBOREMA E DE SUA MARGEM CONTINENTAL (NORDESTE DO BRASIL)

Autor:

Roberto Gusmão de Oliveira

Orientador:

Prof. Dr. Walter Eugênio de Medeiros - DFTE/PPGG/UFRN

Coorientador:

Prof. Dr. Emanuel Ferraz Jardim de Sá - DG/PPGG/UFRN

Natal, julho/2008

TESE DE DOUTORADO

ARCABOUÇO GEOFÍSICO, ISOSTASIA E CAUSAS DO MAGMATISMO CENOZÓICO DA PROVÍNCIA BORBOREMA E DE SUA MARGEM CONTINENTAL (NORDESTE DO BRASIL)

Autor:

Roberto Gusmão de Oliveira

Comissão Examinadora:

Prof. Dr. Walter Eugênio de Medeiros (DFTE/PPGG/UFRN - Orientador)

Prof. Dr. Emanuel Ferraz Jardim de Sá (DG/PPGG/UFRN - Coorientador)

Prof. Dr. Fernando Antônio Pessoa Lira Lins (DG/PPGG/UFRN)

Prof. Dr. Benjamim Bley de Brito Neves (IG/USP)

Prof^a. Dr^a. Naomi Ussami (IAG/USP)

Natal, julho/2008

“O senhor saiba: eu toda minha vida pensei por mim, forro, sou nascido diferente. Eu sou é eu mesmo. Divêrjo de todo mundo...Eu quase nada sei. Mas desconfio de muita coisa. O senhor concedendo, eu digo: para pensar longe, sou cão mestre - o senhor solte em minha frente uma idéia ligeira, e eu rastreio essa por fundo de todos os matos, amém!”

Riobaldo, *Grande Sertão: Veredas*, João Guimarães Rosa

*À minha esposa Margarida,
aos meus filhos Larissa, Gustavo e Isadora,
pelo amor e compreensão que tornaram este trabalho possível.
Ao meu pai Olavo (em memória) e
à minha mãe Espedita (em memória),
obrigado por tudo.*

AGRADECIMENTOS

No curso de geologia aprendi que um dos nossos maiores desafios é conhecer a Terra em que vivemos. Porém, aprendi também uma lição ainda mais importante: só se faz uma boa ciência, com mestres, com amigos, com colaboradores, e com amor e a compreensão da família. Portanto, esta Tese é o resultado de um grande esforço pessoal, mas também, tem a contribuição e o apoio indispensável de inúmeras pessoas e instituições, para as quais passo agora a agradecer.

Inicialmente, quero agradecer a minha esposa Margarida e aos meus filhos Larissa, Gustavo e Isadora, pelo amor e pela compreensão que constituíram os ingredientes fundamentais para que este trabalho pudesse ser realizado. Ao meu pai Olavo (em memória) e a minha mãe Espedita (em memória), que fizeram tudo o que foi possível para que um dia eu chegasse até aqui.

Ao meu orientador Prof. Dr. Walter Eugênio de Medeiros, pelo trabalho incansável de orientação, de ajuda nos trabalhos de campo e de companheirismo. Também, pelo excelente aprendizado que tive nos cursos de GPR e de Inversão. No final desta jornada tenho certeza que também tenho um amigo.

A CPRM-Serviço Geológico do Brasil (onde trabalho há 22 anos), pela liberação para a realização desta Tese, pela cessão dos dados gravimétricos e aeromagnéticos, e pelo apoio financeiro na forma de ajuda de custo. Aos seus diretores e gerentes, passados e presentes, agradeço a Luiz Bizzi, Agamenon Dantas, Manoel Barreto, Reinaldo Brito, Reginaldo Leão, Luís Marcelo Mourão (que não poupou esforços para minha liberação), Maria Laura, Marcelo Bezerra, José Wilson Temóteo e Adeilson Wanderley (que sempre apoiou meu pleito). Aos amigos e companheiros de trabalho, atuais e antigos, Vladimir, Angelim, Manoel Júlio, Ana Cláudia, Veiga, Cláudio Scheid, Fátima Brito, Francisco Valdir, Marcos Nascimento e Júlio Nesi, pelo apoio e colaboração.

Ao Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica (PPGG/UFRN). Agradeço ao coordenador atual, Prof. Dr. Zorano Souza e, ao coordenador anterior, Prof. Dr. Fernando Lira Lins, a quem faço um agradecimento especial, pela convivência de amizade, de colaboração – inclusive de trabalho de campo – e de troca freqüente de idéias.

Ao Laboratório de Geologia e Geofísica de Petróleo (LGGP). Agradeço especialmente ao seu coordenador Prof. Dr. Emanuel Ferraz Jardim de Sá, pelo apoio e disponibilidade da estrutura física necessária para a realização deste trabalho, e pelo excelente aprendizado que recebi no curso de Geodinâmica.

Ao Conselho Nacional de Pesquisa (CNPQ) pela bolsa de estudo e ao CNPQ/CTPETRO pelo financiamento dos trabalhos de campo mediante o Projeto LITOBORBOREMA.

Aos Profs. Drs. Benjamim Bley de Brito Neve e Edilton José dos Santos, que me ensinaram a conhecer a Província Borborema.

Ao Prof. Dr. Garry D. Karner, pelo curso *Quantitative Basin Analysis*, que forneceu uma parte do conhecimento que apliquei na preparação desta Tese.

Ao Prof. Dr. Renato Matos pelos excelentes cursos de Evolução de Bacias e Sísmica de Reflexão. Ao Prof. Dr. Venerando Amaro pelo bom conhecimento que adquiri na área de tratamento e processamento de imagens de sensores remotos.

Aos Profs. Drs. Aderson, Alex Antunes e Fernando César pelos ensinamentos e colaboração. Ao Prof. Msc. Cordeiro e as Prof^{as}. Dr^{as}. Débora do Carmo e Valéria pela excelente convivência no LGGP.

Aos companheiros de pós-graduação, Fábio, Rafaela, Maria da Guia, Peryclys, Flávio, Maria Fernanda, Rodrigo, Júlio, Josibel, Camila, Liliane, Werner, Patrícia, Katiane, Michael, Luana, AJ e Camila (do Pará). Obrigado pela boa convivência e troca de conhecimentos.

Finalmente, quero agradecer a Emanuel Brito (cidadão), pelo grande espírito de colaboração e pelas boas conversas na hora do almoço; a Nilda e a Sônia, pela capacidade de estarem sempre disponíveis para ajudar e informar; a Antônio Vicente, pela grande ajuda nos trabalhos de levantamento gravimétrico; e a Ana e Marconi, que zelam o LGGP, gente simples e de bom coração.

RESUMO

A Província Borborema (**PB**) é um domínio geológico-estrutural localizado no Nordeste do Brasil, limitado a sul pelo Cráton do São Francisco, a oeste pela Bacia do Parnaíba e a norte e leste pelas bacias costeiras. Embora bastante estudada por geologia de superfície, na **PB** ainda estão em aberto aspectos importantes de sua evolução, notadamente: i) a sua compartimentagem tectônica após a Orogênese Brasileira, ii) a arquitetura da margem continental implantada no Cretáceo, iii) as propriedades elásticas de sua litosfera, e iv) as causas do magmatismo e do soerguimento no Cenozóico.

Esta Tese empregou dados geofísicos de cobertura regional (elevação, gravimetria, magnetometria, altura geoidal e tomografia), para aportar informações de geologia profunda aos problemas acima colocados.

A sutura gerada pela colisão neoproterozóica entre o Domínio Sul da **PB** e a Placa Sanfranciscana (**PSF**) é marcada, na Faixa Riacho do Pontal e no oeste da Faixa Sergipana, por uma forte anomalia gravimétrica dipolar, cujo pico positivo corresponde ao alçamento da crosta inferior da **PB** e o negativo corresponde às *nappes* de supracrustais empurradas sobre a **PSF**. Na região leste da Faixa Sergipana não há assinaturas gravimétricas que indiquem cavalgamento e flexura de placas, mas a interpretação de truncamentos de assinaturas geofísicas de direção N-S da **PSF** permite localizar a sutura na margem sul do complexo de arco Marancó, ao longo da Z. C. Porto da Folha. Por sua vez, o limite colisional do Domínio Ceará da **PB** com o Cráton Oeste-Africano, ao longo da Z. C. Sobral-Pedro II, é também marcado por uma anomalia gravimétrica dipolar, cujo pico positivo coincide com a Z. C. Sobral-Pedro II, e o negativo coincide com o arco magmático de Santa Quitéria.

A julgar pela expressão geofísica, os limites internos mais importantes da **PB** são: i) a Z. C. Pernambuco Oeste e sua continuação na Z. C. Congo, ii) a Z. C. Patos e iii) a Z. C. Jaguaribe e sua continuação na Z. C. Tatajuba. Estes limites dividem a **PB** em cinco grandes domínios geofísicos-tectônicos: Sul (ou Externo), Transversal, Rio Grande do Norte, Ceará e Médio Coreau. O Domínio Sul é marcado por assinaturas geofísicas associadas à colisão da **PB** com a **PSF**. O Domínio Transversal teve a sua concepção original de limites modificada porque a parte leste do seu limite sul foi associada com a Z. C. Congo. O Domínio Rio Grande do Norte apresenta a crosta mais magnética da **PB**, com superposição de fontes pré-cambrianas e fanerozóicas. No Domínio Ceará, a Z. C. Senador Pompeu é o divisor de dois subdomínios: o leste corresponde à Faixa Orós-Jaguaribe e o oeste corresponde ao Ceará-Central, onde ocorre uma assinatura

gravimétrica interpretada como uma descontinuidade crustal de direção ENE-WSW, que funcionou como um anteparo para as *nappes* brasileiras, com sentido de deslocamento para sul. O Domínio Médio Coreaú apresenta uma anomalia gravimétrica dipolar, cujo pico positivo está associado com rochas granulíticas, e o negativo com rochas supracrustais. A assinatura geofísica do seu limite com o Domínio Ceará é evidente, apesar dos sedimentos da Bacia do Paraíba.

A análise conjunta da anomalia ar-livre, *admitância* ar-livre e estimativas da *espessura elástica efetiva* (T_e) evidenciou que as margens Leste e Equatorial possuem propriedades elásticas bastante diferentes: enquanto a primeira tem T_e entre 10 e 20 km, a segunda tem T_e em torno ou inferior a 10 km. Essa diferença é devida ao enfraquecimento da litosfera da Margem Equatorial produzida pelo magmatismo cenozóico. A margem continental da **PB** apresenta segmentações que incorporaram heranças das estruturas e dos domínios pré-cambrianos, que se correlacionam com os limites conhecidos das bacias. Descrevendo de sul para norte, o limite da separação da Bacia Sergipe - Alagoas em duas sub-bacias coincide com a sutura entre o Domínio Sul da **PB** e a **PSF**; as estimativas de T_e indicam, concordantemente, que a Sub-bacia Sergipe ($T_e \cong 20$ km) se instalou em uma litosfera mais resistente do que a da Sub-bacia Alagoas ($T_e \cong 10$ km). Adicionalmente, no interior da crosta da Sub-bacia Sergipe ocorre um grande corpo denso (*underplating* ou herança crustal?) que não continua na Sub-bacia Alagoas. A margem da Bacia de Pernambuco ($15 < T_e < 25$ km) apresenta características diferentes das outras bacias costeiras, porque no Platô de Pernambuco há duas anomalias do “efeito de borda”, o que indica a existência no platô de uma crosta continental afinada, contudo ainda relativamente espessa. A Bacia da Paraíba se apresenta bastante uniforme, com T_e em torno de 15 km, e possui uma crosta inferior relativamente densa, que foi interpretada como uma modificação por *underplating* magmático relacionado com o magmatismo cenozóico. A segmentação da Bacia Potiguar em três partes é corroborada pelas estimativas de T_e : Rifte Potiguar ($T_e \cong 5$ km), Plataforma de Aracati ($T_e \cong 25$ km) e Plataforma de Touros ($T_e \cong 10$ km). A fragilidade da litosfera na região do Rifte Potiguar está associada com fluxo térmico atual alto, e a resistência relativamente maior da Plataforma de Touros pode ser devida a uma crosta arqueana. A margem da Bacia do Ceará, no trecho das sub-bacias Mundaú e Icaraí, possui anomalia ar-livre uniforme, com T_e entre 10 e 15 km.

A análise da *admitância* Bouguer revelou que a condição isostática da **PB** é compatível com um modelo em que ocorrem carregamentos combinados na superfície e na base da crosta, com a carga da base 15 vezes maior que a do topo. Em adição, a **PB** possui uma crosta inferior anormalmente densa. Estas afirmações são especialmente

adequadas para a parte norte da **PB** porque aí a aderência dos dados observados ao modelo é maior. Para o mesmo modelo isostático e usando a *função coerência*, estimou-se que a T_e da **PB** deve ser inferior a 60 km, embora sua porção norte tenha T_e de apenas 20 km.

A inversão de espessura de crosta, usando o modelo isostático com carga apenas na superfície, indicou que existem na **PB** duas regiões de espessamento: uma abaixo do Planalto da Borborema (de origem cenozóica) e a outra no Domínio Ceará, sob o arco magmático de Santa Quitéria (vestigial do Pré-cambriano). Por outro lado, ocorre um afinamento ao longo do *Trend* Cariri-Potiguar, que representa o registro no interior do continente de um rifteamento cretáceo abortado.

A interpretação das anomalias ar-livre de fontes oceânicas levou à proposição de que ocorreu um volumoso magmatismo na área oceânica adjacente à **PB**, ao contrário da área continental, como indicam as informações de geologia de superfície. A **PB** apresenta uma expressiva anomalia positiva de geóide, com correlação espacial com o Planalto da Borborema e o Alinhamento Macau-Queimadas. A integração de dados de tomografia de ondas superficiais e de anomalias residuais de geóide permitiu interpretar que uma convecção em pequena escala (*Edge Driven Convection-EDC*), gerada na interface entre a raiz da litosfera continental fria e o manto quente da área oceânica, pode ter sido a causa do magmatismo cenozóico. O mecanismo de *EDC* teria causado o arrasto do manto litosférico continental frio para dentro do manto astenosférico quente, ocasionando assim contraste positivo de densidade, que seria uma componente importante da origem da anomalia de geóide. A compatibilidade dos dados gravimétricos da **PB** com o modelo isostático que combina carregamentos no topo e na base da crosta, e a correlação temporal entre o magmatismo cenozóico e o soerguimento do planalto, permite propor que o soerguimento deste ocorreu por causa do empuxo provocado pela raiz da crosta, produzida por um *underplating* magmático no Cenozóico.

ABSTRACT

The Borborema Province (**BP**) is a geologic domain located in Northeastern Brazil. The **BP** is limited at the south by the São Francisco craton, at the west by the Parnaíba basin, and both at the north and east by coastal sedimentary basins. Nonetheless the **BP** surface geology is well known, several key aspects of its evolution are still open, notably: i) its tectonic compartmentalization established after the Brasiliano orogenesis, ii) the architecture of its cretaceous continental margin, iii) the elastic properties of its lithosphere, and iv) the causes of magmatism and uplifting which occurred in the Cenozoic.

In this thesis, a regional coverage of geophysical data (elevation, gravity, magnetic, geoid height, and surface wave global tomography) were integrated with surface geologic information aiming to attain a better understanding of the above questions.

In the Riacho do Pontal belt and in the western sector of the Sergipano belt, the neoproterozoic suture of the collision of the Sul domain of the **BP** with the Sanfranciscana plate (**SFP**) is correlated with an expressive dipolar gravity anomaly. The positive lobule of this anomaly is due to the **BP** lower continental crust uplifting whilst the negative lobule is due to the supracrustal nappes overthrusting the **SFP**. In the eastern sector of the Sergipano belt, this dipolar gravity anomaly does not exist. However the suture still can be identified at the southern sector of the Marancó complex arc, alongside of the Porto da Folha shear zone, where the **SFP** N-S geophysical alignments are truncated.

The boundary associated to the collision of the Ceará domain of the **BP** with the West African craton is also correlated with a dipolar gravity anomaly. The positive lobule of this anomaly coincides with the Sobral-Pedro II shear zone whilst the negative lobule is associated with the Santa Quitéria magmatic arc.

Judging by their geophysical signatures, the major **BP** internal boundaries are: i) the western sector of the Pernambuco shear zone and the eastern continuation of this shear zone as the Congo shear zone, ii) the Patos shear zone, and iii) the Jaguaribe shear zone and its southwestern continuation as the Tatajuba shear zone. These boundaries divide the **BP** in five tectonic domains in the geophysical criteria: Sul, Transversal, Rio Grande do Norte, Ceará, and Médio Coreau. The Sul domain is characterized by geophysical signatures associated with the **BP** and **SFP** collision. The fact that Congo shear zone is now proposed as part of the Transversal domain boundary implies an important change in the original definition of this domain. The Rio Grande do Norte domain presents a highly magnetized crust resulted from the superposition of precambrian and phanerozoic events. The Ceará domain is divided by the Senador Pompeu shear zone in

two subdomains: the eastern one corresponds to the Orós-Jaguaribe belt and the western one to the Ceará-Central subdomain. The latter subdomain exhibits a positive ENE-W SW gravity anomaly which was associated to a crustal discontinuity. This discontinuity would have acted as a rampart against to the N-S Brasiliano orogenic nappes. The Médio Coreaú domain also presents a dipolar gravity anomaly. Its positive lobule is due to granulitic rocks whereas the negative one is caused by supracrustal rocks. The boundary between Médio Coreaú and Ceará domains can be traced below the Parnaíba basin sediments by its geophysical signature.

The joint analysis of free air anomalies, free air admittances, and effective elastic thickness estimates (T_e) revealed that the Brazilian East and Equatorial continental margins have quite different elastic properties. In the first one $10 \text{ km} < T_e < 20 \text{ km}$ whereas in the second one $T_e \leq 10 \text{ km}$. The weakness of the Equatorial margin lithosphere was caused by the cenozoic magmatism. The **BP** continental margin presents segmentations; some of them have inheritance from precambrian structures and domains. The segmentations conform markedly with some sedimentary basin features which are below described from south to north. The limit between Sergipe and Alagoas subbasins coincides with the suture between **BP** and **SFP**. T_e estimates indicates concordantly that in Sergipe subbasin T_e is around 20 km while Alagoas subbasin has T_e around 10 km, thus revealing that the lithosphere in the Sergipe subbasin has a greater rigidity than the lithosphere in the Alagoas subbasin. Additionally inside the crust beneath Sergipe subbasin occurs a very dense body (underplating or crustal heritage?) which is not present in the crust beneath Alagoas subbasin. The continental margin of the Pernambuco basin ($15 < T_e < 25 \text{ km}$) presents a very distinct free air “edge effect” displaying two anomalies. This fact indicates the existence in the Pernambuco plateau of a relatively thick crust. In the Paraíba basin the free air “edge effect” is quite uniform, $T_e \approx 15 \text{ km}$, and the lower crust is abnormally dense probably due to its alteration by a magmatic underplating in the Cenozoic. The Potiguar basin segmentation in three parts was corroborated by the T_e estimates: in the Potiguar rift $T_e \cong 5 \text{ km}$, in the Aracati platform $T_e \cong 25 \text{ km}$, and in the Touros platform $T_e \cong 10 \text{ km}$. The observed weakness of the lithosphere in the Potiguar rift segment is due to the high heat flux while the relatively high strength of the lithosphere in the Touros platform may be due to the existence of an archaean crust. The Ceará basin, in the region of Mundaú and Icaraí subbasins, presents a quite uniform free air “edge effect” and T_e ranges from 10 to 15 km.

The analysis of the Bouguer admittance revealed that isostasy in **BP** can be explained with an isostatic model where combined surface and buried loadings are present. The estimated ratio of the buried loading relative to the surface loading is equal to 15. In

addition, the lower crust in **BP** is abnormally dense. These affirmations are particularly adequate to the northern portion of **BP** where adherence of the observed data to the isostatic model is quite good. Using the same above described isostatic model to calculate the coherence function, it was obtained that a single T_e estimate for the entire **BP** must be lower than 60 km; in addition, the **BP** north portion has T_e around 20 km.

Using the conventional elastic flexural model to isostasy, an inversion of crust thickness was performed. It was identified two regions in **BP** where the crust is thickened: one below the Borborema plateau (associated to an uplifting in the Cenozoic) and the other one in the Ceará domain beneath the Santa Quitéria magmatic arc (a residue associated to the Brasiliano orogenesis). On the other hand, along the Cariri-Potiguar trend, the crust is thinned due to an aborted rifting in the Cretaceous.

Based on the interpretation of free air anomalies, it was inferred the existence of a large magmatism in the oceanic crust surrounding the **BP**, in contrast with the incipient magmatism in the continent as shown by surface geology. In **BP** a quite important positive geoid anomaly exists. This anomaly is spatially correlated with the Borborema plateau and the Macaú-Queimadas volcanic lineament. The integrated interpretation of geoid height anomaly data, global shear velocity model, and geologic data allow to propose that and Edge Driven Convection (EDC) may have caused the Cenozoic magmatism. The EDC is an instability that presumably occurs at the boundary between thick stable lithosphere and oceanic thin lithosphere. In the **BP** lithosphere, the EDC mechanism would have dragged the cold lithospheric mantle into the hot asthenospheric mantle thus causing a positive density contrast that would have generated the main component of the geoid height anomaly. In addition, the compatibility of the gravity data with the isostatic model, where combined surface and buried loadings are present, together with the temporal correlation between the Cenozoic magmatism and the Borborema plateau uplifting allow to propose that this uplifting would have been caused by the buoyancy effect of a crustal root generated by a magmatic underplating in the Cenozoic.

ÍNDICE

AGRADECIMENTOS	i
RESUMO	iii
ABSTRACT	vi
ÍNDICE	ix
ÍNDICE DE FIGURAS	xiii
CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO	32
1.1 - Apresentação, Objetivos e Localização da Área de Estudo.....	32
1.2 - Justificativa do Tema Proposto.....	34
1.3 - Métodos de Trabalho e Origem dos Dados.....	35
1.4 - Estrutura da Tese e Guia de Leitura.....	39
CAPÍTULO 2 - SÍNTESE DA EVOLUÇÃO DA PROVÍNCIA BORBOREMA: DO PRÉ-CAMBRIANO AO CENOZÓICO	43
2.1 - Introdução.....	43
2.2 - Domínios Tectônicos da Província Borborema.....	45
2.3 - A Província Borborema no Contexto do Supercontinente Gondwana.....	49
2.4 - As Províncias Tectônicas Vizinhas.....	58
2.4.1 - O Cráton do São Francisco.....	58
2.4.2 - A Bacia do Parnaíba.....	59
2.5 - Evolução da Margem Continental e das Bacias Interiores.....	60
2.6 - O Vulcanismo Mesozóico-Cenozóico.....	69
2.7 - A Epirogênese Mesozóica-Cenozóica.....	72
2.8 - Trabalhos Anteriores de Investigação Regional de Dados Geofísicos na Província Borborema e na sua Margem Continental.....	74
CAPÍTULO 3 - DADOS GEOFÍSICOS	79
3.1 - Introdução.....	79
3.2 - Dados Gravimétricos.....	79
3.2.1 - Levantamento Gravimétrico.....	82
3.3 - Dados Aeromagnéticos.....	85
3.4 - Dados da Superfície do Geóide.....	87
3.5 - Dados da Superfície Digital do Terreno.....	89
3.6 - Dados de Tomografia de Ondas Superficiais.....	91
CAPÍTULO 4 - PROCESSAMENTO DOS DADOS GRAVIMÉTRICOS E MAGNÉTICOS	93
4.1 - Introdução.....	93
4.2 - Interpolação dos Dados.....	93
4.3 - Filtragem e Transformação dos Dados Gravimétricos e Magnéticos.....	97
4.4 - Filtragem dos Dados de Anomalia Bouguer.....	98
4.4.1 - Separação em Componentes Regional e Residual.....	99
4.5 - Filtragem dos Dados Aeromagnéticos.....	104
4.5.1 - Redução ao Pólo Magnético.....	104
4.5.2 - Separação em Componentes Regional e Residual.....	107
4.5.3 - Continuação para Cima.....	108

CAPÍTULO 5 - ARCABOUÇO GEOFÍSICO DA PROVÍNCIA BORBOREMA.....	113
5.1 - Introdução.....	113
5.2 - Domínio Sul e a Sutura com a Placa Sanfranciscana.....	115
5.2.1 - Modelagem Gravimétrica da Sutura na Faixa Riacho do Pontal.....	118
5.2.2 - Linha de Sutura na Faixa Sergipana.....	123
5.2.3 - Limite Norte do Domínio Sul.....	125
5.2.4 - Divisão em Subdomínios do Domínio Sul.....	126
5.3 - Domínio Transversal.....	128
5.3.1 - Divisão em Subdomínios do Domínio Transversal.....	130
5.4 - Domínio Rio Grande do Norte.....	132
5.4.1 - Divisão em Subdomínios do Domínio Rio Grande do Norte.....	134
5.5 - Domínio Ceará.....	136
5.5.1 - Divisão em Subdomínios do Domínio Ceará.....	138
5.5 - Domínio Médio Coreau.....	139
5.6 - Resumo dos Resultados.....	141
CAPÍTULO 6 - ISOSTASIA E ESTIMATIVA DA ESPESSURA ELÁSTICA EFETIVA PARA A MARGEM CONTINENTAL DA PROVÍNCIA BORBOREMA.....	156
6.1 - Introdução.....	156
6.2 - O Significado de Isostasia e de Rigidez Flexural.....	157
6.3 - A Litosfera como um Filtro.....	162
6.3.1 - Resposta de uma Placa Elástica a uma Carga Periódica.....	162
6.3.2 - Função Resposta Flexural.....	163
6.3.3 - Análise Espectral.....	164
6.4 - A <i>Admitância Gravitacional</i>	165
6.4.1 - O Conceito de Camada Equivalente.....	166
6.4.2 - Aplicação para o Modelo de Airy na Crosta Oceânica.....	167
6.4.3 - Aplicação para o Modelo de Flexura (Placa Elástica).....	169
6.5 - Estimativas da <i>Espessura Elástica Efetiva</i> (T_e) para a Margem Continental da Província Borborema.....	171
6.5.1 - Estimativas de T_e para a Margem Leste.....	173
6.5.2 - Estimativas de T_e para a Margem Equatorial.....	179
6.5.3 - Análise Comparativa entre as Duas Margens.....	180
6.6 - Estimativas da T_e para a Litosfera das Bacias Sedimentares	187
6.6.1 - Bacia Sergipe - Alagoas.....	189
6.6.2 - Bacia de Pernambuco.....	191
6.6.3 - Bacia da Paraíba.....	194
6.6.4 - Bacia Potiguar.....	195
6.6.5 - Bacia do Ceará.....	196
6.6.6 - Resumo dos Resultados para as Bacias Sedimentares.....	200
6.7 - Modelagem Gravimétrica dos Perfis Ar-livre da Margem Continental.....	216
6.7.1 - Bacia Sergipe-Alagoas - Sub-bacia Sergipe - Perfil P2.....	219
6.7.2 - Bacia Sergipe-Alagoas - Sub-bacia Alagoas - Perfil P5.....	221
6.7.3 - Bacia de Pernambuco - Perfil 10.....	222
6.7.4 - Bacia da Paraíba - Sul - Perfil P13.....	223
6.7.5 - Bacia da Paraíba - Norte - Perfil P19.....	225
6.7.6 - Bacia Potiguar - Perfil P2.....	226
6.7.7 - Bacia do Ceará - Perfil P9.....	227
6.7.8 - Resumo dos Resultados da Modelagem Gravimétrica.....	228
6.8 - Segmentação da Margem Continental.....	237

6.8.1 - Descrição dos Segmentos.....	237
6.8.2 - Resumo dos Resultados sobre a Segmentação da Margem Continental.....	243
CAPÍTULO 7 - ISOSTASIA E ESTIMATIVA DA ESPESSURA ELÁSTICA EFETIVA PARA O INTERIOR DA PROVÍNCIA BORBOREMA.....	245
7.1 - Introdução.....	245
7.2 - <i>Admitância Gravitacional</i> Bouguer e Modelos de Carregamento.....	245
7.2.1 - Carregamento na Superfície.....	246
7.2.2 - Carregamento Enterrado.....	247
7.2.2.1 - Carregamento Enterrado na Base da Crosta.....	248
7.2.2.2 - Combinação de Carregamentos na Superfície e Enterrado.....	249
7.3 - Cálculo da <i>Admitância Gravitacional</i> para os Dados de Anomalia Bouguer da Província Borborema e Dedução de Modelos Isostáticos.....	253
7.3.1 - Cálculo da <i>Admitância Gravitacional</i> Apenas para os Dados de Anomalia Bouguer da Região Norte da Província Borborema.....	264
7.3.2 - Resumo dos Resultados do Cálculo da <i>Admitância</i> Bouguer.....	271
7.4 - <i>Função Coerência</i> e Estimativas da <i>Espessura Elástica Efetiva</i> (T_e) da Província Borborema.....	273
7.5 - Resumo dos Resultados sobre as Estimativas da <i>Espessura Elástica Efetiva</i> da Província Borborema.....	284
CAPÍTULO 8 - ESTIMATIVA DE ESPESSURA DA CROSTA DA PROVÍNCIA BORBOREMA, DA ÁREA OCEÂNICA ADJACENTE E DO NORTE DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO.....	286
8.1 - Introdução.....	286
8.2 - Metodologia e Parâmetros da Inversão.....	286
8.3 - Resultados Obtidos e Discussões.....	288
8.4 - Resumo dos Resultados e Conclusões.....	295
CAPÍTULO 9 - CAUSAS DO MAGMATISMO CENOZÓICO DA PROVÍNCIA BORBOREMA E SUA CONSEQUÊNCIA NA FORMAÇÃO DO PLANALTO DA BORBOREMA.....	297
9.1 - Introdução.....	297
9.2 - O Relevo da Província Borborema.....	297
9.3 - Análise Integrada: Gravimetria, Anomalia do Geóide, Topografia e Magmatismo.....	301
9.3.1 - Anomalias Gravimétricas Bouguer e a Topografia.....	301
9.3.2 - Anomalias Gravimétricas Ar-livre e a Topografia.....	305
9.3.3 - Anomalias da Superfície do Geóide e a Topografia.....	307
9.3.4 - Gravimetria e o Magmatismo do Cenozóico.....	309
9.3.5 - Discussão e Resumo dos Resultados para a Correlação entre Magmatismo Cenozóico, Gravimetria, Topografia e Anomalia do Geóide.....	310
9.4 - Modelos de Geração do Magmatismo Cenozóico na Província Borborema.....	312
9.4.1 - Modelo de Convecção em Pequena Escala.....	312
9.4.2 - Interpretação de Dados de Tomografia de Ondas Superficiais Integrada com Dados de Anomalias Residuais do Geóide.....	316
9.4.2.1 - Conceitos Básicos de Tomografia de Ondas Superficiais.....	316
9.4.2.2 - Análise Integrada: Brasil - África.....	318
9.4.2.3 - Análise Integrada na Região da Província Borborema.....	326
9.4.2.4 - Discussões, Conclusões e Resumo dos Resultados sobre o Modelo de EDC.....	342

9.5 - Modelo de “Crista Térmica”	345
9.6 - Análise Comparativa entre os Modelos de Geração do Magmatismo Cenozóico da Província Borborema e Conclusões.....	347
9.7 - As Causas do Soerguimento do Planalto da Borborema.....	350
CAPÍTULO 10 - INTEGRAÇÃO DOS RESULTADOS E SÍNTESE CONCLUSIVA.....	353
10.1 - Introdução.....	353
10.2 - O Arcabouço Tectônico-Geofísico Após a Orogênese Brasileira.....	353
10.2.1 - Os Grandes Domínios Geofísicos - Tectônicos.....	354
10.2.2 - Os Subdomínios Geofísicos - Tectônicos.....	359
10.3 - A Formação da Margem Continental.....	362
10.3.1 - A Isostasia e a Segmentação da Margem Continental.....	362
10.3.2 - Estimativas da Espessura da Crosta da Província Borborema.....	370
10.4 - A Geração do Magmatismo e da Epirogênese Durante o Cenozóico.....	372
10.4.1 - Isostasia da Província Borborema.....	372
10.4.2 - As Causas do Magmatismo Cenozóico.....	374
10.4.3 - As Causas do Soerguimento do Planalto da Borborema.....	383
10.5 - Recomendações para Novos Trabalhos.....	385
10.5.1 - Sobre o Arcabouço Geofísico.....	385
10.5.2 - Sobre a Isostasia e a Formação da Margem Continental.....	386
10.5.3 - Sobre as Causas do Magmatismo e do Soerguimento do Planalto da Borborema.....	387
REFERÊNCIAS.....	389

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1: Localização geográfica e geotectônica da Província Borborema.....	33
Figura 1.2: Fluxograma das atividades desenvolvidas para a realização desta Tese.....	36
Figura 2.1: Esboço geológico-tectônico da Província Borborema e das províncias estruturais vizinhas. Modificado de Bizzi <i>et al.</i> (2003). DZT - Domínio da Zona Transversal, DC - Domínio Ceará. Faixas Dobradas: FMC - Faixa Médio Coreau, FOJ - Faixa Orós - Jaguaribe, FSD - Faixa Seridó, FPAB - Faixa Piancó - Alto Brígida, FSE - Faixa Sergipana e FRP - Faixa Riacho do Pontal.....	44
Figura 2.2: Esboço geológico/tectônico da Província Borborema, segundo Jardim de Sá <i>et al.</i> (1992) e Jardim de Sá (1994). FNC - Faixa Noroeste do Ceará, DCC - Domínio Ceará Central, FOJ - Faixa Orós - Jaguaribe, FSD - Faixa Seridó, FSC - Faixa Salgueiro-Cachoeirinha, FPO - Faixa Riacho do Pontal, FSE - Faixa Sergipana, TPA - Terreno Pernambuco-Alagoas, TCF - Terreno Canindé do São Francisco, TMA - Terreno Marancó.....	47
Figura 2.3: Separação da Província Borborema em domínios e terrenos tectono-estratigráficos, segundo Santos & Medeiros (1999) e Santos (2000).....	48
Figura 2.4: Os grandes domínios tectônicos da Província Borborema. Cartografia geológica baseada em Bizzi <i>et al.</i> (2003). Complexos de arcos: BS - Brejo Seco, MO - Monte Orebe, CD - Canindé, MR - Marancó.....	50
Figura 2.5: Amalgamação de Gondwana Oeste e a sua colisão com Gondwana Leste (inspirado em Hoffman 1991). A) Reconstrução em torno de 650-620 Ma, antes da colisão das placas Congo - São Francisco e NE Brasil - Centro Oeste da África com as placas Oeste - África, Amazônia e Rio de la Plata. B) Reconstrução em torno de 600-580 Ma, após a colisão entre as placas Congo - São Francisco e NE Brasil - Centro Oeste da África e a megaplaca Oeste - África, Amazônia e Rio de la Plata. C) Reconstrução em torno de 510-500 Ma imediatamente após a colisão entre Gondwana Oeste e Leste.....	51
Figura 2.6: Principais unidades estruturais de Gondwana Oeste após a orogênese Pan-Africana - Brasileira (em torno de 600 Ma). A - zonas de cisalhamento dextrais do Sudeste do Brasil; B - zonas de cisalhamento do Nordeste do Brasil-Nigéria Camarões; C - Zona de Cisalhamento Transbrasiliiana e Lineamento Hogar 4° 50'. CSF - Cráton do São Francisco; MCG - Maciço Central de Goiás. DMC - Domínio Médio Coreau. DC - Domínio Ceará. A posição do norte geográfico é a atual.....	53
Figura 2.7: Esquema estrutural dos domínios geológicos do Nordeste do Brasil e do Oeste da África. DMC - Domínio Médio Coreau, DC - Domínio Ceará, DRN - Domínio Rio Grande do Norte, e DZT - Domínio da Zona Transversal. A posição do norte geográfico é a atual.....	54
Figura 2.8: Idades da Orogênese Pan-Africana - Brasileira no Gondwana Oeste. CSF - Cráton do São Francisco; MCG - Maciço Central de Goiás. A posição do norte geográfico é a atual.....	55
Figura 2.9: Reconstrução paleogeográfica (1.080 Ma a 525 Ma) da transição entre a fissão do Supercontinente Rodínia e a amalgamação do Supercontinente Gondwana. Crátons: A - Austrália, I - Índia, K - Kalahari, L - Laurência, AN - Antártica, C-SF - Congo - São Francisco, AM - Amazônico, OA - Oeste-Africano, P - Paraná, RP - Rio de La Plata, RA - Rio Apa.....	56

- Figura 2.10:** Mapa de elevação do fundo oceânico e da topografia continental com a indicação das principais zonas de fraturas oceânicas (falhas transformantes) e da cadeia meso-oceânica da região do Atlântico Equatorial. A malha original dos dados foi processada por Sandwel & Smith (1997) a partir dos dados dos satélites altimétricos GEOSAT e ERS 1, com dimensão de 2' de arco. PB - Província Borborema. Imagem sombreada (Inc. = 35°, Dec. = 315°Az)..... 62
- Figura 2.11:** Mapa de anomalias gravimétricas ar-livre do fundo oceânico e da área continental com a indicação das principais zonas de fraturas oceânicas (falhas transformantes) e da cadeia meso-oceânica da região do Atlântico Equatorial. A malha original dos dados foi processada por Sandwel & Smith (1997) a partir dos dados dos satélites altimétricos GEOSAT e ERS 1, com dimensão de 2' de arco. PB - Província Borborema. Imagem sombreada (Inc. = 35°, Dec. = 315°Az)..... 63
- Figura 2.12:** As bacias sedimentares da margem continental e do interior da Província Borborema. O traço vermelho indica os limites das bacias marginais. Cartografia geológica modificada de Bizzi *et al* (2003). O limite da Província Borborema corresponde à definição clássica de Almeida *et al.* (1977)..... 65
- Figura 2.13:** Reconstrução pré-drifte do Nordeste do Brasil e do Oeste da África durante quatro estágios tectônicos. As setas grandes indicam a direção principal do transporte tectônico. Estágios evolutivos: **A)** Sin-rifte I, desenvolvimento da depressão Afro-Brasileira; **B)** Sin-rifte II-a, início do fraturamento nos *trends* Recôncavo-Tucano-Jatobá e Gabão-Sergipe-Alagoas; **C)** Sin-rifte II-b, desenvolvimento do *Trend* Cariri-Potiguar; e **D)** Sin-rifte III, deformação difusa na Província da Borborema e na plataforma da Nigéria..... 67
- Figura 2.14:** **A)** Reconstrução continental após a ruptura de Gondwana no Albiano. As linhas tracejadas indicam a trajetória das placas litosféricas em torno de um pólo de rotação localizado no hemisfério norte. **B)** Posição dos continentes durante a transição entre o Santoniano e o Campaniano..... 68
- Figura 2.15:** Episódios magmáticos da Província Borborema e de sua margem continental no período Cretáceo-Cenozóico. A posição e a geocronologia dos corpos vulcânicos estão baseadas na tabela publicada por Mizusaki *et al.* (2002), com compilações de dados a partir de Sial (1976b), Sial *et al.* (1981), Asmus & Guazelli (1981), Fodor *et al.* (1983) e Fodor & McKee (1986). As localizações do Alinhamento Macau Queimadas e do *Trend* Cariri-Potiguar estão indicadas. Cartografia geológica modificada de Bizzi *et al* (2003). O limite da Província Borborema corresponde à definição clássica de Almeida *et al.* (1977).... 70
- Figura 2.16:** Superfície digital da topografia da região continental da Província Borborema e da batimetria da área oceânica adjacente. Sobre a superfície estão indicadas as principais assinaturas topográficas. Os dados utilizados estão descritos no Capítulo 3. Imagem sombreada (Inc = 35° e Dec= 315° Az). A linha preta é o limite da Província Borborema na definição clássica de Almeida *et al.* (1977)..... 73
- Figura 3.1:** Localização dos pontos gravimétricos. No continente, as estações em preto foram compiladas do PPGG-UFRN, PETROBRÁS, CPRM-DNPM-ON, UFPE, UFPA, USP e IBGE. As estações em vermelho foram levantadas neste trabalho de pesquisa. A malha de dados da área oceânica, com dimensão de 2' de arco (azul claro), corresponde aos dados dos satélites altimétricos *GEOSAT* e *ERS 1*, processados por Sandwel & Smith (1997). O traço verde é o limite da Província Borborema na definição clássica de Almeida *et al.* (1977)..... 81
- Figura 3.2:** Localização dos projetos aerogeofísicos na região da Província Borborema e ao longo da margem continental. A linha preta tracejada é o limite da Província Borborema na definição clássica de Almeida *et al.* (1977)..... 86

Figura 3.3: Superfície geoidal do território brasileiro obtida a partir de alturas geoidais por satélite e do modelo do geopotencial <i>GEMT2</i> . Imagem sombreada (Inc. = 35°, Dec. = 315°Az) Fonte: Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE). PB - Província Borborema.....	88
Figura 3.4: Superfície geoidal da região da Província Borborema. Imagem sombreada (Inc. = 35°, Dec. = 315°Az). Fonte: Sandwell & Smith (1997), http://topex.ucsd.edu/marine_topo/ . A linha branca tracejada é o limite da Província Borborema na definição clássica de Almeida <i>et al.</i> (1977).....	89
Figura 3.5: Superfície digital da elevação da região continental da Província Borborema em conjunto com a área oceânica adjacente. Imagem sombreada (Inc = 35° e Dec.= 315° Az). A linha branca tracejada é o limite da Província Borborema na definição clássica de Almeida <i>et al.</i> (1977).....	90
Figura 3.6: Exemplos de imagens de fatia horizontal e de fatia vertical em dados de tomografia de ondas superficiais da região continental do Nordeste do Brasil e da área oceânica adjacente. A perturbação (dVs/Vs (%)) negativa na velocidade das ondas S pode indicar presença de fluidos (tons avermelhados) que podem estar associados com regiões mais quentes e menos densas da litosfera. A perturbação positiva tem tons azulados e, possivelmente, razões opostas. PB - Província Borborema; CSF - Cráton do São Francisco; e CMO - Cadeia Meso-Oceânica.....	92
Figura 4.1: Anomalia Bouguer em malha interpolada com dimensão de 10,0 km x 10,0 km, a partir da distribuição de pontos apresentada na Figura 3.1. Imagem sombreada (Inc. = 35°, Dec. = 315°Az). A linha branca tracejada é o limite da Província Borborema na definição clássica de Almeida <i>et al.</i> (1977).....	94
Figura 4.2: Anomalia ar-livre em malha interpolada com dimensão de 10,0 km x 10,0 km, a partir da distribuição de pontos apresentada na Figura 3.1. Imagem sombreada (Inc. = 35°, Dec. = 315°Az). A linha branca tracejada é o limite da Província Borborema na definição clássica de Almeida <i>et al.</i> (1977).....	95
Figura 4.3: Anomalia do campo magnético total residual após a remoção do <i>Definite Geomagnetic Reference Field-DGRF</i> , em malha interpolada com dimensão de 1,0 km x 1,0 km. Imagem sombreada (Inc. = 35°, Dec. = 315°Az). A linha branca tracejada é o limite da Província Borborema na definição clássica de Almeida <i>et al.</i> (1977).....	96
Figura 4.4: Esquema da seqüência de etapas empregada no processamento dos dados gravimétricos e magnéticos.....	97
Figura 4.5: Representação gráfica do filtro gaussiano de separação regional/residual (Fonte: GEOSOFT 1994).	99
Figura 4.6: Espectro de potência radial médio dos dados de anomalia Bouguer, com a interpretação dos intervalos dos números de onda (comprimentos de ondas) utilizados para a aplicação do filtro gaussiano de separação regional-residual.....	101
Figura 4.7: Comparação entre a atenuação da magnitude do comprimento de onda em função da profundidade e o desenho do filtro gaussiano de separação regional-residual. O filtro gaussiano foi invertido e multiplicado por 100. k = número de onda. λ = comprimento de onda.....	101
Figura 4.8: Anomalia Bouguer filtrada (filtro gaussiano, passa-baixa, 300 km) para realçar a componente regional com comprimento de onda superior a 300 km. Imagem sombreada (Inc.=35°, Dec.=315°Az). A linha branca tracejada é o limite da Província Borborema na definição clássica de Almeida <i>et al.</i> (1977).....	102

Figura 4.9: Anomalia Bouguer filtrada (filtro gaussiano, passa-alta, 300 km) para realçar a componente residual com comprimento de onda inferior a 300 km. Imagem sombreada (Inc.=35°, Dec.=315°Az). A linha branca tracejada é o limite da Província Borborema na definição clássica de Almeida <i>et al.</i> (1977).....	103
Figura 4.10: Representação gráfica do filtro co-seno direcional (Fonte: GEOSOFT 1994).....	105
Figura 4.11: Anomalia do campo magnético total (sem o <i>IGRF</i>) reduzido ao pólo magnético e com filtragem direcional sobre os dados do mapa da Figura 4.3. Imagem sombreada (Inc. = 35°, Dec. = 315°Az). A linha branca tracejada é o limite da Província Borborema na definição clássica de Almeida <i>et al.</i> (1977).....	106
Figura 4.12: Espectro de potência radial médio dos dados de anomalia magnética reduzida ao pólo magnético, com a interpretação dos intervalos dos números de onda e comprimentos de onda utilizados para a aplicação do filtro gaussiano regional-residual. Estão apresentadas as estimativas das profundidades dos topos das fontes, segundo o método de Spector & Grant (1970).....	107
Figura 4.13: Anomalia magnética de campo total residual reduzida ao pólo magnético e filtrada (filtro gaussiano, passa-baixa) para realçar a componente regional com comprimento de onda superior a 50 km. Imagem sombreada (Inc. = 25°, Dec. = 315°Az). A linha branca tracejada é o limite da Província Borborema na definição clássica de Almeida <i>et al.</i> (1977).....	109
Figura 4.14: Anomalia magnética de campo total residual reduzida ao pólo magnético e filtrada (filtro gaussiano, passa-alta) para realçar a componente residual com comprimento de onda inferior a 50 km. Imagem sombreada (Inc. = 25°, Dec. = 315°Az). A linha branca tracejada é o limite da Província Borborema na definição clássica de Almeida <i>et al.</i> (1977).....	110
Figura 4.15: Representação gráfica da atenuação associada ao filtro de continuação para cima (Fonte: GEOSOFT 1994).....	111
Figura 4.16: Anomalia magnética de campo total residual reduzida ao pólo magnético e filtrada (filtro de continuação para cima) para uma continuação para cima de 50 km. Imagem sombreada (Inc. = 25°, Dec. = 315°Az). A linha branca tracejada é o limite da Província Borborema na definição clássica de Almeida <i>et al.</i> (1977).....	112
Figura 5.1: Mapa de anomalias Bouguer residuais (filtro gaussiano, passa-alta, 300 km) com interpretação dos principais alinhamentos e indicação das principais assinaturas. Explicações no texto.....	143
Figura 5.2: Mapa do campo magnético total reduzido ao pólo magnético com interpretação dos principais alinhamentos e indicação das principais assinaturas. Explicações no texto.....	144
Figura 5.3: Mapa da componente regional do campo magnético total reduzido ao pólo magnético (filtro gaussiano, passa-baixa, 50 km) com interpretação dos principais alinhamentos e indicação das principais assinaturas. Explicações no texto.....	145
Figura 5.4: Mapa da componente residual do campo magnético total reduzido ao pólo magnético (filtro gaussiano, passa-alta, 50 km) com interpretação dos principais alinhamentos e indicação das principais assinaturas. Explicações no texto.....	146
Figura 5.5: Mapa do campo magnético total reduzido ao pólo magnético e continuado para cima (50 km) com interpretação dos principais alinhamentos e assinaturas. Explicações no texto.....	147

Figura 5.6: Comparação da interpretação dos domínios geofísicos-tectônicos maiores com o mapa de anomalias Bouguer residuais. Explicações no texto.....	148
Figura 5.7: Comparação da interpretação dos domínios geofísicos-tectônicos maiores com o mapa da componente regional do campo magnético total reduzido ao pólo magnético. Explicações no texto.....	149
Figura 5.8: Mapa de anomalias Bouguer e mapa geológico com a localização dos perfis gravimétricos modelados. A legenda da geologia está na Figura 2.1. Explicações no texto.....	150
Figura 5.9: Modelagem gravimétrica do Perfil A-B. A interpretação geológica corresponde apenas aos 10 km superiores da crosta.....	151
Figura 5.10: Modelagem gravimétrica do Perfil C-D. A interpretação geológica corresponde apenas aos 10 km superiores da crosta.....	152
Figura 5.11: Modelagem gravimétrica do Perfil E-F. A interpretação geológica corresponde apenas aos 10 km superiores da crosta.....	153
Figura 5.12: Comparação da interpretação dos subdomínios geofísicos-tectônicos com o mapa de anomalias Bouguer residuais. Explicações no texto.....	154
Figura 5.13: Comparação da interpretação dos subdomínios geofísicos-tectônicos com o mapa da componente regional do campo magnético total reduzido ao pólo magnético. Explicações no texto.....	155
Figura 6.1: Hipóteses isostáticas de Pratt, Airy e o modelo de flexura de uma placa elástica. Segundo Pratt (Pratt 1885 e 1889 <i>apud</i> Watts 2001) as massas topográficas, independentemente da amplitude do relevo, têm uma mesma profundidade de compensação, porém, a sua densidade média é menor nas regiões mais elevadas. Segundo Airy (1855 <i>apud</i> Watts 2001) a densidade média é constante, porém a crosta é mais espessa nas regiões montanhosas. No modelo de flexura, a carga topográfica é parcialmente sustentada por forças elásticas no interior de uma placa superposta em uma astenosfera fraca e fluida, de maneira tal que a compensação ocorre regionalmente (Watts 2001).....	160
Figura 6.2: O comportamento elástico da placa varia de acordo com a sua rigidez flexural. Quanto mais alta for, mais regional será a compensação isostática e menor a amplitude da deflexão. Placas sem rigidez flexural, ao receberem uma carga, colapsam localmente, da maneira como descrita pelo modelo de Airy.....	161
Figura 6.3: Esquema para representar o comportamento da litosfera como um filtro (Modificado de Watts 2001).....	162
Figura 6.4: Função Resposta Flexural	164
Figura 6.5: Esquema para representar os principais passos na filtragem no domínio da frequência de um conjunto de dados topográficos (Modificado de Watts 2001).....	165
Figura 6.6: O modelo Airy de compensação isostática (Modificado de Watts 2001).....	167
Figura 6.7: Curvas teóricas da <i>admitância gravitacional</i> para o modelo Airy, com variação da espessura da crosta (t).....	168
Figura 6.8: O modelo de placa elástica (ou flexural) de compensação isostática (Modificado de Watts 2001).....	169
Figura 6.9: Curvas teóricas da <i>admitância gravitacional</i> para o modelo flexural, com variação da espessura da <i>espessura elástica efetiva</i> (T_e).....	170

- Figura 6.10:** Superfície digital da elevação em malha interpolada com dimensão de 5 x 5 km pelo método de mínima curvatura a partir da junção dos dados *SRTM* no continente com os dados processados por Sandwell & Smith (1997) no oceano. Imagem sombreada (Inc. = 35°, Dec. = 315°Az). Os traços pretos correspondem aos perfis de anomalia ar-livre e topográficos/batimétricos empregados no cálculo da *admitância gravitacional* da Margem Continental Leste. Os dados dos perfis foram amostrados com um espaçamento de 10 km. O Perfil A-B teve como objetivo investigar especificamente o monte submarino da Ilha Fernando Noronha. A linha branca tracejada é o limite da Província Borborema na definição clássica de Almeida *et al.* (1977)..... 175
- Figura 6.11:** Anomalia ar-livre em malha interpolada com dimensão de 10 x 10 km pelo método de mínima curvatura a partir dos pontos da Figura 3.1. Imagem sombreada (Inc. = 35°, Dec. = 315°Az). Os traços pretos correspondem aos perfis de anomalia ar-livre e topográficos/batimétricos empregados no cálculo da *admitância gravitacional* da Margem Continental Leste. Os dados dos perfis foram amostrados com um espaçamento de 10 km. As províncias, as bacias sedimentares e as zonas de fraturas oceânicas estão indicadas. O traço amarelo é uma inferência do limite entre as crostas continental e oceânica. O Perfil A-B teve como objetivo investigar especificamente o monte submarino da Ilha Fernando Noronha..... 176
- Figura 6.12:** Estimativas espectrais da margem continental Leste. A *coerência* demonstra que para comprimentos de onda inferiores a 22 km ($k > 0,3$) a água do mar atenua o efeito da topografia (a *coerência* se aproxima de zero). Para comprimentos de onda intermediários (acima de 61 km, $k < 0,1$) a maioria das anomalias ar-livre é causada pela topografia (a *coerência* se aproxima de 1). Na fase, como esperado, no intervalo de *coerência* mais alta ela se aproxima de zero. A regressão linear da curva da *função admitância* permite inferir a profundidade média do mar (3,075 km, inclinação da reta = -3.075) e a densidade média da topografia (2,50 g/cm³, pela solução da equação $\log_{10}(2\pi G(\rho_c - \rho_w)) = \text{intercepto} = -1,21$)..... 177
- Figura 6.13:** Comparação da *admitância gravitacional* ar-livre calculada a partir dos perfis apresentados nas figuras 6.11 e 6.12. (Margem Continental Leste) com as curvas teóricas para um modelo de compensação do tipo Airy. A barra de erro corresponde a um desvio padrão..... 178
- Figura 6.14:** Comparação da *admitância gravitacional* ar-livre calculada a partir dos perfis apresentados nas figuras 6.10 e 6.11 (Margem Continental Leste) com as curvas teóricas para um modelo de compensação do tipo flexura simples. Note que os dados observados satisfazem o modelo de flexura para uma litosfera com *espessura elástica efetiva* entre 10 e 20 km. A barra de erro corresponde a um desvio padrão..... 178
- Figura 6.15:** Superfície digital da elevação em malha interpolada com dimensão de 5 x 5 km pelo método de mínima curvatura a partir da junção dos dados *SRTM* no continente com os dados processados por Sandwell & Smith (1987) no oceano. Imagem sombreada (Inc. = 35°, Dec. = 315°Az). Os traços pretos correspondem aos perfis de anomalia ar-livre e topográficos empregados no cálculo da *admitância gravitacional* da Margem Continental Equatorial. Os dados dos perfis foram amostrados com um espaçamento de 10 km. O Perfil A-B teve como objetivo investigar especificamente o monte submarino da Ilha Fernando Noronha. A linha branca tracejada é o limite da Província Borborema na definição clássica de Almeida *et al.* (1977)..... 183

- Figura 6.16:** Anomalia ar-livre em malha interpolada com dimensão de 10 x 10 km pelo método de mínima curvatura a partir dos pontos da Figura 3.1. Imagem sombreada (Inc. = 35°, Dec. = 315°Az). Os traços pretos correspondem aos perfis de anomalia Ar-livre e topográficos empregados no cálculo da *admitância gravitacional* da Margem Continental Equatorial. Os dados dos perfis foram amostrados com um espaçamento de 10 km. As províncias, as bacias principais e as zonas de fraturas oceânicas estão indicadas. O traço amarelo é uma inferência do limite entre as crostas continental e oceânica. O Perfil A-B teve como objetivo investigar especificamente o monte submarino da Ilha Fernando Noronha..... 184
- Figura 6.17:** Estimativas espectrais da Margem Continental Equatorial. A *coerência* demonstra que para comprimentos de onda inferiores a 30 km ($k > 0,2$) a água do mar atenua o efeito da topografia (a *coerência* se aproxima de zero). Para comprimentos de onda intermediários (acima de 60 km, $k < 0,1$) a maioria das anomalias ar-livre é causada pela topografia (a *coerência* se aproxima de 1). Na *fase*, como esperado, no intervalo de *coerência* mais alta ela se aproxima de zero. A regressão linear da curva da *função admitância* permite inferir a profundidade média do mar (3,019 km – inclinação da reta=-3.019) e a densidade média da topografia (2,70 g/cm³, pela solução da equação $\log_{10}(2\pi G(\rho_c - \rho_w)) = \text{intercepto} = -1,16$)..... 185
- Figura 6.18:** Comparação da *admitância gravitacional* ar-livre calculada a partir dos perfis apresentados nas figuras 6.15 e 6.16. (Margem Continental Equatorial) com as curvas teóricas para um modelo de compensação do tipo Airy. A barra de erro corresponde a um desvio padrão..... 186
- Figura 6.19:** Comparação da *admitância gravitacional* ar-livre estimada a partir dos perfis apresentados nas figuras 6.8 e 6.9 (Margem Continental Equatorial) com as curvas teóricas para um modelo de compensação do tipo flexura simples. Note que os dados observados satisfazem o modelo de flexura para uma litosfera com espessura elástica em torno de 10 km. A barra de erro corresponde a um desvio padrão..... 186
- Figura 6.20:** Comparação do perfil de anomalia gravimétrica ar-livre da Ilha de Fernando de Noronha com a anomalia ar-livre filtrada para os modelos de flexura com T_e de 20, 25 e 30 km. Verifica-se que pelo ajuste da anomalia ar-livre observada com a anomalia ar-livre filtrada, que o valor estimado de T_e está entre 20 e 30 km. A localização do perfil está nas figuras 6.10, 6.11, 6.15 e 6.16..... 202
- Figura 6.21:** Comparação do perfil médio de anomalia gravimétrica ar-livre com a anomalia ar-livre média calculada para um modelo de compensação Airy e modelos de flexura com variação na T_e da litosfera da Sub-bacia Sergipe. Para cada caso foram computados a estrutura da crosta e o erro quadrático médio. Observa-se que o melhor ajuste ocorre para T_e com valor de 20 km, sobretudo em relação ao ajuste da amplitude da anomalia na região do efeito de borda..... 203
- Figura 6.22:** Comparação do perfil médio de anomalia gravimétrica ar-livre com a anomalia ar-livre média calculada para um modelo de compensação Airy e modelos de flexura com variação na T_e da litosfera da Sub-bacia Alagoas. Para cada caso foram computados a estrutura da crosta e o erro quadrático médio. Observa-se que o melhor ajuste ocorre para T_e com 10 km..... 204
- Figura 6.23:** Comparação do perfil médio de anomalia gravimétrica ar-livre com a anomalia ar-livre média calculada para um modelo de compensação Airy e modelos de flexura com variação na T_e da litosfera da região sul da Bacia de Pernambuco. Para cada caso foram computados a estrutura da crosta e o erro quadrático médio. Observa-se que o melhor ajuste ocorre para valores de T_e entre 20 e 25 km..... 205

- Figura 6.24:** Comparação do perfil de anomalia gravimétrica ar-livre com a anomalia ar-livre calculada para um modelo de compensação Airy e modelos de flexura com variação na T_e da litosfera na região do Cabo de Santo Agostinho (Bacia de Pernambuco). Para cada caso foram computados a estrutura da crosta e o erro quadrático médio. Observa-se que o melhor ajuste ocorre para valores de T_e entre 15 e 20 km..... 206
- Figura 6.25:** Comparação do perfil de anomalia gravimétrica ar-livre com a anomalia ar-livre calculada para um modelo de compensação Airy e modelos de flexura com variação na T_e da litosfera na região do Recife (Bacia de Pernambuco). Para cada caso foram computados a estrutura da crosta e o erro quadrático médio. Observa-se que o melhor ajuste ocorre para T_e com valor de 20 km..... 207
- Figura 6.26:** Comparação do perfil médio de anomalia gravimétrica ar-livre com a anomalia ar-livre média calculada para um modelo de compensação Airy e modelos de flexura com variação na T_e da litosfera na região sul da Bacia da Paraíba. Para cada caso foram computados a estrutura da crosta e o erro quadrático médio. Observa-se que o melhor ajuste ocorre para valores de T_e entre 10 e 15 km..... 208
- Figura 6.27:** Comparação do perfil médio de anomalia gravimétrica ar-livre com a anomalia ar-livre média calculada para um modelo de compensação Airy e modelos de flexura com variação na T_e da litosfera na região norte da Bacia da Paraíba. Para cada caso foram computados a estrutura da crosta e o erro quadrático médio. Observa-se que o melhor ajuste ocorre para T_e com valor de 15 km..... 209
- Figura 6.28:** Comparação do perfil de anomalia gravimétrica ar-livre com a anomalia ar-livre calculada para um modelo de compensação Airy e modelos de flexura com variação na T_e da litosfera na região de Guararé (Bacia Potiguar). Para cada caso foram computados a estrutura da crosta e o erro quadrático médio. Observa-se que o melhor ajuste ocorre para valores de T_e entre 20 e 30 km..... 210
- Figura 6.29:** Comparação do perfil de anomalia gravimétrica ar-livre com a anomalia ar-livre calculada para um modelo de compensação Airy e modelos de flexura com variação na T_e da litosfera na região da Ponta do Mel (Bacia Potiguar). Para cada caso foram computados a estrutura da crosta e o erro quadrado médio. Observa-se que o melhor ajuste ocorre para T_e com valor inferior a 5 km, ou um modelo Airy, sobretudo em relação ao ajuste da amplitude da anomalia na região do efeito de borda. É importante enfatizar que este perfil localiza-se na região do Rifte Potiguar..... 211
- Figura 6.30:** Comparação do perfil de anomalia gravimétrica ar-livre com a anomalia ar-livre calculada para um modelo de compensação Airy e modelos de flexura com variação na T_e da litosfera na região de Tibau (Bacia Potiguar). Para cada caso foram computados a estrutura da crosta e o erro quadrático médio. Observa-se que o melhor ajuste ocorre para T_e com valor inferior a 5 km, ou um modelo Airy, sobretudo em relação ao ajuste da amplitude da anomalia na região do efeito de borda. É importante enfatizar que este perfil localiza-se na região do Rifte Potiguar..... 212
- Figura 6.31:** Comparação do perfil de anomalia gravimétrica ar-livre com a anomalia ar-livre calculada para um modelo de compensação Airy e modelos de flexura com variação na T_e da litosfera na região de Icapuí (Bacia Potiguar). Para cada caso foram computados a estrutura da crosta e o erro quadrático médio. Observa-se que o melhor ajuste ocorre para T_e com valor de 10 km..... 213
- Figura 6.32:** Comparação do perfil de anomalia gravimétrica ar-livre com a anomalia ar-livre calculada para um modelo de compensação Airy e modelos de flexura com variação na T_e da litosfera na região de Caucaia (Bacia do Ceará). Para cada caso foram computados a estrutura da crosta e o erro quadrático médio. Observa-se que o melhor ajuste ocorre para valores de T_e entre 15 e 20 km..... 214

Figura 6.33: Comparação do perfil de anomalia gravimétrica ar-livre com a anomalia ar-livre calculada para um modelo de compensação Airy e modelos de flexura com variação na T_e da litosfera na região de Paracuru (Bacia do Ceará). Para cada caso foram computados a estrutura da crosta e o erro quadrático médio. Observa-se que o melhor ajuste ocorre para valores de T_e entre 10 e 15 km.....	215
Figura 6.34: Modelagem bidimensional pelo método direto de um perfil gravimétrico ar-livre (Perfil P2) na Sub-bacia Sergipe. Explicações no texto.....	230
Figura 6.35: Modelagem bidimensional pelo método direto de um perfil gravimétrico ar-livre (Perfil P5) na Sub-bacia Alagoas. Explicações no texto.....	231
Figura 6.36: Modelagem bidimensional pelo método direto de um perfil gravimétrico ar-livre (Perfil P10) na Bacia de Pernambuco. Explicações no texto.....	232
Figura 6.37: Modelagem bidimensional pelo método direto de um perfil gravimétrico ar-livre (Perfil P13) na Bacia da Paraíba - Sul. Explicações no texto.....	233
Figura 6.38: - Modelagem bidimensional pelo método direto de um perfil gravimétrico ar-livre (Perfil P19) na Bacia Paraíba - Norte. Explicações no texto.....	234
Figura 6.39: Modelagem bidimensional pelo método direto de um perfil gravimétrico ar-livre (Perfil P2) na Bacia Potiguar. Explicações no texto.....	235
Figura 6.40: Modelagem bidimensional pelo método direto de um perfil gravimétrico ar-livre (Perfil P9) na Bacia do Ceará. Explicações no texto.....	236
Figura 6.41: Anomalia gravimétrica (Bouguer no continente e ar-livre no oceano) em malha interpolada com dimensão de 10 x 10 km pelo método de mínima curvatura a partir dos pontos da Figura 3.1. Imagem sombreada (Inc. = 35°, Dec. = 315°Az). As províncias, as bacias principais, as zonas de fraturas oceânicas e as estruturas do continente estão indicadas. O traço amarelo é uma inferência do limite entre as crostas continental e oceânica. A seta branca indica a posição da segmentação na anomalia do “feito de borda”. Os segmentos estão numerados de 1 a 8. AM - Alto de Mamanguape, CSA - Cabo de Santo Agostinho, TCP - Trend Cariri-Potiguar.....	238
Figura 7.1: Modelos de carregamento da maneira como podem ser aplicados no continente. Os carregamentos na superfície são geralmente constituídos pela topografia, porém, pacotes vulcânicos e coberturas de gelo são também comuns. Os carregamentos na subsuperfície (ou enterrados) podem ocorrer no interior da crosta, como é o caso das intrusões de rochas plutônicas; na base da crosta, no caso de um <i>underplating</i> ; ou no manto litosférico, quando ocorre um <i>hot spot</i>	246
Figura 7.2: <i>Admitância gravitacional</i> Bouguer para modelos de carregamentos na superfície e enterrado (base da crosta).....	249
Figura 7.3: Diagrama esquemático dos conceitos de H_i e W_i	
Figura 7.4: Modelos da combinação de carregamentos na superfície e enterrado para apresentar a sensibilidade das curvas teóricas da <i>admitância</i> Bouguer em relação às variações da <i>taxa de carregamento</i> (f_i) para um valor de T_e fixo. Quando $f_i = 0$, o carregamento ocorre apenas na superfície.....	251
Figura 7.5: Superfície digital da elevação em malha interpolada com dimensão de 10 x 10 km pelo método de mínima curvatura. Imagem sombreada (Inc. = 35°, Dec. = 315°Az). Os traços pretos correspondem aos perfis topográficos empregados nos cálculos da <i>admitância gravitacional</i> e da <i>coerência</i> . Os dados dos perfis foram amostrados com um espaçamento de 10 km. A linha branca tracejada é o limite da Província Borborema na definição clássica de Almeida <i>et al.</i> (1977).....	255

- Figura 7.6:** Anomalia gravimétrica Bouguer em malha interpolada com dimensão de 10 x 10 km pelo método de mínima curvatura. Imagem sombreada (Inc. = 35°, Dec. = 315°Az). Os traços pretos correspondem aos perfis de anomalia Bouguer empregados nos cálculos da *admitância gravitacional* e da *coerência*. Os dados dos perfis foram amostrados com um espaçamento de 10 km. A linha branca tracejada é o limite da Província Borborema na definição clássica de Almeida *et al.* (1977)..... 256
- Figura 7.7:** Superfície do geóide obtida por Sandwel & Smith (1997) por processamento dos dados dos satélites altimétricos *GEOSAT* e *ERS 1*, em malha com dimensão de 2' de arco. Os traços pretos correspondem aos locais dos perfis de anomalia Bouguer e de topografia empregados nos cálculos da *admitância gravitacional* e da *coerência*. Imagem sombreada (Inc. = 35°, Dec. = 315°Az). A linha branca tracejada é o limite da Província Borborema na definição clássica de Almeida *et al.* (1977)..... 257
- Figura 7.8:** Exemplo do filtro tipo *spline* cúbico empregado na suavização dos dados observados da *coerência* (planilha do *Oasis Montaj v. 6.1.2, Geosoft®*). Este exemplo se refere ao Perfil P5. Observe que, embora a suavização introduzida seja grande, as características básicas dos dados calculados da *admitância* Bouguer foram mantidas..... 258
- Figura 7.9:** Comparação da *admitância gravitacional* Bouguer estimada a partir dos perfis apresentados nas figuras 7.5 e 7.6 com as curvas teóricas para um modelo de carregamento enterrado no manto. A barra de erro corresponde a um desvio padrão..... 258
- Figura 7.10:** Comparação da *admitância gravitacional* Bouguer estimada a partir dos perfis apresentados nas figuras 7.5 e 7.6 com as curvas teóricas para um modelo de carregamento na superfície ou na base da crosta. A barra de erro corresponde a um desvio padrão..... 259
- Figura 7.11:** Comparação da *admitância gravitacional* Bouguer estimada a partir dos perfis apresentados nas figuras 7.5 e 7.6 com as curvas teóricas para um modelo de carregamento combinado na superfície e na base da crosta, com *taxa de carregamento fl* = 15. A barra de erro corresponde a um desvio padrão..... 259
- Figura 7.12:** Modelo simples de *underplating* magmático em crosta com densidade uniforme..... 261
- Figura 7.13:** Superfície digital da elevação em malha interpolada com dimensão de 5 x 5 km pelo método de mínima curvatura. Imagem sombreada (Inc. = 35°, Dec. = 315°Az). Os traços pretos correspondem aos perfis P3, P4 e P5 de topografia empregados nos cálculos da *admitância gravitacional* e da *coerência*. Os perfis foram amostrados com um espaçamento de 10 km. Estão indicados o Planalto da Borborema e o *Trend* Cariri Potiguar A linha branca tracejada é o limite da Província Borborema na definição clássica de Almeida *et al.* (1977)..... 265
- Figura 7.14:** Anomalia gravimétrica Bouguer em malha interpolada com dimensão de 10 x 10 km pelo método de mínima curvatura. Imagem sombreada (Inc. = 35°, Dec. = 315°Az). Os traços pretos correspondem aos perfis P3, P4 e P5 de anomalia Bouguer empregados nos cálculos da *admitância gravitacional* e da *coerência*. Os perfis foram amostrados com um espaçamento de 10 km. Estão indicados os limites do Planalto da Borborema (linha azul), as ocorrências de vulcanismo continental (pontos vermelhos, com as respectivas datações), os diques Ceará Mirim e o *Trend* Cariri Potiguar A linha branca tracejada é o limite da Província Borborema na definição clássica de Almeida *et al.* (1977)..... 266

- Figura 7.15:** Superfície do geóide obtida por Sandwel & Smith (1997) por processamento dos dados dos satélites altimétricos *GEOSAT* e *ERS 1*, em malha com dimensão de 2' de arco. Os traços pretos correspondem aos perfis P3, P4 e P5 de anomalia Bouguer e topográficos empregados nos cálculos da *admitância gravitacional* e da *coerência*. Imagem sombreada (Inc. = 35°, Dec. = 315°Az).. Estão indicados os limites do Planalto da Borborema (linha azul), as ocorrências de vulcanismo (pontos vermelhos, com as respectivas datações), os diques Ceará Mirim e o *Trend* Cariri Potiguar. A linha branca tracejada é o limite da Província Borborema na definição clássica de Almeida *et al.* (1977)..... 267
- Figura 7.16:** Comparação da *admitância gravitacional* Bouguer estimada a partir dos perfis P3, P4 e P5 (figuras 7.9 e 7.10) com as curvas teóricas para um modelo de carregamento na superfície ou na base da crosta. A barra de erro corresponde a um desvio padrão..... 268
- Figura 7.17:** Comparação da *admitância gravitacional* Bouguer estimada a partir dos perfis P3, P4 e P5 (figuras 7.9 e 7.10) com as curvas teóricas para um modelo de carregamento na superfície ou na base da crosta. Neste caso, o modelo teórico foi calculado para uma crosta com 20 km de espessura. A barra de erro corresponde a um desvio padrão..... 268
- Figura 7.18:** Comparação da *admitância gravitacional* Bouguer estimada a partir dos perfis P3, P4 e P5 (figuras 7.9 e 7.10) com as curvas teóricas para um modelo de carregamento combinado na superfície e na base da crosta, com taxa de carregamento $f_l = 15$. Observa-se que ocorre uma boa concordância com a curva teórica para uma crosta com espessura de 33 km em uma litosfera com espessura elástica de 10 km. A barra de erro corresponde a um desvio padrão..... 269
- Figura 7.19:** Comparação da *admitância gravitacional* Bouguer estimada a partir dos perfis P3, P4 e P5 (figuras 7.9 e 7.10) com as curvas teóricas para um modelo de carregamento combinado na superfície e na base da crosta, com *taxa de carregamento* $f_l = 15$. Observa-se que a mudança de densidade média da crosta de 2,80 g/cm³ para 2,67 g/cm³ não altera o resultado da Figura 7.18. A barra de erro corresponde a um desvio padrão..... 270
- Figura 7.20:** Comparação da *admitância gravitacional* Bouguer estimada a partir dos perfis 3, 4 e 5 (figuras 7.9 e 7.10) com as curvas teóricas para um modelo de carregamento combinado na superfície e na base da crosta, com taxa de carregamento $f_l = 15$. Observa-se que uma $T_e = 20$ km não é compatível com os dados. A barra de erro corresponde a um desvio padrão..... 270
- Figura 7.21:** Comparação da *admitância gravitacional* estimada a partir dos perfis P3, P4 e P5 (figuras 7.9 e 7.10) com as curvas teóricas para um modelo de carregamento combinado na superfície e na base da crosta, com variação da *taxa de carregamento*. Observa-se que $f_l = 4$ não é compatível com os dados. Ou seja, a sensibilidade em relação à *taxa de carregamento* é muito alta. A barra de erro corresponde a um desvio padrão..... 271
- Figura 7.22:** Curvas da coerência teórica computadas para valores de T_e no intervalo de 3 e 80 km, $H = 500$ metros e $f_l = 1$ 274
- Figura 7.23:** Comparação da *coerência* observada com a *coerência* prevista. Os pontos vermelhos são a *coerência* observada para todos os perfis (figuras 7.5 e 7.6) e os triângulos azuis são a *coerência* observada apenas para os perfis P3, P4 e P5 (figuras 7.13 e 7.14). As linhas sólidas (traços pretos) representam a *coerência* prevista para T_e no intervalo de 5 a 160 km, para um modelo com combinação de carregamentos na superfície e base da crosta, com $f_l = 15$. A barra de erro representa a incerteza..... 276

- Figura 7.24:** Tentativa de definir o melhor ajuste visual da *coerência* observada com a *coerência* prevista para todos os perfis (figuras 7.5 e 7.6). Observa-se que para um modelo com combinação de carregamentos na superfície e base da crosta, com $fl = 15$, o melhor ajuste é com uma espessura elástica de 60 km. A barra de erro representa a incerteza..... 277
- Figura 7.25:** Tentativa de definir o melhor ajuste visual da *coerência* observada com a *coerência* prevista para os perfis P3, P4 e P5 (figuras 7.13 e 7.14). Observa-se que para um modelo com combinação de carregamentos na superfície e base da crosta, com $fl = 15$, o melhor ajuste é com uma espessura elástica de 20 km. A barra de erro representa a incerteza..... 278
- Figura 7.26:** Comparação dos dados topográficos e de anomalia Bouguer do Perfil 20 (figuras 7.5 e 7.6). Observa-se correlação entre a topografia elevada da chapada e a anomalia Bouguer negativa produzida pelos sedimentos da Bacia do Araripe. Explicações no texto..... 279
- Figura 7.27:** Comparação entre os dados topográficos, de anomalia Bouguer e de anomalia Bouguer residual do Perfil P3 (figuras 7.13 e 7.14). Observa-se correlação entre a topografia elevada e a anomalia Bouguer residual negativa (setas vermelhas), ambas com comprimento de onda inferior a 100 km. Para os comprimentos de onda longos observa-se uma boa correlação entre a anomalia Bouguer e a topografia. Explicações no texto..... 279
- Figura 7.28:** Comparação da *coerência* observada com a *coerência* prevista. Os pontos vermelhos são a *coerência* observada para todos os perfis (figuras 7.5 e 7.6) e os triângulos azuis são a *coerência* observada apenas para os perfis P3, P4 e P5 (figuras 7.13 e 7.14). As linhas sólidas (traços pretos) representam a *coerência* prevista para T_e no intervalo de 3 a 80 km, para um modelo com combinação de carregamentos na superfície e base da crosta, com $fl = 1$. A barra de erro representa a incerteza..... 281
- Figura 7.29:** Tentativa de definir o melhor ajuste visual da *coerência* observada com a *coerência* prevista para todos os perfis (figuras 7.5 e 7.6). Observa-se que para um modelo com combinação de carregamentos na superfície e base da crosta, com $fl = 1$, o melhor ajuste é com uma espessura elástica de 25 km. A barra de erro representa a incerteza..... 282
- Figura 7.30:** Tentativa de definir o melhor ajuste visual da *coerência* observada com a *coerência* prevista para os perfis P3, P4 e P5 (figuras 7.13 e 7.14). Observa-se que para um modelo com combinação de carregamentos na superfície e base da crosta, com $fl = 1$, o melhor ajuste é com uma espessura elástica de 9 km. A barra de erro representa a incerteza..... 282
- Figura 7.31:** Tentativa de definir o melhor ajuste visual da *coerência* observada com a *coerência* prevista para os perfis P3, P4 e P5 (figuras 7.13 e 7.14). Observa-se que para um modelo com combinação de carregamentos na superfície e base da crosta, com $fl = 1$, o melhor ajuste é com uma espessura elástica de 9 km. A barra de erro representa a incerteza. Observa-se que a variação da densidade média da crosta de $2,80 \text{ g/cm}^3$ para $2,67 \text{ g/cm}^3$ não altera o resultado..... 283

- Figura 8.1:** Espessuras da crosta da Província Borborema (PB), da margem continental adjacente e do norte do Cráton do São Francisco (CSF). O intervalo de contorno é de 500 metros no continente e 1.000 metros no oceano. Os pontos vermelhos na PB são estimativas da espessura da crosta obtidas por meio do processamento de dados telesísmicos (França *et al.* 2006). O ponto azul na PB é uma estimativa baseada na interpretação de sísmica de reflexão profunda (Matos 1992). No Cráton do São Francisco (CSF), o ponto azul é uma estimativa baseada em sísmica de refração (Berrocal *et al.* 1989). Como a profundidade de compensação escolhida (30.000 metros) se adapta melhor à PB, no CSF as espessuras estimadas estão subestimadas e no oceano estão superestimadas. A linha branca tracejada é o limite da Província Borborema na definição clássica de Almeida *et al.* (1977)..... 289
- Figura 8.2:** Espessuras da crosta da Província Borborema (PB), da margem continental adjacente e do norte do Cráton do São Francisco (CSF), com superposição das principais zonas de cisalhamentos e das falhas normais da margem continental. Imagem sombreada (Inc. = 35°, Dec. = 315°Az). O traço amarelo é o limite inferido para a interface crosta continental-crosta oceânica. O traço azul contínuo é o limite do Planalto da Borborema. O traço preto descontínuo é o limite da Depressão Sertaneja. A linha de sutura colisional entre a PB e a Placa Sanfranciscana está indicada..... 290
- Figura 8.3:** Mapa gravimétrico regional isostático. Imagem sombreada (Inc. = 35°, Dec. = 315°Az). A linha branca tracejada é o limite da Província Borborema na definição clássica de Almeida *et al.* (1977)..... 293
- Figura 8.4:** Mapa gravimétrico residual isostático com superposição das principais zonas de cisalhamentos e das falhas normais da margem continental. Imagem sombreada (Inc. = 35°, Dec. = 315°Az). O traço amarelo é o limite inferido para a interface crosta continental-crosta oceânica. O traço preto descontínuo é o limite da Depressão Sertaneja. A linha de sutura colisional entre a PB e a Placa Sanfranciscana está indicada..... 294
- Figura 9.1:** Superfície digital da região continental da Província Borborema, em conjunto com a batimetria da área oceânica adjacente. Imagem sombreada (Inc = 35° e Dec= 315° Az). Sobre a superfície digital estão indicadas as principais assinaturas topográficas. A linha preta é o limite da Província Borborema na definição clássica de Almeida *et al.* (1977)..... 299
- Figura 9.2:** Anomalias Bouguer com superposição dos limites do Planalto da Borborema (traço azul) e da Depressão Sertaneja (traço preto descontínuo). Estão indicados o *Trend* Cariri-Potiguar e o Alinhamento Macaú-Queimadas. Os pontos vermelhos são ocorrências de rochas vulcânicas com as respectivas datações geocronológicas (em Ma). O traço amarelo é o limite inferido entre a crosta continental e a crosta oceânica. A linha branca tracejada é o limite da Província Borborema na definição clássica de Almeida *et al.* (1977). Imagem sombreada (Inc. = 35°, Dec. = 315°Az)..... 303
- Figura 9.3:** Anomalias Bouguer residuais (filtro gaussiano regional-residual, passa-alta, 3.000 km) com superposição dos limites do Planalto da Borborema (traço azul) e da Depressão Sertaneja (traço preto descontínuo). Estão indicados o *Trend* Cariri-Potiguar e o Alinhamento Macaú-Queimadas. Os pontos vermelhos são ocorrências de rochas vulcânicas com as respectivas datações geocronológicas (em Ma). O traço amarelo é o limite inferido entre a crosta continental e a crosta oceânica. A linha branca tracejada é o limite da Província Borborema na definição clássica de Almeida *et al.* (1977). Imagem sombreada (Inc. = 35°, Dec. = 315°Az)..... 304

- Figura 9.4:** Anomalias ar-livre com superposição dos limites do Planalto da Borborema (traço azul) e da Depressão Sertaneja (traço preto descontínuo). Estão indicados o *Trend* Cariri-Potiguar, o Alinhamento Macaú-Queimadas e as Zonas de Fratura Oceânica. Os pontos vermelhos são ocorrências de rochas vulcânicas com as respectivas datações geocronológicas (em Ma). O traço amarelo é o limite inferido entre a crosta continental e a crosta oceânica. As formas semi-elípticas em cor preta da área oceânica são interpretações de centros vulcânicos. A linha branca tracejada é o limite da Província Borborema na definição clássica de Almeida *et al.* (1977) Imagem sombreada (Inc. = 35°, Dec. = 315°Az)..... 306
- Figura 9.5:** Anomalias Bouguer e ar-livre sobre um relevo topográfico: **A)** 100% compensado, e **B)** 0% compensado. Adaptado de Bott (1971)..... 307
- Figura 9.6:** Superfície do geóide da região da Província Borborema processada por Sandwell & Smith (1997), com superposição dos limites do Planalto da Borborema (traço azul). Está indicado o Alinhamento Macaú-Queimadas. Os pontos vermelhos são ocorrências de rochas vulcânicas com as respectivas datações geocronológicas (em Ma). A linha branca tracejada é o limite da Província Borborema na definição clássica de Almeida *et al.* (1977) Imagem sombreada (Inc. = 35°, Dec. = 315°Az)..... 308
- Figura 9.7:** Ilustração do fluxo convectivo em pequena escala gerado por instabilidade no limite da litosférica de uma crosta continental espessa e estável (*EDC*). A *EDC* é produzida pelo contraste de temperatura e viscosidade entre a raiz da litosférica continental fria e o manto astenosférico quente. Adaptado de <http://www.mantleplumes.org/EDGE.html>..... 314
- Figura 9.8:** Anomalias de temperatura e campos de velocidade obtidos por cálculos do efeito da variação de espessura da litosfera. A largura da bacia oceânica é de 1.800 km. A parte de cima apresenta as condições após 20 Ma do início do processo. A parte de baixo apresenta as condições após 100 Ma do início do processo. Fonte: King & Ritsema (2000)..... 314
- Figura 9.9:** *Edge Driven Convection-EDC* com variação no grau de perturbação. As velocidades são 30 cm/ano (10% de perturbação), 4 cm/ano (1% de perturbação) e 2,5 cm/ano (0,1% de perturbação). Os parâmetros da modelagem numérica estão descritos em King & Anderson (1998)..... 315
- Figura 9.10:** Mapa de localização de hot spots. Os triângulos vermelhos representam 51 hot spots. Círculos pretos representam hot spots localizados sobre anomalias sísmicas de baixa velocidade. Círculos amarelos representam plumas propostas com base em anomalia de velocidade sísmica de ondas P. Círculos magneta representam plumas propostas a partir de cinco critérios, os quais se acredita estejam relacionados com plumas. Fonte: Anderson & Schramm (2005)..... 320
- Figura 9.11:** Superfície do geóide da região do Oceano Atlântico entre a América do Sul e a África. **PB** - Província Borborema..... 321
- Figura 9.12:** Anomalias residuais da superfície do geóide da região do Oceano Atlântico entre a América do Sul e a África. Filtro gaussiano, passa-alta, 3.000 km. **PB** - Província Borborema..... 322
- Figura 9.13:** Correlação dos dados de tomografia de ondas superficiais com anomalias do geóide residual. Fatia Vertical na Latitude -6° e a Fatia Horizontal localizada 20 km abaixo da *Moho*. **CMO** - Cadeia Meso-oceânica; **PB** - Província Borborema; **CSF** - Cráton do São Francisco. Possível *hot spots*: **FDN** - Fernando de Noronha; **ASC** - Ascensão; **STH** - Santa Helena; **TRI** - Trindade; **CAN** - Canárias; **CV** - Cabo Verde; **CAM** - Camarões; **HOG** - Hoggar; **TIB** - Tibesti; **DAR** - Darfur. Explicações no texto..... 323

- Figura 9.14:** Correlação dos dados de tomografia de ondas superficiais com anomalias do geóide residual. Fatia Vertical na Latitude -6° e a Fatia Horizontal localizada 100 km abaixo da *Moho*. **CMO** - Cadeia Meso-oceânica; **PB** - Província Borborema; **CSF** - Cráton do São Francisco. Possível *hot spots*: **FDN** - Fernando de Noronha; **ASC** - Ascensão; **STH** - Santa Helena; **TRI** - Trindade; **CAN** - Canárias; **CV** - Cabo Verde; **CAM** - Camarões; **HOG** - Hoggar; **TIB** - Tibesti; **DAR** - Darfur. Explicações no texto..... 324
- Figura 9.15:** Correlação dos dados de tomografia de ondas superficiais com anomalias do geóide residual. Fatia Vertical na Latitude -6° e a Fatia Horizontal localizada 250 km abaixo da *Moho*. **CMO** - Cadeia Meso-oceânica; **PB** - Província Borborema; **CSF** - Cráton do São Francisco. Possível *hot spots*: **FDN** - Fernando de Noronha; **ASC** - Ascensão; **STH** - Santa Helena; **TRI** - Trindade; **CAN** - Canárias; **CV** - Cabo Verde; **CAM** - Camarões; **HOG** - Hoggar; **TIB** - Tibesti; **DAR** - Darfur. Explicações no texto..... 325
- Figura 9.16:** Anomalias residuais da superfície do geóide da região centro-leste do Brasil e da área oceânica adjacente. Filtro gaussiano, passa-alta, 3.000 km. **PB** - Província Borborema. Detalhe da Figura 9.12..... 329
- Figura 9.17:** Correlação dos dados de tomografia de ondas superficiais com anomalias do geóide residual. Fatia Vertical localizada na Latitude 6°S e a Fatia Horizontal na profundidade de 40 km. **CMO** - Cadeia Meso-oceânica; **PB** - Província Borborema; **CSF** - Cráton do São Francisco. O traço branco descontínuo é uma tentativa de delimitar a base litosfera. O traço preto descontínuo sugere uma corrente de convecção descendente. O traço vermelho descontínuo sugere uma intrusão da litosfera continental fria no manto astenosférico mais quente. Possíveis *hotspots*: **FDN** - Fernando de Noronha; **ASC** - Ascensão; **STH** - Santa Helena. Explicações no texto..... 330
- Figura 9.18:** Correlação dos dados de tomografia de ondas superficiais com anomalias do geóide residual. Fatia Vertical localizada na Latitude 6°S e a Fatia Horizontal na profundidade de 100 km. **CMO** - Cadeia Meso-oceânica; **PB** - Província Borborema; **CSF** - Cráton do São Francisco. O traço branco descontínuo é uma tentativa de delimitar a base da litosfera. O traço preto descontínuo sugere a possibilidade de uma corrente de convecção descendente. O traço vermelho descontínuo sugere uma intrusão da litosfera continental fria no manto astenosférico mais quente. Possíveis *hotspots*: **FDN** - Fernando de Noronha; **ASC** - Ascensão; **STH** - Santa Helena. Explicações no texto..... 331
- Figura 9.19:** Correlação dos dados de tomografia de ondas superficiais com anomalias do geóide residual. Fatia Vertical localizada na Latitude 6°S e a Fatia Horizontal na profundidade de 250 km. **CMO** - Cadeia Meso-oceânica; **PB** - Província Borborema; **CSF** - Cráton do São Francisco. O traço branco descontínuo é uma tentativa de delimitar a base da litosfera. O traço preto descontínuo sugere a possibilidade de uma corrente de convecção descendente. O traço vermelho descontínuo sugere uma intrusão da litosfera continental fria no manto astenosférico mais quente. Possíveis *hotspots*: **FDN** - Fernando de Noronha; **ASC** - Ascensão; **STH** - Santa Helena. Explicações no texto..... 332
- Figura 9.20:** Correlação dos dados de tomografia de ondas superficiais com anomalias do geóide residual. Fatia Vertical localizada na Latitude 8°S e a Fatia Horizontal na profundidade de 40 km. **CMO** - Cadeia Meso-oceânica; **PB** - Província Borborema; **CSF** - Cráton do São Francisco. O traço branco descontínuo é uma tentativa de delimitar a base litosfera. O traço preto descontínuo sugere uma corrente de convecção descendente. O traço vermelho descontínuo sugere uma intrusão da litosfera continental fria no manto astenosférico mais quente. Possíveis *hotspots*: **FDN** - Fernando de Noronha; **ASC** - Ascensão; **STH** - Santa Helena. Explicações no texto..... 333

Figura 9.21: Correlação dos dados de tomografia de ondas superficiais com anomalias do geóide residual. Fatia Vertical localizada na Latitude 8°S e a Fatia Horizontal na profundidade de 100 km. **CMO** - Cadeia Meso-oceânica; **PB** - Província Borborema; **CSF** - Cráton do São Francisco. O traço branco descontínuo é uma tentativa de delimitar a base litosfera. O traço preto descontínuo sugere uma corrente de convecção descendente. O traço vermelho descontínuo sugere uma intrusão da litosfera continental fria no manto astenosférico mais quente. Possíveis *hotspots*: **FDN** - Fernando de Noronha; **ASC** - Ascensão; **STH** - Santa Helena. Explicações no texto..... 334

Figura 9.22: Correlação dos dados de tomografia de ondas superficiais com anomalias do geóide residual. Fatia Vertical localizada na Latitude 8°S e a Fatia Horizontal na profundidade de 250 km. **CMO** - Cadeia Meso-oceânica; **PB** - Província Borborema; **CSF** - Cráton do São Francisco. O traço branco descontínuo é uma tentativa de delimitar a base litosfera. O traço preto descontínuo sugere uma corrente de convecção descendente. O traço vermelho descontínuo sugere uma intrusão da litosfera continental fria no manto astenosférico mais quente. Possíveis *hotspots*: **FDN** - Fernando de Noronha; **ASC** - Ascensão; **STH** - Santa Helena. Explicações no texto..... 335

Figura 9.23: Correlação dos dados de tomografia de ondas superficiais com anomalias do geóide residual. Fatia Vertical localizada na Latitude 10°S e a Fatia Horizontal na profundidade de 40 km. **CMO** - Cadeia Meso-oceânica; **PB** - Província Borborema; **CSF** - Cráton do São Francisco. O traço branco descontínuo é uma tentativa de delimitar a base litosfera. O traço preto descontínuo sugere uma corrente de convecção descendente. O traço vermelho descontínuo sugere uma intrusão da litosfera continental fria no manto astenosférico mais quente. Possíveis *hotspots*: **FDN** - Fernando de Noronha; **ASC** - Ascensão; **STH** - Santa Helena. Explicações no texto..... 336

Figura 9.24: Correlação dos dados de tomografia de ondas superficiais com anomalias do geóide residual. Fatia Vertical localizada na Latitude 10°S e a Fatia Horizontal na profundidade de 100 km. **CMO** - Cadeia Meso-oceânica; **PB** - Província Borborema; **CSF** - Cráton do São Francisco. O traço branco descontínuo é uma tentativa de delimitar a base litosfera. O traço preto descontínuo sugere uma corrente de convecção descendente. O traço vermelho descontínuo sugere uma intrusão da litosfera continental fria no manto astenosférico mais quente. Possíveis *hotspots*: **FDN** - Fernando de Noronha; **ASC** - Ascensão; **STH** - Santa Helena. Explicações no texto..... 337

Figura 9.25: Correlação dos dados de tomografia de ondas superficiais com anomalias do geóide residual. Fatia Vertical localizada na Latitude 10°S e a Fatia Horizontal na profundidade de 250 km. **CMO** - Cadeia Meso-oceânica; **PB** - Província Borborema; **CSF** - Cráton do São Francisco. O traço branco descontínuo é uma tentativa de delimitar a base litosfera. O traço preto descontínuo sugere uma corrente de convecção descendente. O traço vermelho descontínuo sugere uma intrusão da litosfera continental fria no manto astenosférico mais quente. Possíveis *hotspots*: **FDN** - Fernando de Noronha; **ASC** - Ascensão; **STH** - Santa Helena. Explicações no texto..... 338

Figura 9.26: Correlação dos dados de tomografia de ondas superficiais com anomalias do geóide residual. Fatia Vertical localizada na Latitude 12°S e a Fatia Horizontal na profundidade de 40 km. **CMO** - Cadeia Meso-oceânica; **PB** - Província Borborema; **CSF** - Cráton do São Francisco. O traço branco descontínuo é uma tentativa de delimitar a base litosfera. O traço preto descontínuo sugere uma corrente de convecção descendente. O traço vermelho descontínuo sugere uma intrusão da litosfera continental fria no manto astenosférico mais quente. Possíveis *hotspots*: **FDN** - Fernando de Noronha; **ASC** - Ascensão; **STH** - Santa Helena. Explicações no texto..... 339

- Figura 9.27:** Correlação dos dados de tomografia de ondas superficiais com anomalias do geóide residual. Fatia Vertical localizada na Latitude 12°S e a Fatia Horizontal na profundidade de 100 km. **CMO** - Cadeia Meso-ocêânica; **PB** - Província Borborema; **CSF** - Cráton do São Francisco. O traço branco descontínuo é uma tentativa de delimitar a base litosfera. O traço preto descontínuo sugere uma corrente de convecção descendente. O traço vermelho descontínuo sugere uma intrusão da litosfera continental fria no manto astenosférico mais quente. Possíveis *hotspots*: **FDN** - Fernando de Noronha; **ASC** - Ascensão; **STH** - Santa Helena. Explicações no texto..... 340
- Figura 9.28:** Correlação dos dados de tomografia de ondas superficiais com anomalias do geóide residual. Fatia Vertical localizada na Latitude 12°S e a Fatia Horizontal na profundidade de 250 km. **CMO** - Cadeia Meso-ocêânica; **PB** - Província Borborema; **CSF** - Cráton do São Francisco. O traço branco descontínuo é uma tentativa de delimitar a base litosfera. O traço preto descontínuo sugere uma corrente de convecção descendente. O traço vermelho descontínuo sugere uma intrusão da litosfera continental fria no manto astenosférico mais quente. Possíveis *hotspots*: **FDN** - Fernando de Noronha; **ASC** - Ascensão; **STH** - Santa Helena. Explicações no texto..... 341
- Figura 9.29:** As zonas de fraturas oceânicas detectadas por satélites altimétricos (a e c) e por anomalias magnéticas do assoalho oceânico (b) fornecem um registro do esforço imposto na crosta oceânica pelo fluxo do manto astenosférico. As zonas de fraturas do Atlântico Sul e Norte (dentro de polígonos) descrevem arcos de círculos da rotação produzida durante a separação da América do Sul e da África. Em vez de um limite claro entre essas duas zonas de fraturas, a zona de limite de placas do Atlântico Central contém uma geometria de rotação de arco complicada, que expressa uma transição gradual de esforços entre as placas norte e sul. Fonte: Fillon (2007)..... 344
- Figura 9.30:** Tomografia de ondas superficiais. Fatia vertical na Latitude 6°S. Fatia horizontal na profundidade de 250 km. Explicações no texto. **PB** - Província Borborema; **CSF** - Cráton do São Francisco; **CMO** - Cadeia Meso-ocêânica. Ilhas Vulcânicas: **FDN** - Fernando de Noronha, **ASC** - Ascensão; **STH** - Santa Helena..... 348
- Figura 9.31:** Tomografia de ondas superficiais. Fatia vertical na Latitude 6°S. Fatia horizontal na profundidade de 250 km, com superposição da linha costa no presente, e em 20, 40 e 80 Ma. A posição em 80 Ma é baseada em Ernesto *et al.* (1999). Explicações no texto. **PB** - Província Borborema; **CMO** - Cadeia Meso-ocêânica. Ilhas Vulcânicas: **FDN** - Fernando de Noronha, **ASC** - Ascensão; **STH** - Santa Helena..... 349
- Figura 9.32:** Esquema de evolução das etapas sequenciais que resultaram no magmatismo cenozóico e no soerguimento do Planalto da Borborema. A convecção em pequena escala foi gerada por uma instabilidade entre a raiz litosférica fria e a astenosfera quente. Como conseqüência a interface litosfera/astenosfera foi desestabilizada e a convecção produziu um arrasto da litosfera para dentro do manto quente. O processo gerou magmatismo, que na crosta oceânica chegou com grandes volumes na superfície, enquanto na crosta continental a maior parte do magma ficou presa na base da crosta (*underplating*). O contraste de densidade negativo entre o manto e a raiz na crosta formada pelo *underplating* gerou um empuxo que deformou a crosta e soergueu a superfície topográfica gerando o Planalto da Borborema..... 352
- Figura 10.1:** Domínios geofísicos - tectônicos maiores da Província Borborema. Os limites desses domínios são interpretados como possíveis zonas de suturas colisionais..... 355
- Figura 10.2:** Modelagem gravimétrica do Perfil C-D. A interpretação geológica corresponde apenas aos 10 km superiores da crosta..... 356
- Figura 10.3:** Subdomínios geofísicos - tectônicos da Província Borborema. Os subdomínios representam divisões internas dos domínios maiores..... 361

- Figura 10.4:** Anomalias Bouguer com superposição do limite inferido entre a crosta continental e a crosta oceânica (traço amarelo). Imagem sombreada (Inc. = 35°, Dec. = 315°Az). A linha branca tracejada é o limite da Província Borborema na definição clássica de Almeida *et al.* (1977)..... 364
- Figura 10.5:** Anomalias ar-livre com superposição do limite inferido entre a crosta continental e a crosta oceânica (traço amarelo) e das Zonas de Fratura Oceânica. A área com hachuras em preto representa a região de influência da anomalia do “efeito de borda”. A linha branca tracejada é o limite da Província Borborema na definição clássica de Almeida *et al.* (1977) Imagem sombreada (Inc. = 35°, Dec. = 315°Az)..... 365
- Figura 10.6:** Anomalia gravimétrica (Bouguer no continente e ar-livre no oceano) em malha interpolada com dimensão de 10 x 10 km pelo método de mínima curvatura a partir dos pontos da Figura 3.1. Imagem sombreada (Inc. = 35°, Dec. = 315°Az). As províncias, as bacias principais, as zonas de fraturas oceânicas e as estruturas do continente estão indicadas. O traço amarelo é uma inferência do limite entre as crostas continental e oceânica. A seta branca indica a posição da segmentação na anomalia do “efeito de borda”. Os segmentos estão numerados de 1 a 8. **AM** - Alto de Mamanguape, **CSA** - Cabo de Santo Agostinho, **TCP** - Trend Cariri-Potiguar..... 366
- Figura 10.7:** Espessuras da crosta da Província Borborema (PB), da margem continental adjacente e do norte do Cráton do São Francisco, com superposição das principais zonas de cisalhamentos e falhas normais da margem continental. Imagem sombreada (Inc. = 35°, Dec. = 315°Az). O traço contínuo azul é o limite do Planalto da Borborema. O traço preto descontínuo é o limite da Depressão Sertaneja. O traço amarelo contínuo é o limite inferido para a interface crosta continental-crosta oceânica. O limite da Província Borborema é o traço branco. Os pontos vermelhos são estimativas da espessura da crosta baseadas em processamento de dados de telessísmica (França *et al.* 2006). Os pontos azuis são estimativas da espessura da crosta baseadas em interpretação de sísmica profunda (Berrocal *et al.* 1989, Matos 1992)..... 371
- Figura 10.8:** Comparação da *admitância gravitacional* Bouguer estimada a partir dos perfis 3, 4 e 5 (figuras 7.9 e 7.10) com as curvas teóricas para um modelo de carregamento combinado na superfície e na base da crosta, com *taxa de carregamento* - $fl = 15$. Observa-se que ocorre uma boa concordância com a curva teórica para uma crosta com espessura de 33 km em uma litosfera com *espessura elástica efetiva* de 10 km. A barra de erro corresponde a um desvio padrão..... 373
- Figura 10.9:** Comparação da *coerência* observada com a *coerência* prevista. Os pontos vermelhos são a *coerência* observada para todos os perfis (figuras 7.1 e 7.2) e os triângulos azuis são a *coerência* observada apenas para os perfis 3, 4 e 5 (figuras 7.9 e 7.10). As linhas sólidas (traços pretos) representam a coerência prevista para T_e no intervalo de 5 a 160 km, para um modelo com combinação de carregamentos na superfície e base da crosta, com $fl = 15$. A barra de erro representa a incerteza..... 373
- Figura 10.10:** Anomalias ar-livre com superposição dos limites do Planalto da Borborema (traço azul contínuo) e da Depressão Sertaneja (traço preto descontínuo). Estão indicados o *Trend* Cariri-Potiguar, o Alinhamento Macaú-Queimadas e as Zonas de Fratura Oceânica. Os pontos vermelhos são ocorrências de rochas vulcânicas com as respectivas datações geocronológicas (em Ma). O traço amarelo é o limite inferido entre a crosta continental e a crosta oceânica. As formas semi-elípticas em cor preta da área oceânica são interpretações de centros vulcânicos. A linha branca tracejada é o limite da Província Borborema na definição clássica de Almeida *et al.* (1977). Imagem sombreada (Inc. = 35°, Dec. = 315°Az)..... 375

- Figura 10.11:** Superfície do geóide da região da Província Borborema processada por Sandwell & Smith (1997), com superposição dos limites do Planalto da Borborema (traço azul contínuo) e da Depressão Sertaneja (traço preto descontínuo). Está indicado o Alinhamento Macaú-Queimadas. Os pontos vermelhos são ocorrências de rochas vulcânicas com as respectivas datações geocronológicas (em Ma). A linha branca tracejada é o limite da Província Borborema na definição clássica de Almeida *et al.* (1977) Imagem sombreada (Inc. = 35°, Dec. = 315°Az)..... 376
- Figura 10.12:** Correlação dos dados de tomografia de ondas superficiais com anomalias do geóide residual. Fatia Vertical localizada na Latitude 6°S e a Fatia Horizontal na profundidade de 40 km. **CMO** - Cadeia Meso-oceânica; **PB** - Província Borborema; **CSF** - Cráton do São Francisco. O traço branco descontínuo é uma tentativa de delimitar a base litosfera. O traço preto descontínuo sugere uma corrente de convecção descendente. O traço vermelho descontínuo sugere uma intrusão da litosfera continental fria no manto astenosférico mais quente. Possíveis *hot spots*: **FDN** - Fernando de Noronha; **ASC** - Ascensão; **STH** - Santa Helena. Explicações no texto..... 379
- Figura 10.13:** Correlação dos dados de tomografia de ondas superficiais com anomalias do geóide residual. Fatia Vertical na Latitude -6° e a Fatia Horizontal localizada 250 km abaixo da *Moho*. **CMO** - Cadeia Meso-oceânica; **PB** - Província Borborema; **CSF** - Cráton do São Francisco. Possíveis *hot spots*: **FDN** - Fernando de Noronha; **ASC** - Ascensão; **STH** - Santa Helena; **TRI** - Trindade; **CAN** - Canárias; **CV** - Cabo Verde; **CAM** - Camarões; **HOG** - Hoggar; **TIB** - Tibesti; **DAR** - Darfur. Explicações no texto..... 380
- Figura 10.14:** Tomografia de ondas superficiais com superposição da variação de posição da linha de costa da América do Sul no intervalo entre 80 Ma e o presente. A linha tracejada de cor azul é uma tentativa de delimitar uma possível “crista térmica” na profundidade de 250 km. Explicações no texto. **PB** - Província Borborema; **CMO** - Cadeia Meso-oceânica. Ilhas Vulcânicas (possíveis *hot spots*): **FDN** - Fernando de Noronha, **ASC** - Ascensão; **STH** - Santa Helena..... 382
- Figura 10.15:** Esquema de evolução das etapas seqüenciais que resultaram no magmatismo cenozóico e no soerguimento do Planalto da Borborema. A convecção em pequena escala foi gerada por uma instabilidade entre a raiz litosférica fria e a astenosfera quente. Como consequência a interface litosfera/astenosfera foi desestabilizada e a convecção produziu um arrasto da litosfera para dentro do manto quente. O processo gerou magmatismo, que na crosta oceânica chegou com grandes volumes na superfície, enquanto na crosta continental a maior parte do magma ficou presa na base da crosta (*underplating*). O contraste de densidade negativo entre o manto e a raiz na crosta formada pelo *underplating* gerou um empuxo que deformou a crosta e soergueu a superfície topográfica gerando o Planalto da Borborema..... 384

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1 - Apresentação, Objetivos e Localização da Área de Estudo

Esta Tese descreve os trabalhos desenvolvidos para o levantamento, a interpretação e a modelagens de dados geofísicos, com o objetivo de propor modelos e de estimar parâmetros que caracterizem as propriedades elásticas e o arcabouço profundo da Província Borborema, após as suas várias etapas de evolução que vai desde a Orogênese Brasileira, no final do Pré-cambriano, passa pela formação da margem continental no Mesozóico, e culmina com o magmatismo e o soergimento do Planalto da Borborema no Cenozóico.

Este documento é parte dos requisitos necessários para a obtenção do grau de Doutor em Geofísica pelo Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica (PPGG) do Centro de Ciências Exatas e da Terra (CCET) da Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN). O trabalho foi orientado pelo Prof. Dr. Walter Eugênio de Medeiros e coorientado pelo Prof. Dr. Emanuel Ferraz Jardim de Sá.

A elaboração desta Tese teve o suporte financeiro para a execução dos trabalhos de campo através do projeto “*Estudos Geofísicos da Província Borborema: Estrutura Litosférica e Implicações para a Evolução Termomecânica das Bacias Sedimentares (LITOBORBOREMA)*” (CNPQ/CTPETRO). O autor recebeu ajuda de custo da CPRM-Serviço Geológico do Brasil no período de outubro/2003 a março/2006, e bolsa de estudo (mais recursos de taxa de bancada) do CNPQ a partir de abril/2006.

O objetivo desta Tese é abordar com o emprego de dados gravimétricos e magnéticos o problema da compartimentagem tectônica pré-cambriana da Província Borborema, pesquisar o arcabouço da margem continental e a influência da herança pré-cambriana na sua formação, estimar parâmetros elásticos da litosfera e construir modelos isostáticos e, com base em dados de tomografia de ondas superficiais e de anomalia do geóide, buscar as causas profundas do magmatismo e do soergimento do Planalto da Borborema no Cenozóico.

A Província Borborema é um domínio geológico-estrutural localizado no Nordeste Oriental do Brasil, sendo limitado a sul pelo Cráton do São Francisco, a oeste

pela Bacia do Parnaíba e a norte e leste pelas bacias sedimentares da margem costeira (Figura 1.1).

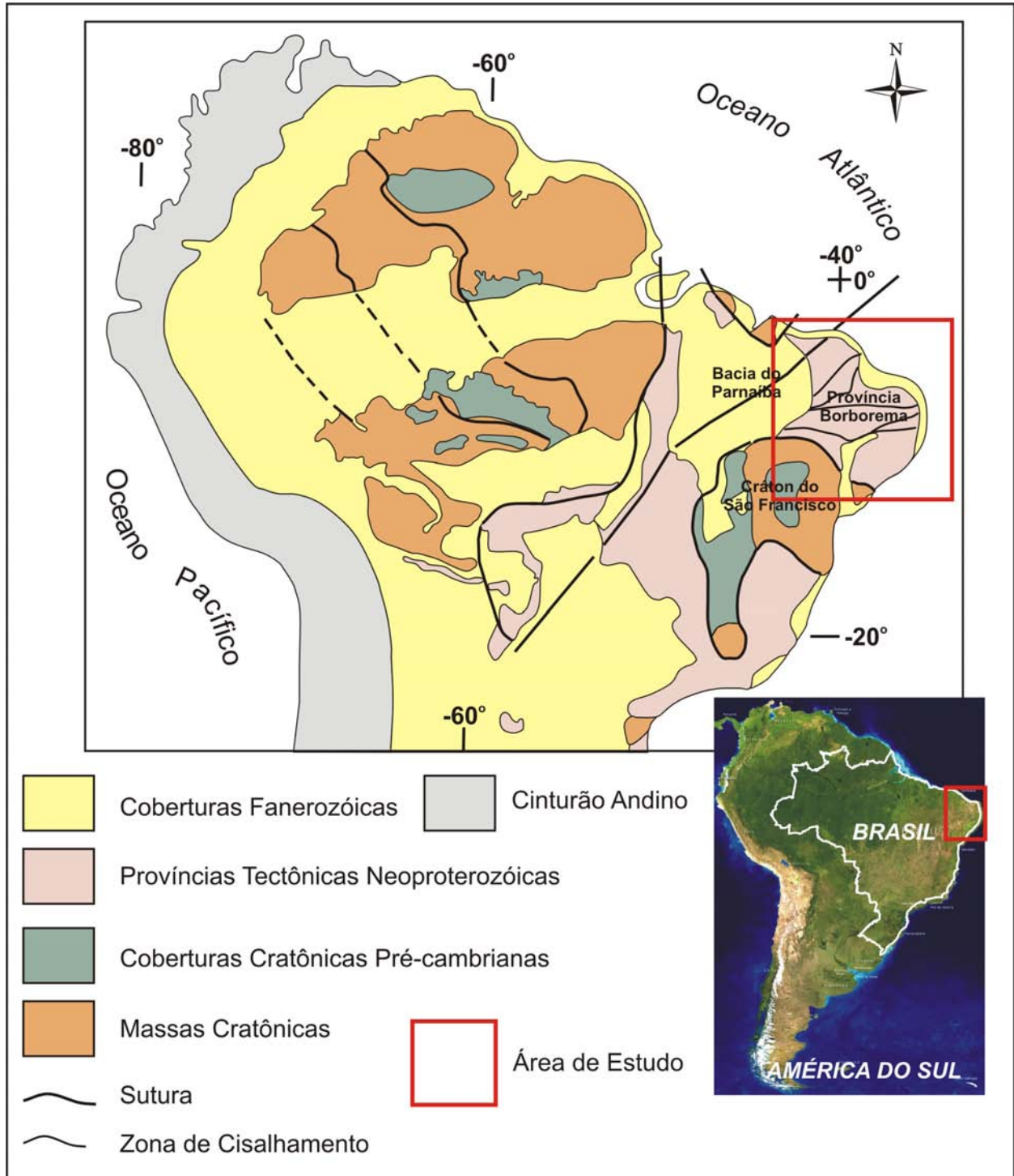


Figura 1.1: Localização geográfica e geotectônica da Província Borborema.

1.2 - Justificativa do Tema Proposto

A Província Borborema possui uma história geológica complexa, com uma evolução que remonta do Arqueano ao Fanerozóico. Nos últimos 30 anos os pesquisadores produziram um grande volume de dados geológicos que adicionaram informações importantes para a compreensão dessa evolução. Porém, os avanços no entendimento de sua história tectônica e de seu arcabouço profundo têm sido limitados pela carência de dados que adicionem informações da geologia profunda para correlação com a cartografia geológica superficial.

Investigar os problemas do arcabouço geológico de uma área de tectônica complexa, com muitos estágios de evolução superpostos, é uma tarefa bastante complicada e, muitas vezes, as ferramentas geológicas usuais são insuficientes. Na Província Borborema, entre os vários problemas enfrentados pelos pesquisadores para a compreensão de seu arcabouço profundo, destacam-se os seguintes pontos controversos:

- I) Qual é a sua compartimentagem tectônica após a Orogênese Brasileira e onde estão localizados os limites colisionais importantes?
- II) Qual é a arquitetura da margem continental e qual é a influência da herança pré-cambriana na formação das bacias marginais?
- III) Quais são as propriedades elásticas de sua litosfera e qual é o modelo isostático que melhor explica a evolução de seu relevo?
- IV) Quais são as causas do magmatismo e do soerguimento do Planalto da Borborema no Cenozóico?

Respostas viáveis para a solução desses problemas podem ser obtidas pela aplicação de métodos geofísicos. Entre vários métodos destaca-se o da sísmica de reflexão e de refração profunda, sobretudo pela sua capacidade de penetração e de resolução das estruturas. Porém, o seu emprego enfrenta dificuldades de custos em países em desenvolvimento. Por essa razão, são muito utilizados os métodos potenciais, tais como o gravimétrico e o magnético. A grande vantagem desses métodos é a boa capacidade de recobrimento espacial com custos razoáveis, além de fornecerem, quando aplicados de forma integrada, soluções para diversos problemas tectônicos.

Desde os anos 70, interpretações e modelagens de dados magnéticos e gravimétricos estão acrescentando novas informações que têm subsidiado a formulação de modelos para a evolução tectônica da província. Contudo, poucos trabalhos enfocaram o problema de forma integrada e com uma visão voltada para toda a província. Assim, este trabalho de Tese realiza pela primeira vez, para toda a província, uma investigação integrada de dados gravimétricos e magnéticos do continente e da área oceânica adjacente. Ele representa um grande esforço de compilação e de trabalho de campo, para a obtenção do recobrimento gravimétrico de toda a província, com uma densidade de pontos que permitisse uma resolução capaz de produzir modelos e interpretações tectônicas regionais consistentes e que respondesse aspectos importantes das questões formuladas acima.

As questões em foco, aparentemente, correspondem a problemas distintos separados no tempo, ou seja, a formação do Supercontinente Gondwana no final do Neoproterozóico e início do Paleozóico, a separação do Supercontinente Pangea no Mesozóico, e o magmatismo e a epirogênese do Cenozóico. Porém, eles estão interligados em uma seqüência temporal, em que o primeiro evento deixa uma herança para o segundo, e a evolução desse conduz para as causas do terceiro evento. Neste trabalho, as marcas deixadas por cada um desses eventos nos dados geofísicos são interpretadas por meio de um trabalho cuidadoso de separação de componentes e correlação geológica. O resultado final fornece uma visão integrada e coesa das fases evolutivas da província e propõe modelos que possuem coerência com os dados geológicos e geofísicos conhecidos. Os modelos propostos, como resultado da integração da geologia da superfície com o resultado da investigação geofísica profunda, poderão direcionar as futuras atividades de pesquisas, ao melhorar a ênfase nos métodos mais adequados e na identificação das áreas chaves para o aprimoramento do conhecimento da província.

1.3 - Métodos de Trabalho e Origem dos Dados

As atividades para a elaboração desta Tese foram desenvolvidas nas seguintes etapas de trabalhos, apresentadas esquematicamente no fluxograma da Figura 1.2:

I) Levantamento Bibliográfico. As pesquisas bibliográficas foram direcionadas para a consolidação dos conhecimentos do autor desta Tese nos temas básicos relacionados com os principais objetivos do trabalho. Assim, os assuntos para os quais as atenções foram direcionadas são a evolução e o arcabouço tectônico pré-cambriano da Província Borborema, a correlação geológica entre o Brasil e África, a evolução das margens continentais passivas do tipo Atlântico, interpretações geológicas de dados gravimétricos e magnéticos, estimativas de parâmetros elásticos das litosferas oceânicas e continentais, modelos isostáticos em áreas continentais soerguidas, tomografia de ondas superficiais e o magmatismo e soerguimento do Planalto da Borborema durante o Cenozóico.

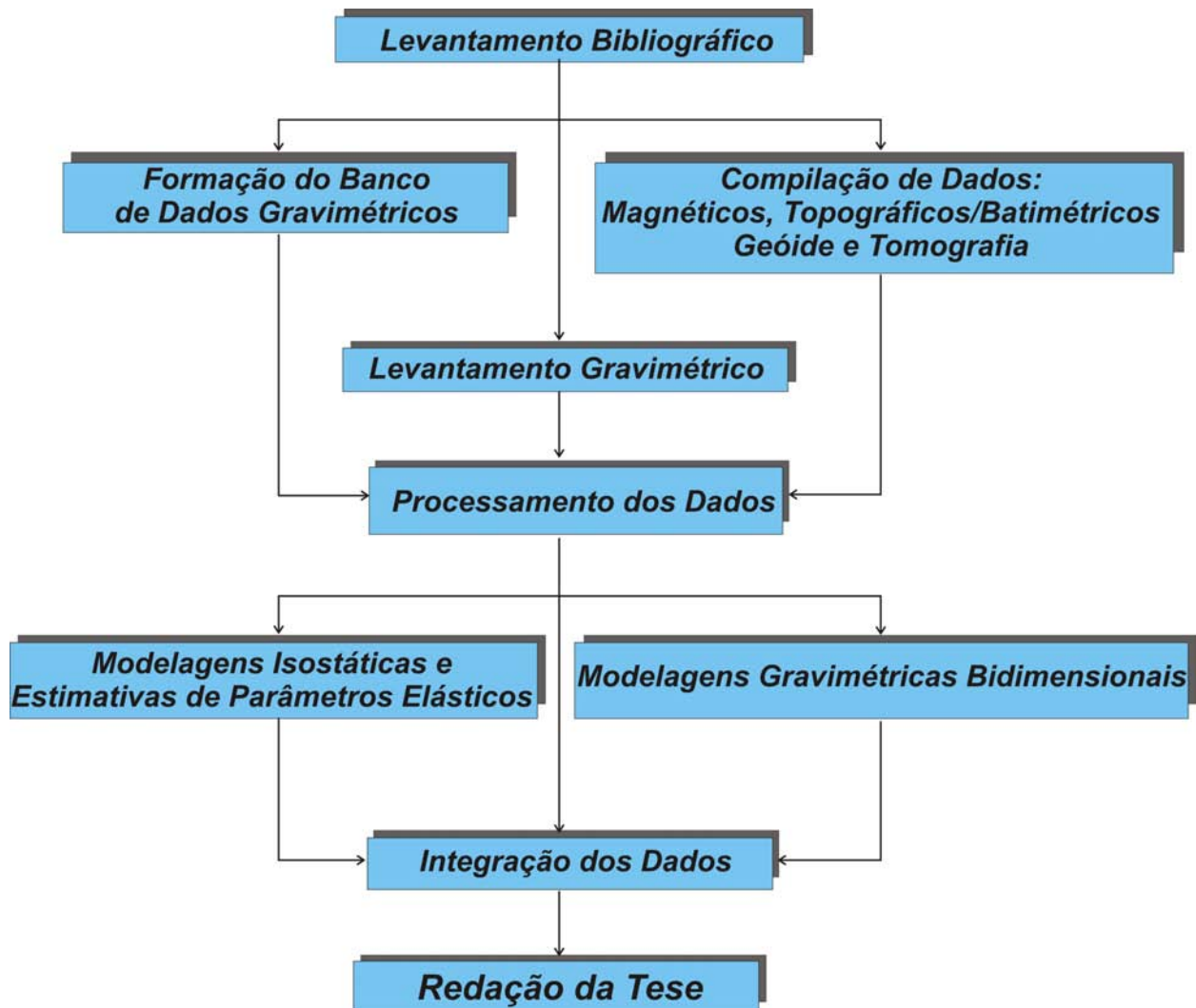


Figura 1.2: Fluxograma das atividades desenvolvidas para a realização desta Tese.

II) Formação do Banco de Dados Gravimétricos. Um dos primeiros trabalhos desta Tese foi a formação de um banco com os dados gravimétricos já existentes. O autor partiu de um banco de dados que começou a ser organizado nos anos 80 pelos geofísicos dos departamentos de Física e Geologia do Centro de Ciências Exatas e da Terra da UFRN (Moreira *et al.* 1989a). A esse banco de dados inicial, nesta Tese foram adicionados dados do levantamento Gravimétrico do Estado da Bahia (DNPM/CPRM), dados levantados no âmbito do Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (trabalho conjunto da CPRM e do Observatório Nacional), dados da Dissertação de Mestrado realizada pelo autor desta Tese na região noroeste da Bahia, oeste de Pernambuco e sudeste do Piauí (Oliveira 1998), levantamentos gravimétricos das pequenas bacias sedimentares interiores de Cedro (PE e CE) e Fátima (PE) no âmbito da CPRM, dados levantados pela USP na região de Itapororoca-PB (gentilmente cedidos pelo Prof. Benjamim Bley de Brito Neves), e dados levantados pela PETROBRÁS em várias bacias sedimentares, que foram repassados pela Divisão de Geofísica da CPRM (DIGEOF-RJ), com a recomendação de uso restrito nesta Tese e de não distribuição para terceiros. Os dados da área oceânica foram compilados a partir de http://topex.ucsd.edu/marine_topo/. Eles resultaram do processamento dos dados altimétricos dos satélites *GEOSAT* e *ERS-1* realizados por Sandwell & Smith (1997). O conjunto de dados descrito acima foi padronizado em relação ao sistema *IGSN – 71 (International Gravity Standardization Net – 1971)*. No continente, a anomalia Bouguer foi calculada para uma topografia com densidade de $2,67 \text{ g/cm}^3$. No oceano, no cálculo da anomalia Bouguer foi empregada a densidade de $1,03 \text{ g/cm}^3$ para a lâmina d'água.

III) Compilação dos Dados Magnéticos. A malha de dados aeromagnéticos empregada neste trabalho foi formada pela junção (efetuada pela geofísica Maria Laura Vereza de Azevedo - DIGEOF-CPRM-RJ) da malha do *SAMMP (South American Magnetic Mapping Project, GETECH & PGW 1996)*, com a malha dos dados aeromagnéticos dos projetos levantados pela PETROBRÁS nas bacias sedimentares. Essa malha final foi gentilmente cedida pela Divisão de Geofísica da CPRM (DIGEOF-RJ) para os trabalhos de interpretação e integração geológica desta Tese.

IV) Compilação dos Dados Topográficos/Batimétricos. No continente foi empregada uma malha quadrada de 90 m x 90 m de dados de satélite do Projeto *SRTM - Shuttle Radar Topographic Mission*, executado em conjunto entre a *NIMA - National Imagery*

and Mapping Agency e a *NASA - National Aeronautics and Space Administration*, ambas dos EUA. No oceano foi utilizada a malha obtida a partir de dados dos satélites altimétricos *GEOSAT* e *ERS 1*, com dimensão de 2' de arco, processados para o cálculo da batimetria do fundo oceânico por Sandwel & Smith (1997). http://topex.ucsd.edu/marine_topo/.

V) Compilação dos Dados da Superfície do Geóide. No continente foram empregados dados do Mapa Geoidal do Brasil disponibilizado pelo IBGE (<http://www.ibge.gov.br>). Para toda a região de trabalho, que inclui a área oceânica, foram utilizados os dados de altura do geóide disponibilizados em *Satellite Geodesy Scripps Institution of Oceanography, University of California San Diego* (Sandwell & Smith (1997)). http://topex.ucsd.edu/marine_topo/.

VI) Levantamento de Campo dos Dados Gravimétricos. Foram levantadas 1.003 novas estações gravimétricas. O trabalho foi executado com um gravímetro LaCoste & Romberg, modelo G939, ao longo de rodovias, com intervalo entre estações variando de 3 a 5 km. Foram realizados 80 circuitos, em 110 dias de trabalho de campo, entre os anos de 2005 e 2007. O levantamento altimétrico das estações foi realizado simultaneamente com o levantamento gravimétrico, na maioria das vezes com o emprego de GPS diferencial.

VII) Processamento e Tratamento dos Dados Gravimétricos e Magnéticos. Os novos dados gravimétricos foram processados para os cálculos da gravidade observada e das anomalias Bouguer e ar-livre por meio do programa REGRAV (Sá 1994). Os dados gravimétricos e magnéticos finais foram interpolados pelo método da mínima curvatura na plataforma do *software Oasis Montaj* (v. 5.1.8, *Geosoft*®), e disponibilizados em malhas para o processamento e separação em componentes regionais e residuais. No caso dos dados magnéticos também foram aplicados vários processamentos, a exemplo de redução ao pólo magnético e continuação para cima.

VIII) Modelagens Isostáticas e Estimativas de Parâmetros Elásticos. As anomalias gravimétricas Bouguer e ar-livre foram modeladas para a estimativa de parâmetros elásticos das litosferas continental e oceânica, por meio da técnica da *admitância gravitacional* e da *função coerência*. Adicionalmente, foram definidos modelos de compensação isostática e analisada a segmentação da margem continental. Os trabalhos de modelagens foram efetuados mediante o emprego das planilhas e das

ferramentas de *Transformada de Fourier* disponíveis no pacote *FFT1D* do *Oasis Montaj* (v. 5.1.8, *Geosoft*[®]).

IX) Modelagens Gravimétricas Bidimensionais. Perfis gravimétricos Bouguer, na Faixa Riacho do Pontal, e ar-livre, na margem continental, foram empregados para a modelagem do arcabouço da crosta. Para o procedimento de modelagem foi adotado o método direto, mediante o cálculo e a comparação dos sinais de corpos de geometria 2,5D com as anomalias observadas, por meio do *software GM-SYS* da *Northwest Geophysical Associates Inc.*, que está integrado na plataforma do *Oasis Montaj* (v. 5.1.8, *Geosoft*[®]).

X) Estimativas de Espessura da Crosta. Foi efetuada a inversão de dados de topografia/batimetria e de anomalia Bouguer, com um vínculo de isostasia, para a estimativa de espessura da crosta da Província Borborema, da área oceânica adjacente e do norte do Cráton do São Francisco.

XI) Compilação dos Dados de Tomografia Ondas Superficiais. Cortes verticais ao longo de latitudes pré-definidas e cortes horizontais das imagens de tomografia global foram obtidos em <http://ciei.colorado.edu/~nshapiro/MODEL/>.

XII) Interpretação e Integração dos Resultados. Os resultados obtidos a partir dos trabalhos de levantamento, processamento, inversão e modelagem de todos os dados geofísicos foram integrados com as informações geológicas para a proposição de um conjunto de conclusões sobre a evolução da Província Borborema, no período que vai do final do Pré-cambriano (com a Orogênese Brasileira) até o Cenozóico, incluindo o magmatismo e o soergimento do Planalto da Borborema.

XIII) Redação da Tese. O resultado de todo o trabalho desenvolvido nas etapas descritas acima está expresso neste texto que compõe o documento final da Tese.

1.4 - Estrutura da Tese e Guia de Leitura

Esta Tese foi estruturada em 10 capítulos. Para que o leitor tenha uma visão geral do arcabouço da Tese e uma antecipação das várias etapas do seu

desenvolvimento, está apresentado abaixo um breve resumo do conteúdo de cada capítulo. Esta apresentação também serve como um guia para que leitor possa ler o texto de uma forma seletiva, dando prioridade aos assuntos com os quais tenha maior afinidade.

Capítulo 1 - Introdução contém a apresentação da Tese, os principais objetivos e as justificativas para este trabalho. Também consta a localização geográfica e geotectônica da área de estudo, e uma descrição dos principais métodos de trabalho e da origem dos dados geofísicos.

Capítulo 2 - Síntese da Evolução da Província Borborema: do Pré-Cambriano ao Cenozóico é composto de uma revisão das principais fases de evolução geológica da Província Borborema e das províncias estruturais vizinhas. No texto é dada ênfase às propostas de compartimentagem tectônica da província e aos modelos sugeridos para explicar os contrastes entre os domínios geológicos. Consta também uma breve descrição dos principais aspectos relacionados com a correlação geológica entre a província e a região da Nigéria-Camarões na África Central. Também são discutidos os modelos de formação da margem continental no Mesozóico e as correlações temporais entre o magmatismo cenozóico e o soerguimento do Planalto da Borborema. No final do capítulo é apresentada uma breve descrição dos principais trabalhos geofísicos já realizados na província, e na área oceânica adjacente, com ênfase no estudo da tectônica regional com o emprego de métodos potenciais.

Capítulo 3 - Dados Geofísicos descreve as características dos dados gravimétricos, aeromagnéticos, altura de geóide, topográficos e batimétricos, e de tomografia de ondas superficiais empregados nesta Tese. Na caso da parcela dos dados gravimétricos levantados neste trabalho, também são descritos os procedimentos de campo, além dos métodos e parâmetros empregados para o cálculo das anomalias Bouguer e ar-livre.

Capítulo 4 - Processamento dos Dados Gravimétricos e Magnéticos descreve as várias etapas e os parâmetros envolvidos na preparação dos dados gravimétricos e magnéticos para a interpretação e correlação geológica. São também apresentados os procedimentos de interpolação, filtragens e transformação dos dados.

Capítulo 5 - Arcabouço Geofísico da Província Borborema é composto por uma integração de dados gravimétricos, magnéticos e geológicos que conduziram à proposição de um arcabouço geofísico-tectônico para a Província Borborema, com

ênfase na estruturação deixada pela Orogênese Brasileira. Nesse contexto, é amplamente discutida a questão do limite entre o Domínio Sul da Província Borborema e a Placa Sanfranciscana, bem como a correlação dos limites internos dos grandes domínios com as principais zonas de cisalhamento.

Capítulo 6 - Isostasia e Estimativa da Espessura Elástica Efetiva para a Margem Continental da Província Borborema descreve a modelagem isostática de anomalias gravimétricas ar-livre do “efeito de borda” com o emprego da técnica da *admitância gravitacional* ar-livre para estimativa da *espessura elástica efetiva* (T_e) das margens continentais Leste e Equatorial. Os resultados permitiram também avaliar a segmentação da anomalia ar-livre do “efeito de borda”, ao longo das duas margens da província, e analisar a correlação dessa segmentação com estruturas e domínios pré-cambrianos. Esses trabalhos estão complementados pela modelagem bidimensional da crosta por meio de perfis de anomalia ar-livre, transversais às margens.

Capítulo 7 - Isostasia e Estimativa da Espessura Elástica Efetiva para o interior da Província Borborema descreve a modelagem isostática de anomalias gravimétricas Bouguer com o emprego da técnica da *admitância gravitacional* Bouguer para a formulação de modelos isotáticos adequados para a Província Borborema. Descreve também o emprego da *função coerência* para estimar a *espessura elástica efetiva* (T_e) da litosfera da Província Borborema.

Capítulo 8 - Estimativa da Espessura da Crosta da Província Borborema, da Área Oceânica Adjacente e do Norte do Cráton do São Francisco descreve a obtenção de um mapa com estimativa da espessura da crosta da Província Borborema, do norte do Cráton do São Francisco e da área oceânica adjacente. Foi utilizado um método de inversão que incorpora o vínculo de isostasia, formulado mediante o modelo de placa flexural. Os resultados obtidos são comparados com estimativas baseadas no processamento de dados telessísmicos e interpretação de sísmica profunda.

Capítulo 9 - Causas do Magmatismo Cenozóico da Província Borborema e sua Consequência na Formação do Planalto da Borborema contém a interpretação integrada de imagens de tomografia de ondas superficiais com anomalias residuais da superfície do geóide, visando a proposição de modelos que expliquem as causas profundas do magmatismo e do soerguimento do Planalto da Borborema no Cenozóico. Ao longo do capítulo são discutidas duas alternativas, uma é um mecanismo de convecção em pequena escala (“*Edge Driven Convection*”-EDC) e a outra, uma “crista térmica”.

Capítulo 10 - Integração dos Resultados e Síntese Conclusiva apresenta um resumo final, integrado, com todos os resultados e conclusões obtidas ao longo do trabalho. Esta síntese conclusiva é arrematada com uma série de recomendações para o aprofundamento da pesquisa em trabalhos futuros.

Referências

CAPÍTULO 2

SÍNTESE DA EVOLUÇÃO DA PROVÍNCIA BORBOREMA: DO PRÉ-CAMBRIANO AO CENOZÓICO

2.1 - Introdução

Almeida *et al.* (1977) denominaram de Província Borborema o domínio geológico-estrutural localizado no Nordeste Oriental do Brasil, limitado a sul pelo Cráton do São Francisco, a oeste pela Bacia do Parnaíba e a norte e leste pelas bacias sedimentares da margem costeira (Figura 2.1). O seu arcabouço tectônico foi inicialmente descrito como um conjunto de maciços e sistemas de dobramentos estruturados durante a Orogênese Brasileira (em torno de 0,6 Ga) no final do Neoproterozóico (Brito Neves 1975, Almeida *et al.* 1976). Com a evolução dos conhecimentos, passou a ser apresentada como o resultado da ocorrência e superposição de mais de uma orogênese ao longo do tempo, e sua complexidade tectônica foi atribuída à aglutinação de terrenos alóctones de origens diferentes, separados por grandes zonas de cisalhamento (Jardim de Sá *et al.* 1992, Jardim de Sá 1994, Santos 1996, Santos *et al.* 2000). No entanto, alguns pesquisadores defendem a existência apenas de faixas dobradas ensiálicas, cujos sedimentos neoproterozóicos, depositados sobre um embasamento arqueano a paleoproterozóico, foram deformados e metamorfizados na Orogênese Brasileira (Neves 2003, Neves *et al.* 2006).

Independentemente de qual seja a história evolutiva pré-cambriana da província, destacam-se os seguintes aspectos:

- I) a dominância de embasamentos paleoproterozóicos com dois núcleos arqueanos, um no Rio Grande do Norte (Dantas *et al.* 2004) e outro no Ceará (Fetter *et al.* 2000);
- II) rifteamentos com formação de grabens (sem separação expressiva da crosta), geração de magmatismo e deposição de sedimentos na Faixa Orós-Jaguaribe (**FOJ** na Figura 2.1), no início e durante o Mesoproterozóico (Sá *et al.* 1995, Sá *et al.* 1997); e magmatismo anorogênico na Zona Transversal durante o Mesoproterozóico (Accioly 2001, Sá *et al.* 2002);
- III) magmatismo e deposição de sedimentos na Zona Transversal no final do Mesoproterozóico e início do Neoproterozóico (Evento Cariris Velhos, Van Schmus *et al.* 1995, Brito Neves *et al.* 1995, Kozuch *et al.* 1997). Nesse evento ocorreram fases

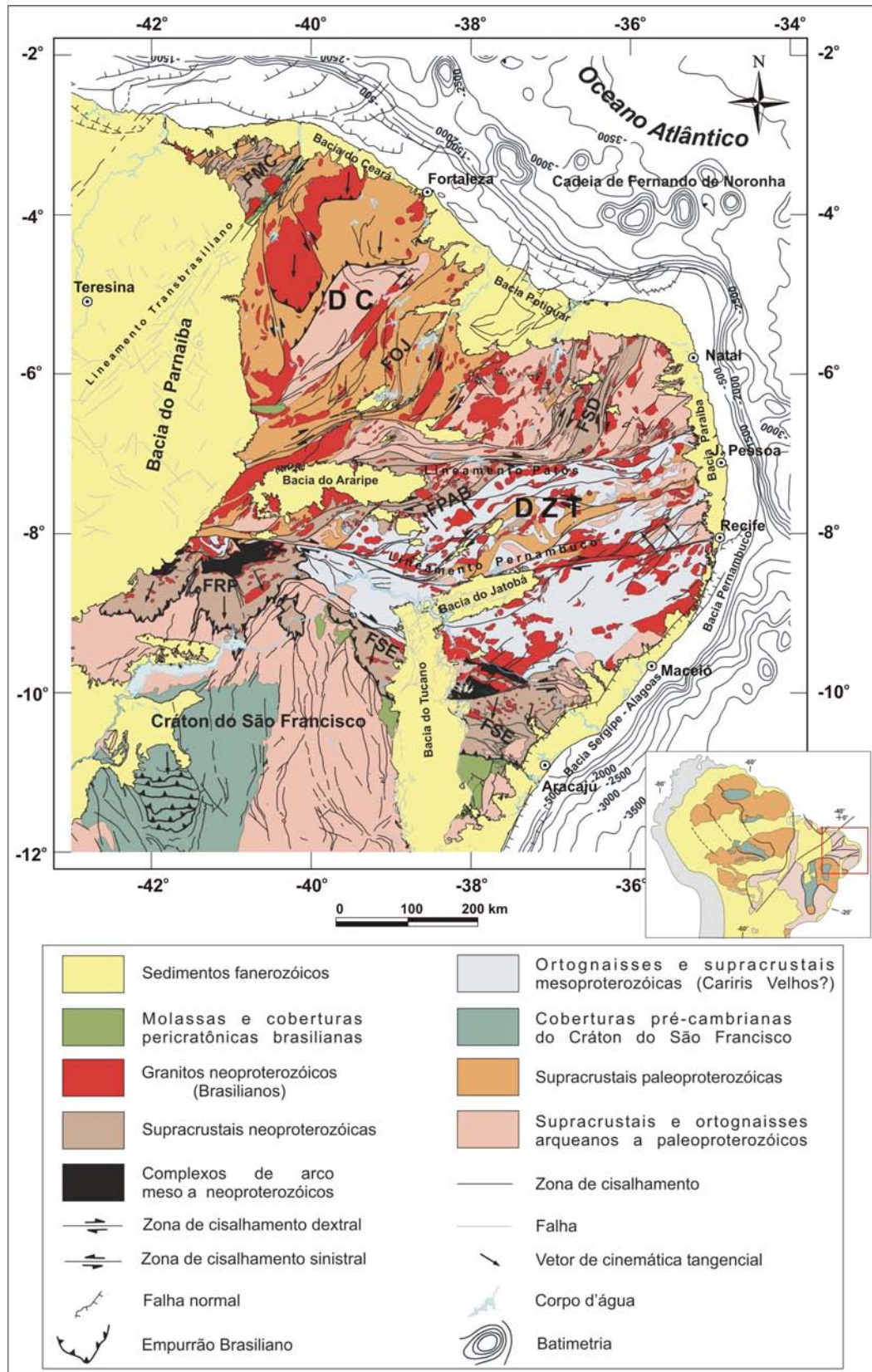


Figura 2.1: Esboço geológico-tectônico da Província Borborema e das províncias estruturais vizinhas. Modificado de Bizzi *et al.* (2003). **DZT** - Domínio da Zona Transversal, **DC** - Domínio Ceará. Faixas Dobradas: **FMC** - Faixa Médio Coreauá, **FOJ** - Faixa Orós - Jaguaribe, **FSD** - Faixa Seridó, **FPAB** - Faixa Piancó - Alto Brígida, **FSE** - Faixa Sergipana e **FRP** - Faixa Riacho do Pontal.

tafrogênicas, formação de assoalho oceânico, subducção e desenvolvimento de arcos magmáticos que culminaram com processos colisionais e acrecionários (Brito Neves *et al.* 1995). Essa proposta de ciclo orogênico é contestada por alguns pesquisadores que levantaram a hipótese de que o magmatismo associado ao evento seja anorogênico e a deformação tangencial (colisional) tenha ocorrido na Orogênese Brasileira (Mariano *et al.* 1999, Neves *et al.* 2000, Silva *et al.* 2003); e finalmente, IV) rifteamentos com deposição de sedimentos e rochas vulcânicas durante o Neoproterozóico, e intrusão de um grande volume de rochas granitóides especialmente relacionadas com zonas de cisalhamentos interligadas e de escala crustal (Corsini *et al.* 1991, Jardim de Sá 1994, Vauchez *et al.* 1995, Ferreira *et al.* 1998, Neves *et al.* 2000). Os grandes cisalhamentos foram precedidos por metamorfismo e deformação tangencial dos metassedimentos (em torno de 600 Ma), com desenvolvimento de grandes *nappes* no Domínio Ceará (**DC** na Figura 2.1, Caby & Arthaud 1986, Caby *et al.* 1995, Fetter 1999), no Domínio Médio Coreaú (**FMC** na Figura 2.1, Santos T.J.S. *et al.* 2000) e na margem norte do Cráton São Francisco (Davison & Santos 1989, Jardim de Sá 1994, D'el-Rey Silva 1992). Esses eventos marcam a Orogênese Brasileira, e estão relacionados com a amalgamação do Supercontinente Gondwana (Hoffman 1991, Dalziel 1991, Moores 1991).

Durante o Paleozóico, com o Supercontinente Gondwana já formado, instalou-se a sinéclise da Bacia do Parnaíba, cuja área de sedimentação expandiu sobre a província. Em seguida, no Mesozóico, ocorreu a separação do Supercontinente Pangea, que levou a formação da margem continental e das bacias interiores e marginais (Asmus 1984, Matos 1992).

Após a separação entre a América do Sul e a África, dois importantes eventos marcaram o Cenozóico: o Vulcanismo Macau (Sial 1976a, Almeida *et al.* 1988, Mizuzaki *et al.* 2002, Souza *et al.* 2004) e o soerguimento do Planalto da Borborema (Ab'Saber 1953, Mabesoone & Castro 1975, Castro & Mabesoone 1980).

2.2 - Domínios Tectônicos da Província Borborema

As primeiras tentativas de separar a Província Borborema em domínios tectônicos foram realizadas com base no conceito de províncias ou domínio estruturais. Nesses trabalhos, as grandes zonas de cisalhamentos tiveram um papel importante na delimitação dos domínios tectônicos maiores (Almeida *et al.* 1976, Brito Neves 1983,

Santos *et al.* 1984). Os estudos efetuados por Jardim de Sá *et al.* (1992) e Jardim de Sá (1994) indicaram a existência de complexidades e heterogeneidades que sugeriram a estruturação da província em terrenos de evolução distinta, separados por zonas de cisalhamentos, porém sempre com a sobreposição da deformação e do magmatismo da Orogênese Brasileira (Figura 2.2). Por causa da importância dos grandes lineamentos Pernambuco e Patos, Jardim de Sá (1994) retomou o conceito de Zona Transversal (Ebert 1962 *apud* Jardim de Sá 1994) para o domínio geológico localizado entre essas duas estruturas (**DZT** na Figura 2.1).

Com o avanço no emprego das datações U-Pb em zircão e Sm-Nd em rocha total (Van Schmus *et al.* 1995, Santos 1996, Dantas *et al.* 1998, Fetter *et al.* 2000) as informações geocronológicas passaram a contribuir de forma mais significativa para a separação da província em diferentes domínios tectônicos. Santos (1996) introduziu o modelo de terrenos tectonoestratigráficos, apoiando-se no conceito de terrenos alóctone, desenvolvido na Cordilheira Americana (Coney *et al.* 1980). Nesse modelo, a Província Borborema foi formada pela aglutinação de grandes fragmentos de crostas (terrenos tectonoestratigráficos) durante as orogêneses Cariris Velhos (início do Neoproterozóico) e Brasileira (final do Neoproterozóico). Desse modo, a crosta da província aumentou progressivamente pela chegada de fragmentos antigos ou adição de crosta juvenil (Figura 2.3). Em etapas posteriores, nos trabalhos de Santos (2000) e Santos *et al.* (2000), a evolução da concepção de terrenos tectonoestratigráficos da maneira como aplicada na província, incluiu a contribuição de informações gravimétricas e magnéticas, a partir das interpretações desenvolvidas por Oliveira & Santos (1999) e Oliveira *et al.* (2000).

Outros pesquisadores continuaram a usar o conceito de terreno em diferentes regiões da província (Jardim de Sá *et al.* 1997, Bittar 1998, Campelo 1999, Oliveira *et al.* 2001, Medeiros 2004). Destacam-se os trabalhos de Campelo (1999) e de Medeiros (2004), os quais usaram dados geofísicos em seus estudos. O primeiro, desenvolvido na região da província a norte do Lineamento Patos, empregou a integração de dados geológicos e gravimétricos e propôs uma divisão em terrenos da porção setentrional da província. O autor estabeleceu correlações entre *trends* gravimétricos e estruturas para selecionar limites de terrenos acrescidos tectonicamente. O segundo, realizado no Domínio da Zona Transversal, usou dados de magnetometria aérea para definir zonas de cisalhamentos que representassem suturas entre terrenos tectônicos distintos.

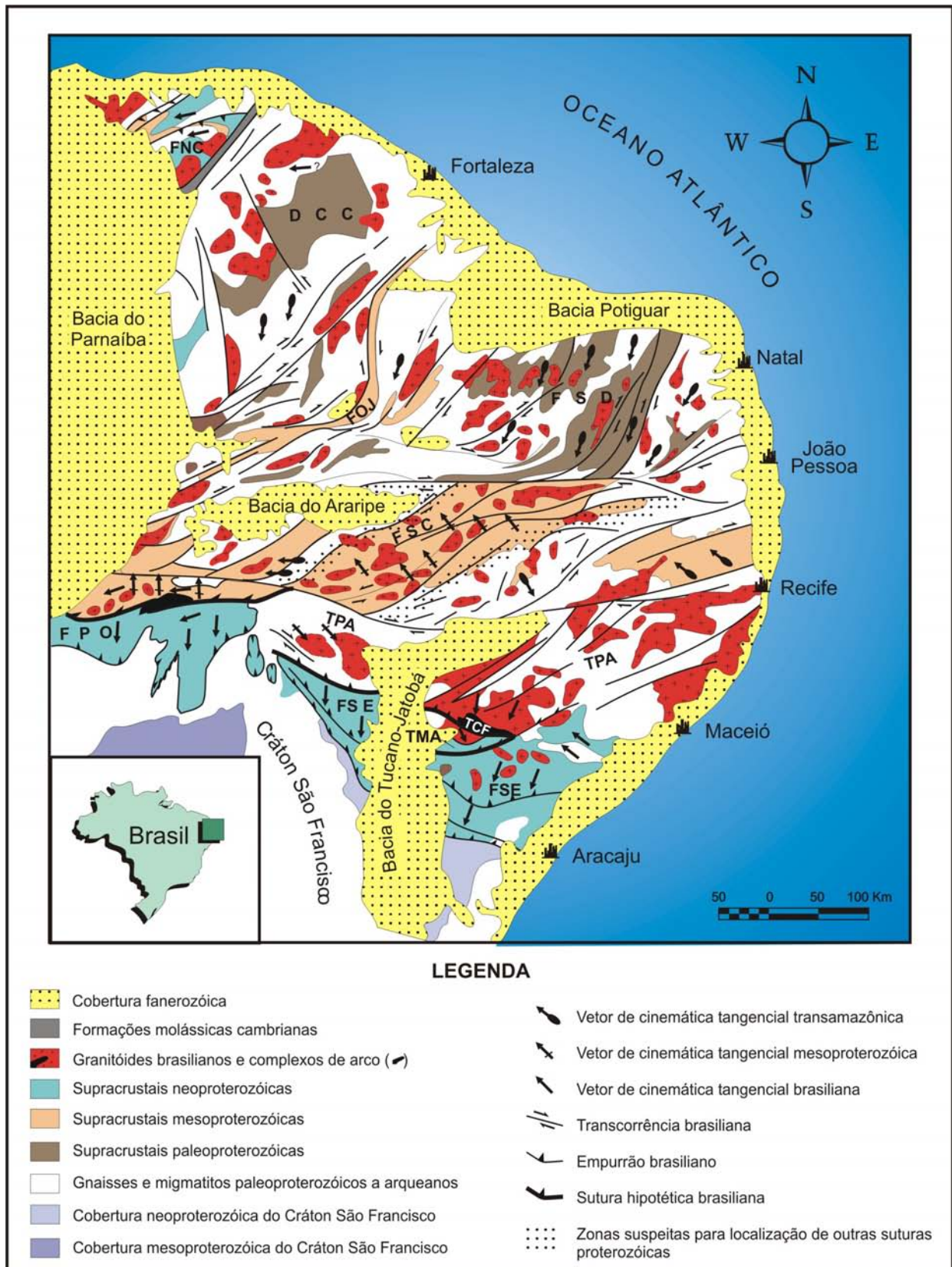


Figura 2.2: Esboço geológico/tectônico da Província Borborema, segundo Jardim de Sá *et al.* (1992) e Jardim de Sá (1994). **FNC** - Faixa Noroeste do Ceará, **DCC** - Domínio Ceará Central, **FOJ** - Faixa Orós - Jaguaribe, **FSD** - Faixa Seridó, **FSC** - Faixa Salgueiro-Cachoeirinha, **FPO** - Faixa Riacho do Pontal, **FSE** - Faixa Sergipana, **TPA** - Terreno Pernambuco-Alagoas, **TCF** - Terreno Canindé do São Francisco, **TMA** - Terreno Maracó.

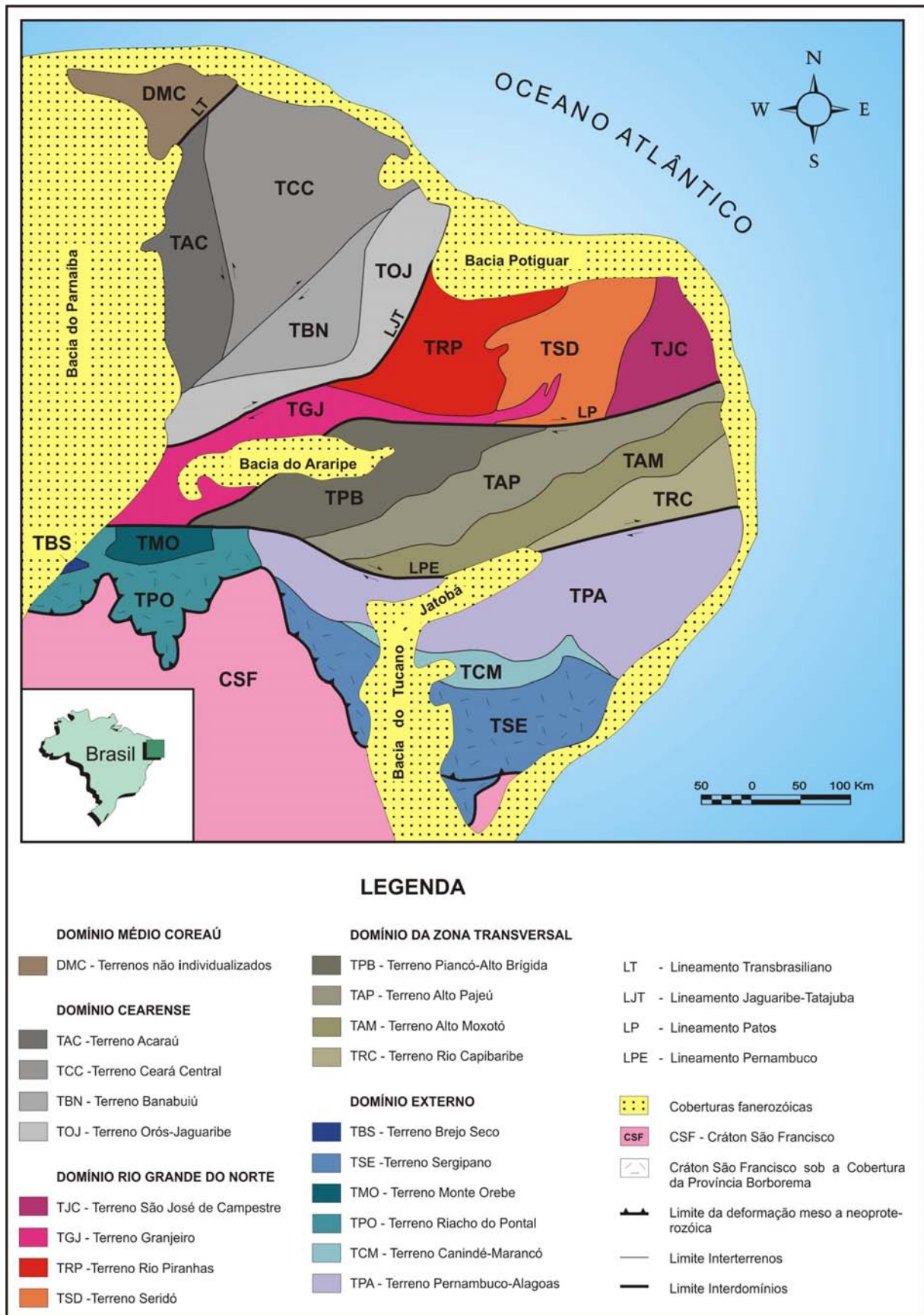


Figura 2.3: Separação da Província Borborema em domínios e terrenos tectono-estratigráficos, segundo Santos & Medeiros (1999) e Santos (2000).

Essa divisão da província em terrenos tectonoestratigráficos é contestada por pesquisadores que defendem a hipótese de que a Província Borborema, antes da separação do Supercontinente Pangea, fez parte de um grande bloco tectônico que se manteve consolidado desde 2,0 Ga (Neves 2003, Neves *et al.* 2006).

Em resumo, independentemente da evolução, a maioria dos pesquisadores aceita a divisão da província em cinco grandes domínios tectônicos (Figura 2.4):

- I) Domínio Médio Coreaú;
- II) Domínio Ceará;
- III) Domínio Rio Grande do Norte;
- IV) Domínio da Zona Transversal ou Central; e
- V) Domínio Sul ou Externo.

O limite com o Cráton do São Francisco é a frente de empurrões das *nappes* Brasilianas. A Zona de Cisalhamento (ou Lineamento) Pernambuco é geralmente aceita como o limite do Domínio Sul com o Transversal, e a Zona de Cisalhamento (ou Lineamento) Patos como o limite deste com o Domínio Rio Grande do Norte. Não existe um consenso sobre o limite entre este último e o Domínio Ceará. Alguns pesquisadores optaram pela Zona de Cisalhamento Portalegre (Jardim de Sá *et al.* 1997, Campelo 1999), outros pela Zona de Cisalhamento Jaguaribe (Santos *et al.* 2000). O limite entre o Domínio Ceará e o Domínio Médio Coreaú é a Zona de Cisalhamento Sobral - Pedro II (Lineamento Transbrasiliiano).

2.3 - A Província Borborema no Contexto do Supercontinente Gondwana

Em torno de 0,6 Ga, os crátons Oeste-Africano, Amazônico, Rio de La Plata e Congo-São Francisco aglutinaram-se para formar o Supercontinente Gondwana Oeste (Figura 2.5) (Hoffman 1991, Dalziel 1991, Moores 1991). Assim, a partir dos trabalhos de integração geológica entre o Brasil e a África foi possível compreender que a Província Borborema é o resultado da interação complexa entre placas continentais¹, pequenas placas e pequenos continentes, que estavam localizados entre os crátons Oeste-Africano a norte e Congo-São Francisco a sul, durante a aglutinação do Gondwana (Brito Neves & Cordani 1991, Jardim de Sá 1994, Cordani *et al.* 2003).

¹ - Daqui para frente, o conceito de placa tectônica, quando aplicado para um domínio geológico do Pré-cambriano, tem o significado de uma paleoplaca, cujos limites originais são desconhecidos. Esses limites foram muito modificados por subducção da crosta oceânica da paleoplaca, e por colisão dos remanescentes de crosta continental, antes que seus vestígios fossem preservados nos atuais continentes.

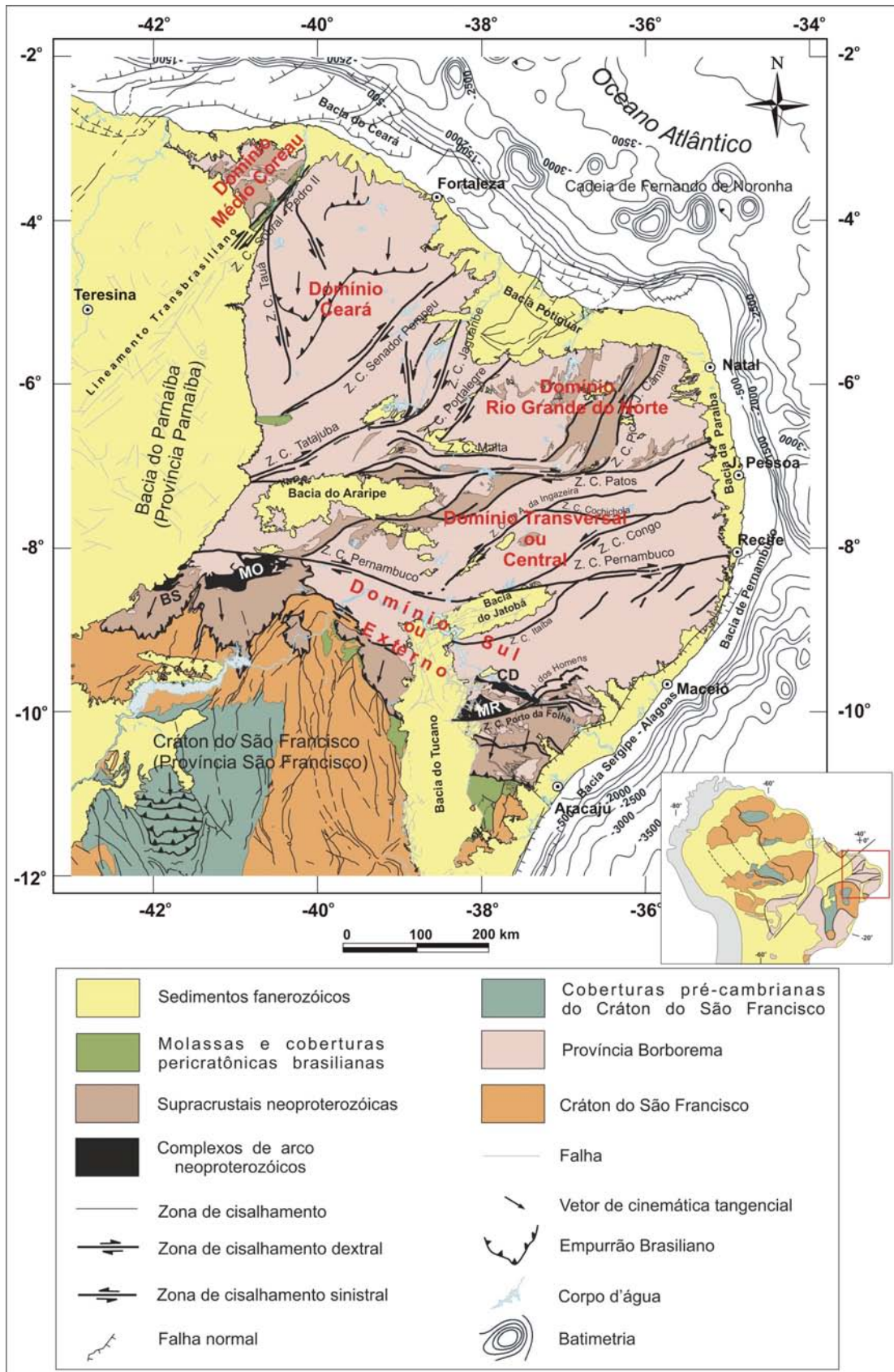


Figura 2.4: Os grandes domínios tectônicos da Província Borborema. Cartografia geológica baseada em Bizzi *et al* (2003). Complexos de arcos: **BS** - Brejo Seco, **MO** - Monte Orebe, **CD** - Canindé, **MR** - Maracó.

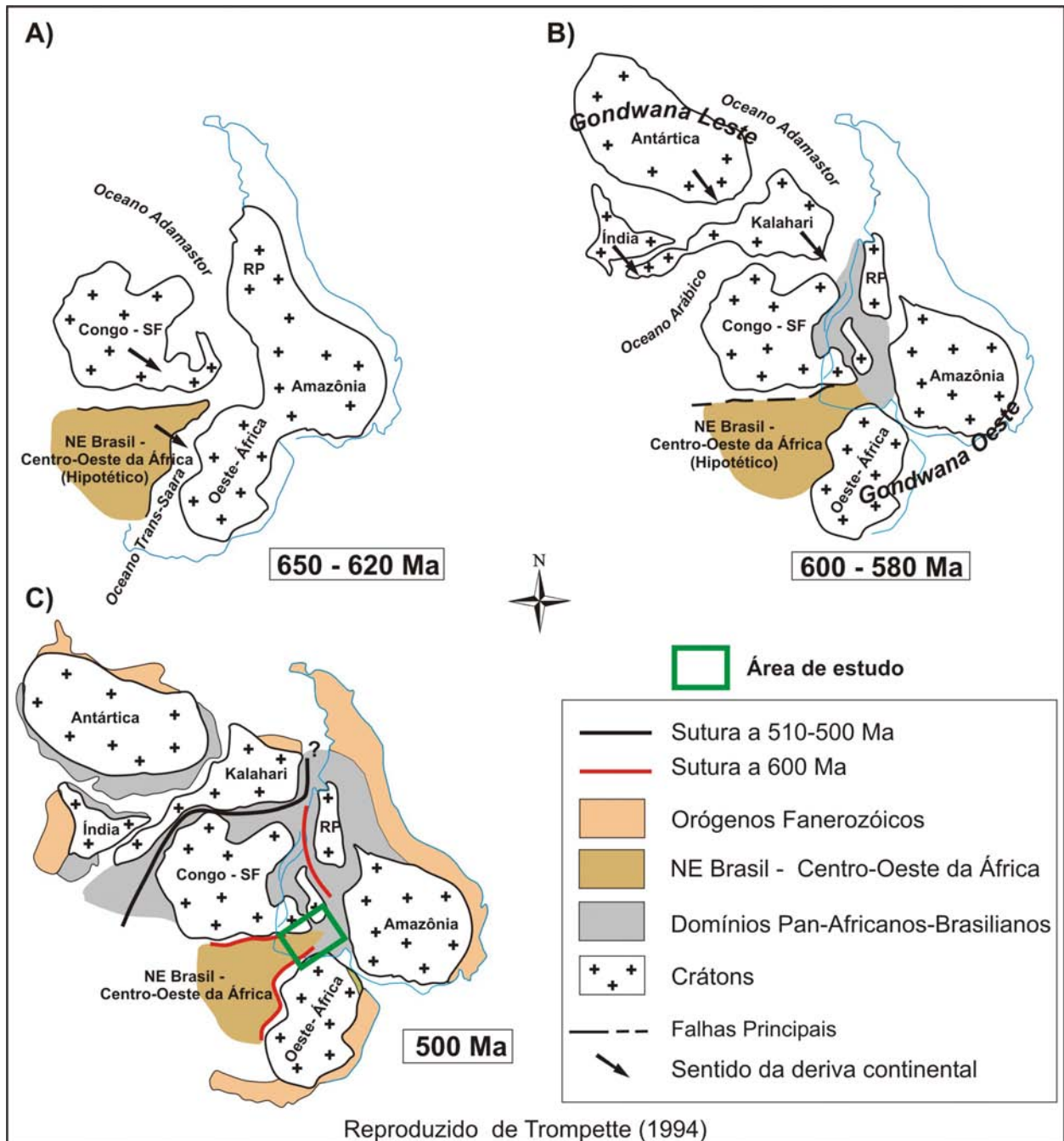


Figura 2.5: Amalgamação de Gondwana Oeste e a sua colisão com Gondwana Leste (inspirado em Hoffman 1991). **A)** Reconstrução em torno de 650-620 Ma, antes da colisão das placas Congo - São Francisco e NE Brasil - Centro Oeste da África com as placas Oeste - África, Amazônia e Rio de la Plata. **B)** Reconstrução em torno de 600-580 Ma, após a colisão entre as placas Congo - São Francisco e NE Brasil - Centro Oeste da África e a megaplaca Oeste - África, Amazônia e Rio de la Plata. **C)** Reconstrução em torno de 510-500 Ma imediatamente após a colisão entre Gondwana Oeste e Leste. O norte geográfico é o da época da colisão.

Na aglutinação do Supercontinente Gondwana, a Província Borborema ficou comprimida entre os crátons Oeste-Africano e Congo-São Francisco, em conjunto com os domínios geológicos da África Centro-Norte (Nigéria e Camarões). Com a finalização do processo de convergência, essa grande província policíclica ficou inserida no contexto da Orogênese Pan-Africana-Brasileira (Trompette 1994). Segundo Trompette (1994), os principais elementos de ligação da Província Borborema com a África são os seguintes (Figuras 2.6 e 2.7):

- I) a mega faixa dobrada marginal Obanguides-Sergipe;
- II) a continuação da Zona de Cisalhamento Pernambuco na Zona de Cisalhamento Adamoua;
- III) a possível continuidade da Zona de Cisalhamento Patos na Zona de Cisalhamento Garoua;
- IV) a continuidade da Zona Cisalhamento Senador Pompeu na Zona de Cisalhamento Ife Ife;
- V) a continuação do Domínio Ceará Central no Hoggar (Faixa Transaariana);
- VI) a continuação do Lineamento Transbrasileiro (Zona de Cisalhamento Sobral - Pedro II, **C** na Figura 2.6) no Lineamento Hoggar 4° 50'; e
- VII) a continuação do Domínio Médio Coreá na Faixa Pharusian.

As zonas de suturas indicam o lugar do possível fechamento de antigos oceanos durante o processo de amalgamação de Gondwana Oeste (Figura 2.8). Segundo Trompette (1994), a sutura melhor conhecida é a que assinala a colisão, ocorrida em torno de 0,6 Ga, da Placa Oeste-Africana com a Placa Nordeste do Brasil-África Central. Na Faixa Dobrada Transaariana, a sutura é marcada por um par positivo-negativo de anomalias gravimétricas. Mais para sul, ela se correlaciona com um *trend* alinhado de anomalias gravimétricas positivas (Bayer & Lesquer 1978). Ainda, segundo Trompette (1994), a vergência tectônica sugere a subducção da Placa Oeste-Africana sob a Placa Nordeste do Brasil-África Central. A continuidade dessa sutura na Província Borborema não é muito clara, porém o seu prosseguimento ao longo da Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II não deve ser descartado (Fetter *et al.* 2003). Outra sutura que se destaca é aquela relacionada com alinhamento da mega faixa dobrada Obanguides-Sergipe que possivelmente marca uma colisão em torno de 0,57 Ga (Figura 2.8). Na África, segundo Poidevin (1985 *apud* Trompette 1994), dados gravimétricos e magnéticos sugerem que esta grande orogênese é colisional. No Brasil,

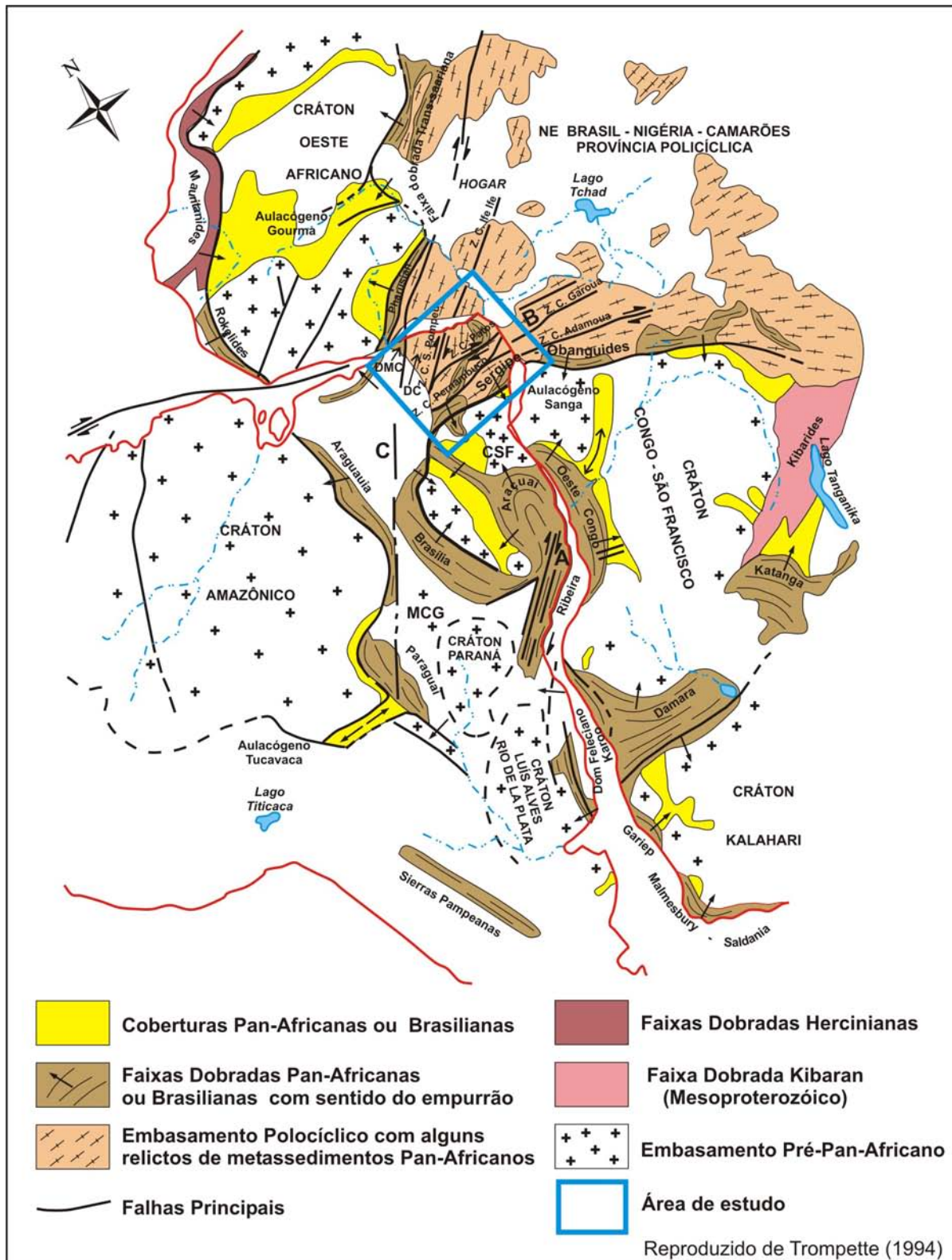


Figura 2.6: Principais unidades estruturais de Gondwana Oeste após a orogênese Pan-Africana - Brasiliana (em torno de 600 Ma). **A** - zonas de cisalhamento dextrais do Sudeste do Brasil; **B** - zonas de cisalhamento do Nordeste do Brasil-Nigéria Camarões; **C** - Zona de Cisalhamento Transbrasiliana e Lineamento Hogar 4° 50'. **CSF** - Cráton do São Francisco; **MCG** - Maciço Central de Goiás. **DMC** - Domínio Médio Coreau. **DC** - Domínio Ceará. A posição do norte geográfico é a atual.

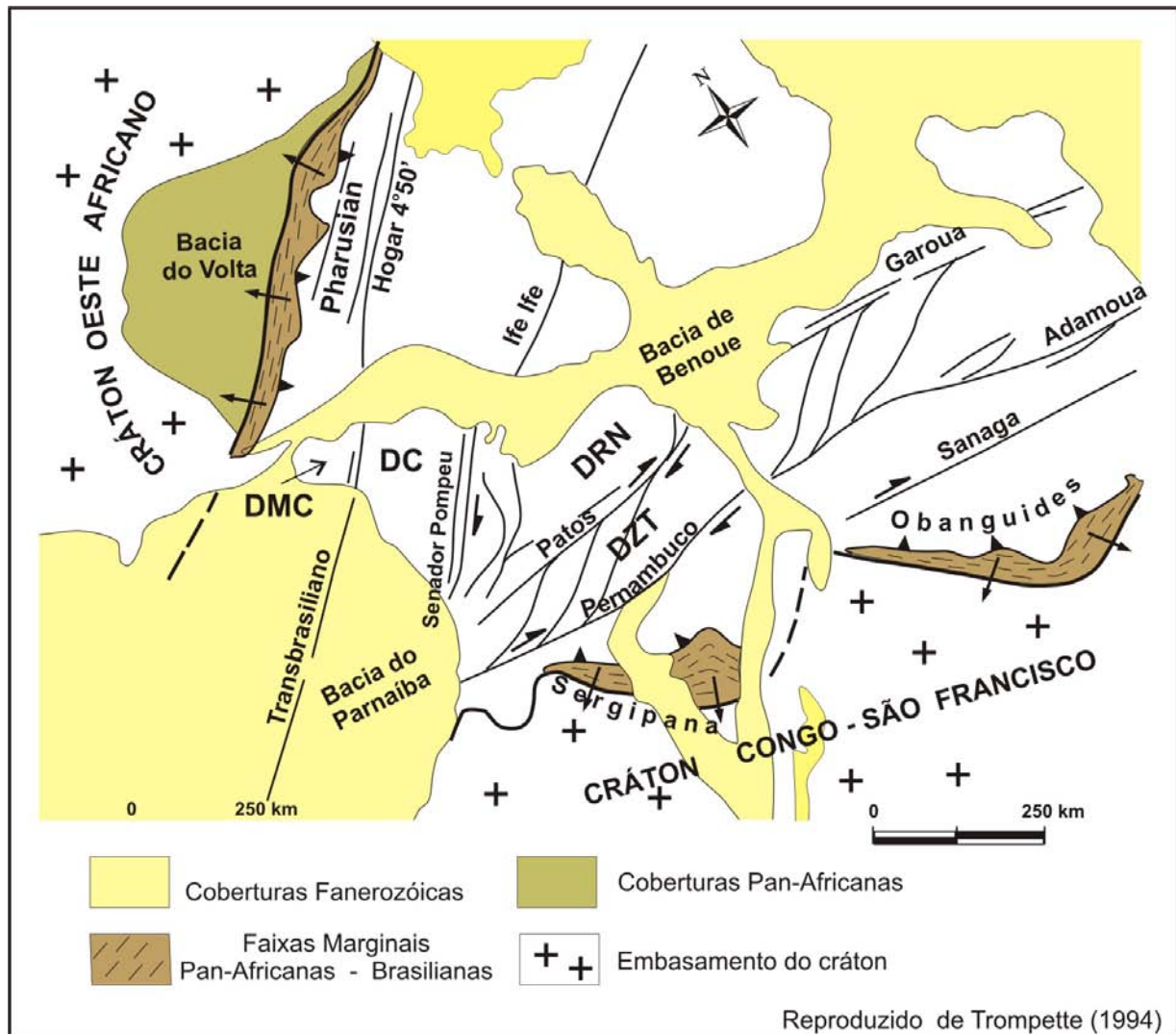


Figura 2.7: Esquema estrutural dos domínios geológicos do Nordeste do Brasil e do Oeste da África. **DMC** - Domínio Médio Coreau, **DC** - Domínio Ceará, **DRN** - Domínio Rio Grande do Norte, e **DZT** - Domínio da Zona Transversal. A posição do norte geográfico é a atual.

os dados geológicos indicam também uma colisão (Silva Filho & Brito Neves 1979, Davison & Santos 1989, Jardim de Sá 1994, D'el-Rey Silva 1999).

Como já citado acima, Neves (2003) e Neves *et al.* (2006) defendem que a Província Borborema fazia parte de um grande bloco tectônico que esteve consolidado desde 2,0 Ga, em conjunto com os crátons Congo-São Francisco, Oeste da África e Amazônico (componentes do Supercontinente Atlântica, Rogers 1996). Se considerarmos esse modelo de evolução, as faixas orogênicas acima referidas não corresponderiam ao fechamento de oceanos, ou pelo menos, grandes oceanos. Porém, compilações e interpretações recentes de dados paleomagnéticos revelaram que em 1.080 Ma havia um grande oceano entre o Cráton Congo-São Francisco e o Supercontinente Rodínia (Figura 2.9) (Tohver *et al.* 2006). Portanto, na aglutinação do

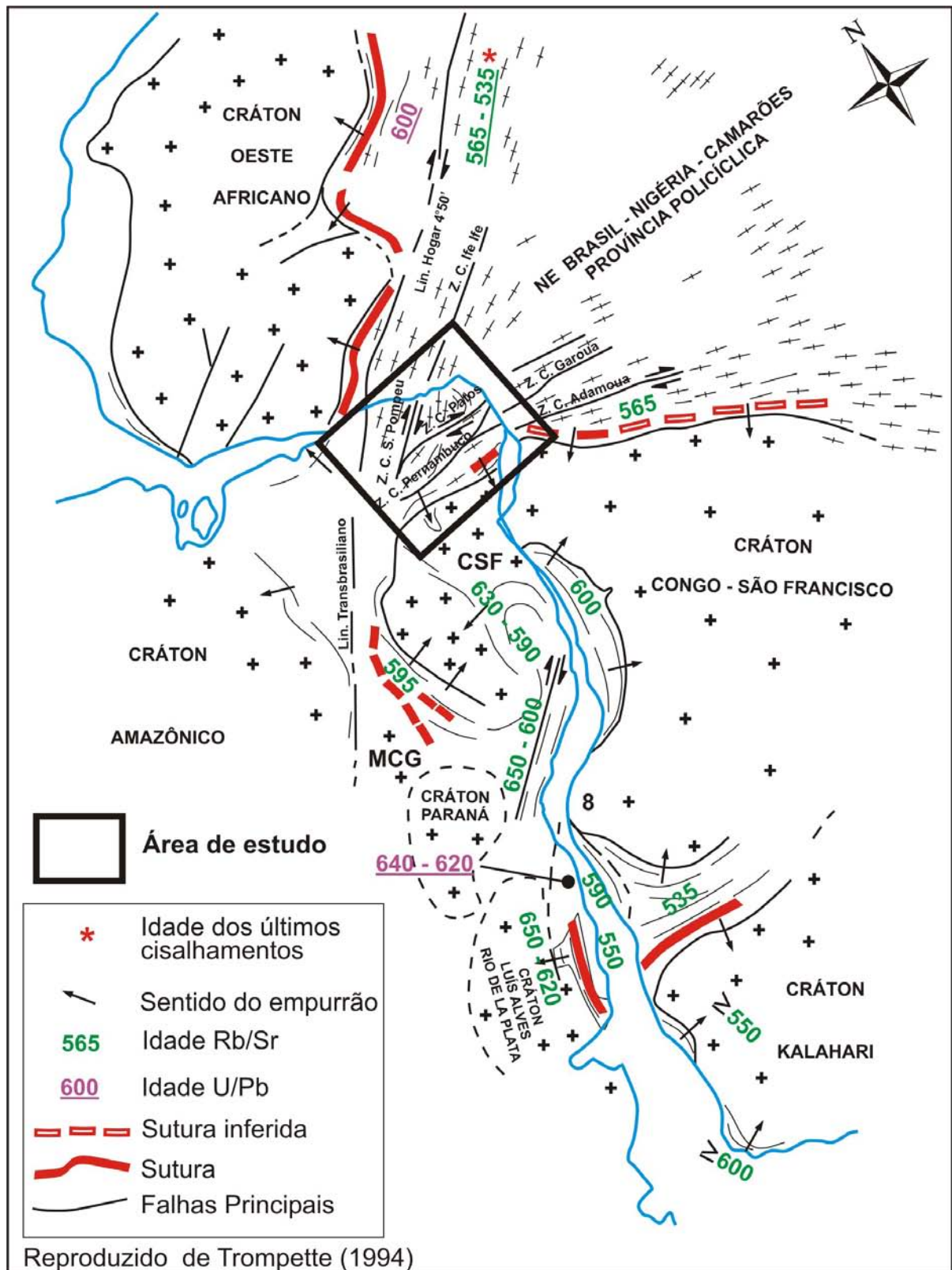


Figura 2.8: Idades da Orogênese Pan-Africana - Brasiliana no Gondwana Oeste. **CSF** - Cráton do São Francisco; **MCG** - Maciço Central de Goiás. A posição do norte geográfico é a atual.

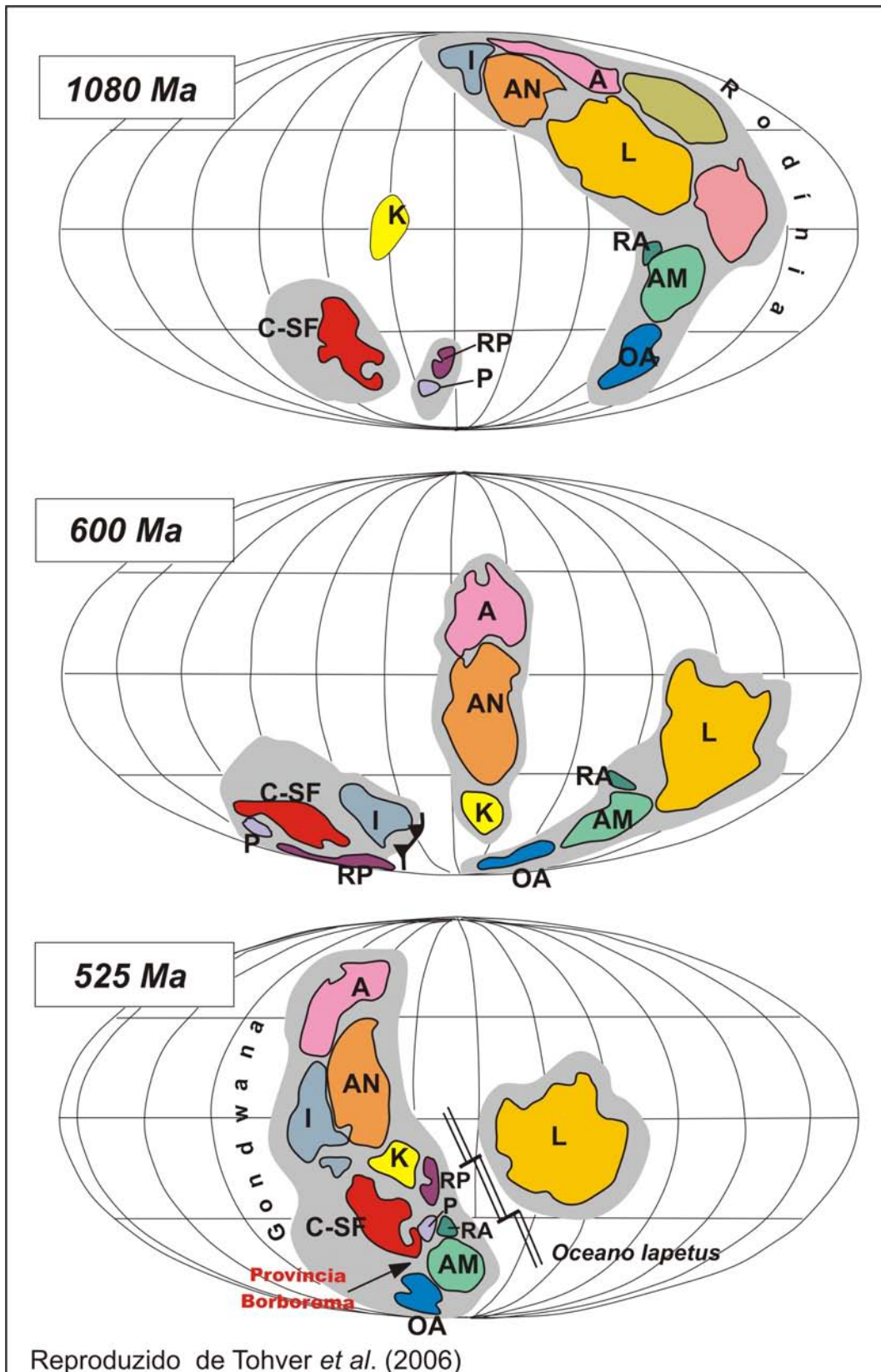


Figura 2.9: Reconstrução paleogeográfica (1.080 Ma a 525 Ma) da transição entre a fissão do Supercontinente Rodínia e a amalgamação do Supercontinente Gondwana. Crátons: **A** - Austrália, **I** - Índia, **K** - Kalahari, **L** - Laurência, **AN** - Antártica, **C-SF** - Congo - São Francisco, **AM** - Amazônico, **OA** - Oeste-Africano, **P** - Paraná, **RP** - Rio de La Plata, **RA** - Rio Apa.

Supercontinente Gondwana, a aproximação entre os crátons Oeste-Africano e Amazônico (que em 1.080 Ma já faziam parte do Supercontinente Rodínia) com o Cráton Congo-São Francisco ocorreu, inicialmente, mediante uma série de colisões, no período entre 950 e 550 Ma, que acresceu crátons e terrenos ao Cráton Congo-São Francisco. Em seguida, esse bloco colidiu com os crátons Amazônico e Oeste-Africano em torno de 520 Ma (Figura 2.9). Obviamente, para que esse cenário ocorresse foi necessário o fechamento de grandes oceanos. Por outro lado, Cordani *et al* (2003) consideraram que, aparentemente, a Província Borborema e a África Central estiveram sempre perto do Cráton Congo-São Francisco, pelo fato de que não são descritos volumes expressivos de rochas típicas de domínios oceânicos, nem na região de domínio das rochas Cariris Velhos, nem nas faixas marginais Sergipana e Obanguides. Outro aspecto importante é levantado por Kroner & Cordani (2003). Segundo esses autores, os crátons da América do Sul, da África e da Índia não fizeram parte do Supercontinente Rodínia. Como até o momento não são conhecidos dados paleomagnéticos que permitam rastrear claramente o percurso da Província Borborema, a questão da existência de um grande oceano em torno da província, permanece em aberto. Entretanto, como será discutido posteriormente, existem evidências da existência de complexos de arcos neoproterozóicos e assinaturas gravimétricas colisionais ao longo do limite da província com a Placa Sanfranciscana².

Brito Neves (2003) descreveu as principais dificuldades encontradas pelos pesquisadores para conciliar as propostas de aglutinação de grandes massas continentais com a realidade geológica. Segundo esse autor, destacam-se, além da deficiência de dados paleomagnéticos e geocronológicos, a falta da definição clara das formas continentais e do grau de retrabalhamento crustal, bem como dos processos envolvidos na aglutinação. De qualquer forma, os dados permitem constatar que os episódios de abertura e fechamento das massas continentais não foi um processo que ocorreu em etapas muito bem definidas e que os eventos colisionais e tafrogênicos concorreram no tempo. No caso da Província Borborema, Brito Neves (2001) destaca várias dificuldades na correlação Brasil-África, entre elas, as diferenças nos registros geocronológicos, a ausência de correlação entre as seqüências supracrustais e as diferenças no nível atual de exposição crustal.

² - A partir daqui, a expressão Placa Sanfranciscana (que designa uma paleoplaca) será empregada segundo o conceito de Alkmin *et al.* (1993). A sua expressão geográfica é maior do que a do Cráton São Francisco. Parte do que sobrou dos seus limites originais, que foram modificados por colisão e subducção na Orogênese Brasileira, está encoberta pelas supracrustais neoproterozóicas que foram empurradas sobre a paleoplaca.

2.4 - As Províncias Tectônicas Vizinhas

2.4.1 - O Cráton do São Francisco

O Cráton do São Francisco está localizado a sul da Província Borborema (Figuras 2.1 e 2.4). Segundo Teixeira (1993), os dados geocronológicos indicam que o cráton, em seus atuais limites, é o remanescente de uma evolução tectônica que se desenvolveu em etapas de aglutinações e quebramentos de massas continentais. Durante o Arqueano, no período que vai de 3,4 a 2,6 Ga, ocorreu a aglutinação de fragmentos crustais que gerou uma extensa massa continental (Cordani & Brito Neves 1982), constituída por uma associação de terrenos granulitizados com seqüências calcio-alcálicas e *TTG* produzidas por adições juvenis em ambiente de arco insular, apresentando íntima relação com unidades vulcanossedimentares do tipo *greenstone belt* (Figueiredo & Barbosa 1993). No Paleoproterozóico, as margens do continente arqueano foram acrescidas por faixas móveis estruturadas em arcos magmáticos e seqüências vulcanossedimentares (Cordani & Brito Neves 1982). Os modelos geotectônicos baseados em dados petrológicos, geoquímicos (Figueiredo & Barbosa 1993, Silva 1991) e geofísicos (Gomes *et al.* 1991) favorecem uma evolução tectônica com etapas de subducção de crosta oceânica, formação de arcos magmáticos e de bacias retroarco, culminando com eventos colisionais em torno de 2,0 Ga. Após esses eventos e já com a placa estabilizada, instalou-se o Aulacógeno do Espinhaço e iniciou um período de sedimentação intracratônica que durou até 1,3 Ga (Brito Neves *et al.* 1979, Brito Neves *et al.* 1980). Durante esse período foram depositados os sedimentos do Supergrupo Espinhaço. Em seguida ocorreu a deformação e metamorfismo das seqüências sedimentares depositadas no Aulacógeno do Espinhaço e na plataforma adjacente (Chapada Diamantina) (Brito Neves *et al.* 1979, Brito Neves *et al.* 1980). Após um período de erosão, o processo de sedimentação retornou (1,0 - 0,85 Ga) e prolongou-se até 0,68 Ga, idade de deposição da Formação Salitre (Macedo & Bonhomme 1984). Em seqüência, toda a margem cratônica foi afetada pelas colisões brasileiras, que resultaram na colocação de cargas litosféricas, formação de bacias de antepaís e deformação em estilo *thin-skin* das coberturas depositadas nos períodos anteriores (Dardenfer Filho *et al.* 1993, Rocha & Dominguez 1993).

Para a atual compreensão da importância geotectônica do Cráton do São Francisco em relação à Província Borborema, dois conceitos se destacam e se

complementam: o de Almeida (1977), que o caracterizou como uma entidade tectônica do Ciclo Brasileiro e definiu seus limites tomando como base estruturas e dados geocronológicos das faixas orogênicas marginais; e o de Placa Sanfranciscana esboçado por Alkmin *et al.* (1993), que a caracterizaram como o produto de um processo que começou com a reativação e fragmentação de um supercontinente aglutinado no final do Paleoproterozóico (Supercontinente Atlântica, Rogers 1996) e culminou com uma colagem no Neoproterozóico. Nesse processo, a placa se comportou como um antepaís em cujas margens ocorreram processos colisionais que acrescentaram material juvenil e desenvolveram suturas (Supercontinente Gondwana) (Alkmin *et al.* 1993).

Molina *et al.* (1997) apresentaram o mapa gravimétrico do cráton em conjunto com as faixas marginais e a área oceânica adjacente. O mapa Bouguer residual obtido após a remoção do efeito regional isostático de uma placa com *espessura elástica efetiva* (T_e) igual a 40 km, apresenta assinaturas lineares com anomalias dipolares. Essas anomalias estão relacionadas com linhas de suturas produzidas pelas colisões do cráton com as faixas móveis Brasília e Araçuaí.

2.4.2 - A Bacia do Parnaíba

A Bacia do Parnaíba, localizada a oeste da Província Borborema, é uma sinéclise (*sag*) com contornos circulares preenchida por sedimentos com espessuras de até 3.500 m em seu depocentro (Figuras 2.1 e 2.4). O seu limite norte é definido por uma feição flexural positiva relacionada com a abertura do Atlântico Equatorial. Uma estrutura marcante é o Lineamento Transbrasiliano, expresso por uma larga região de deformações superficiais e subsuperficiais, que controlaram aulacógenos paleozóicos (Milani & Thomaz Filho 2000).

Nos trabalhos de Soares *et al.* (1978) e Ponte (1994), baseados na análise de estratigrafia de seqüências, a Bacia do Parnaíba apresenta cinco seqüências estratigráficas sedimentares que datam do Ordoviciano ao Cenozóico. No Mesozóico ocorreram rochas ígneas básicas intrusivas (diabásio) e extrusivas (basaltos), associadas com a reativação tectônica gerada pela separação do Supercontinente Pangea. O limite oeste da Província Borborema é definido pelas bordas erosivas dos sedimentos fluviais da Formação Serra Grande.

A evolução da Bacia do Parnaíba parece ter sido condicionada por processos de subsidências ao longo de zonas de crosta instável herdadas do final do Ciclo Brasileiro e atualmente demarcada por grábens, zonas de falhas e regiões preferenciais do magmatismo fissural (Cordani *et al.* 1984). Os conhecimentos do embasamento da bacia foram obtidos a partir de métodos geofísicos e de amostragens de poços (Góes *et al.* 1993). Uma parte significativa desse embasamento (parte leste da bacia) é constituída pelo prolongamento das faixas móveis, maciços e zonas de cisalhamento dos terrenos pré-cambrianos da Província Borborema (Góes *et al.* 1993).

Souza (1995) confeccionou um mapa Bouguer para toda a bacia. Segundo esse autor, o traçado das linhas de contorno demonstra a influencia do Lineamento Transbrasiliano e enfatiza alinhamentos de baixos gravimétricos nas direções N-S e NW-SE, relacionados com estruturas grabeniformes alongadas. Com base no seu modelo do campo regional gravimétrico, ajustado para os dados de anomalias Bouguer e ar-livre, Souza (1995) sugeriu que um *underplating* na litosfera pode ter sido a causa de um processo de subsidência termal que, associado com um sistema de grábens precursores, permitiu o preenchimento sedimentar Pós-Ordoviciano da bacia.

Mediante a modelagem da subsidência da bacia pela técnica de *backstripping*, Souza (1997) estimou uma contribuição de 40-45% para causas tectônicas e 60-65% para a carga sedimentar. A aplicação do modelo de Royden-Keen permitiu identificar os maiores valores de estiramento litosférico nas regiões de estruturas grabeniformes e ao longo do Lineamento Transbrasiliano. A zona de maior afinamento crustal está correlacionada com as maiores espessuras sedimentares e os maiores residuais gravimétricos.

Vidotti *et al.* (1997) utilizaram dados gravimétricos para estimar por meio da *função coerência* os valores de *espessura elástica efetiva* (T_e) da litosfera da bacia. Os resultados indicam que, em uma grande área no norte, a *espessura elástica efetiva* tem valores em torno de 58 km, porém no interior dessa região ocorrem áreas litosféricas mais frágeis. Em pequenas áreas selecionadas no interior da bacia os valores de T_e variam entre 24 e 30 km.

2.5 - Evolução da Margem Continental e das Bacias Interiores

A separação dos continentes é uma fase inerente ao denominado Ciclo de Wilson (Dewey & Burke 1974) e geralmente envolve reorientações do movimento

global das placas tectônicas produzidos por grandes mudanças na natureza e direção das forças responsáveis pelos esses movimentos (Kearey & Vine 1996). Existem dois modelos básicos para explicar o afinamento da litosfera, o seu rifteamento e por fim a separação continental: o modelo de rifteamento ativo e o modelo de rifteamento passivo (Sengor & Burker 1978, Ruppel 1995). No primeiro modelo a separação é conduzida pelo soerguimento convectivo da astenosfera, ou seja, plumas do manto levam ao rifteamento e à separação continental. No segundo modelo, forças horizontais (*in plan*) produzidas à distância pela interação em larga escala entre as placas, iniciam e conduzem ao rifteamento.

O local em que os continentes se separam parece ser controlado por antigas estruturas no interior dos continentes, tais como, faixas dobradas, zonas de cisalhamento e suturas (Windley 1984). No entanto, é também possível que a ruptura seja controlada por campos de esforços contemporâneos e as estruturas antigas sejam usadas apenas quando elas estão próximas do local do rifteamento (Kearey & Vine 1996). Os dois maiores requerimentos para a separação continental são, primeiro, a presença de tensão desviatória horizontal (*horizontal deviatoric stress*) suficiente para causar a ruptura e, segundo, o suprimento suficiente de magma basáltico do manto superior para formar um novo oceano (Kearey & Vine 1996).

A teoria de placas tectônicas que descreve a interação entre as placas litosféricas e as suas conseqüências estão baseadas em algumas suposições (Fowler 2004): a geração de novo material ocorre pelo espalhamento do oceano; a nova litosfera criada é parte integrante de uma placa rígida; a superfície da Terra mantém-se constante; e o movimento entre as placas ocorre apenas ao longo dos seus limites. Os limites entre as placa são de três tipos: divergentes, ou construtivos, ao longo das cadeias meso-oceânicas; convergentes, ou destrutivos, nas zonas de subducção; e conservativos, ao longo das falhas transformantes, representadas no assoalho oceânico pelas zonas de fraturas.

Nas Figuras 2.10 e 2.11 é possível observar, na elevação topográfica (Figura 2.10) e no mapa de anomalias gravimétricas ar-livre (Figura 2.11), os aspectos do relevo e da gravimetria relacionados com as principais feições da região do Atlântico Equatorial localizado entre o Brasil e a África. Destacam-se:

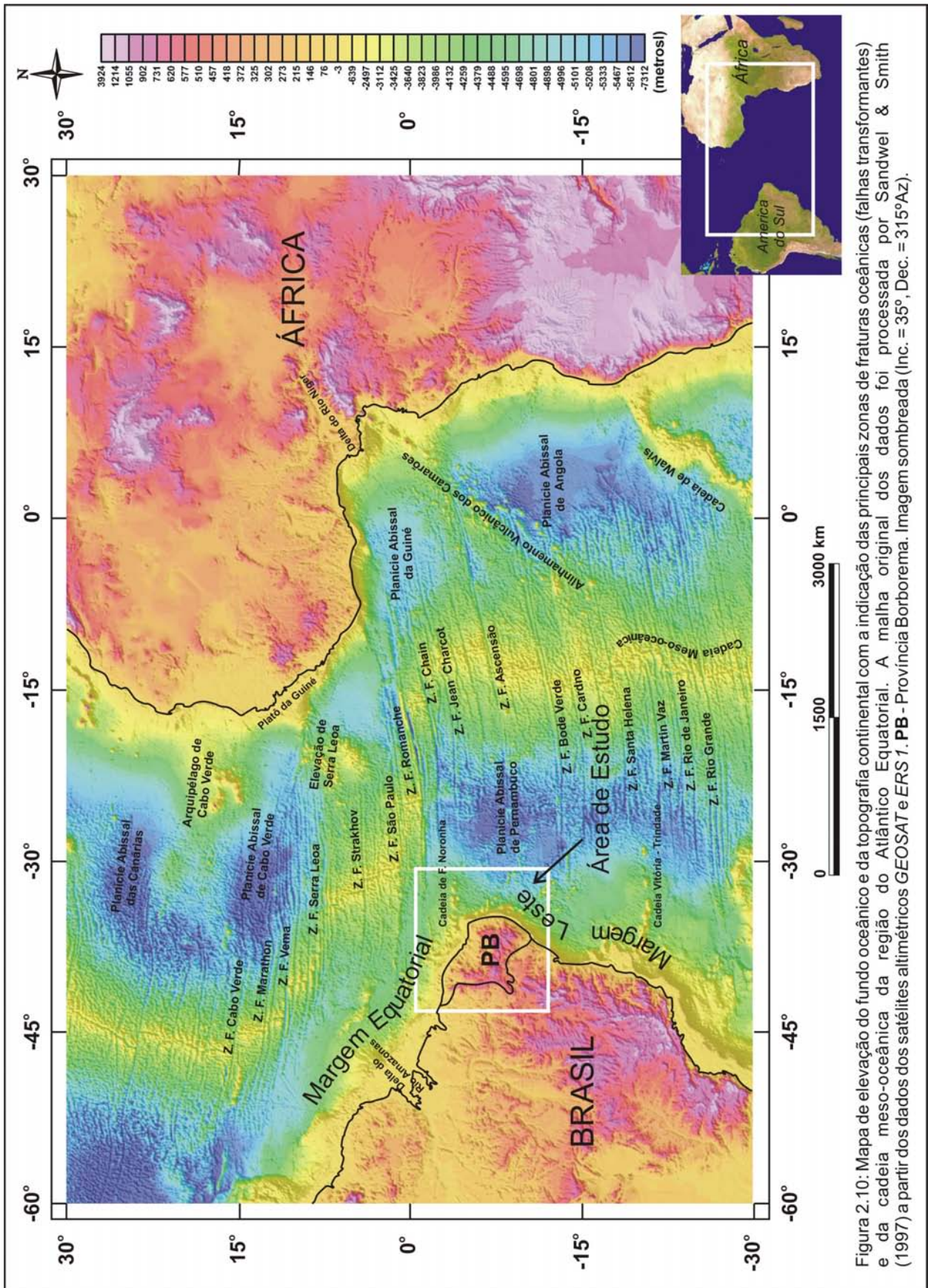


Figura 2.10: Mapa de elevação do fundo oceânico e da topografia continental com a indicação das principais zonas de fraturas oceânicas (falhas transformantes) e da cadeia meso-oceânica da região do Atlântico Equatorial. A malha original dos dados foi processada por Sandwel & Smith (1997) a partir dos dados dos satélites altimétricos GEOSAT e ERS1. PB - Província Borborema. Imagem sombreada (Inc. = 35°, Dec. = 315°Az).

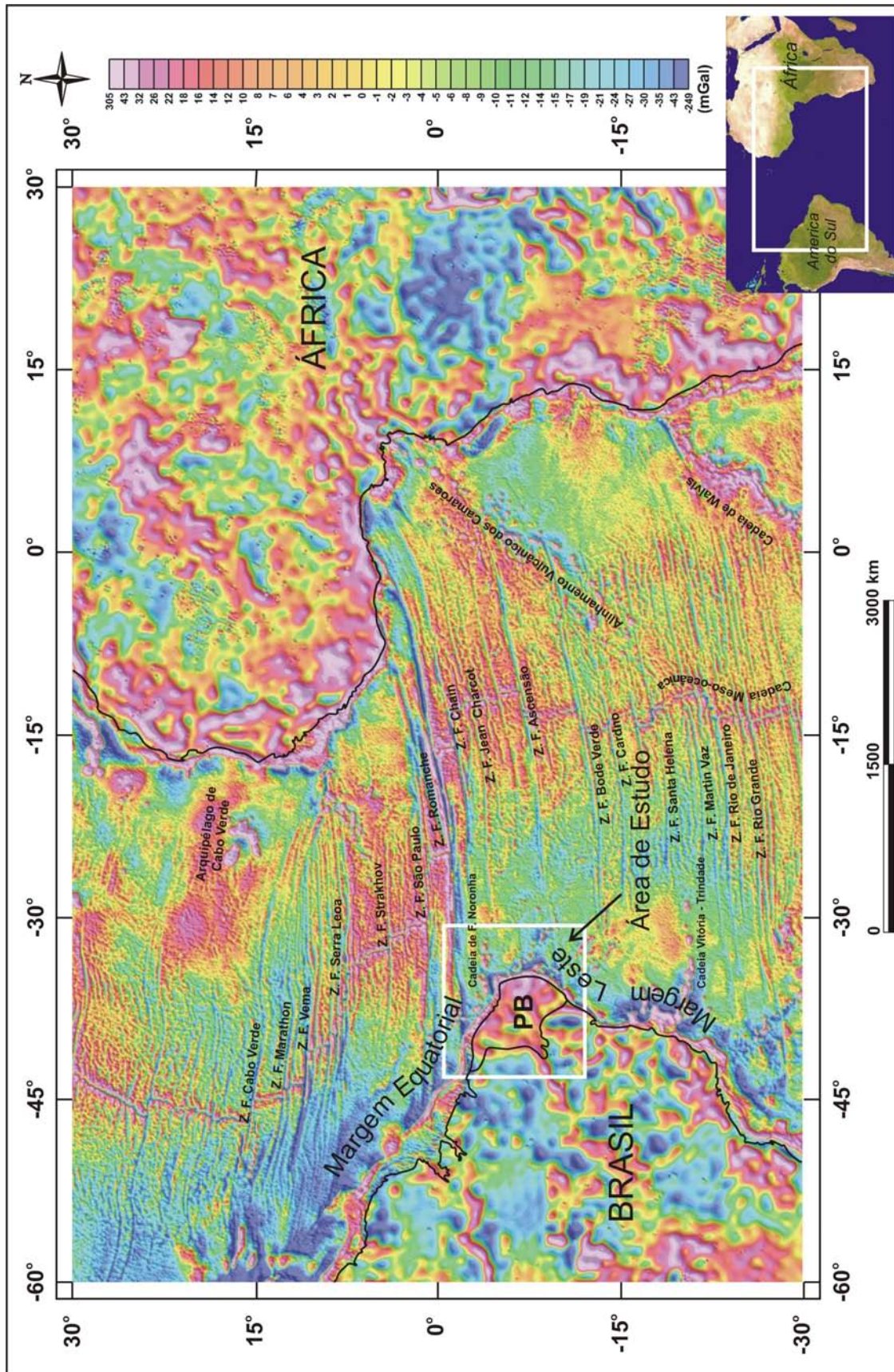


Figura 2.11: Mapa de anomalias gravimétricas ar-livre do fundo oceânico e da área continental com a indicação das principais zonas de fraturas oceânicas (falhas transformantes) e da cadeia meso-oceânica da região do Atlântico Equatorial. A malha original dos dados foi processada por Sandwel & Smith (1997) a partir dos dados dos satélites altimétricos GEOSAT e ERS 1. PB - Província Borborema. Imagem sombreada (Inc. = 35°, Dec. = 315°Az).

- a) as zonas de fratura, que podem ser observadas tanto na batimetria quanto na gravimetria. Nesta última, associadas com longos alinhamentos de anomalias gravimétricas, formadas por um eixo negativo central ladeado por lóbulos positivos;
- b) a dorsal meso-oceânica, formada também por um estreito eixo negativo central (topográfico e gravimétrico), porém, ladeada por amplos altos topográficos e gravimétricos com comprimentos de onda de até 1.500 km. O eixo central é deslocado pelas falhas transformantes (zonas de fratura), cujo rejeito, na região do equador, atinge em torno de 700 km (Zona de Fratura Romanche). A feição batimétrica da dorsal é atenuada no sentido das grandes planícies oceânicas que flanqueiam as margens continentais; e
- c) os montes submarinos que, quando alinhados, podem indicar traços de *hot spot*; ou grandes feições batimétricas, como aquela da região do arquipélago de Cabo Verde, possivelmente associada ao efeito superficial de uma pluma mantélica (Holm *et al.* 2006).

Os estudos da margem continental brasileira se desenvolveram como consequência da pesquisa pelo petróleo contido nas suas bacias e pelo interesse despertado para a compreensão dos mecanismos de tectônica de placas, envolvidos na separação da América do Sul e da África (várias citações em Szatmari *et al.* 1987). Palma (1984) descreveu as principais feições fisiográficas da área oceânica, destacando a plataforma continental, o talude, platôs e terraços marginais, o sopé e os cones submarinos. Asmus (1984) descreveu as características estruturais, magmáticas, tectônicas e estratigráficas das principais bacias. Esse autor propôs a evolução da margem continental em quatro estágios: pré-rifte, rifte, proto-oceânico e oceânico.

A Província Borborema está localizada na região onde a margem continental brasileira forma um ângulo próximo de 90° (Figuras 2.10, 2.11 e 2.12). Assim, o sistema de bacias marginais do nordeste brasileiro constitui a intersecção dos ramos equatorial e sul do sistema de riftes do Atlântico (Matos 1999). O começo da propagação da abertura do Atlântico Sul ocorreu no início do Cretáceo (Neocomiano - Barremiano), enquanto no Atlântico Equatorial o começo foi um pouco mais tarde (Aptiano - Albiano) (Asmus & Porto 1972; Szatmari *et al.* 1987). Os modelos mais antigos de reconstrução pré-deriva continental consideraram que ocorreu a rotação de placas rígidas entre a América do Sul e a África (Szatmari *et al.* 1987; Françolin & Szatmari 1987).

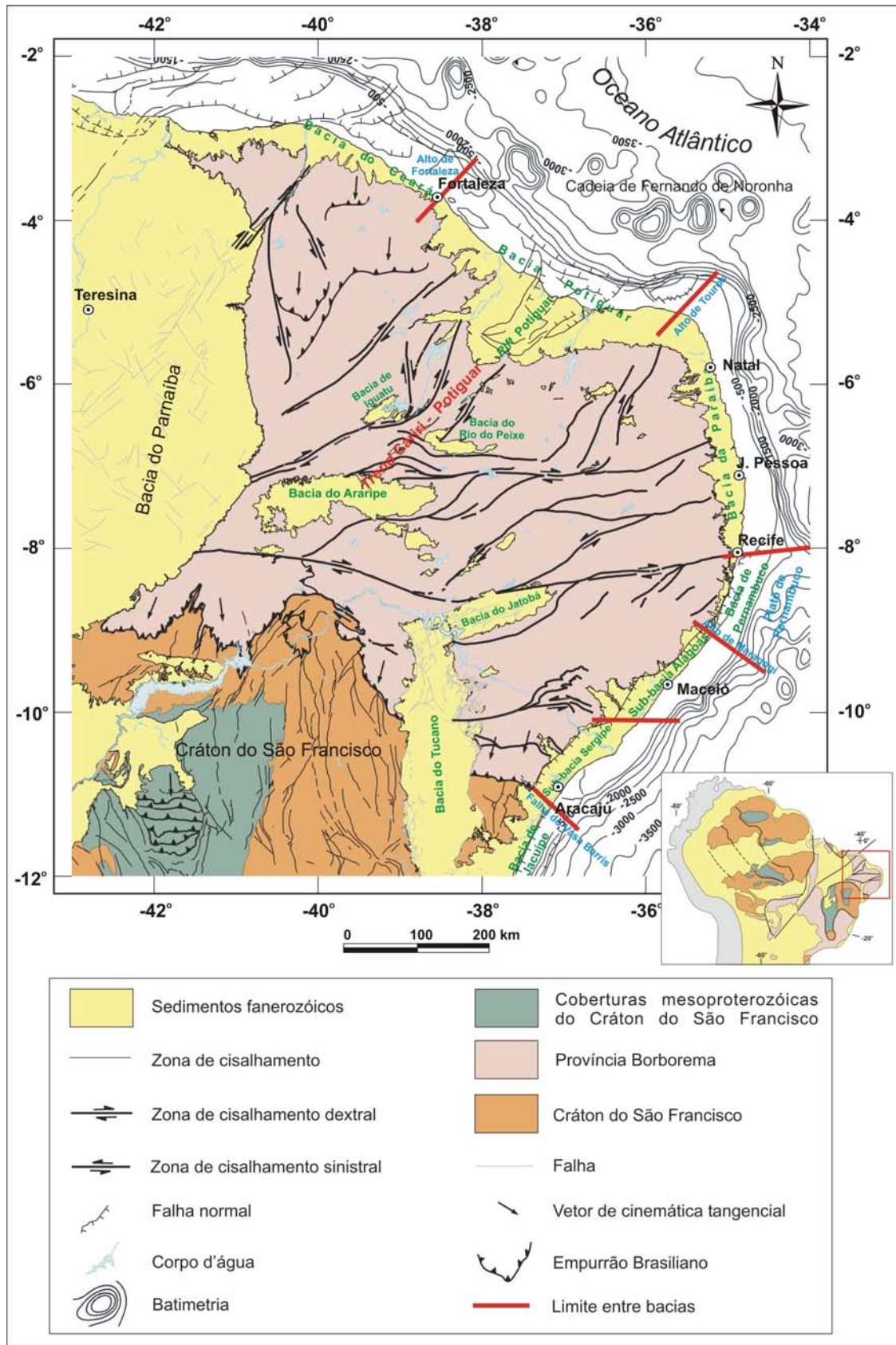


Figura 2.12: As bacias sedimentares da margem continental e do interior da Província Borborema. O traço vermelho indica os limites das bacias marginais. Cartografia geológica modificada de Bizzi *et al* (2003). O limite da Província Borborema corresponde à definição clássica de Almeida *et al.* (1977).

No entanto, Matos (1992, 1999) considera que, no sistema de riftes do nordeste brasileiro, as grandes massas continentais não comportaram-se rigidamente. Segundo Matos (1992, 1999), as bacias tipo rifte se instalaram ao longo de uma região de deformação com largura em torno de 600 km. Essa deformação foi fortemente afetada pela herança tectônica das estruturas pré-cambrianas que, em função das suas heterogeneidades e, às vezes, da posição perpendicular ao sentido do avanço da abertura, induziu eventos sedimentares e magmáticos difusos. Nesses riftes, a maioria dos eventos de extensão é marcada pela ocorrência de semi-*grabens*, distribuídos em três eixos principais (Matos 1999) (Figura 2.13): o *Trend* Gabão-Sergipe-Alagoas; o *Trend* Recôncavo-Tucano-Jatobá e o *Trend* Cariri-Potiguar.

Com base nas diferenças do estilo estrutural, na associação de fácies e na duração da subsidência, foram reconhecidos três estágios de rifteamento, denominados sin-rifte I, II e III (Chang *et al.* 1988, Matos 1992, Matos 1999) (Figura 2.13). A seqüência sin-rifte I, freqüentemente referida como uma seção pré-rifte, é formada pelos sedimentos clásticos de idade Jurássico Superior - Berriasiano que preencheram a larga Depressão Brasil-África (Ponte 1971 *apud* Matos 1999). Os três eixos de deformação referidos acima se desenvolveram no estágio mais importante do rifteamento, durante o Neocomiano - Barremiano Inferior (seqüência sin-rifte II). Na fase inicial desse estágio, a deformação se concentrou nos *trends* Gabão-Sergipe-Alagoas e Recôncavo-Tucano-Jatobá, para em seguida deslocar-se para leste ao longo do *Trend* Cariri-Potiguar (Matos 1999). Nessa época, o Lineamento Pernambuco se comportou como uma extensa zona de acomodação ao balancear simultaneamente a extensão nos três eixos de deformação (Matos 1987). Com o início da formação da margem equatorial, os sedimentos depositados no Barremiano Superior (sin-rifte III) registraram uma mudança geral na cinemática do rifteamento (Matos 1999). O *Trend* Cariri Potiguar abortou e espessas seqüências de sedimentos se depositaram nos *trends* Gabão-Sergipe-Alagoas e Recôncavo-Tucano-Jatobá.

Durante os estágios iniciais da evolução da Margem Equatorial se desenvolveu um regime tectônico em que ocorreram encurtamentos iniciais, induzidos por rotação dos continentes (Figura 2.14) e seguidos por extensões oblíquas, para depois acontecer o movimento ao longo das falhas transformantes (Françolin & Szatmari 1987); ou uma tectônica transcorrente/transtrativa desde o começo, que passou posteriormente para transformante (Marinho & Mascle 1988).

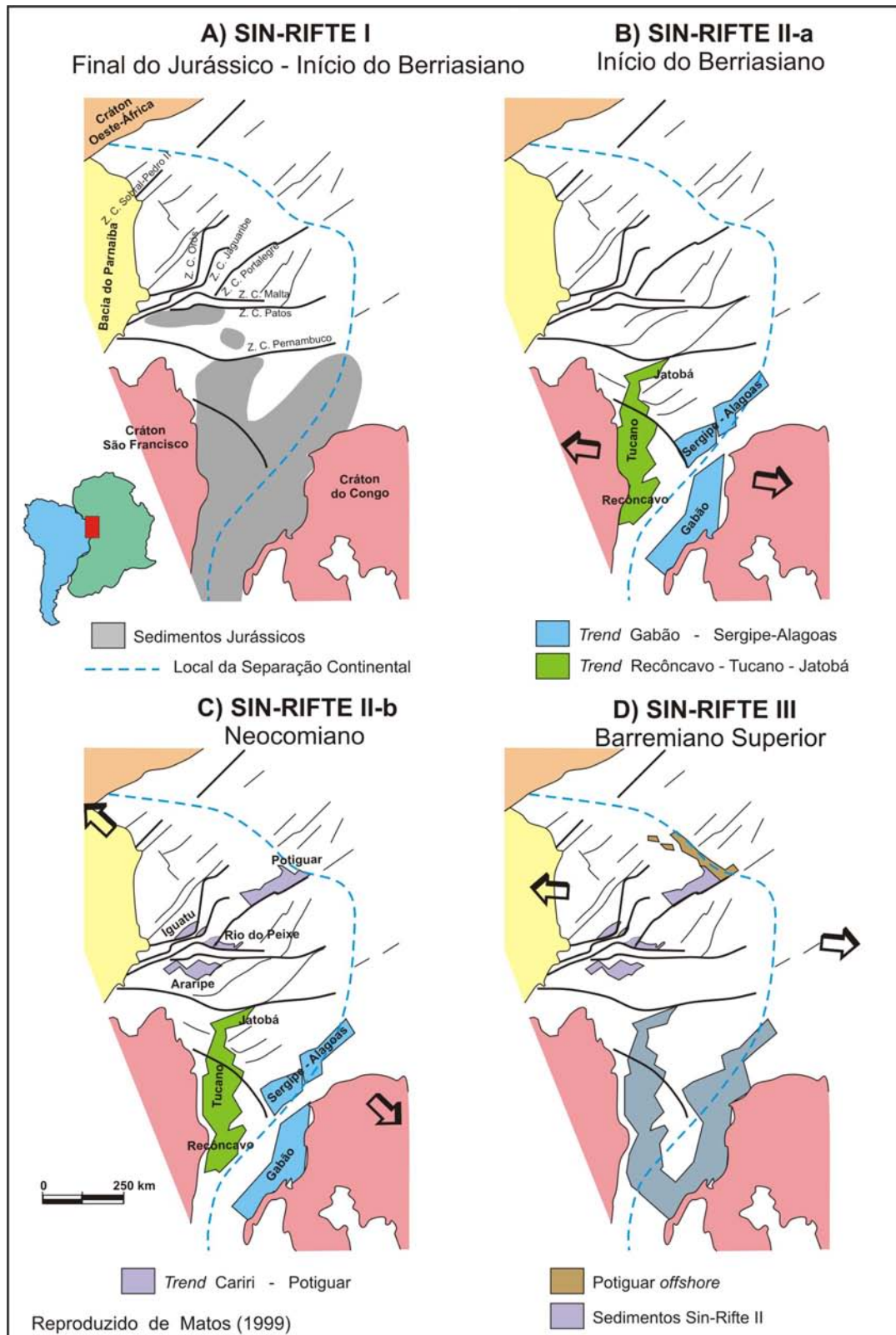
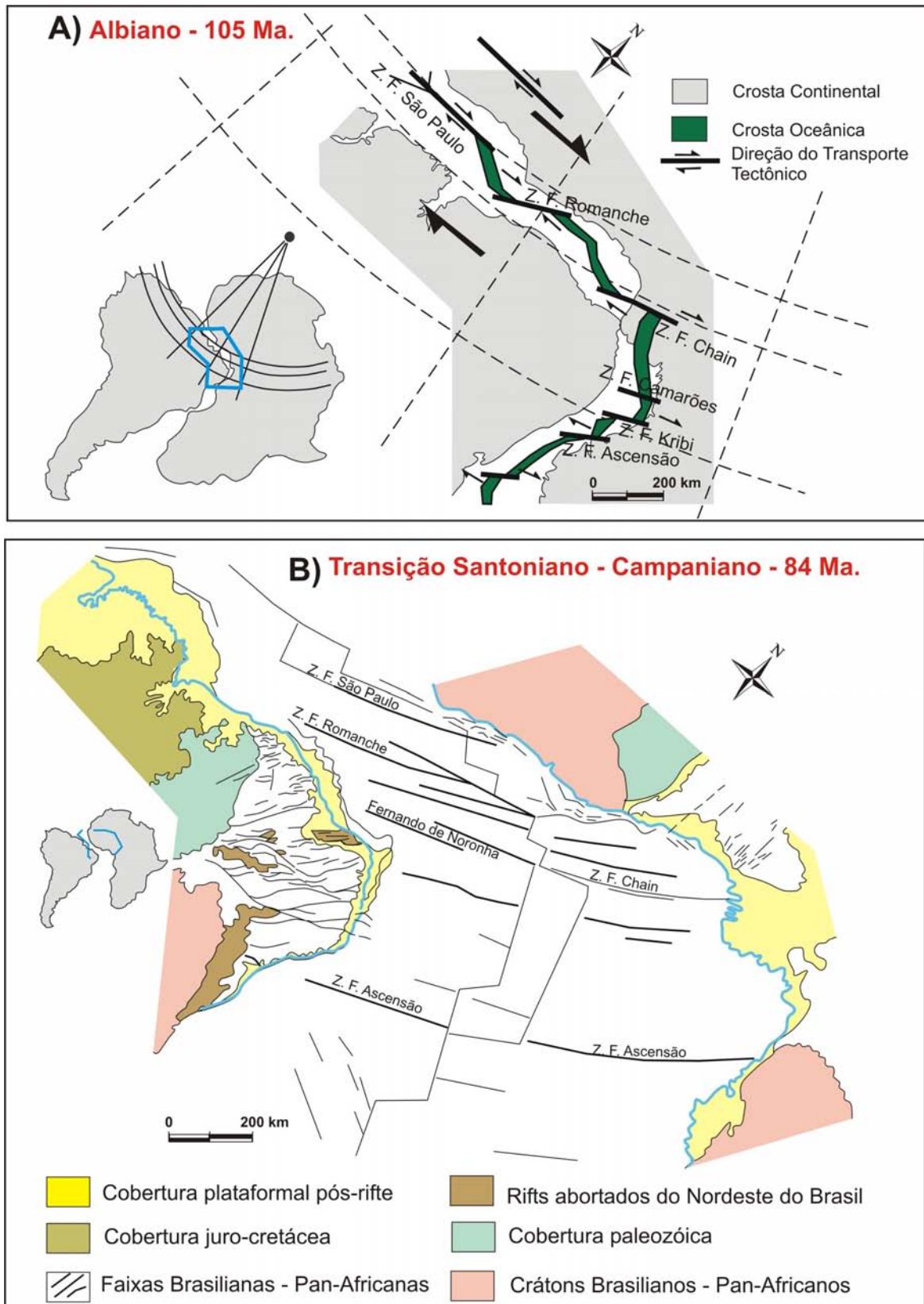


Figura 2.13: Reconstrução pré-drifte do Nordeste do Brasil e do Oeste da África durante quatro estágios tectônicos. As setas grandes indicam a direção principal do transporte tectônico. Estágios evolutivos: **A)** Sin-rifte I, desenvolvimento da depressão Afro-Brasileira; **B)** Sin-rifte II-a, início do fraturamento nos *trends* Recôncavo-Tucano-Jatobá e Gabão-Sergipe-Alagoas; **C)** Sin-rifte II-b, desenvolvimento do *Trend* Cariri-Potiguar; e **D)** Sin-rifte III, deformação difusa na Província da Borborema e na plataforma da Nigéria.



Reproduzido de Matos (2000)

Figura 2.14: **A)** Paleogeografia e início do espalhamento da crosta oceânica do Atlântico Sul no Albiano. As linhas tracejadas indicam a trajetória das placas litosféricas em torno de um pólo de rotação localizado no hemisfério norte. **B)** Posição dos continentes durante a transição entre o Santoniano e o Campaniano, e a localização das falhas transformantes.

Durante o Aptiano os *trends* Gabão-Sergipe-Alagoas e Recôncavo-Tucano-Jatobá entraram em fase de transição termal, enquanto o espalhamento oceânico levou a propagação do rifteamento para norte, ao longo de um segmento que antes estava em compressão (Szatmari *et al.* 1987), dando origem à Sub-bacia Cabo (Mabesoone & Alheiros 1988). Esta sub-bacia foi denominada posteriormente por Lima Filho (1998) de Bacia de Pernambuco (Figura 2.12). Quando a ruptura final do Cráton São Luis - Oeste-Africano ocorreu, o *Trend* Recôncavo-Tucano-Jatobá abortou e o *Trend* Gabão-Sergipe-Alagoas evoluiu para uma fase de deriva continental (Figura 2.13).

Durante o Albiano - Cenomaniano a abertura total aconteceu (Szatmari *et al.* 1987) e a partir daí a Bacia Pernambuco-Paraíba (separada nas bacias de Pernambuco e da Paraíba por Lima Filho (1998)) completou sua evolução até o Eoceno. Ao longo da Margem Equatorial, segundo Antunes (2004) o regime de tectônica transcorrente/transformante possivelmente persistiu até o Neógeno. Esse regime tectônico continuou a condicionar novos eventos de deformação frágil. Em adição, a Margem Equatorial foi submetida à pelo menos mais dois campos de tensões: i) um regime compressivo E-W relacionado com a expansão do assoalho oceânico na dorsal do Oceano Atlântico e a subducção de crosta oceânica na região dos Andes; e ii) uma expansão geral na superfície horizontal possivelmente associada com um domo térmico (Jardim de Sá *et al.* 1999a, Jardim de Sá 2001, Sousa 2003).

2.6 - O Vulcanismo Mesozóico-Cenozóico

Almeida *et al.* (1988) distinguiram três diferentes episódios magmáticos no Nordeste Oriental (Figura 2.15). O primeiro no Juro-Cretáceo, de natureza toleítica, é representado pelo Magmatismo Rio Ceará Mirim (Gomes *et al.* 1981), que ocorreu como um enxame de diques de direção E-W com extensão de 300 km na borda da Bacia Potiguar, e por ocorrências vulcânicas no Alto de Touros (RN) e na base da Bacia do Ceará. O segundo é o Vulcanismo Cabo (Formação Ipojuca, Amaral & Menor 1979), que ocorreu na região costeira a sul de Recife no Aptiano - Albiano, formado por riolitos, traquitos e basaltos que constituem uma série alcalina com tendência alcalina-cálcica. O terceiro se distribui por uma área mais ampla, tem natureza alcalina e apresenta recorrência ao longo do Cenozóico. Os seus principais representantes na área continental são os vulcanismos Macau (Mayer 1974 *apud* Almeida *et al.* 1988) e Mecejana (Vandoros & Oliveira 1968, CPRM 1981).

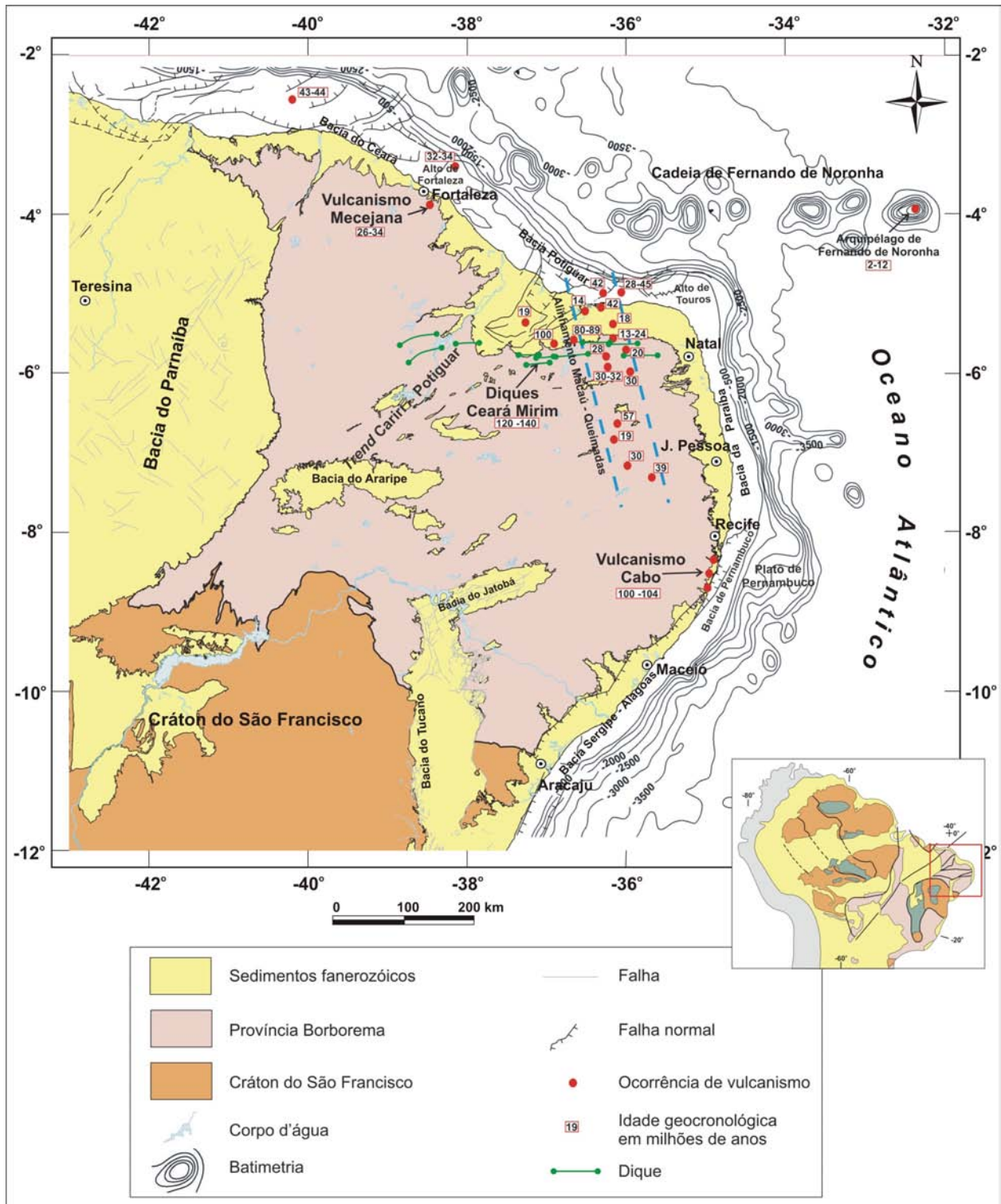


Figura 2.15: Episódios magmáticos da Província Borborema e de sua margem continental no período Cretáceo-Cenozóico. A posição e a geocronologia dos corpos vulcânicos estão baseadas na tabela publicada por Mizusaki *et al.* (2002), com compilações de dados a partir de Sial (1976b), Sial *et al.* (1981), Asmus & Guazelli (1981), Fodor *et al.* (1983) e Fodor & McKee (1986). As localizações do Alinhamento Macau Queimadas e do Trend Cariri-Potiguar estão indicadas. Cartografia geológica modificada de Bizzi *et al.* (2003). O limite da Província Borborema corresponde à definição clássica de Almeida *et al.* (1977).

O Vulcanismo Mecejana é constituído por diversos *necks* e diques de rochas alcalinas que formam relevo na região a sudoeste de Fortaleza (Figura 2.15). A sua ocorrência é atribuída a um evento magmático alinhado, que progrediu de oeste para leste ao longo da Cadeia de Fernando de Noronha, e representaria o trajeto da placa da América do Sul sobre um *hot spot* (Almeida *et al.* 1988, Misuzaki *et al.* 2002).

O Vulcanismo Macau possui idades desde o Neocretáceo Superior até o Neógeno (Souza *et al.* 2004). Ocorre como *plugs*, *necks*, derrames de basaltos e diques alinhados aproximadamente na direção N-S nos estados do Rio Grande do Norte e da Paraíba. Ele pode ser agrupado em duas séries distintas, uma de rochas moderadas a subalcalinas, e outra de rochas alcalinas a fortemente alcalinas (Alinhamento Macau - Queimadas, Sial 1976a, Almeida *et al.* 1988) (Figura 2.15). Por causa da direção de sua ocorrência em relação ao deslocamento da placa e da ausência de arranjo geocronológico, Almeida *et al.* (1988) descartaram a sua origem por *hot spot*. Jardim de Sá *et al.* (2005), mediante o uso de dados geocronológicos, discutiu a importância deste vulcanismo quanto à sua associação temporal com a evolução do Planalto da Borborema.

Segundo Silveira (2006), os dados geoquímicos sugerem que a fonte de calor e a quantidade de fusão parcial do magmatismo basáltico cenozóico da região do Rio Grande do Norte diminuíram com tempo (o magmatismo foi inicialmente dominado por basaltos moderados a subalcalinos, tornando-se progressivamente mais ricos em álcalis). Ainda segundo Silveira (2006), os magmas subalcalinos foram derivados de 10% a 20% de fusão parcial de uma fonte granada - peridotito, em profundidades menores que 92 km, enquanto o grupo fortemente alcalino foi gerado por grau de fusão de 1% a 10%, ou seja, comparativamente menor e em profundidade maior que 92 km. Silveira (2006) considera que a existência de uma pluma do manto (Jardim de Sá *et al.* 1999a, Jardim de Sá 2001) e um fluxo alto de calor não são necessários para explicar esse magmatismo. Alternativamente, ele pode ser explicado por processos metassomáticos da litosfera inferior, seguidos por fusões ativadas por tectônica de extensão, que também teriam favorecido a subida do magma na crosta.

Recentemente, Souza *et al.* (2007a) propuseram uma reavaliação da Formação Macau com base em dados geocronológicos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e geoquímicos associados ao magmatismo cenozóico que ocorre nos estados da Paraíba e do Rio Grande do Norte. Segundo esses autores, o termo Formação Macau deveria ser aplicado apenas para os

corpos vulcânicos com geoquímica subalcalina que afloram na região da cidade de Macau-RN, no intervalo 25-22 Ma.

2.7 - A Epirogênese Mesozóica-Cenozóica

Eventos de epirogênese estão ocorrendo na Província Borborema desde o Cretáceo (Morais Neto 1999; Jardim de Sá *et al.* 1999a; Jardim de Sá *et al.* 2005). As principais assinaturas topográficas desses eventos são o Planalto da Borborema, a Depressão Sertaneja, a Chapada do Araripe (Figura 2.16), e os platôs residuais capeados por sedimentos siliciclásticos da Formação Serra dos Martins, que ocorrem nos estados da Paraíba e do Rio Grande do Norte (Mabessone 1966).

Morais Netos (1999) com base em dados de traços de fissão em apatita (AFT) sugeriu a existência de dois resfriamentos: o primeiro entre 100-90 Ma e o outro entre 20-0 Ma. Segundo Morais Netos (1999), se esses resfriamentos estiverem relacionados com soerguimentos, eles representariam os principais eventos de epirogênese da província. Ainda segundo Morais Neto (1999), os indicadores cinemáticos reversos observados nos remanescentes sedimentares podem indicar que uma compressão de direção NW-SE atuou na formação do relevo.

Na região da Bacia Potiguar, observa-se uma deformação cenozóica cujos marcadores podem ser verificados na Formação Barreiras (deposição controlada pelo soerguimento no interior do continente), na Formação Serra dos Martins (capeia os platôs topográficos), no Vulcanismo Macau e no embasamento cristalino (Jardim de Sá *et al.*, 1999a, Jardim de Sá 2001, Sousa 2003). Esse regime deformacional envolve distensão geral no eixo horizontal, com intensidade maior na direção E-W. A coincidência temporal entre essa deformação e o Vulcanismo Macau pode sugerir uma grande estrutura em forma de domo, termalmente ativada, e possivelmente gerada a partir de uma pluma do manto que teria produzido soerguimento topográfico e magmas basáltico-alcálicos (Jardim de Sá *et al.* 1999a, Jardim de Sá 2001, Sousa 2003).

Jardim de Sá *et al.* (2005) apresentaram uma discussão sobre a evolução do Planalto da Borborema durante o Cenozóico a partir de dados geocronológicos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtidos em rochas vulcânicas pós-rifte. Segundo esses autores, o primeiro evento de soerguimento teria ocorrido em 90 Ma ou 75 Ma (discordâncias erosivas no Turoniano Médio e no Campaniano Superior da Bacia Potiguar). Esse evento seria responsável pela formação do relevo da Chapada do Araripe (formações Santana e

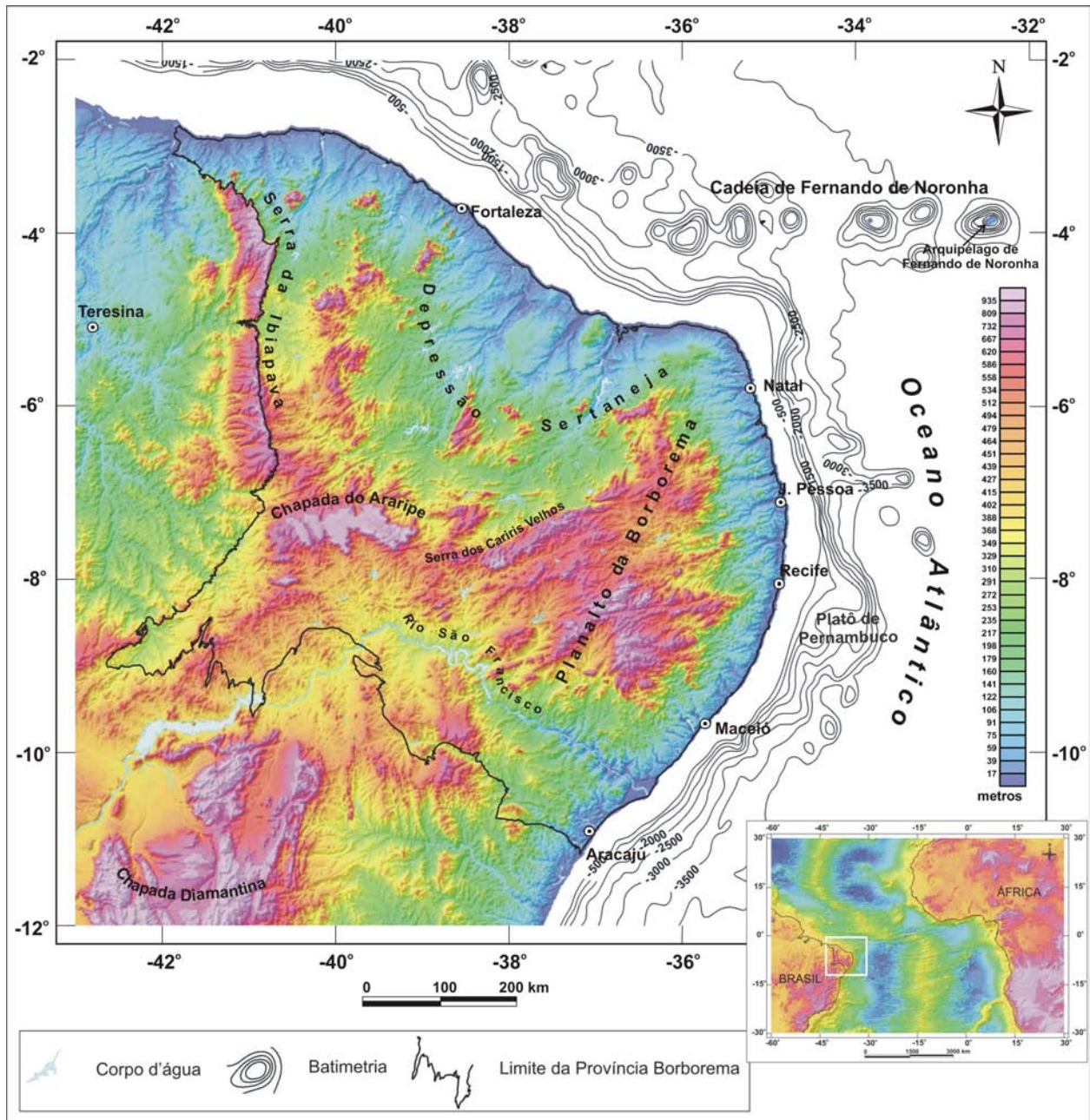


Figura 2.16: Superfície digital da topografia da região continental da Província Borborema e da batimetria da área oceânica adjacente. Sobre a superfície estão indicadas as principais assinaturas topográficas. Os dados utilizados estão descritos no Capítulo 3. Imagem sombreada (Inc = 35° e Dec= 315° Az). A linha preta é o limite da Província Borborema na definição clássica de Almeida *et al.* (1977)

Exu, com elevação atual em torno de 600 metros). O aplainamento desse relevo (Superfície da Borborema) teria possibilitado a sedimentação da Formação Serra dos Martins, cuja deposição provavelmente ocorreu após 70 Ma (Pós-Campaniano até o Paleoceno ou Eoceno). O soerguimento seguinte, possivelmente elevou a Superfície da Borborema e com ela os sedimentos da Formação Serra dos Martins (altitudes atuais de até 920 metros, que rebaixam progressivamente em direção à costa). Em

conseqüência teria começado um novo aplainamento, denominado Superfície Cariris Velhos, atualmente exposta em patamares com cotas entre 400 e 520 metros. Esse aplainamento iniciou a dissecação da Formação Serra dos Martins, cujos testemunhos seriam os sedimentos da Formação Campos Novos depositados em *grábens* e intercalados por rochas magmáticas (desde o Oligoceno até o Mioceno). A partir de então teria ocorrido um novo ciclo de denudação (Mioceno - Plioceno), cujos principais depósitos correlativos são os sedimentos da Formação Barreiras (Superfície Sertaneja, com cotas de até 250 metros e os Tabuleiros com cotas entre 40 e 160 metros). Os sedimentos dos terraços marinhos que ocorrem em cotas elevadas foram depositados com a subida do nível do mar durante o Pleistoceno e formados pela dissecação que ocorreu após o seu recuo.

2.8 - Trabalhos Anteriores de Investigação Regional de Dados Geofísicos na Província Borborema e na sua Margem Continental

Ao contrário das pesquisas geológicas que já há algumas décadas têm recebido um tratamento de síntese e de formulação de modelos de evolução, até o momento poucos estudos geofísicos desenvolvidos na Província Borborema apresentaram uma visão integrada dos problemas envolvidos com a compreensão de seu arcabouço e de sua evolução isostática. Nesta Tese, pela primeira vez será apresentado um mapa gravimétrico de toda a Província Borborema, integrado com os dados das províncias estruturais vizinhas. Também, pela primeira vez será efetuada uma análise conjunta de dados gravimétricos e aeromagnéticos para toda a província. Para que isso ocorresse foi necessária a criação de um banco de dados gravimétricos que reunisse a maioria das informações gravimétricas atualmente disponíveis em várias instituições de pesquisa, bem como, a disponibilidade, por parte da CPRM - Serviço Geológico do Brasil, de um mapa aeromagnético que abrangesse toda a Província Borborema, e as províncias estruturais vizinhas.

Neste item será efetuada, para a Província Borborema, uma revisão histórica dos trabalhos geofísicos com o emprego de métodos potenciais, que apresentaram abrangência regional. Aqui não serão discutidos os resultados desses trabalhos, pois ao longo da Tese, nos casos em que demandar comparação e uma análise mais detalhada, o assunto será retomado.

A maioria dos trabalhos regionais com métodos potenciais foi voltada para problemas associados com partes específicas da província: Nordeste Setentrional (Rio Grande do Norte e Ceará), Noroeste do Ceará, Maciço Pernambuco-Alagoas, Domínio da Zona Transversal, Faixa Riacho do Pontal e as margens continentais Leste e Equatorial. Esses trabalhos de investigação regional tiveram seu início nos anos 70 por intermédio do Professor Elmo Hand da UFPE. Entre os seus trabalhos se destacaram os levantamentos gravimétricos e magnéticos realizados na Margem Continental Leste (Rand 1976, Rand 1986, Rand & Manso 1990). Nas interpretações desses levantamentos foram delineadas as principais assinaturas gravimétricas na área continental ao longo da Margem Leste, e foi claramente configurado o gradiente gravimétrico que define a passagem gradativa da crosta continental para a crosta oceânica. Também, teve importância, no contexto tectônico regional, o trabalho de levantamento gravimétrico e integração geológica desenvolvido por Brito Neves *et al.* (1982) nas regiões da Faixa Sergipana, do Maciço Pernambuco-Alagoas e da Faixa Pajeú - Paraíba.

No Ceará e no norte do Piauí, o trabalho de Beltrão (1989) efetuou uma abordagem das anomalias gravimétricas regionais e residuais para a investigação da organização crustal daquela região. No sul da província, no limite com o Cráton do São Francisco, destacam-se os trabalhos de Torres *et al.* (1994), Oliveira & Brito Neves (1997), Oliveira (1997, 1998) e Oliveira & Brito Neves (1998), desenvolvidos na região da Faixa Riacho do Pontal, os quais investigaram o arcabouço geotectônico da região, formularam modelos de evolução crustal e levantaram hipóteses sobre os limites da Placa Sanfranciscana. Na análise dos limites de toda a Placa Sanfranciscana, destacam-se as modelagens gravimétricas-flexurais realizadas por Ussami (1999), as quais permitiram definir limites e *espessura elástica efetiva* (T_e).

No âmbito do Domínio da Zona Transversal, Silva Júnior *et al.* (1994) divulgaram o resultado de um zoneamento de anomalias aeromagnéticas, com objetivos petrológicos e tectônicos. Oliveira & Medeiros (2000) publicaram o resultado de integração de dados aeromagnéticos/geológicos na região do Terreno (Maciço) Pernambuco-Alagoas, com o objetivo de definir heterogeneidades crustais a partir de contrastes geofísicos. Medeiros (2004) empregou dados aeromagnéticos para a investigação da continuidade em profundidade de zonas de cisalhamentos com o objetivo de avaliá-las como possíveis limites de terrenos alóctones.

No Nordeste Oriental, a norte do Lineamento Patos, os levantamentos gravimétricos efetuados por Moreira *et al.* (1989a) deram um grande impulso na investigação e integração de dados gravimétricos. Moreira *et al.* (1989b) também apresentaram uma investigação com dados magnéticos terrestres e aéreos de uma anomalia de carácter regional na Faixa Seridó. Castro *et al.* (1997) publicaram o primeiro trabalho de integração de dados gravimétricos do continente com a área oceânica na região a norte do Lineamento Patos. Além disso, na mesma região, Castro *et al.* (1997 e 1998) publicaram a primeira estimativa para a profundidade da interface crosta-manto. Com ênfase na investigação e delimitação de terrenos tectono-estratigráficos por meio de dados gravimétricos, destacam-se os trabalhos de Jardim de Sá *et al.* (1997) e Campelo (1999). Oliveira *et al.* (2001) empregaram dados aeromagnéticos para efetuar trabalhos de delimitação de compartimentos tectonoestratigráficos na região do Lineamento Patos, enquanto Gonçalves *et al.* (2005) interpretaram o arcabouço magnético da região nordeste da província.

Os trabalhos de Oliveira & Santos (1999) e Oliveira *et al.* (2000) foram os primeiros que efetuaram integração de dados aeromagnéticos/geológicos para toda a Província Borborema e a sua conexão com as províncias vizinhas. A comunicação de Oliveira *et al.* (2005a), que já é parte desta Tese, foi também a primeira que apresentou uma investigação integrada de dados gravimétricos e aeromagnéticos para toda a província e a plataforma continental adjacente.

Os trabalhos que integraram dados da província com o restante do Brasil foram: i) os mapas gravimétricos do Brasil publicados por Ussami *et al.* (1993) e Sá *et al.* (1993); ii) o mapa magnético do Brasil confeccionado por Moraes & Ferreira (1991); e iii) o mapa magnético da América do Sul (*South American Magnetic Mapping Project*) produzido pela GETECH & PGW (1996).

A grande maioria dos estudos geofísicos para a interpretação da arquitetura crustal da margem continental da Província Borborema com o emprego de métodos potenciais foi desenvolvido pela PETROBRÁS ou em trabalhos de integração dessa empresa com instituições internacionais (Dauphin *et al.* 1989, Macário & Dauphin 1989, Braga & Ness 1989, Liandrat *et al.* 1989, Ness *et al.* 1989, Milani 1991, Gomes & Gomes 1995 e Gomes *et al.* 2000). Alguns trabalhos também foram desenvolvidos pelo Observatório Nacional (ON) em conjunto com a UFF-LAGEMAR (Sperle *et al.* 1989, Sperle *et al.* 1991). Binks & Fairhead (1989) utilizaram anomalias gravimétricas ar-livre

na área oceânica obtidas via *GEOSAT* para investigar a abertura do Atlântico Equatorial.

O *Laboratory of Geomorphology and Ocean Floor Tectonics of Geological Institute (Russian Academy of Sciences)* preparou um Atlas com várias imagens de dados gravimétricos e magnéticos da área oceânica do Atlântico Central, frontal à Província Borborema (Sokolov 1998a; Sokolov 1998b; Sokolov 1999; Mazarovich & Dobrolyubova 1999; Sokolov 2001; Sokolov 2003, Sokolov *et al.* 2004).

Moraes & Braga (1993) divulgaram o primeiro trabalho que integrou dados aeromagnéticos da área continental com a área oceânica, e Castro *et al.* (1997, 1998) publicaram a primeira integração de dados gravimétricos da área continental com a área oceânica para toda a região setentrional da província. Medeiros *et al.* (2005) publicaram o primeiro trabalho que utilizou métodos potenciais para investigar a segmentação da margem continental na região das bacias de Jacuípe, Sergipe-Alagoas e de Pernambuco.

As poucas publicações voltadas para o uso de dados geofísicos na investigação da evolução do relevo da Província Borborema são a de Dantas (1998), com correlação de dados gravimétricos e estruturas frágeis, e as publicações de Usami *et al.* (1999) e Leite (2006), com modelagens de anomalias residuais de geóide. O trabalho divulgado por Oliveira *et al.* (2005b) constituiu uma tentativa de correlacionar dados gravimétricos, anomalias de geóide e feições do relevo para definir qualitativamente as causas profundas da epirogênese na província.

Até o momento, as publicações que fornecem algum tipo de informação sobre as condições isostáticas da Província Borborema e de sua margem continental são: i) estudos de *admitância gravitacional* efetuados por Mello & Bender (1988) na Margem Equatorial e Sperle *et al.* (1991) na região dos montes submarinos de Pernambuco; ii) mapas de anomalias regionais e residuais isostáticos publicados por Ussami *et al.* (1993); iii) mapa de estimativas de *espessuras elásticas efetivas* (T_e) para toda plataforma brasileira apresentado por Bizzi & Vidotti (2003); iv) resultados de modelagens flexurais da margem continental brasileira divulgados por Sacek & Ussami (2007); e v) o trabalho de Castro *et al.* (1998) que efetuou uma estimativa para a profundidade da interface crosta-manto da região setentrional da Província Borborema empregando vínculos de isostasia, porém sem estimar os parâmetros flexurais.

Com exceção dos trabalhos de *admitância gravitacional* e o de Castro *et al.* (1998), que enfocaram ambientes geológicos específicos, o restante fez uma

abordagem que envolveu a plataforma brasileira como um todo. Nesta tese, as condições isostáticas da Província Borborema e de sua margem continental são analisadas em detalhes, inclusive com estimativas de T_e , e com discussões sobre os modelos isostáticos adequados às condições geológicas da província.

CAPÍTULO 3

DADOS GEOFÍSICOS

3.1 - Introdução

O conjunto de dados geofísicos utilizados nesta Tese é o resultado de um trabalho de compilação de levantamentos geofísicos previamente realizados e de dados levantados durante este trabalho de pesquisa. Os dados existentes e que foram compilados ou cedidos por instituições de pesquisa são dados gravimétricos, aeromagnéticos, topográficos/batimétricos, da superfície do geóide e imagens de tomografia de ondas superficiais processadas a partir de dados telessísmicos. Os novos dados, levantados nesta pesquisa, são dados gravimétricos que foram adicionados a um banco de dados pré-existente, para compor uma distribuição de estações adequada aos objetivos deste trabalho.

Nos itens abaixo, além da descrição detalhada de todos os dados geofísicos empregados, são descritos o banco de dados gravimétrico e a origem e distribuição espacial de todos os dados. São também descritos os métodos, os parâmetros e os equipamentos utilizados no levantamento gravimétrico, assim como a sua distribuição geográfica na área de trabalho.

3.2 - Dados Gravimétricos

O banco de dados utilizado foi construído a partir de informações originadas em várias organizações de pesquisa (Tabela 3.1). A distribuição geográfica das estações está apresentada na Figura 3.1.

A base de dados apresentada na Tabela 3.1 começou a ser estruturada por Moreira *et al.* (1989), com um conjunto de dados levantados em projetos desenvolvidos pela UFRN na área que corresponde ao Nordeste Setentrional (região localiza a norte do paralelo 7°S e a leste do meridiano 43°W). Nos anos seguintes, no âmbito da área continental, foram agregados novos dados levantados pela UFRN, além de dados provenientes das seguintes instituições:

Instituição	Dados Gravimétricos	Levantamento Altimétrico
UFRN/UFPA/UFOP	9.949	RNs e Barometria com controle de temperatura
Projeto LITOBORBOREMA	1.003	DGPS (maioria) e Barometria com controle de temperatura
PETROBRÁS/ANP	207.025	Nivelamento Topográfico
PETROBRÁS/CPRM	3.684	Nivelamento Topográfico
CPRM/DNPM/ON	2.379	Nivelamento Topográfico (maioria) e Barometria com controle de temperatura
DNPM/CPRM	2.079	Nivelamento Topográfico e Barometria com controle de temperatura (maioria)
UFPE	296	Barometria com controle de temperatura
USP	822	DGPS
IBGE	142	RNs
TOTAL	227.379	

Tabela 3.1: Distribuição dos dados gravimétricos por instituição. O Projeto LITOBORBOREMA financiou o levantamento dos novos dados gravimétricos para esta Tese.

- I) PETROBRÁS/CPRM - para o estudo da Bacia Potiguar;
- II) UFPA - aplicado na compreensão do arcabouço tectônico do cinturão NW-Ceará (Beltrão 1989);
- III) UFOP - no estudo de bacias sedimentares interiores (Bedegral *et al.* 1992);
- IV) UFPE - no estudo da evolução e formas de corpos graníticos (Mota & Sial 2001);

Neste trabalho de Tese, ao banco de dados pré-existente, foram adicionados dados provenientes das seguintes instituições:

- I) CPRM/ON - levantamentos destinados aos trabalhos de mapeamento geológico do Programa de Levantamento Geológicos Básicos do Brasil; dados da Dissertação de Mestrado realizada pelo autor desta Tese na região do noroeste da Bahia, oeste de Pernambuco e sudeste do Piauí (Oliveira 1998); levantamentos gravimétricos das pequenas bacias sedimentares interiores de Cedro (PE e CE) (Silva Júnior 1997) e Fátima (PE); e o levantamento gravimétrico da Região Metropolitana de Recife (Oliveira 1994);

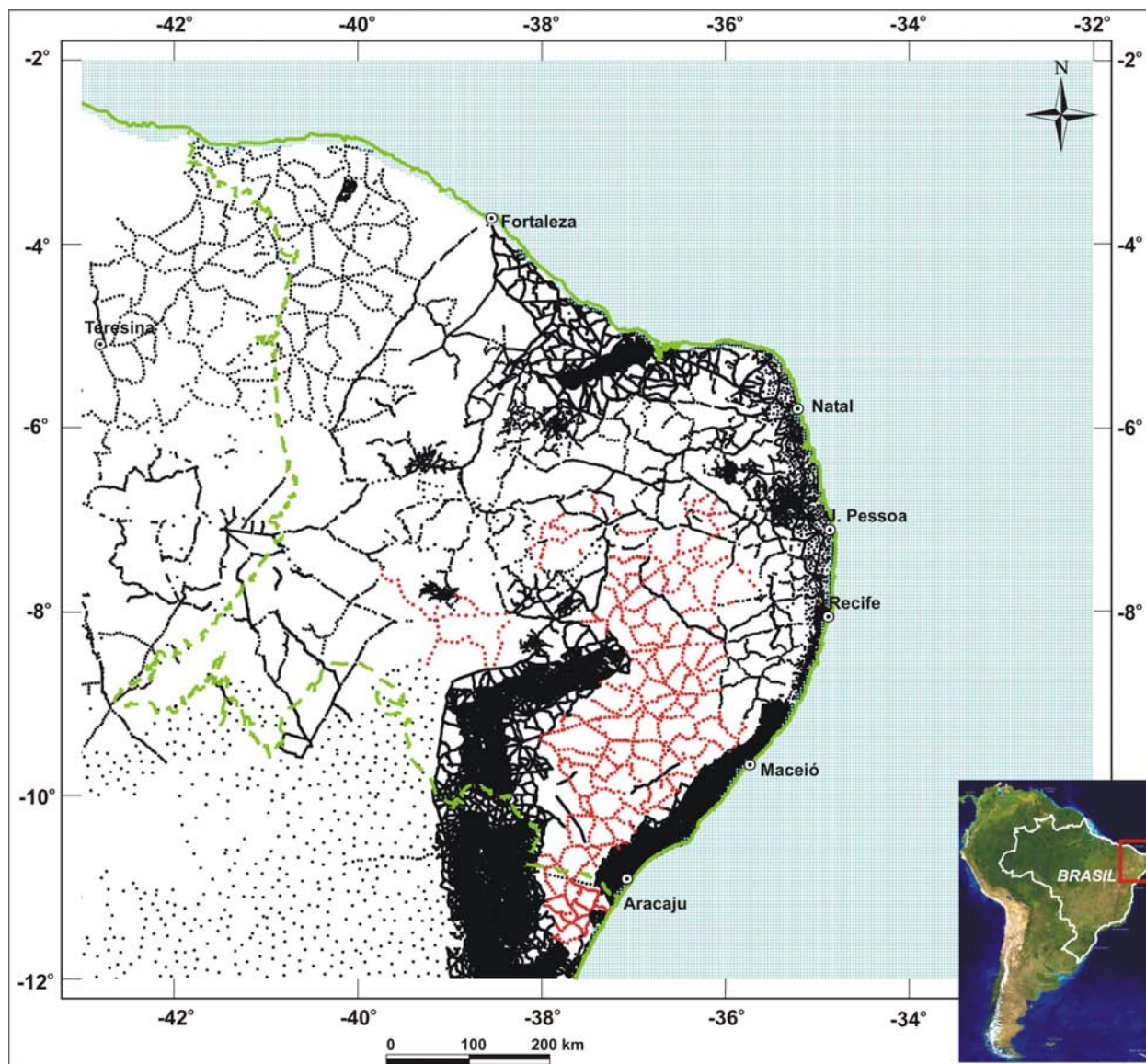


Figura 3.1: Localização dos pontos gravimétricos. No continente, as estações em preto foram compiladas do PPGG-UFRN, PETROBRÁS, CPRM-DNPM-ON, UFPE, UFPA, USP e IBGE. As estações em vermelho foram levantadas neste trabalho de pesquisa. A malha de dados da área oceânica, com dimensão de 2' de arco (azul claro), corresponde aos dados dos satélites altimétricos *GEOSAT* e *ERS 1*, processados por Sandwel & Smith (1997). A linha verde tracejada é o limite da Província Borborema na definição clássica de Almeida *et al.* (1977).

II) DNPM/CPRM - Levantamento Gravimétrico no Estado da Bahia (Gomes & Motta 1980);

III) IBGE - levantamentos sistemáticos para o estudo da superfície do geóide. Esses dados foram compilados no site <http://www.ibge.gov.br/>;

IV) USP - dados levantados na região de Itapororoca-PB (gentilmente cedidos pelo Prof. Dr. Benjamim Bley de Brito Neves);

IV) PETROBRÁS/ANP - dados levantados para o estudo de várias bacias sedimentares interiores e da margem costeira da Província Borborema. Esses dados são provenientes do banco de dados geofísicos da ANP (Agência Nacional do Petróleo) e foram cedidos para este trabalho de pesquisa, de interesse da CPRM-Serviço Geológico do Brasil, pela Divisão de Geofísica (DIGEOF-CPRM), localizada no Escritório do Rio de Janeiro, sob a condição de uso restrito e de não distribuição para terceiros.

Os dados de anomalia ar-livre da área oceânica, que corresponde a uma malha com dimensão de 2' de arco, foram obtidos em *Satellite Geodesy (Scripps Institution of Oceanography, University of California San Diego, http://topex.ucsd.edu/marine_topo/)*. Sandwell & Smith (1997) processaram as anomalias gravimétricas a partir dos dados altimétricos dos satélites *GEOSAT* e *ERS-1*. Por problemas de aquisição e processamento, esses dados possuem um erro de ± 5 mGal. A anomalia Bouguer da região oceânica foi calculada, neste presente trabalho, a partir dos valores de anomalia ar-livre, com o emprego de uma densidade igual a $1,03 \text{ g/cm}^3$ para a lâmina d'água.

3.2.1 - Levantamento Gravimétrico

Os novos dados gravimétricos incorporados por esta pesquisa (Tabela 3.1, Figura 3.1), foram levantados como parte do Projeto “*Estudos Geofísicos da Província Borborema: Estrutura Litosférica e Implicações para a Evolução Termomecânica das Bacias Sedimentares (LITOBORBOREMA)*”, financiado pelo CNPQ/CTPETRO. Foram levantadas 1.003 novas estações gravimétricas (estações na cor vermelha, Figura 3.1). Como pode ser observado pela distribuição das novas estações gravimétricas, o levantamento efetuado foi imprescindível para que a cobertura de dados na Província Borborema se tornasse adequada aos objetivos deste trabalho. Apesar do número de novas estações não ser quantitativamente muito expressivo. Ele é muito expressivo em termos qualitativo, pois cobriu uma área relativamente grande (aproximadamente 30% da área da província), e de importância fundamental para a compreensão dos vários problemas geofísicos-geológicos discutidos nesta Tese. A demanda de trabalho para o recobrimento dessa região também foi muito expressiva, por causa do intervalo de distância entre as estações e dos problemas relacionados com o levantamento gravimétrico ao longo de rodovias muito movimentadas, ou em estradas posicionadas

em lugares estratégicos, porém de difícil acesso. Esses problemas, na maioria das vezes, acarretaram uma baixa produtividade.

O trabalho foi executado com um gravímetro LaCoste & Romberg, modelo G-939, ao longo de rodovias, com intervalo de 3 a 5 km entre as estações. Foram realizados 80 circuitos, em 110 dias de trabalho de campo, nos anos de 2005 e 2007. Os circuitos de levantamento foram sempre fechados em um tempo inferior a 12 horas, em bases gravimétricas do Observatório Nacional, padronizadas em relação ao sistema *IGSN – 71 (International Gravity Standardization Net – 1971)*, e distribuídas ao longo da área de trabalho. Durante o desenvolvimento do trabalho, novas bases gravimétricas auxiliares foram estabelecidas, a partir daquelas já conhecidas.

O levantamento altimétrico foi realizado simultaneamente com o levantamento gravimétrico e foi empregado o método barométrico para o levantamento de 236 estações, e o método *DGPS (Differential Global Position System)* para as 767 estações restantes. No levantamento barométrico foram utilizados dois pares de 3 altímetros, um conjunto posicionado em uma base fixa de altitude conhecida (Referência de Nível do IBGE) e outro itinerante. Para a correção da pressão atmosférica, os registros dos altímetros da base foram feitos de 10 em 10 minutos e os itinerantes não se distanciaram mais do que 30 km. A correção da temperatura foi obtida a partir das médias das leituras secas de dois pares de termômetros, um na base e outro nas estações de medidas. Quando possível foram ocupadas referências de níveis intermediárias. No levantamento *DGPS* foi empregado o equipamento *GPS-Receiver - Hiper L1-L2* fabricado pela TOPCON® e foi utilizado o método de pós-processamento. Ou seja, os dados foram armazenados nos receptores fixo e itinerante e, posteriormente, processados para a obtenção da altitude da estação. Em todos os casos, o receptor fixo foi estabelecido sobre uma Referência de Nível do IBGE (RN), ou em uma base previamente estabelecida a partir de uma RN. O maior erro previsto para a incerteza altimétrica é de 2 metros, nos casos em que o levantamento foi executado pelo método barométrico, e de 0,5 metros nos circuitos em que foi empregado o método *DGPS*.

A gravidade observada e as anomalias ar-livre e Bouguer foram calculadas por meio do programa de Redução de Observações Gravimétricas (REGRAV) desenvolvido pelo Prof. Dr. Nelsi Côgo de Sá da USP (Sá 1994). Esse programa converte as leituras instrumentais a partir da função de calibração (tabela fornecida pelo fabricante) e corrige os efeitos da maré e da deriva. A densidade da topografia foi

considerada igual a $2,67 \text{ g/cm}^3$ e os valores anômalos ar-livre (AL) e Bouguer (AB) foram calculados com referência ao geóide (nível do mar) a partir das seguintes fórmulas:

$$AL = g - g_N + 0,3086h \text{ mGal}$$

$$g_N = 978031,85(1 + 0,00527889\text{sen}^2\varphi + 0,000023462\text{sen}^4\varphi), \text{ em mGal.}$$

$$AB = AL - 0,1119h \text{ mGal,}$$

onde:

g = gravidade observada.

g_N = gravidade normal (Fórmula Internacional da Gravidade de 1967 - *GRS 67*).

φ = latitude.

h = altitude da estação.

Para os novos dados, na estimativa do erro total do levantamento, destacam-se quatro fontes que influenciaram o cálculo dos valores finais: a incerteza da localização, o erro de fechamento, a precisão altimétrica e a falta de correção de terreno.

I) a incerteza na localização (L) pode ser considerada desprezível, desde que se admita que o *GPS* funcionou sem alterações que modificassem a sua precisão e o seu desempenho na época do levantamento;

II) o erro máximo de fechamento dos circuitos (F) foi de $0,1 \text{ mGal}$;

III) em testes efetuados, em algumas áreas de relevo mais acidentado, a falta de correção de terreno (T) pode ter introduzido um erro de até 3 mGal . Porém, erros dessa amplitude ocorreram apenas em condições muito extremas;

IV) o erro altimétrico pode ser estimado pela seguinte fórmula de avaliação da influência da altitude nos valores da gravidade:

$$\Delta g = (0,3086 - 0,04191\rho)\Delta h = 0,39 \text{ mGal (erro no levantamento com barometria)}$$

$$\Delta g = (0,3086 - 0,04191\rho)\Delta h = 0,098 \text{ mGal (erro no levantamento com DGPS)}$$

$\rho = 2,67 \text{ g/cm}^3$ densidade da topografia.

$\Delta h = 2 \text{ m}$ = erro altimétrico máximo nas áreas com levantamento por barometria.

$\Delta h = 0,5 \text{ m}$ = erro altimétrico máximo nas áreas com levantamento por *DGPS*.

Portanto, o erro (E) máximo do levantamento nas áreas levantadas por barometria e terreno pouco acidentado pode ser estimado em:

$$E = F + \Delta g + T + L = 0,1 + 0,39 = 0,49 \text{ mGal, para } L \text{ e } T \text{ muito pequenos.}$$

O erro (E) máximo do levantamento nas áreas levantadas por *DGPS* e com terreno pouco acidentado pode ser estimado em:

$$E = F + \Delta g + T + L = 0,1 + 0,098 = 0,198 \text{ mGal, para } L \text{ e } T \text{ muito pequenos.}$$

Conseqüentemente, na maior parte da área de levantamento o erro máximo previsto está em torno de 0,5 mGal. Esse erro corresponde, no máximo, a 2% da amplitude das anomalias correlacionadas com estruturas da crosta de importância regional. Por isso, não afeta substancialmente os resultados de interpretações quantitativas das anomalias de caráter regional. No caso das regiões com relevos íngremes, para as anomalias residuais o erro é substancial, porque a falta de correção de terreno pode introduzir erros de até 3 mGal. No entanto, como isso só ocorre em condições extremas, e ao considerar os objetivos da investigação regional desta pesquisa, o erro pode ser avaliado como tolerável, mesmo nessas regiões.

3.3 - Dados Aeromagnéticos

Os dados aeromagnéticos empregados neste trabalho (Figura 3.2) foram cedidos pela CPRM-Serviço Geológico do Brasil e fazem parte da Base de Dados de Projetos Aerogeofísicos do Brasil (Base AERO) criada pela CPRM e administrada pela Divisão de Geofísica (DIGEOF-RJ). Nessa base de dados aeromagnéticos, os projetos pertencentes a cada patrocinador estão agrupados e numerados segundo os seguintes códigos (<http://www.cprm.gov.br>):

- I) Códigos da Série 1000 - projetos conduzidos pelo Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM) e CPRM - Serviço Geológico do Brasil;
- II) Códigos da Série 2000 - projetos conduzidos pela Comissão Nacional de Energia Nuclear (CNEN) e pela Empresa Nuclear Brasileira S.A. (NUCLEBRÁS);
- III) Códigos da Série 3000 - projetos conduzidos pelos governos estaduais e empresas privadas;
- IV) Códigos da Série 4000 - projetos conduzidos pelo Conselho Nacional do Petróleo (CNP) e pela PETROBRÁS.

A Figura 3.2 apresenta a localização de cada projeto na região da Província Borborema e ao longo da margem continental. Neste trabalho foi empregada a malha de dados aeromagnéticos, componente do campo total, com dimensão de 1,0 km x 1,0

km, composta pela junção (efetuada pela geofísica Maria Laura Vereza de Azevedo da DIGEOF-CPRM-RJ) da malha de dados disponibilizada pelo SAMMP (*South American Magnetic Mapping Project*, GETECH & PGW 1996) com os dados aeromagnéticos dos projetos aerogeofísicos levantados pela PETROBRÁS nas bacias sedimentares interiores e da margem continental brasileira. Essa malha final foi gentilmente cedida pela Divisão de Geofísica da CPRM (RJ) para os trabalhos de interpretação e integração geológica desta Tese.

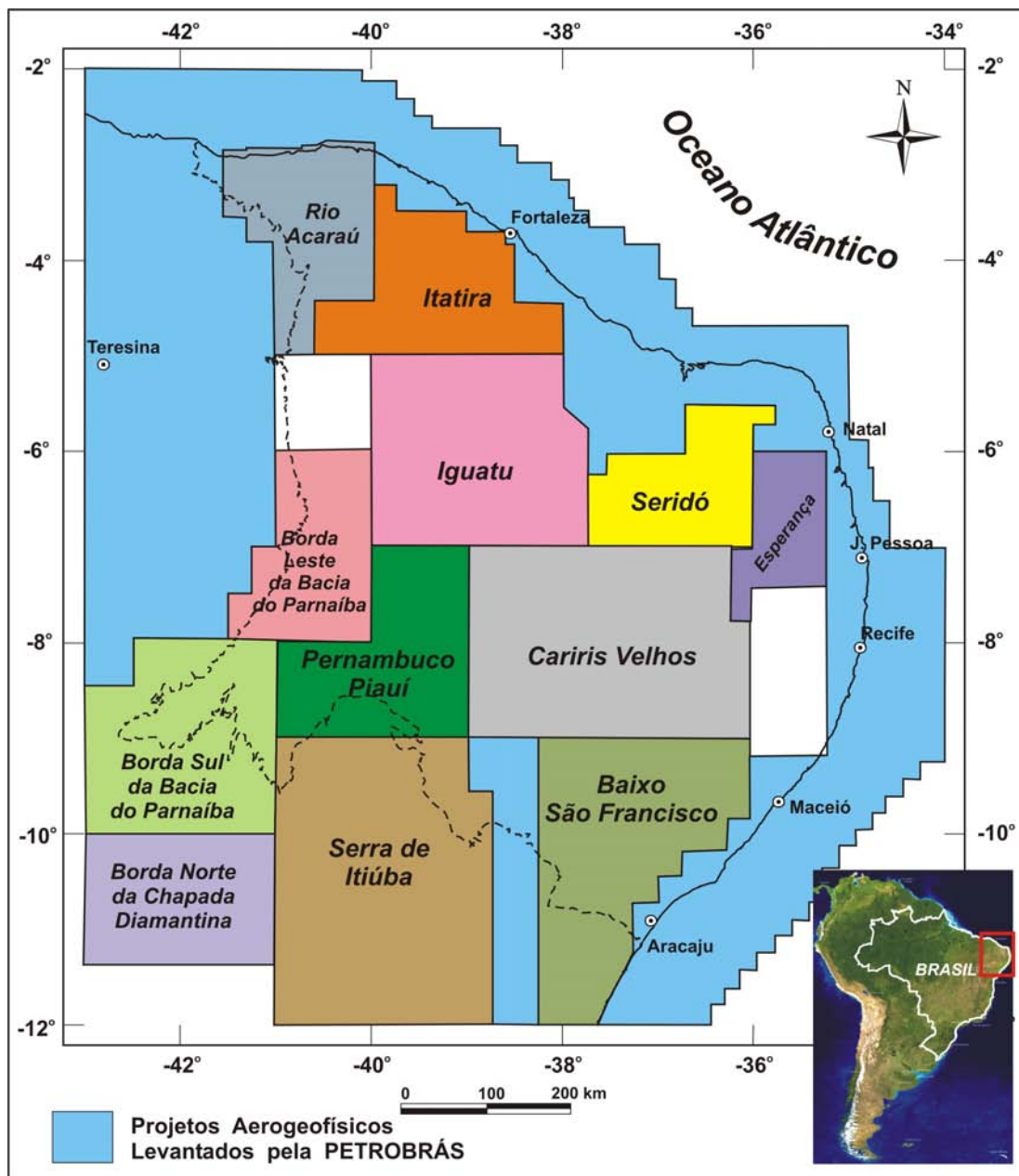


Figura 3.2: Localização dos projetos aerogeofísicos na região da Província Borborema e ao longo da margem continental. A linha preta tracejada é o limite da Província Borborema na definição clássica de Almeida *et al.* (1977).

3.4 - Dados da Superfície do Geóide

O geóide é a superfície equipotencial do campo gravimétrico da Terra que melhor se ajusta, em termos de mínimos quadrados, ao nível médio dos mares. Cada ponto da superfície do geóide é perpendicular a uma linha de prumo local. O geóide é a melhor representação gráfica do campo gravimétrico da Terra (Vanicek & Christou 1993).

Globalmente, as anomalias nas alturas geoidais são pequenas. Ocorre um mínimo de -106 metros no Oceano Índico e os máximos não ultrapassam 85 metros. Essas variações refletem basicamente a existência de heterogeneidades na estrutura térmica e na composição do manto (Vanicek & Christou 1993).

A Figura 3.3 apresenta o Mapa Geoidal do Brasil disponibilizado pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - IBGE (<http://www.ibge.gov.br/>). Observa-se que as alturas do geóide variam entre -10 metros em uma faixa central de direção aproximadamente N-S, e 25 metros nas faixas positivas que ladeiam o negativo central. Particularmente, na área do presente estudo, observa-se uma anomalia positiva com mais de 20 metros sobre a região da Província Borborema.

Na Figura 3.4 é apresentado o mapa de alturas do geóide obtido por interpolação da malha, com dimensão de 2' de arco, disponibilizada por Sandwell & Smith (1997) em *Satellite Geodesy (Scripps Institution of Oceanography, University of California San Diego, http://topex.ucsd.edu/marine_topo/)*. A malha original foi processada a partir de dados altimétricos dos satélites *GEOSAT* e *ERS-1*. Ela apresenta uma boa precisão para as alturas do geóide na área oceânica, mas na área continental, representa uma tendência que apenas acompanha a superfície do geóide. Não obstante, a comparação entre as figuras 3.3 e 3.4 evidencia que a tendência da superfície na malha de Sandwell & Smith (1997) é perfeitamente compatível com o mapa do IBGE, tanto do ponto de vista da relação de desigualdade, quanto do ponto de vista da forma, particularmente na assimetria da anomalia na Província Borborema. Contudo, com relação aos valores absolutos, na Província Borborema, o mapa do IBGE apresenta o geóide com valores máximos de 22 metros e, nos dados de Sandwell & Smith (1997), os valores máximos são de -3,5 metros. Pelas razões expostas, a malha processada por Sandwell & Smith (1997) será utilizada apenas para argumentações de natureza qualitativa, fundamentadas na existência de uma anomalia

positiva, que é consistentemente apresentada com forma assemelhada nos dois mapas.

O cálculo das alturas geoidais para a Margem Continental Leste do Brasil efetuado por Ussami *et al.* (1999) também demonstraram a existência de uma anomalia positiva com amplitude de 10 metros sobre a Província Borborema.

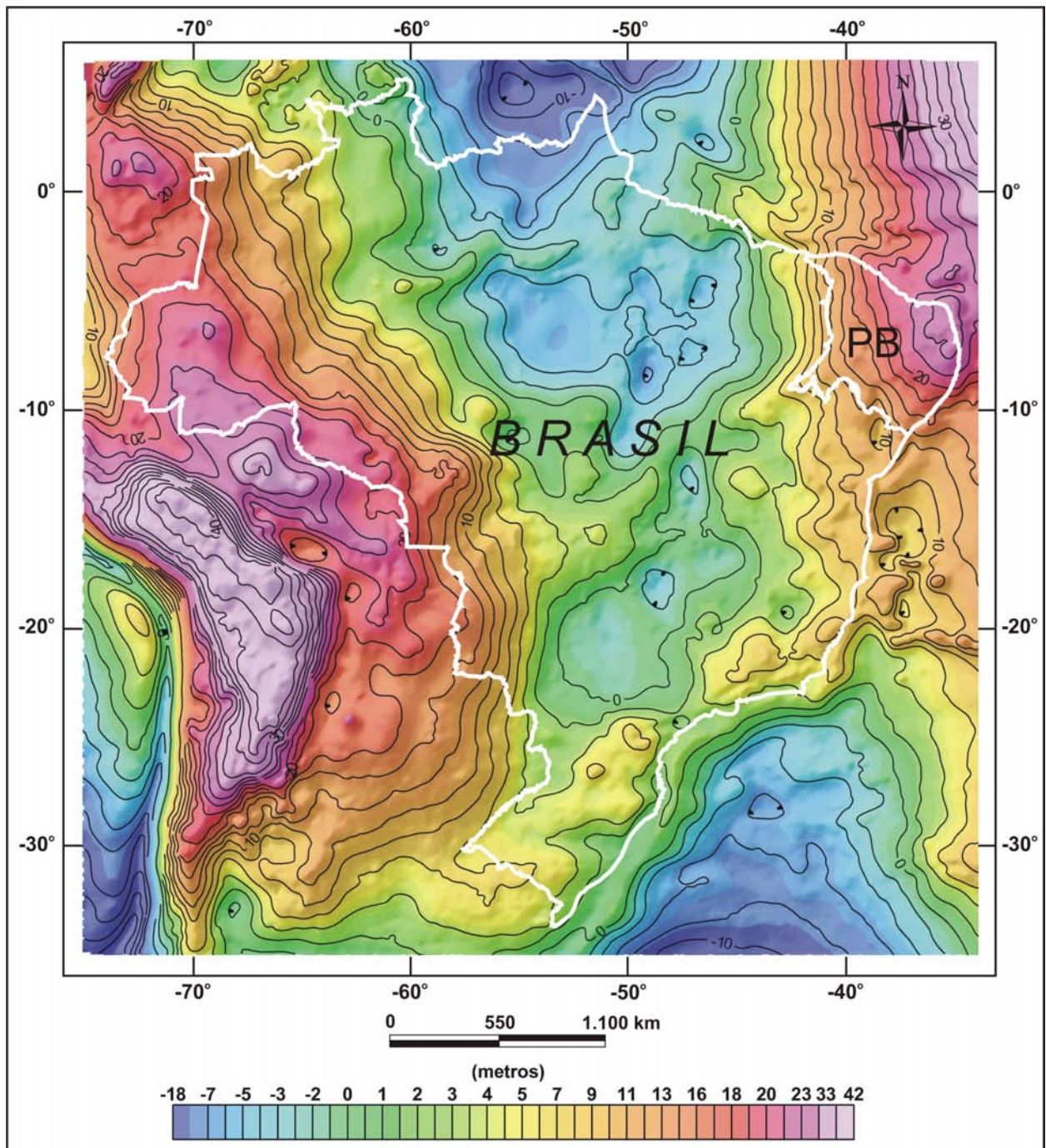


Figura 3.3: Superfície geoidal do território brasileiro obtida a partir de alturas geoidais por satélite e do modelo do geopotencial *GEMT2*. Imagem sombreada (Inc. = 35°, Dec. = 315°Az) Fonte: Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE). **PB** - Província Borborema.

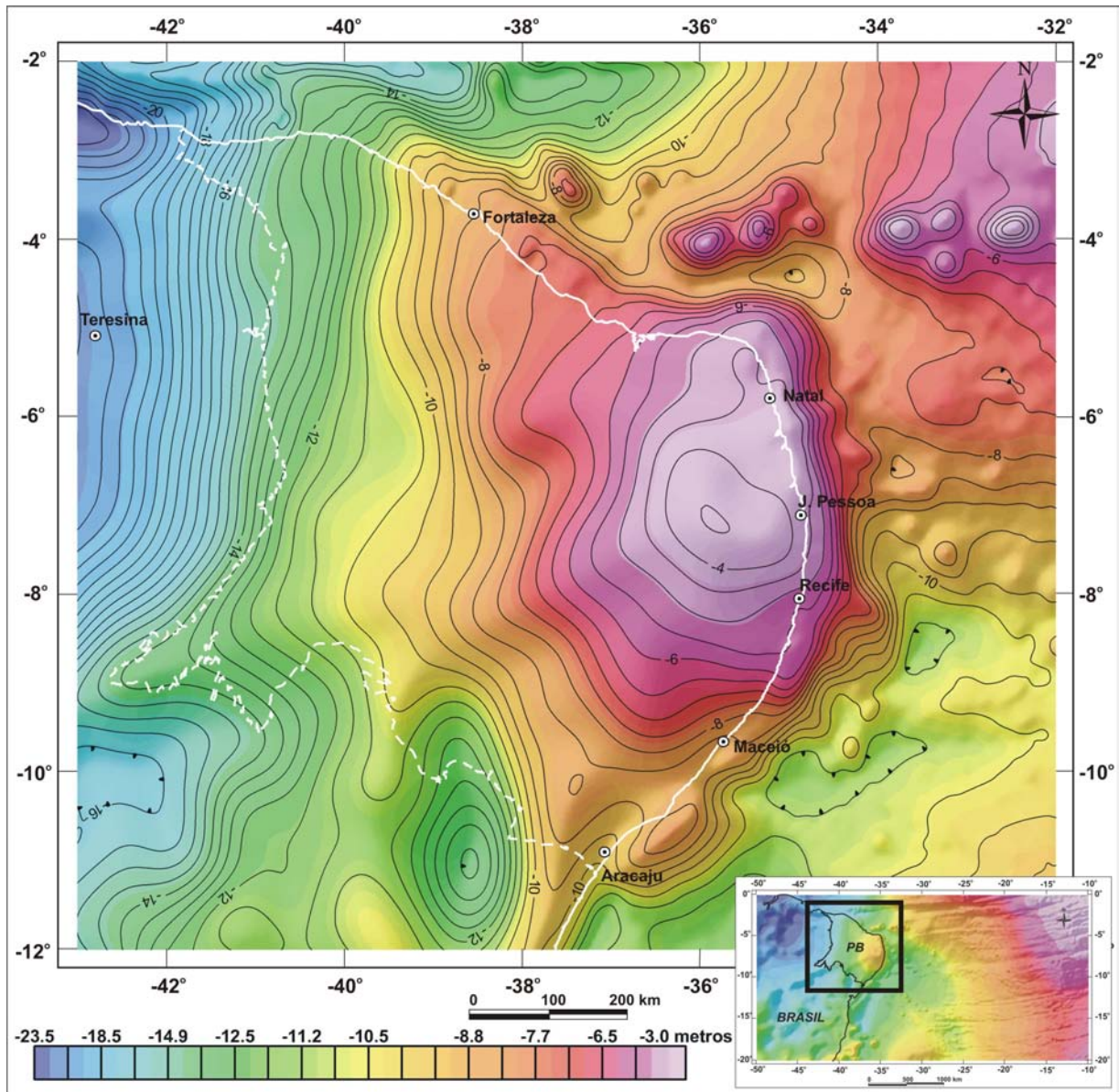


Figura 3.4: Superfície geoidal da região da Província Borborema. Imagem sombreada (Inc. = 35°, Dec. = 315°Az). Fonte: Sandwell & Smith (1997), http://topex.ucsd.edu/marine_topo/. A linha branca tracejada é o limite da Província Borborema na definição clássica de Almeida *et al.* (1977).

3.5 - Dados da Superfície Digital do Terreno

Para construção da superfície digital integrada da área emersa com a área submersa foram empregados dados de duas origens (Figura 3.5). Na área emersa foi utilizada uma malha quadrada de 90 metros x 90 metros, construída a partir de dados de satélite do Projeto *SRTM - Shuttle Radar Topographic Mission*, executado em conjunto entre a *NIMA - National Imagery and Mapping Agency* e a *NASA - National Aeronautics and Space Administration*, ambas dos EUA. No projeto *SRTM*, os dados

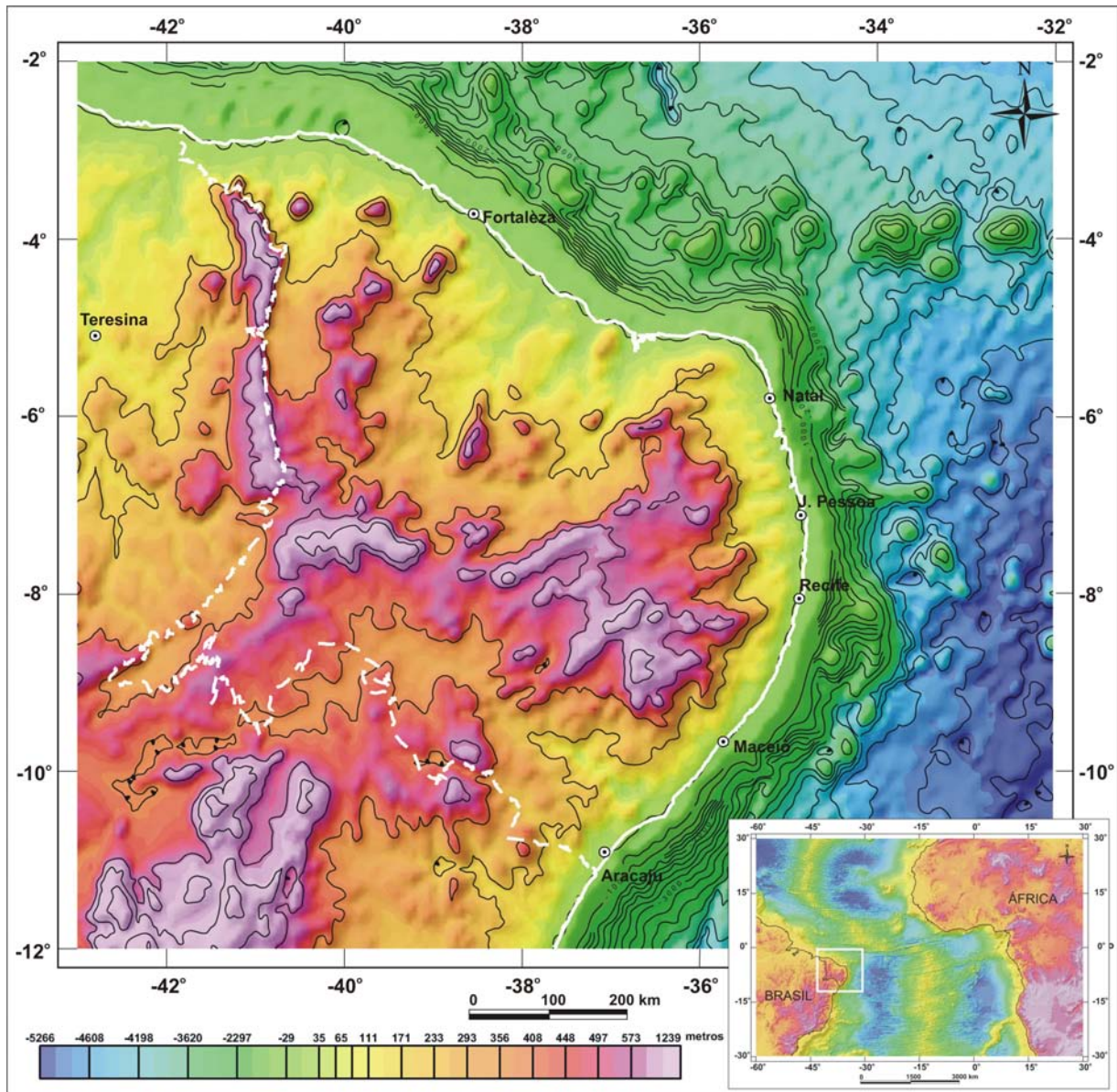


Figura 3.5: Superfície digital da elevação da região continental da Província Borborema em conjunto com a área oceânica adjacente. Imagem sombreada (Inc = 35° e Dec = 315° Az). A linha branca tracejada é o limite da Província Borborema na definição clássica de Almeida *et al.* (1977).

radargramétricos foram adquiridos em uma única missão de uma espaçonave *Shuttle*, e foram processados e disponibilizados através do *USGS/Eros Data Center*.

Na área submersa foi utilizada a malha construída a partir de dados dos satélites altimétricos *GEOSAT* e *ERS 1* (http://topex.ucsd.edu/marine_topo/), com dimensão de 2' de arco, processados para o cálculo da batimetria do fundo oceânico por Sandwel & Smith (1997).

As malhas da área continental e da área oceânica foram interpoladas conjuntamente pelo método da mínima curvatura para formar uma nova malha com

dimensão de 1,0 x 1,0 km. Como os dados continentais são mais detalhados, essa interpolação resultou em uma superfície suavizada sobre o continente (Figura 3.5). Para os objetivos desta Tese, essa malha de dados mais suave não ocasionou prejuízos para os trabalhos de interpretação e modelagens isostáticas efetuadas nos capítulos 6 e 7.

3.6 - Dados de Tomografia de Ondas Superficiais

As imagens de tomografia de ondas superficiais foram obtidas em <http://ciei.colorado.edu/~nshapiro/MODEL/>, onde estão disponíveis para *download* perfis 1D, fatias verticais ao longo de uma latitude, fatias verticais ao longo de uma longitude e fatias horizontais. O leitor interessado na origem, processamento e inversão dos dados que resultaram nessas imagens terá todas as informações necessárias no *site* da *internet* acima referido ou em Shapiro & Ritzwoller (2002). Em resumo, os autores do *site* <http://ciei.colorado.edu/~nshapiro/MODEL/> empregaram um grande conjunto de dados de ondas superficiais, com medidas de velocidade de fase e de grupo, para criar um modelo de velocidade de onda cisalhamento (onda S) da litosfera, denominado *CUB*. A velocidade de fase está associada com períodos no intervalo entre 40 e 150 segundos, enquanto a velocidade de grupo está associada com períodos entre 16 e 200 segundos. Foram usadas formas de onda, em banda larga, mediante o registro de terremotos ocorridos entre 1977 e 1999 em estações pertencentes às redes globais *GDSN*, *GSN* e *GEOSCOPE*, bem como arranjos temporários regionais. No momento do processamento, os dados de velocidades de grupo eram compostos de aproximadamente 200.000 percursos, e os de velocidade de fase de 50.000 percursos (Shapiro & Ritzwoller 2002). Os dados de velocidade de fase pertencem às universidades de Harvard e Utrecht. Os dados da velocidade de grupo foram levantados pelo *Center for Imaging the Earth's Interior* da Universidade do Colorado em Boulder.

A cobertura dos dados geralmente é melhor para as ondas *Rayleigh* do que para as ondas *Love*, bem como, para períodos intermediários do que para períodos muito curtos ou muito longos. Além disso, é melhor no hemisfério norte do que no hemisfério sul. Essa heterogeneidade de cobertura é devida à distribuição de estações sísmicas e de terremotos.

Na Figura 3.6 são apresentados, para a região da Província Borborema, exemplos de uma fatia horizontal e de uma fatia vertical, essa última segundo a latitude 6°S. Para a fatia horizontal, a perturbação da velocidade ($dVs/Vs(\%)$) é medida em relação à velocidade média ($v= 4,483$ km/s) da velocidade da onda S na profundidade da fatia. Para a fatia vertical, a perturbação da velocidade é medida em relação à velocidade média referente ao modelo global *AK135* (Kennett *et al.* 1995).

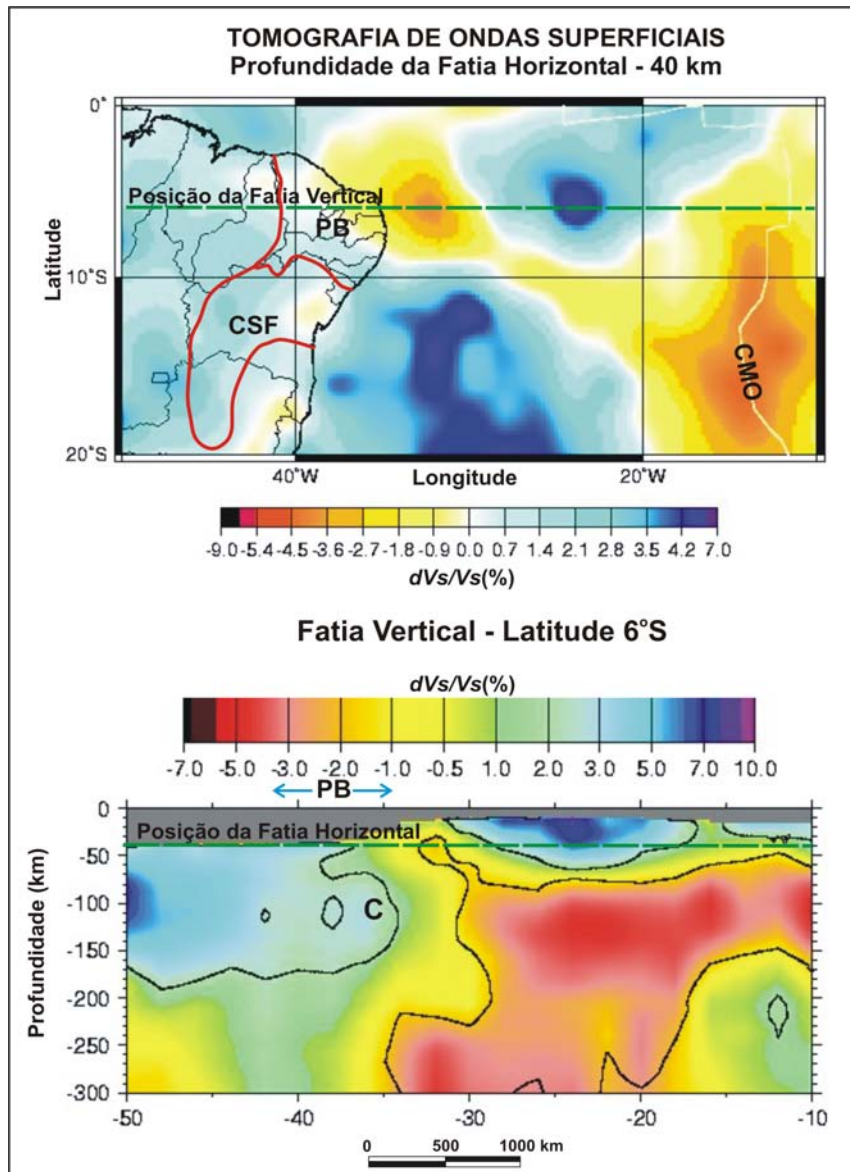


Figura 3.6: Exemplos de imagens de fatia horizontal e de fatia vertical em dados de tomografia de ondas superficiais da região continental do Nordeste do Brasil e da área oceânica adjacente. A perturbação ($dVs/Vs(\%)$) negativa na velocidade das ondas S pode indicar presença de fluidos (tons avermelhados) que podem estar associados com regiões mais quentes e menos densas da litosfera. A perturbação positiva tem tons azulados e, possivelmente, razões opostas. **PB** - Província Borborema; **CSF** - Cráton do São Francisco; e **CMO** - Cadeia Meso-oceânica.

CAPÍTULO 4

PROCESSAMENTO DOS DADOS GRAVIMÉTRICOS E MAGNÉTICOS

4.1 - Introdução

O emprego dos dados geofísicos em interpretações quantitativas e qualitativas exige uma etapa prévia que consiste na aplicação de processamentos que tornem os dados geofísicos adequados ao processo interpretativo. Os procedimentos básicos consistem na interpolação dos dados para sua exibição na forma de mapas de contornos e na filtragem dos dados, seja para a remoção de ruídos, seja para efetuar transformações que gerem, a partir dos dados originais, produtos que facilitem os procedimentos de integração com as informações geológicas e com outros dados geofísicos. Neste capítulo serão apresentados os principais processamentos empregados nos dados gravimétricos e magnéticos, com vistas à definição de um arcabouço geofísico para a Província Borborema e para o estudo da condição de sua isostasia.

4.2 - Interpolação dos Dados

Interpolação é o processo em que se determina o valor de uma função em um ponto interno de um intervalo a partir dos valores dessa função nas fronteiras desse intervalo. Esse procedimento é executado nos dados geofísicos com o objetivo de transformar dados discretos, com cobertura em pontos aleatórios ou em uma malha, a partir da qual se possa compor um mapa mais adequado à interpretação.

As interpolações efetuadas nos dados de anomalias Bouguer, ar-livre e na malha de dados aeromagnéticos foram realizados com o programa *RANGRID* (*Oasis Montaj*, v. 5.1.8, *Geosoft*[®]). Foi empregado o método da mínima curvatura para interpolação dos dados gravimétricos em uma malha de 10,0 km × 10,0 km (figuras 4.1 e 4.2), e dos dados magnéticos em uma malha de 1,0 km x 1,0 km (Figura 4.3). Esse método é baseado na generalização do conceito matemático de *spline* (Briggs 1974, Swain 1976) e foi escolhido por causa da sua boa adequação na representação tridimensional de dados de métodos potenciais.

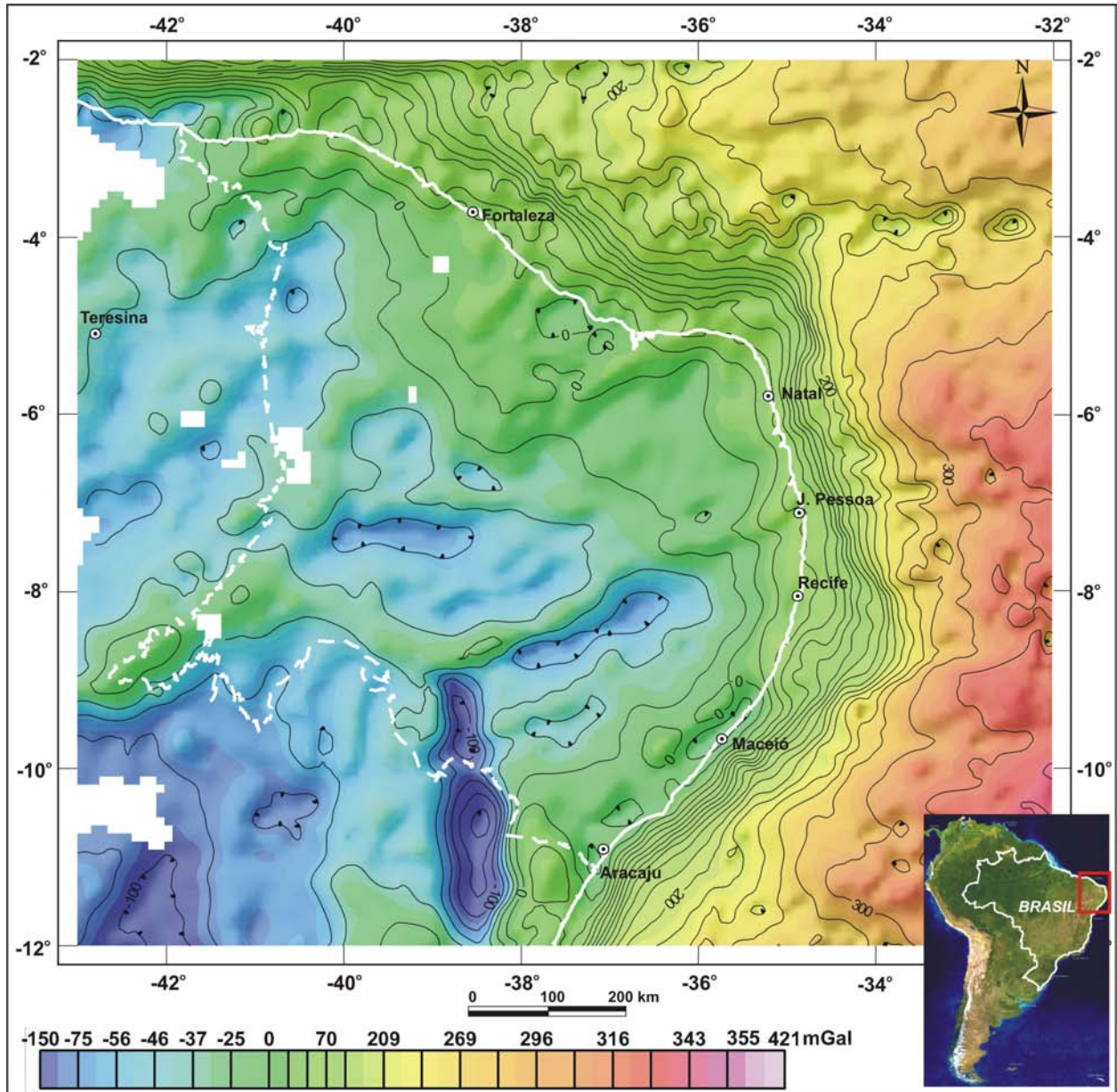


Figura 4.1: Anomalia Bouguer em malha interpolada com dimensão de 10,0 km x 10,0 km, a partir da distribuição de pontos apresentada na Figura 3.1. Imagem sombreada (Inc. = 35°, Dec. = 315°Az. A linha branca tracejada é o limite da Província Borborema na definição clássica de Almeida *et al.* (1977).

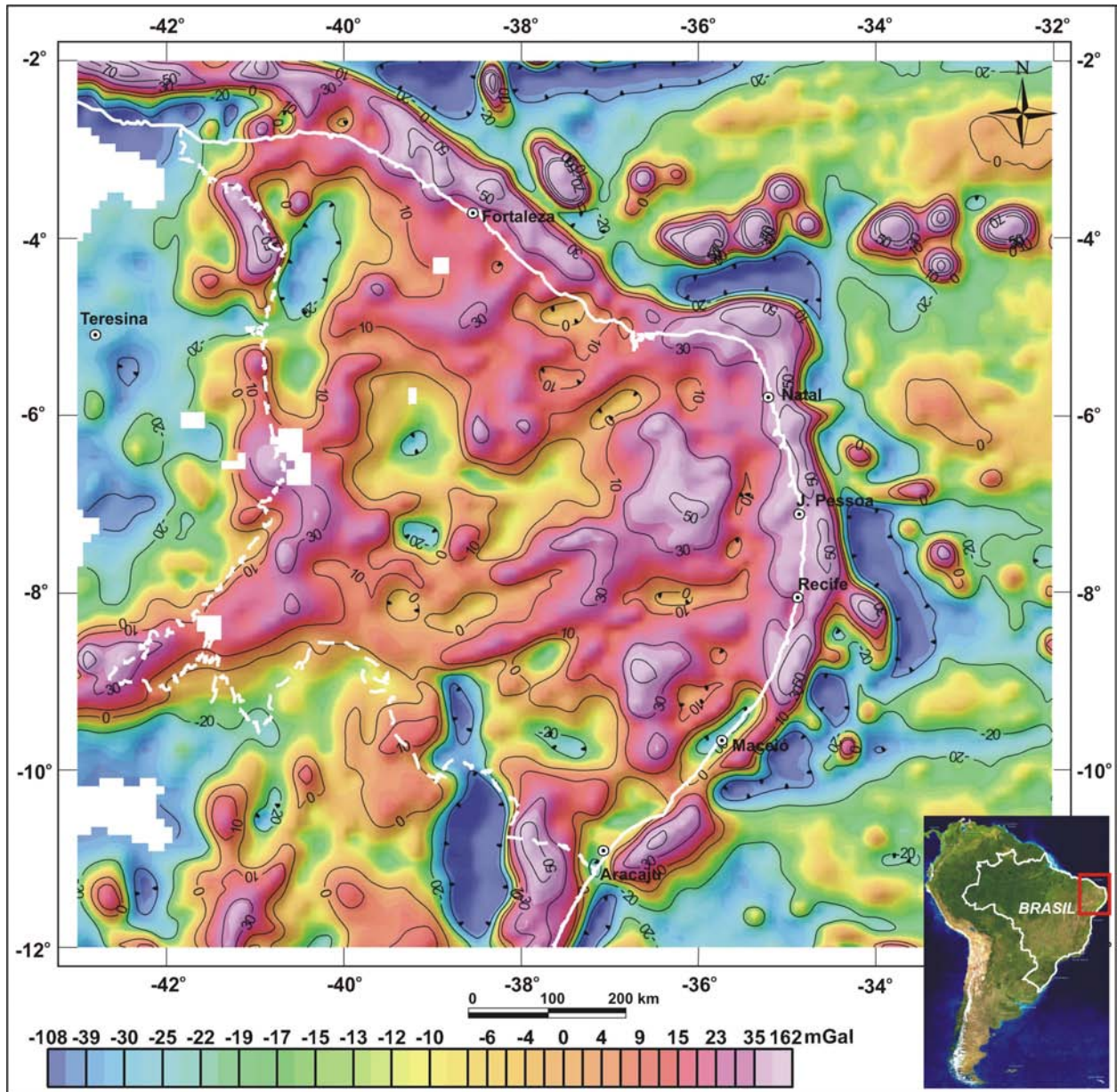


Figura 4.2: Anomalia ar-livre em malha interpolada com dimensão de 10,0 km x 10,0 km, a partir da distribuição de pontos apresentada na Figura 3.1. Imagem sombreada (Inc. = 35°, Dec. = 315°Az). A linha branca tracejada é o limite da Província Borborema na definição clássica de Almeida *et al.* (1977).

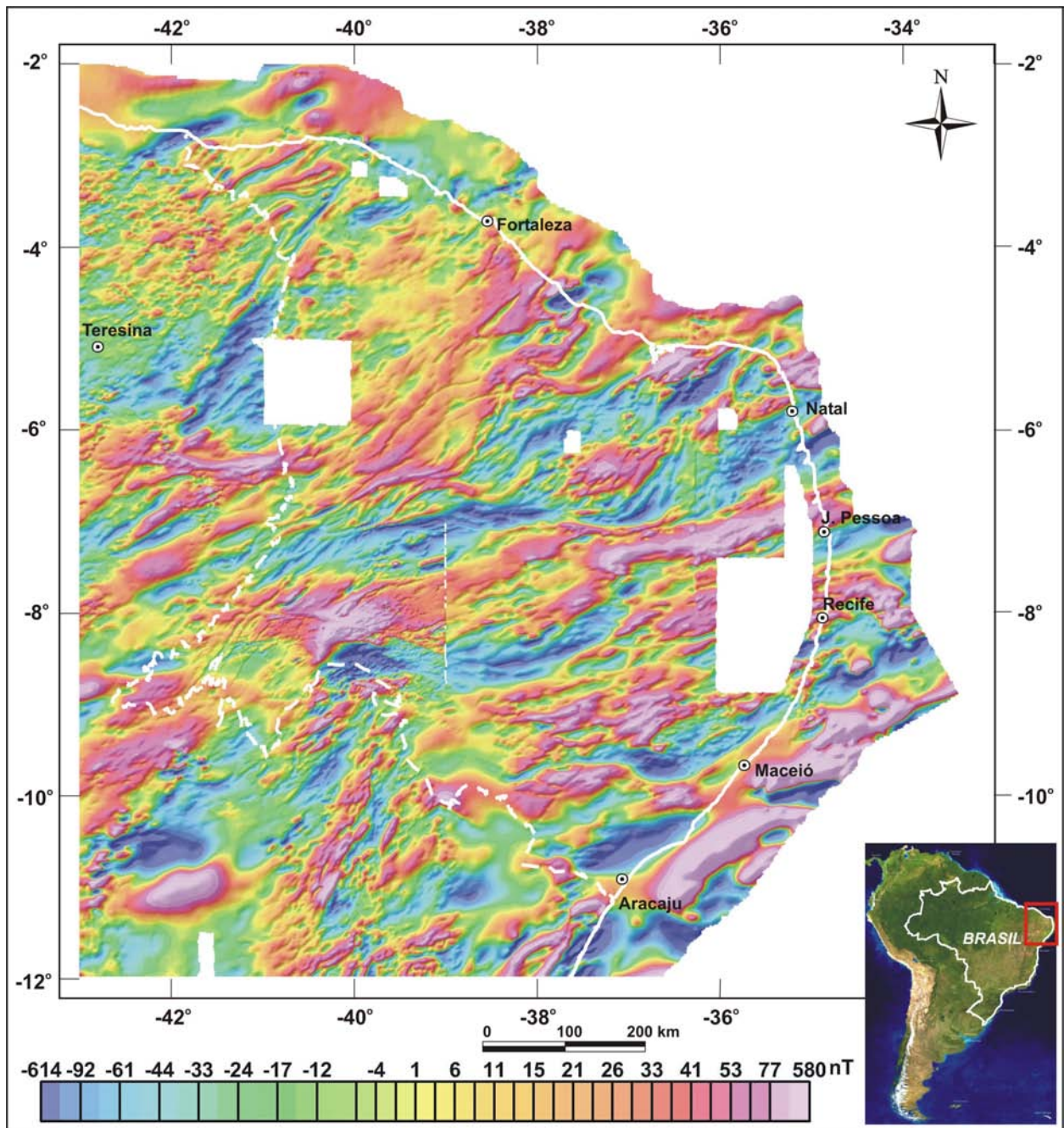


Figura 4.3: Anomalia do campo magnético total residual após a remoção do *Definite Geomagnetic Reference Field-DGRF*, em malha interpolada com dimensão de 1,0 km x 1,0 km. Imagem sombreada (Inc. = 35°, Dec. = 315°Az). A linha branca tracejada é o limite da Província Borborema na definição clássica de Almeida *et al.* (1977).

4.3 - Filtragem e Transformação dos Dados Gravimétricos e Magnéticos

Um mapa de anomalia gravimétricas e magnéticas é a resultante da soma de uma série de anomalias causadas por fontes rasas e profundas. A separação do efeito dessas fontes requer hipóteses e o emprego de uma série de transformações nos dados que permitam ao interprete adequá-las para o processo de interpretação e integração geológica, bem como, para a sua modelagem e quantificação. Na Figura 4.4 está apresentado um esquema com os passos seqüenciais de interpolação, pré-processamento, transformação para o domínio do número de onda, filtragem e transformação de volta para o domínio do espaço. Essas transformações são também muitas vezes empregadas na eliminação de ruídos ou na manipulação da forma da anomalia com o objetivo de posicioná-la mais precisamente sobre a sua fonte.

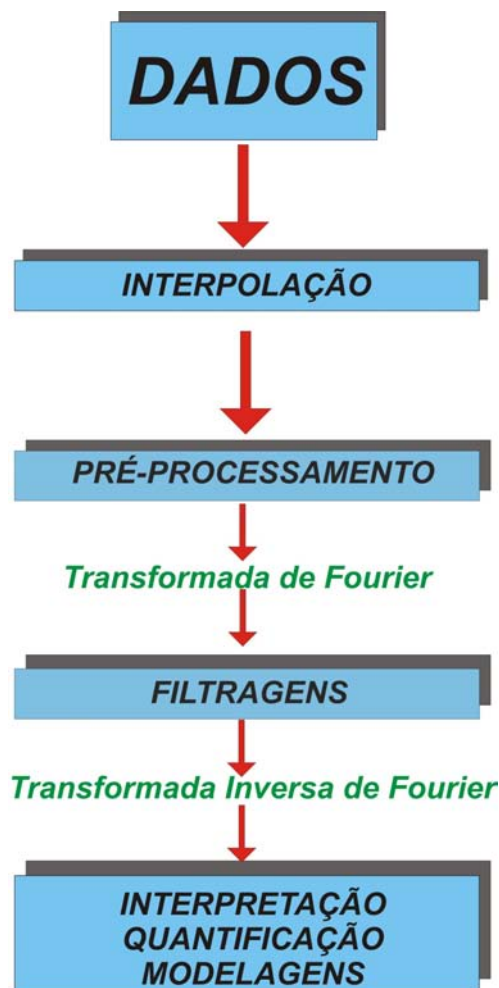


Figura 4.4: Esquema da seqüência de etapas empregada no processamento dos dados gravimétricos e magnéticos.

Nos trabalhos geológicos, os interesses variam desde os objetivos voltados para a pesquisa mineral, que dão ênfase às fontes rasas, até os objetivos da geotectônica, que dão ênfase para as fontes mais profundas. Neste trabalho, os procedimentos de transformação utilizados empregaram a técnica espectral, baseada no conceito de *Séries de Fourier*, em que a malha interpolada dos dados geofísicos é aproximada pela soma de uma série de ondas harmônicas no plano x-y, que apresentam diferentes relações de frequência, azimute, amplitude e fase. Antes da filtragem, os dados geofísicos são transformados para o domínio do número de onda por meio da *Transformada de Fourier*. Nesse domínio, os dados são filtrados e em seguida transformados de volta para o domínio do espaço. Neste trabalho a ferramenta empregada para a aplicação desse processamento foi o *MAGMAP (Oasis Montaj, V. 5.1.8, Geosoft®)*.

Os procedimentos de transformação foram precedidos por uma série de processos que visaram pré-processar ou preparar os dados. Essa etapa consistiu basicamente em três passos:

- I) foi removida uma superfície de tendência que correspondia à média de todos os pontos;
- II) a área foi expandida em 10% para evitar problemas de borda que pudessem causar truncamentos nas anomalias de grande comprimento de onda; e
- III) os espaços vazios foram preenchidos por meio de interpolação, com o emprego do método do inverso da distância.

4.4 - Filtragem dos Dados de Anomalia Bouguer

O mapa de anomalias Bouguer das áreas continental e oceânica permite a observação do efeito gravimétrico conjunto das feições tectônicas antigas da área continental e das feições tectônicas jovens da área oceânica (Figura 4.1). A assinatura mais marcante é o gradiente positivo da anomalia Bouguer no sentido do oceano. Nota-se que os valores passam de negativo (tons azuis) no interior do continente, para valores muito positivos (tons avermelhados) na região oceânica. Esse gradiente é produzido pelo desnível da *Moho* associado com o afinamento crustal. Porém, o balanceamento da densidade crosta/manto mantém o equilíbrio isostático entre as massas continentais e oceânicas. Como o mapa de anomalia Bouguer é composto pela soma de fontes rasas e profundas, caso o interprete deseje observar apenas um

conjunto dessas fontes é necessário a aplicação de técnicas que separem as anomalias locais e rasas das anomalias profundas e de caráter regional.

4.4.1 - Separação em Componentes Regional e Residual

Para a separação dos dados de anomalia Bouguer nas suas componentes regional e residual foi aplicado um filtro gaussiano. O filtro gaussiano é suave e funciona como uma passa-banda. Porém, os dados de saída apresentam uma distribuição gaussiana (normal), e o ponto de corte (*cutoff point*) escolhido é o desvio padrão da função gaussiana (Figura 4.5). No domínio da frequência o operador matemático é definido pela seguinte expressão:

$$L(r) = 1 - e^{-\frac{r}{r_0}} \quad (4.1),$$

onde r_0 é o desvio padrão da função gaussiana em ciclos/metro.

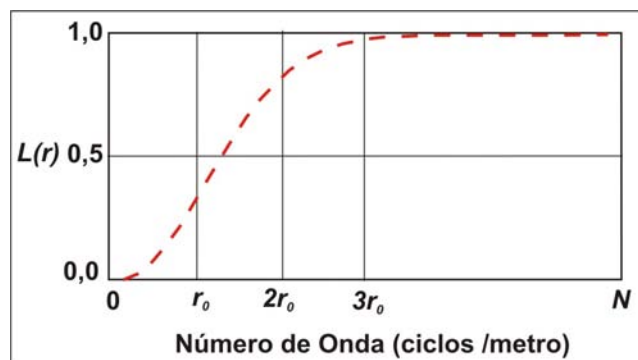


Figura 4.5: Representação gráfica do filtro gaussiano de separação regional/residual (Fonte: GEOSOFT 1994).

Antes da aplicação desse filtro, após o pré-processamento, foi gerado o espectro de potência radial médio dos dados de anomalia Bouguer (Figura 4.6). A sua análise permitiu a escolha dos intervalos de número de ondas adequados para a separação das componentes em rasas e profundas, segundo a técnica de Spector & Grant (1970). Para a aplicação dessa técnica foram consideradas três premissas:

i) a interface crosta-manto possui ondulações suaves; ii) na crosta continental não ocorre outra interface, como por exemplo, a descontinuidade de *Conrad*; e iii) as fontes intracrustais são estatisticamente de pequeno comprimento de onda, em comparação com as fontes da interface crosta-manto.

Como podemos observar na Figura 4.6, o comprimento de onda ideal é 300 km ($k = n^{\circ}$ de onda = 0,00333 ciclos/km). Esse número de onda corresponde a um ponto onde a curva do espectro, aproximada por retas, corresponde à junção da reta, cujos parâmetros (inclinação e intercepto) correspondem a componentes espectrais que estão relacionadas com fontes profundas (comprimento de onda > 300km), com a reta cujos parâmetros correspondem a componentes espectrais que estão relacionadas com fontes mais rasas (comprimento de onda < 300km). Em termos práticos, a componente residual deve conter predominantemente anomalias com fontes na crosta, enquanto a componente regional conterá as fontes da interface crosta/manto ou mais profundas que a *Moho*.

Com o objetivo de reforçar a validade do comprimento de onda escolhido para o corte no filtro gaussiano, e sua dependência em relação aos limites prováveis das profundidades das fontes das anomalias Bouguer residuais, foi efetuada uma comparação entre o efeito do filtro e o efeito da mudança da relação fonte-profundidade. Esse efeito foi avaliado pelo uso da relação comprimento de onda/atenuação da magnitude em uma continuação para cima, segundo a proposta de Kane & Godson (1985). Assim: $D = A_{\lambda} e^{-2\pi\Delta Z / \lambda}$, onde: λ é o comprimento de onda discreto, A_{λ} é a magnitude associada com λ em uma determinada relação fonte-profundidade, D_{λ} é a magnitude atenuada de λ associada com o aumento da relação fonte-profundidade, e ΔZ é o incremento de profundidade;

Adotando 5 km como a profundidade das fontes rasas e 30 km como a profundidade da *Moho*, foi calculado o quanto uma anomalia diminui de magnitude (atenua) na medida em que a fonte aumenta a profundidade de 5 para 30 km. Como está apresentado na Figura 4.7, o efeito do aumento de 25 km na profundidade é o de atenuar a anomalia na proporção inversa da sua magnitude. Ou seja, a atenuação é alta para comprimentos de ondas curtos (a atenuação chega próxima de 0% para $\lambda = 50$ km) e diminui para comprimentos de onda longos (a atenuação é próxima de 60% para $\lambda = 300$ km). Porém, o aspecto importante é a comparação com o desenho do filtro gaussiano. Observa-se que existe uma coincidência muito boa entre a curva da atenuação e a curva do filtro gaussiano para $\lambda = 300$ km. Note que o filtro gaussiano foi invertido e multiplicado por 100 para que a comparação pudesse ser efetuada.

Os resultados da separação entre fontes profundas (componente regional) e fontes rasas (componente residual) estão apresentados nas figuras 4.8 e 4.9.

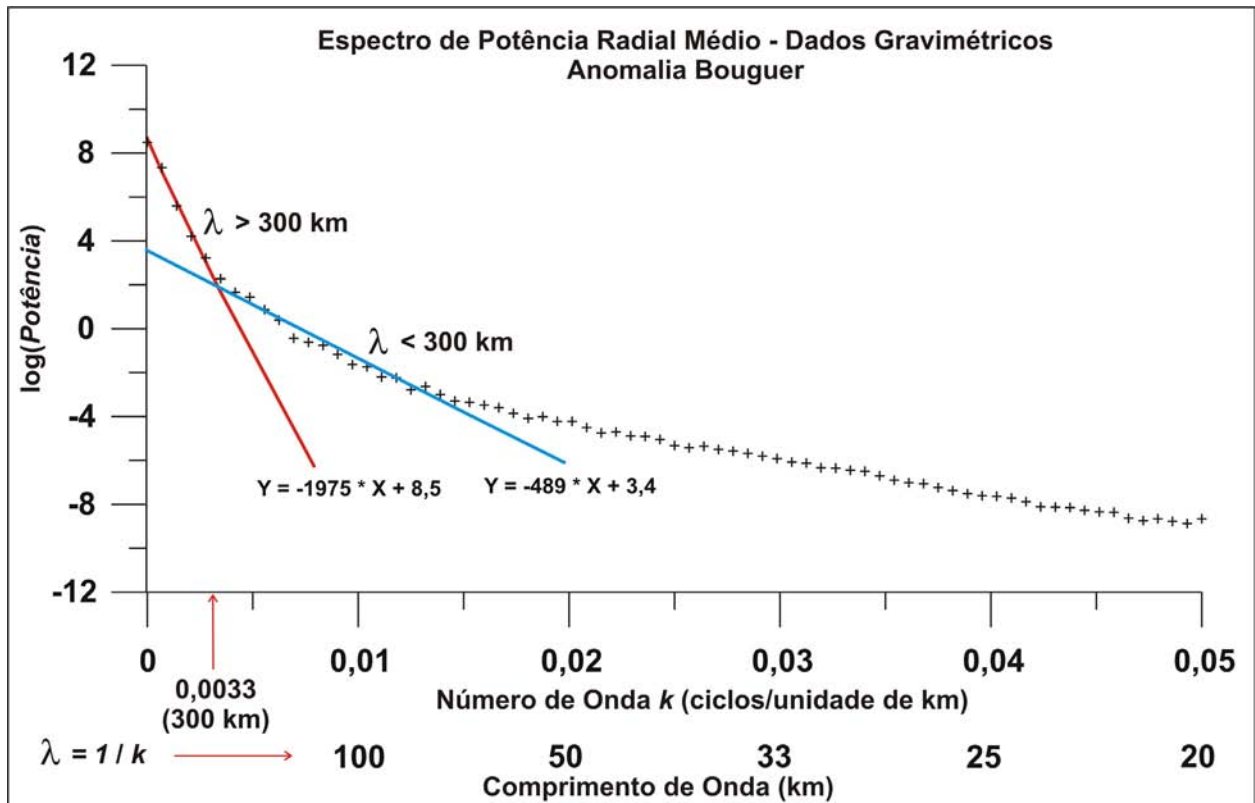


Figura 4.6: Espectro de potência radial médio dos dados de anomalia Bouguer, com a interpretação dos intervalos dos números de onda (comprimentos de ondas) utilizados para a aplicação do filtro gaussiano de separação regional-residual.

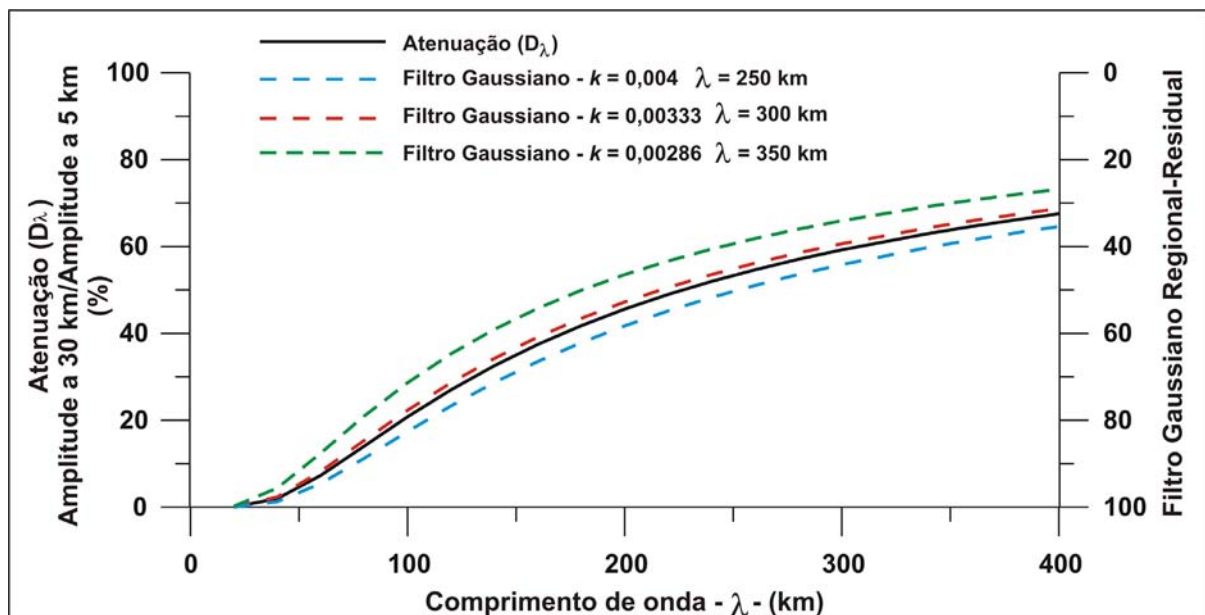


Figura 4.7: Comparação entre a atenuação da magnitude do comprimento de onda em função da profundidade e o desenho do filtro gaussiano de separação regional-residual. O filtro gaussiano foi invertido e multiplicado por 100. k = número de onda. λ = comprimento de onda. O filtro gaussiano está desenhado para três comprimentos de onda: 250, 300 e 350 km. A melhor comparação é com λ igual a 300 km.

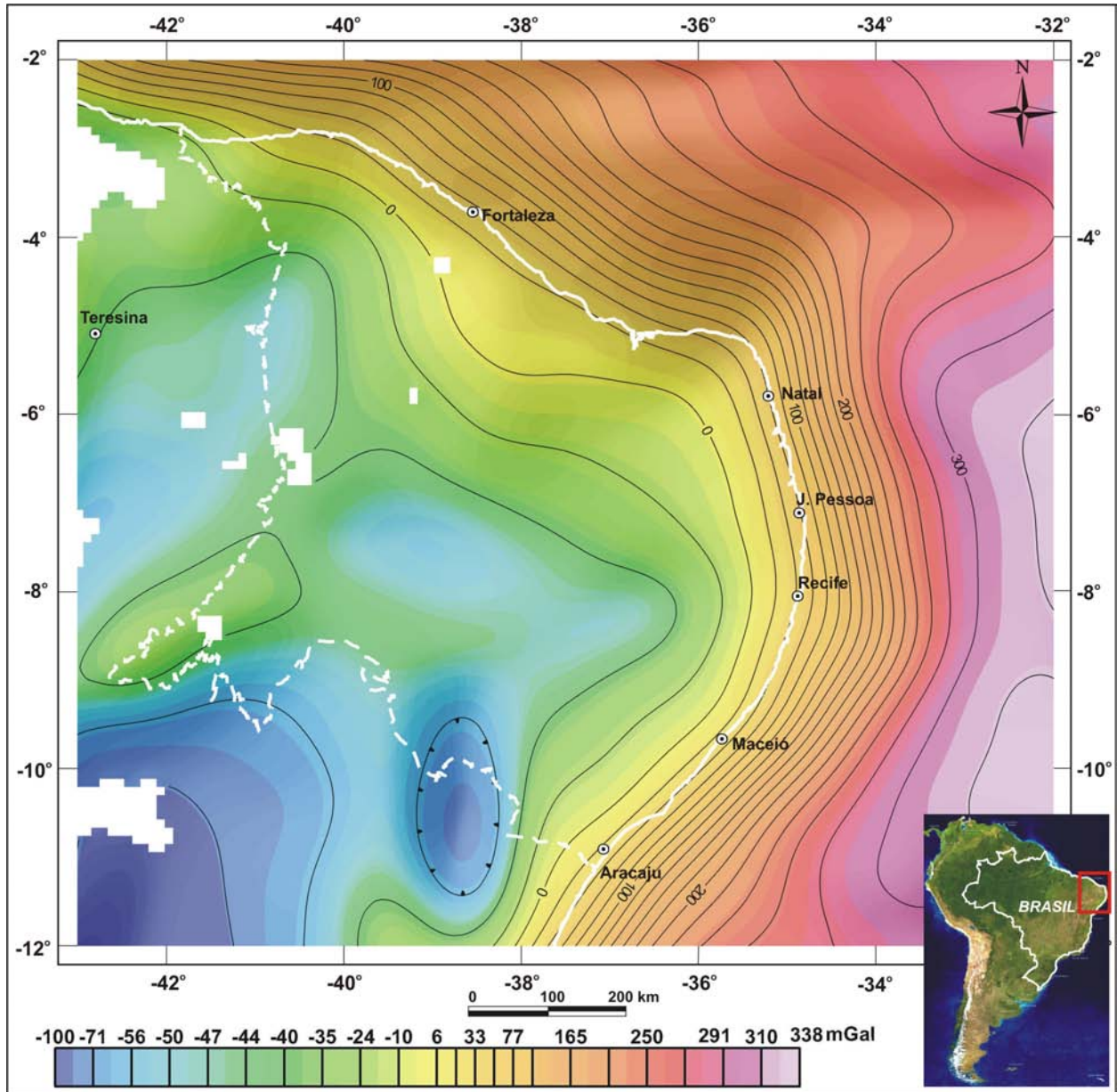


Figura 4.8: Anomalia Bouguer filtrada (filtro gaussiano, passa-baixa, 300 km) para realçar a componente regional com comprimento de onda superior a 300 km. Imagem sombreada (Inc.=35°, Dec.=315°Az). A linha branca tracejada é o limite da Província Borborema na definição clássica de Almeida *et al.* (1977).

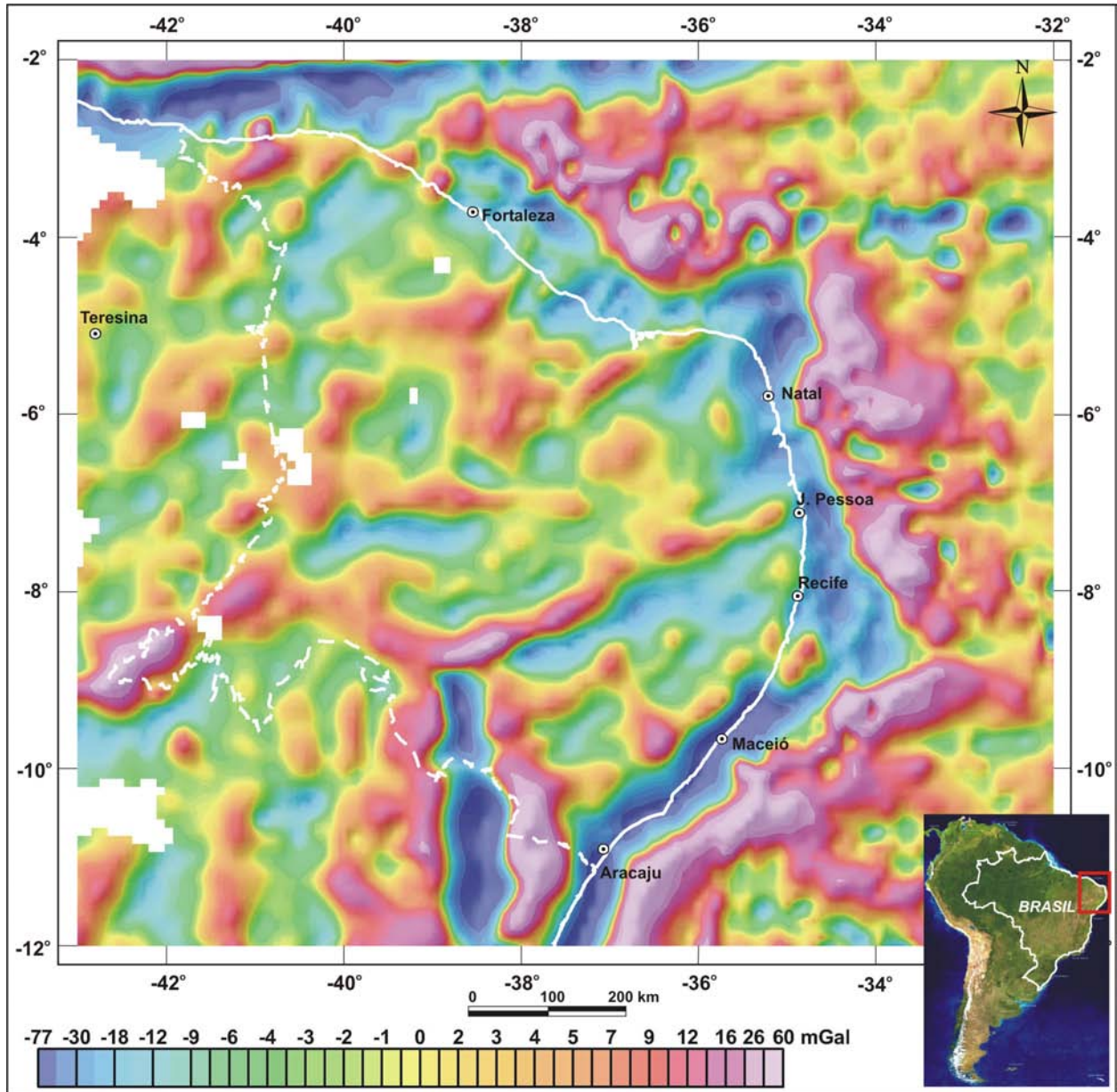


Figura 4.9: Anomalia Bouguer filtrada (filtro gaussiano, passa-alta, 300 km) para realçar a componente residual com comprimento de onda inferior a 300 km. Imagem sombreada (Inc.=35°, Dec.=315°Az). A linha branca tracejada é o limite da Província Borborema na definição clássica de Almeida *et al.* (1977).

4.5 - Filtragem dos Dados Aeromagnéticos

Os dados aeromagnéticos fornecem informações sobre as rochas da superfície e de níveis profundos da crosta que os tornam imprescindíveis nos estudos geológicos dos escudos cristalinos e faixas dobradas pouco conhecidas ou parcialmente encobertas por sedimentos, ou em regiões de difícil acesso, como as florestas tropicais e relevos acidentados. Pelas mesmas razões já explicitadas para os dados gravimétricos, na interpretação e integração com dados geológicos é necessário separar as anomalias causadas por fontes rasas das anomalias causadas por fontes profundas. As fontes magnéticas profundas estão associadas com corpos e estruturas geológicas regionais e são importantes para a compreensão do arcabouço geotectônico. As fontes rasas podem ser de interesse prospectivo, por exemplo, nas pesquisas de minerais metálicos, nos níveis rasos da crosta.

4.5.1 - Redução ao Pólo Magnético

Nas baixas latitudes magnéticas, como ocorre com a região da Província Borborema, a interpretação dos dados magnéticos é dificultada pela característica bipolar da anomalia magnética; ou seja, uma fonte magnética com contraste de susceptibilidade positiva produz, em geral, uma anomalia formada por um mínimo, ladeado por dois lóbulos positivos (Telford *et al.* 1990). Dependendo da orientação e do mergulho do corpo, a anomalia pode variar de forma, porém com a tendência para posicionar o lóbulo negativo mais próximo da fonte. No entanto, é difícil realizar uma correlação direta com a posição real da fonte, mesmo para uma interpretação qualitativa. Por outro lado, nas altas latitudes magnéticas a anomalia tende a ser “quase monopolar” e a fonte causadora tem boa correlação com uma anomalia positiva central. Por esses motivos, nas baixas e intermediárias latitudes magnéticas é muito comum o uso de uma transformação denominada redução ao pólo magnético. Nessa transformação, o intérprete simula que a fonte está localizada no pólo magnético, para centralizar o pico positivo sobre a fonte anômala.

No domínio da frequência o operador matemático da redução ao pólo magnético é definido pela seguinte expressão:

$$L(\theta) = \frac{1}{[\text{sen}(I_a) - i \cos(I) * \cos(D + \theta)]^2}, \text{ se } (I_a < I), I_a = I, \quad (4.2)$$

onde I = inclinação geomagnética, I_a = a inclinação para correção da amplitude (nunca menor que I) e D a declinação geomagnética (GEOSOF 1994).

Um problema no emprego da redução ao pólo magnético em baixas latitudes é o fato de que I está muito próximo de I_a . Isso torna a transformação matematicamente instável e, como consequência, produz alinhamentos espúrios na direção da declinação geomagnética. Algumas técnicas foram desenvolvidas no sentido de resolver esse problema, a exemplo das técnicas publicadas por Silva (1986) e Leão & Silva (1989), que empregaram o conceito de camada equivalente, e Mendonça & Silva (1993) com técnicas no domínio da frequência. MacLeod *et al.* (1993a, 1993b) desenvolveram o conceito de amplitude do sinal analítico que, de forma similar ao de redução ao pólo, também posiciona um pico positivo sobre as fontes magnéticas localizadas em baixas latitudes magnéticas, porém sem a instabilidade da redução ao pólo magnético.

Neste trabalho, para remover os alinhamentos espúrios gerados pela redução ao pólo na direção da declinação geomagnética, foi empregada uma outra transformação denominada co-seno direcional. A função co-seno torna o filtro suave evitando efeitos oscilatórios (*ringing*) comuns em filtros passa banda. A banda de rejeição (ou passagem) pode ser estreitada ou alargada pela escolha de um grau adequado para a função, permitindo isolar feições direcionais muito fortes. O seu operador matemático no domínio da frequência tem as seguintes expressões (Figura 4.10):

$$L(\mu, \nu) = \left| \cos^n \left(\alpha - \theta + \frac{\pi}{2} \right) \right| \quad (4.3),$$

para rejeitar a direção α , e

$$L(\mu, \nu) = 1 - \left| \cos^n \left(\alpha - \theta + \frac{\pi}{2} \right) \right| \quad (4.4),$$

para passar a direção α .

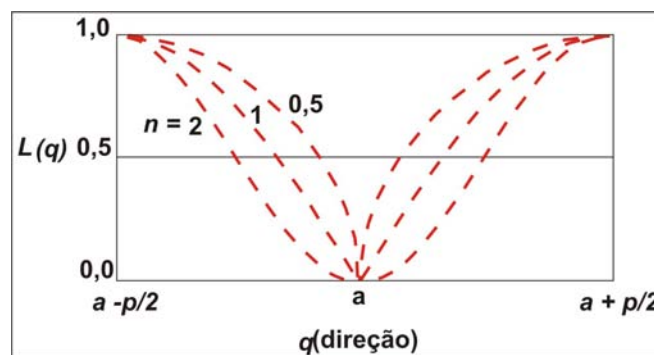


Figura 4.10: Representação gráfica do filtro co-seno direcional (Fonte: GEOSOF 1994).

O resultado da aplicação conjunta no mapa aeromagnético do campo total residual (Figura 4.3) dos filtros para a redução ao pólo magnético, e para a remoção dos alinhamentos espúrios produzidos pela instabilidade matemática do filtro nas baixas latitudes magnéticas, está apresentado na Figura 4.11. O resultado obtido tem sinal invertido em relação ao mapa da Figura 4.3, porém com algum deslocamento. As vantagens do emprego do mapa transformado (Figura 4.11) é o posicionamento correto da anomalia sobre a sua fonte, e a facilidade de interpretação, pois, nesse caso, as cores avermelhadas indicam com facilidade a localização das fontes magnéticas.

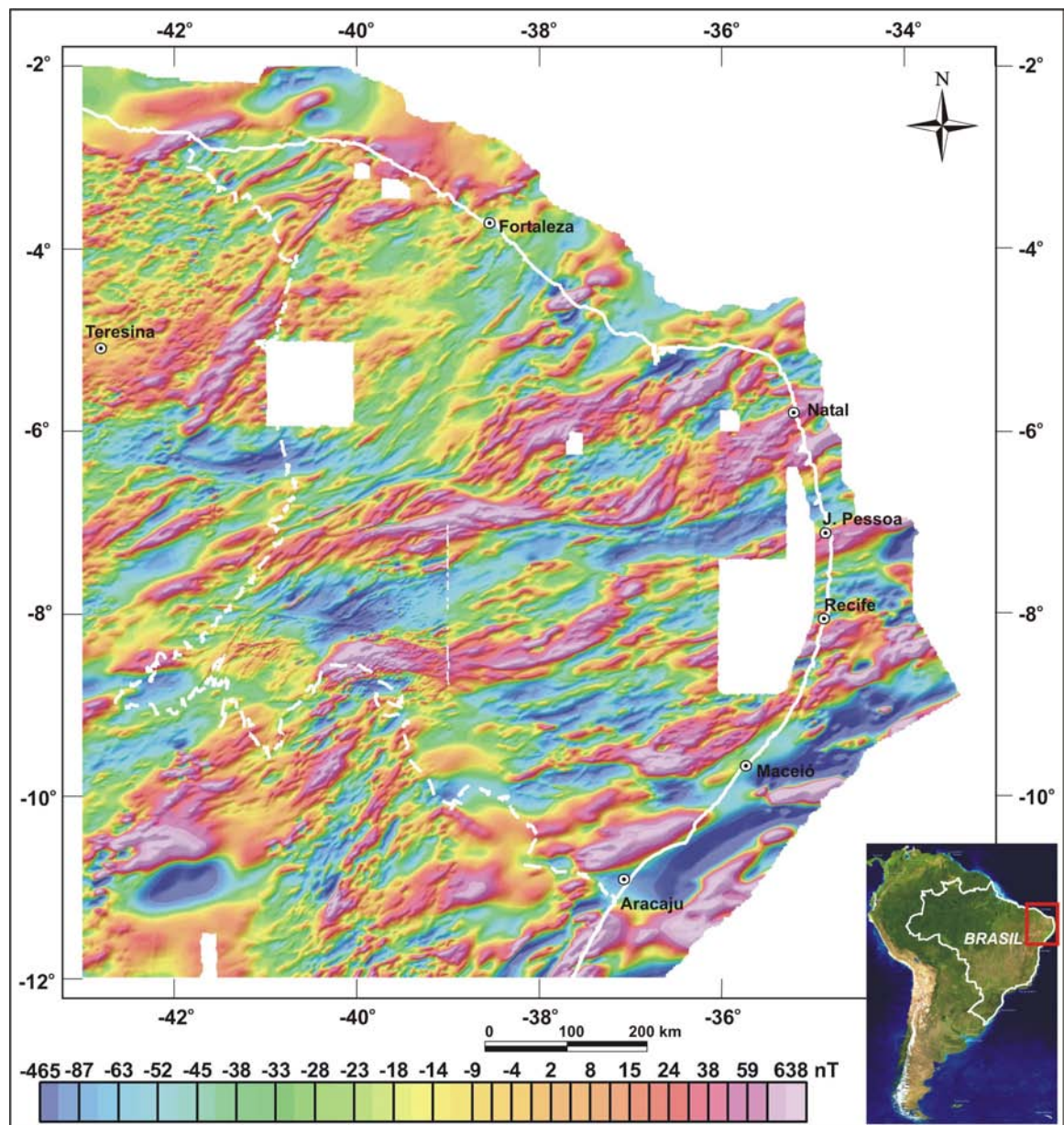


Figura 4.11: Anomalia do campo magnético total (sem o *DGRF*) reduzido ao pólo magnético e com filtragem direcional sobre os dados do mapa da Figura 4.3. Imagem sombreada (Inc. = 35°, Dec. = 315°Az). A linha branca tracejada é o limite da Província Borborema na definição clássica de Almeida *et al.* (1977).

4.5.2 - Separação em Componentes Regional e Residual

Para a aplicação do filtro de separação nas componentes regional e residual dos dados magnéticos (a descrição do operador matemático e a forma gráfica do filtro estão apresentados na Seção 4.4.1), o passo inicial, após o pré-processamento e transformação para o domínio da frequência, foi a análise do espectro de potência radial médio dos dados reduzidos ao pólo magnético (Figura 4.12). A sua observação permitiu a escolha dos parâmetros a serem aplicados no processo de filtragem e evidenciou que o espectro pode ser separado em três componentes: fontes profundas, fontes com profundidades médias e fontes rasas. O número de onda (k) que corresponde ao limite entre as fontes profundas (topos com profundidades médias em torno de 17,9 km) e fontes com profundidade média (topos com profundidades médias em torno de 5,7 km) é $k = 0,02$ ciclos/km ($\lambda=50$ km). O número de onda que corresponde ao limite entre as fontes com profundidade médias e as fontes rasas é 0,08 ciclos/km ($\lambda=12,5$ km, topo das fontes rasas em torno de 2,4 km).

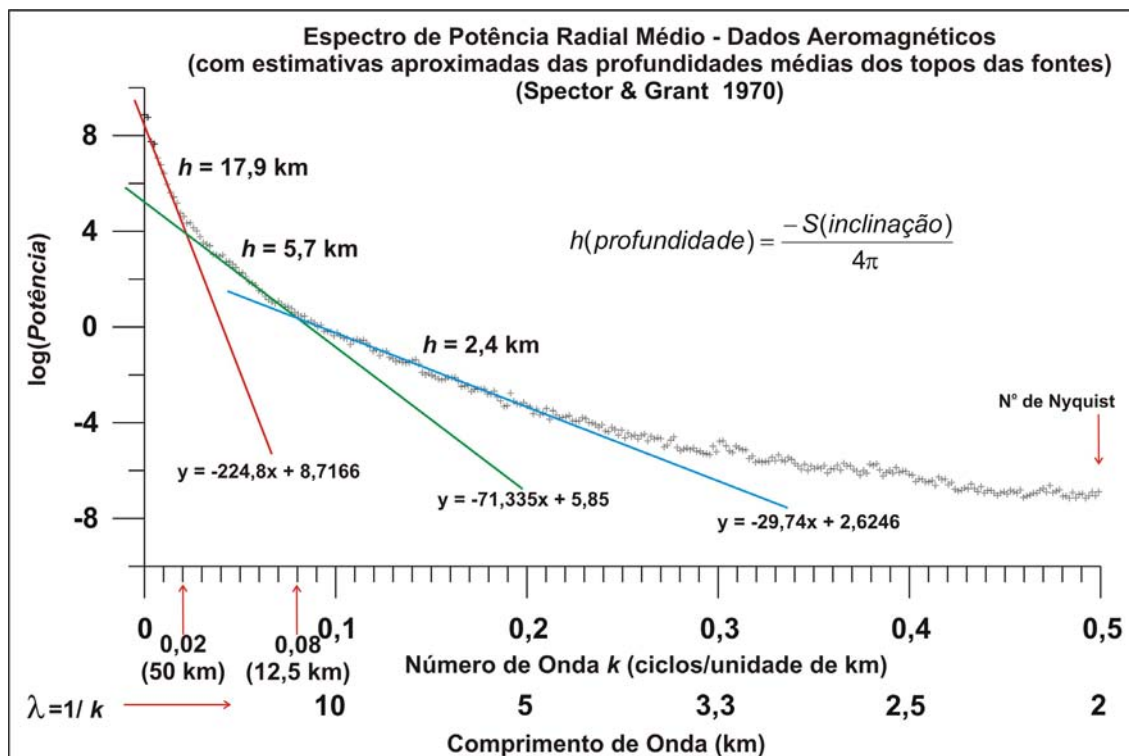


Figura 4.12: Espectro de potência radial médio dos dados de anomalia magnética reduzida ao pólo magnético, com a interpretação dos intervalos dos números de onda e comprimentos de onda utilizados para a aplicação do filtro gaussiano regional-residual. Estão apresentadas as estimativas das profundidades dos topos das fontes, segundo o método de Spector & Grant (1970).

Nas figuras 4.13 e 4.14 estão os resultados da aplicação do filtro gaussiano regional-residual nos dados aeromagnéticos. O ponto de corte escolhido para separar as fontes profundas das fontes rasas foi k (*número de onda*) = 0,02 ciclos/km ($\lambda = 50$ km). É importante lembrar que quando a temperatura na crosta atinge a *temperatura Curie* ($\cong 550^{\circ}\text{C}$), os minerais perdem a capacidade de magnetização e, portanto, a profundidade em que a crosta atinge a *temperatura Curie* é também o limite da profundidade de investigação dos dados magnéticos. No caso da Província Borborema, considerando um fluxo térmico médio de $Q = 60 \text{ mW/m}^2$ (fonte: <http://www.on.br>) e uma condutividade térmica (k) = $3 \text{ W/m}^{\circ}\text{C}$ (para rochas ígneas e metamórficas), o gradiente geotérmico médio ($G=Q/k$) será de $G = 0,02^{\circ}\text{C/m}$ ou 20°C/km . Para esse gradiente geotérmico a *temperatura Curie* só será atingida na profundidade de 27 km. Portanto, nesse caso, a estimativa estatística do topo das fontes mais profundas, calculado em torno de 17,9 km pelo método de Spector & Grant (1970) é factível de corresponder a fontes verdadeiras.

4.5.3 - Continuação para Cima

A continuação para cima aplicada em dados aeromagnéticos corresponde a uma simulação do aumento da altitude do vôo do aerolevante; ou seja, o filtro de continuação para cima é empregado com o objetivo de visualizar o campo magnético em uma posição acima daquela em que os dados foram originalmente levantados. Quando a altura da continuação para cima tem um valor expressivo é possível observar as assinaturas magnéticas produzidas por feições geológicas regionais. O procedimento se baseia no fato de que o aumento da distância entre o sensor e a fonte elimina as anomalias de pequeno comprimento de onda, deixando apenas as anomalias regionalmente expressivas (com grandes comprimentos de onda). Para efetuar a aplicação desse filtro é necessário apenas, após os procedimentos de pré-processamento, indicar altitude da continuação (h). O seu operador matemático tem a seguinte expressão (Figura 4.15):

$$L(r) = e^{-hr} \quad (4.5),$$

onde h = altitude de continuação.

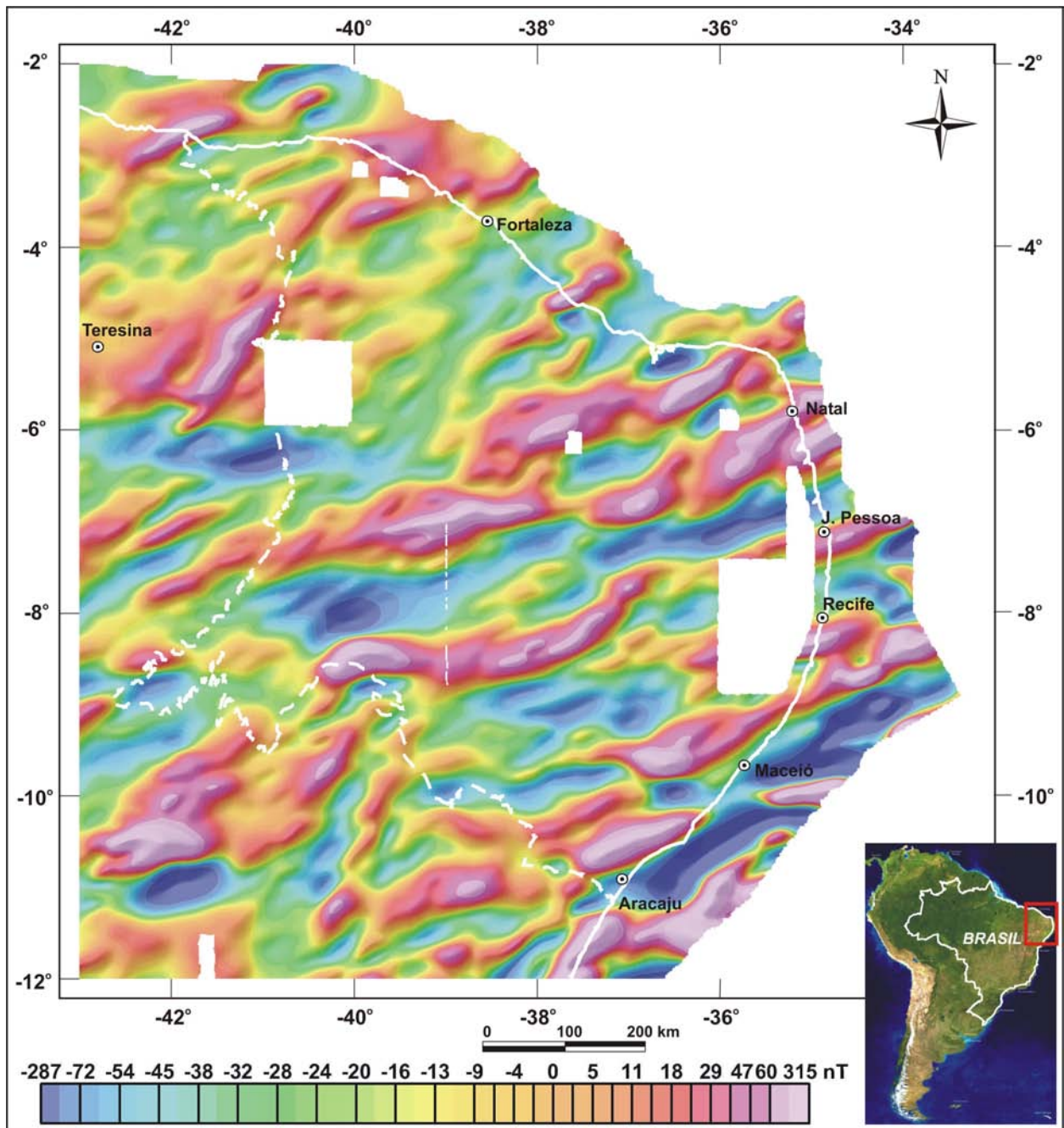


Figura 4.13: Anomalia magnética de campo total residual reduzida ao pólo magnético e filtrada (filtro gaussiano, passa-baixa) para realçar a componente regional com comprimento de onda superior a 50 km. Imagem sombreada (Inc. = 25°, Dec. = 315°Az). A linha branca tracejada é o limite da Província Borborema na definição clássica de Almeida *et al.* (1977).

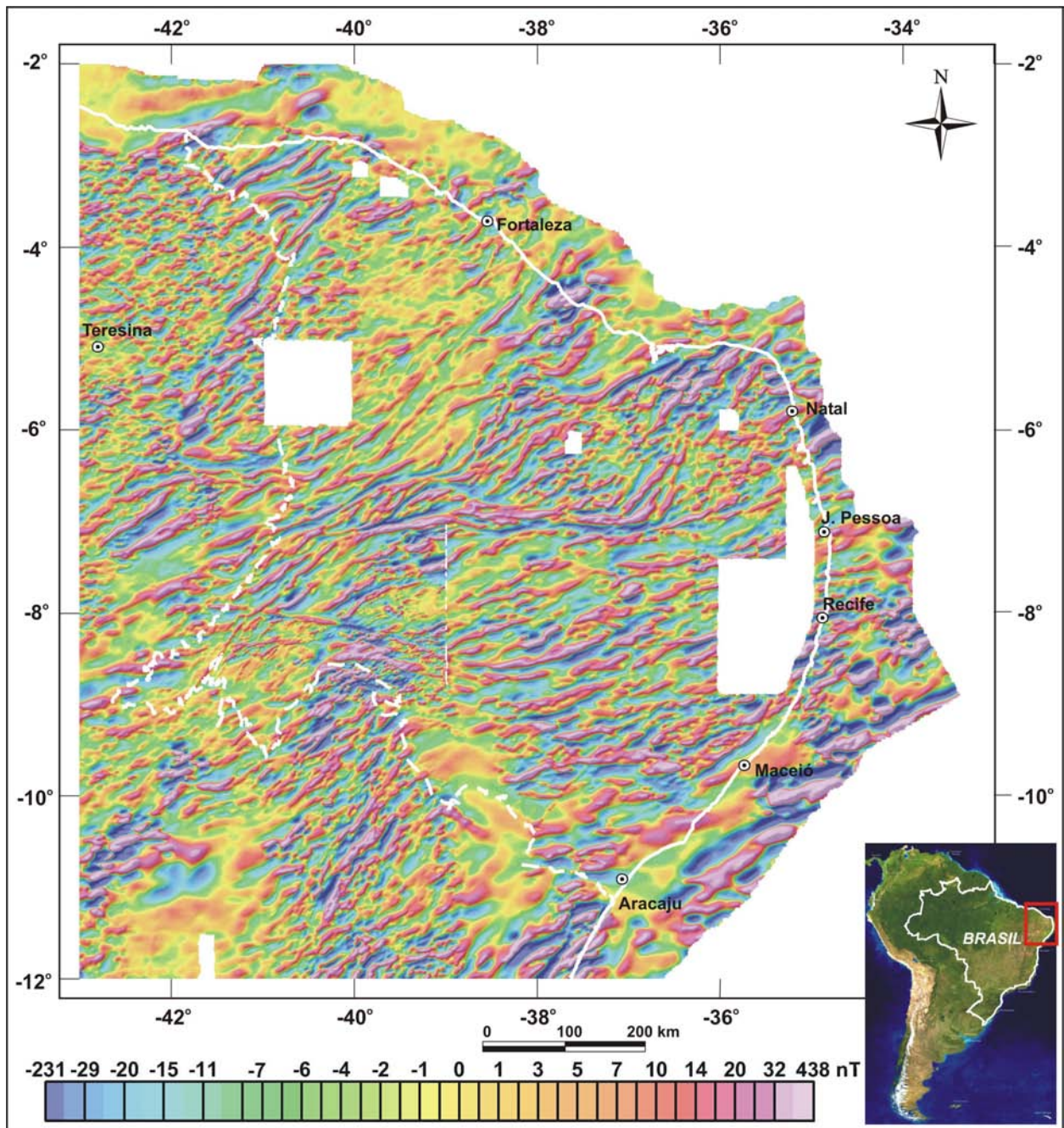


Figura 4.14: Anomalia magnética de campo total residual reduzida ao pólo magnético e filtrada (filtro gaussiano, passa-alta) para realçar a componente residual com comprimento de onda inferior a 50 km. Imagem sombreada (Inc. = 25°, Dec. = 315°Az). A linha branca tracejada é o limite da Província Borborema na definição clássica de Almeida *et al.* (1977).

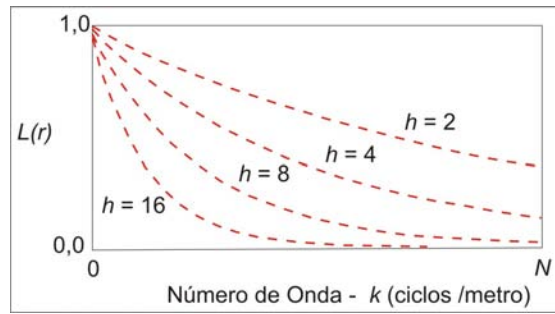


Figura 4.15: Representação gráfica da atenuação associada ao filtro de continuação para cima (Fonte: GEOSOFT 1994).

O resultado da aplicação desse filtro para $h = 50$ km está apresentado na Figura 4.16. O valor de 50 km foi escolhido com o objetivo de enfatizar o sinal magnético das rochas da crosta mais profunda. Observe que existe uma semelhança entre este resultado e aquele obtido com a filtragem gaussiana apresentado na Figura 4.13.

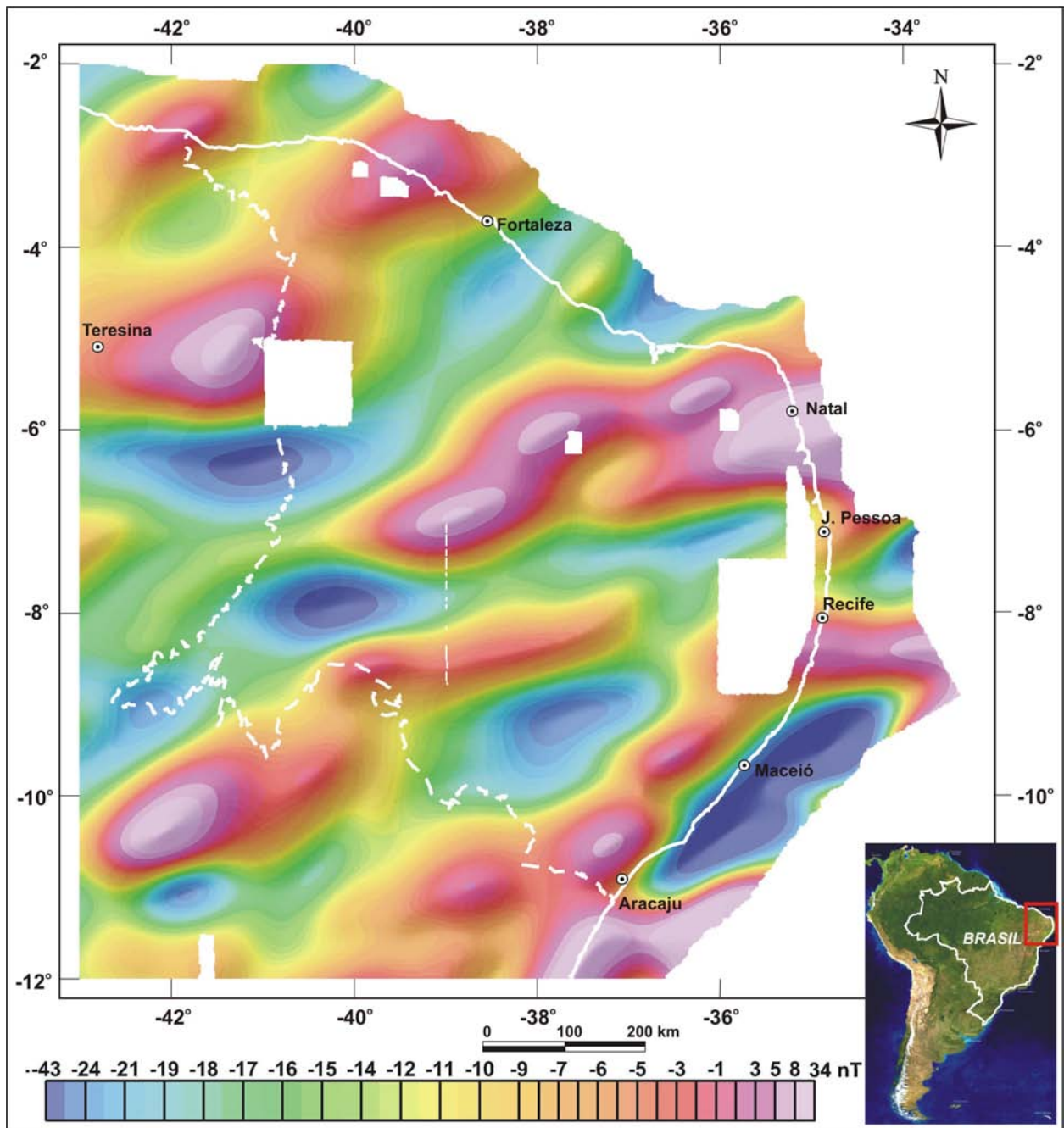


Figura 4.16: Anomalia magnética de campo total residual reduzida ao pólo magnético e filtrada (filtro de continuação para cima) para uma continuação para cima de 50 km. Imagem sombreada (Inc. = 25°, Dec. = 315°Az). A linha branca tracejada é o limite da Província Borborema na definição clássica de Almeida *et al.* (1977).

CAPÍTULO 5

ARCABOUÇO GEOFÍSICO DA PROVÍNCIA BORBOREMA

5.1 - Introdução

Neste capítulo é apresentada a integração entre dados gravimétricos, magnéticos e geológicos para a definição de um arcabouço geofísico-tectônico da Província Borborema, com ênfase na estruturação deixada pela Orogênese Brasileira. Ao longo do texto são discutidas as assinaturas geofísicas que, do ponto de vista dos dados geofísicos, marcam o limite entre a Província Borborema e a Placa Sanfranciscana, bem como a separação interna da província em grandes domínios e subdomínios, cujos limites apresentam correlação com as principais zonas de cisalhamento.

O trabalho de integração de dados geofísicos e geológicos requer que o resultado seja um compromisso entre as diferenças e semelhanças nas propriedades e características dos diferentes dados, de modo a ofertar um produto único e consistente. Essa tarefa para compatibilizar dados é espinhosa e necessita de uma boa dose de paciência do pesquisador. Adicionalmente, requer que os dados sejam de boa qualidade, bem como, de modelos previamente estabelecidos, ou pelo menos, deve ser entendido como um teste de consistência desses modelos.

Como foi apresentado no Capítulo 2, o modelo de evolução pré-cambriana da Província Borborema baseados em terrenos (Jardim de Sá *et al.* 1992, Santos 1996, Santos 2000, Jardim de Sá *et al.* 1997, Bittar 1998, Campelo 1999, Medeiros 2004) sugere que ocorreu um aumento progressivo da área da província pela aglutinação de fragmentos de crosta antiga e adição de crosta nova. Sugere também que as grandes zonas de cisalhamentos são suturas que foram reativadas. Se a província foi formada desse modo, devem ser observados contrastes geofísicos importantes entre os diferentes domínios e assinaturas geofísicas ao longo das grandes estruturas.

A aplicação do modelo de terrenos em áreas pré-cambrianas, tal como concebido na Cordilheira Americana (Coney *et al.* 1980), apresenta dificuldades consideráveis. No caso da Província Borborema, a validade desse modelo, do ponto de vista dos dados geofísicos, pode ser avaliada a partir da observação de um padrão de contrastes importantes entre os diferentes domínios, o qual deve sugerir uma

segmentação em blocos ou compartimentos tectônicos. No entanto, é importante deixar claro que a geofísica (e especificamente os métodos potenciais) funciona apenas como uma ferramenta que permite indicar a existência de limites tectônicos importantes na crosta, que delimitam compartimentos com contrastes expressivos nas propriedades físicas das rochas (especificamente a densidade e a magnetização). Também, esses limites não correspondem necessariamente a limites entre terrenos tectonoestratigráficos.

Neste trabalho, para os dados gravimétricos, o procedimento de interpretação consistiu na identificação de anomalias Bouguer alongadas (componente residual, comprimento de onda = 300 km, filtro gaussiano) que indicassem contraste de densidade entre compartimentos vizinhos (Figura 5.1). O uso da anomalia Bouguer residual teve como objetivo garantir que as fontes interpretadas têm sua origem na crosta, e que a interpretação não foi dificultada pela presença de fontes relacionadas com feições de comprimento longo, como por exemplo, a tendência de afinamento da crosta no sentido da margem continental. Além disso, houve o cuidado de considerar apenas as anomalias de origem pré-cambrianas, ao evitar incluir na interpretação as novas fontes gravimétricas adicionadas pelo rifteamento e formação da margem que ocorreu com a separação de Pangea. Essas novas fontes, geralmente associadas com bacias sedimentares interiores e marginais e com sinais gravimétricos negativos, ou relacionadas com magmatismo básico e com sinais gravimétricos positivos, acarretaram dificuldades para a separação e interpretação das estruturas mais antigas.

Na interpretação e integração geológica dos dados magnéticos foi considerado, por uma questão de simplicidade, que as anomalias foram geradas apenas pelo campo induzido. Isso foi reforçado pela ausência de inversões claras de polaridades nas anomalias mais evidentes. A partir de então, foram efetuadas comparações de semelhança ou conformidade entre os seguintes parâmetros: a) unidades litológicas/unidades magnéticas; b) alinhamentos magnéticos/falhas e zonas de cisalhamento; e c) contatos/mudanças de gradiente. O processo de interpretação foi executado de forma interativa com o conjunto de mapas, porque embora cada imagem contenha informações específicas e relevantes, a interpretação final deve ser consistente para todas elas. Para a interpretação dos dados magnéticos foram utilizadas as imagens do campo magnético total reduzido ao pólo (Figura 5.2), as componentes regional e residual do campo total reduzido ao pólo (Figuras 5.3 e 5.4, respectivamente) e a continuação para cima (50 km) do campo magnético total

reduzido ao pólo (Figura 5.5). O emprego do campo magnético reduzido ao pólo em regiões de baixa latitude magnética facilita a interpretação dos dados, ao posicionar a anomalia magnética sobre sua fonte. É importante esclarecer para aqueles que têm pouca familiaridade com dados magnéticos, que nesse tipo de transformação, a fonte magnética corresponde às tonalidades vermelhas da imagem (valores positivos). Também facilita a correlação com os dados gravimétricos, pois fontes densas e magnéticas têm tons vermelhos em ambas as imagens, e azuis quando ocorre o contrário.

Os alinhamentos geofísicos foram classificados em dois tipos: principais e secundários. Os alinhamentos principais são definidos por fortes contrastes magnéticos e coincidentes com anomalias gravimétricas emparelhadas positivas-negativas que sugerem a correlação com estruturas profundas da crosta. Os alinhamentos secundários marcam truncamentos de anomalias (magnéticas ou gravimétricas), ou assinaturas que perdem importância nos mapas magnéticos transformados para evidenciar os corpos e estruturas mais profundas (componente regional e continuação para cima). Dessa forma, os alinhamentos principais foram correlacionados com os limites dos grandes compartimentos tectônicos, enquanto os secundários definem os limites dos compartimentos menores que estão inclusos nos maiores. É importante deixar claro que, neste trabalho, ao correlacionar os alinhamentos geofísicos com estruturas geológicas que podem estar associadas com eventos colisionais, os alinhamentos principais são as assinaturas com maior probabilidade de indicarem linhas de sutura tectônica.

O resultado da integração de dados permitiu a separação de cinco grandes domínios geofísicos-tectônicos (Figuras 5.6 e 5.7). Para evitar a criação de novos nomes, se adotou o critério de manter as denominações já conhecidas na literatura geológica, como apresentado na Figura 2.4 (Capítulo 2). As características geofísicas e as correlações geológicas desses grandes domínios e das suas subdivisões em subdomínios serão descritas abaixo, de maneira seqüenciada, de sul para norte.

5.2 - Domínio Sul e a Sutura com a Placa Sanfranciscana

O limite sul deste domínio é com a Placa Sanfranciscana, e o limite norte com o Domínio Central ou Transversal (Figuras 5.6 e 5.7). Em comparação com as divisões já conhecidas na literatura geológica, ele corresponde, em parte, ao Domínio Externo

ou Sul (Figura 2.4), e no modelo de Santos (2000) aglutina os terrenos Brejo Seco, Monte Orebe, Riacho do Pontal, Marancó, Sergipano, e Pernambuco-Alagoas, além do Terreno Rio Capibaribe, que tradicionalmente é colocado no Domínio Transversal (Figura 2.3). Este domínio geofísico-tectônico não inclui os *thrust-and-fold belts* das faixas Riacho do Pontal e Sergipana. Ou seja, o limite é definido do ponto de vista dos dados geofísicos em função da sua capacidade de “enxergar” o substrato das supracrustais empurradas sobre a Placa Sanfranciscana. Dessa forma, os dados geofísicos delimitam a “antiga placa” (ou paleoplaca), cujas dimensões extrapolam o perímetro, em superfície, do domínio geológico denominado Cráton do São Francisco (Almeida 1977), o qual geralmente é definido pela frente de empurrões das faixas marginais. O limite sul é bem marcado por uma faixa de anomalias Bouguer residuais, que forma um grande arco com concavidade voltada para sul e contorna a margem noroeste-norte da Placa Sanfranciscana. Na região da Faixa Riacho do Pontal (Brito Neves 1975, Santos & Brito Neves 1984), e no prolongamento desse eixo para a Faixa Sergipana (Brito Neves 1975, Santos & Brito Neves 1984) o limite geofísico tem coincidências com ocorrência de rochas básicas-ultrabásicas que pertencem a complexos de arco neoproterozóicos (Angelim 1988, Marimon 1990, Bezerra *et al.* 1992, Jardim de Sá *et al.* 1992, Jardim de Sá 1994, Silva Filho 1998), localmente denominados Brejo Seco (**BS**), Monte Orebe (**MO**), Marancó (**MR**) e Canindé do São Francisco (**CD**) (Figuras 5.1 a 5.7). Observa-se que as supracrustais das faixas Riacho do Pontal e Sergipana, colocadas de forma alóctone (*thrust-and-fold belt*) com deslocamentos da ordem de 30 a 60 km (Jardim de Sá *et al.* 1992) sobre a Placa Sanfranciscana são transparentes aos dados geofísicos e permitem que a sua infraestrutura seja distinguida. Nela, os alinhamentos magnéticos e gravimétricos com direção aproximadamente meridiana estão truncados e vergados ao longo do limite entre os compartimentos tectônicos (**A** nas Figuras 5.1 a 5.5). O posicionamento ortogonal dos alinhamentos no interior da Placa Sanfranciscana em relação ao limite com a província, em combinação com a existência de um *thrust-and-fold belt* bem desenvolvido, sugere uma aproximação em ângulo alto durante a convergência dos blocos. Assim, o prolongamento do ante-país para norte, sob os metassedimentos das faixas Riacho do Pontal e Sergipana, pode ter funcionado como um endentador durante uma colisão em ângulo alto entre os dois blocos tectônicos (Torres *et al.* 1994, Oliveira 1997, Oliveira 1998), em um modelo de evolução com semelhanças ao ocorrido entre a Índia e a Eurásia (Mattauer 1986, Tapponnier *et al.* 1986, Sengor 1990).

Possivelmente, em uma fase tardia, esse evento colisional evoluiu para uma sutura transcorrente (Jardim de Sá *et al.* 1992). Os dados geológicos e geofísicos indicam que essa colisão deve ter continuidade para sudoeste ao longo da Faixa Rio Preto (Silva 1987). Além do mais, esta longa linha de sutura, que ocorre do lado brasileiro, corresponde no lado africano à Faixa Orogênica Obanguides (Figura 2.6), onde os dados geofísicos sugerem uma grande colisão Pan-Africana - Brasileira (Poidevin 1985 *apud* Trompette 1994).

As suturas entre os grandes blocos crustais são geralmente coincidentes com os maiores gradientes entre anomalias gravimétricas emparelhadas positiva-negativa de grande comprimento de onda, causadas pela convergência e colisão de crostas com densidades distintas, ou então, o lado positivo da anomalia correspondendo ao soerguimento da crosta inferior da crosta mais jovem, e o lado negativo correspondendo à bacia de *foreland* e flexura na crosta mais antiga (Gibb *et al.* 1983, Karner & Watts 1983, Bayer *et al.* 1989, Ussami & Molina 1999). Como já mencionado anteriormente, a sutura da Placa Sanfranciscana (Placa Congo-São Francisco em sentido mais amplo) com a Província da Borborema (Placa NE do Brasil-Nigéria-Camarões em sentido mais amplo) é bem marcada por anomalias gravimétricas no trecho da Faixa Riacho do Pontal e no oeste da Faixa Sergipana. Ela é definida por uma faixa gravimétrica anômala positiva com 200 km de comprimento de onda e amplitudes em torno de 40 mGal, que coincide com a margem sul da Província Borborema (**B** na Figura 5.1), ao contrário da Placa Sanfranciscana, aonde a tendência Bouguer é predominantemente negativa, com amplitudes em torno de 20 mGal (**C** na Figura 5.1). O par positivo-negativo constitui uma assinatura com amplitude máxima, pico a pico, de 70 mGal. Em orógenos ativos (por exemplo, Alpes e Himalaia, Karner & Watts 1983) ou inativos, que ainda não atingiram equilíbrio isostático total (por exemplo, Apalaches, Karner & Watts 1983), a tendência negativa é associada com a flexura da crosta produzida na borda da placa (ante-país) pelo peso do *foreland* (Beuamont 1981, Karner & Watts 1983). Na Faixa Riacho do Pontal, que já atingiu o equilíbrio isostático há muito tempo, a anomalia negativa é o resíduo fóssil do carregamento produzido outrora pelas *nappes* durante a orogênese e que hoje reflete apenas o contraste de densidade entre os metassedimentos vestigiais e o embasamento da Placa Sanfranciscana. Como já especulado por Oliveira (1998), na época da orogênese, a Placa Sanfranciscana deve ter sido flexurada em suas bordas durante a colocação do *thrust-and-fold belt* para formar uma bacia de *foreland*,

atualmente erodida, ou apenas com suas partes mais distais parcialmente preservadas na Chapada Diamantina. Ussami (1999) efetuou uma modelagem flexural da Placa Sanfranciscana na região da Faixa Riacho do Pontal e os resultados indicaram que as cargas principais são representadas pelos metassedimentos do Espinhaço e da Chapada Diamantina. A placa mergulha para norte e o valor de *espessura elástica efetiva* (T_e) que melhor se ajusta aos dados gravimétricos é 40 km.

5.2.1 - Modelagem Gravimétrica da Sutura na Faixa Riacho do Pontal

Com objetivo de efetuar uma modelagem bidimensional da transição entre a Placa Sanfranciscana e a Província Borborema, além de investigar as hipóteses discutidas acima, foram escolhidos três perfis com extensão em torno de 450 km na região da Faixa de Dobramentos Riacho do Pontal (Figura 5.8). Essa faixa é um sistema de dobramentos tectonicamente posicionado entre a Zona de Cisalhamento de Pernambuco e o Cráton do São Francisco, constituída por micaxistos, metagrauvacas, quartzitos, filitos, metavulcânicas e metaplutônicas máficas-ultramáficas, deformadas tangencialmente com transporte tectônico para o cráton e penetradas por ortognaisses monzograníticos a duas micas e sienitos alcalinos tardi a pós-tectônicos. Os poucos dados geocronológicos existentes indicam para essa faixa uma evolução meso-neoproterozóica no intervalo entre 0,97 Ga e 0,55 Ga (Angelim 1988, Santos & Silva Filho 1990, Jardim de Sá *et al.* 1992, Jardim de Sá 1994, Brito Neves *et al.* 1995, Jardim de Sá *et al.* 1996).

Os perfis gravimétricos (Figura 5.8), amostrados da malha de anomalia Bouguer, com espaçamento regular de 10 km, estão posicionados ao longo de alinhamentos das estações gravimétricas para assegurar a boa qualidade da amostragem (ver distribuição de pontos na Figuras 3.1, Capítulo 3). O uso da anomalia Bouguer, e não da anomalia Bouguer residual, assegurou que no processo de modelagem todas as fontes fossem consideradas, inclusive as mais profundas. Como a região modelada está distante da costa, o efeito do afinamento da crosta no sentido do oceano não perturba de modo sensível o comportamento da anomalia Bouguer. A região não possui perfis bidimensionais de sísmica de refração profunda para permitir vinculações consistentes entre os dois métodos, e assim dar maior coerência ao resultado da modelagem. Por isso, a ambigüidade inerente à interpretação dos dados gravimétricos, foi parcialmente resolvida com uso de vínculos geológicos-geofísicos.

Vínculos Geológicos-Geofísicos

Para as operações de modelagem foram considerados os dados cinemáticos que indicam o transporte de massa dos metassedimentos da Faixa Riacho do Pontal para sul. Foi também assumida uma seção crustal de referência como modelo inicial para a região da crosta que corresponde ao Cráton do São Francisco, e que obedece em parte ao modelo estimado por Berrocal *et al.* (1989) para a região da Barragem de Sobradinho no Rio São Francisco: crosta superior com 20 km de espessura (densidade = $2,75 \text{ g/cm}^3$), crosta inferior com 20 km de espessura (densidade = $2,90 \text{ g/cm}^3$) e manto com densidade de $3,33 \text{ g/cm}^3$. Essa profundidade da interface crosta superior-crosta inferior foi alterada interativamente durante a modelagem para se ajustar às variações do modelo. Os valores das densidades das rochas superficiais foram considerados segundo médias publicadas (Telford *et al.* 1990, Luís & Silva 1995): metassedimentos ($2,60 \text{ g/cm}^3$), granitos e ortognaisses ($2,70 \text{ g/cm}^3$), rochas básicas ($3,0 \text{ g/cm}^3$) e sedimentos arenosos ($2,40 \text{ g/cm}^3$). A posição da descontinuidade entre as placas tectônicas é a que foi definida qualitativamente nos mapas de anomalia Bouguer residual e do campo magnético (Figuras 5.1 a 5.5).

Configuração da Moho

A forma da descontinuidade de *Moho* foi obtida independentemente por meio de uma modelagem isostática da carga topográfica sobre uma placa com espessura média de 38-40 km (estimada por Berrocal *et al.* 1989 para a região da Barragem de Sobradinho no Rio São Francisco) e com *espessura elástica efetiva* (T_e) de 40 km (resultados de Ussami 1999). Como a região não possui uma variação topográfica expressiva, a superfície da *Moho*, para esse valor de espessura elástica, apresenta apenas pequenas ondulações (figuras 5.9, 5.10 e 5.11). Por outro lado, ao levar em conta o tempo passado desde a colisão (em torno 0,6 Ga), bem como, a erosão dos carregamentos (cadeia orogênica e bacia de *foreland*), é coerente esperar que os blocos litosféricos já tenham obtido equilíbrio isostático e que a transição da *Moho* de um domínio geológico mais jovem para o outro mais antigo não apresente ressaltos significativos. Ou seja, apesar de se esperar a existência de mantos litosféricos diferentes sob os dois domínios tectônicos, tanto em termos de composição como de espessura, deve se considerar que as duas crostas estão atualmente soldadas e que a

assinatura gravimétrica observada é apenas o registro fóssil do processo colisional e, portanto, não refletem nenhum tipo de desequilíbrio. Essa configuração da *Moho* (obtida pela modelagem isostática) é um parâmetro que foi mantido sem alteração durante a modelagem gravimétrica bidimensional dos perfis de anomalia Bouguer.

Modelagem Gravimétrica

Para o procedimento de modelagem foi adotado o método direto, mediante o cálculo e a comparação dos sinais de corpos de geometria 2,5D por meio do algoritmo desenvolvido por Talwani *et al.* (1959) e empregado no programa *GM-SYS* da *Northwest Geophysical Associates Inc.* que está integrado na plataforma do *Oasis Montaj v. 5.1.8* (*Geosoft*[®]). Durante o processo de modelagem foram seguidos os seguintes procedimentos: i) atribuir valores para os parâmetros; ii) calcular os efeitos; e iii) comparar os efeitos calculados com os dados observados. Para cada unidade modelada foram consideradas todas as informações geológicas conhecidas, tais como, tipo litológico, contatos, mergulhos e estruturas. Os resultados das modelagens dos três perfis (Figura 5.8) estão apresentados nas Figuras 5.9, 5.10 e 5.11.

O Perfil **A-B** (Figuras 5.8 e 5.9) atravessa a região sudoeste da faixa, nas proximidades da extremidade do *thrust-and-fold belt* próximo da cidade de São Raimundo Nonato (PI). A sua extremidade noroeste corresponde aos afloramentos dos sedimentos da Bacia do Parnaíba que recobrem as estruturas e unidades geológicas da província que se prolongam abaixo desses sedimentos. A extremidade sudeste corresponde aos metassedimentos da Chapada Diamantina (Coberturas Meso-Neoproterozóicas do cráton) A duas assinaturas de anomalia Bouguer mais proeminentes do perfil são a clara diferença do patamar Bouguer médio entre os dois domínios tectônicos (**A** e **B** na Figura 5.9) e a anomalia positiva centralizada sobre a linha de sutura entre a Placa Sanfranciscana e a província (**C** na Figura 5.9). Essa última foi modelada como uma cunha de rochas básicas ($3,0 \text{ g/cm}^3$, **D** na Figura 5.9) encaixadas na sutura e inclusas em uma crosta densa ($2,9 \text{ g/cm}^3$), cujo topo está em uma profundidade menor que 5 km da superfície topográfica (**E** na Figura 5.9). O patamar Bouguer médio, mais positivo a norte da linha de sutura do que na Placa Sanfranciscana, foi modelado como um soerguimento da crosta inferior sob a faixa de dobramentos. No modelo colisional, isso pode ser interpretado como o resíduo gravimétrico do processo de cavalgamento do Domínio Sul sobre a Placa

Sanfranciscana. Os micaxistos que afloram nas proximidades da sutura foram modelados como uma pequena *nappe* com vergência para sudeste (**F** na Figura 5.9). As rochas densas, possivelmente rochas básicas posicionadas na sutura (não afloram), podem ser interpretadas como corpos ofiolitóides, uma vez que o processo colisional deve ter ocorrido com fechamento de um oceano em torno da Placa Congo-São Francisco (Capítulo 2, Figura 2.9, interpretação de dados paleomagnéticos em Tohver *et al.* 2006). A postura subverticalizada da linha de sutura (**G** na Figura 5.9) não parece compatível com os limites convergentes de um processo colisional em ângulo alto. Por outro lado, a reativação das estruturas em um regime de transcorrências nas fases tardias do processo de convergências entre as duas placas tectônicas, sob um regime de forte encurtamento da crosta, pode ter verticalizado a estrutura de baixo ângulo que possivelmente existiu no início do processo colisional. Outro aspecto a ser considerado é o nível atual de exposição da crosta, o qual, pelo grau metamórfico das rochas atualmente expostas deve corresponder a níveis intermediários da crosta na época da orogênese (Angelim 1988, Santos & Silva Filho 1990, Gomes & Vasconcelos 1991, Sampaio & Vasconcelos 1991). Assim, a sutura em níveis crustais mais rasos, atualmente erodidos, poderia ter mergulhos mais suaves, como observado em seções de orógenos mais jovens (Sengor 1990).

O Perfil **C-D** (Figuras 5.8 e 5.10) está posicionado na região central da Faixa Riacho do Pontal. A sua extremidade norte também começa na Bacia do Parnaíba, porém o seu trecho central atravessa a região da Faixa Riacho do Pontal onde afloram complexos de arco (Unidade Monte Orebe), granitos colisionais do tipo S e as *nappes* frontais da região de Rajada-PI (Angelim 1988, Santos & Silva Filho 1990, Gomes & Vasconcelos 1991, Sampaio & Vasconcelos 1991). A extremidade sul do perfil, na Placa Sanfranciscana, passa diagonalmente sem atravessar as coberturas sedimentares meso-neoproterozóicas. O perfil gravimétrico tem amplitude de anomalia, pico a pico, em torno de 50 mGal, menor do que a do Perfil **A-B**, porém as características são semelhantes. Ou seja, uma clara diferença no patamar Bouguer médio entre os dois domínios tectônicos (**A** e **B** na Figura 5.10). Ainda, um pico positivo (**C** na Figura 5.9) próximo da linha de sutura, em correlação com a porção interna da Faixa Riacho do Pontal, entre a Zona de Cisalhamento de Pernambuco e a Unidade Monte Orebe. Neste perfil a linha de sutura coincide com a margem sul da Unidade Monte Orebe, cuja cartografia geológica sugere um forte encurtamento crustal e expulsão lateral de massa (Angelim 1988, Gomes & Vasconcelos 1991). A Unidade

Monte Orebe é constituída por metavulcânicas básicas, *metacherts*, quartzo-filitos, metaultramáficas, metatufos e brechas de explosões (Angelim 1989, Gomes & Vasconcelos 1991). Estudos litogeoquímicos das metamáficas-metaultramáficas classificaram essas litologias como toleitos sub-alcálicos de baixo potássio, originados em assoalho oceânico ou em arco de ilha (Moraes 1992). Em mapa, a continuidade da linha de sutura coincide com o limite sul da Unidade de Brejo Seco (Figuras 5.6 e 5.7). Essa unidade é constituída por metabasaltos toleíticos de baixo potássio, e subordinadamente, por metavulcânicas ácidas toleíticas, intercaladas em metagrauvas. Intrusivos nessa seqüência ocorrem complexos de acumulados máficos e ultramáficos toleíticos, geneticamente relacionados com os metabasaltos e constituídos por metatroctolitos, metagabros, meta-anortositos, serpentinitos, mataperidotitos e rodingitos. Os dados litoquímicos sugerem que esse conjunto litológico constitui uma suite ofiolítica desenvolvida em ambiente de bacia retroarco (Marimon 1990). No perfil gravimétrico, a Unidade Monte Orebe corresponde a uma inflexão positiva menor (**D** na Figura 5.10), sobreposta na grande anomalia positiva. Segundo o modelo, as rochas densas que afloram em pequeno volume na superfície, continuam em profundidade, comprimidas como um corpo prismático alongado ao longo da linha de sutura (**E** na Figura 5.10). O *thrust-and-fold belt* corresponde no perfil gravimétrico a uma inflexão negativa da anomalia Bouguer (**F** na Figura 5.10) e foi modelado como um prisma de rochas com espessura máxima de 4 km, que cavalga mais de 50 km sobre o embasamento da Placa Sanfranciscana. Pelo modelo, as supracrustais da região interna da Faixa Riacho do Pontal e os sedimentos da Bacia do Parnaíba recobrem uma crosta muito granitizada que ocorre acima do topo da crosta inferior da Província Borborema. Nessa região da Província Borborema, a crosta inferior muito rasa (profundidade média de 10 km da superfície topográfica, **G** na Figura 5.10) em relação ao topo da crosta inferior da Placa Sanfranciscana (em torno de 20 km, **H** na Figura 5.10), justifica o desnível na anomalia Bouguer e corrobora o modelo de colisão com cavalgamento de uma placa sobre a outra. O traço da sutura em mapa está cartografado como uma zona de cisalhamento dextral subverticalizada (Angelim 1988, Jardim de Sá *et al.* 1992). Esse fato sugere uma colisão oblíqua (Jardim de Sá *et al.* 1992). Porém, pelo modelo, em profundidade o mergulho da sutura torna-se mais suave (**I** na Figura 5.10) e compatível com uma colisão frontal seguida por cavalgamento de placas.

O Perfil **E-F** está localizado entre a Faixa Riacho do Pontal e a Faixa Sergipana (Figuras 5.8 e 5.11). Dos três, é o perfil que possui a menor amplitude de anomalia gravimétrica (em torno de 40 mGal, pico a pico). A linha de sutura não está associada com uma tectônica tangencial no sentido do cráton, bem como, o perfil não atravessa, na região da sutura, seqüências supracrustais meso-neoproterozóicas deformadas pela Orogênese Brasileira. No entanto, o padrão gravimétrico é semelhante ao dos outros perfis, ou seja, uma clara diferença de patamar Bouguer médio entre os dois blocos tectônicos (**A** e **B** na Figura 5.11). O lado positivo também está associado com uma crosta inferior mais rasa na Província Borborema, na região entre a sutura e a Zona de Cisalhamento de Pernambuco (em torno de 5 km de profundidade, **C** na Figura 5.11), em relação à profundidade do topo da crosta inferior da Placa Sanfranciscana (em torno de 15 km, **D** na Figura 5.11). Adicionalmente, o sinal gravimétrico negativo (**E** na Figura 5.11) tem uma boa correlação com as coberturas meso-neoproterozóicas da Chapada Diamantina. A linha de sutura tem mergulhos altos (**F** na Figura 5.11) e está associada com transcorrências dextrais (Jardim de Sá *et al.* 1992, Angelim 2001). Nesse caso, a ausência de uma marcante tectônica tangencial pode sugerir uma colisão em ângulo mais oblíquo que no Perfil **C-D**. Também, não foram modelados nas proximidades da sutura corpos densos que sugerissem a presença de rochas básicas. Na extremidade norte do perfil, o sinal gravimétrico negativo tem correlação com afloramentos de metasupracrustais da Faixa Piancó-Alto Brígida.

5.2.2 - Linha de Sutura na Faixa Sergipana

A Faixa de Dobramentos Sergipana (Brito Neves & Cordani 1973, Brito Neves 1975, Silva Filho *et al.* 1979) está localizada na região sudeste da Província Borborema ao longo da margem nordeste do Cráton do São Francisco (Figura 2.1). Ela é compartimentada em seis domínios geológicos-estruturais: Canindé, Poço Redondo, Marancó, Macururé, Vaza Barris e Estância. Esses diferentes domínios estão separados por zonas de cisalhamentos e apresentam variações nas associações litológicas, no ambiente de sedimentação, na deformação, no metamorfismo e no magmatismo, que correspondem a diferentes níveis crustais, colocados lado a lado devido aos soerguimentos provocados pelas movimentações tectônicas compressivas e transcorrentes brasileiras, com vergência geral para SSW no sentido do Cráton do

São Francisco (Davison & Santos 1989, D'el-Rey Silva 1992). A Bacia de Tucano, no Mesozóico, separou a Faixa Sergipana em duas regiões. Na região da Faixa Sergipana localizada entre a Bacia de Tucano e a costa continental, a linha de sutura do Domínio Sul com a Placa Sanfranciscana não é tão evidente, quanto no segmento da faixa localizado a oeste da Bacia de Tucano e na Faixa Riacho do Pontal (Figura 5.6). Na região leste da faixa, não foram identificadas anomalias gravimétricas dipolares que indiquem registros vestigiais de processos tectônicos de cavalgamento e flexura de placas. Além disso, o padrão gravimétrico típico que é observado na Faixa Riacho do Pontal está invertido, ou seja, o positivo está no ante-país. Por sua vez, a projeção da linha sutura no sentido sudeste segue na direção dos complexos de arco neoproterozóicos de Canindé do São Francisco e Marancó (Figuras 5.1 a 5.5). Jardim de Sá *et al.* (1992) sugeriram linhas de sutura passando por esses complexos de arco. No entanto, o complexo de arco Canindé do São Francisco não apresenta feição gravimétrica associada e está imerso na assinatura gravimétrica negativa relacionada com os maciços granitóides da região de Poço Redondo e do sul do Terreno Pernambuco-Alagoas (**D** na Figura 5.1). Por outro lado, como as assinaturas gravimétricas do substrato da faixa são transparentes em relação às supracrustais dos domínios Macururé, Vasa Barris e Estância, é possível identificar que o complexo de arco Marancó de direção aproximada E-W trunca a extremidade norte de uma forte anomalia gravimétrica positiva de direção N-S (**E** na Figura 5.1). Essa anomalia representa o sinal do cinturão de rochas granulíticas com direção N-S, que limita a borda leste do rifte abortado da Bacia do Recôncavo-Tucano. Por sua vez, a borda oeste do rifte é limitada e possivelmente controlada pelas direções estruturais do Bloco Serrinha (Mascarenhas 1979), que também apresenta um sinal gravimétrico positivo de direção N-S. No truncamento com o complexo de arco Marancó a anomalia gravimétrica (**E** na Figura 5.1) se alonga na direção E-W (**F** na Figura 5.1) e flanqueia a Zona de Cisalhamento Porto da Folha (denominação em Mendes *et al.* 2008). Essa correlação gravimétrica-geológica fornece um forte indício para localizar a linha sutura entre a Placa Sanfranciscana e o Domínio Sul na região do complexo de arco Marancó e ao longo da Zona de Cisalhamento Porto da Folha. É importante esclarecer que a possibilidade de observar a estrutura gravimétrica do embasamento da Faixa Sergipana onde ele está encoberto por metassedimentos, sugere que a espessura desses metassedimentos não é muito expressiva. Alternativamente, também se pode supor que a densidade dos metassedimentos está próxima da do embasamento. De

qualquer forma, não se observa uma anomalia gravimétrica negativa importante, o que implica, como regra geral, na ausência de pacotes espessos de rochas metassedimentares.

Os dados magnéticos da região da Faixa Sergipana corroboram a interpretação esboçada acima. Pode-se observar que a anomalia magnética linear indicada pela letra **B** nas figuras 5.2, 5.3, 5.4 e 5.5, corresponde ao substrato da Faixa Sergipana que aflora no Domo de Itabaiana (**Itb** na Figura 5.2). Os domos de embasamento que ocorrem no Domínio Vaza Barris são reconhecidos como parte do embasamento do cráton que foi soerguido pela inversão tectônica durante a colisão, e que foram rebaixados por meio de falhas normais durante a formação da bacia sedimentar (Davison & Santos 1989, D´el-Rey Silva 1995). No prolongamento nordeste da anomalia magnética, o embasamento que aflora no Domo de Itabaiana fica encoberto pelos sedimentos da Bacia Sergipe-Alagoas. No entanto, a feição geofísica ainda é ressaltada, pois, nessa região, tanto os metassedimentos da faixa como os sedimentos da bacia são de pequena espessura, como é possível inferir a partir dos dados gravimétricos. Por isso, é possível identificar que a anomalia magnética linear correlata com o Domo de Itabaiana está truncada na Zona de Cisalhamento Porto da Folha, que corresponde à linha de sutura inferida a partir dos dados gravimétricos. A implicação desse limite tectônico para a evolução da margem continental da Bacia Sergipe-Alagoas é discutida no Capítulo 6.

5.2.3 - Limite Norte do Domínio Sul

O limite do Domínio Sul com o Domínio Transversal é muito bem caracterizado por uma faixa alongada de anomalias gravimétricas positivas, que no seu trecho oeste corresponde à Zona de Cisalhamento Pernambuco (**B** na Figura 5.1). Em seguida essa faixa anômala verga para nordeste ao longo da Zona de Cisalhamento do Congo (**G** na Figura 5.1). Esta zona de cisalhamento definida como um alinhamento geofísico principal marca o eixo central de um par gravimétrico positivo-negativo cujos parâmetros sugerem uma estrutura crustal profunda. Nesse caso, o trecho leste da Zona de Cisalhamento de Pernambuco, que é marcado apenas por truncamentos de anomalias gravimétricas positivas de direção NE-SW, perde importância como um alinhamento principal. Então, o Terreno Rio Capibaribe, que no modelo de Santos 2000 (Figura 2.3) é parte do Domínio Transversal, é aqui proposto como pertencente ao

Domínio Sul. O contraste gravimétrico ao longo da Zona de Cisalhamento do Congo é acompanhado por contrastes magnéticos (**C** nas Figuras 5.2 a 5.5), marcados por uma faixa de anomalias magnéticas com expressão em profundidade, como pode ser visto nos mapas da componente regional (**C** nas Figuras 5.3 e 5.5). Pelas observações, se pode constatar que é muito marcante a consistência entre os dados gravimétricos e magnéticos. Essa consistência pode ser interpretada apenas como consequência das rochas serem densas e magnéticas, contudo revelam também, que o processo de separação de componentes foi adequado para ambos os dados, gravimétricos e magnéticos.

A dificuldade para interpretar o trecho leste da Zona de Cisalhamento Pernambuco como uma estrutura de importância do ponto de vista da separação de domínios tectônicos já foi levantado em trabalhos anteriores desenvolvidos por Vauchez *et al.* (1995) e Neves & Mariano (1999). Por outro lado, Matos (1992) enfatizou o seu desempenho na formação do sistema de riftes do Nordeste do Brasil, e Lima Filho (1998), a sua importância na segmentação da margem costeira de Pernambuco. Esse tema será novamente discutido no Capítulo 6.

5.2.4 - Divisão em Subdomínios do Domínio Sul

Os alinhamentos geofísicos secundários permitem subdividir o Domínio Sul em quatro subdomínios (figuras 5.12 e 5.13): Cabrobó (**CAB**), Garanhuns (**GA**), Arapiraca (**AR**) e Rio Capibaribe (**RC**).

O Subdomínio Cabrobó é composto pela porção interna da Faixa Riacho do Pontal que inclui as unidades Monte Orebe e Brejo Seco e a extremidade leste do Terreno Pernambuco-Alagoas de Santos (2000) ou Maciço Pernambuco Alagoas de Brito Neves (1975). Ele é caracterizado por anomalias magnéticas (**D** nas Figuras 5.2 a 5.5) e gravimétricas positivas (**B** na Figura 5.1) com eixo orientado longitudinalmente em relação ao limite da província com a Placa Sanfranciscana. Na região entre a Unidade Monte Orebe e a Bacia do Jatobá, onde estão expostas as rochas metamórficas paraderivadas do Complexo Cabrobó e ortoderivadas do Complexo Belém do São Francisco, além do embasamento arqueano-paleoproterozóico (Santos 1999, Angelim 2001), a anomalia magnética (**D** nas figuras 5.2 a 5.5) é muito expressiva e possui amplitudes de até 350 nT. O limite norte deste subdomínio é a Zona de Cisalhamento de Pernambuco, porém, ambos os sinais, gravimétrico e

magnético, parecem ultrapassar a Zona de Cisalhamento de Pernambuco e continuar para nordeste, ao longo de **C** no caso dos dados magnéticos (figuras 5.2 a 5.5) e de **G** no caso dos dados gravimétricos (Figura 5.1). O limite oeste entre este subdomínio com o Subdomínio Garanhuns ocorre mediante um eixo gravimétrico positivo de direção NE-SW com amplitude média de 10 mGal e comprimento de onda em torno de 60 km que ocorre a leste da Bacia de Jatobá (**H** na Figura 5.1).

Os subdomínios Garanhuns e Arapiraca (Figuras 5.12 e 5.13) compõem um par gravimétrico positivo negativo de anomalias Bouguer residuais, com amplitude pico a pico de até 30 mGal e comprimento de onda em torno de 100 km, orientadas na direção NE-SW. O eixo do par é o limite entre os subdomínios. O sinal gravimétrico característico do Subdomínio Garanhuns é negativo (**D** na Figura 5.1) e do Subdomínio Arapiraca é positivo (**I** na Figura 5.1). As rochas densas arqueanas-paleoproterozóicas do Subdomínio Arapiraca, compostas por paragnaisses, migmatitos, granulitos, kinzigitos e subordinadamente formações ferríferas e vulcânicas (Amorim 1995, Medeiros 2000, Mendes *et al.* 2008), são também magnéticas (**E** nas Figuras 5.2 a 5.5). Enquanto, as rochas meso-neoproterozóicas mais leves do Subdomínio Garanhuns, compostas por paragnaisses, ortognaisses, metaquartzitos e granitos (Amorim 1995, Medeiros 2000, Mendes *et al.* 2008), apresentam baixa magnetização (**F** nas Figuras 5.2 a 5.5). O limite entre os subdomínios é a Zona de Cisalhamento Jacaré dos Homens que coincide com o eixo gravimétrico entre o positivo e o negativo. Esta zona de cisalhamento tem um componente de empurrão no sentido sudeste (Amorim 1995, Medeiros 2000, Mendes *et al.* 2008). Os subdomínios estão truncados a nordeste pelo ramo oeste da Zona de Cisalhamento de Pernambuco e a sudoeste pela Zona de Cisalhamento Porto da Folha, que pela interpretação já esboçada anteriormente representa a sutura colisional entre o Domínio Sul e a Placa Sanfranciscana.

O limite entre os subdomínios Garanhuns e Cabrobó é definido por uma faixa de anomalias gravimétrica positivas (**H** na Figura 5.1) que tem correlação com frentes de empurrão no sentido NW (Mendes *et al.* 2008). É importante enfatizar que os gradientes gravimétricos observados podem estar correlacionados com regiões de contato entre blocos tectônicos distintos (suturas?). Além disso, os eixos negativos estão associados com uma crosta granitizada e metassedimentos meso-neoproterozóicos, enquanto os eixos positivos estão associados com rochas densas arqueanas-paleoproterozóicas e preservadas da granitização neoproterozóica (Mendes

et al. 2008). Esse conjunto de observações induz a possibilidade da existência de um evento colisional de direção NW-SE que aglutinou fragmentos crustais com diferentes idades e composição e colocou lado a lado os subdomínios Arapiraca, Garanhuns e Cabrobó. A posição ortogonal desses limites em relação à sutura com a Placa Sanfranciscana remete esse possível evento para uma idade anterior ao da Orogênese Pan-Africana-Brasileira.

O Subdomínio Rio Capibaribe foi incluído no Domínio Sul (ou Externo) pelo fato da Zona de Cisalhamento de Pernambuco, no seu trecho leste, apresentar apenas feições de truncamentos das anomalias de direção NE-SW dos subdomínios localizados a sul. Esse aspecto dificulta sua interpretação como uma estrutura que assinala uma descontinuidade crustal importante. No entanto, do ponto de vista dos dados geofísicos, o Subdomínio Rio Capibaribe não se encaixa no padrão característico do Domínio Sul. Ele possui um sinal gravimétrico negativo (**J** na Figura 5.1) e nas regiões com cobertura aeromagnética suas rochas apresentam magnetização baixa. Essa assinatura geofísica está relacionada com ortognaíesses, seqüências de rochas metassedimentares e intrusões ígneas (ver mapa geológico em Gomes 2001). Do ponto de vista dos dados gravimétricos, a interpretação tectônica mais consistente é o emparelhamento da anomalia negativa do Subdomínio Rio Capibaribe com a anomalia positiva do Subdomínio Alto Moxotó (do Domínio da Zona Transversal). Esse par gravimétrico pode representar uma zona de descontinuidade crustal importante na qual a sutura é a Zona de Cisalhamento do Congo (o eixo do par gravimétrico).

5.3 - Domínio Transversal

Este domínio, na sua concepção original (Ebert 1962 *apud* Jardim de Sá 1994) tem uma forma alongada de direção E-W, e corresponde à região geológica limitada pelas zonas de cisalhamento Patos e Pernambuco. Porém, na concepção geofísica aqui apresentada, o limite sul do Domínio Transversal não continua ao longo do trecho leste da Zona de Cisalhamento de Pernambuco e sim, ao longo da Zona de Cisalhamento do Congo (figuras 5.6 e 5.7). No modelo de Santos (2000) ele aglutina os terrenos Alto Moxotó, Alto Pajeú, Piancó-Alto Brígida e parte do Granjeiro (Figura 2.3). O seu padrão gravimétrico interno é definido por um zoneamento com alternância de faixas positivas e negativas, com forma de sigmóides de direção NE-SW (**K** e **L** na

Figura 5.1), limitados por zonas de cisalhamentos. As amplitudes das anomalias têm uma média de 10 mGal com comprimento de onda em torno de 50 km. Esse padrão tem correspondência nos dados magnéticos que apresentam o mesmo zoneamento, com uma oscilação média de 50 nT entre as faixas magnéticas e não magnéticas (**G** e **H** nas figuras 5.2 a 5.5). Ou seja, ocorre uma alternância entre domínios geológicos com rochas densas e magnéticas (básicas ou embasamento) com domínios geológicos contendo rochas menos densas e pouco magnéticas (supracrustais e/ou granitos). Esse zoneamento magnético já havia sido observado por Silva Júnior *et al.* (1994) na região central deste domínio. Medeiros (2004) associou os contrastes magnéticos mais importantes com zonas de cisalhamentos profundas que podem representar os limites atuais de terrenos alóctones que colidiram durante a Orogênese Brasileira.

O limite deste domínio com o Domínio Sul já foi descrito no item anterior. O limite norte com o Domínio Rio Grande do Norte é definido por uma faixa de anomalias gravimétricas positivas de direção E-W, com amplitude média de 15 mGal e comprimento de onda em torno de 60 km, balizada ao sul pela Zona de Cisalhamento Patos (**M** na Figura 5.1). Essa assinatura gravimétrica tem uma correspondência magnética de mesmo comprimento de onda com amplitude de 100 nT (**I** nas figuras 5.2 a 5.5). Ambas revelam a existência de um grande volume de rochas densas e magnéticas. No trecho leste desse limite, próximo da costa, em um dos *splay* da Zona de Cisalhamento Patos, denominada Remígio-Pocinhos (Trindade *et al.* 1995a), a anomalia gravimétrica positiva é mascarada por um eixo gravimétrico negativo com amplitude média de 20 mGal e comprimento de onda em torno de 50 km (**N** na Figura 5.1). Essa assinatura gravimétrica negativa corresponde ao afloramento de micaxistos, paragneisses e rochas granitóides brasileiras (Trindade 1995, Trindade *et al.* 1995b, Nascimento 1998, Jardim de Sá *et al.* 1999b). Nos dados magnéticos são observados contrastes entre os dois domínios, sobretudo na componente regional (Figura 5.3) e na continuação para cima (Figura 5.5), os quais sugerem que a crosta ao sul da Zona de Cisalhamento Patos é muito menos magnética do que a crosta do Domínio Rio Grande do Norte. Os contrastes magnéticos e um limite gravimétrico bem definido entre os dois domínios sugere que a Zona de Cisalhamento Patos deve corresponder a uma estrutura crustal profunda.

Este domínio se prolonga por sob os sedimentos da Bacia do Parnaíba e afina gradativamente até formar uma cunha na junção dos prolongamentos dos

alinhamentos magnéticos associados com as zonas de cisalhamento Pernambuco e Tatajuba (**A** nas figuras 5.6 e 5.7).

5.3.1 - Divisão em Subdomínios do Domínio Transversal

Os alinhamentos geofísicos secundários permitem que o Domínio Transversal seja dividido em quatro subdomínios (figuras 5.12 e 5.13): Alto Moxotó (**AM**), Alto Pajeú (**AP**), Piancó Alto-Brígida (**PAB**) e Araripina (**ARP**).

O Subdomínio Alto Moxotó (**AM** nas figuras 5.12 e 5.13) corresponde ao Terreno Alto Moxotó de Santos (2000). Este subdomínio é caracterizado por uma faixa de anomalias gravimétricas positivas de direção NE-SW (**G** na Figura 5.1) que tem uma assinatura magnética correspondente com amplitudes em torno de 150 nT (**C** nas Figuras 5.2 a 5.5). As fontes geofísicas estão associadas com núcleos de rochas arqueas-paleoproterozóicas e plutônicas meso-neoproterozóicas (Santos 1999, Medeiros & Torres 1999). Ao longo do subdomínio, sobretudo nos seus flancos, ocorrem eclogitos retrometamorfisados (Beurlen & Villaroel 1990, Beurlen *et al.* 1991), cuja existência sugere que tenha ocorrido soerguimento de rochas ígneas máficas (basaltos ou gabros) que sofreram metamorfismo regional de alta pressão, possivelmente quando foram arrastados para o manto numa zona de subducção (Wang *et al.* 1989, Becker 1993, Zeming *et al.* 1995, Almeida *et al.* 1997). Portanto, a existência dos retroeclogitos é um forte indício de colisão com subducção seguida por um grande soerguimento. Na análise dos dados gravimétricos, em um modelo de colisão, a Zona de Cisalhamento do Congo é a candidata mais provável para ser a linha de sutura. Como já discutido anteriormente, se for considerado em conjunto os subdomínios Alto Moxotó e Rio Capibaribe, a assinatura gravimétrica fica definida por um par positivo-negativo com amplitude próxima de 40 mGal e comprimento de onda em torno de 100 km. Esses parâmetros sugerem a existência de uma importante descontinuidade crustal balizada pela Zona de Cisalhamento do Congo.

O Subdomínio Alto Pajeú (**AP** nas Figuras 5.12 e 5.13) corresponde ao Terreno Alto Pajeú de Santos (2000). Ele é caracterizado por duas faixas longitudinais de anomalias gravimétricas: uma positiva (**K** na Figura 5.1) e outra negativa (**L** na Figura 5.1). Ambas são de pequena amplitude (menor que 10 mGal) e de pequeno comprimento de onda (menor que 40 km). Esse padrão gravimétrico tem correspondência nos dados magnéticos, ou seja, a faixa gravimétrica negativa (rochas

menos densas) corresponde a uma faixa com baixa magnetização (**G** nas Figuras 5.2 a 5.5), enquanto, a faixa gravimétrica positiva (rochas mais densas) corresponde a uma faixa com magnetização mais alta (**H** nas Figuras 5.2 a 5.5). As rochas que afloram na região com gravimetria de sinal negativo e magnetização baixa são os metassedimentos e plutônicas do Evento Cariris Velhos (em torno de 1,0 Ga). As rochas que afloram na região com gravimetria de sinal positivo e magnetização mais alta são os litotipos do Complexo Riacho Gravatá (Bittar 1998, Medeiros 2004) e as plutônicas da linha sienitóide (Sial 1986). A Zona de Cisalhamento de Afogados da Ingazeira corresponde ao limite entre esses diferentes padrões geofísicos. Porém, do ponto de vista dos dados geofísicos, essa zona de cisalhamento não representa uma estrutura crustal importante. O limite com o Subdomínio Alto Moxotó é a denominada *nappe* de Jabitacá (Santos 1996), e o limite com o Subdomínio Piancó - Alto Brígida é a Zona de Cisalhamento Serra do Cabloco (Medeiros 2004).

O Subdomínio Piancó - Alto Brígida (**PAB** nas figuras 5.12 e 5.13) corresponde ao Terreno Piancó - Alto Brígida de Santos (2000). Ele é constituído por um eixo de baixa magnetização (**J** nas figuras 5.2 a 5.5) que corresponde ao afloramento das rochas metassedimentares do Grupo Cachoeirinha (Silva Filho *et al* 1985, Bittar 1998, Medeiros 2004) e às rochas plutônicas neoproterozóicas do tipo Conceição e Itaporanga (Sial 1986). Os dados gravimétricos dessa região não possuem uma boa cobertura, além de serem muito afetados pelo efeito gravimétrico negativo produzido pelos sedimentos da Bacia do Araripe. Medeiros (2004), mesmo considerando as dificuldades da aplicação de um modelo clássico de tectônica de placas, interpretou a justaposição dos subdomínios Alto Pajeú e Piancó - Alto Brígida como o resultado de um processo de convergência e colisão de placas, onde ocorreu subducção, desenvolvimento de arco continental e finalmente a colagem dos blocos tectônicos. Na interpretação de Medeiros (2004), que empregou dados aeromagnéticos, a linha sutura está representada pela Zona de Cisalhamento Serra do Caboclo. Porém, apesar da boa qualidade do trabalho e dos resultados obtidos por Medeiros (2004), do ponto de vista dos dados geofísicos regionais que estão sendo analisados nesta tese, a Zona de Cisalhamento Serra do Caboclo não apresenta as mesmas características dos alinhamentos geofísicos principais.

O Subdomínio Araripina (**AR**) corresponde no modelo de Santos (2000) a uma extrapolação do Terreno Granjeiro para o sul da Zona de Cisalhamento Patos (Figura 2.3). Essa interpretação está baseada na possibilidade da Zona de Cisalhamento

Patos, ou pelo menos seu ramo principal, vergar fortemente para sudoeste na região próxima da Bacia do Araripe (Gomes & Vasconcelos 2000). É importante esclarecer que o efeito de baixo gravimétrico produzido pelos sedimentos da Bacia do Araripe impede uma interpretação clara deste subdomínio. Porém, apesar também do efeito de atenuação do sinal magnético, o resultado não é tão drástico como no caso dos dados gravimétricos. Por isso, é possível afirmar que o sinal magnético associado com a Zona de Cisalhamento Patos (**G** nas figura 5.2 a 5.5) prossegue para oeste até se encontrar com o sinal magnético da Zona de Cisalhamento Tatajuba e, a partir daí, formam um único ramo que segue na direção NE-SW. Portanto, apesar da dificuldade de caracterização geofísica deste subdomínio, é possível afirmar, com base nos dados magnéticos, que ele deve representar um domínio tectônico distinto, tanto em relação ao Terreno Piancó - Alto Brígida, quanto em relação ao Terreno Granjeiro.

5.4 - Domínio Rio Grande do Norte

O Domínio Rio Grande do Norte é a região geológica da província que possui a crosta mais magnética (figuras 5.2, 5.3, 5.5 e 5.7). Na maioria dos casos, as fontes magnéticas são de origem profunda, como pode ser observado nas imagens da componente regional reduzida ao pólo (Figura 5.3) e na continuação para cima do campo magnético reduzido ao pólo (Figura 5.5). Pode-se observar também, que este domínio de crosta está bem delimitado pela Zona de Cisalhamento de Patos a sul, já descrita no item anterior, e pela Zona de Cisalhamento Jaguaribe a oeste. Embora nesse último caso, o limite, em relação aos dados gravimétricos, seja menos claro. Não obstante, essa zona de cisalhamento e a sua continuação ao longo da Zona de Cisalhamento de Tatajuba delimitam um marcante contraste magnético entre os domínios Rio Grande do Norte e Ceará (figuras 5.2 a 5.5).

No modelo de Santos (2000) este domínio aglutina os terrenos São José do Campestre, Seridó, Rio Piranhas e parte do Granjeiro (Figura 2.3). Uma exceção ao padrão (em que ocorre domínio de fontes magnéticas) é uma parte do Complexo Caicó constituído por ortognaisses paleoproterozóicos intercalados em rochas metassedimentares (Hackspacher *et al.* 1990, Souza *et al.* 2007b) que, além de apresentarem baixa magnetização (**K** nas figuras 5.2 a 5.5), são rochas moderadamente densas, como pode ser observado no mapa de anomalias Bouguer (**O** na Figura 5.1). Essa combinação de aspectos petrofísicos pode indicar a existência de

um complexo de rochas ácidas e básicas com pouco minerais magnéticos (ou sem minerais magnéticos), porém com uma proporção razoável de rochas básicas em relação às ácidas, pelo menos na região indicada pela letra **O** na Figura 5.1.

Campelo (1999), ao contrário deste trabalho, escolheu a Zona de Cisalhamento Portalegre como uma estrutura de primeira ordem e não atribuiu muita importância à Zona de Cisalhamento Jaguaribe. Possivelmente isso ocorreu porque aquele autor não dispôs dos dados magnéticos e assim, não pode interpretar a continuidade dos alinhamentos geofísicos para fora da sua área de trabalho. A Zona de Cisalhamento Portalegre está centralizada em uma anomalia gravimétrica positiva (**P** na Figura 5.1), superposta a uma anomalia magnética (**L** nas figuras 5.2 a 5.5), que acompanham o *Trend* Cariri-Potiguar, um ramo abortado do sistema de riftes mesozóicos do Nordeste do Brasil (Matos 1999). É provável a continuidade dessa zona de cisalhamento ao longo da Falha de Carnaubais. Contudo, essa falha também está correlacionada com uma assinatura linear gravimétrica positiva (**Q** na Figura 5.1) e magnética (**M** nas Figuras 5.2 a 5.5). É possível que a fonte anômala (**Q** e **M**) sejam rochas magmáticas básicas que foram adicionadas à crosta durante a instalação do *Trend* Cariri-Potiguar. É importante enfatizar que Matos (1989), ao interpretar um perfil de sísmica de reflexão profunda localizada na porção sudoeste do *Rift* Potiguar, identificou reflexões com amplitude anômalas na crosta superior e inferior, às quais atribuiu à presença de corpos intrusivos básicos. Outra assinatura magnética possivelmente relacionada com a evolução da Bacia Potiguar é aquela identificada pela letra **N** nas Figuras 5.2 a 5.5. Ela possui uma orientação longitudinal às zonas de cisalhamentos pré-cambrianas, porém também é paralela a direção de abertura do *Rifte* Potiguar. A dificuldade de correlação com o afloramento de rochas pré-cambrianas pode sugerir uma origem mais jovem para essa fonte, cujos parâmetros de amplitude, em torno de 450 nT, e de comprimento de onda, em torno de 40 km, indicam um grande volume de rochas magnéticas.

Não é muito simples identificar as causas que tornam tão magnética a crosta do Domínio Rio Grande do Norte em relação aos outros domínios. Uma possibilidade já foi levantada no parágrafo anterior, ou seja, a adição de fontes magnéticas no Mesozóico, produzidas pela fissão de Gondwana (Magmatismo Ceará Mirim e *Trend* Cariri Potiguar, Figura 2.15), e, no Cenozóico, ao longo de uma faixa de direção aproximadamente meridiana (Alinhamento Macau-Queimadas, Figura 2.15) que bordeja o flanco oeste do Planalto da Borborema (Vulcanismo Macau e equivalentes).

Outras fontes são reconhecidamente pré-cambrianas, como o núcleo Arqueano-Paleoproterozóico do Maciço São José do Campestre (**R** na Figura 5.1) (Dantas *et al.* 2004) e a faixa de rochas magnéticas e densas que dominam a região entre as zonas de cisalhamento de Malta e Patos no Terreno Granjeiro (**M** na Figura 5.1 e **I** nas figuras 5.2 a 5.5). Nessa região, Vasconcelos (1998) mapeou um conjunto litológico formado por metabasitos associados a xistos, quartzitos, metacalcários, metachertes e formações ferríferas bandadas, que caracteriza uma associação vulcano-sedimentar, portadora de horizontes químico-exalativos. Na região do Seridó (RN), Moreira *et al.* (1989b), ao avaliarem dados magnéticos e gravimétricos, sugeriram a existência de blocos máficos e magnéticos na crosta inferior que seriam a fonte das anomalias magnéticas de grande comprimento de onda (**O** nas figuras 5.2 a 5.5), que ocorrem em correlação com o afloramento de supracrustais da Faixa Seridó (Figura 2.1). Sabe-se também que o Domínio Rio Grande do Norte apresenta um grande volume de rochas plutônicas magnéticas, de composição básica a intermediária, intrudidas durante o Ciclo Brasileiro, denominadas de K-dioritos (Jardim de Sá 2004), ou suíte gabrodiorítica (Ferreira *et al.* 1998), ou suíte intrusiva São João do Sabugi (Angelim 2006). A fonte atribuída para essas rochas é um manto litosférico enriquecido por metassomatismo em ambiente de subducção durante o Paleoproterozóico (Hollanda *et al.* 2003).

5.4.1 - Divisão em Subdomínios do Domínio Rio Grande do Norte

Os alinhamentos geofísicos secundários permitem que o Domínio Rio Grande do Norte seja subdividido em três subdomínios (figuras 5.12 e 5.13): São José do Campestre (**SJC**), Granjeiro-Seridó (**GSE**) e Rio Piranhas (**RP**).

O Subdomínio São José do Campestre corresponde ao Terreno São José do Campestre de Santos (2000). A principal característica é a presença de fontes magnéticas em quase toda sua extensão (**P** nas figuras 5.2 a 5.5). Quanto aos dados gravimétricos, destaca-se a assinatura positiva que identifica um núcleo arqueano (Dantas *et al.* 1998, Dantas *et al.* 2004) na região centro-norte do subdomínio (**R** na Figura 5.1). O limite deste subdomínio com o Subdomínio Granjeiro-Seridó é a Zona de Cisalhamento Picuí-João Câmara. O alinhamento gravimétrico relacionado com essa estrutura é marcado, no seu trecho norte, pelo contraste produzido pelas rochas densas do maciço arqueano, em relação aos metassedimentos e granitos da Faixa

Seridó e das plutônicas encaixadas ao longo do cisalhamento (ver mapa geológico em Angelim 2006). No trecho sul, o alinhamento gravimétrico é pouco definido, sobretudo por causa da distribuição esparsa dos dados gravimétricos nessa região. Por outro lado, o alinhamento magnético é muito bem definido e separa claramente os dois subdomínios por meio de um eixo de baixa magnetização, que acompanha longitudinalmente a trama magnética de direção meridiana que ocorre no lado oeste da estrutura, e trunca a trama magnética de direção NE-SW no lado leste da estrutura.

O Subdomínio Granjeiro-Seridó corresponde em parte ao Terreno Granjeiro de Santos (2000). Ele é constituído por uma faixa de fontes magnéticas que a oeste tem direção E-W e é delimitada pelas zonas de cisalhamento Patos e Malta (**I** nas Figuras 5.2 a 5.5) e a leste assume uma postura meridiana ao longo da Zona de Cisalhamento Picuí-João Câmara, e ao longo da calha principal dos metassedimentos da Faixa Seridó (**O** nas figuras 5.2 a 5.5). Nos dados gravimétricos, onde o subdomínio tem direção E-W, a assinatura é positiva (**M** na Figura 5.1), porém quando assume a direção N-S este sinal gravimétrico positivo perde expressão, possivelmente pelo efeito da densidade mais baixa associada aos metassedimentos da Faixa Seridó. Na região delimitada pelos cisalhamentos Patos e Malta é possível correlacionar a assinatura geofísica com o afloramento de um complexo de rochas metamórficas vulcanossedimentares (Vasconcelos 1998), o qual justifica as anomalias gravimétricas e magnéticas. Adicionalmente, os dados também sugerem um embasamento magnético com expressão nas partes profundas da crosta, como pode ser observado nos mapas de componente regional (**I** nas figuras 5.3 e 5.5). Na região da Faixa Seridó essa correlação é mais difícil, pois as rochas que afloram não possuem componentes litológicos que justifiquem as anomalias magnéticas expressivas. Porém, como referido anteriormente, a pesquisa efetuada por Moreira *et al.* (1989b) sugere a existência de blocos máficos e magnéticos na crosta inferior, que seriam a fonte das anomalias magnéticas de grande comprimento de onda que ocorrem em superposição com o afloramento dos metassedimentos da Faixa Seridó. Ou seja, o substrato da calha principal dessa faixa dobrada é constituído por rochas magnéticas e, possivelmente, corresponde ao embasamento que aflora entre as zonas de cisalhamento de Malta e Patos. O mecanismo para a mudança de orientação desse subdomínio de E-W para NE-SW, pode ser especulado a partir de modelos estruturais de evolução da Zona de Cisalhamento de Patos propostos por Corsini *et al.* (1991) e Vauchez *et al.* (1995). Esses pesquisadores propõem uma continuidade entre o movimento dextral da Zona

de Cisalhamento Patos e a Faixa Seridó, com transferência desse movimento para a Zona de Cisalhamento Picuí-João Câmara. Vauchez *et al.* (1995) exemplificaram a assinatura magnética anômala estudada por Moreira *et al.* (1989b) (**O** nas Figuras 5.2 a 5.5) como uma corroboração dos dados geofísicos a esse modelo de evolução estrutural do conjunto Zona de Cisalhamento Patos - Faixa Seridó.

O Subdomínio Rio Piranhas é de difícil interpretação por causa da forte influência do *Trend* Cariri Potiguar. A superposição de fontes pré-cambrianas com fontes fanerozóicas nessa região é muito provável, e a separação entre elas não foi possível dentro do contexto deste trabalho.

5.5 - Domínio Ceará

Este domínio limita-se a leste com o Domínio Rio Grande do Norte, mediante a Zona de Cisalhamento Jaguaribe e a sua continuação ao longo da Zona Cisalhamento Tatajuba, e a oeste com a Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II (Lineamento Transbrasiliano) (figuras 5.6 e 57). A sua continuação no sentido sul, abaixo dos sedimentos da Bacia do Parnaíba, é comprovado pelos dados magnéticos que, além disso, sugerem um progressivo estreitamento deste domínio, entre os lineamentos Transbrasiliano e Jaguaribe-Tatajuba (**B** nas Figuras 5.6 e 5.7). A Zona de Cisalhamento Senador Pompeu, em posição paralela a essas duas estruturas, separa este domínio em duas grandes fatias longitudinais. No modelo de Santos (2000) este domínio aglutina os terrenos Orós-Jaguaribe, Banabuiú, Ceará Central e Acaraú (Figura 2.3).

O padrão gravimétrico deste domínio não é de interpretação fácil, sobretudo pela existência de uma assinatura gravimétrica linear, de direção ENE-WSW, com amplitude média de 15 mGal e comprimento de onda em torno de 60 km (**S** na Figura 5.1), o que sugere uma importante descontinuidade crustal. Essa assinatura começa nas proximidades da Zona de Cisalhamento Jaguaribe, atravessa o domínio na direção ENE-WSW até o Lineamento Transbrasiliano e corta em ângulo alto as zonas de cisalhamento Senador Pompeu e Tauá. Na de Senador Pompeu, a sua intersecção não produz uma feição notável, porém na de Tauá, a anomalia gravimétrica positiva é fortemente seccionada (**T** na Figura 5.1). Os mapas magnéticos demonstram a existência de anomalias magnéticas lineares paralelas à assinatura gravimétrica (**Q** nas figuras 5.2 a 5.5). Elas são anomalias de pequena amplitude (30 nT) e comprimento de

onda entre 10 e 30 km, estão deslocadas para norte, em relação ao alinhamento gravimétrico, e ao contrário dele, se acomodam ao *trend* da Zona de Cisalhamento Senador Pompeu (**R** nas figuras 5.2 a 5.5) e, além disso, não estão seccionadas pela zona de cisalhamento de Tauá. Essa contradição pode ser resolvida se for considerado que a assinatura gravimétrica está associada com uma fonte crustal profunda, enquanto as anomalias magnéticas estão associadas com fontes crustais rasas. Ao se comparar os respectivos comprimentos de ondas, observa-se que a fonte gravimétrica, por possuir um comprimento de onda maior do que o comprimento de onda das anomalias magnéticas, provavelmente corresponde a uma fonte mais profunda. Do ponto de vista de correlação geológica, um aspecto importante dessa assinatura é a sua posição ortogonal ao sentido dos empurrões brasileiros que deformam as supracrustais dessa região (Caby & Arthaud 1986, Caby *et al.* 1995). Assim, é possível interpretar a anomalia gravimétrica positiva como uma fonte associada com uma descontinuidade crustal, encoberta pelos deslocamentos das rochas empurradas de encontro a ela. O sinal gravimétrico positivo sugere a existência de rochas densas, que podem ser de composição básica e estarem aprisionadas na descontinuidade, ou alternativamente, crosta inferior densa soerguida em consonância com a tectônica tangencial. Como essa possível descontinuidade é claramente atravessada pela Zona de Cisalhamento Tauá, que é uma estrutura formada no final da Orogênese Brasileira (Neves 1991), a sua idade deve ser mais antiga, no contexto da Orogênese Brasileira, ou herdada de um evento mais antigo, como já interpretado anteriormente por Jardim de Sá *et al.* (1997).

A Zona de Cisalhamento Senador Pompeu também apresenta dificuldades interpretativas na sua correlação com os dados gravimétricos. Apesar de Campelo (1999) ter associado essa estrutura com um *trend* gravimétrico, pode-se observar na Figura 5.1 que não existe um alinhamento gravimétrico claro, como é o caso das zonas de cisalhamentos Patos, do segmento oeste de Pernambuco, do Congo e de Sobral-Pedro II. Além do mais, essa zona de cisalhamento atravessa a extremidade ENE do *trend* gravimétrico ENE-WSW discutido anteriormente. Por outro lado, é possível observar uma assinatura gravimétrica importante que ladeia o flanco oeste do cisalhamento (**U** na Figura 5.1). Ela possui amplitude de 20 mGal e comprimento de onda em torno de 90 km. Esses parâmetros sugerem uma fonte crustal com continuação em profundidade. A correlação geológica mais provável para essa assinatura é o Maciço de Tróia-Pedra Branca, que é constituído por um conjunto de

rochas arqueanas-paleoproterozóicas (Pessoa *et al.* 1986, Fetter *et al.* 1997), com vestígios de terrenos *granito-greenstone* contendo associações de corpos leucogranitóides e metatonalitos. Além de ortognaisses TTGs primitivos, típicos de crosta juvenil gerada em ambiente de arco magmático e ortognaisses graníticos a granodioríticos (Oliveira & Cavalcante 1993).

5.5.1 - Divisão em Subdomínios do Domínio Ceará

Apesar da Zona de Cisalhamento Senador Pompeu não apresentar um *trend* gravimétrico bem definido, é possível verificar nos dados magnéticos que ela limita claramente dois subdomínios geofísicos distintos dentro do Domínio Ceará. Essa distinção é mais clara quando observada nos mapas de componente regional (figuras 5.3 e 5.5). As características geofísicas são as seguintes:

I) o domínio magnético localizado a leste da zona de cisalhamento, denominado Subdomínio Jaguaribe (**JG** nas figuras 5.12 e 5.13), é definido por um longo eixo com largura média de 60 km contendo rochas de baixa magnetização (**S** nas figuras 5.2 a 5.5). Esse eixo se prolonga na direção sudoeste por baixo dos sedimentos da Bacia do Parnaíba e a assinatura magnética observada sugere um espesso pacote de rochas supracrustais desprovidas de minerais magnéticos. Nas proximidades do limite erosivo da bacia, a oeste da zona de cisalhamento, ocorre uma ramificação desse eixo na direção E-W (**T** nas figuras 5.2 a 5.5). Porém, enquanto o eixo principal está correlacionado com as rochas metassedimentares da Faixa Orós-Jaguaribe, a ramificação E-W está correlacionada com molassas brasileiras, depositadas no *graben* de Cococi (ver mapa geológico de Vasconcelos 1998).

II) o domínio magnético localizado a oeste da zona de cisalhamento, denominado Subdomínio Ceará Central (**CC** nas figuras 5.12 e 5.13), é caracterizado por um padrão de assinaturas que sugere uma crosta composta por rochas portadoras de minerais magnéticos. As rochas magnéticas são definidas por anomalias lineares, alongadas na direção ENE-WSW a NE-SW, com amplitudes médias de 30 nT e comprimentos de onda entre 10 e 30 km (**Q** nas figuras 5.2 a 5.4). Elas contornam núcleos semicirculares com pouca magnetização. As anomalias magnéticas têm continuação em profundidade, como pode ser observado nos mapas de componente regional (**Q** nas figuras 5.3 e 5.5), e estão correlacionadas com o batólito de Santa Quitéria. Fetter *et al.* (2003) sugerem que esse grande batólito é um arco magmático continental formado

entre 665 e 591 Ma por subducção, com polaridade para sudeste, de uma placa oceânica entre a Província Borborema e o Cráton Oeste Africano-São Luís. Nos dados gravimétricos ele está definido por uma anomalia gravimétrica negativa com amplitude máxima de 13 mGal e comprimento de onda de 100 km (**V** na Figura 5.1), balizada a oeste pela Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II.

5.5 - Domínio Médio Coreaú

Este domínio tem correspondência com a Faixa Médio Coreaú (Brito Neves 1975, Santos & Brito Neves 1984) que no modelo de Santos (2000) representa o Terreno Médio Coreaú. Ele é caracterizado por anomalias magnéticas alongadas com formas sigmoidais, amplitudes máximas de 100 nT e comprimentos de onda inferiores a 20 km (**U** nas figuras 5.2 a 5.5). O que sugere fontes localizadas em profundidades rasas na crosta. Essas anomalias estão associadas com zonas de cisalhamento que atravessam a faixa na direção NE-SW. O sinal gravimétrico é definido por um par de anomalias Bouguer, positiva-negativa, com amplitude, pico a pico, de 25 mGal, e comprimento de onda de 80 km (**X** o positivo e **Y** o negativo na Figura 5.1). Essa assinatura é paralela à Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II, a qual corresponde ao limite leste do Domínio Médio Coreaú com o Domínio Ceará. A zona de cisalhamento é o eixo de um outro par Bouguer, positivo-negativo (**Z** e **V**, respectivamente na Figura 5.1), com amplitude pico a pico de 20 mGal e comprimento de onda de 100 km. Beltrão & Silva (1989) interpretaram estes dois pares Bouguer anômalos como o resíduo de um processo de compressão tectônica de direção NW-SE que, ao atuar em uma crosta que originalmente apresentava faixa alternadas de adelgaçamento e espessamento crustal, produziu o soerguimento de fatias de rochas granulíticas provenientes da crosta inferior. Em seguida, o conjunto crustal foi afetado por cisalhamentos de direção NE-SW que são claramente definidos por anomalias magnéticas lineares, como foi descrito acima.

A correlação geológica das assinaturas gravimétricas com as rochas da superfície demonstra que:

I) no par Bouguer, cujo eixo é a Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II, o negativo (**V** na Figura 5.1) é o batólito de Santa Quitéria, considerado como um arco magmático por Fetter *et al* (2003); e o positivo (**Z** na Figura 5.1) se correlaciona com o *Graben* de Jaibaras, uma bacia estruturada ao longo da zona de cisalhamento, com depósitos de

molassas do final do Ciclo Brasileiro constituídos por conglomerados polimíticos, arenitos, arcóseos e vulcânicas básicas e ácidas, acompanhados por plutonismo anorogênico (Costa *et al.* 1975, Brito Neves 1998, D. C. Oliveira 2001);

II) no par Bouguer que ocorre na porção interna do domínio, o negativo (Y na Figura 5.1) corresponde à região de afloramento dos metassedimentos paleo a mesoproterozóicos pertencentes aos grupos São Joaquim e Martinópolis e ao Grupo Ubajara do final do Neoproterozóico ao início do Paleozóico (Torquato 1995), e o positivo (X na Figura 5.1) corresponde às rochas do embasamento da região de Granja-CE, onde afloram complexos gnaíssicos-migmatíticos de idade Paleoproterozóica que constituem um evento de formação de crosta juvenil (Fetter *et al.* 2000). Fetter *et al.* (2003) interpretaram o positivo gravimétrico como um possível marcador da posição da zona de subducção de um domínio oceânico Neoproterozóico durante a convergência do Cráton Oeste-Africano - São Luís com a Província Borborema, que gerou o arco magmático de Santa Quitéria.

Como essa região da província constitui uma importante referência para a correlação Brasil - África, é relevante, do ponto de vista dos dados geofísicos, fazer alguns esclarecimentos. No que tange aos dados gravimétricos, existe boa correlação com o alinhamento de anomalias gravimétricas observadas por Bayer & Lesquer (1978) na borda do Cráton Oeste Africano. Porém, é importante deixar claro que, no Domínio Médio Coreau, a assinatura de par positivo-negativo gravimétrica, parece apenas estar associada com o contraste de densidade entre um embasamento exposto de densidade alta (gnaísses tonalíticos-granodioríticos e kingizitos, Nogueira Neto *et al.* 1990) e os metassedimentos sotopostos. Essa interpretação poderia mudar desde que rochas básicas com afinidade ofiolíticas fossem identificadas em correlação com a anomalia positiva. Por outro lado, as evidências geofísicas claramente sugerem um limite crustal importante localizado na Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II e sustentam um modelo de crosta muito granitizada na região do arco magmático de Santa Quitéria.

Com exceção do limite leste, os outros limites geológicos deste domínio são definidos por coberturas fanerozóicas. A observação da continuidade das assinaturas geofísicas descritas nas áreas de afloramento das rochas pré-cambrianas por baixo desses sedimentos não é muito clara. Nos dados gravimétricos, a análise do sinal é dificultada pela atenuação produzida pelo efeito da densidade mais baixa do pacote de rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba, que tem espessuras superiores a 2.000

metros, em relação às rochas do seu embasamento cristalino. Os dados magnéticos são fortemente marcados por sinais de amplitude alta e comprimentos de onda curtos, aparentemente causados por fontes rasas, que podem estar associadas com rochas vulcânicas intercaladas nos sedimentos da Bacia do Parnaíba. Para identificar o seu substrado é necessário o emprego de transformações nos dados magnéticos que enfatizem as fontes profundas. Desse modo, nos mapas das componentes magnéticas regionais (Figura 5.3 e 5.5) é possível averiguar o prolongamento das principais zonas de cisalhamento, como é o caso da Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II, cujos sinais magnético e gravimétrico podem ser seguidos com facilidade por baixo dos sedimentos da bacia (**W** na Figura 5.1 e **V** nas figuras 5.2 5.5). Da mesma forma, as zonas de cisalhamentos Senador Pompeu e Tatajuba também podem ser claramente interpretadas por baixo dos sedimentos da bacia. Um trabalho de investigação detalhada efetuada por Góes *et al.* (1993) com contribuição de dados geofísicos e amostragem de poços revelou que uma parte significativa do embasamento da bacia é constituída pelo prolongamento das faixas móveis, maciços e zonas de cisalhamento dos terrenos pré-cambrianos adjacentes. Nos *grábens* associados com as zonas de cisalhamentos foram preservadas rochas sedimentares de baixo metamorfismo, com idades de deposição neoproterozóica e cambro-ordoviciana.

5.6 - Resumo dos Resultados

Neste capítulo, a Província Borborema foi separada em cinco grandes domínios geofísicos - tectônicos mediante a interpretação das assinaturas geofísicas associadas com as grandes zonas de cisalhamentos, cuja correlação com os registros residuais (fósseis) observados nas anomalias Bouguer emparelhadas e nos contrastes evidentes de magnetização forneceram boas evidências para a localização de possíveis suturas tectônicas. No sul, a sutura gerada pela colisão entre o Domínio Sul e a Placa Sanfranciscana é marcada por uma faixa gravimétrica anômala com 200 km de comprimento de onda, formada pelo emparelhamento de anomalias positivas e negativas com amplitude máxima, pico a pico, de 70 mGal. A modelagem bidimensional de perfis gravimétricos transversais a essa linha de sutura indicou que o pico positivo localizado a norte, sobre a província, reflete o soergimento de níveis de crosta profunda da província em relação à Placa Sanfranciscana. Na região leste da

Faixa Sergipana a sutura com a Placa Sanfranciscana coincide com o complexo de arco Marancó, limitado a sul pela Zona de Cisalhamento Porto da Folha.

No noroeste da província, ao longo da Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II (Lineamento Transbrasiliano), o sinal gravimétrico é definido por um par de anomalias Bouguer, positiva-negativa. Essa assinatura apresenta uma boa correlação com o alinhamento de anomalias gravimétricas observadas na África, ao longo da borda leste do Cráton Oeste-Africano. O negativo Bouguer localizado a leste dessa zona de cisalhamento, no Domínio Ceará, tem correlação com o arco magmático de Santa Quitéria.

No interior da província se destacam três importantes limites tectônicos associados com assinaturas gravimétricas e magnéticas e correlacionados com zonas de cisalhamento: i) a Zona de Cisalhamento Pernambuco, no trecho oeste, e sua continuação na Zona de Cisalhamento do Congo; ii) a Zona de Cisalhamento de Patos; e iii) o alinhamento formado pelas zonas de cisalhamento Jaguaribe e Tatajuba.

Os grandes domínios tectônicos estão separados internamente em vários subdomínios e os limites desses subdomínios estão associados com alinhamentos geofísicos secundários, relacionados com zonas de cisalhamentos (na maioria dos casos). No Domínio Sul a estruturação interna apresenta limites geofísicos de direção NE-SW com alternância de eixos de anomalias magnéticas e de anomalias Bouguer positivas e negativas. Um padrão semelhante, porém com anomalias de menor amplitude, também ocorre no Domínio Transversal. O Domínio Rio Grande do Norte possui a crosta mais magnética província, com fontes rasas e profundas. Nesse caso, a interpretação dos dados geofísicos sugere a existência de superposição de fontes pré-cambrianas e fanerozóicas. O Domínio Ceará está separado em duas grandes porções pela zona de Zona de Cisalhamento Senador Pompeu. A porção leste corresponde a Faixa Orós - Jaguaribe. Na porção oeste se destaca uma assinatura gravimétrica linear positiva de direção ENE-WSW que sugere uma importante descontinuidade na crosta. O sinal gravimétrico negativo balizado a oeste pela Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II é correlacionado com o arco magmático de Santa Quitéria.

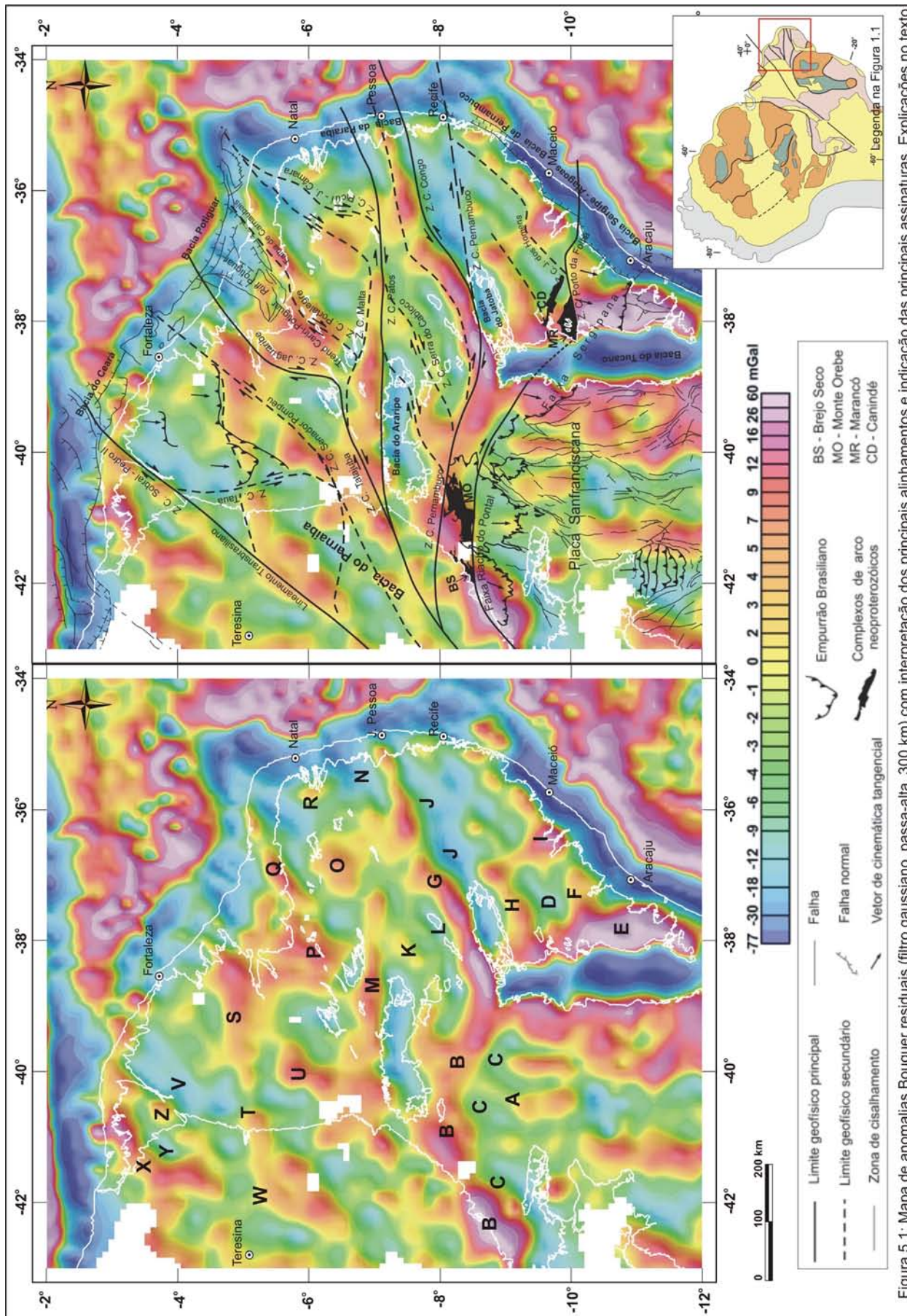
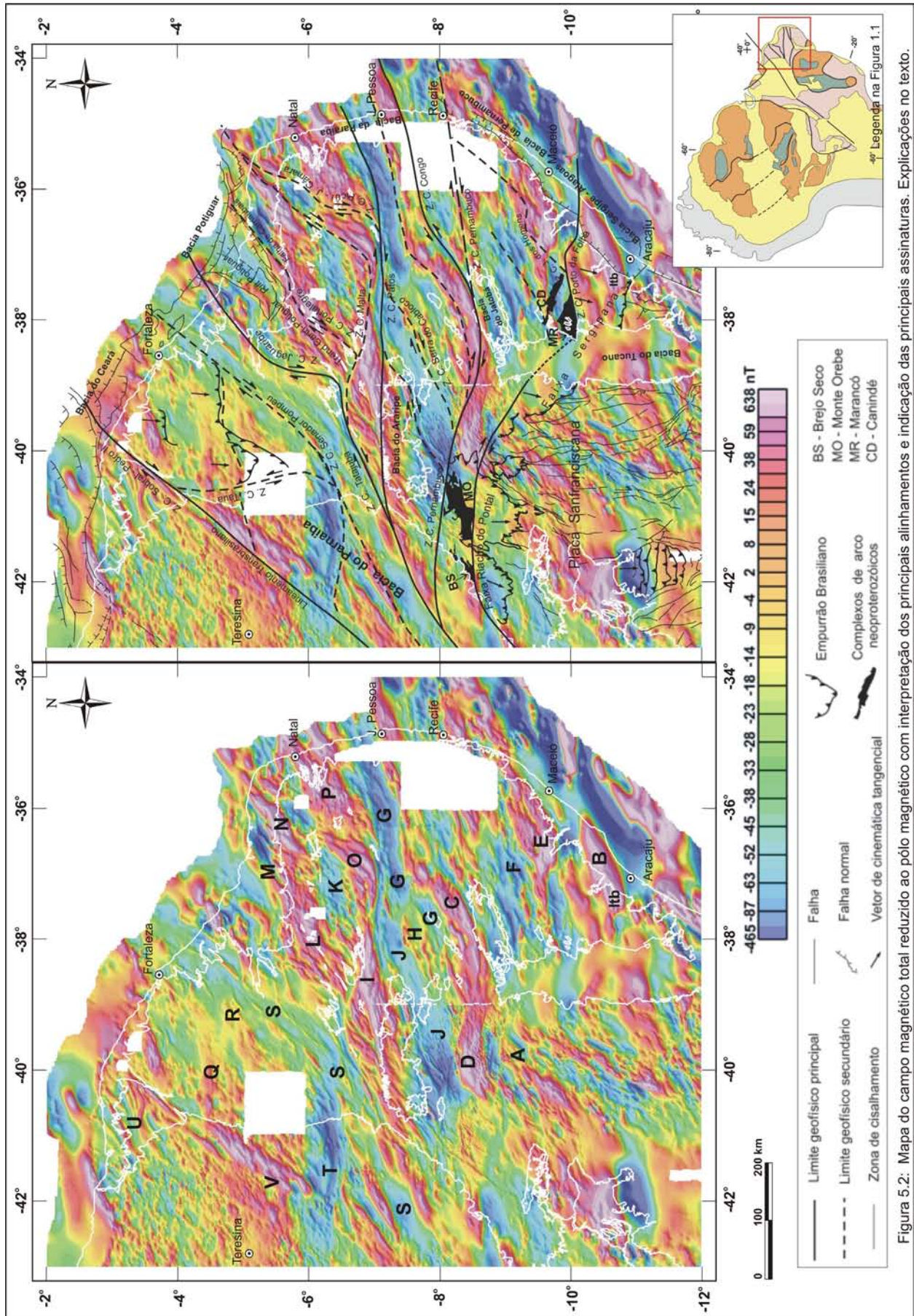
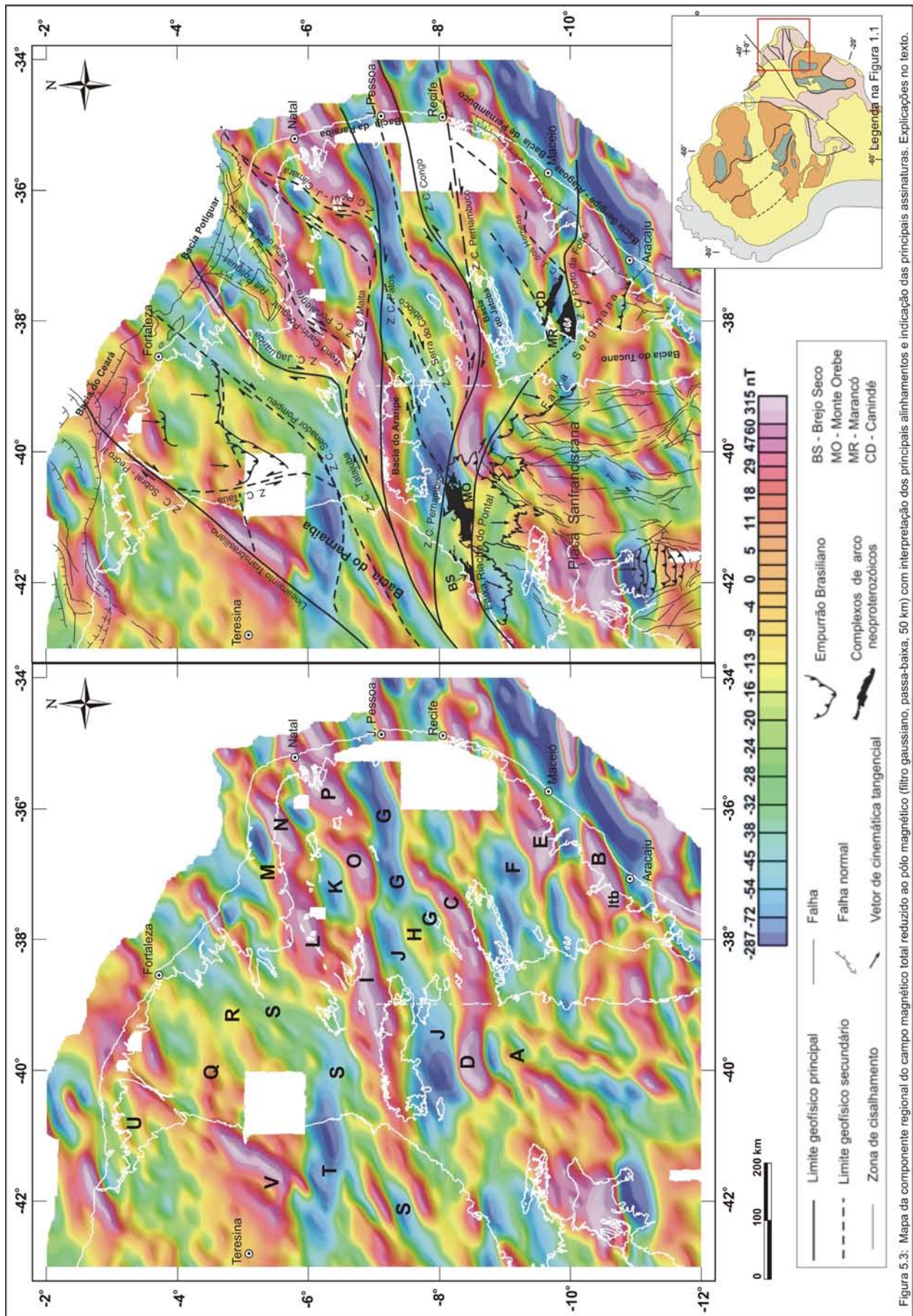


Figura 5.1: Mapa de anomalias Bouguer residuais (filtro gaussiano, passa-alta, 300 km) com interpretação dos principais alinhamentos e indicação das principais assinaturas. Explicações no texto





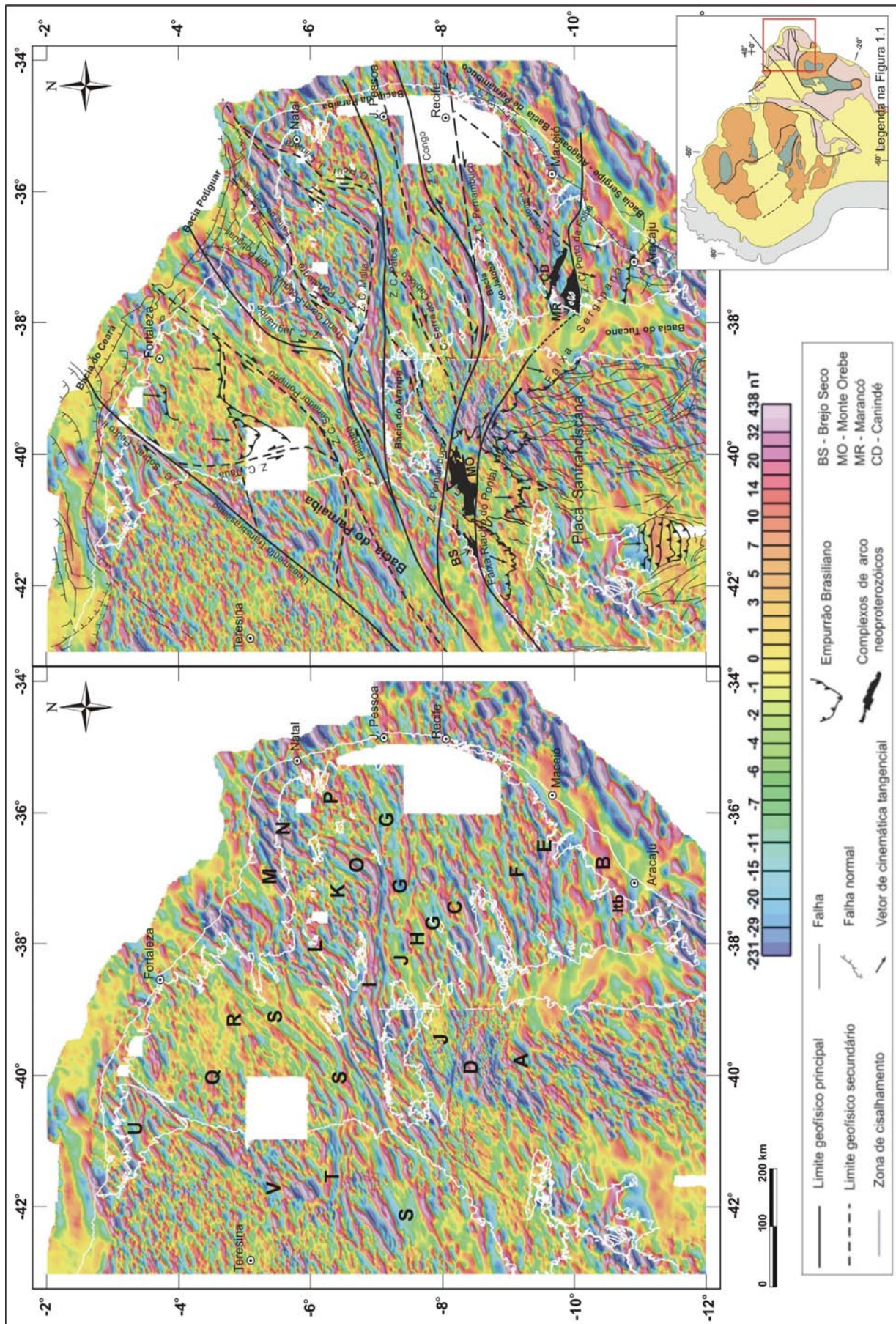


Figura 5.4: Mapa da componente residual do campo magnético total reduzido ao pólo gaussiano, passa-alta, 50 km com interpretação dos principais alinhamentos e indicação das principais assinaturas. Explicações no texto.

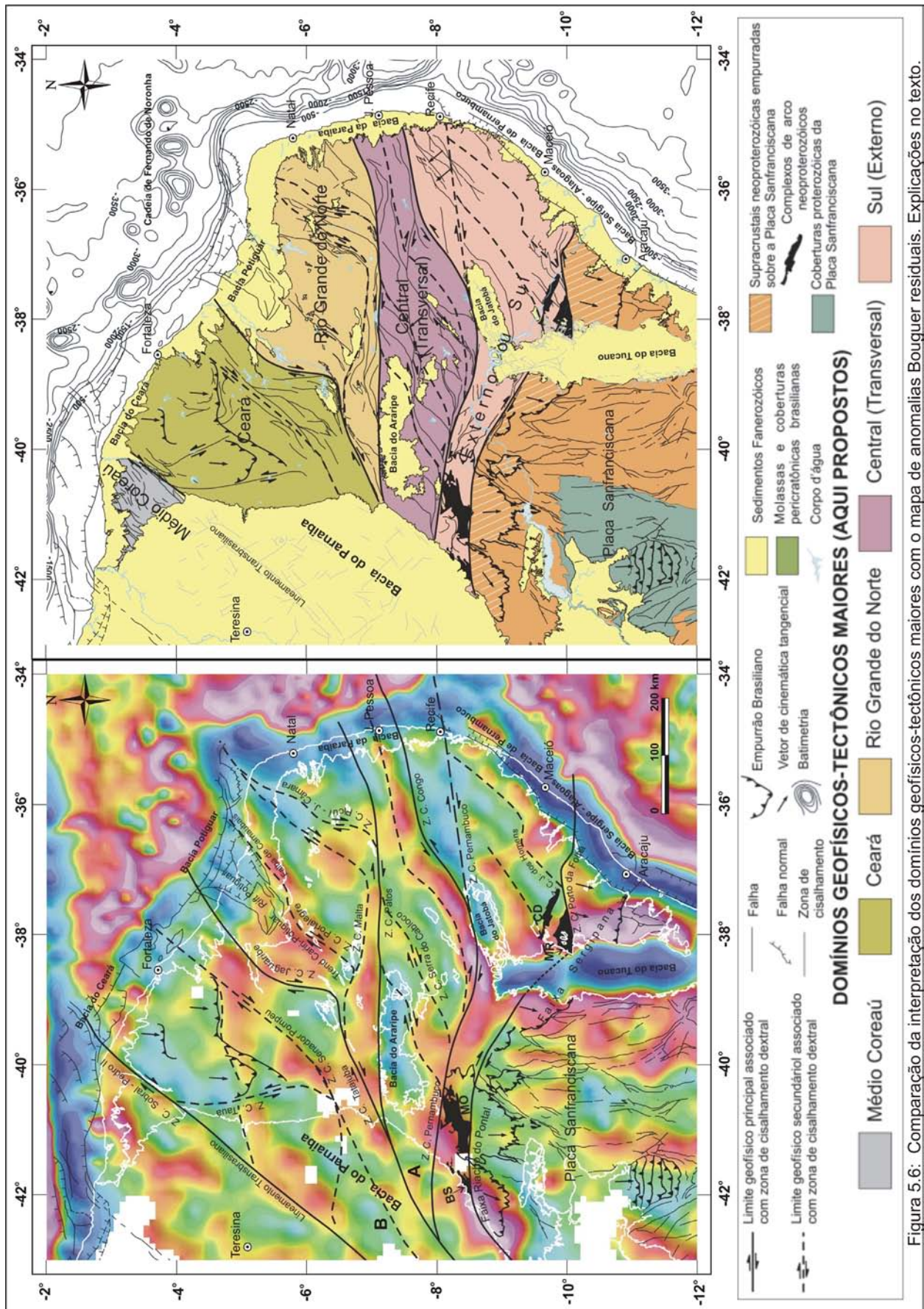
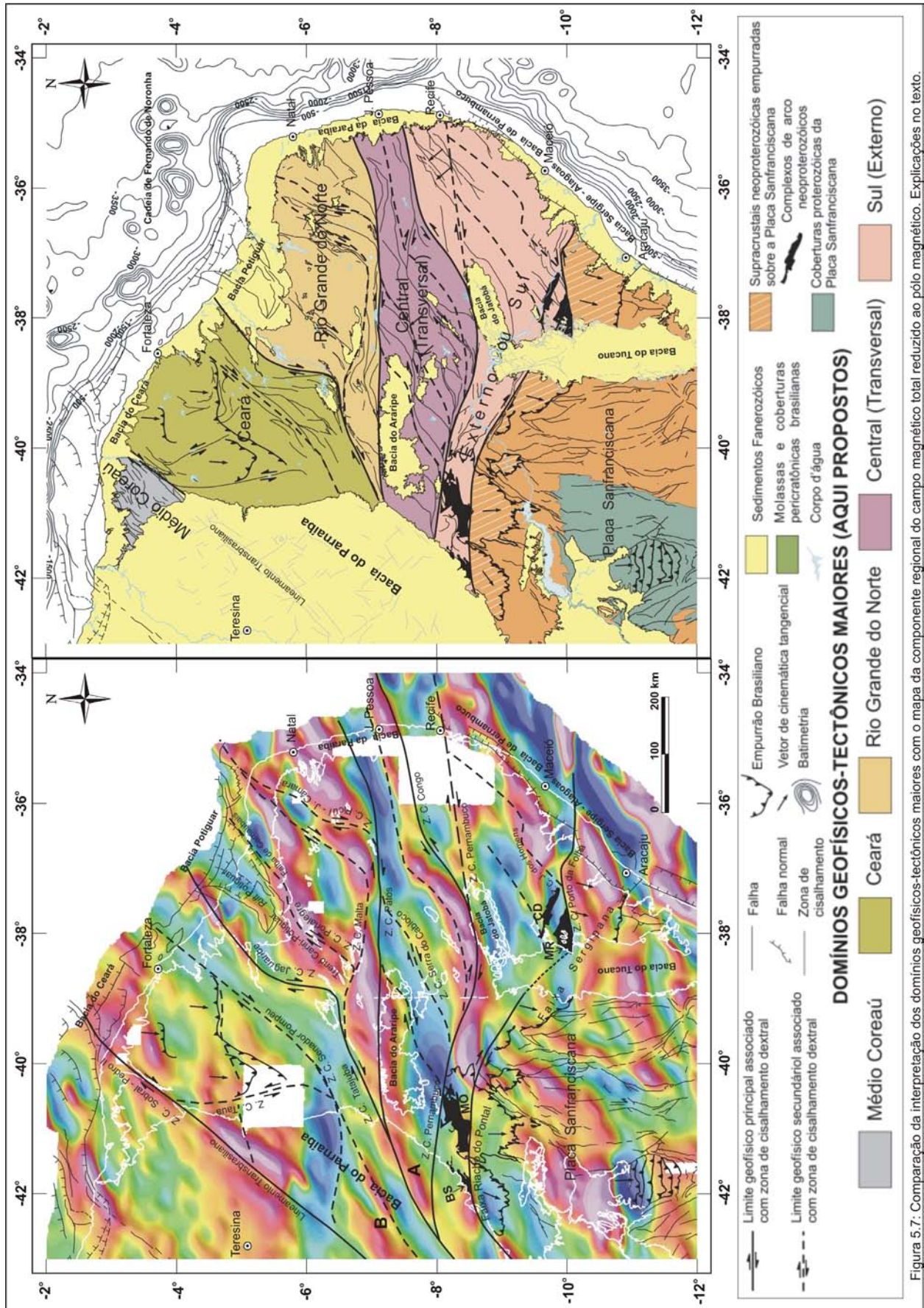
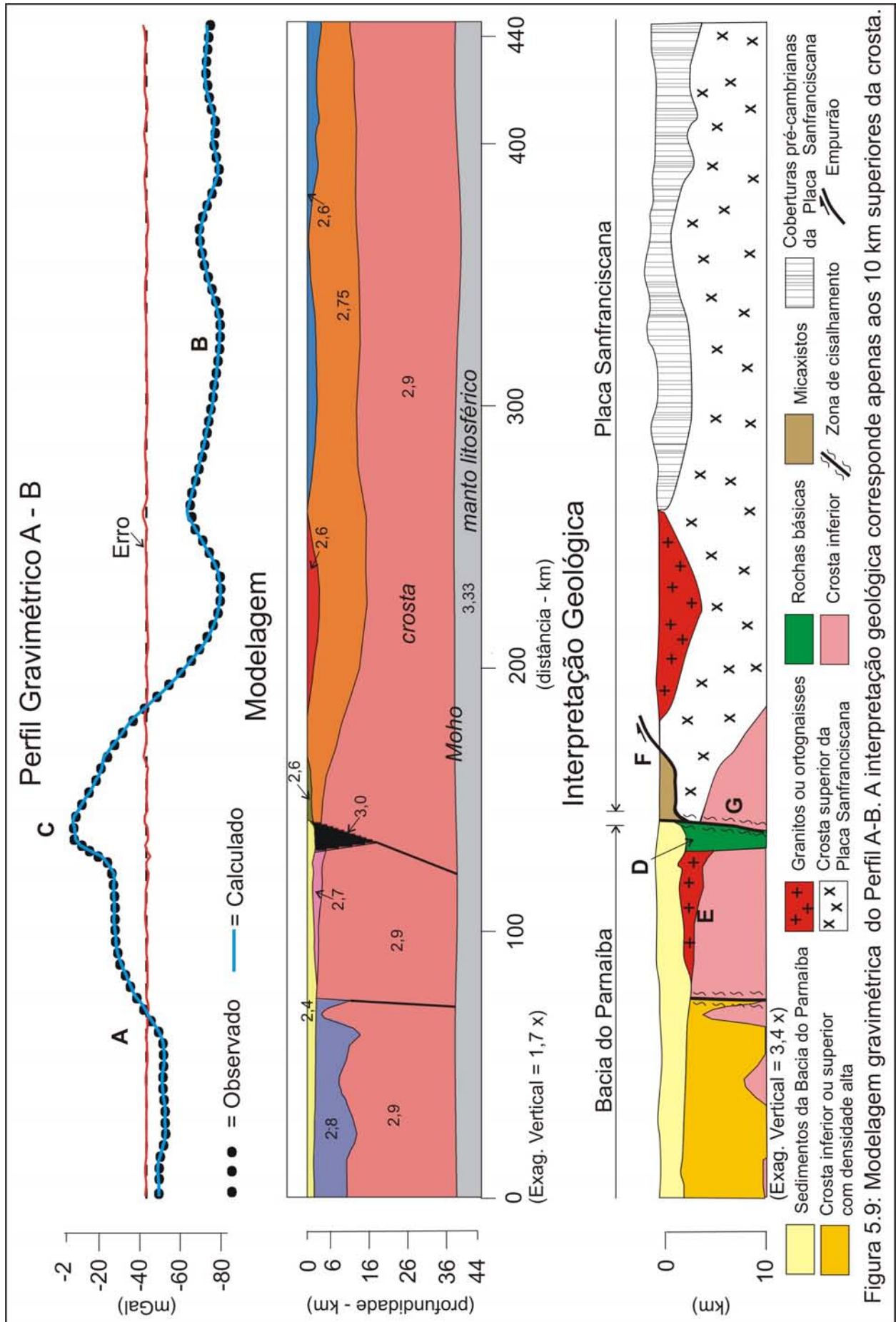
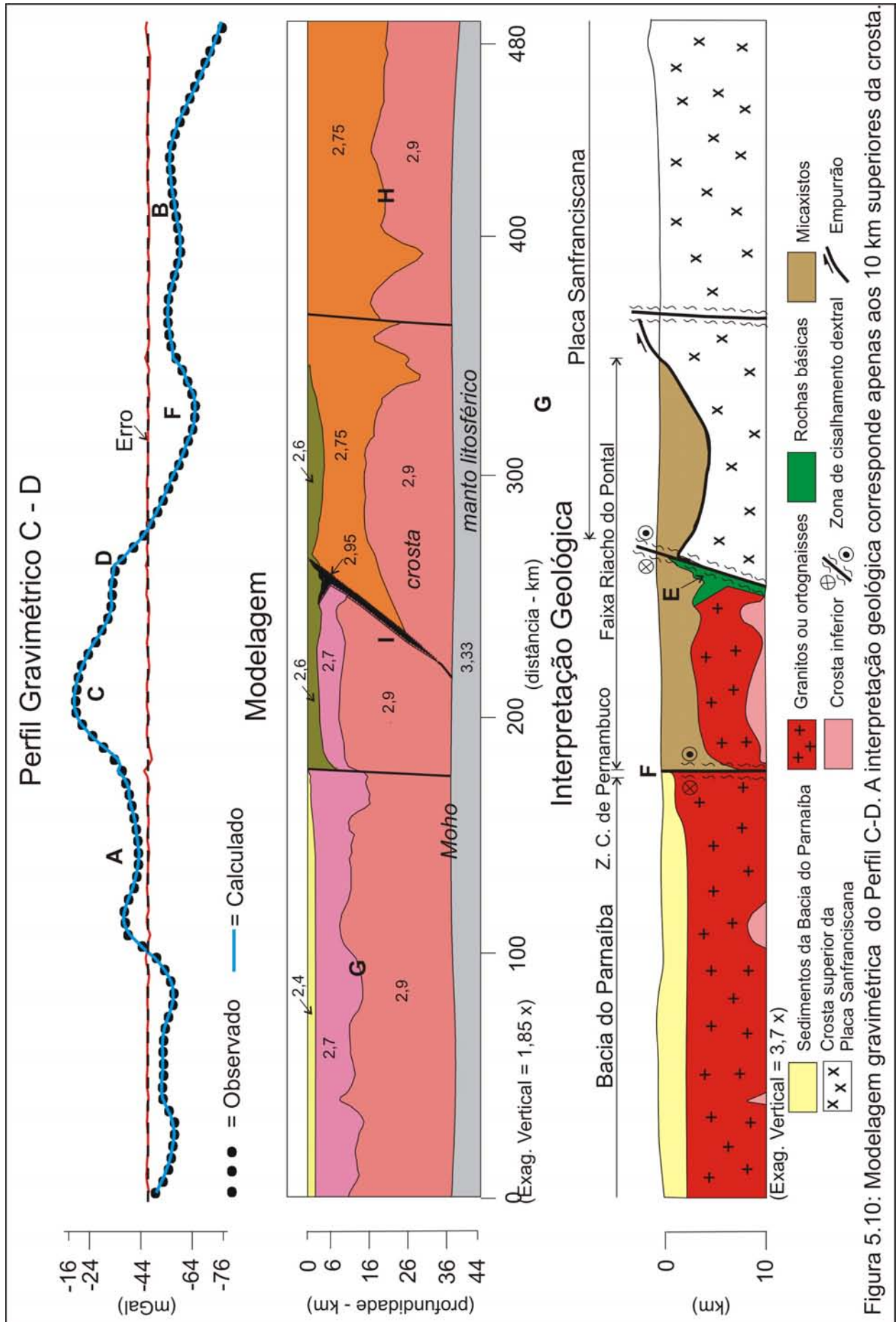
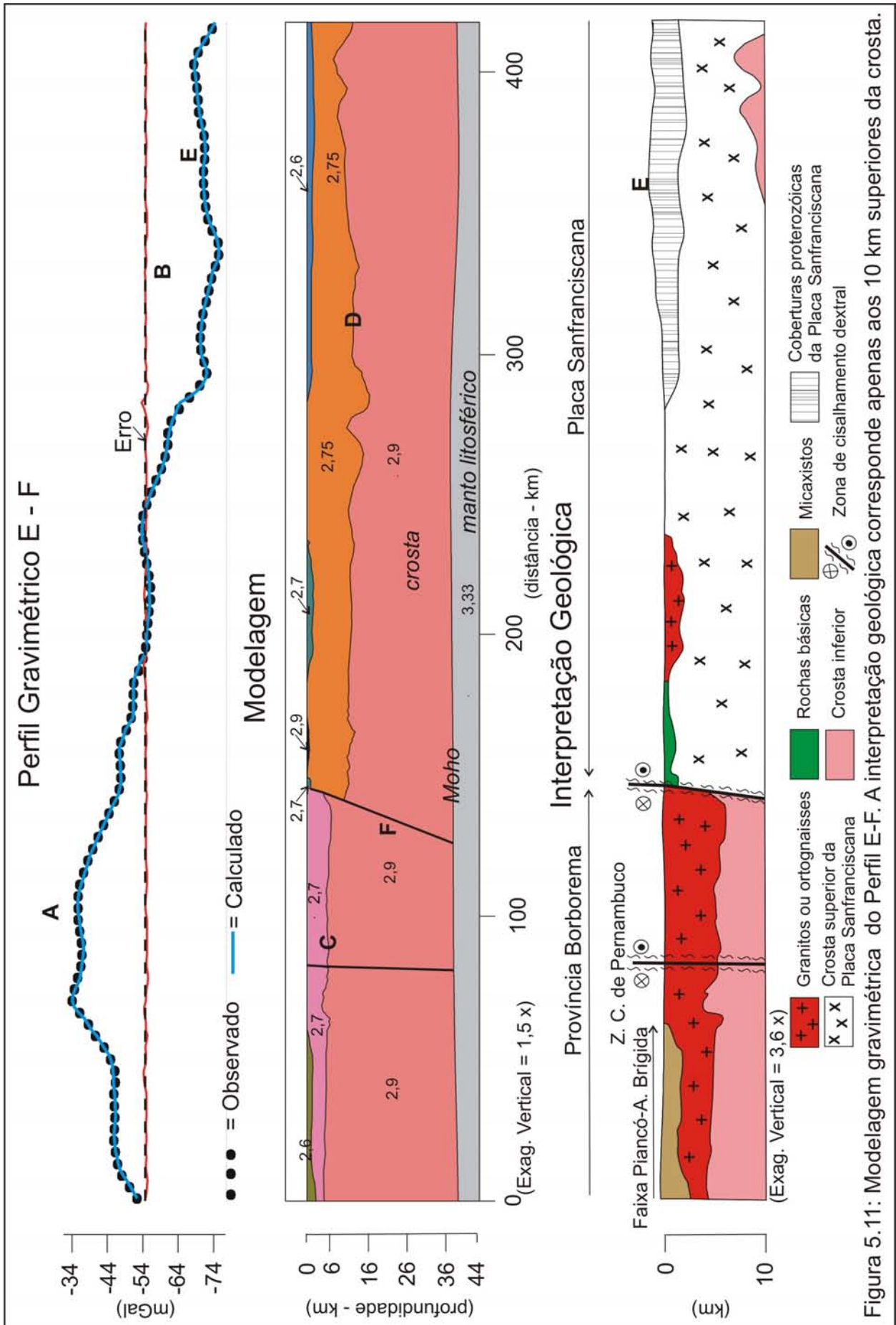


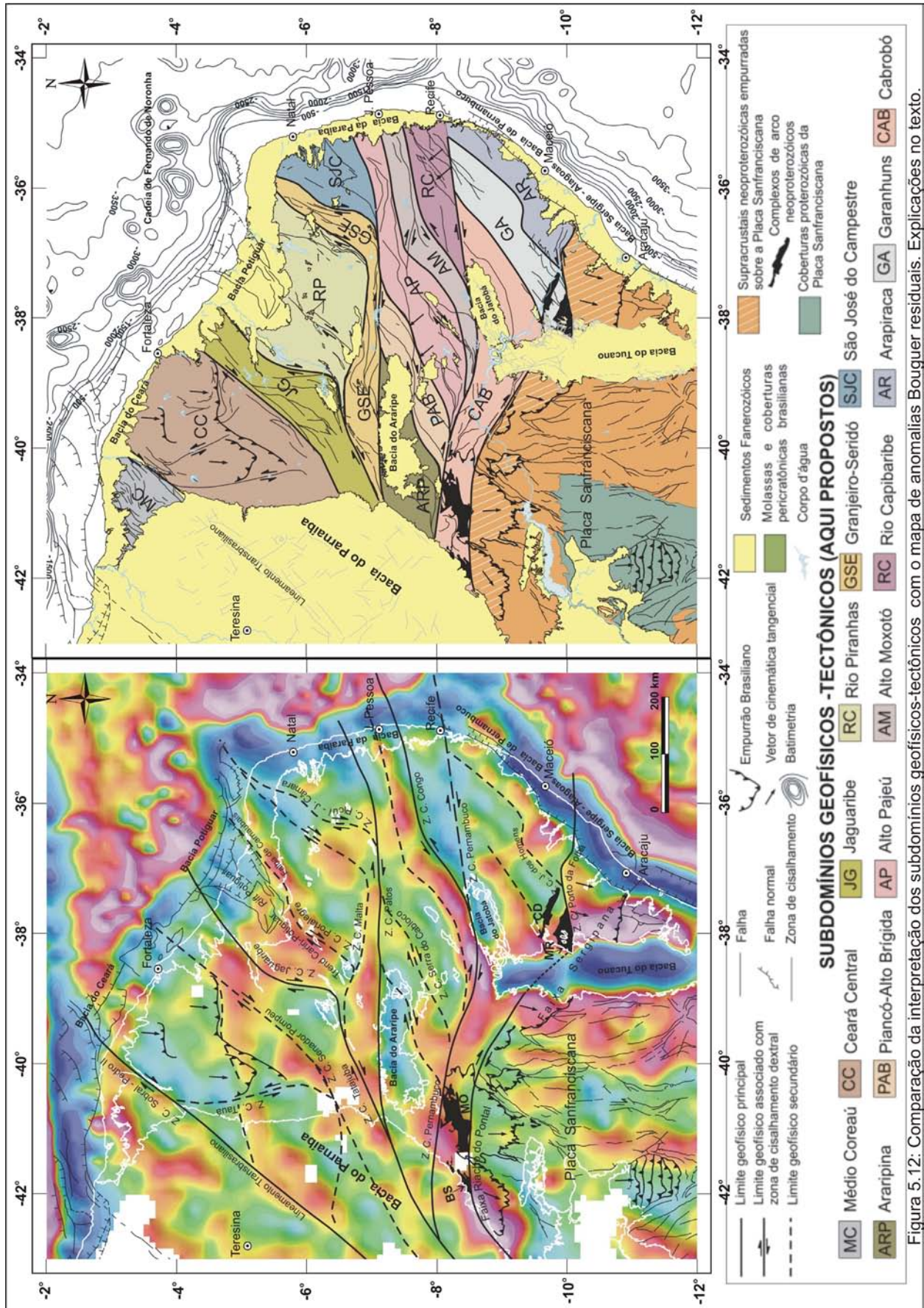
Figura 5.6: Comparação da interpretação dos domínios geofísico-tectônicos maiores com o mapa de anomalias Bouguer residuais. Explicações no texto.

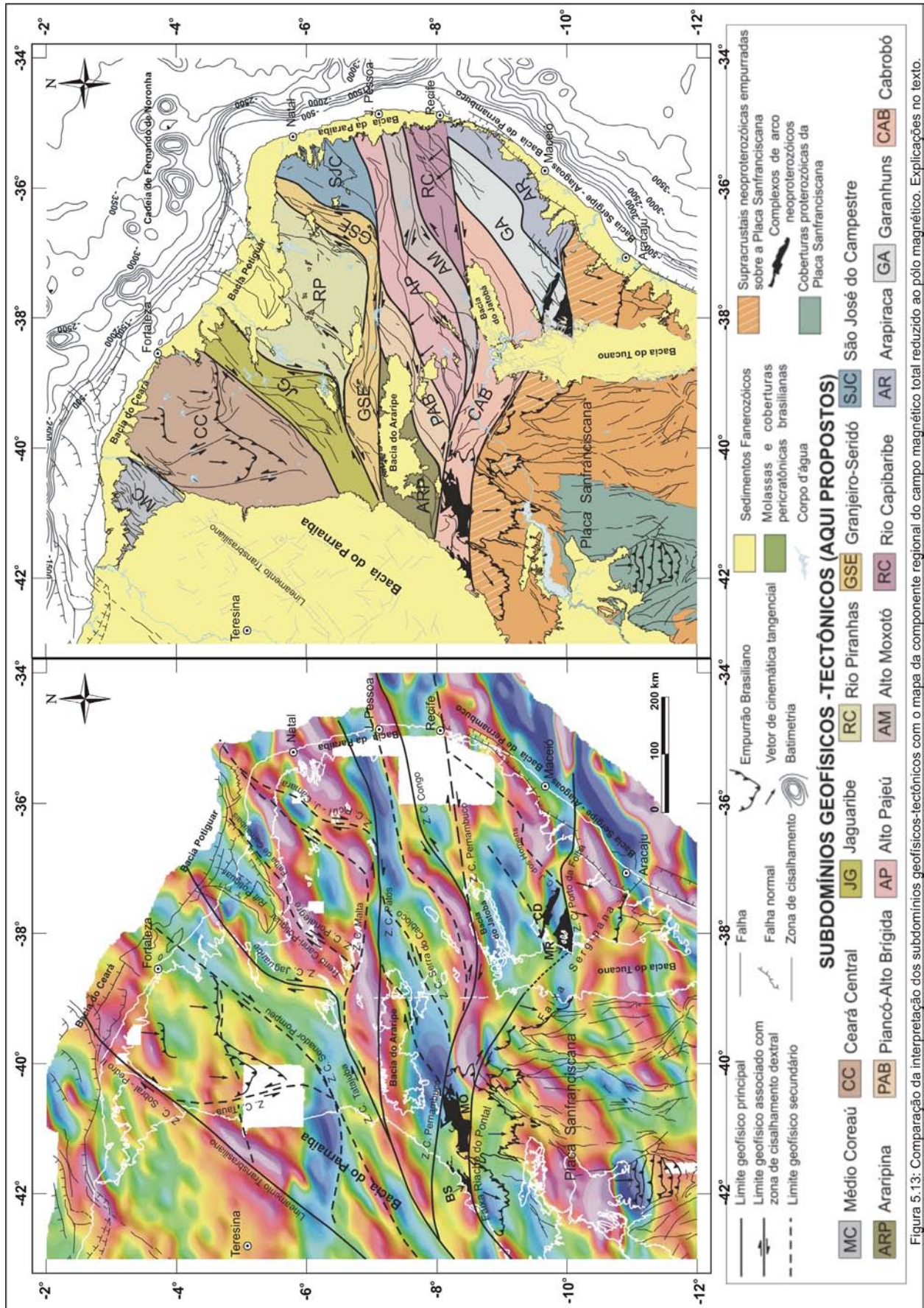












CAPÍTULO 6

ISOSTASIA E ESTIMATIVAS DA ESPESSURA ELÁSTICA EFETIVA PARA A MARGEM CONTINENTAL DA PROVÍNCIA BORBOREMA

6.1 - Introdução

A reação da litosfera aos efeitos das cargas topográficas é um tema discutido com intensidade desde o século XIX. As teorias de Airy e Pratt estimularam essas discussões. Naquela época, as tentativas de definir a forma da Terra e a implicação dos grandes relevos nos levantamentos topográficos regionais conduziram ao conceito de isostasia (Watts 2001). A evolução desse tema ganhou grande impulso no século XX, durante os anos 70 e 80, com o desenvolvimento de algoritmos e técnicas computacionais para a correlação da topografia com dados gravimétricos (Dorman & Lewis 1970, Lewis & Dorman 1970, McKenzie & Bowin 1976, Banks *et al.* 1977, McNutt 1980, McNutt 1983, Karner & Watts 1982, Karner & Watts 1983, Forsyth 1985).

O desenvolvimento do conceito de isostasia com auxílio da aplicação de técnicas matemáticas permitiu a compreensão dos fenômenos de epirogênese, tanto no continente como no oceano. Na evolução das pesquisas se percebeu que taxas muito grandes de erosão produzidas por mudanças climáticas, ou a remoção de gelo em áreas que sofreram glaciação, ou mesmo, o surgimento ou desaparecimento de um grande lago afetariam substancialmente o relevo de uma região. Contudo, uma alteração térmica no manto litosférico também teria força suficiente para produzir grandes modificações na topografia. Esses fatos levaram ao entendimento de que os estudos da evolução do relevo necessitam, tanto da compreensão das causas superficiais, como da compreensão das causas profundas. Ou seja, os relevos evoluem segundo o efeito da ação de cargas superficiais, intracrustais e subcrustais (Watts 2001). Separar as fontes causadoras é uma tarefa difícil. Geralmente as causas estão interligadas e, na maioria das vezes, um evento que iniciou na superfície provoca efeitos profundos ou vice e versa. Sem dúvida, esse é um problema que precisa ser observado de todos os ângulos e de forma integrada.

A compreensão dos eventos intracrustais e subcrustais que geram efeitos topográficos só pode ser claramente obtida por meio de técnicas de observação

geofísica. Nesse contexto, destacam-se a sismologia, os levantamentos de sísmica profunda, os estudos magnetotelúricos, a geotermometria e os levantamentos gravimétricos regionais. Todos muito importantes, pois cada um tem a capacidade de avaliar o problema segundo parâmetros que são especificamente inerentes a cada método. Os levantamentos gravimétricos regionais se destacam pelo fato de serem obtidos com baixos custos e acessíveis às instituições científicas. Por causa disso, geralmente os estudos geofísicos relacionados com a tectônica do relevo começam pelo uso de dados gravimétricos.

A aplicação de dados gravimétricos regionais no estudo da evolução do relevo de grandes áreas continentais e oceânicas ocupa um espaço importante na literatura científica (Watts 2001, Turcotte & Schubert 2002). A relação entre a resposta gravimétrica, o relevo e as anomalias de massa que ocorrem na litosfera permite fazer inferências importantes sobre possíveis mecanismos de compensação isostática, obtendo nesse processo informações sobre a *espessura elástica efetiva* (T_e) da placa que sustenta a carga e, como consequência, sobre a sua resistência. Desse modo, é possível fazer deduções sobre as feições de relevo que são produzidas pela imposição de cargas positivas ou negativas em litosferas com características distintas.

Este capítulo descreve a modelagem isostática de anomalias gravimétricas ar-livre do “efeito de borda” com o emprego da técnica da *admitância gravitacional* ar-livre para estimar a *espessura elástica efetiva* (T_e) das margens continentais Leste e Equatorial. Os resultados permitem também avaliar a segmentação da anomalia ar-livre do “efeito de borda” ao longo das duas margens da província, e analisar a correlação dessa segmentação com estruturas e domínios pré-cambrianos. Esses trabalhos estão complementados pela modelagem da crosta da margem por meio de perfis de anomalia ar-livre.

6.2 - O Significado de Isostasia e de Rigidez Flexural

Isostasia é o processo pelo qual a topografia é ajustada em resposta à imposição de cargas, sejam elas mudanças de densidade em profundidade, ou cargas na superfície, de tal maneira que se alcance a mesma pressão em profundidade, quando considerada uma área de mesma dimensão (Dorman & Lewis 1970). O termo também é usado para descrever o equilíbrio para o qual a crosta e o manto tendem na ausência de forças que produzem instabilidade (Watts 2001). A profundidade de

compensação é onde o equilíbrio da pressão é alcançada. Os modelos mais comuns para descrever este conceito são os que foram desenvolvidos por Pratt e Airy no século XIX, e o de Vening Meinesz no século XX.

No modelo de Pratt, a densidade média da crosta é menor nas montanhas do que nas planícies (Figura 6.1). Ele é baseado na idéia de que as forças compensatórias do desequilíbrio são causadas por variações laterais de densidade em subsuperfície e que as massas topográficas são compensadas em uma profundidade constante.

No modelo de Airy (Figura 6.1), a crosta tem densidade constante, porém é mais espessa abaixo de regiões com topografia elevada do que nas planícies (Figura 6.1). Neste modelo, uma camada fina de crosta repousa sobre uma camada mais densa e, para compensar a elevação da topografia, a crosta produz uma raiz na camada inferior, tal qual um *iceberg* na água. No entanto, este modelo implica que a crosta não suporta esforços de cisalhamento verticais (Karner & Watts 1982), ou seja, não possui rigidez e, por isso, não teria propriedades elásticas.

Esses modelos satisfazem alguns requisitos da geodésia física, porém apresentam interesses limitados para geólogos e geofísicos. No entanto, estudos sísmicos subseqüentes demonstraram que o modelo de Airy, em particular, pode explicar variações em estruturas crustais associadas com cadeias de montanhas e margens continentais (Karner & Watts 1982).

Vening Meinesz, a partir de suas próprias observações e, baseado em trabalhos de outros pesquisadores, acreditava que a compensação das feições da superfície da Terra não era necessariamente local, porém poderia ser regional (Vening Meinesz 1941 *apud* Watts 2001). Nesta concepção, uma carga pode produzir um arqueamento na crosta, da forma como ocorre com uma placa elástica que se sobrepõe em um substrato com pouca resistência (Figura 6.1). Se a carga for grande o bastante, ela força a crosta rígida para baixo e para dentro do substrato, da mesma maneira que o modelo de Airy. No entanto, a raiz não será tão grande, pois parte da carga será suportada pela rigidez da crosta.

Os inúmeros estudos que se seguiram indicaram que a litosfera realmente reage aos carregamentos como se fosse uma placa elástica repousando sobre um fluido fraco (várias citações em Watts 2001). Esse modelo de isostasia é denominado de modelo de flexura (ou placa elástica), em que as cargas de superfície são compensadas pelo espessamento da crosta, porém inclui também a sua resistência lateral (Figura 6.1).

No modelo de flexura, um parâmetro muito útil é a *rigidez flexural* (D), que caracteriza a resposta da litosfera aos seus carregamentos (Karner & Watts 1982). Ela é definida como:

$$D = \frac{ET_e^3}{12(1-\nu^2)}, \quad (6.1)$$

onde T_e é a *espessura elástica efetiva*, E é o *módulo de Young* e ν o *razão de Poisson*.

A amplitude e o comprimento de onda da deformação produzida por um carregamento na litosfera têm uma relação direta com a *rigidez flexural* (D) (Figura 6.2). Para uma carga de mesma intensidade, uma litosfera muito rígida produzirá uma deformação de pequena amplitude e grande comprimento de onda, enquanto uma litosfera pouco rígida produzirá uma deformação de amplitude maior e comprimento de onda menor. Uma litosfera sem rigidez não produzirá resistência e a compensação do carregamento ocorrerá por meio de um grande espessamento da placa, o que equivale ao modelo de Airy.

A resistência da litosfera aos seus carregamentos é mais comumente descrita em termos da sua *espessura elástica efetiva* (T_e), que define a espessura de uma litosfera equivalente e que responde de forma elástica. Sabe-se que a T_e de uma determinada litosfera varia de acordo com a intensidade do carregamento, com a idade da placa e com o ambiente geológico (Watts 2001). Existem evidências de que na região oceânica T_e corresponde aproximadamente à espessura da litosfera que é capaz de produzir terremotos; no entanto, no continente não foi possível obter uma relação simples entre terremotos e T_e . Os valores mais baixos de estimativas de T_e foram obtidos em riftes e orógenos ativos, onde existe uma boa correlação com a camada sismogênica. As maiores discrepâncias ocorrem nos crátons, onde os terremotos estão restritos a profundidades inferiores a 25 km, enquanto os valores de T_e variam entre 0 e 120 km (Watts 2001). Nesse caso, os baixos valores de T_e estão sempre associados com fortes reativações da litosfera cratônica.

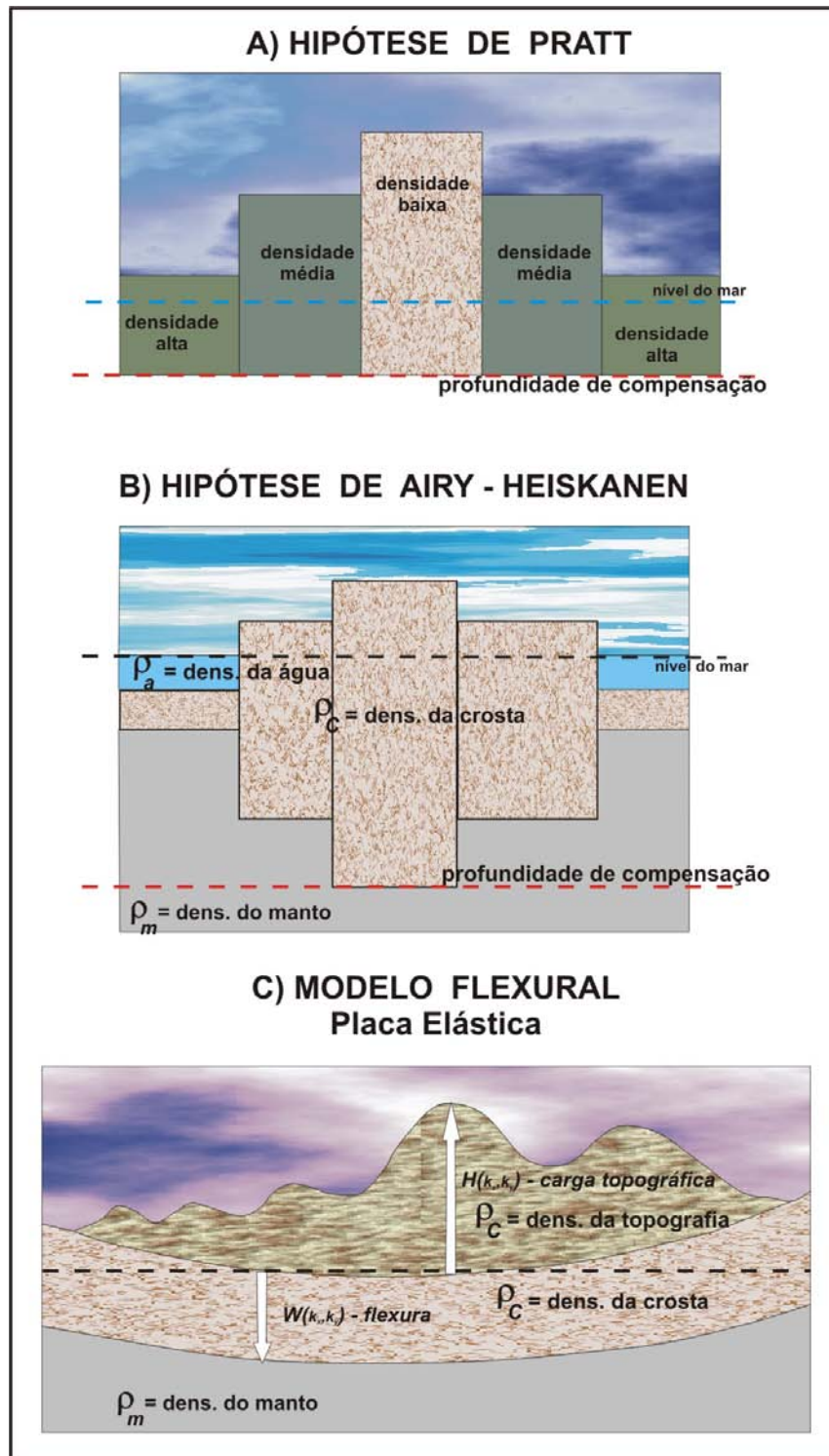


Figura 6.1: Hipóteses isostáticas de: **A)** Pratt; **B)** Airy (com modificações de Heiskanen 1931 *apud* Watts 2001); e **C)** modelo de flexura de uma placa elástica. Segundo Pratt (Pratt 1885 e 1889 *apud* Watts 2001) as massas topográficas, independentemente da amplitude do relevo, têm uma mesma profundidade de compensação, porém a sua densidade média é menor nas regiões mais elevadas. Segundo Airy (1855 *apud* Watts 2001) a densidade média é constante, porém a crosta é mais espessa nas regiões montanhosas. No modelo de flexura, a carga topográfica é parcialmente sustentada por forças elásticas no interior de uma placa superposta em um material fluido/viscoso, de maneira tal que a compensação ocorre regionalmente (Watts 2001).

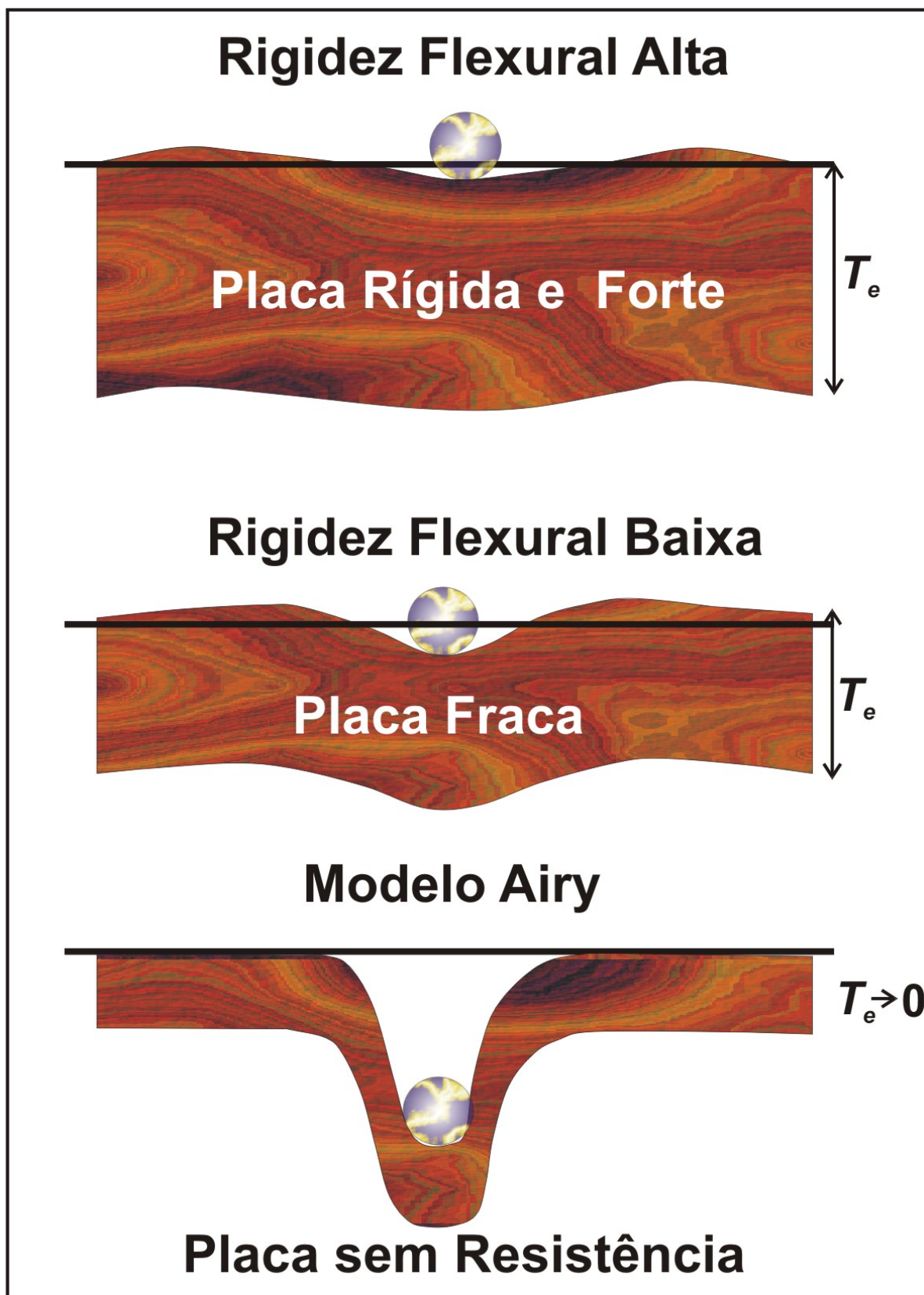


Figura 6.2: O comportamento elástico da placa varia de acordo com a sua rigidez flexural. Quanto mais alta for, mais regional será a compensação isostática e, assim, menor a amplitude da deflexão. Placas sem rigidez flexural, ao receberem uma carga, colapsam localmente, da maneira como descrita pelo modelo de Airy.

6.3 - A Litosfera como um Filtro

O fato da litosfera responder às cargas geológicas de longa duração por meio de flexuras que acomodam os esforços regionalmente, conduziu ao conceito de que ela se comporta como um filtro. Segundo Watts (2001), isso ocorre no sentido usual de um sistema com entrada e saída, que “suprime” deformações associadas com cargas de grande amplitude e pequeno comprimento de onda e “deixa passar” deformações associadas com cargas de pequena amplitude e grande comprimento de onda. Nos efeitos dos carregamentos que ocorrem na litosfera a entrada é a carga, e a saída é a flexura (Figura 6.3)

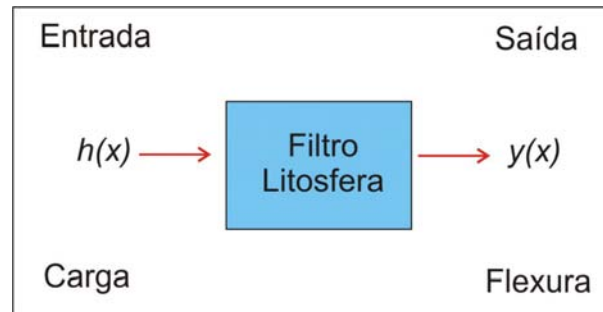


Figura 6.3: Esquema para representar o comportamento da litosfera como um filtro (Watts 2001).

6.3.1 - Resposta de uma Placa Elástica a uma Carga Periódica

A litosfera pode ser aproximada por um tipo particular de filtro linear não variante no espaço (*linear space-invariant filter*), de forma tal que, se a carga $h_1(x)$ produz a deflexão $y_1(x)$, e a carga $h_2(x)$ produz a deflexão $y_2(x)$ e, então, a carga $h_1(x)+h_2(x)$ produz a flexura $y_1(x)+y_2(x)$ (Watts 2001). Uma das propriedades desse filtro é que quando sua entrada é uma carga periódica sua saída também é uma carga periódica.

Um modelo adequado para resposta da litosfera aos carregamentos é dado por uma placa elástica que se sobrepõe a um substrato fluido fraco (Watts 1978, Karner 1982). A equação geral que descreve a resposta de uma placa elástica em relação a uma carga periódica é dada por (Hetenyi 1946 *apud* Watts 2001):

$$D \frac{\partial^4 y}{\partial x^4} + (\rho_m - \rho_{\text{preenchimento}}) y g = (\rho_c - \rho_a) g h \cos(kx), \quad (6.1)$$

onde D é a rigidez flexural, y é a flexura, x é a distância horizontal, ρ_m é densidade do manto, $\rho_{preenchimento}$ é a densidade do material que preenche a flexura, h é amplitude da carga, k é o número de onda da carga na direção x ($k=2\pi/\lambda$, λ é o comprimento de onda), e ρ_c e ρ_a são as densidades da carga e do meio que a carga desloca (ar ou água), respectivamente.

A solução da Eq. (6.1) é periódica e tem a forma:

$$y = \frac{(\rho_c - \rho_a)h \cos(kx)}{(\rho_m - \rho_{preenchimento})} \left[\frac{Dk^4}{(\rho_m - \rho_{preenchimento})g} + 1 \right]^{-1}. \quad (6.2)$$

Quando $D \rightarrow 0$ (ou seja, a placa enfraquece), a Eq. (6.2) se torna:

$$y \rightarrow \frac{(\rho_c - \rho_a)h \cos(kx)}{(\rho_m - \rho_{preenchimento})},$$

que é a *resposta isostática Airy* para uma carga periódica se $\rho_{preenchimento} \rightarrow \rho_c$. Também, se $D \rightarrow \infty$ (ou seja, a placa aumenta a rigidez), então $y \rightarrow 0$, que é a *resposta Bouguer*. Quando a placa tem uma resistência finita, a resposta é por flexura.

6.3.2 - Função Resposta Flexural

Como considerado por Watts (2001), quando se analisa a anomalia gravimétrica associada com uma determinada feição topográfica, que produz uma carga sobre a litosfera, desde que se considere a litosfera como uma placa elástica que assenta sobre um fluido fraco, é muito útil o emprego de uma função no domínio do número de onda que modifica o efeito gravimétrico da topografia para produzir uma anomalia gravimétrica. A função ($\phi_e(k)$) que descreve esse sistema é dado por:

$$\begin{aligned} \phi_e(k) &= \frac{\text{Saída}}{\text{Entrada}} \\ \text{Entrada} &= \frac{(\rho_c - \rho_a)h \cos(kx)}{(\rho_m - \rho_{preenchimento})} \\ \text{Saída} &= \frac{(\rho_c - \rho_a)h \cos(kx)}{(\rho_m - \rho_{preenchimento})} \left[\frac{Dk^4}{(\rho_m - \rho_{preenchimento})g} + 1 \right]^{-1} \\ \therefore \phi_e(k) &= \left[\frac{Dk^4}{(\rho_m - \rho_{preenchimento})g} + 1 \right]^{-1} \quad (6.3) \end{aligned}$$

A variação de $\phi_e(k)$ em relação à *espessura elástica efetiva* da placa está apresentada na Figura 6.4. Para comprimentos de onda longos, a placa se comporta como uma estrutura fraca do tipo Airy, enquanto que para comprimentos de onda curtos, a placa parece ser rígida. Esse comportamento pode ser verificado ao considerar valores limites para k . Assim quando $k \rightarrow 0$,

$$y \rightarrow \frac{(\rho_c - \rho_a)}{(\rho_m - \rho_{\text{preenchimento}})}, \quad (6.4)$$

que é a *Resposta Isostática Airy* para uma carga periódica se $\rho_{\text{preenchimento}} \rightarrow \rho_c$. Da mesma forma, se $k \rightarrow \infty$, então $y \rightarrow 0$, que é a *resposta Bouguer*. Para números de onda intermediários (entre $0,001 < k < 0,1$), a resposta é *flexural*. Watts (2001) denominou esse intervalo de números de onda como *banda diagnóstica da flexura* (*diagnostic waveband of flexure*) e, seguindo Walcott (1976), chamou o parâmetro $\phi_e(k)$ de *função resposta flexural* (*flexural response function*).

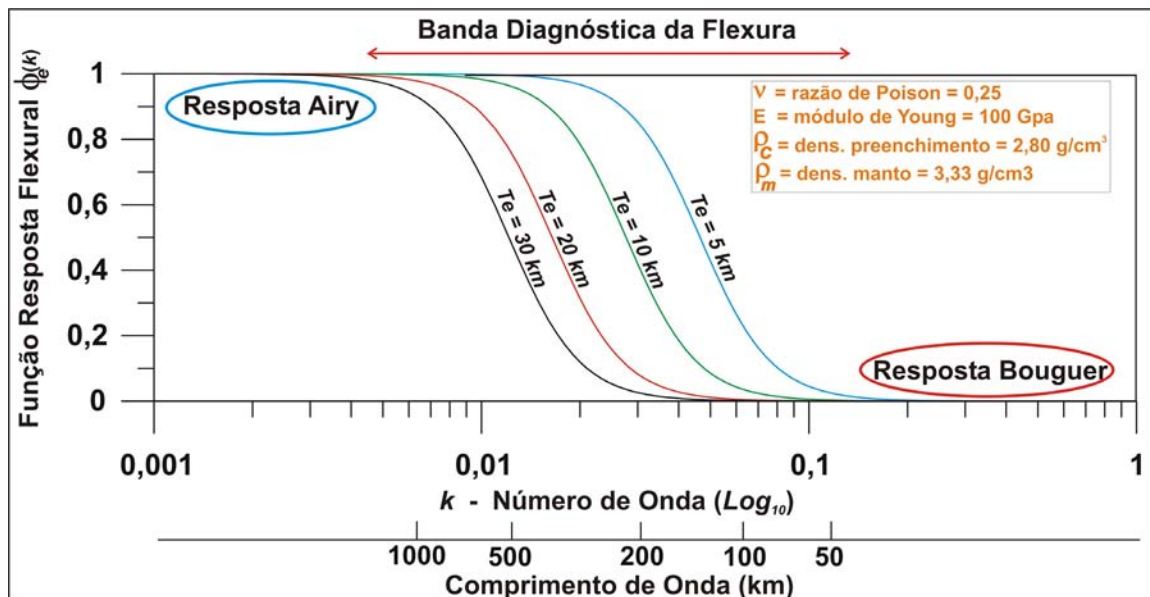


Figura 6.4: Função Resposta Flexural - $\phi_e(k)$.

6.3.3 - Análise Espectral

Por meio da Eq. (6.2) é possível separar as componentes espectrais individuais dos carregamentos na litosfera por meio da *Análise de Fourier*, de maneira tal que se pode computar a carga para qualquer corpo bidimensional de forma arbitrária (Watts 2001).

Substituindo $h\cos(kx)$ na Eq. (6.2) por $H(k)$, que é a representação da topografia $h(x)$ no domínio do número de onda, tem-se:

$$Y(k) = \frac{(\rho_c - \rho_a)}{(\rho_m - \rho_{\text{preenchimento}})} H(k) \phi_e(k), \quad (6.5)$$

em que as variáveis com letras em maiúsculo indicam a *Transformada de Fourier* das variáveis com letras em minúsculo. Em particular, $Y(k)$ é a representação da flexura $y(k)$ no domínio do número de onda, e $H(k)$ é a representação da topografia $h(k)$ no domínio do número de onda.

A variação espacial da flexura devido a uma carga bidimensional de forma arbitrária é obtida seguindo os seguintes passos (Watts 2001):

- 1) efetua-se a *Transformada de Fourier* da carga $h(x)$;
- 2) multiplica-se esta transformada pela *função resposta isostática* $\phi_e(k)$ e por um termo de densidade; e
- 3) efetua-se a *Transformada de Fourier Inversa* do resultado.

A Figura 6.5 ilustra graficamente o uso dessa técnica.



Figura 6.5: Esquema para representar os principais passos na filtragem no domínio da frequência e do espaço de um conjunto de dados topográficos (Watts 2001).

6.4 - A Admitância Gravitacional

Dorman & Lewis (1970) desenvolveram uma técnica espectral que permite quantificar o grau da compensação isostática associada com a topografia, mediante o fato de que a relação entre a topografia e a gravimetria pode ser modificada em função do comprimento de onda, bem como, essa relação é diferente para diferentes modelos isostáticos. Por isso, ao analisar o conteúdo de frequência dos dados sobre uma determinada feição geológica e comparar o seu espectro com a previsão do modelo isostático (local ou regional), é possível determinar o esquema de compensação.

Assim, Dorman & Lewis (1970), ao considerarem apenas cargas topográficas compensadas em profundidade, determinaram a componente gravitacional devida unicamente à compensação isostática da topografia. Nessa técnica, a *Transformada de Fourier* da anomalia gravimétrica $\Delta g(k)$ é relacionada com a *Transformada de Fourier* da topografia $H(k)$:

$$Z(k) = \frac{\text{Saída}}{\text{Entrada}} = \frac{\Delta g(k)}{H(k)} \quad (6.6)$$

O resultado $Z(k)$ é denominado *função resposta isostática* (*isostatic response function*) ou simplesmente *admitância* (McNutt 1983), a qual é a função (em número de onda k) que modifica a topografia para produzir a anomalia gravimétrica.

6.4.1 - O Conceito de Camada Equivalente

Com o objetivo de compreender como uma anomalia gravimétrica pode ser calculada no domínio do número de onda é necessário considerar o efeito gravimétrico de uma interface ondulada com contraste de densidade em relação ao meio circundante.

Parker (1972) demonstrou a partir da teoria do potencial que:

$$\Delta g_P(k) = e^{-kp} \Delta g_Q(k),$$

em que $\Delta g_P(k)$ é a *Transformada de Fourier* da anomalia gravimétrica $\Delta g_P(x)$ em um plano P , $\Delta g_Q(k)$ é a *Transformada de Fourier* da anomalia gravimétrica $\Delta g_Q(x)$ em um plano Q , e p é a altura de P acima de Q .

De acordo com o *teorema da camada equivalente de Green*, a anomalia gravimétrica pode ser substituída por uma superfície com uma distribuição de massa equivalente no mesmo plano. No plano Q , $M_Q(k)$ é dada por:

$$M_Q(k) = \frac{\Delta g_Q(k)}{2\pi G},$$

em que G é a constante gravitacional universal.

Como $M_Q(k)$ é uma massa superficial, segue-se que:

$$\Delta g_Q(k) = 2\pi G \rho H(k),$$

em que $H(k)$ é a *Transformada de Fourier* da superfície de uma interface ondulada e ρ é o contraste uniforme de densidade com o meio circundante. Então, segue-se que:

$$\Delta g_P(k) = e^{-kp} 2\pi G \rho H(k) \quad (6.7)$$

6.4.2 - Aplicação para o Modelo de Airy na Crosta Oceânica

Não é sempre possível observar a superfície da flexura diretamente, porém sabe-se que a anomalia gravimétrica ar-livre é um parâmetro sensível tanto ao tamanho dos carregamentos, quanto às respostas das flexuras associadas com os eventos geológicos que causaram epirogenia. Como é um parâmetro fácil de ser obtido, ele é freqüentemente utilizado para as estimativas das propriedades mecânicas da litosfera oceânica e da litosfera da margem continental (McKenzie & Bowin 1976, Watts 1978, Karner & Watts 1982, Keen & Dehler 1997, Watts & Stewart 1998, Watts & Fairhead 1999).

Como analisado por Watts (2001), no modelo Airy, a topografia do fundo mar é compensada por variações laterais na espessura da crosta oceânica de densidade aproximadamente uniforme (Figura 6.6). Por isso, a anomalia gravimétrica ar-livre de um modelo Airy é a soma de dois efeitos, um da topografia e o outro da compensação.

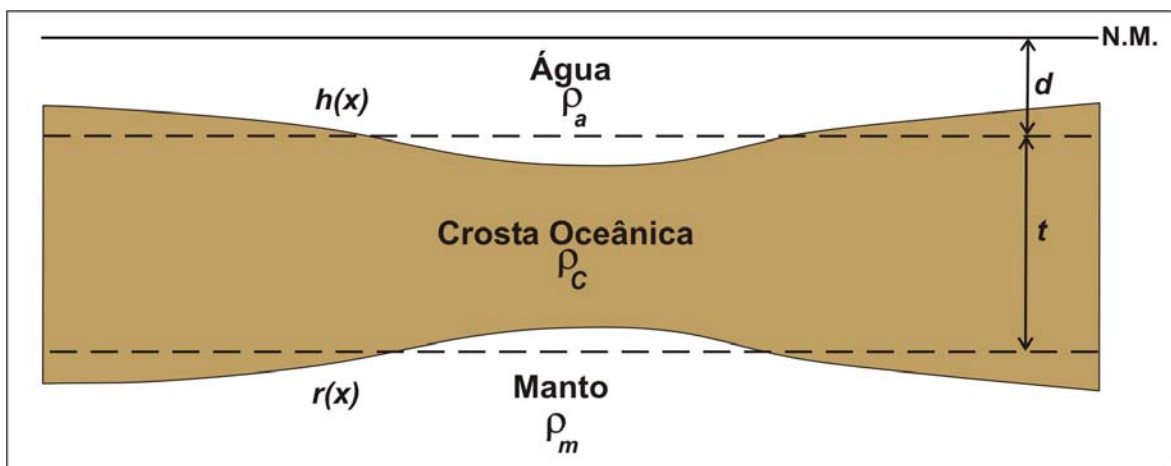


Figura 6.6: O modelo Airy de compensação isostática (Watts 2001).

O efeito gravimétrico da topografia é dado por:

$$\Delta g(k)_{\text{TOPO}} = 2\pi G(\rho_c - \rho_a)H(k)e^{-kd}, \quad (6.8)$$

em que ρ_c é densidade da crosta, ρ_a é densidade da água e d é profundidade média do mar.

A anomalia gravimétrica da compensação (a raiz ou anti-raiz no modelo Airy) é dada por:

$$\Delta g(k)_{\text{COMP}} = 2\pi G(\rho_m - \rho_c)R(k)e^{-k(d+t)}, \quad (6.9)$$

em que ρ_m é densidade do manto, ρ_c é a densidade da crosta, ρ_a é a densidade da água do mar, d é a profundidade média do oceano, t é a espessura média da crosta, $r(x)$ é a raiz da compensação e $R(k)$ a sua *Transformada de Fourier*.

No modelo Airy a topografia e a compensação estão relacionadas pela expressão:

$$R(k) = -H(k) \frac{(\rho_c - \rho_a)}{(\rho_m - \rho_c)} \quad (6.10)$$

O sinal negativo na Eq. (6.10) indica que a raiz de compensação é negativa para uma carga positiva.

A anomalia gravimétrica total é obtida pela combinação do efeito gravimétrico da topografia com a raiz de compensação:

$$\Delta g(k)_{TOTAL} = \Delta g(k)_{TOPO} + \Delta g(k)_{COMP}$$

Combinando as Eqs. (6.8) e (6.10) tem-se:

$$\Delta g(k)_{TOTAL} = 2\pi G(\rho_c - \rho_a)H(k)e^{-kd}(1 - e^{-kt})$$

$$\therefore Z(k)_{AIRY} = 2\pi G(\rho_c - \rho_a)e^{-kd}(1 - e^{-kt}) \quad (6.11),$$

que é a *função resposta isostática* do modelo (ou *admitância*).

A Figura 6.7 apresenta as curvas teóricas da *admitância gravitacional* para modelo de Airy com variação da espessura da crosta oceânica.

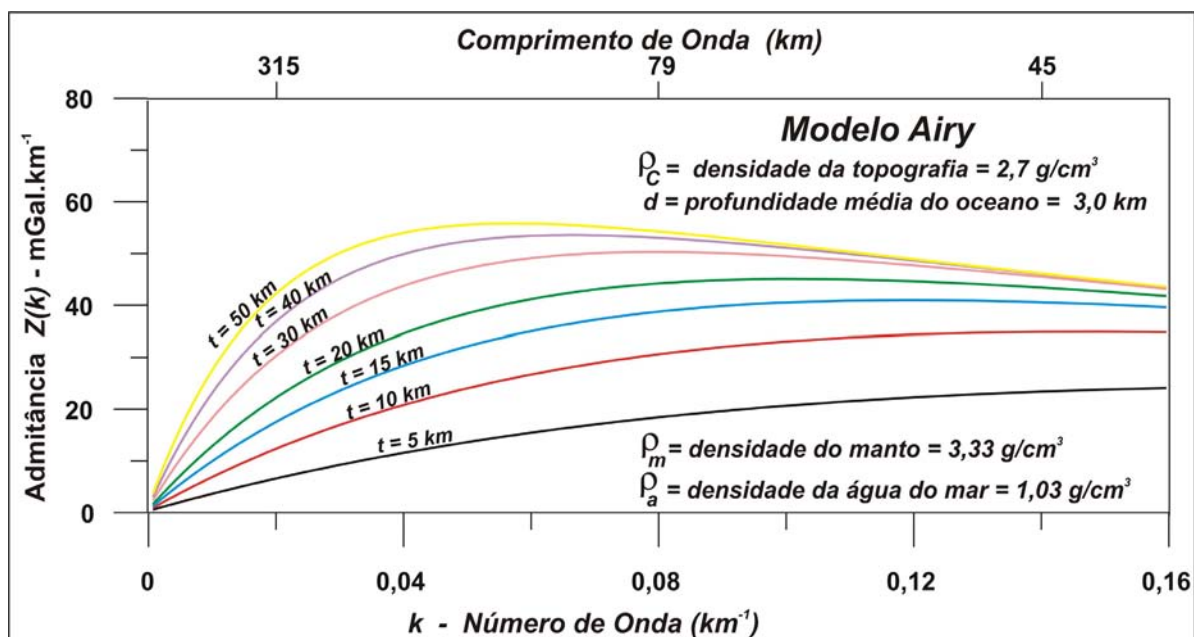


Figura 6.7: Curvas teóricas da *admitância gravitacional* para o modelo Airy, com variação da espessura da crosta (t).

6.4.3 - Aplicação para o Modelo de Flexura (Placa Elástica)

Como analisado por Watts (2001), o modelo de flexura lembra o modelo de Airy. Em ambos ocorre espessamento da crosta nas vizinhanças da carga topográfica. A diferença fundamental é que no modelo de Airy a compensação é local, enquanto no de flexura a compensação ocorre ao longo de uma larga região (Figura 6.8).

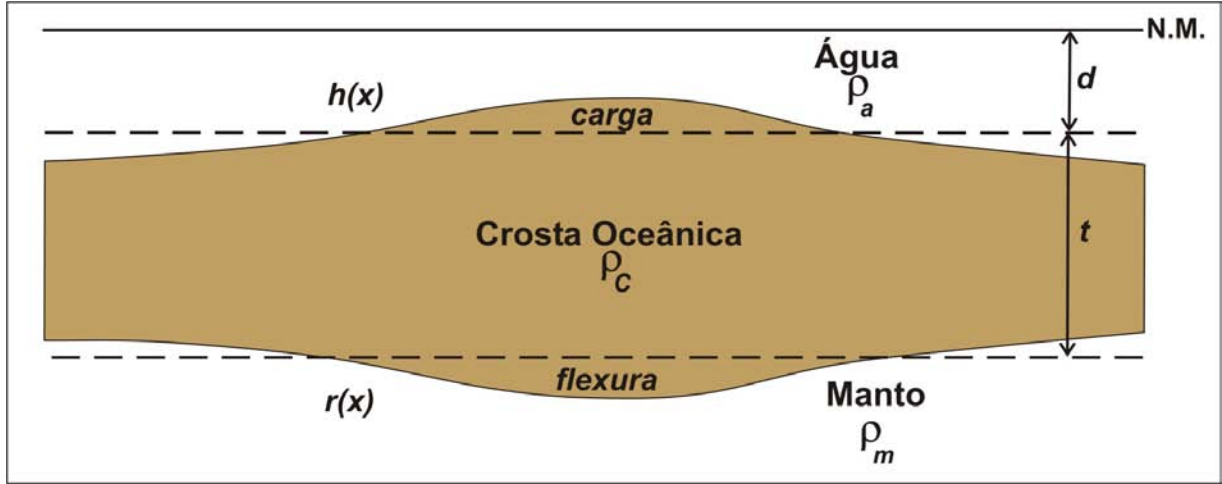


Figura 6.8: O modelo de placa elástica (ou flexural) de compensação isostática (Modificado de Watts 2001).

No modelo de flexura, a partir das Eqs. (6.8) e (6.9), o efeito gravimétrico da topografia e da compensação é, respectivamente:

$$\Delta g(k)_{\text{TOPO}} = 2\pi G(\rho_c - \rho_a)H(k)e^{-kd}.$$

$$\Delta g(k)_{\text{FLEXURA}} = 2\pi G(\rho_m - \rho_c)Y(k)e^{-k(d+t)},$$

em que $Y(k)$ é a *Transformada de Fourier* da flexura. A flexura é determinada pelo parâmetro $\phi_e(k)$ (*função resposta flexural*), que modifica a resposta Airy para produzir a flexura. Então:

$$Y(k) = -H(k) \frac{(\rho_c - \rho_a)}{(\rho_m - \rho_c)} \phi_e'(k) \quad (6.12)$$

em que:

$$\phi_e'(k) = \left[\frac{Dk^4}{(\rho_m - \rho_c)g} + 1 \right]^{-1} \quad (6.13)$$

O sinal negativo na Eq. (6.12) indica que a flexura é negativa para uma carga positiva.

$$\therefore Z(k)_{\text{FLEXURA}} = 2\pi G(\rho_c - \rho_a)e^{-kd} (1 - \phi_e'(k)e^{-kt}) \quad (6.14)$$

Segundo Watts (2001) este modelo de flexura assume as seguintes condições:

- I) a crosta tem a mesma densidade que a carga;
- II) o material que preenche a flexura tem a mesma densidade da crosta; e
- III) a crosta tem densidade uniforme.

A Figura 6.9 apresenta as curvas teóricas da *admitância gravitacional* para modelo de flexura com variação da *espessura elástica efetiva* (T_e).

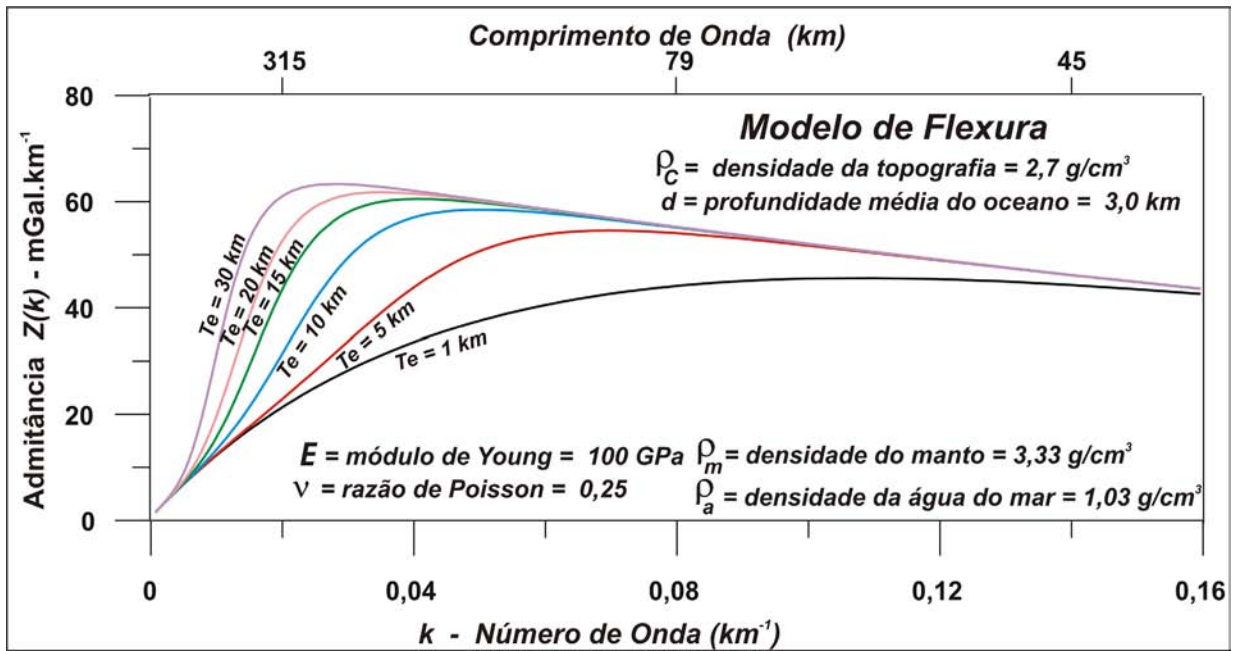


Figura 6.9: Curvas teóricas da *admitância gravitacional* para o modelo de flexura, com variação da *espessura elástica efetiva* (T_e).

6.5 - Estimativas da *Espessura Elástica Efetiva* (T_e) para a Margem Continental da Província Borborema

A margem da Província da Borborema foi estruturada pela fragmentação do Supercontinente Pangea durante o Mesozóico (Capítulo 2, Item 2.5). Como consequência, ao longo da fragmentação continental, se instalou uma série de bacias sedimentares, algumas delas portadoras de petróleo. Essas bacias tipo rifte se alojaram ao longo de uma região com largura em torno de 600 km, e a deformação foi influenciada pela herança tectônica das estruturas pré-cambrianas (Matos 1999).

Como apresentado nas figuras 2.10, 2.11 e 2.12, a Província Borborema está localizada na região onde a margem continental brasileira forma um ângulo próximo de 90° , e ocorre a intersecção dos ramos Equatorial e Leste dos sistemas de riftes do Atlântico Sul. Neste trabalho utilizaremos a denominação usual de Margem Equatorial para a margem de direção E-W e de Margem Leste para a margem de direção N-S. Como as duas margens evoluíram com estilos tectônicos diferentes, uma tipicamente passiva (Margem Leste) e a outra transformante (Margem Equatorial), o cálculo espectral da *admitância gravitacional* será efetuada de forma separada para as duas margens. Os dados gravimétricos e batimétricos utilizados para computar os resultados e investigar as condições isostáticas das duas margens estão descritos em detalhe no Capítulo 3.

Segundo Watts (2001) uma das vantagens do emprego da técnica espectral é a possibilidade do uso de métodos estatísticos para estimar $Z(k)$ e $\phi_e(k)$ diretamente a partir das observações. Assim, comparando esses parâmetros com modelos teóricos baseados em diferentes condições isostáticas é possível inferir o estado de isostasia para diferentes regiões.

Os primeiros usos da técnica espectral em áreas oceânicas foram efetuados por McKenzie & Bowin (1976) no Oceano Atlântico, ao longo da dorsal meso-oceânica, e por Watts (1978) no Pacífico, ao longo da cadeia de montes submarinos Hawaiian-Emperador. Karner & Watts (1982) foram os primeiros a empregar a técnica ao longo de margens passivas do tipo Atlântico, e Mello & Bender (1988) foram os primeiros a empregá-la na margem do nordeste brasileiro, especificamente na Margem Equatorial.

A maneira mais comum de abordar o problema da estimativa de $Z(k)$ é dividir a *Transformada de Fourier* da função de saída pela *Transformada de Fourier* da função de entrada. Porém, segundo Watts (2001), esse método ignora a presença de ruídos.

Desse modo, uma melhor aproximação é obtida pela divisão dos espectros cruzados das funções de entrada e saída pela potência (*power spectrum*) da função de entrada. Então, ao empregar a técnica do espectro cruzado (McKenzie & Bowin 1976), a *admitância complexa* para um número de onda qualquer será dada por:

$$Z(k) = \frac{C_c(k)}{E_t(k)}, \quad (6.15)$$

onde C_c é espectro cruzado da anomalia gravimétrica e da topografia e E_t é a potência (*power spectrum*) da topografia. C_c e E_t são dados por:

$$C_c = \frac{1}{N} \sum_{m=1}^N \Delta g_m(k) H_m^*(k), \quad (6.16)$$

$$E_t = \frac{1}{N} \sum_{m=1}^N H_m(k) H_m^*(k), \quad (6.17)$$

em que o asterisco denota o complexo conjugado e $\Delta g(k)$ e $H(k)$ são as *Transformadas de Fourier* dos dados de anomalia ar-livre e da topografia/batimetria, respectivamente. N é o número de perfis.

Para obter uma estimativa suave do cálculo espectral, McKenzie & Bowin (1976) somaram as estimativas ao longo de segmentos de tamanhos iguais e dividiram pelo número N de segmentos. Neste trabalho, foi adotada a abordagem de Watts (1978), que modificou o método de McKenzie & Bowin (1976), ao suavizar o espectro ao longo de diferentes perfis na mesma feição geológica.

Neste trabalho, a metodologia descrita acima foi efetuada usando as planilhas e as ferramentas de *Transformadas de Fourier* disponíveis no pacote *FFT1D* do *Oasis Montaj v. 5.1.8, Geosoft®*.

Seguindo os trabalhos de McKenzie & Bowin (1976), Watts 1978 e Karner & Watts (1982), além de calcular a *admitância gravitacional* da anomalia ar-livre, também foram calculadas a *coerência* e *fase da admitância*.

A *coerência*, $\gamma^2(k)$, cuja utilidade está em definir que parte da anomalia ar-livre é causada pela batimetria, é dada por:

$$\gamma^2(k) = \frac{C_c(k) C_c^*(k)}{E_{\Delta g}(k) E_t(k)}, \quad (6.18)$$

em que

$$E_{\Delta g}(k) = \frac{1}{N} \sum_{m=1}^N \Delta g_m(k) \Delta g_m^*(k)$$

A *fase da admitância*, ϕ_z , a qual se espera que fique próximo de zero quando a *coerência* for alta, é dada por:

$$e^{-i2\phi_z(k)} = \frac{Z(k)}{Z^*(k)} \quad (6.19)$$

6.5.1 - Estimativas de T_e para a Margem Leste

Na aplicação desse método para a investigação das condições isostáticas da Margem Leste da Província Borborema foram utilizados 22 perfis de dados batimétricos e de anomalia gravimétrica ar-livre (Figuras 6.10 e 6.11), posicionados ao longo das três bacias sedimentares: Sergipe-Alagoas, Pernambuco e Paraíba. Os perfis foram amostrados com espaçamento regular de 10 km sobre a malha interpolada dos dados de anomalia ar-livre e batimetria. Todos os perfis foram posicionados ortogonalmente à linha de costa e possuem comprimentos superiores a 350 km. Não existem dados precisos sobre o limite entre a crosta continental e a oceânica nessa região do Atlântico. A sua indicação apresentada na Figura 6.11 é uma inferência baseada na interpretação do gradiente da anomalia ar-livre e na interrupção das zonas de fraturas, também interpretadas a partir da anomalia ar-livre.

O emprego das Eqs. (6.15), (6.18) e (6.19) nos pares de perfis gravimétrico e topográfico forneceu os resultados apresentados nas Figuras 6.12, 6.13 e 6.14. A utilização do intervalo de 10 km para a amostragem dos perfis só permitiu observar o intervalo de número ondas (k) entre 0,001 e 0,5 ciclos/km. A escolha dessa amostragem foi motivada pelo fato de que malhas com dimensões menores que 10 km produziam interpolação com excesso de anomalias de pequeno comprimento de onda, possivelmente associadas com ruídos inerentes aos dados levantados por satélite, cuja incerteza é de ± 5 mGal (Sandwell & Smith 1997).

Observa-se na Figura 6.12 que a *coerência* é alta (em torno de 0,7) no intervalo $0,01 < k < 0,1$ ciclos/km ($620 > \lambda > 62$ km, o eixo x é logarítmico), o que sugere que dentro desse intervalo a maior parte da energia da anomalia ar-livre é causada pela batimetria. Ela é baixa (menor que 0,2) para números de onda superiores a 0,3 ciclos/km ($\lambda < 21$ km). Portanto, a transição da baixa para a alta *coerência* ocorre no intervalo de $0,1 < k < 0,3$ ciclos/km ($62 > \lambda > 21$ km). A *fase* oscila em torno de zero, com picos de pequena amplitude ao longo do intervalo $0,001 < k < 0,5$ ciclos/km, porém

como esperado, com picos menores na região de maior *coerência*. A *admitância* é suave no intervalo de número de ondas entre $0,05 < k < 0,2$ ciclos/km ($125 > \lambda > 31$ km) (Figura 6.12). A sua subida e um possível achatamento a partir $k > 0,25$ ciclos/km ($\lambda < 25$ km) está provavelmente associado com a resolução e ruídos dos dados levantados por satélite na área oceânica.

A partir da Equação (6.7), temos:

$$\log_{10} Z(k) = -kd + \log_{10} 2\pi G\rho(\rho_c - \rho_a), \quad (6.20)$$

em que d é profundidade média do mar, ρ_c a densidade da crosta e ρ_a a densidade da água do mar. A regressão log-linear da curva *função admitância* (Figura 6.12) permitiu inferir a profundidade média do mar (3,085 km – inclinação da reta = -3.085) e a densidade média da topografia ($2,50 \text{ g/cm}^3$), pela solução da Eq. (6.20), para o intercepto = -1,21. A densidade estimada está de acordo a experiência do autor na modelagem de bacias sedimentares da margem leste, e é compatível com dados de perfilagem geofísica de poços. A profundidade média do mar também é compatível com os dados batimétricos conhecidos. Esses parâmetros foram empregados para a construção dos gráficos teóricos da *admitância* apresentados nas figuras 6.13 e 6.14.

A Figura 6.13 evidencia que o modelo Airy não explica a *admitância* observada e pode ser descartado como um modelo isostático adequado para a Margem Leste da província, pelo fato de que ele requer para a crosta uma espessura (T_c) entre 30-50 km, para o intervalo de número de onda $k = 0,008-0,03$ ciclos/km (790 - 210 km). Esses valores de espessuras de crosta estão muito acima do intervalo entre 25 e 10 km, calculado neste trabalho para a região de transição entre a crosta continental e a oceânica na margem leste da província (Capítulo 8). A Figura 6.14 indica que a *admitância* observada ao longo da Margem Leste da província pode ser explicada por um modelo flexural com *espessura elástica efetiva* (T_e) no intervalo entre 10 e 20 km, para uma variação de $k = 0,008 - 0,03$ ciclos/km (790 - 210 km).

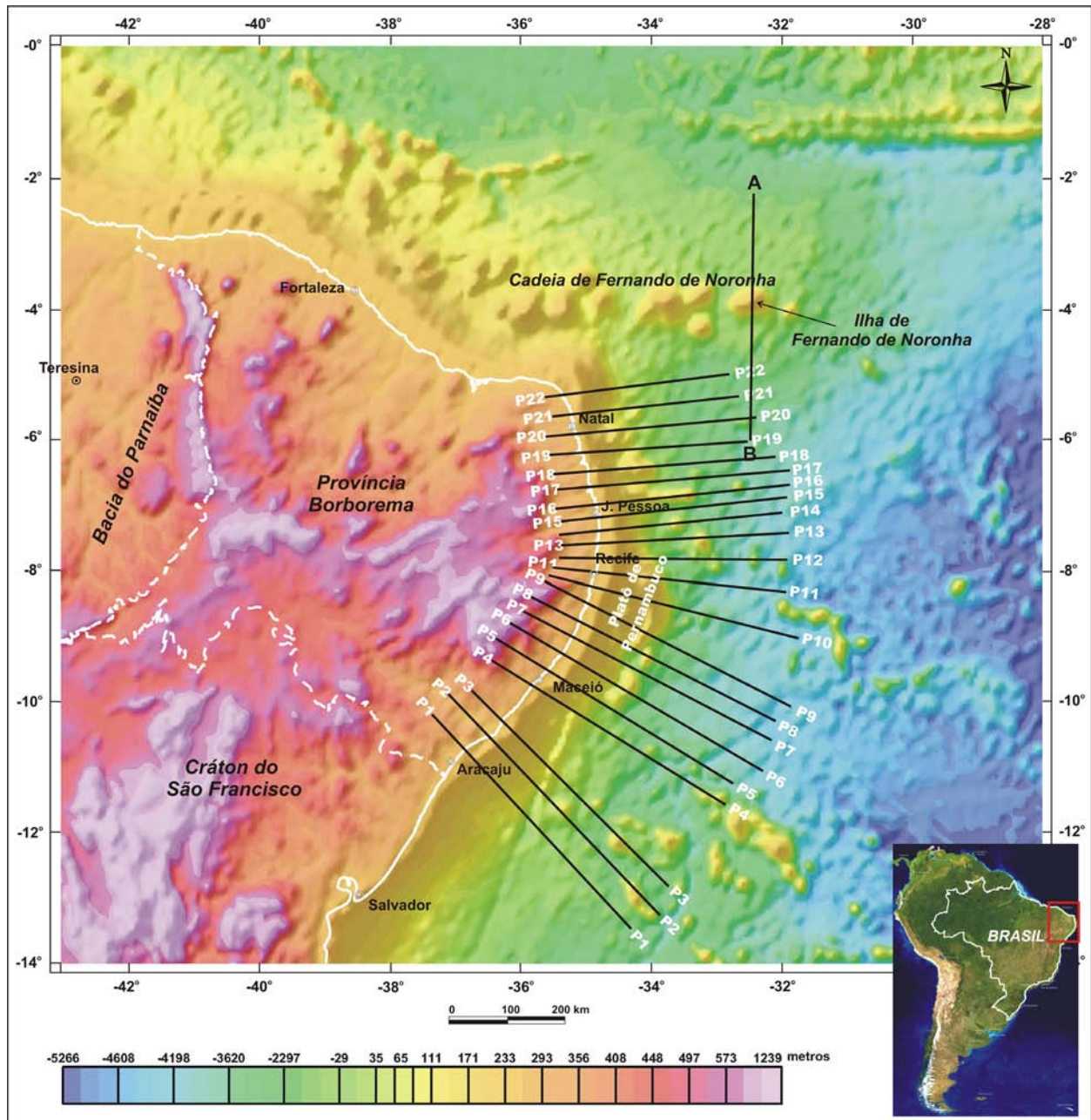


Figura 6.10: Superfície digital da elevação em malha interpolada com dimensão de 5 x 5 km pelo método de mínima curvatura a partir da junção dos dados *SRTM* no continente com os dados processados por Sandwell & Smith (1997) no oceano. Imagem sombreada (Inc. = 35°, Dec. = 315°Az). Os traços pretos correspondem aos perfis de anomalia ar-livre e topográficos/batimétricos empregados no cálculo da *admitância gravitacional* da Margem Continental Leste. Os dados dos perfis foram amostrados com um espaçamento de 10 km. O Perfil A-B teve como objetivo investigar especificamente o monte submarino da Ilha Fernando Noronha. A linha branca tracejada é o limite da Província Borborema na definição clássica de Almeida *et al.* (1977).

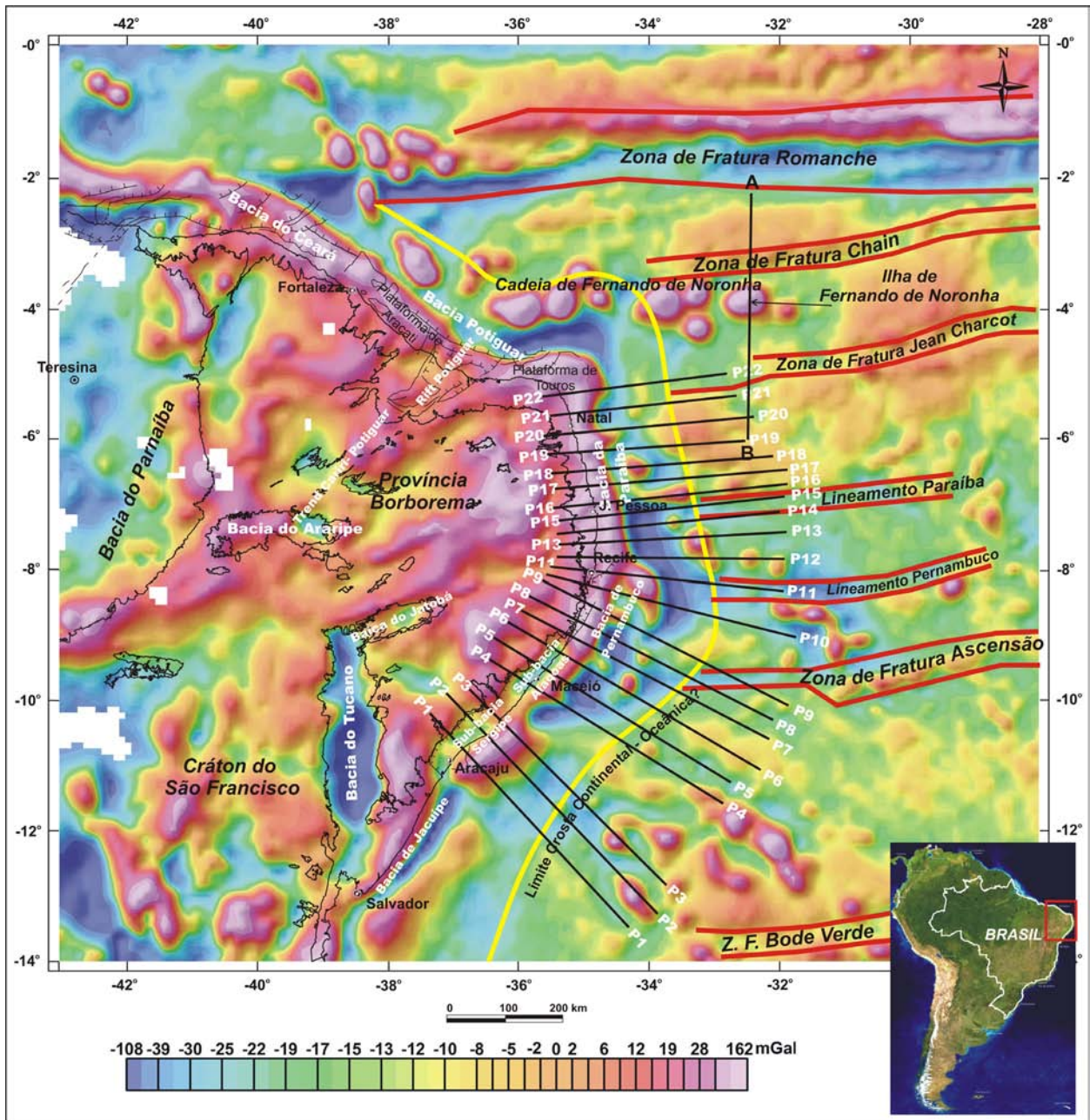


Figura 6.11: Anomalia ar-livre em malha interpolada com dimensão de 10 x 10 km pelo método de mínima curvatura a partir dos pontos da Figura 3.1. Imagem sombreada (Inc. = 35°, Dec. = 315°Az). Os traços pretos correspondem aos perfis de anomalia ar-livre e topográficos/batimétricos empregados no cálculo da *admitância gravitacional* da Margem Continental Leste. Os dados dos perfis foram amostrados com um espaçamento de 10 km. As províncias, as bacias sedimentares e as zonas de fraturas oceânicas estão indicadas. O traço amarelo é uma inferência do limite entre as crostas continental e oceânica. O Perfil A-B teve como objetivo investigar especificamente o monte submarino da Ilha Fernando Noronha.

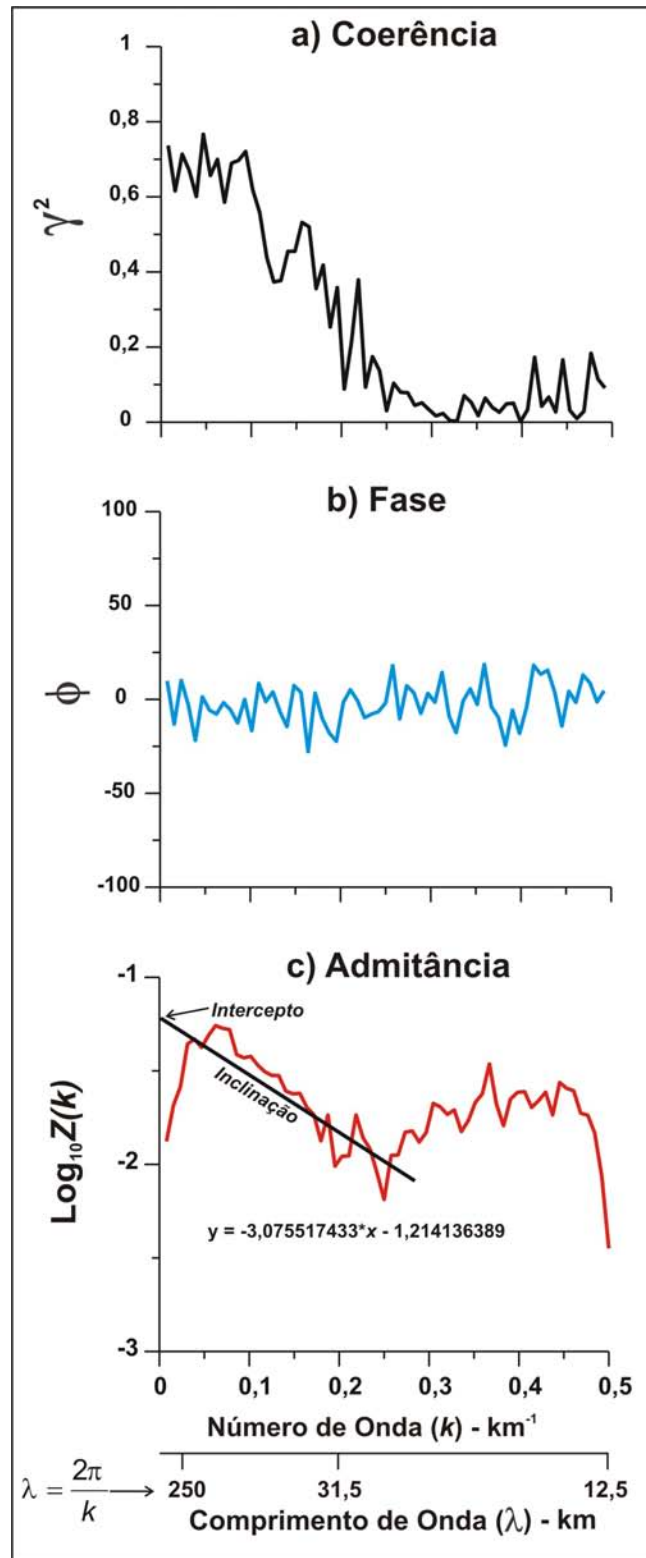


Figura 6.12: Estimativas espectrais da margem continental Leste. A *coerência* demonstra que para comprimentos de onda inferiores a 22 km ($k > 0,3$) a água do mar atenua o efeito da topografia (a *coerência* se aproxima de zero). Para comprimentos de onda intermediários (acima de 61 km, $k < 0,1$) a maioria das anomalias ar-livre é causada pela topografia (a *coerência* se aproxima de 1). Na fase, como esperado, no intervalo de *coerência* mais alta ela se aproxima de zero. A regressão linear da curva da *função admitância* permite inferir a profundidade média do mar (3,075 km, inclinação da reta=-3.075) e a densidade média da topografia ($2,50 \text{ g/cm}^3$, pela solução da equação $\log_{10}(2\pi G(\rho_c - \rho_w)) = \text{intercepto} = -1,21$).

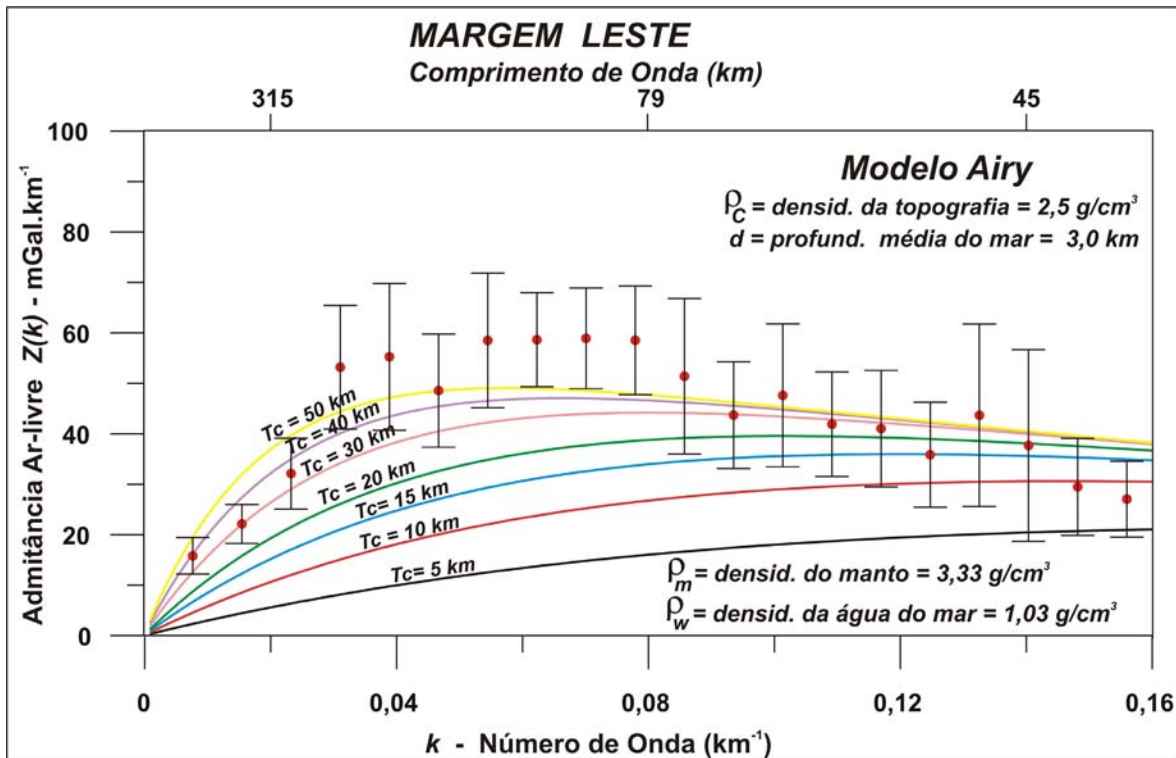


Figura 6.13: Comparação da *admitância gravitacional* ar-livre calculada a partir dos perfis apresentados nas figuras 6.11 e 6.12. (Margem Continental Leste) com as curvas teóricas para um modelo de compensação do tipo Airy. A barra de erro corresponde a um desvio padrão.

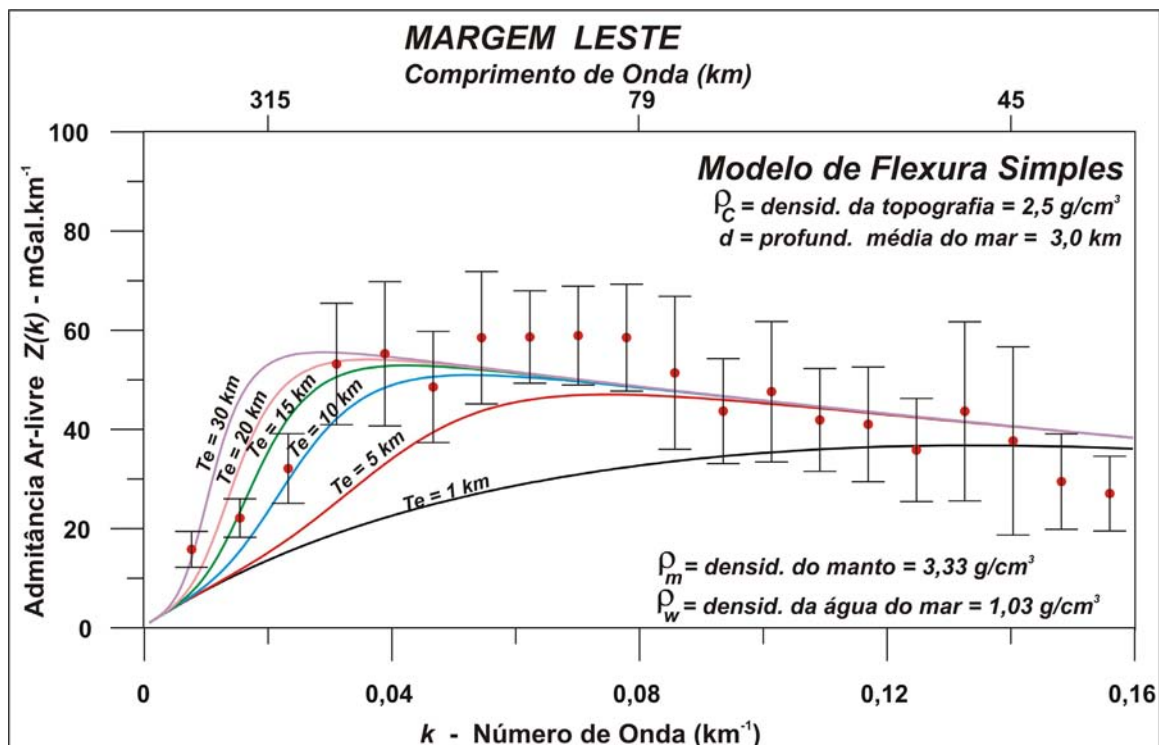


Figura 6.14: Comparação da *admitância gravitacional* ar-livre calculada a partir dos perfis apresentados nas figuras 6.10 e 6.11 (Margem Continental Leste) com as curvas teóricas para um modelo de compensação do tipo flexura simples. Note que os dados observados satisfazem o modelo de flexura para uma litosfera com *espessura elástica efetiva* (T_e) entre 10 e 20 km. A barra de erro corresponde a um desvio padrão.

6.5.2 - Estimativas da T_e para a Margem Equatorial

Na aplicação da *função admitância* para investigar as condições isostáticas da Margem Equatorial da Província Borborema foram empregados 10 perfis de dados topográficos/batimétricos e de anomalia gravimétrica ar-livre (Figuras 6.15 e 6.16), posicionados ortogonalmente em relação à margem das duas bacias sedimentares Potiguar e Ceará. Da mesma forma que na Margem Leste, os perfis foram amostrados com espaçamento regular de 10 km sobre a malha interpolada dos dados de anomalia ar-livre e topográfico/batimétrico. Todos os perfis foram posicionados ortogonalmente à linha de costa e possuem comprimentos superiores a 350 km. Nessa margem, também não existem dados precisos sobre o limite entre a crosta continental e a oceânica. Por causa do paralelismo da margem com as zonas de fraturas o critério de truncamento, usado na Margem Leste, não pode ser aqui aplicado. Além disso, os gradientes da anomalia ar-livre não fornecem uma boa indicação. Assim, a inferência da posição de transição entre as duas crostas é muito menos precisa aqui, do que na Margem Leste.

O emprego das Eqs. (6.15), (6.18) e (6.19) nos pares de perfis gravimétrico e batimétrico forneceu os resultados apresentados nas Figuras 6.17, 6.18 e 6.19. Observa-se na Figura 6.17 que a *coerência* é alta (em torno de 0,7) no intervalo $0,025 < k < 0,15$ ciclos/km ($250 > \lambda > 42$ km), o que sugere que dentro desse intervalo a maior parte da energia da anomalia ar-livre é causada pela batimetria. Ela é baixa (menor que 0,2) para números de onda superiores a 0,2 ciclos/km ($\lambda < 31$ km). Portanto, a transição da baixa para a alta *coerência* ocorre no intervalo de $0,15 < k < 0,2$ ciclos/km ($42 > \lambda > 31$ km), ou seja, em um intervalo de comprimento de onda menor do que na margem leste. A *fase* oscila em torno de zero, com picos de pequena amplitude ao longo do intervalo $0,001 < k < 0,5$ ciclos/km, porém, como esperado, com pico menores na região de maior *coerência*. Não obstante, a oscilação é muito mais severa do que na Margem Leste. A *admitância* não apresenta a mesma suavidade da margem leste, contudo tem uma tendência de gradiente bem definida no intervalo de número de ondas entre $0,05 < k < 0,25$ ciclos/km ($125 > \lambda > 25$ km). Da mesma forma que na margem leste, a sua subida e um achatamento a partir $k > 0,25$ ciclos/km ($\lambda < 25$ km), está provavelmente associado com ruídos inerentes aos dados levantados por satélite na área oceânica.

Com o emprego da Eq. (6.7) foi efetuada a regressão log-linear da função admitância (Figura 6.17), a qual permitiu inferir a profundidade média do mar (3,019 km – inclinação da reta = -3.019) e a densidade média da topografia (2,70 g/cm³), para o intercepto = -1,16. A densidade estimada, maior do que na Margem Leste, é compatível com a existência de um grande volume de rochas vulcânicas intercaladas nas rochas sedimentares ou em montes submarinos que ocorrem ao longo da margem. Porém, a profundidade média do mar foi superestimada, pois os dados batimétricos conhecidos indicam profundidades médias inferiores a 2,0 km. A densidade de 2,70 g/cm³ e a profundidade média do mar = 3,0 km foram empregados para a construção dos gráficos teóricos da *admitância* apresentados nas Figuras 6.18 e 6.19.

A Figura 6.17 indica que o modelo Airy não explica a *admitância* observada e pode ser descartado como um modelo isostático adequado para a margem equatorial da província, pelo fato de que ele requer para a crosta uma espessura (T_c) entre 30-50 km, para o intervalo de número de onda $k = 0,015-0,04$ ciclos/km (419 - 157 km). Esses valores de espessuras de crosta estão muito acima do intervalo entre 28 e 15 km, calculado neste trabalho para a região de transição entre a crosta continental e a oceânica na margem equatorial da província (Capítulo 8).

A Figura 6.12 apresenta que a *admitância* observada ao longo da margem equatorial da província pode ser explicada por um modelo flexural com *espessura elástica efetiva* (T_e) de 10 km, para uma variação de $k = 0,015-0,04$ (419 - 157 km).

6.5.3 - Análise Comparativa entre as Duas Margens

A comparação dos resultados da aplicação da técnica espectral da *função admitância* para a estimativa da T_e para duas margens demonstra que existem semelhanças e diferenças. A principal semelhança é o fato de ambas as margens possuírem comportamento isostático que se ajusta ao modelo flexural. As diferenças principais são as seguintes:

- I) a densidade da topografia é maior na Margem Equatorial (2,70 g/cm³) do que na Margem Leste (2,50 g/cm³);
- II) a transição da *coerência* alta para a *coerência* baixa ocorre em um intervalo de comprimento de ondas menor na Margem Equatorial ($42 > \lambda > 31$ km) do que na Margem Leste ($62 > \lambda > 21$ km);

III) os resultados, especificamente para a *admitância* e a *fase*, são mais suaves na Margem Leste do que na Margem Equatorial;

IV) o intervalo de número de onda diagnóstico do modelo isostático flexural é um pouco mais largo na Margem Equatorial ($k = 0,015-0,04$ ciclos/km) do que na Margem Leste ($k = 0,008-0,03$ ciclos/km) e, além disso, está deslocado no sentido dos números de onda maiores (comprimentos de onda menores).

V) a *espessura elástica efetiva* estimada para Margem Equatorial (10 km) é menor do que a da Margem Leste (10 a 20 km).

As explicações para as causas das semelhanças e das diferenças estão em dois aspectos básicos: um inerente ao próprio cálculo da *admitância* e o outro ao ambiente geológico. Ao analisar os resultados, é possível interpretar que a batimetria mais movimentada da Margem Equatorial contribuiu para uma resposta menos suave da *coerência*, da *fase* e da *admitância*, em relação à Margem Leste. Esse parece ser também o motivo para que na Margem Equatorial, a banda de número de ondas seja menor na transição da *coerência* alta para a *coerência* baixa. Além disso, esteja deslocada no sentido dos comprimentos de onda menores na banda diagnóstica do modelo isostático, em relação à margem leste. Ou seja, a presença de uma grande quantidade montes submarinos de origem vulcânica (Vulcanismo Mecejana e Macau, Capítulo 2) transversal à direção dos perfis (Cadeia de Fernando de Noronha, Figuras 6.11, 6.12, 6.15 e 6.16) condicionou, em parte, os resultados obtidos pelo cálculo da *admitância*. Sem dúvida, o vulcanismo também é a causa para a densidade da topografia mais alta na Margem Equatorial. O ambiente geológico-tectônico deve ser a causa das diferenças nas *espessuras elásticas efetivas* (T_e). Enquanto a Margem Leste é tipicamente passiva, a Equatorial teve uma evolução transformante (Capítulo 2). Porém, essa talvez não seja a razão única, pois a Margem Equatorial foi reativada pela ação do vulcanismo que operou de maneira importante durante o Cenozóico, ao longo da Cadeia de Fernando de Noronha e no interior do continente (Almeida *et al.* 1988, Mizusaki *et al.* 2002). Daí, o fluxo térmico mais alto (Carneiro *et al.* 1989, Cardoso & Hamza 2006) e a atividade sísmica mais intensa (Ferreira *et al.* 1998, Bezerra & Vita-Finzi 2000). Sem dúvida, esses fatores tornaram a litosfera da Margem Equatorial mais frágil, e por essa razão, sua *espessura elástica efetiva* (T_e) é menor.

Os resultados apresentados acima se referem a uma avaliação das margens Leste e Equatorial como um segmento único. Porém, uma avaliação qualitativa da

anomalia ar-livre sugere que ambas as margens apresentam segmentações, em correlação com as estruturas e os limites conhecidos das bacias sedimentares. Com o objetivo de avaliar a existência de segmentações, e analisar alguns fatores reológicos que condicionaram a separação da margem em bacias com histórias evolutivas diferentes, foi efetuada uma modelagem direta dos perfis gravimétricos e batimétricos individuais ao longo das duas margens. Nessa investigação, foram consideradas também as separações já conhecidas da margem continental em diferentes bacias sedimentares.

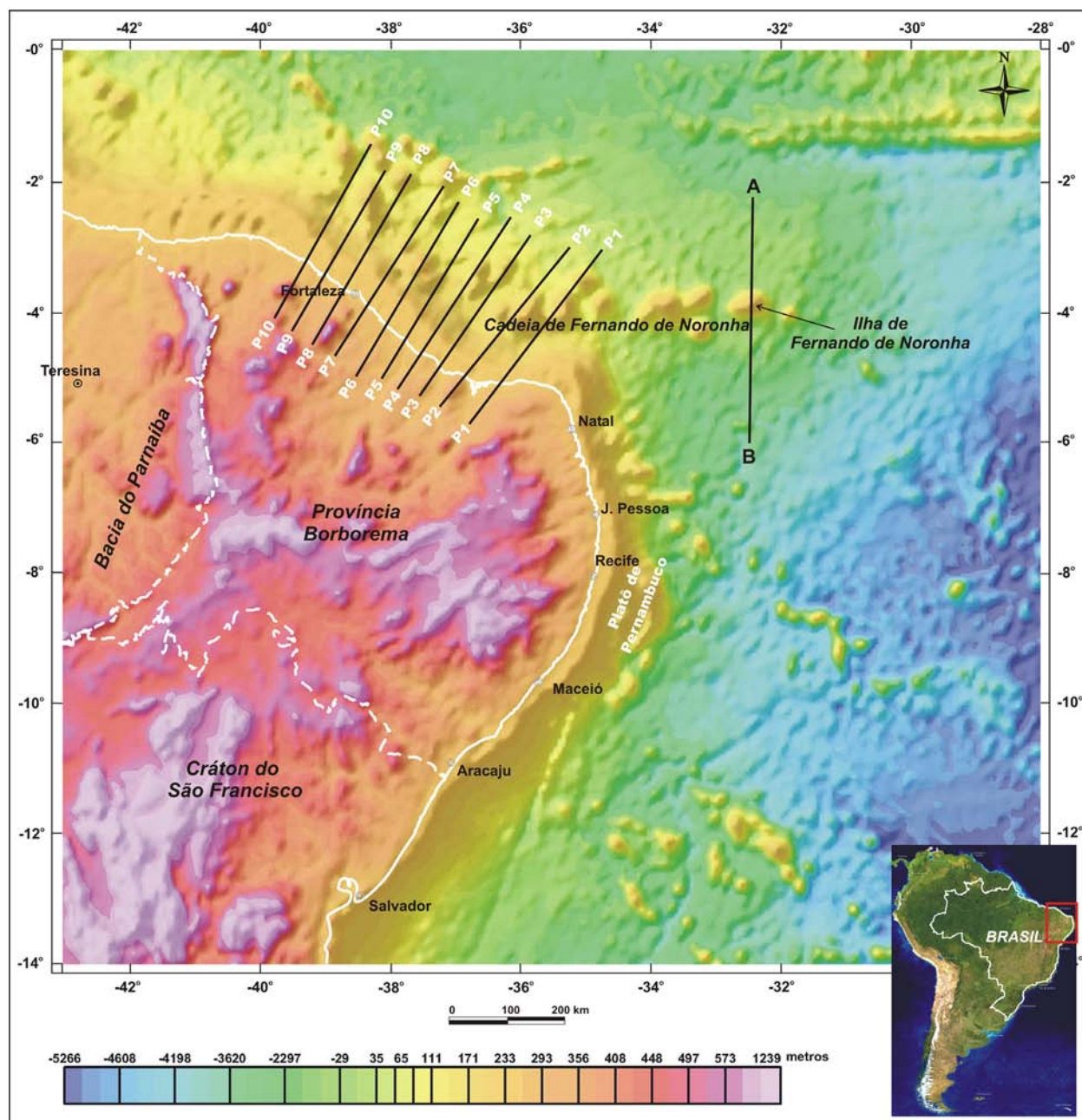


Figura 6.15: Superfície digital da elevação em malha interpolada com dimensão de 5 x 5 km pelo método de mínima curvatura a partir da junção dos dados *SRTM* no continente com os dados processados por Sandwel & Smith (1987) no oceano. Imagem sombreada (Inc. = 35°, Dec. = 315°Az). Os traços pretos correspondem aos perfis de anomalia ar-livre e topográficos empregados no cálculo da admitância gravitacional da Margem Continental Equatorial. Os dados dos perfis foram amostrados com um espaçamento de 10 km. O Perfil A-B teve como objetivo investigar especificamente o monte submarino da Ilha Fernando Noronha. A linha branca tracejada é o limite da Província Borborema na definição clássica de Almeida *et al.* (1977).

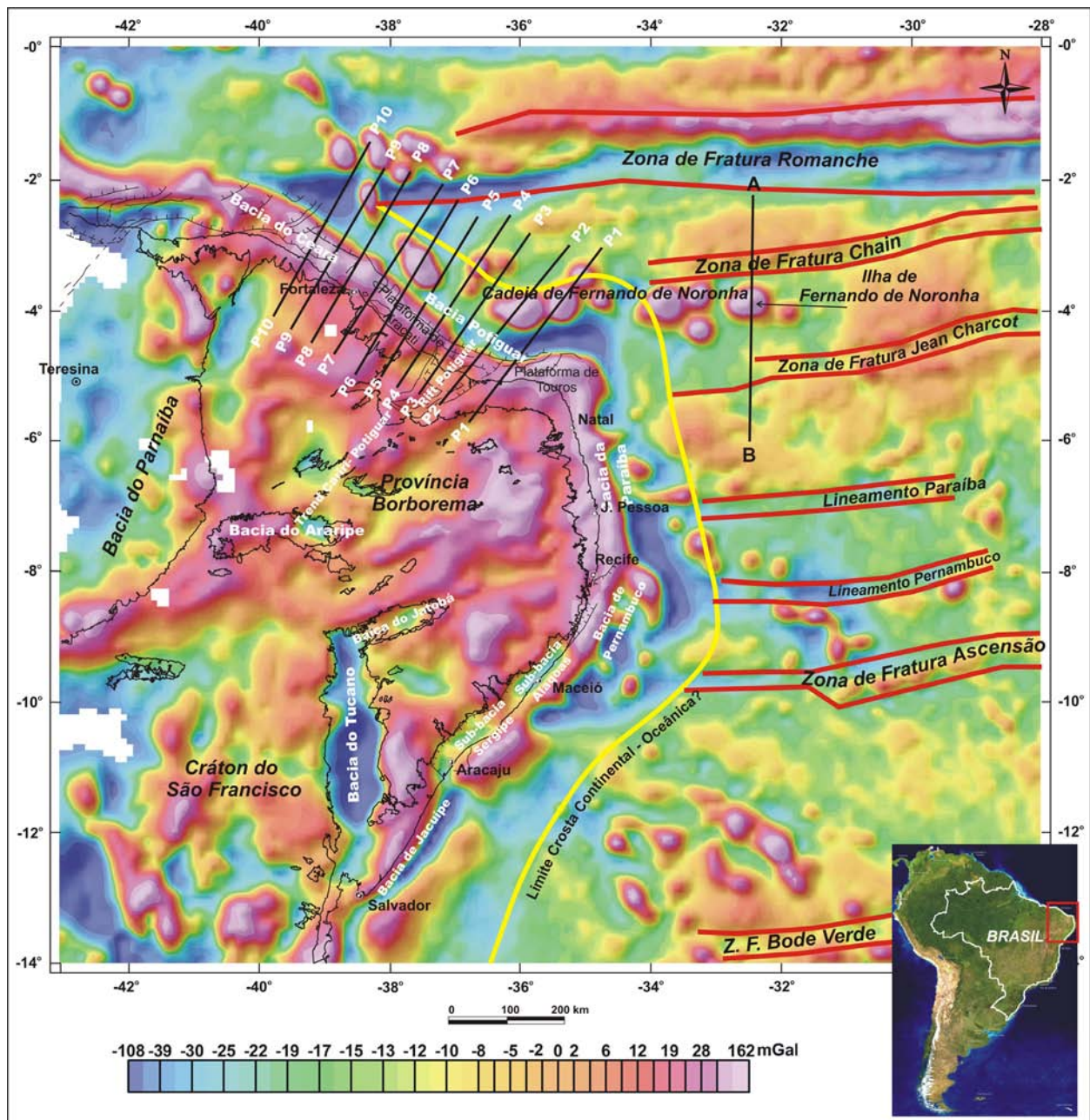


Figura 6.16: Anomalia ar-livre em malha interpolada com dimensão de 10 x 10 km pelo método de mínima curvatura a partir dos pontos da Figura 3.1. Imagem sombreada (Inc. = 35°, Dec. = 315°Az). Os traços pretos correspondem aos perfis de anomalia Ar-livre e topográficos empregados no cálculo da *admitância gravitacional* da Margem Continental Equatorial. Os dados dos perfis foram amostrados com um espaçamento de 10 km. As províncias, as bacias principais e as zonas de fraturas oceânicas estão indicadas. O traço amarelo é uma inferência do limite entre as crostas continental e oceânica. O Perfil A-B teve como objetivo investigar especificamente o monte submarino da Ilha Fernando Noronha.

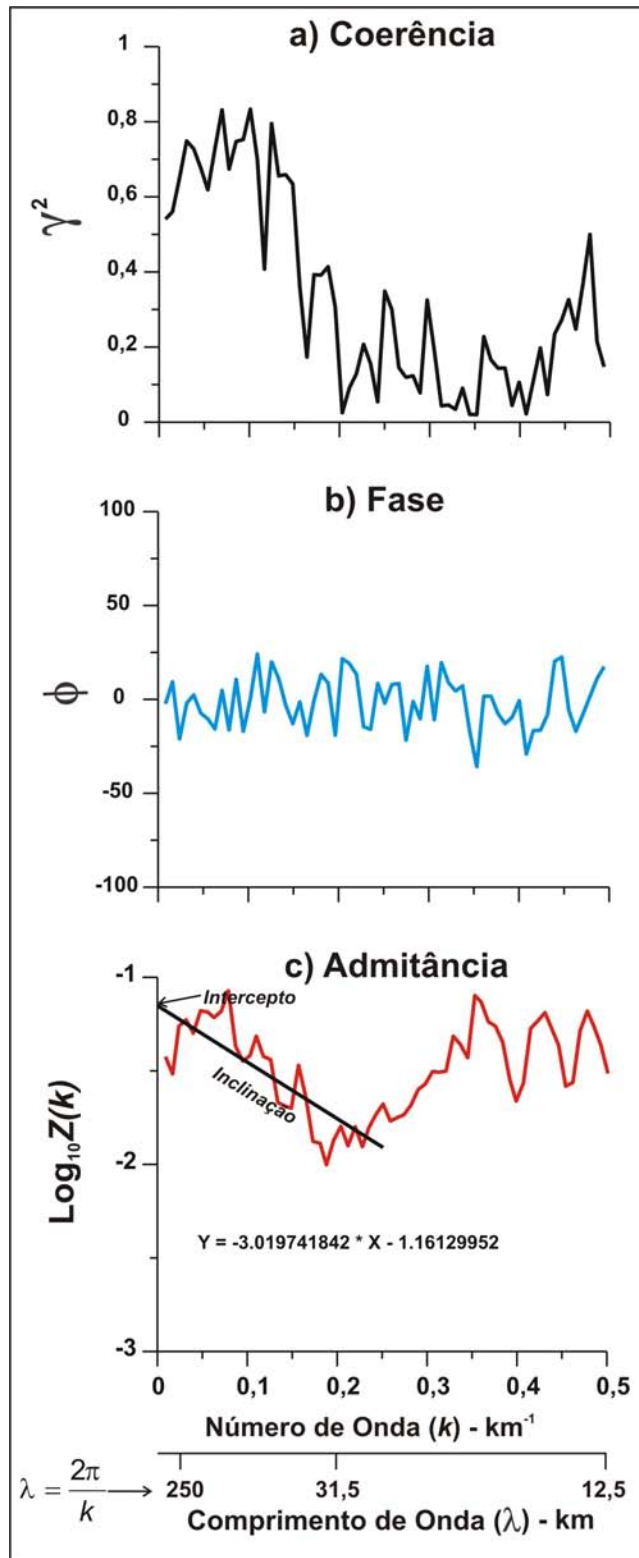


Figura 6.17: Estimativas espectrais da Margem Continental Equatorial. A *coerência* demonstra que para comprimentos de onda inferiores a 30 km ($k > 0,2$) a água do mar atenua o efeito da topografia (a *coerência* se aproxima de zero). Para comprimentos de onda intermediários (acima de 60 km, $k < 0,1$) a maioria das anomalias ar-livre é causada pela topografia (a *coerência* se aproxima de 1). Na *fase*, como esperado, no intervalo de *coerência* mais alta ela se aproxima de zero. A regressão linear da curva da *função admitância* permite inferir a profundidade média do mar (3,019 km – inclinação da reta=-3.019) e a densidade média da topografia (2,70 g/cm^3 , pela solução da equação $\log_{10}(2\pi G(\rho_c - \rho_w)) = \text{intercepto} = -1,16$).

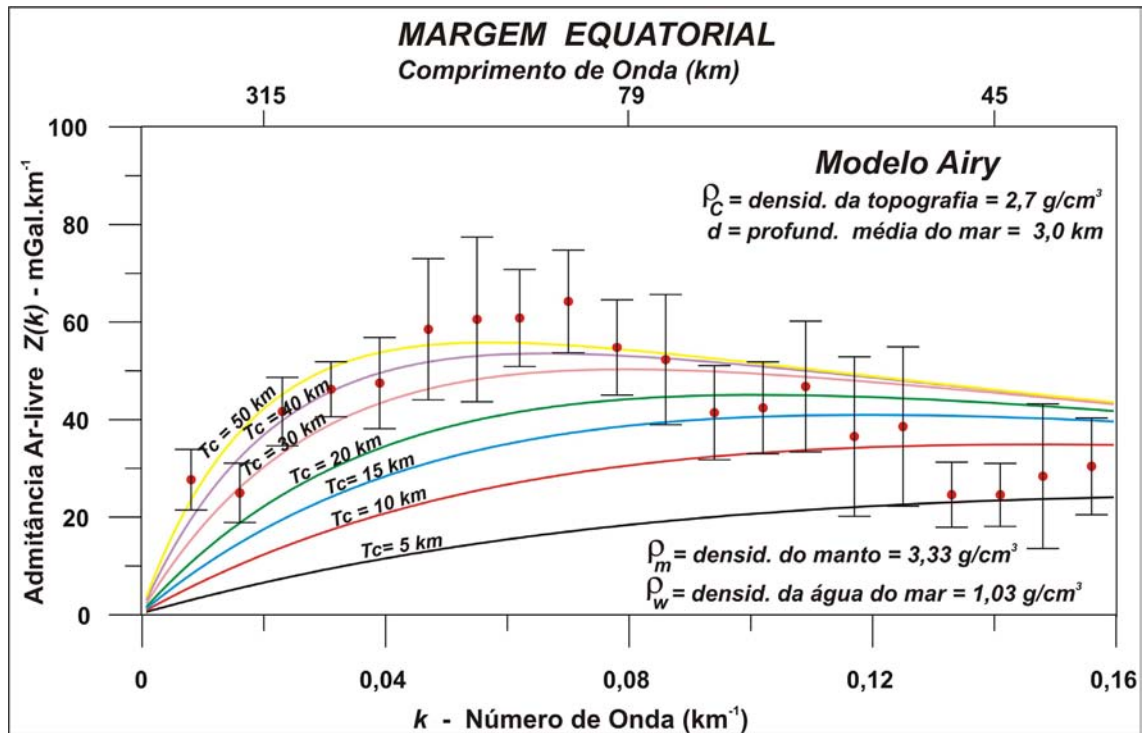


Figura 6.18: Comparação da *admitância gravitacional* ar-livre calculada a partir dos perfis apresentados nas figuras 6.15 e 6.16. (Margem Continental Equatorial) com as curvas teóricas para um modelo de compensação do tipo Airy. A barra de erro corresponde a um desvio padrão.

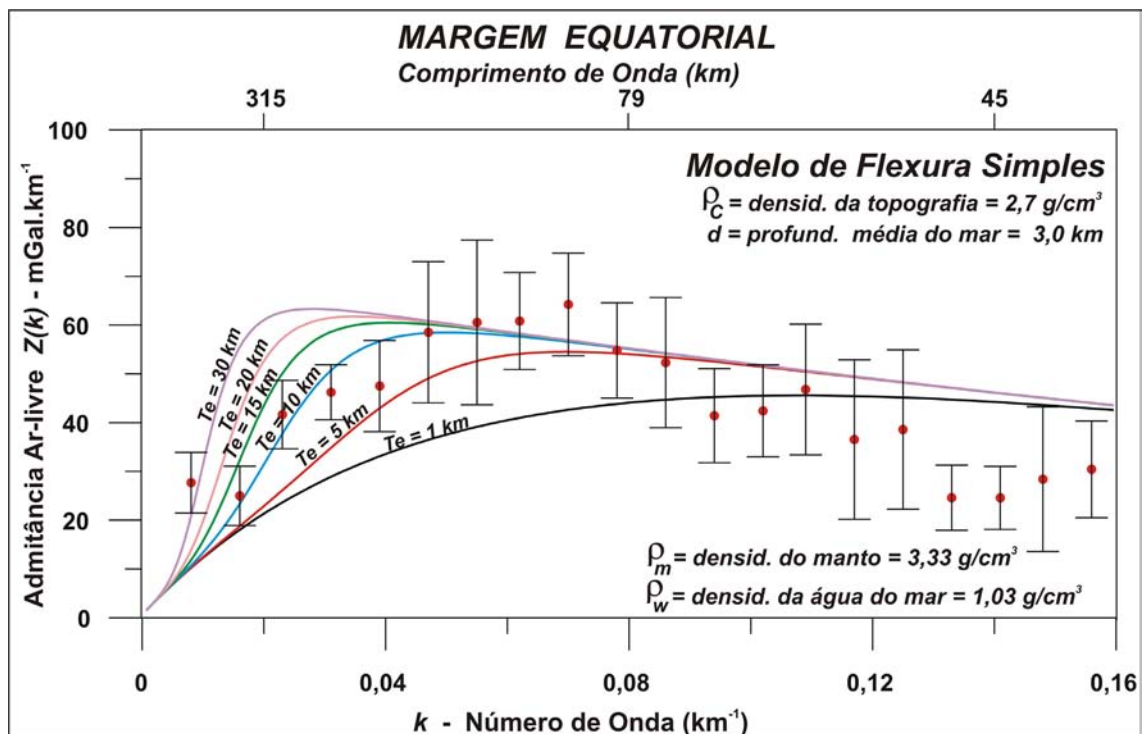


Figura 6.19: Comparação da *admitância gravitacional* ar-livre estimada a partir dos perfis apresentados nas figuras 6.8 e 6.9 (Margem Continental Equatorial) com as curvas teóricas para um modelo de compensação do tipo flexura simples. Note que os dados observados satisfazem o modelo de flexura para uma litosfera com *espessura elástica efetiva* (T_e) em torno de 10 km. A barra de erro corresponde a um desvio padrão.

6.6 - Estimativas da T_e para a Litosfera das Bacias Sedimentares

Nas margens continentais passivas o “efeito de borda” observado na anomalia ar-livre fornece informações sobre as propriedades termais e mecânicas da litosfera e constitui uma das feições mais marcantes das margens continentais (Keen & Dehler 1997, Wats & Stewart 1998, Watts & Fairhead 1999). A forma da anomalia é definida por um alto que está associado com a quebra da plataforma, e um baixo associado com o sopé continental. Tradicionalmente essa anomalia tem sido interpretada como o resultado da justaposição de uma crosta continental espessa e uma crosta oceânica fina. Porém, sabe-se que o “efeito de borda” da anomalia ar-livre é controlado principalmente pela flexura da litosfera (Karner & Watts 1982, Watts & Fairhead 1999). Por isso, a comparação da anomalia observada com a filtrada a partir da *função admitância* fornece subsídios importantes sobre a evolução, a isostasia e a arquitetura da margem continental (Wats & Stewart 1998, Watts & Fairhead 1999).

Na Figura 6.11 se observa que a quebra da plataforma continental ao longo da margem é bem marcada por um eixo de anomalias ar-livre positiva. Esse eixo compõe um par com um negativo do lado da área oceânica, o qual coincide aproximadamente com o sopé da plataforma continental. Em perfis transversais à costa, os comprimentos de onda do par positivo-negativo variam entre 80 e 100 km e as amplitudes, pico a pico, variam entre 80 a 150 mGal. Essas variações de amplitude e forma do “efeito de borda” ao longo da margem continental sugerem a ocorrência de segmentações no processo de rifteamento continental. Essas segmentações podem estar também associadas com feições do espalhamento do assoalho oceânico e/ou com a superposição de eventos pós-rifteamento (Behn & Lin 2000), bem como, podem ter recebido a influência de estruturas pré-cambrianas pré-existentes.

Com o objetivo de investigar a isostasia e a arquitetura da margem continental da província com ênfase nas suas diversas bacias sedimentares, o método de estimativa da *admitância gravitacional* descrito nos itens anteriores foi aplicado para a maioria dos perfis apresentados nas Figuras 6.10, 6.11, 6.15 e 6.16. Foi empregada a técnica de modelagem direta, ou seja, foram atribuídos parâmetros, tais como, módulo de Young (100 GPa), razão de Poisson (0,25), densidade da crosta (2,80 g/cm³), densidade da água do mar (1,03 g/cm³) e densidade do manto (3,33 g/cm³). Em seguida, o resultado obtido pela técnica da *função admitância* foi comparado com os dados observados de anomalia ar-livre. Para que a comparação não fosse apenas

visual, para cada caso foi calculado o erro quadrático médio (*root mean square - rms*) entre os dados filtrados e os dados observados. Como referência, o modelo de Airy ($T_e = 0$) foi testado em todos os perfis. Karner & Watts (1982) sugerem que as similaridades entre as anomalias ar-livre observadas e previstas indicam que a *função admitância* representa adequadamente a relação entre anomalia gravimétrica e topografia. As diferenças são atribuídas a diferenças de densidade no interior da crosta, que não são comuns aos perfis ao longo do comprimento da margem. Porém, quando as diferenças são pequenas, é possível interpretar os dados observados da *função admitância* em termos de diferentes modelos isostáticos.

Por uma questão de compatibilidade geológica os perfis foram separados por sua localização em cada bacia sedimentar da margem continental. Quando possível, os resultados foram apresentados como uma média para cada bacia. Também, para que os resultados da modelagem fossem comparados com a estrutura crustal equivalente, em cada caso, foi construída uma seção crustal pela modelagem isostática da topografia-batimetria. A técnica empregada foi aquela que está descrita no item 6.3.3. A densidade de preenchimento da flexura foi sempre considerada igual a densidade média da crosta ($2,80 \text{ g/cm}^3$).

Para que os resultados da modelagem dos perfis da margem da Província Borborema pudessem ser comparados com outras feições geológicas da crosta oceânica próxima da margem, foi efetuada uma modelagem de um perfil na Ilha de Fernando de Noronha, localizada a uma distância em torno de 500 km da margem (Perfil A-B nas figuras 6.10, 6.11, 6.15 e 6.16). O resultado está apresentado na Figura 6.20, onde se pode observar que a T_e da litosfera oceânica em torno dessa ilha pode ser estimado entre 20 e 30 Km. Esse resultado é compatível com os resultados apresentados na literatura para outros montes submarinos ($20 < T_e < 40 \text{ km}$, Watts *et al.* 1980a, $10 < T_e < 15 \text{ km}$, Sperle *et al.* 1991). Segundo Watts *et al.* (1980b), as observações de flexura na área oceânica indicam que a T_e é duas a três vezes menor do que a espessura sísmica e termal. Além disso, a T_e tem uma forte correlação com a temperatura, a idade da litosfera e o tempo de carregamento.

A metodologia descrita acima foi efetuada usando as planilhas e as ferramentas de *Transformadas de Fourier* disponíveis no pacote *FFT1D* do *Oasis Montaj v.5.1.8*, *Geosoft*®. Antes de efetuar a *Transformada de Fourier* dos dados para o domínio do número de onda foram realizados três pré-processamentos: a) remoção de uma tendência linear baseada em todos os pontos; b) expansão do perfil para evitar

efeitos de borda; e c) preenchimentos de possíveis espaços vazios por meio de um filtro de interpolação.

6.6.1 - Bacia Sergipe - Alagoas

A Bacia Sergipe-Alagoas é composta por uma série meio-*grabens* de direção NE-SW, limitada a nordeste pelo Alto de Maragogi e a sudoeste pela Falha de Vaza Barris, com arcabouço estrutural definido pelas falhas da fase rifte (Mohriak *et al.* 1997, Matos 1999). Essas falhas tiveram grande atividade no Neocomiano e Barremiano e são afetadas por reativações que sugerem a ocorrência de duas fases de extensão litosférica, gerando uma seqüência rifte de idade neocomiana/barremiana, e outra mais jovem, de idade aptiana (Mohriak *et al.* 1997). Os pesquisadores geralmente separam esta bacia pelo Rio São Francisco nas sub-bacias Sergipe e Alagoas. Segundo Mohriack *et al.* (1998) nas águas profundas, a presença de refletores sísmicos divergentes e sigmoidias correspondem a *seaward-dipping reflectors (SDRs)* que são típicos de margens vulcânicas. Também, na região de águas profundas, ocorre um forte refletor (8 a 9 s) que mergulha para o continente. Mohriak *et al.* (1998) levantaram duas hipóteses alternativas para a sua origem: i) contraste de impedância entre os sedimentos e o embasamento pré-cambriano (Pontes *et al.* 1991); e ii) um horizonte intracrustal próximo da *Moho*. Modelagens tectonofísicas realizadas por Hamsi Jr. & Karner (2005) na Sub-bacia Sergipe sugerem que ocorreu empilhamento tipo *sag* na fase rifte. Além disso, admitem que o empilhamento vulcanossedimentar (*SDRs*, 4 a 6 km de espessura) da porção distal foi controlado por falhas antitéticas, e também, que os refletores profundos associados com a *Moho* devem ser intracrustais. Antunes *et al.* (2007) apresentaram uma reinterpretação de mapas sísmicos e gravimétricos que define uma estrutura onde ressaltam falhas curvilíneas, com transição entre as direções NE-SW e N-S e um conjunto de semi-*grabens* basculados para o continente, delimitados por falhas oblíquas e rampas de revezamento. No setor de águas profundas, as falhas são lítricas e estão enraizadas em deslocamentos. Ainda, segundo Antunes *et al.* (2007), em direção ao domínio oceânico ocorrem *SDRs* interpretados como uma seqüência vulcanossedimentar depositada no final da fase rifte. A seguir serão apresentadas os resultados individualmente para o segmento da margem que corresponde a cada sub-bacia.

Sub-bacia Sergipe

Na Sub-bacia Sergipe foram filtrados os perfis gravimétrico e topográfico médios representativos de três perfis ao longo da margem continental da sub-bacia (média dos perfis P1, P2 e P3, figuras 6.11 e 6.12). As principais características do perfil de anomalia ar-livre observado são (Figura 6.21): i) anomalia do “efeito de borda” com 100 mGal de amplitude, pico a pico, 130 km comprimento de onda e gradiente negativo de 0,9 mGal/km no sentido do oceano; ii) anomalia negativa no lado continental com 30 mGal amplitude e 90 km comprimento de onda que corresponde a *grabens* da fase rifte; e iii) anomalias positivas na extremidade do perfil produzidas por montes submarinos de origem vulcânica.

Foram efetuadas filtragens para o modelo Airy e para o modelo flexural com T_e de 15, 20 e 25 km (Figura 6.21). Os resultados indicam que a anomalia prevista é sistematicamente maior do que a anomalia observada na região do flanco da anomalia do “efeito de borda”, que se localiza além da quebra da plataforma, no sentido do oceano. Também é sistematicamente menor na região da plataforma onde se localiza o *graben* da fase rifte. No primeiro caso, a diferença está claramente associada com um aumento da densidade no interior da crosta. No segundo caso, o negativo reflete a presença das rochas sedimentares dentro do *graben*. Apesar do resíduo negativo ser de fácil explicação, o positivo demanda algumas especulações. As hipóteses que podem ser levantadas são as seguintes: i) herança de uma estrutura crustal pré-cambriana, tal como uma zona de sutura ou crosta inferior granulitizada; ii) crosta continental eclogitizada; e iii) *underplating* magmático durante a fase rifte. Uma modelagem deste perfil será apresentada no Item 6.7, e essas hipóteses serão discutidas com maiores detalhes.

A análise dos valores do erro quadrático médio não parece suficiente para uma estimativa consistente da T_e da litosfera desta sub-bacia. Porém, a análise visual da comparação, em termos do “efeito de borda”, permite claramente descartar o modelo de Airy. Por outro lado, a observação da comparação de amplitudes admite uma estimativa entre 15 e 25 km, com um valor mais adequado de 20 km.

Sub-bacia Alagoas

Na Sub-bacia Alagoas foram filtrados os perfis gravimétrico e topográfico médios representativos de três perfis ao longo da margem continental da bacia (média dos perfis P4, P5 e P6, figuras 6.10 e 6.11). As principais características do perfil de

anomalia ar-livre observado são (Figura 6.22): i) anomalia do “efeito de borda” com amplitude de 80 mGal, pico a pico, 100 km comprimento de onda e gradiente negativo de 2 mGal/km no sentido do oceano; ii) anomalia negativa no lado continental com amplitude de 40 mGal e comprimento de onda em torno de 80 km, representativa da fase rifte.

Foram efetuadas filtragens para o modelo Airy e para o modelo flexural com T_e de 10, 15 e 20 km. Os resultados na Figura 6.22 demonstram que a anomalia observada é sistematicamente menor do que a anomalia filtrada na região da plataforma onde se localiza o *graben* da sub-bacia, preenchido por rochas sedimentares da fase rifte. É importante notar que não existe um resíduo positivo como ocorre com a Sub-bacia Sergipe. No caso desta sub-bacia, o gradiente é duas vezes maior e o lóbulo negativo da anomalia coincide com o sopé da plataforma continental, o que não é o caso da Sub-bacia Sergipe.

O valor do erro quadrático médio é mais baixo para o modelo Airy, porém a análise visual da comparação em termos do “efeito de borda” permite que esse modelo seja descartado. Por outro lado, a observação da comparação de amplitudes aceita uma estimativa de 10 km, ou pelo menos inferior a 15 km, para a T_e da litosfera desta sub-bacia.

6.6.2 - Bacia de Pernambuco

A Bacia de Pernambuco foi originalmente concebida como a Sub-bacia Cabo da Bacia Pernambuco-Paraíba (Mabessone & Alheiros 1988), limitada a norte pelo Lineamento Pernambuco e a sul pelo Alto de Maragogi. Lima Filho (1998), propôs a separação da Bacia Pernambuco-Paraíba em duas bacias, a de Pernambuco e a da Paraíba. Esta última, limitada a sul pelo Lineamento Pernambuco e a norte pelo Alto de Touros. Os argumentos foram baseados em dados estratigráficos e estruturais. Enquanto a Bacia de Pernambuco é um rifte com grandes falhas de borda, seqüências estratigráficas típicas e vulcanismo associado, a Bacia da Paraíba é uma bacia de margem flexural, com falhas de pequeno rejeito e seqüências estratigráficas transgressivas e regressivas.

Segundo Oliveira (1994), de acordo com interpretações de dados de anomalia Bouguer, o Rifte do Cabo (Bacia de Pernambuco) está seccionada por um alto estrutural na região entre a cidade do Cabo de Santo Agostinho e a Praia de Gaibu,

controlado por falhas de transferências de direção NW-SE, que possuem correlação com o magmatismo da região.

Nesta bacia, a existência do relevo representado pelo Platô de Pernambuco, produz modificações na anomalia do “efeito de borda” e no perfil topográfico, com conseqüências nos resultados da modelagem da *admitância gravitacional*. Por essa razão, não foi possível apresentar uma média para toda a bacia. Assim, foi analisada a média de dois perfis no sul da bacia (perfis P7 e P8), e dois outros perfis individuais: o Perfil P10 nas proximidades do Cabo de Santo Agostinho, e o Perfil P11 nas proximidades da cidade de Recife (figuras 6.10 e 6.11).

Bacia de Pernambuco - Sul

O perfil médio ar-livre médio da parte sul da bacia (média dos perfis P7 e P8) apresenta as seguintes características (Figura 6.23): i) anomalia do “efeito de borda” com amplitude, pico a pico, de 140 mGal, comprimento de onda de 100 km e gradiente negativo de 2,8 mGal/km no sentido do oceano; e ii) uma segunda anomalia, associada com um monte submarino de origem vulcânica, separada da anterior por 100 km no sentido do oceano, com amplitude de 40 mGal, pico a pico, e 50 km de comprimento de onda.

Foram efetuadas filtragens para o modelo Airy e para o modelo flexural com T_e de 20, 25 e 30 km. Os resultados da Figura 6.23 demonstram que a anomalia observada é menor do que a anomalia prevista na região do talude continental, que nessa região da margem é largo e suave, e corresponde ao sul do Platô de Pernambuco. Observa-se também que a anomalia observada é maior do que a anomalia filtrada na região da quebra topográfica da plataforma e no monte submarino. O negativo reflete a existência de rochas sedimentares depositadas no prolongamento sul de um *graben* localizado na região central do Platô de Pernambuco. Os dois positivos sugerem um aumento de densidade da crosta relacionado com rochas magmáticas vulcânicas e intrusivas que ocorrem na região de quebra da plataforma e no monte submarino. A causa do residual positivo na quebra da plataforma é o Magmatismo Cabo que é volumoso nessa região (Capítulo 2, Figura 2.15). A análise visual do resultado da modelagem da Figura 6.23 e o valor do erro quadrático médio claramente descartam o modelo Airy, e permitem uma estimativa de T_e entre 20 e 25 km para a litosfera dessa região da bacia.

Cabo de Santo Agostinho - Perfi P10

O perfil ar-livre apresenta as seguintes características (Figura 6.24): i) a anomalia do “efeito de borda” com 60 mGal de amplitude, pico a pico, 80 km de comprimento de onda e gradiente negativo de 1,5 mGal/km no sentido do oceano. Ela define a quebra topográfica da plataforma continental mais próxima da linha de costa; ii) uma segunda anomalia do “efeito de borda”, separada da anterior por 85 km no sentido do oceano, com 90 mGal de amplitude, pico a pico, 100 km de comprimento de onda, e gradiente negativo de 2,0 mGal/km no sentido do oceano. Ela define a quebra da plataforma mais distante da linha de costa, e representa a borda externa do Platô de Pernambuco; e iii) os negativos que compõem o par das duas anomalias do “efeito de borda”, que no primeiro caso, reflete o preenchimento sedimentar de um *graben* no interior do Platô de Pernambuco, e no segundo caso, ou é um *graben* localizado no sopé do Platô de Pernambuco, ou são pacotes sedimentares da fase drifte; e iv) uma anomalia negativa no lado continental com 30 mGal amplitude e 50 km de comprimento de onda que corresponde ao Rifte do Cabo ou Sub-bacia do Cabo (Rand 1976, Mabesoone & Alheiros 1998, Oliveira 1994, Polônia 1997, Lima Filho 1998) cujos sedimentos afloram nas proximidades da linha de costa.

Foram efetuadas filtragens para o modelo Airy e para o modelo flexural com T_e de 10, 20 e 25 km. A existência, apenas, de pequenas diferenças dá consistência a um modelo isostático flexural com T_e entre 15 e 20 km para a litosfera dessa região da bacia. É importante notar que no modelo de crosta, o Platô de Pernambuco corresponde a uma porção afinada da crosta continental (Figura 6.24). Dessa forma, a transição da crosta continental para a crosta oceânica ocorre de modo mais suave do que no caso da região sul desta bacia (Figura 6.23) e na Bacia Sergipe Alagoas (figuras 6.21 e 6.22).

Recife - Perfi P11

O perfil ar-livre apresenta as seguintes características (Figura 6.25): i) anomalia de “efeito de borda” com 140 mGal de amplitude, pico a pico, 100 km de comprimento de onda e gradiente negativo de 3,2 mGal/km no sentido do oceano. Essa anomalia define a quebra topográfica da borda externa do Platô de Pernambuco; e ii) uma anomalia negativa com 40 mGal de amplitude e 70 km de comprimento de onda. Essa última anomalia corresponde à rochas sedimentares depositadas em um *graben* na região central do Platô de Pernambuco.

Foram efetuadas filtragens para o modelo Airy e para o modelo flexural com T_e de 10, 20 e 30 km. A existência apenas de pequenas diferenças dá consistência a um modelo isostático flexural com T_e de 20 km para a litosfera dessa região da bacia. Em comparação com o perfil anterior, observa-se que este apresenta uma diferença fundamental que é a ausência de uma anomalia de “efeito de borda” expressiva na região de quebra da plataforma mais próxima da linha de costa. Porém, as observações concernentes ao modelo de crosta efetuadas para o perfil anterior, também são válidas para este perfil.

6.6.3 - Bacia da Paraíba

Como já referido anteriormente, a Bacia da Paraíba foi originalmente concebida como parte da Bacia Pernambuco-Paraíba. Na concepção original de Lima Filho (1998) ela é limitada a sul pelo Lineamento Pernambuco e a norte pelo Alto de Touros. Barbosa (2004), baseado em dados estratigráficos, propôs uma nova compartimentagem e limitou esta bacia no Alto de Mamanguape, localizado a norte da cidade de João Pessoa. Com o objetivo de testar essa nova subdivisão, e baseado em parâmetros da anomalia do “efeito de borda”, foram analisados dois segmentos da bacia separadamente. Um segmento sul, que corresponde as sub-bacias Olinda, Alhandra e Miriri (Mabessone & Alheiros 1988) e um segmento norte, que corresponde as sub-bacias Canguaretama e Natal (Mabessone & Alheiros 1988).

Bacia da Paraíba - Segmento Sul

O perfil ar-livre médio deste segmento da bacia (média dos perfis P12, P13, P14 e P15) apresenta uma expressiva anomalia do “efeito de borda” com 120 mGal de amplitude, pico a pico, 130 km de comprimento de onda e gradiente negativo de 3,15 mGal/km no sentido do oceano (Figura 6.26). Ocorrem também algumas ondulações menores que representam montes submarinos de origem vulcânica localizados na região próxima da margem. Ao contrário das bacias analisadas anteriormente, não se observam anomalias negativas relacionadas com a fase rifte. Isso acontece porque a evolução dessa região da margem continental ocorreu sem que houvesse o desenvolvimento de falhas normais com grandes rejeitos.

Foram efetuadas filtragens para o modelo Airy e para o modelo flexural com T_e de 10, 15 e 20 km. O resultado da Figura 6.26 evidencia que a existência apenas de

pequenas diferenças dá consistência a um modelo isostático flexural com T_e entre 10 e 15 km para a litosfera dessa região da bacia.

Bacia da Paraíba - Segmento Norte

O perfil médio deste segmento da bacia (média dos perfis P17, P19 e P21) apresenta uma expressiva anomalia do “efeito de borda”, com 100 mGal de amplitude, pico a pico, 110 km de comprimento de onda e gradiente negativo de 2,63 mGal/km no sentido do oceano (Figura 6.27). Da mesma forma que no segmento sul, não se observam anomalias negativas relacionadas com a fase rifte.

Foram efetuadas filtragens para o modelo Airy e para o modelo flexural com T_e de 10, 15 e 20 km. A existência apenas de pequenas diferenças dá consistência a um modelo isostático flexural com T_e de 15 km para a litosfera dessa região da bacia, muito semelhante ao do segmento sul da bacia (Figura 6.27). Portanto, do ponto de vista destes dados, não há razão para a separação da Bacia Paraíba em dois segmentos de margens com evoluções distintas.

6.6.4 - Bacia Potiguar

A Bacia Potiguar ocorre nas partes emersas e submersas dos estados do Rio Grande do Norte e do Ceará, entre os altos tectônicos de Fortaleza e Touros. O seu arcabouço é formado por um *graben* de formato rômboide alongado na direção NE-SW, balizado por falhas com rejeito de mais de 5.000 metros, nas proximidades da Falha de Carnaubais (Matos 1999). O *graben* é compartimentado e basculado para sudeste, com altos internos. As plataformas de Touro e Aracati delimitam o *graben*, a sudeste e a noroeste, respectivamente (Matos 1992). A seqüência rifte é coberta por sedimentos transgressivos, seguidos por uma progradação regional de clásticos e carbonatos durante o Cenozóico (Souza 1982). Também durante o Cenozóico, as áreas emersas e submersas da bacia foram termicamente ativadas pela ocorrência de magmatismo, que na área oceânica é representado por inúmeros montes submarinos, aos quais estão associadas expressivas anomalias gravimétricas ar-livre (Vulcanismo Macau, Capítulo 2, Figura 2.15). Mello & Bender (1988) ao realizarem um trabalho de cálculo da *função admitância* estimaram uma T_e entre 5 e 10 km para região Potiguar-Piauí. Ainda, segundo os resultados da modelagem flexural desses autores, em que a carga sedimentar foi considerada, a deposição dos sedimentos da fase rifte deve ter ocorrido

em uma litosfera frágil, enquanto a deposição na fase drifte ocorreu em uma litosfera mais rígida. Assim, a combinação das duas fases de evolução da margem resultou em uma baixa T_e .

A forte influência da Cadeia de Fernando de Noronha e das zonas de fratura Chain e Romanche, posicionadas em sentido longitudinal em relação à margem da bacia (figuras 6.8 e 6.9), dificulta a análise em termos de um perfil médio representativo para toda a bacia. Por isso, foram analisados quatro perfis individuais.

Guamaré - Perfil P1

Este perfil é muito influenciado pelo relevo da Cadeia de Fernando de Noronha (figuras 6.15 e 6.16). Os montes submarinos atravessados pelo perfil produzem anomalias ar-livre com até 150 mGal de amplitude, pico a pico, e 80 km de comprimento de onda (Figura 6.28). A anomalia ar-livre do “efeito de borda” tem 125 mGal de amplitude, 90 km de comprimento de onda e gradiente negativo em torno de 4,0 mGal/km no sentido do oceano (Figura 6.28). Note que este perfil está localizado na Plataforma de Touros (Figura 6.16).

Foram efetuadas filtragens para o modelo Airy e para o modelo flexural com T_e de 10, 20 e 30 km. Os resultados da filtragem apresentam erros quadráticos médios muitos altos, por causa da influência dos montes submarinos. Porém, em termos da anomalia do “efeito de borda”, observa-se que existe um bom ajuste para valores de T_e entre 20 e 30 km. Esse resultado indica que a Plataforma de Touros, onde o perfil está localizado, possui uma resistência maior que grande parte da Margem Leste, com exceção da Sub-bacia Sergipe. Esse fato permite especular a possibilidade de que a Plataforma de Touros seja constituída pelo prolongamento para a margem continental das rochas arqueanas (Dantas *et al.* 2004) que afloram no continente, a oeste de Natal-RN.

Ponta do Mel - Perfil P2

Da mesma forma que o anterior, este perfil também é muito influenciado pelo relevo da Cadeia de Fernando de Noronha (figuras 6.15 e 6.16). Porém, a anomalia ar-livre do “efeito de borda” é muito menos expressiva. Ela tem 70 mGal de amplitude, pico a pico, 85 km de comprimento de onda e gradiente negativo de 1,6 mGal/km no sentido do oceano (Figura 6.29). É importante observar que o perfil está na região de

influência do Rifte Potiguar, que tem continuidade no interior do continente ao longo do *Trend Cariri Potiguar* (Matos 1999) (figuras 6.16 e 2.13).

Foram efetuadas filtragens para o modelo Airy e para o modelo flexural com T_e de 5, 10 e 15 km. Os resultados apresentam erros quadráticos médios muito altos, por causa da influência dos montes submarinos (Figura 6.29). Porém, em termos da anomalia do “efeito de borda”, se observa que existe um bom ajuste para valores de T_e menor que 5 km, com tendência até para um modelo Airy, um caso particular onde $T_e = 0$. Esse tipo de comportamento flexural ocorre em regiões de vulcanismo intenso e atividade sísmica, como é o caso da cadeia meso-oceânica (Cochran 1979). O fato do perfil está na região de influência do Rifte Potiguar, onde o fluxo térmico é alto (Carneiro *et al.* 1989, Cardoso & Hamza 2006) e com atividade sísmica (Ferreira *et al.* 1998, Bezerra & Vita-Finzi 2000), justifica a existência de uma litosfera frágil e uma T_e muito baixa.

Tibau - Perfil P3

Ao contrário dos dois perfis anteriores, este perfil não atravessa o relevo da Cadeia de Fernando de Noronha (figuras 6.15 e 6.16). A anomalia do “efeito de borda”, com características parecidas com aquelas do Perfil P2, tem 60 mGal de amplitude, pico a pico, 110 km de comprimento de onda e gradiente negativo de 1,7 mGal/km no sentido do oceano (Figura 6.30). É importante observar que este perfil está também na região de influência do Rifte Potiguar, porém mais próximo do eixo do rifte do que o Perfil P2 (Figura 6.16). Possivelmente, a existência de pacotes sedimentares mais espessos enfatiza a tendência mais negativa que se observa no flanco relacionado com sopé continental da anomalia do “efeito de borda”.

Foram efetuadas filtragens para o modelo Airy e para o modelo flexural com T_e de 5, 10 e 15 km. Os resultados da filtragem apresentam erros quadráticos médios pequenos, contudo verifica-se, com já referido antes, a existência de um residual negativo que deve representar o aumento da espessura do pacote sedimentar na região mais profunda do rifte (Figura 6.30). O resultado da modelagem indica um bom ajuste para valores de T_e entre 0 (modelo Airy) e 5 km. Como já discutido, as condições de fluxo térmico e sismicidade justificam esses baixos valores de T_e .

Icapuí - Perfil P4

Este perfil é influenciado por montes submarinos que produzem anomalias ar-livre com até 100 mGal de amplitude e 85 km de comprimento de onda (Figura 6.31). A anomalia do “efeito de borda” não é muito expressiva; tem 70 mGal de amplitude, pico a pico, 120 km de comprimento de onda e gradiente negativo de 1,7 mGal/km no sentido do oceano (Figura 6.24).

Foram efetuadas filtragens para o modelo Airy e para o modelo flexural com T_e de 10, 20 e 30 km. As diferenças são pequenas, apesar dos residuais positivos relacionados com montes submarinos. As análises visuais do resultado da modelagem e dos valores dos erros quadrados médios descartam o modelo Airy, e permitem uma estimativa da T_e de 10 km para a litosfera desta região da bacia (Figura 6.31). É importante observar que este perfil está posicionado fora do eixo do Rifte Potiguar.

6.6.5 - Bacia do Ceará

A Bacia do Ceará ocorre nas partes emersas e submersas dos estados do Ceará e Piauí, entre os altos de Fortaleza e de Tutóia. Este último localizado no Piauí, no limite com a Bacia de Barreirinhas. A origem da Bacia do Ceará está associada à história geológica da formação da Margem Equatorial em um regime tectônico de natureza transtrativa/transpressiva (Szarmari *et al.* 1987), responsável pela geração de um rifteamento oblíquo, caracterizado pelo desenvolvimento de estágios que ocorreram em fases pré, sin e pós-ativação dos movimentos transformantes (Matos 2000). Durante o Cenozóico, já na fase de deriva continental, as áreas emersas e submersas da bacia foram termicamente ativadas pela ocorrência de vulcanismo, que na área oceânica é representado por inúmeros montes submarinos, aos quais estão associadas anomalias gravimétricas ar-livre (Figura 6.16) (Vulcanismo Mecejana e equivalentes, Capítulo 2, Figura 2.15).

As extremidades do lado oceânico dos perfis da Bacia do Ceará estão sob forte influência da Zona de Fratura Romanche, que corresponde ao limite norte da bacia, e dos montes submarinos vulcânicos controlados por esta estrutura (figuras 15 e 16). Observa-se também um alinhamento de montes submarinos que atravessa a zona de fratura na direção NW-SE (figuras 6.15 e 6.16). Esses alinhamentos vulcânicos dificultam a análise em termos de um perfil médio representativo para toda a bacia e,

por essa razão, foram escolhidos apenas os perfis P8 e P10 (figuras 15 e 16) para os trabalhos de filtragem.

Caucaia - Perfil P8

O perfil ar-livre apresenta uma anomalia do “efeito de borda” com 80 mGal de amplitude, pico a pico, 110 km de comprimento de onda e gradiente negativo de 1,7 mGal/km no sentido do oceano (Figura 6.32). Ocorre também um emparelhamento de anomalias, positiva-negativa, com amplitude de 100 mGal, pico a pico, e 110 km de comprimento de onda relacionado com a extremidade da Zona de Fratura Romanche.

Foram efetuadas filtragens para o modelo Airy e para o modelo flexural com T_e de 10, 15 e 20 km. A existência, apenas, de pequenas diferenças para a região da anomalia do “efeito de borda”, dá consistência a um modelo isostático flexural com T_e de 15 km (Figura 6.24). O residual negativo na extremidade do perfil pode representar pacotes sedimentares depositados em *grabens* instalados ao longo da falha transformante que evoluiu para a Zona de Fratura Romanche. A anomalia ar-livre positiva emparelhada com a negativa, possivelmente representa um *horst*. Nesse caso, a comparação da anomalia filtrada com a anomalia observada não indica indícios de resíduos, o que significa que ela é totalmente causada pela feição de relevo positivo da zona de fratura.

Paracuru - Perfil P10

Este perfil corta um alinhamento de montes submarinos que converge para a margem com direção NW-SE e atravessa a Zona de Fratura Romanche (figuras 15 e 16). O perfil ar-livre apresenta uma anomalia do “efeito de borda” com 90 mGal de amplitude, pico a pico, 115 km de comprimento de onda e gradiente negativo de 1,8 mGal/km no sentido do oceano (Figura 6.33). O monte submarino que o perfil atravessa está associado com uma anomalia ar-livre com 140 mGal de amplitude, pico a pico, e 90 km de comprimento de onda.

Foram efetuadas filtragens para o modelo Airy e para o modelo flexural com T_e de 10, 15 e 20 km. A existência apenas de pequenas diferenças dá consistência a um modelo isostático flexural com T_e de 10 km para a litosfera dessa região da bacia (Figura 6.33). O bom ajuste entre as anomalias ar-livre filtrada e observada, para o monte submarino atravessado pelo perfil, sugere que a anomalia ar-livre observada é totalmente causada pela feição de relevo do monte submarino.

6.6.6 - Resumo dos Resultados para as Bacias Sedimentares

Os resultados apresentados indicam que as variações nas propriedades elásticas dos diferentes segmentos litosféricos contribuíram para que a margem fosse separada em bacias sedimentares com histórias evolutivas diversas. A filtragem da anomalia ar-livre, por meio da técnica espectral da *admitância gravitacional*, demonstrou que ao se considerar as margens Leste e Equatorial da Província Borborema como segmentos únicos, os resultados demonstram que elas possuem propriedades elásticas diferentes. Enquanto para a primeira, T_e foi estimada entre 10 e 20 km; para a segunda, T_e foi estimada em torno, ou inferior a 10 km. A avaliação desses resultados indica que a causa para essa diferença é o enfraquecimento da litosfera da Margem Equatorial gerado pelo magmatismo do Cenozóico (que ainda condiciona um fluxo térmico alto).

Os resultados da interpretação e filtragem dos dados geofísicos corroboram a separação da Bacia Sergipe - Alagoas em duas sub-bacias. A litosfera na qual a Sub-bacia Sergipe se instalou é mais resistente do que a litosfera da Sub-bacia Alagoas.

A Bacia de Pernambuco, por causa do Platô de Pernambuco, apresenta características diferentes das outras bacias sedimentares da Margem Leste. Então, por motivo da variação de padrão da anomalia ar-livre do “efeito de borda” ao longo de seu segmento de margem, as estimativas de T_e variam entre um mínimo de 15 km e um máximo de 25 km.

A Bacia da Paraíba tem ao longo de todo o seu comprimento uma anomalia do “efeito de borda” uniforme, e não foram identificadas anomalias gravimétricas negativas que indicassem a presença de grabens expressivos, nem indícios que justifique a sua separação em dois segmentos. Os resultados dos cálculos da *admitância gravitacional* são consistentes com uma T_e em torno de 15 km.

Na Bacia Potiguar a anomalia ar-livre do “efeito de borda” apresenta uma segmentação em três partes que é compatível com a sua compartimentagem tectônica definida pelo Rifte Potiguar e as plataformas (altos tectônicos) de Aracati e de Touros que o flanqueiam. As duas plataformas correspondem a litosferas mais resistentes (Touros, T_e entre 20 e 30 km; Aracati, $T_e \cong 10$ km) do que o Rifte Potiguar ($T_e \leq 5$ km). Inclusive, é possível especular a possibilidade de que a Plataforma de Touros seja constituída pelo prolongamento das rochas arqueanas que afloram no continente. A

fragilidade da litosfera na região do Rifte Potiguar, que tem como reflexo uma sismicidade alta, é causada pelo fluxo térmico alto ao longo de seu eixo.

O segmento da margem que corresponde a Bacia do Ceará recebeu forte influência da Zona de Fratura Romanche e do magmatismo Cenozóico na área oceânica. Apesar disso, foi possível inferir que a parte da bacia que corresponde às sub-bacias Mundaú e Acarai, forma um segmento único de margem, com uma estimativa de T_e entre 10 e 15 km.

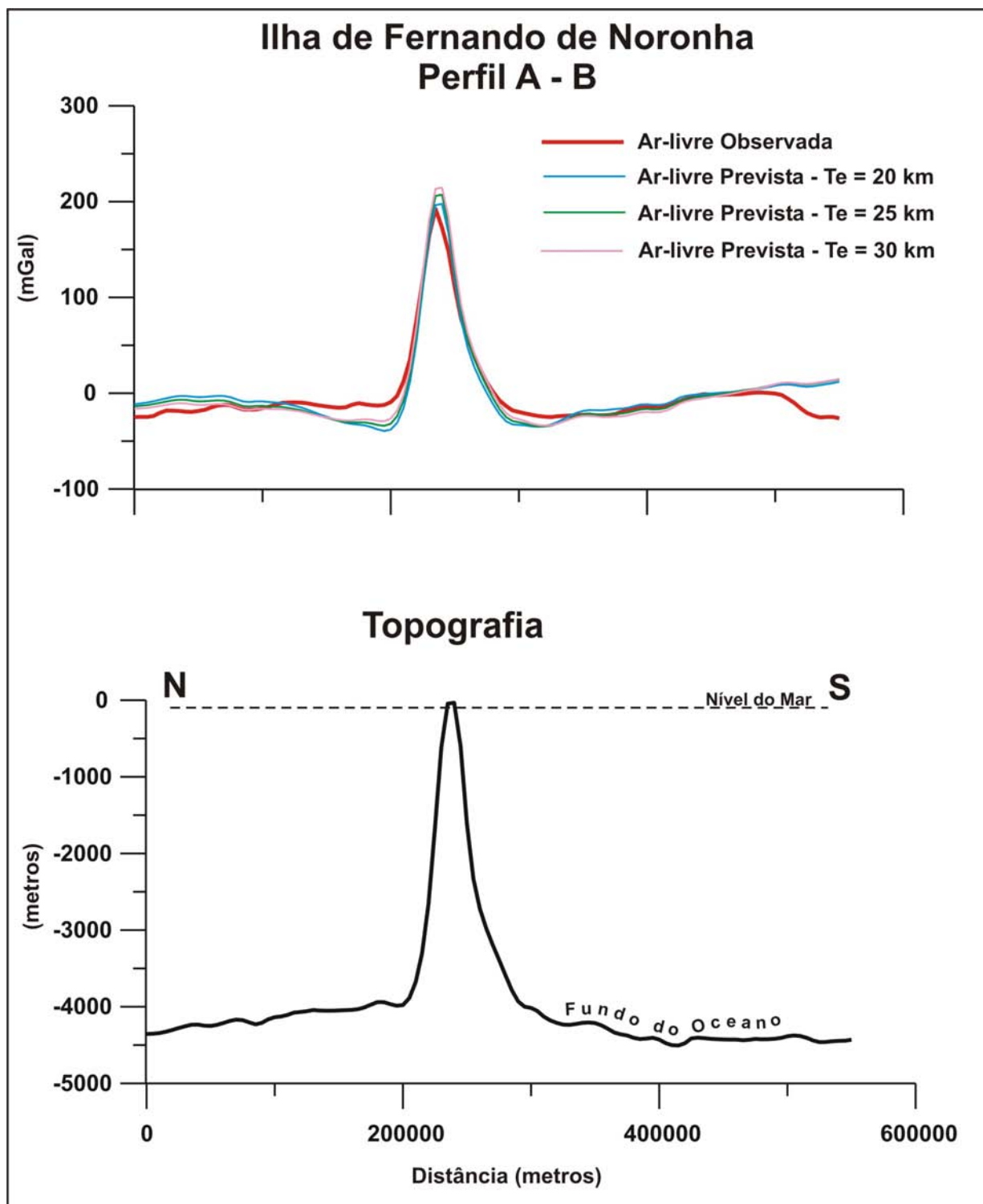


Figura 6.20 Comparação do perfil de anomalia gravimétrica ar-livre da Ilha de Fernando de Noronha com a anomalia ar-livre filtrada para os modelos de flexura com T_e de 20, 25 e 30 km. Verifica-se que pelo ajuste da anomalia ar-livre observada com a anomalia ar-livre filtrada, que o valor estimado de T_e está entre 20 e 30 km. A localização do perfil está nas figuras 6.10, 6.11, 6.15 e 6.16.

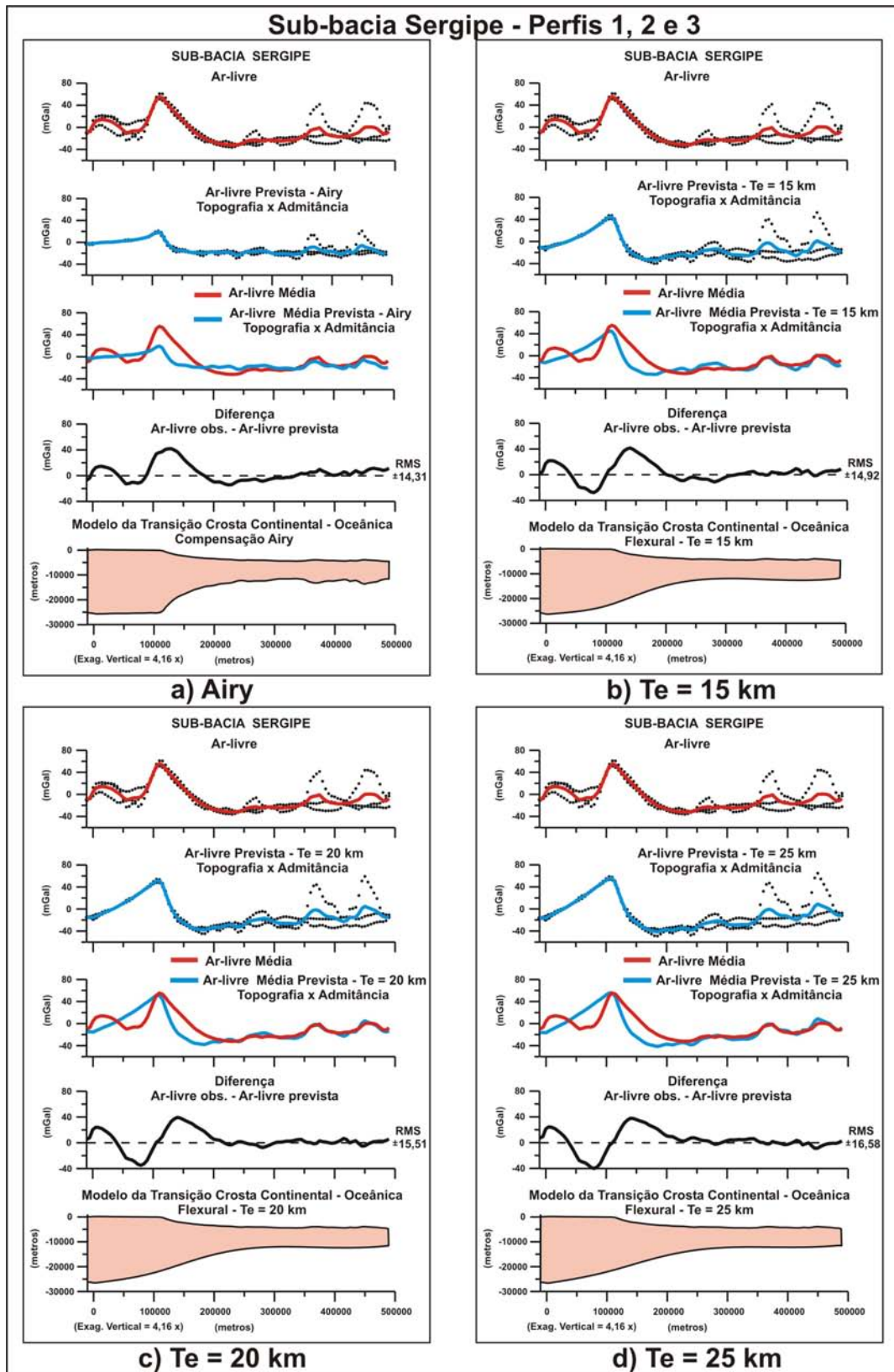


Figura 6.21: Comparação do perfil médio de anomalia gravimétrica ar-livre com a anomalia ar-livre média calculada para um modelo de compensação Airy e modelos de flexura com variação na T_e da litosfera da Sub-bacia Sergipe. Para cada caso foram computados a estrutura da crosta e o erro quadrático médio. Observa-se que o melhor ajuste ocorre para T_e com valor de 20 km, sobretudo em relação ao ajuste da amplitude da anomalia na região do efeito de borda.

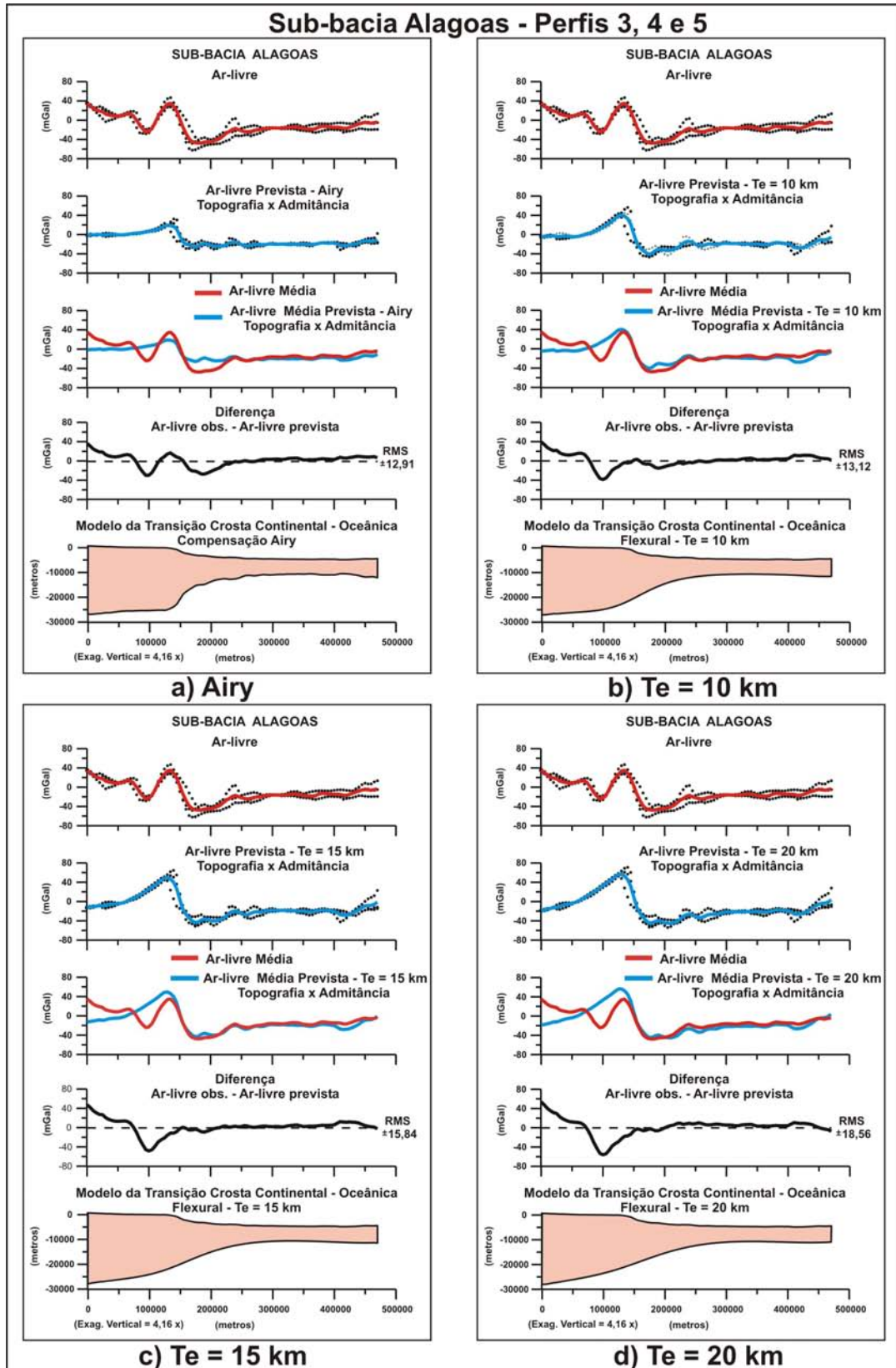


Figura 6.22: Comparação do perfil médio de anomalia gravimétrica ar-livre com a anomalia ar-livre média calculada para um modelo de compensação Airy e modelos de flexura com variação na T_e da litosfera da Sub-bacia Alagoas. Para cada caso foram computados a estrutura da crosta e o erro quadrático médio. Observa-se que o melhor ajuste ocorre para T_e com 10 km.

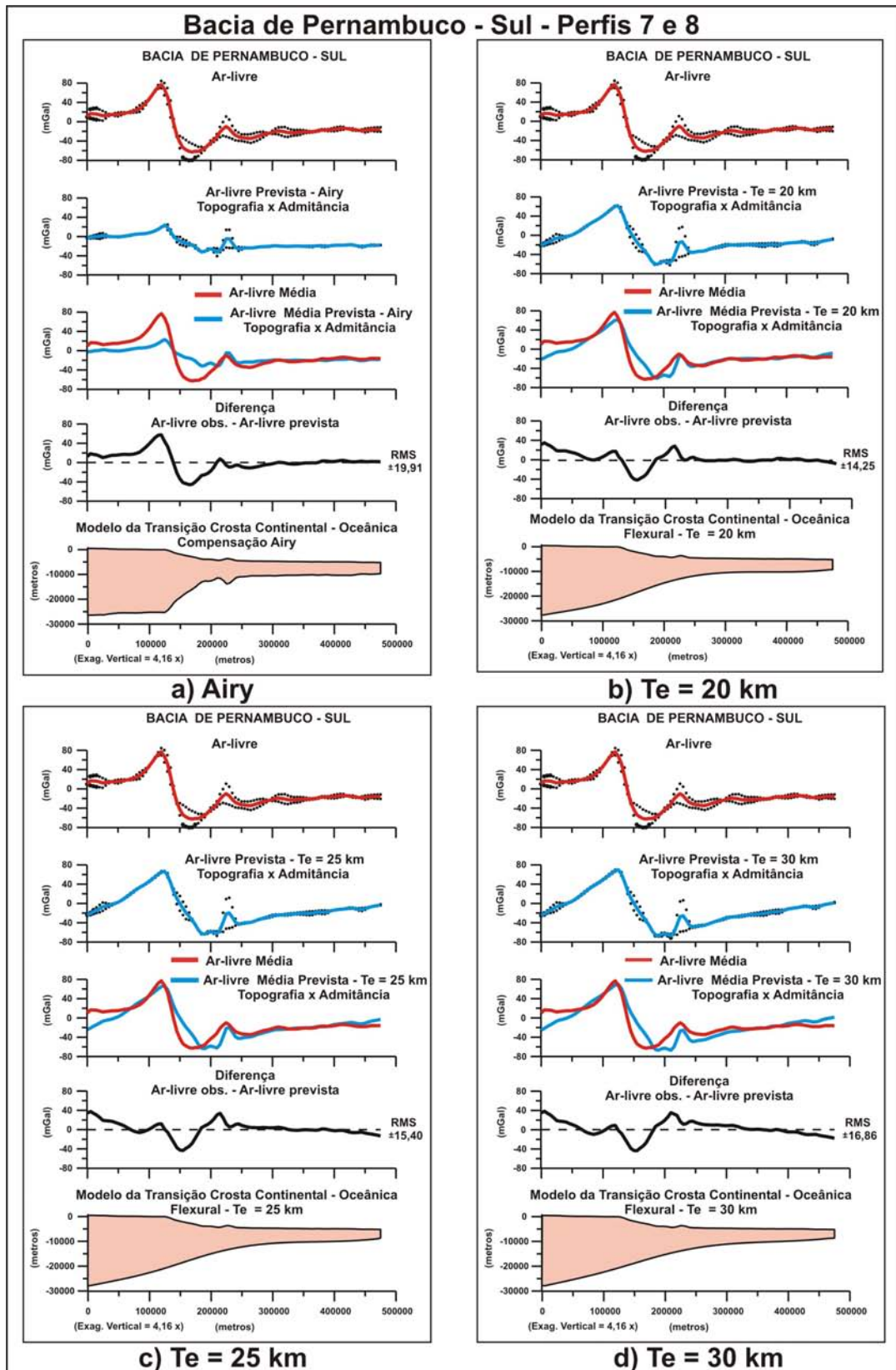


Figura 6.23: Comparação do perfil médio de anomalia gravimétrica ar-livre com a anomalia ar-livre média calculada para um modelo de compensação Airy e modelos de flexura com variação na T_e da litosfera da região sul da Bacia de Pernambuco. Para cada caso foram computados a estrutura da crosta e o erro quadrático médio. Observa-se que o melhor ajuste ocorre para valores de T_e entre 20 e 25 km.

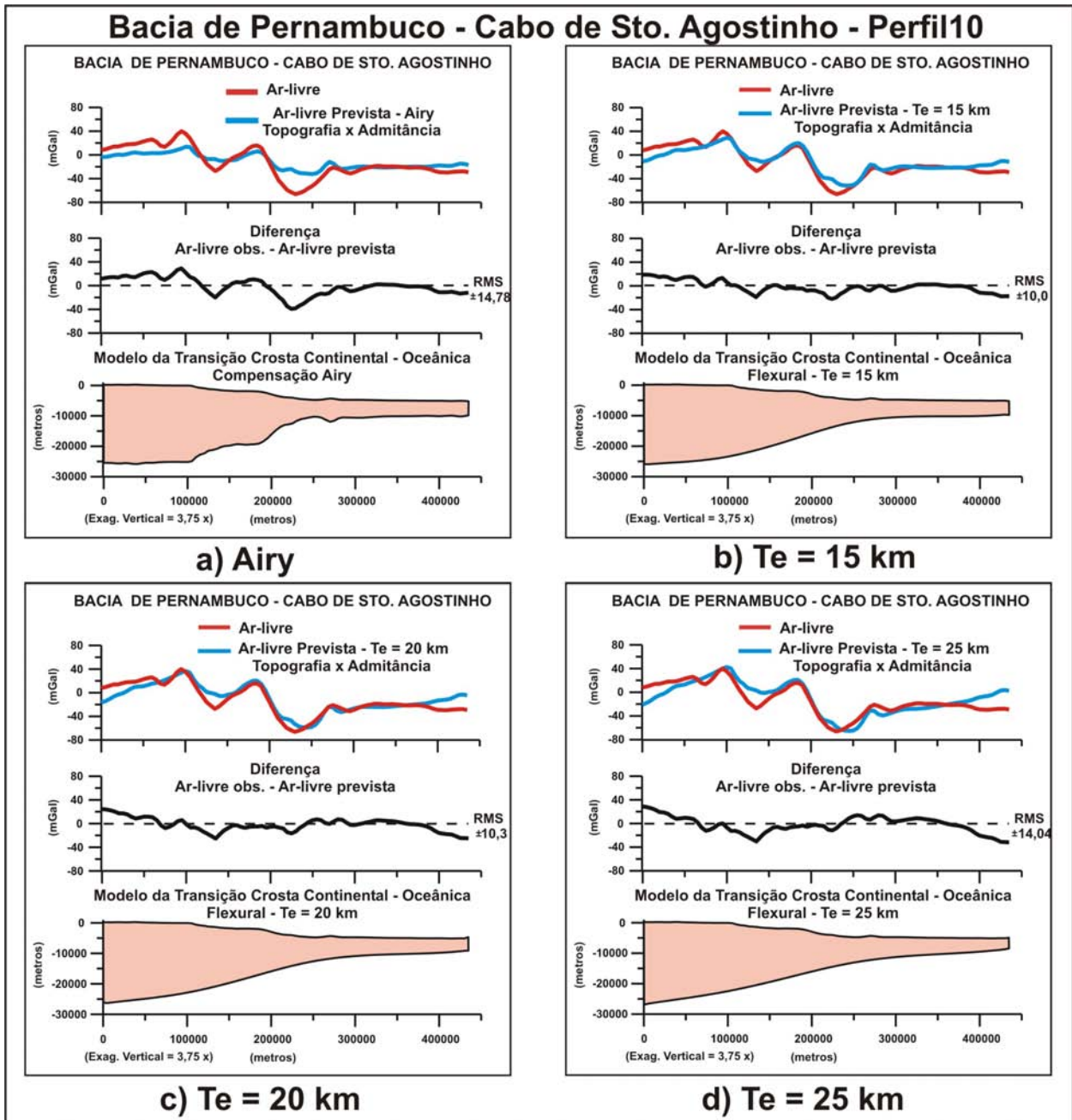


Figura 6.24: Comparação do perfil de anomalia gravimétrica ar-livre com a anomalia ar-livre calculada para um modelo de compensação Airy e modelos de flexura com variação na T_e da litosfera na região do Cabo de Santo Agostinho (Bacia de Pernambuco). Para cada caso foram computados a estrutura da crosta e o erro quadrático médio. Observa-se que o melhor ajuste ocorre para valores de T_e entre 15 e 20 km.

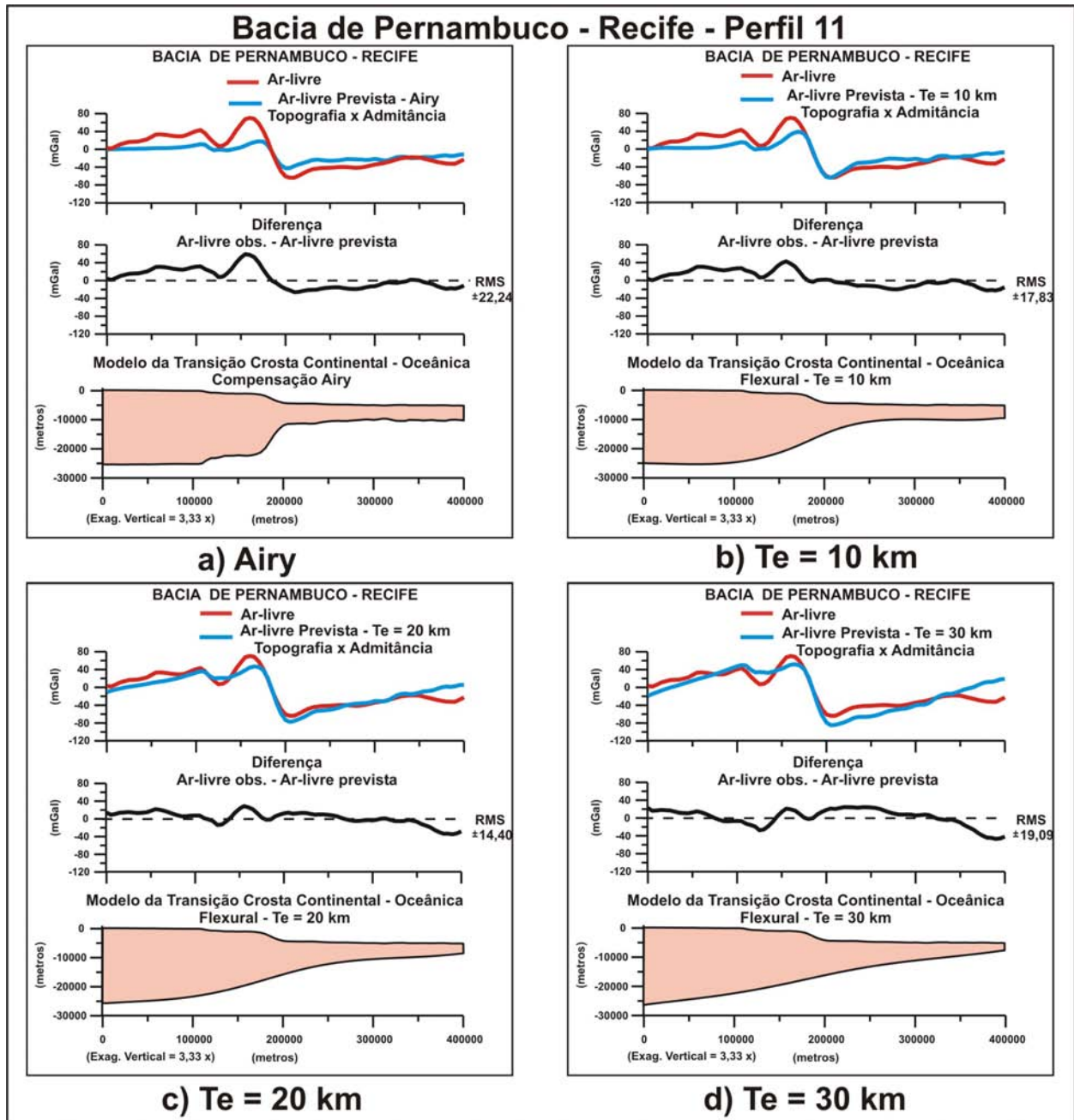


Figura 6.25: Comparação do perfil de anomalia gravimétrica ar-livre com a anomalia ar-livre calculada para um modelo de compensação Airy e modelos de flexura com variação na T_e da litosfera na região de Recife (Bacia de Pernambuco). Para cada caso foram computados a estrutura da crosta e o erro quadrático médio. Observa-se que o melhor ajuste ocorre para T_e com valor de 20 km.

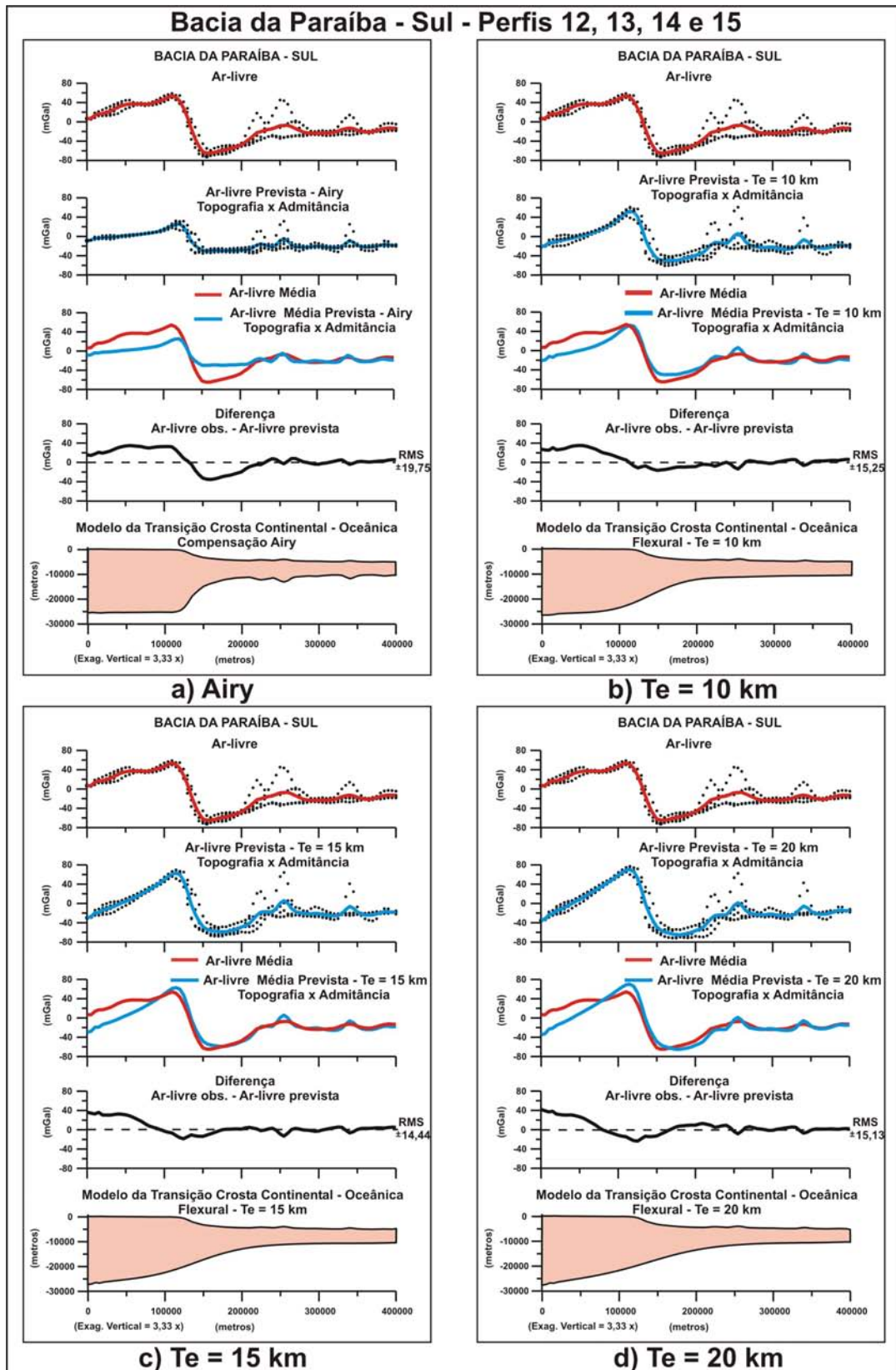


Figura 6.26: Comparação do perfil médio de anomalia gravimétrica ar-livre com a anomalia ar-livre média calculada para um modelo de compensação Airy e modelos de flexura com variação na T_e da litosfera na região sul da Bacia da Paraíba. Para cada caso foram computados a estrutura da crosta e o erro quadrático médio. Observa-se que o melhor ajuste ocorre para valores de T_e entre 10 e 15 km.

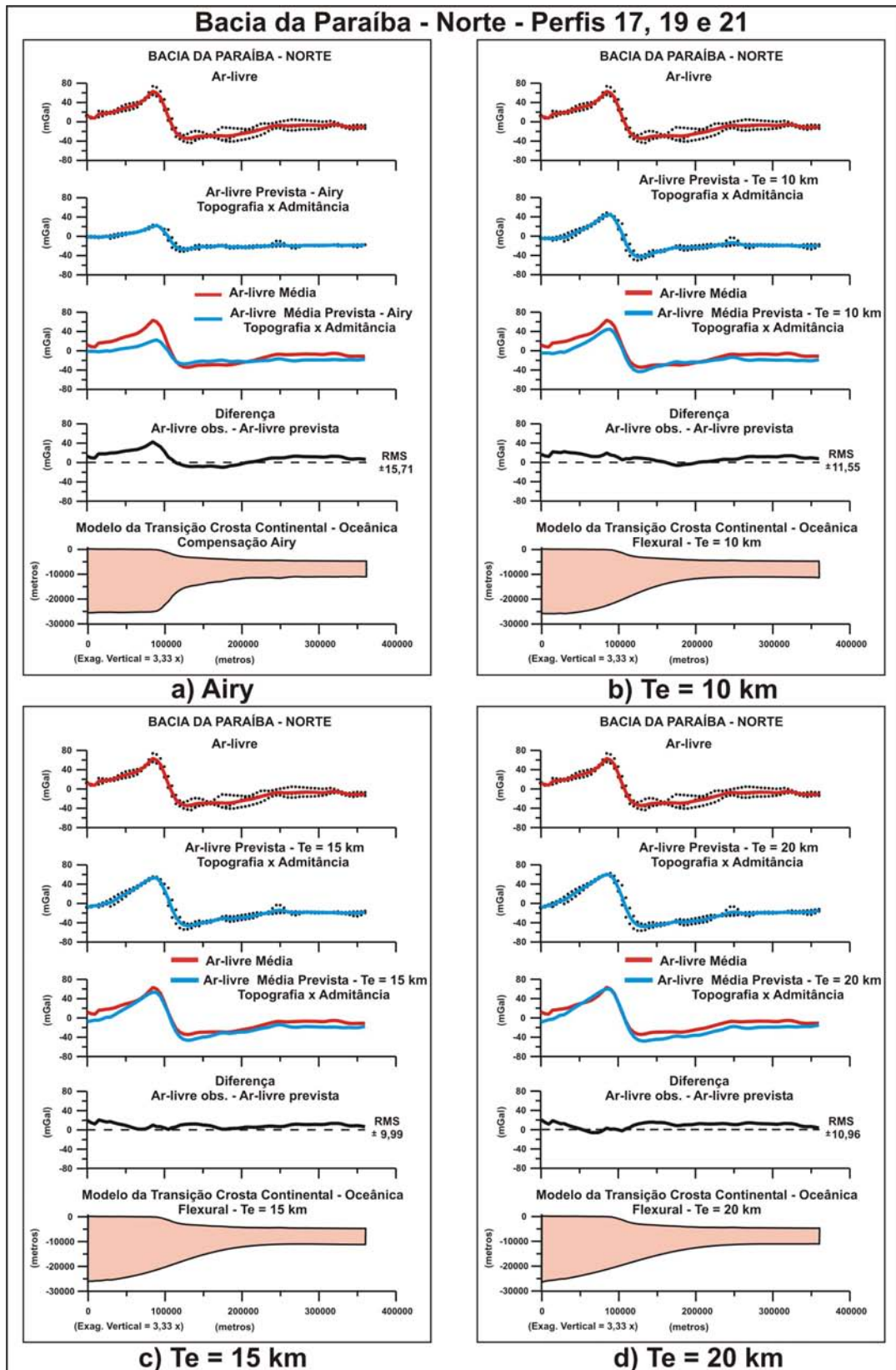


Figura 6.27: Comparação do perfil médio de anomalia gravimétrica ar-livre com a anomalia ar-livre média calculada para um modelo de compensação Airy e modelos de flexura com variação na T_e da litosfera na região norte da Bacia da Paraíba. Para cada caso foram computados a estrutura da crosta e o erro quadrático médio. Observa-se que o melhor ajuste ocorre para T_e com valor de 15 km.

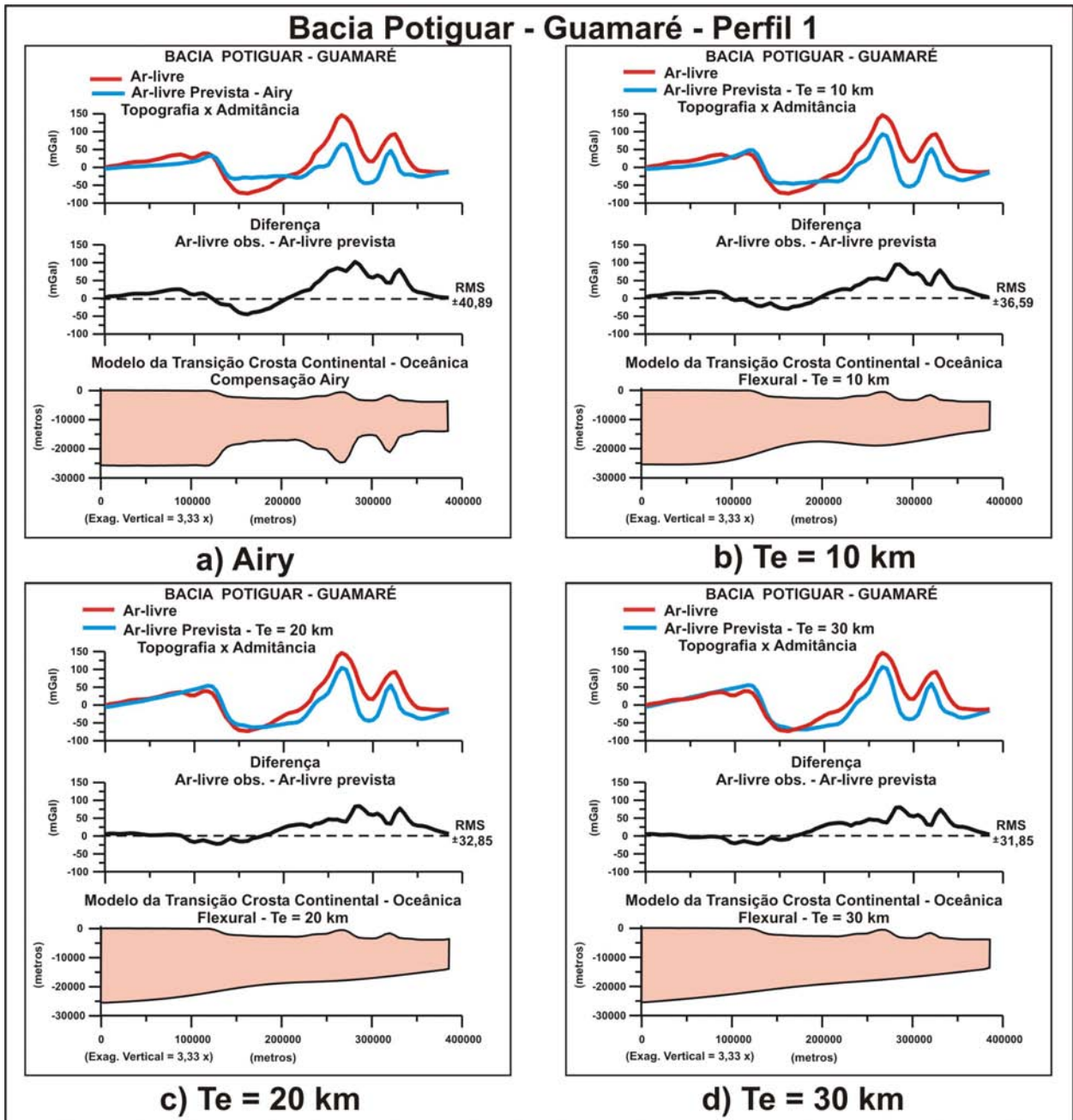


Figura 6.28: Comparação do perfil de anomalia gravimétrica ar-livre com a anomalia ar-livre calculada para um modelo de compensação Airy e modelos de flexura com variação na T_e da litosfera na região de Guararé (Bacia Potiguar). Para cada caso foram computados a estrutura da crosta e o erro quadrático médio. Observa-se que o melhor ajuste ocorre para valores de T_e entre 20 e 30 km.

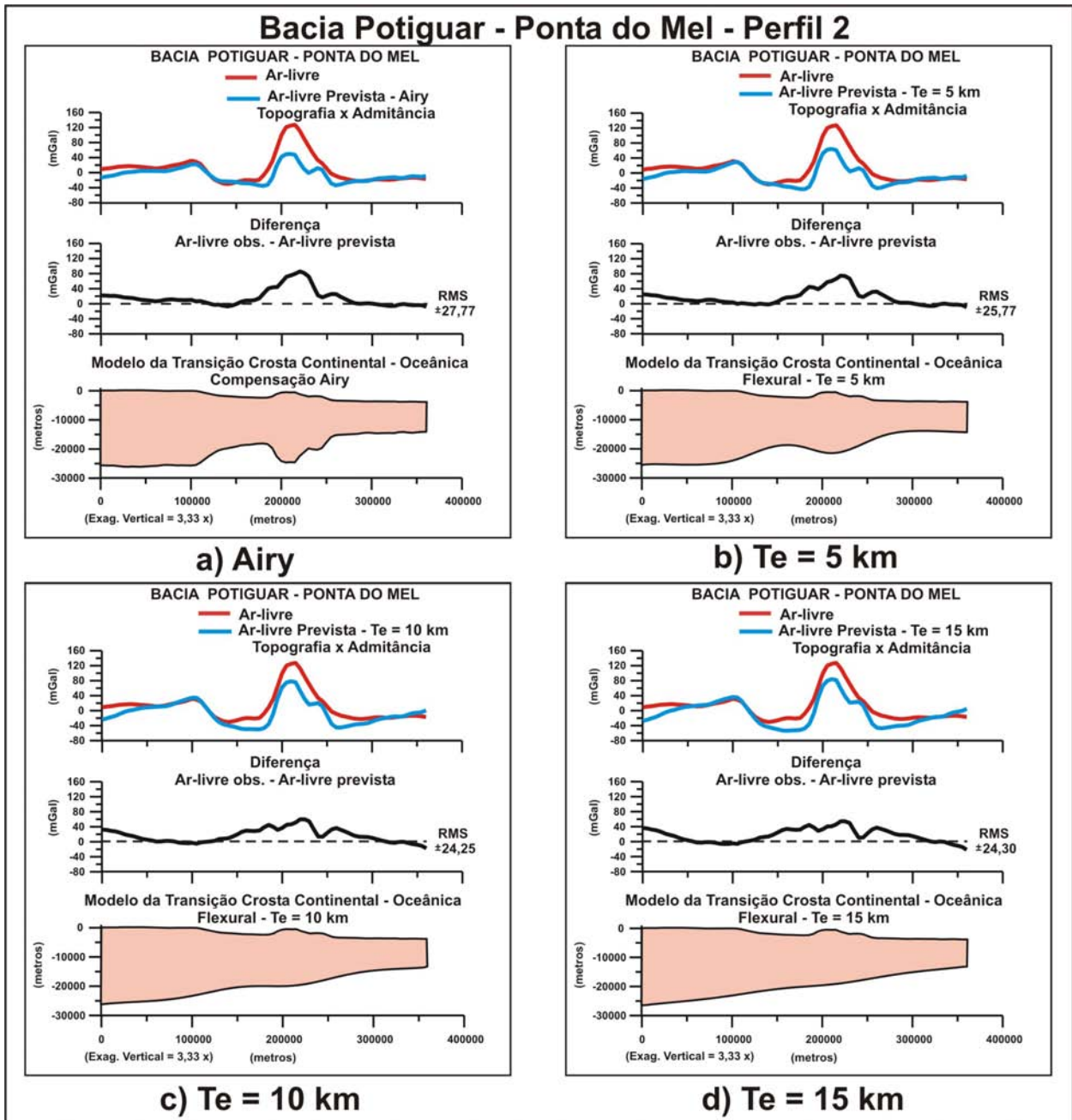


Figura 6.29: Comparação do perfil de anomalia gravimétrica ar-livre com a anomalia ar-livre calculada para um modelo de compensação Airy e modelos de flexura com variação na T_e da litosfera na região da Ponta do Mel (Bacia Potiguar). Para cada caso foram computados a estrutura da crosta e o erro quadrado médio. Observa-se que o melhor ajuste ocorre para T_e com valor inferior a 5 km, ou um modelo Airy, sobretudo em relação ao ajuste da amplitude da anomalia na região do “efeito de borda”. É importante enfatizar que este perfil se localiza na região do Rifte Potiguar.

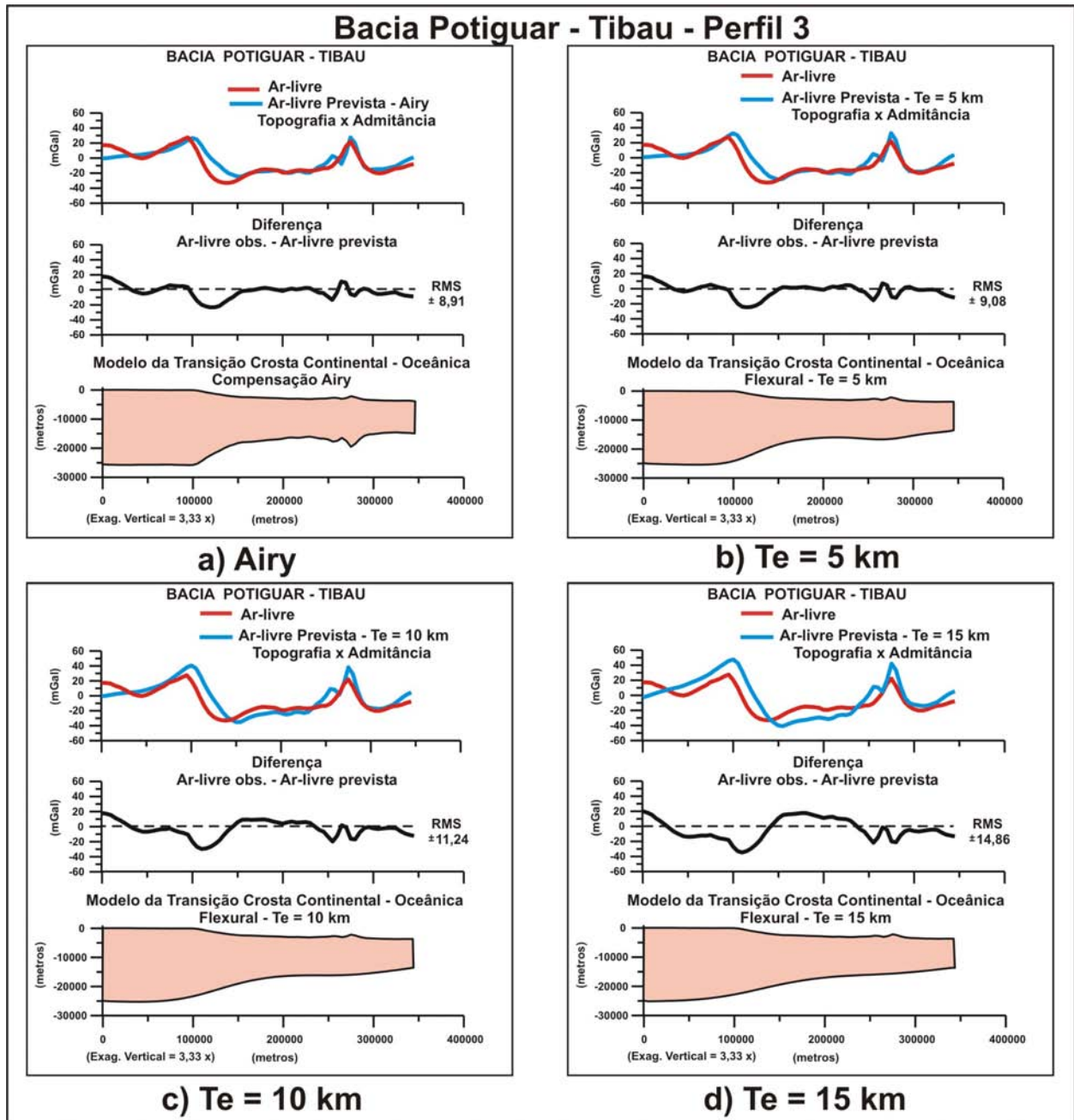


Figura 6.30: Comparação do perfil de anomalia gravimétrica ar-livre com a anomalia ar-livre calculada para um modelo de compensação Airy e modelos de flexura com variação na T_e da litosfera na região de Tibau (Bacia Potiguar). Para cada caso foram computados a estrutura da crosta e o erro quadrático médio. Observa-se que o melhor ajuste ocorre para T_e com valor inferior a 5 km, ou um modelo Airy, sobretudo em relação ao ajuste da amplitude da anomalia na região do “efeito de borda”. É importante enfatizar que este perfil se localiza na região do Rifte Potiguar.

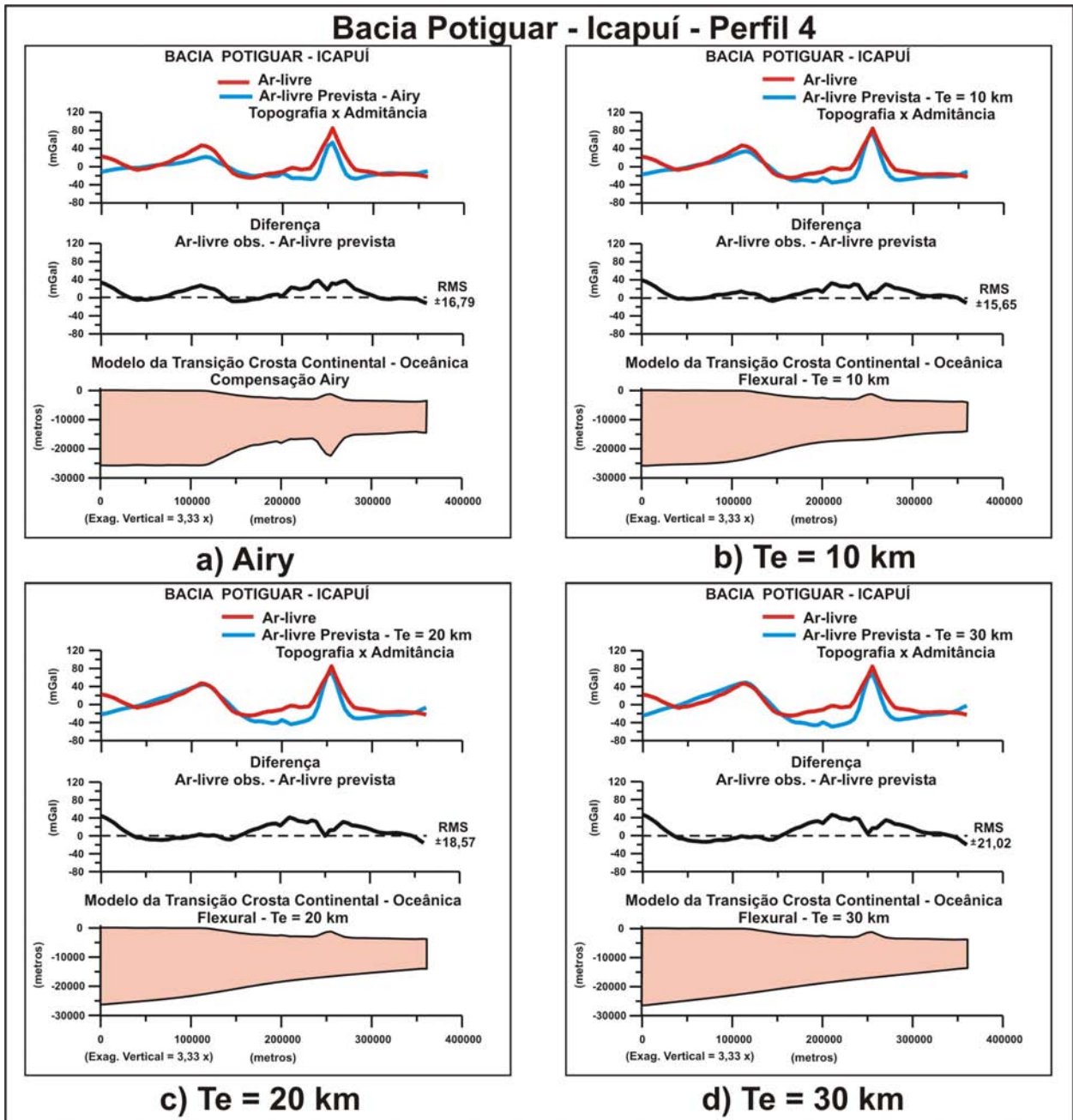


Figura 6.31: Comparação do perfil de anomalia gravimétrica ar-livre com a anomalia ar-livre calculada para um modelo de compensação Airy e modelos de flexura com variação na T_e da litosfera na região de Icapuí (Bacia Potiguar). Para cada caso foram computados a estrutura da crosta e o erro quadrático médio. Observa-se que o melhor ajuste ocorre para T_e com valor de 10 km.

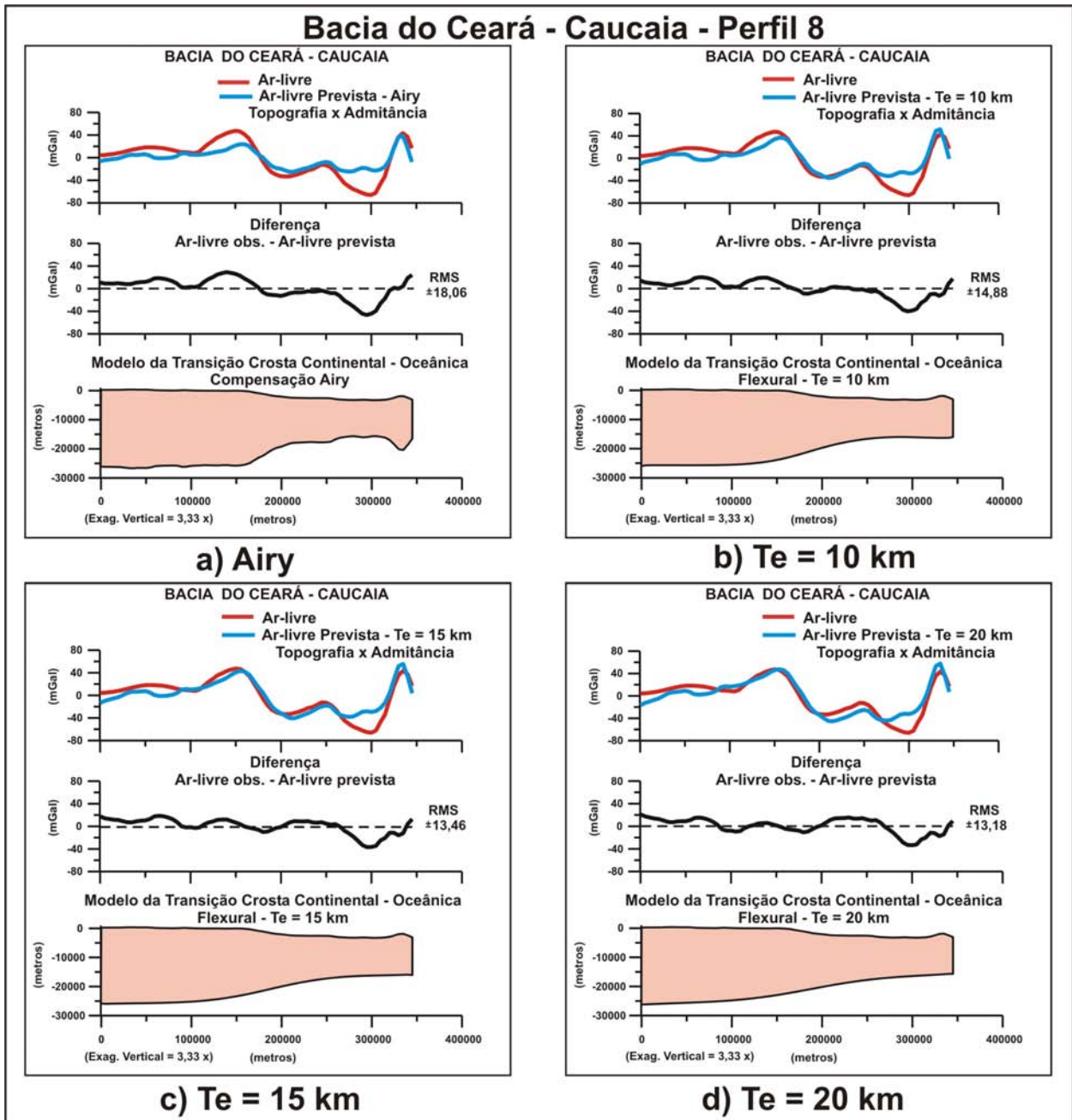


Figura 6.32: Comparação do perfil de anomalia gravimétrica ar-livre com a anomalia ar-livre calculada para um modelo de compensação Airy e modelos de flexura com variação na T_e da litosfera na região de Caucaia (Bacia do Ceará). Para cada caso foram computados a estrutura da crosta e o erro quadrático médio. Observa-se que o melhor ajuste ocorre para valores de T_e entre 15 e 20 km.

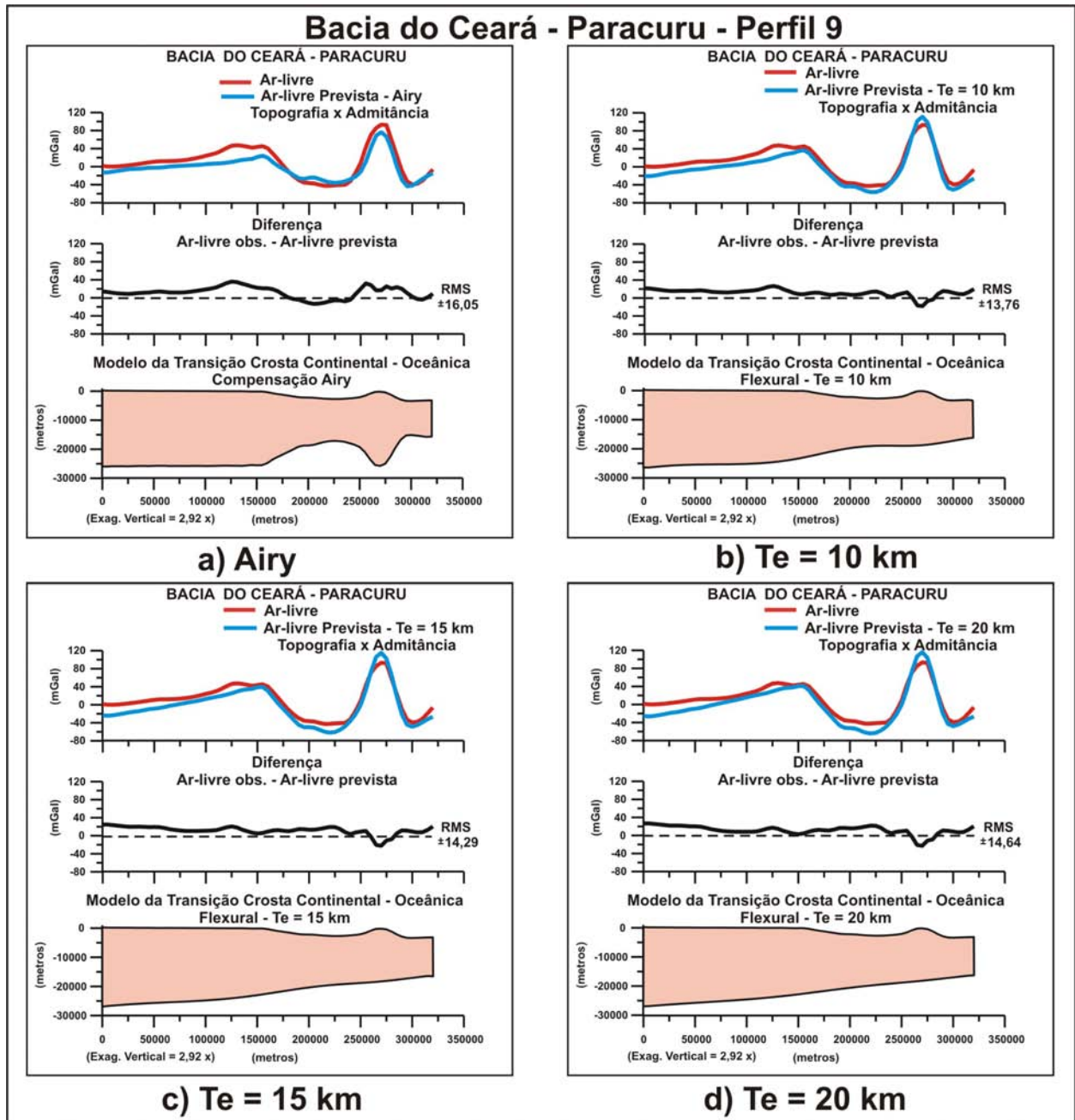


Figura 6.33: Comparação do perfil de anomalia gravimétrica ar-livre com a anomalia ar-livre calculada para um modelo de compensação Airy e modelos de flexura com variação na T_e da litosfera na região de Paracuru (Bacia do Ceará). Para cada caso foram computados a estrutura da crosta e o erro quadrático médio. Observa-se que o melhor ajuste ocorre para valores de T_e entre 10 e 15 km.

6.7 - Modelagem Gravimétrica dos Perfis Ar-livre da Margem Continental

Com objetivo de efetuar uma modelagem bidimensional da margem continental da Província Borborema foram escolhidos sete perfis representativos das bacias cujos parâmetros flexurais foram discutidos nos itens anteriores. Dos sete perfis, cinco são da Margem Leste (perfis P2, P5, P10, P13 e P19 na Figura 6.11), e dois da Margem Equatorial (perfis P2 e P9 na Figura 6.16).

O trabalho de modelagem foi baseado em dados gravimétricos de anomalia ar-livre, ao contrário de trabalhos anteriores de modelagens nas quais foi empregada a anomalia Bouguer: i) na Bacia Sergipe-Alagoas (Morhriak *et al.* 1998), cuja modelagem gravimétrica foi acoplada com um perfil de sísmica de reflexão profunda; ii) no Platô de Pernambuco (Gomes & Gomes 1995); e iii) no Platô do Rio Grande do Norte (Sperle *et al.* 1989). Os trabalhos de modelagens gravimétricas efetuadas por Gomes *et al.* (2000) na Margem Leste, também empregaram anomalia ar-livre. Porém, por causa do acoplamento das modelagens com seções sísmicas que não atingiram a linha de costa (seções do LEPLAC-Levantamento da Plataforma Continental - Marinha Brasileira/PETROBRÁS), a anomalia ar-livre do “efeito de borda” não foi integralmente modelada.

Os motivos de neste trabalho não ter sido empregada a anomalia Bouguer são os seguintes: i) a correção dos dados gravimétricos para o cálculo da anomalia Bouguer no oceano produz anomalias invertidas em relação ao relevo batimétrico; ii) no oceano, para a modelagem da anomalia Bouguer é necessário atribuir uma densidade maior que a densidade da água, próxima da densidade dos sedimentos ou da crosta continental; iii) a anomalia Bouguer não inclui informações sobre as condições isostáticas da litosfera, tal como, por exemplo, o “efeito de borda” da anomalia ar-livre; e iv) a grande maioria das publicações apresenta resultados de modelagens e interpretações de dados gravimétricos com o emprego da anomalia ar-livre na região oceânica (Keen & Dehler 1997, Watts & Stewart 1998, Watts & Fairhead 1999, Tsikalas *et al.* 2005, Wyer & Watts 2006).

Como os perfis possuem trechos no continente (figuras 6.11e 6.16), seria adequada a junção dos dados de anomalia Bouguer no continente com os dados de anomalia ar-livre no mar. Porém, como a modelagem de *admitância gravitacional* foi efetuada apenas para comparação com perfis de anomalia ar-livre, optou-se pela modelagem dos perfis empregados nos trabalhos de análise isostática. Esse aspecto

permitiu que a anomalia ar-livre do “efeito de borda”, que está associada com feições flexurais da transição crosta continental-oceânica, não fosse modificada pela junção com a anomalia Bouguer (que reflete apenas o contraste de densidade), e assim pudesse ser modelada de forma integral.

Vínculos Geofísicos - Geológicos

Para as operações de modelagem foram considerados: i) os dados geológicos que indicam a evolução da margem continental nas fases rifte e drife (Asmus 1984); ii) os modelos gravimétricos conhecidos de evolução de margens passivas do tipo Atlântico (várias citações em Keen & Dehler 1997 e Watts & Stewart 1998); e iii) os dados de cartografia geológica da área continental (Bizzi *et al.* 2003). Os valores de densidades das rochas usados como informações iniciais para a modelagem foram os seguintes: manto litosférico ($3,33 \text{ g/cm}^3$), crosta continental ($2,80 \text{ g/cm}^3$), crosta oceânica ($2,90 \text{ g/cm}^3$), sedimentos da fase rifte ($2,40 \text{ g/cm}^3$), sedimentos da fase drife ($2,20 \text{ g/cm}^3$), rochas básicas ($3,0 \text{ g/cm}^3$), rochas vulcânicas ($2,70 \text{ g/cm}^3$) e água do mar ($1,03 \text{ g/cm}^3$). Eventualmente, de acordo com a necessidade da modelagem, esses valores foram modificados.

Como já foi dito, não existem dados precisos sobre a posição do limite entre a crosta continental e oceânica para esta região da margem continental. Por isso, foram utilizadas duas informações fornecidas pelos dados de anomalia ar-livre. A primeira está relacionada com as zonas de fraturas oceânicas. Como elas podem ser delimitadas com uma boa precisão nos mapas de anomalia ar-livre, foi considerado que o seu truncamento corresponde ao limite da crosta oceânica (figuras 6.11 e 6.16). A segunda está relacionada com um gradiente positivo da anomalia ar-livre, em torno de $0,6 \text{ mGal/km}$, entre dois patamares gravimétricos, o negativo, no lado da crosta continental, e o positivo, no lado da crosta oceânica. O patamar positivo no oceano apresenta uma configuração suave, aproximadamente plana, cuja fonte é uma camada com poucas heterogeneidades laterais de densidade característica da crosta oceânica. Assim, aproximadamente na parte média do gradiente foi escolhida a região de limite entre as crostas continental e oceânica.

Configuração da Moho

A forma da descontinuidade de *Moho* foi obtida isoladamente por meio de uma modelagem isostática da carga topográfica sobre uma placa elástica cuja espessura

média nas proximidades da linha de costa foi considerada igual a 25 km (estimada neste trabalho por meio de um vínculo isostático, Figura 8.1, Capítulo 8). A densidade de preenchimento da flexura foi sempre considerada igual a densidade da crosta ($2,80 \text{ g/cm}^3$). O valor de T_e variou de acordo com resultados das análises isostáticas efetuadas nos itens anteriores. Por causa disso, os valores de espessura da crosta oceânica são, às vezes, menores do que aqueles dos resultados apresentados no Capítulo 8. Isso decorre pelo fato da modelagem isostática apresentada no Capítulo 8 ter empregado um valor único de $T_e = 25 \text{ km}$ para o continente e para o oceano, e uma profundidade de compensação de 30 km, o que é mais compatível com os resultados isostáticos para a área continental (Capítulo 7).

A configuração da *Moho*, obtida pela modelagem isostática, foi um parâmetro que só foi modificado em situações excepcionais que serão discutidas nas descrições dos resultados das modelagens.

Como já esperado, por causa da configuração do relevo, a transição entre o continente e o oceano ocorre por meio de um forte afinamento da crosta (figuras 6.34 a 6.40). A taxa de afinamento é maior na Margem Leste do que na Margem Equatorial. Esse fato é atribuído a modelos diferentes de extensão litosférica durante a abertura do Atlântico (Capítulo 2).

Modelagem Gravimétrica

Para o procedimento de modelagem foi adotado o método direto, mediante o cálculo e a comparação dos sinais de corpos de geometria 2,5D por meio do algoritmo desenvolvido por Talwani *et al.* (1959) e implementado no programa *GM-SYS* da *Northwest Geophysical Associates Inc.* que está integrado na plataforma do *Oasis Montaj v. 5.1.8 (Geosoft®)*. Durante o processo de modelagem foram seguidos os seguintes procedimentos: i) atribuir valores para os parâmetros; ii) calcular os efeitos gravimétricos; e iii) comparar os efeitos calculados com os dados observados. Para cada unidade modelada foram consideradas todas as informações geológicas conhecidas. Os resultados das modelagens dos sete perfis, em que a anomalia gravimétrica ar-livre foi interpretada em termos de modelos da crosta, serão apresentados a seguir.

6.7.1 - Bacia Sergipe-Alagoas - Sub-bacia Sergipe - Perfil P2

As principais assinaturas gravimétricas da margem desta sub-bacia e das demais bacias já foram descritas no item referente aos cálculos da *função admitância*. Os resultados da modelagem do Perfil P2 (Figura 6.34) sugerem que a crosta continental da Sub-bacia Sergipe, para um modelo de placa elástica flexural, com espessura elástica de 20 km, apresenta no sentido do oceano uma taxa de afinamento da crosta de 78 metros/km. O limite inferido entre a crosta continental e a oceânica (**LCO**) está localizado a 160 km de distância da quebra da plataforma continental. A modelagem evidenciou a existência de dois semi-*grabens* da fase rifte. Um na borda da bacia, com profundidade em torno de 3 km, e outro, externo, com profundidade máxima de 8 km. Os sedimentos da fase drifte, sobrepostos aos da fase rifte, apresentam espessuras sedimentares em torno de 2 km nas proximidades da quebra da plataforma, e afinam gradativamente no sentido do **LCO**. Próximo desse limite, ainda sobre a crosta oceânica e em correlação com uma anomalia gravimétrica positiva, foram modeladas rochas densas que podem corresponder aos *SDRs* interpretados por Morhriak *et al.* (1998) e Antunes *et al.* (2007). Na extremidade continental do perfil ocorrem rochas densas, em profundidade rasa, que podem ser correlacionadas com o embasamento denso da Faixa Sergipana (Capítulo 5). Ainda em crosta continental, na região do afinamento da crosta, destaca-se um grande corpo de rochas densas ($3,0 \text{ g/cm}^3$). O topo desse corpo aparece nos dados de sísmica como um forte refletor (7 a 9 s de profundidade) que mergulha para o continente (Pontes *et al.* 1991, Morhriak *et al.* 1998). Morhriak *et al.* (1998), em sua modelagem gravimétrica, interpretaram esse refletor como um horizonte intracrustal próximo da *Moho*. Em consequência, a arquitetura da crosta resultante apresentou um taxa de afinamento muito grande, e o **LCO** ficou muito próximo da margem continental. Ao contrário dos resultados de Moriack *et al.* (1998), nesta Tese, o corpo denso foi modelado como uma fonte intracrustal, e a transição entre a crosta oceânica e a crosta continental foi posicionada a 160 km de distância da quebra da plataforma continental. Nas margens vulcânicas, esses corpos densos são denominados de *Lower Crustal Body* (*LCB*, velocidade sísmica maior do que 7 km/s) (Tsikalas *et al.* 2005 e Gerningon *et al.* 2006, como exemplos). Comumente eles são interpretados como um espesso *underplating* magmático máfico associado com plumas e separação continental (White & McKenzie 1989). Gerningon *et al.* (2006) discutem essa hipótese para a margem Voring na

Noruega. Porém, atribuem a origem dos *LCBs* a rochas de alta pressão, granulito-eclogito, herdadas de eventos tectônicos anteriores. A mesma conclusão foi esboçada por Ebbing *et al.* (2006) que atribuem a origem dos *LCBs* a rochas de alto grau remanescentes da raiz da Orogênese Caledoniana.

Na crosta oceânica, pequenas ondulações na anomalia ar-livre foram modeladas como corpos sedimentares de pequenas espessuras (ondulações negativas) e rochas básicas intrusivas (ondulações positivas) (Figura 6.34). Porém, na extremidade do perfil se destaca um monte submarino de origem vulcânica no topo do qual foram modelados corpos prismáticos atribuídos às rochas vulcânicas (densidade = $2,7 \text{ g/cm}^3$) e básicas intrusivas (densidade = $3,0 \text{ g/cm}^3$). A modelagem da anomalia associada com essa feição topográfica exigiu uma raiz crustal que modificou a configuração de *Moho* ($T_e = 20 \text{ km}$), para uma configuração mais compatível com um modelo Airy (caso especial em que $T_e = 0$). Esse fato não é normal, pois não é compatível com valores estimados para outros montes submarinos, como por exemplo: i) o monte submarino da Ilha de Fernando de Noronha ($20 < T_e < 30 \text{ km}$, Figura 6.20), estimado neste trabalho para comparação com os resultados da margem; ii) os resultados obtidos por Sperle *et al.* (1991) para os montes submarinos de Pernambuco ($10 < T_e < 15 \text{ km}$); e iii) dados publicados para o Oceano Pacífico (Watts *et al.* 1980a, $20 < T_e < 40 \text{ km}$). É possível especular duas hipóteses para explicar esse resultado da modelagem: ou o magmatismo foi acompanhado por *underplating* (que corresponde a raiz crustal); ou a litosfera oceânica da região foi enfraquecida por um evento termal associado com o magmatismo, a ponto de diminuir drasticamente T_e , como é o caso da dorsal meso-oceânica (Cochran 1979). Essa última opção não é corroborada por casos publicados (tabelas 6.1, 6.2 e 6.3, em Watts 2001). Como exemplo nesta Tese, na Ilha de Fernando de Noronha, em que, apesar do magmatismo possuir idades recentes (2 a 12 Ma) e ser atribuído a um *hot spot* (Almeida *et al.* 1988, Mizusaki *et al.* 2002, Fodor *et al.* 1998), a estimativa de T_e varia entre 20 e 30 km (Figura 6.13). Assim, aparentemente, a solução menos controversa é a possibilidade de que um *underplating* associado com o magmatismo do monte submarino tenha formado uma raiz crustal. Como a densidade do material acrescentado na base da crosta deve ser menor do que a densidade do manto, o contraste negativo entre os dois explicaria o resultado da modelagem e sua discrepância com a T_e estimada para a litosfera da região oceânica atravessada por este perfil. A evidência de um evento magmático nessa região é compatível com os mapas de topografia/batimetria e de anomalia ar-livre (figuras 6.10 e

6.11), onde é possível identificar um aglomerado (diâmetro em torno de 400 km) de montes submarinos alinhados na direção NW-SE, denominados Montes Submarinos da Bahia.

6.7.2 - Bacia Sergipe-Alagoas - Sub-bacia Alagoas - Perfil P5

Os resultados da modelagem do Perfil P5 (Figura 6.35) sugerem que a crosta continental da Sub-bacia Alagoas, para um modelo de placa elástica flexural, com T_e de 10 km, apresenta no sentido do oceano uma taxa de afinamento da crosta de 94 metros/km. O limite inferido entre a crosta continental e a oceânica (**LCO**) está localizado a 135 km de distância da quebra da plataforma continental. Em comparação com a Sub-bacia Sergipe, a distância da transição entre a crosta continental e a oceânica é 25 km menor. É possível que essa diferença esteja apenas relacionada com imprecisão do método empregado para a escolha do limite, bem como, por causa da interferência das assinaturas de pequeno comprimento (associadas com rochas vulcânicas) na anomalia de comprimento de onda maior, causada pelo limite entre as duas crostas.

A modelagem evidenciou a existência de um *graben* da fase rifte, na borda da bacia, com profundidade em torno de 6 km. No sentido do oceano ocorrem outros *grabens* menos expressivos (em torno de 2 km de profundidade). Os sedimentos da fase rifte, sobrepostos aos da fase rifte, apresentam espessuras sedimentares em torno de 2,5 km nas proximidades da quebra da plataforma. A partir desse ponto, eles afinam gradativamente tanto no sentido do oceano quanto no sentido do continente. O padrão gravimétrico da crosta oceânica é alterado apenas por uma pequena ondulação positiva relacionado com um corpo de rochas de forma triangular, possivelmente formado por rochas magmáticas básicas intrusivas na crosta oceânica. Para o ajuste do desnível gravimétrico entre a crosta continental e a crosta oceânica, foi necessário a colocação de uma camada de crosta oceânica muito densa ($3,1 \text{ g/cm}^3$) na base da crosta com densidade normal ($2,9 \text{ g/cm}^3$). Nesse caso, a existência de três camadas é compatível com modelos geofísicos da crosta oceânica baseados em gradientes de velocidades (Fowler 2004): a camada sedimentar (camada 1, com 1,5 km/s); a camada vulcânica (camada 2, com 4 km/s, composta por sedimentos, basaltos extrusivos e diques); e a camada oceânica (camada 3, com 6,5 a 7,2 km/s, composta por gabros e gabros acumulados na base da crosta). Porém, não temos explicações claras para esta

terceira camada não aparecer na modelagem da região da crosta oceânica do Perfil P2 da Sub-bacia Sergipe. Na parte superior da crosta continental foi modelada uma camada com espessura em torno de 1,5 km que deve representar rochas metassedimentares da região norte da Faixa Sergipana.

É importante notar que apesar das sub-bacias Sergipe e Alagoas serem consideradas subdivisões de uma só bacia, existem diferenças marcantes, sobretudo quanto: i) ao perfil da anomalia ar-livre do “efeito de borda”; ii) a presença de um corpo denso no interior da crosta continental da Sub-bacia Sergipe; e iii) uma diferença comparativamente expressiva na resistência das duas litosferas.

6.7.3 - Bacia de Pernambuco - Perfil P10

Os resultados da modelagem do Perfil P10 (Figura 6.36) sugerem que a crosta continental da Bacia de Pernambuco na região do Cabo de Santo Agostinho, para um modelo de placa elástica flexural, com $T_e = 20$ km, apresenta no sentido do oceano uma taxa de afinamento da crosta de 74 metros/km. O limite inferido entre a crosta continental e a oceânica (**LCO**) está localizado a 180 km de distância da primeira quebra da plataforma continental. A modelagem evidenciou a existência de dois *grabens* da fase rifte, separados por um alto estrutural. O graben mais próximo da costa é o Rifte do Cabo ou Sub-bacia do Cabo (Rand 1976, Mabesoone & Alheiros 1998, Oliveira 1994, Polônia 1997, Lima Filho 1998) com profundidade em torno de 6 km. O *graben* leste ocorre na região central do Platô de Pernambuco. Ele é mais estreito e tem profundidade também em torno de 6 km. Sobre o alto estrutural ocorrem mais três pequenos *grabens*. Os sedimentos da fase rifte, sobrepostos aos da fase rifte apresentam espessuras sedimentares em torno de 2,0 km nas proximidades da quebra da plataforma. A partir desse ponto, eles afinam gradativamente tanto no sentido do oceano quanto no sentido do continente. Na crosta oceânica, ondulações na anomalia ar-livre foram modeladas como corpos sedimentares de pequenas espessuras (ondulações negativas) e rochas vulcânicas (ondulações positivas). Da mesma forma que no Perfil P5 (Figura 6.35), para o ajuste do desnível gravimétrico entre a crosta continental e a crosta oceânica, foi necessário a colocação de uma camada de crosta oceânica muito densa ($3,1 \text{ g/cm}^3$) na base da crosta com densidade normal ($2,9 \text{ g/cm}^3$). Como já discutido antes, isso configura uma crosta oceânica com três camadas, que é corroborada por modelos geofísicos da crosta oceânica (Fowler

2005). Na crosta continental foi modelado um corpo com forma irregular com densidade típica de ortognaisses e granitos.

Gomes *et al.* (2000) publicaram o resultado de uma modelagem gravimétrica de um perfil ar-livre no Platô de Pernambuco, em uma localização mais a sul em relação ao Perfil P10, modelado nesta Tese. A modelagem gravimétrica (*Line C*) de Gomes *et al.* (2000) foi acoplada com uma seção de sísmica do LEPLAC, com investigação até a profundidade de 8,5 km. Ao contrário da modelagem efetuada nesta Tese (Figura 6.36), onde a configuração da *Moho* foi obtida por modelagem isostática com base em um modelo de placa elástica, Gomes *et al.* (2000), aparentemente, empregaram o modelo de Airy. Também não modelaram integralmente a anomalia ar-livre do “efeito de borda”. Assim como, a inferência da posição de transição entre a crosta continental e a oceânica está mais próxima da margem do que aquela que está inferida no resultado da modelagem desta Tese (Figura 6.36). Contudo, alguns resultados são parecidos, como por exemplo, a espessura e a forma dos pacotes sedimentares rifte e drifte, e o fato de que o Platô de Pernambuco é constituído por uma crosta continental mais afinada do que a normal.

6.7.4 - Bacia da Paraíba - Sul - Perfil P13

Os resultados da modelagem do Perfil P13 (Figura 6.37) sugerem que a crosta continental do sul da Bacia da Paraíba (sul de João Pessoa), para um modelo de placa elástica flexural, com $T_e = 10$ km, apresenta no sentido do oceano uma taxa de afinamento da crosta de 87 metros/km. O limite inferido entre a crosta continental e a oceânica (**LCO**) está localizado a 145 km de distância da quebra da plataforma continental. A modelagem não evidenciou *grabens* expressivos da fase rifte, como ocorreu nos perfis anteriores, porém, nas proximidades da quebra da plataforma ocorre um pequeno *graben* com profundidade máxima de 3 km, que foi modelado como uma estrutura da fase drifte. Os sedimentos da fase drifte apresentam espessuras máximas de 1 km e, como nos casos anteriores, afinam gradativamente no sentido do continente e do oceano. Nas proximidades do limite entre crosta oceânica e continental ocorre um monte submarino de origem vulcânica. Como no caso do Perfil P2 (Sub-bacia Sergipe), a modelagem dessa feição exigiu uma raiz crustal que é incompatível com um $T_e = 10$ km. As discussões referentes ao Perfil P2 (Figura 6.34), com relação a raiz crustal modelada para o monte submarino daquele perfil, também são válidas para este perfil.

Neste perfil, a crosta oceânica modelada é homogênea (densidade, $d = 3,0 \text{ g/cm}^3$), sem uma camada superior leve (camada sedimentar) e sem a camada inferior densa, como nos dois últimos perfis. Porém, na extremidade oceânica do perfil ocorre uma transição lateral para uma crosta mais densa ($d = 3,1 \text{ g/cm}^3$). Na crosta continental, destaca-se a modelagem de uma camada inferior densa ($d = 3,0 \text{ g/cm}^3$), com espessura média de 7 km. Na região de afinamento da crosta, esta camada mantém sua espessura, enquanto a camada superior mais leve ($d = 2,8 \text{ g/cm}^3$) afina gradativamente no sentido do LCO. A opção mais óbvia para esta camada é que ela represente a crosta inferior dessa região da margem da província. Porém, por que ela não apareceu na modelagem dos perfis anteriores? Sabe-se que a crosta continental é muito heterogênea e que não existe um modelo padrão para a sua configuração (Fowler 2005). Além disso, como já discutido nos capítulos 2 e 5, a Província Borborema pode ser compreendida como um conjunto de terrenos de evolução distinta, separados por zonas de cisalhamentos. Ou seja, é muito possível que a crosta da província ao longo da margem não seja originalmente contínua, e que as zonas de cisalhamentos do continente representem limites crustais importantes (Figuras 5.6 e 5.12 no Capítulo 5). Por isso, é possível aceitar que a existência de uma camada densa neste perfil seja consequência normal da heterogeneidade da crosta continental e que seu topo poderia representar uma descontinuidade entre a crosta superior e a inferior (*Descontinuidade de Conrad?*).

No entanto, baseado em alguns fatos é possível especular outra hipótese. Os fatos são: i) a porção continental próxima da margem da Bacia da Paraíba foi afetada durante o Cenozóico, já com os continentes muito afastados, por um magmatismo alcalino intermitente (Sial 1976a e 1976b, Souza *et al.* 2004, Silveira 2006). Esse magmatismo forma um alinhamento principal denominado Macau-Queimadas (Almeida *et al.* 1988), com direção aproximadamente meridiana, sem correlação com estruturas pré-cambrianas, e paralelo em relação à Margem Leste, porém deslocado em torno de 150 km para o interior do continente (Figura 2.15); ii) no continente ocorre uma feição epirogênica denominada Planalto da Borborema com eixo paralelo à margem continental (Figura 2.16); iii) o relevo do Planalto da Borborema, na área continental próxima da Bacia da Paraíba, tem uma correlação clara com uma importante anomalia positiva de Geóide (Figura 3.4); e iv) estudos da estrutura da crosta da Província Borborema com o emprego da técnica sismológica da função do receptor revelaram, para as estações localizadas mais próxima da Margem Leste e no interior do Planalto da Borborema (Caruaru-PE, Agrestina-PE, Solânea-PB e Riachuelo-RN), a existência,

além da descontinuidade de *Moho*, de uma descontinuidade de velocidade sísmica intracrustal (França *et al.* 2006 e Novo Barbosa 2008). Além disso, na descontinuidade sísmica intracrustal foi identificada uma razão alta entre as velocidades das ondas P e S (V_p/V_s em torno de 1,80; França *et al.* 2006 e Novo Barbosa 2008). Musacchio *et al.* (1997) interpretaram que, entre outros aspectos, um dos fatores para a razão V_p/V_s apresentar valor alto, pode ser um baixo conteúdo de sílica nas rochas. Assim, é possível especular que, as rochas localizadas entre a descontinuidade sísmica intracrustal (identificada na crosta da região do Planalto da Borborema) e a *Moho*, tenham composição básica.

Os fatos acima levam a sugerir que a camada inferior da crosta dessa região inclui o efeito de um *underplating* relacionado com o magmatismo Cenozóico. Essa hipótese poderia explicar o baixo volume de rochas magmáticas identificadas na superfície do continente, ou seja, um grande volume teria ficado aprisionado na base da crosta. Além disso, explicaria também a epirogênese do Planalto da Borborema por um processo de carregamento na base da crosta (Oliveira & Medeiros 2007). Esse assunto será retomado nos capítulos 7 e 9.

Esta modelagem do Perfil P13 (Figura 6.37) coincide, aproximadamente, com a posição da modelagem publicada por Gomes *et al.* (2000). A modelagem gravimétrica (*Line B*) de Gomes *et al.* (2000) foi acoplada com uma seção de sísmica do LEPLAC, com investigação até a profundidade de 9,5 km. Gomes *et al.* (2000), nessa modelagem, não empregaram um modelo de flexura para definir a configuração da *Moho*, e não modelaram integralmente a anomalia ar-livre do “efeito de borda”. O aspecto mais marcante dos resultados de Gomes *et al.* (2000) é o forte afinamento da crosta continental nas proximidades da transição com a crosta oceânica e, como conseqüência, a localização da *Moho* muito rasa, em contraste com uma crosta oceânica adjacente muito espessa. Contudo, Gomes *et al.* (2000) especularam que essa estranha configuração crustal (mais especificamente o forte afinamento da crosta continental) poderia ser compensada pela colocação de material denso na base da crosta continental, ou seja, por um processo de *underplating* magmático.

6.7.5 - Bacia da Paraíba - Norte - Perfil P19

Os resultados da modelagem do Perfil P19 (Figura 6.38) sugerem que a crosta continental do norte da Bacia da Paraíba, para um modelo de placa elástica flexural,

com $T_e = 15$ km, apresenta no sentido do oceano uma taxa de afinamento da crosta de 78 metros/km. O limite inferido para a transição da crosta continental para a oceânica (**LCO**) está localizado a 145 km de distância da quebra da plataforma continental. Do mesmo modo que no sul, a modelagem não evidenciou *grabens* expressivos da fase rifte. Porém, ocorrem ondulações no embasamento que sugerem pequenos *grabens* que foram modelados como estruturas da fase drifte. Por causa desses *grabens*, os sedimentos da fase drifte apresentam espessuras máximas de 3 km e, como nos casos anteriores, afinam gradativamente no sentido do continente e do oceano. Neste perfil, a crosta oceânica modelada é homogênea ($d = 3,05$ g/cm³), sem uma camada superior leve (camada sedimentar) e sem a camada inferior densa, como ocorre nos perfis P5 e P10 (figuras 6.35 e 6.36). Também, não ocorre uma variação lateral na densidade da crosta oceânica como a que ocorre no perfil anterior (Figura 6.37). Porém, na crosta continental, destaca-se a modelagem de uma camada inferior densa ($d = 3,0$ g/cm³), com espessura média de 7 km, como o caso de perfil anterior. As discussões efetuadas sobre este tema para o Perfil P13 também são válidas para este perfil. Outro aspecto da modelagem deste perfil, na crosta continental, é a presença de um grande corpo com densidade típica de ortognaisses e granitos.

6.7.6 - Bacia Potiguar - Perfil P2

Os resultados da modelagem deste perfil (Figura 6.39, localização nas figuras 6.15 e 6.16) demonstram que a estrutura crustal da Margem Equatorial é muito diferente da estrutura crustal da Margem leste. No caso específico deste perfil, onde a litosfera possui uma $T_e \leq 5$ km, a configuração da *Moho* é mais ondulada por causa do relevo batimétrico da Cadeia de Fernando de Noronha. Além disso, a taxa de afinamento da crosta é mais baixa (46 metros/km). Essa taxa de afinamento mais baixa é compatível com o modelo de evolução transcorrente/transformante dessa margem (Szarmari *et al.* 1987, Antunes 2004).

Apesar da evolução sedimentar da margem apresentar deposição de rochas nas fases rifte e drifte, não foi possível pela modelagem separar os dois eventos. Isso decorre da posição longitudinal do perfil em relação ao eixo do Rifte Potiguar. Por isso, as espessuras sedimentares modeladas são muito pequenas (no máximo 2 km), pois é conhecida a existência de falhas normais da fase rifte com rejeitos de até 5 km (Matos 1999). A posição do **LOC** é extremamente incerta, já que não é possível empregar os

mesmos critérios da Margem Leste, sobretudo pelo paralelismo das zonas de fraturas em relação à margem. Um dos aspectos que mais ressalta na modelagem é o grande volume de corpos vulcânicos e de rochas básicas intrusivas. Eles são atribuídos ao vulcanismo que afetou esta margem durante o Cenozóico (vulcanismos Macau, Mecejana e equivalentes; Capítulo 2, Figura 2.15). Destaca-se a presença de uma camada densa na região intermediária da crosta continental, interpretada como rochas intrusivas básicas na região Rifte Potiguar. Esse resultado é justificado pela interpretação de dados de sísmica de reflexão profunda efetuada por Matos (1989) na região do Rifte Potiguar. Matos (1989) considerou que reflexões com amplitudes anômalas identificadas na crosta superior e inferior poderiam ser corpos intrusivos básicos. Também, modelagens gravimétricas de dados de anomalia Bouguer efetuadas por Milani (1991) detectaram corpos densos, interpretados como intrusões de rochas básicas na crosta continental superior da Bacia Potiguar emersa. A partir dessas informações, ressalta uma questão importante sobre o magmatismo cenozóico, que está ligada com as discussões sobre a modelagem dos perfis P13 e P19 da Margem Leste: por que na Margem leste o magmatismo cenozóico tem um volume grande na crosta oceânica e um volume pequeno na crosta continental? Esta questão será aprofundada nos capítulos 7 e 9.

6.7.7 - Bacia do Ceará - Perfil P9

Os resultados da modelagem deste perfil (Figura 6.33), para um modelo de placa elástica flexural, com $T_e = 10$ km, corroboram as diferenças entre as margens Leste e Equatorial, discutidas no perfil anterior. A taxa de afinamento da crosta também é baixa (52 metros/km) e, por causa da forte influência da Zona de Fratura Romanche, não foi possível inferir um limite entre a crosta continental e a oceânica.

Apesar da evolução sedimentar da margem apresentar deposição de rochas nas fases rifte e drifte, não foi possível pela modelagem separar os dois eventos. No entanto, na modelagem é possível identificar ressaltos do embasamento cristalino sob o pacote sedimentar rifte/drifte, que podem corresponder a um sistema de falhas normais. Se essas falhas balizarem *grabens* da fase rifte, eles são muito menos profundos (em torno de 2,5 km de profundidade) do que os *grabens* da Margem Leste (até 8 km de profundidade). O motivo estaria relacionado com o rifteamento oblíquo em que os rejeitos das falhas foram normais e oblíquos, além de transcorrentes dextrais

(Matos *et al.* 1996, Matos 2000). Na área oceânica destacam-se duas feições, uma positiva que corresponde a um monte submarino de origem vulcânica e outra negativa, na extremidade do perfil, que corresponde a um *graben* com profundidade de 3 km, posicionado no flanco sul da Zona de Fratura Romanche. Na crosta continental se destaca um grande corpo com densidade típica de ortognaisses e granitos.

6.7.8 - Resumo dos Resultados da Modelagem Gravimétrica

Os resultados da modelagem gravimétrica indicaram que existem diferenças marcantes entre as estruturas das crostas onde se instalaram as sub-bacias Sergipe e Alagoas. Sobretudo, quanto à existência de um corpo denso ($3,0 \text{ g/cm}^3$) na crosta da Sub-bacia Sergipe, que não continua na Sub-bacia Alagoas. Em algumas margens continentais passivas esses corpos densos localizados no interior e na base da crosta são denominados *Lower Crustal Body (LCB)*, e apresentam velocidade sísmica maior do que a da crosta (e menor do que a do manto litosférico). Geralmente, eles são interpretados como um *underplating* magmático máfico associado com a separação continental; porém, às vezes, são atribuídos à rocha de alta pressão, granulito-eclogito, herdada de eventos tectônicos anteriores. Em ambas as sub-bacias foram modelados *grabens* da fase rifte, com profundidade máxima de 8 km na Sub-bacia Sergipe, e de 6 km na Sub-bacia Alagoas, superpostos por sedimentos da fase drifte com espessuras em torno de 2 km.

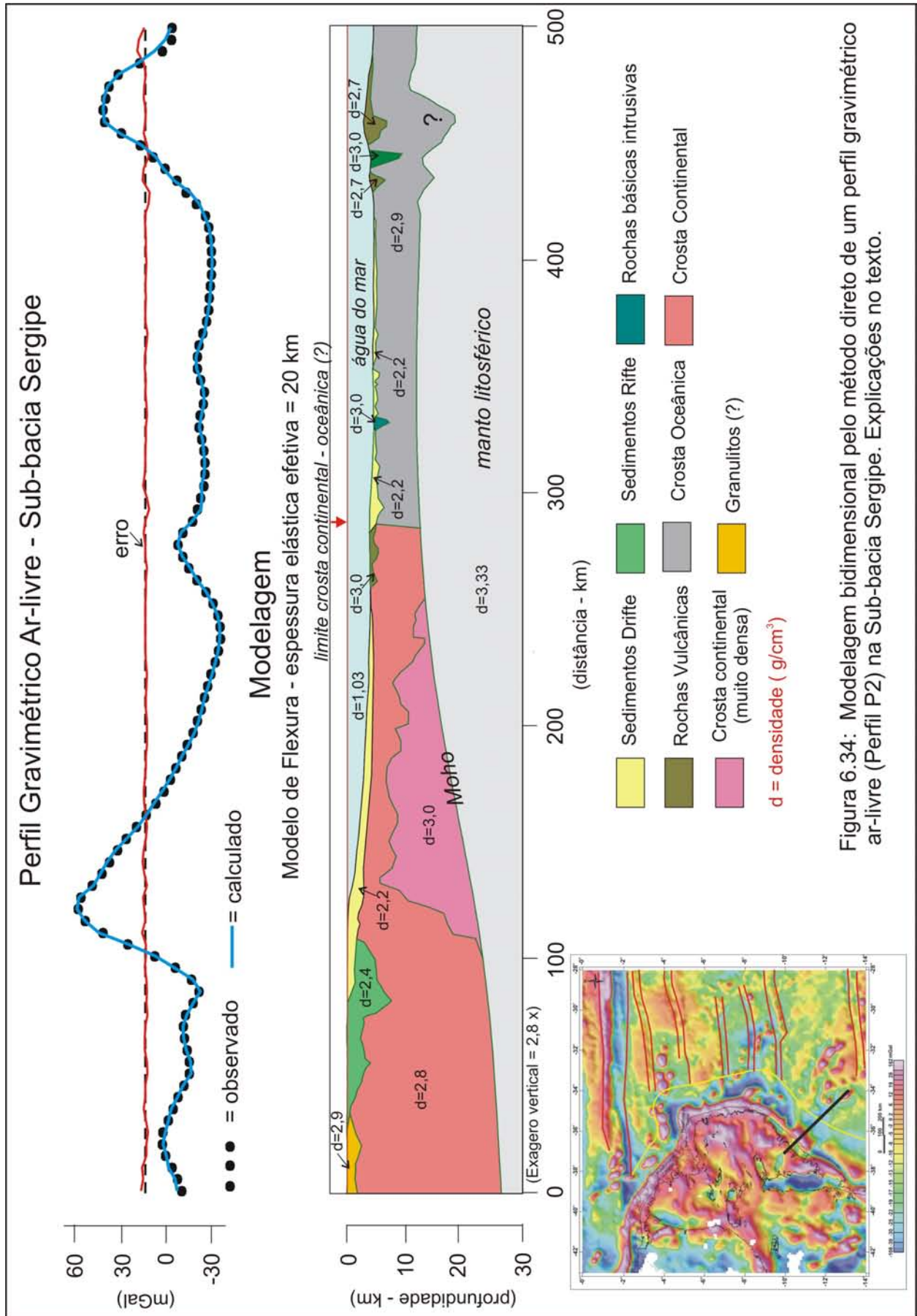
Na Bacia Pernambuco, a modelagem gravimétrica da anomalia ar-livre evidenciou a existência de dois *grabens* da fase rifte, um na proximidade da costa e, o outro, na região do platô. Ambos possuem profundidade em torno de 6 km e estão superpostos pelos sedimentos da fase drifte, com espessuras máximas de 2 km.

Na Bacia Paraíba, os resultados da modelagem gravimétrica indicaram a existência uma crosta inferior muito densa (densidade = $3,0 \text{ g/cm}^3$), que pode ser uma modificação da crosta continental inferior por *underplating* magmático. Essa hipótese tem suporte no modelo isostático da província, que sugere um grande carregamento na base da crosta, e pode explicar o soerguimento do Planalto da Borborema no Cenozóico (discussões aprofundadas deste tema nos capítulos 7 e 9).

Na Bacia Potiguar, o resultado da modelagem gravimétrica revelou um grande volume de rochas magmáticas localizadas na região dos montes submarinos, atribuída ao magmatismo cenozóico (Vulcanismo Macau). A posição do perfil, transversal à

margem e longitudinal ao Rifte Potiguar, impediu a separação dessa estrutura em relação ao pacote sedimentar da fase drifte.

Na Bacia do Ceará, do mesmo modo que na Bacia Potiguar, também foram modelados centros vulcânicos com volume expressivo; assim como, não foi possível efetuar uma separação entre as estruturas relacionadas com as fases rifte e drifte.



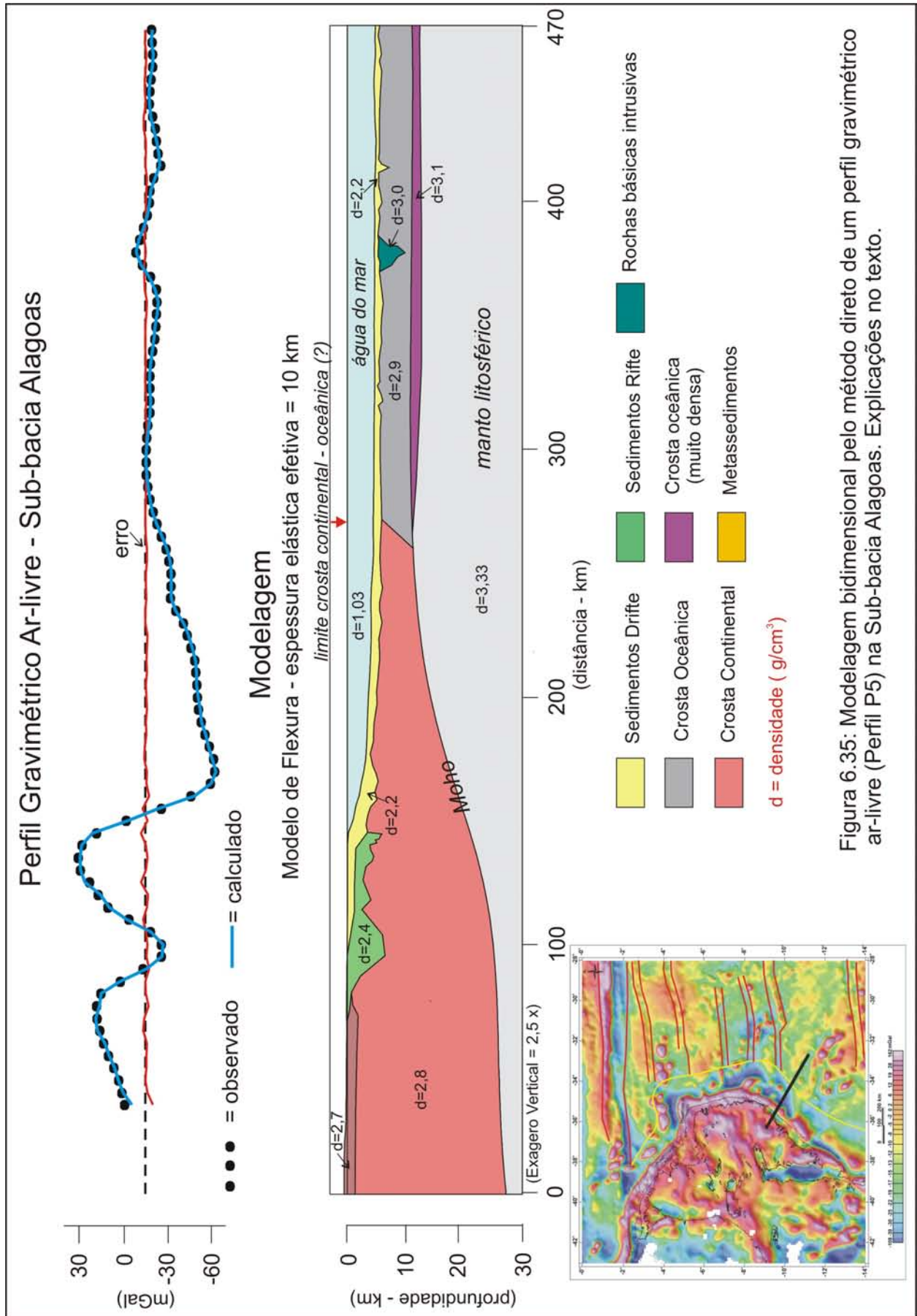


Figura 6.35: Modelagem bidimensional pelo método direto de um perfil gravimétrico ar-livre (Perfil P5) na Sub-bacia Alagoas. Explicações no texto.

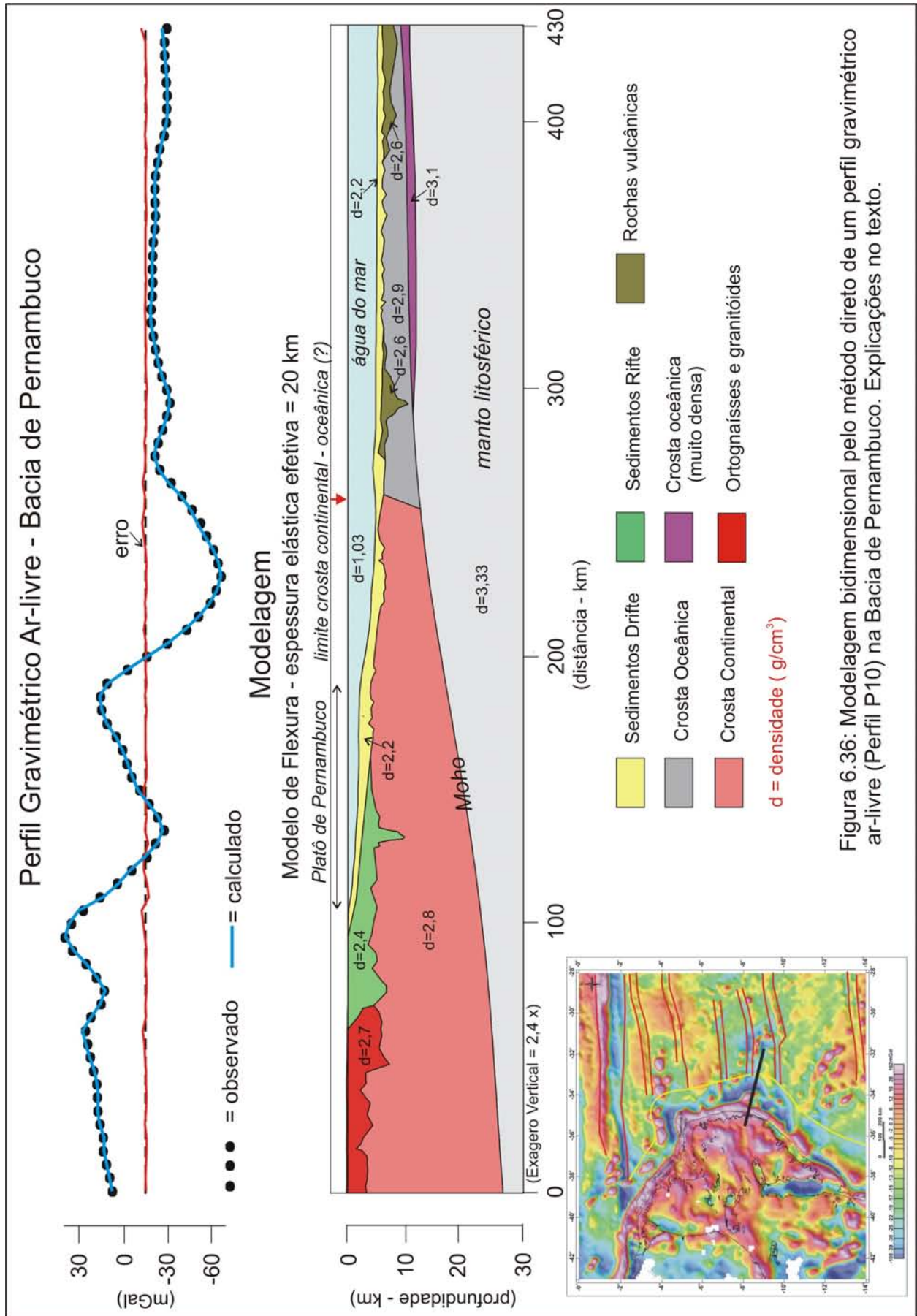


Figura 6.36: Modelagem bidimensional pelo método direto de um perfil gravimétrico ar-livre (Perfil P10) na Bacia de Pernambuco. Explicações no texto.

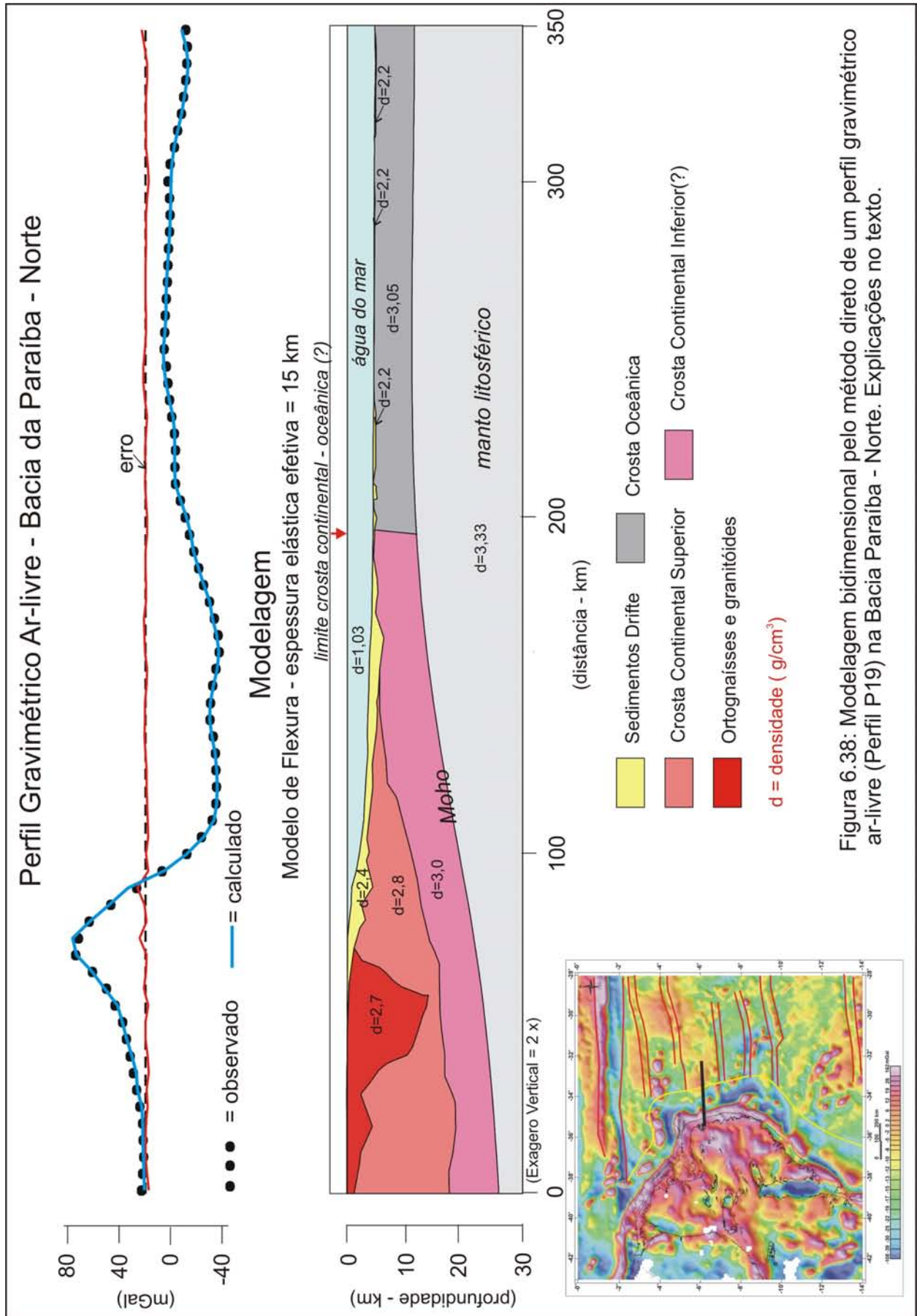


Figura 6.38: Modelagem bidimensional pelo método direto de um perfil gravimétrico ar-livre (Perfil P19) na Bacia Paraíba - Norte. Explicações no texto.

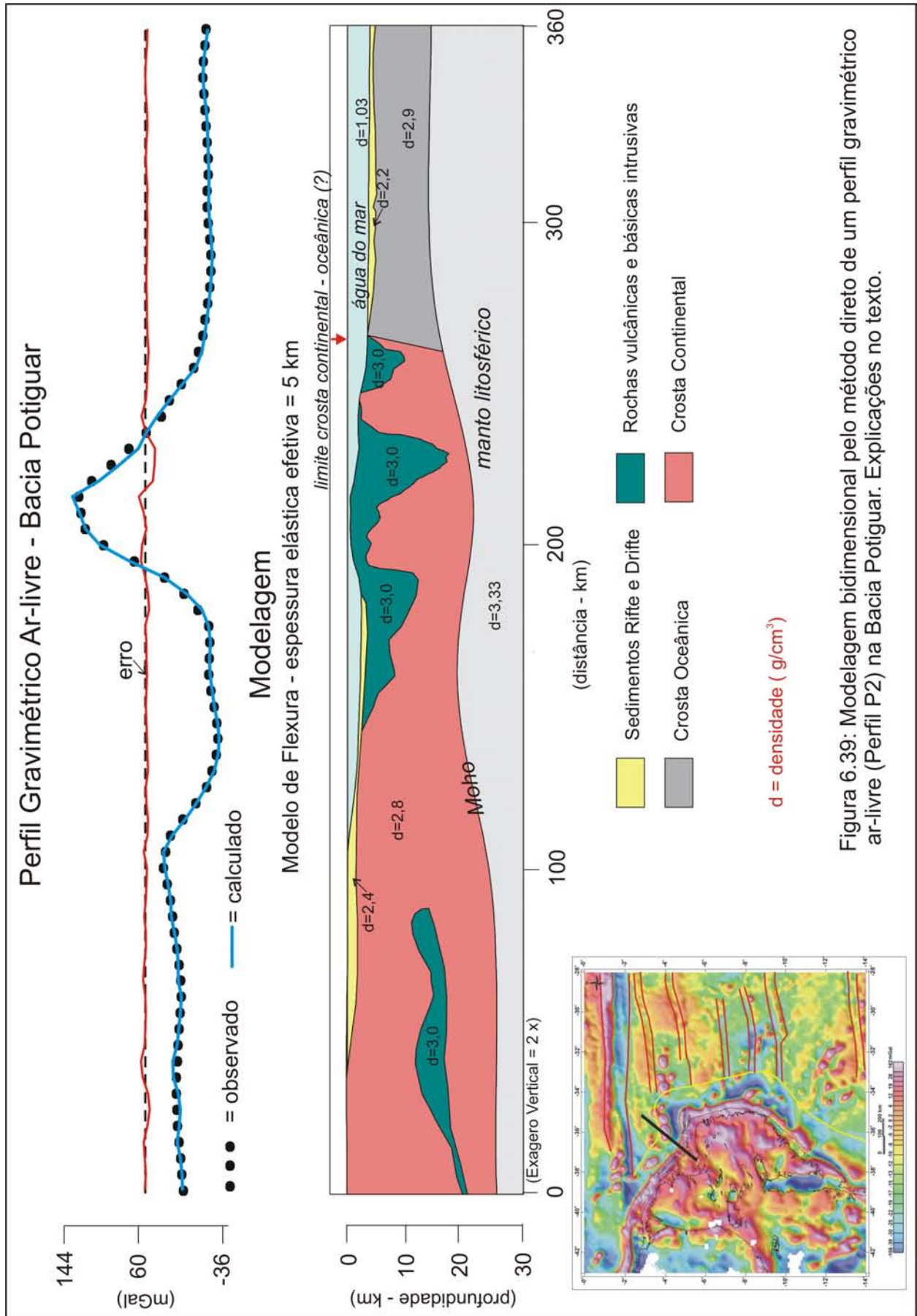
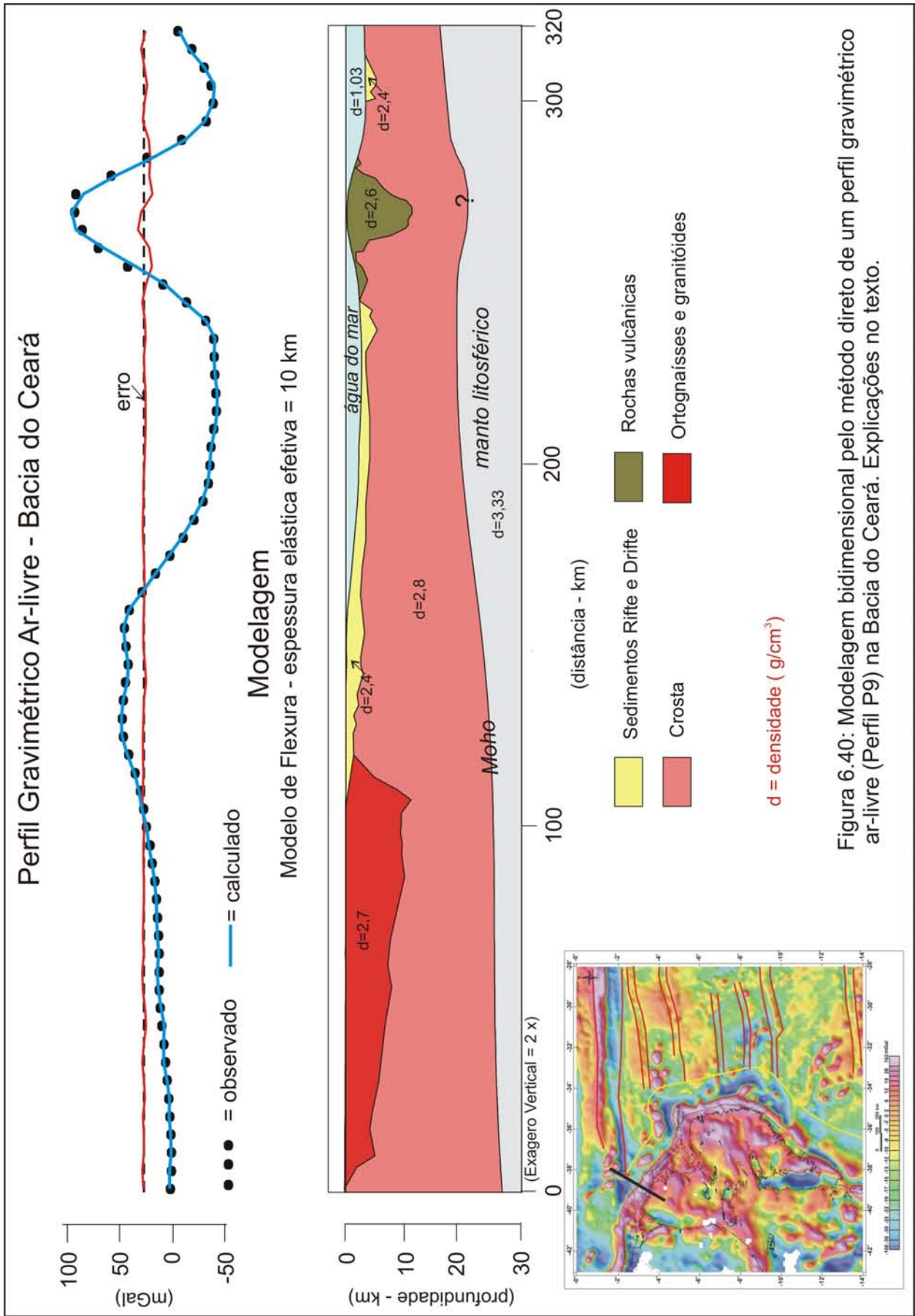


Figura 6.39: Modelagem bidimensional pelo método direto de um perfil gravimétrico ar-livre (Perfil P2) na Bacia Potiguar. Explicações no texto.



6.8 - Segmentação da Margem Continental

Os estudos da anomalia do “efeito de borda” ar-livre têm demonstrado que a litosfera de algumas margens passivas são segmentadas, independentemente da sua *rigidez flexural* (Watts & Stewart 1998, Behn & Lin 2000, Wyer & Watts 2006). A questão da segmentação é muito importante, porque a sua investigação pode fornecer pistas das ligações entre a configuração de uma margem continental rifteada e a dorsal meso-oceânica, e reciprocamente, como as estruturas criadas pela evolução da dorsal meso-oceânica (falhas transformantes, zonas de fraturas) influenciaram na evolução subsequente da margem continental (Behn & Lin 2000).

Com o objetivo de analisar a segmentação da margem continental da Província Borborema será empregado um mapa de anomalias gravimétricas que consiste na junção da anomalia Bouguer no continente com a anomalia ar-livre no oceano (Figura 6.41). A utilização dessa junção tem a razão lógica de evidenciar melhor a estrutura continental, o que ocorre com o emprego da anomalia Bouguer; e a estrutura oceânica, o que é mais adequado com o uso da anomalia ar-livre. O ideal seria usar no continente a anomalia Bouguer residual, pois como já foi demonstrado no Capítulo 5, evidencia muito melhor a estrutura da crosta continental. Infelizmente, isso não é apropriado, porque nas proximidades da margem, a junção Bouguer residual com ar-livre, descaracteriza a anomalia do “efeito de borda”.

6.8.1 - Descrição dos Segmentos

A Figura 6.41 apresenta o mapa de anomalias gravimétricas da Província Borborema, de parte das províncias vizinhas e da área oceânica adjacente (Bouguer no continente, ar-livre no mar). Sobre a imagem geofísica estão superpostas as principais estruturas tectônicas. Com base nos dados da anomalia ar-livre do “efeito de borda” e nos resultados, já apresentados e obtidos com a filtragem do par anomalia ar-livre-topografia (*Admitância*), foram separados oito segmentos. As características referentes à correlação com estruturas pré-cambrianas e à separação das bacias serão apresentadas a seguir, para cada segmento.

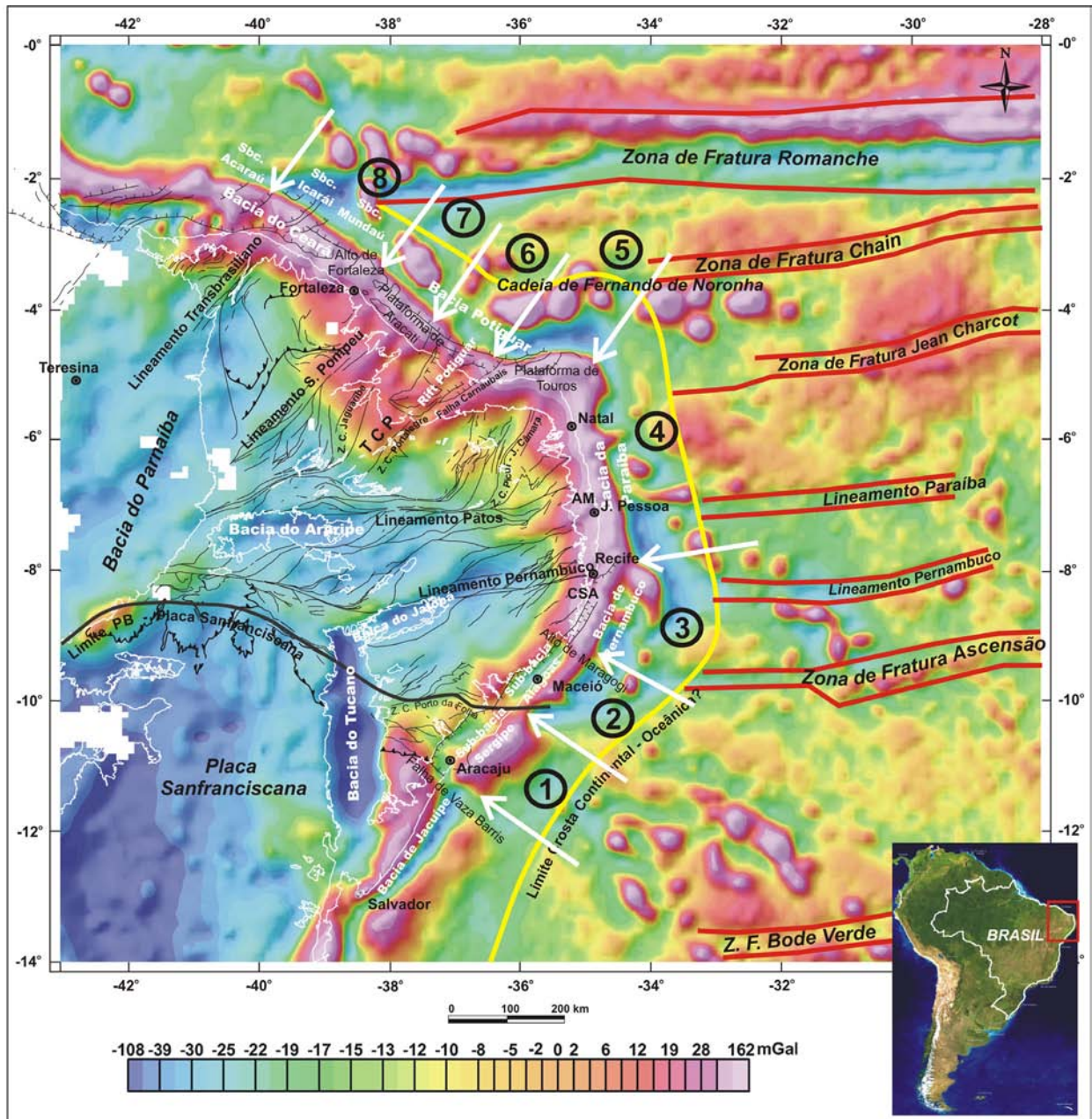


Figura 6.41: Anomalia gravimétrica (Bouguer no continente e ar-livre no oceano) em malha interpolada com dimensão de 10 x 10 km pelo método de mínima curvatura a partir dos pontos da Figura 3.1. Imagem sombreada (Inc. = 35°, Dec. = 315°Az). As províncias, as bacias principais, as zonas de fraturas oceânicas e as estruturas do continente estão indicadas. O traço amarelo é uma inferência do limite entre as crostas continental e oceânica. A seta branca indica a posição da segmentação na anomalia do “efeito de borda”. Os segmentos estão numerados de 1 a 8. **AM** - Alto de Mamanguape, **CSA** - Cabo de Santo Agostinho, **TCP** - Trend Cariri-Potiguar.

Segmento 1

Este segmento corresponde a Sub-bacia Sergipe e possui seqüências sedimentares das fases rifte e drifte bem desenvolvidas. As interpretações de dados sísmicos sugerem que este segmento corresponde a uma margem com ocorrências de

SDRs (Mohriack *et al.* 1998, Antunes *et al.* 2007), e a crosta continental possui um corpo denso que pode representar, entre outras possibilidades, a colocação de um *underplating* magmático durante a fase rifte, ou a herança de eventos orogênicos. A estimativa de T_e para a litosfera deste segmento de margem é 20 km. A Falha de Vaza Barris, no limite da Sub-bacia Sergipe com a Bacia de Jacuípe, é o limite sudoeste deste segmento. Aparentemente, pela cartografia geológica (Bizzi *et al.* 2003), esta falha corresponde a reativações extensionais de zonas de cisalhamentos brasileiras da Faixa Sergipana. O limite nordeste com o Segmento 2 está claramente associado com a sutura tectônica entre a Placa Sanfranciscana e a Província Borborema que, como interpretado no Capítulo 5, corresponde ao prolongamento no sentido da costa da Zona de Cisalhamento Porto da Folha. Esse limite de segmento tem também uma boa correlação com a direção da Zona de Fratura Ascensão.

Segmento 2

Este segmento corresponde a Sub-bacia Alagoas e possui seqüências sedimentares das fases rifte e drifte bem desenvolvidas. A estimativa de T_e para a litosfera deste segmento de margem é 10 km. O limite sudoeste com Segmento 1 é a sutura tectônica entre a Placa Sanfranciscana e a Província Borborema. O limite nordeste com o Segmento 3 é o Alto de Maragogi. Para esse alto, a correlação com estruturas pré-cambrianas não é fácil, contudo, é possível identificar no interior do continente, segmentos de zonas de cisalhamentos e alinhamentos de corpos de rochas granitóides de direção E-W, na mesma latitude do Alto de Maragogi (Mendes *et al.* 2008).

Mohriack *et al.* (1997) distinguiram algumas diferenças fundamentais entre as sub-bacias Sergipe e Alagoas. Enquanto a Sub-Bacia Alagoas é caracterizada por um *graben* estreito e alongado, posicionado ao longo da linha de costa, e com reduzida espessura de sedimentos da fase termal; a Sub-bacia Sergipe apresenta uma sedimentação mais ampla, controlada por falhas extensionais normais e por uma proporção relativamente maior de sedimentos pós-rifte. Obviamente, não se pode afirmar que essas diferenças estão relacionadas com as variações nas características isostáticas de cada segmento. Entretanto, pode-se afirmar que as duas sub-bacias foram instaladas em litosferas com características originalmente distintas. Ou seja, a Sub-bacia Sergipe instalou-se na litosfera da Placa Sanfranciscana, enquanto a Sub-bacia Alagoas instalou-se na litosfera da Província Borborema. Pela história tectônica

se espera que as duas litosferas possuam características distintas. A primeira, com uma história de consolidação mais antiga (Paleoproterozóico), e a segunda, com uma história de forte reativação na Orogênese Brasileira (0,6 Ga). Mesmo com a reativação resultante do rifteamento continental Mesozóico, é provável que na época da instalação das sub-bacias, a litosfera da Sub-bacia Sergipe fosse mais resistente. Essa hipótese pode explicar a diferença na T_e estimada para cada uma.

Segmento 3

Este segmento corresponde a Bacia de Pernambuco e possui seqüências sedimentares das fases rifte e drifte bem desenvolvidas. A forma da anomalia do “efeito de borda” varia ao longo do segmento, sobretudo por causa da topografia associada com o Platô de Pernambuco. A estimativa média de T_e para a litosfera deste segmento de margem é 20 km. O segmento se caracteriza pela existência de dois riftes separados por um alto tectônico (Alto do Maracatu, interpretação de dados sísmicos por Renato M. D. Matos em Almeida *et al.* 2005), localizado no Platô de Pernambuco. Esse platô corresponde a uma porção da crosta continental mais afinada do que a crosta normal da margem continental. O limite sudoeste com Segmento 2 é o Alto de Maragogi. O limite nordeste com o Segmento 4 é a Zona de Cisalhamento (Lineamento) de Pernambuco. Como já discutido no Capítulo 5, existem dificuldades, do ponto de vista geofísico, para interpretar o trecho leste da Zona de Cisalhamento Pernambuco como uma estrutura de importância para a separação de domínios tectônicos. Por outro lado, segundo Matos (1992, 1999), no processo de separação do Gondwana, a Zona de Cisalhamento de Pernambuco desempenhou a função de transferir os esforços de abertura que estavam ocorrendo no *Trend* Gabão - Sergipe-Alagoas, para o *Trend* Cariri-Potiguar no interior do continente (Capítulo 2). Além disso, essa estrutura limita claramente as Bacias Paraíba e Pernambuco, com características estratigráficas e estruturais muito distintas (Lima Filho 1998). É possível perceber também nos dados geológicos e gravimétricos, que ela constituiu uma barreira litosférica importante para a progressão do Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá (figuras 5.1 e 5.6). Sobretudo, ao induzir a mudança na direção geral da extensão, que era N-S na Bacia do Tucano, para quase E-W na Bacia do Jatobá, e constituir o limite norte da microplaca em formato de triângulo, que teve sua evolução abortada (Milani 1985). A crosta oceânica na região frontal do Lineamento Pernambuco apresenta um

alinhamento de anomalias ar-livre positivas que sugere uma herança tectônica da Zona de Cisalhamento Pernambuco (Figura 6.41).

Segmento 4

Este segmento corresponde a Bacia da Paraíba. Essa bacia teve sua análise isostática avaliada em dois segmentos separados aproximadamente na região da cidade de João Pessoa, tendo como base o limite proposto por Barbosa (2004), e um alinhamento de anomalias ar-livre positivas que ocorre na crosta oceânica na região frontal à cidade de João Pessoa. A correlação, em termos de herança, desse alinhamento na crosta oceânica com a Zona de Cisalhamento Patos não é clara, pois a continuidade do ramo principal desse cisalhamento verga para nordeste na região próxima da margem. O limite sul com Segmento 3 é o Lineamento Pernambuco e o limite norte com o Segmento 4 é o Alto de Touros. Esse alto, posicionado na região de transição entre as margens Leste e Equatorial, está correlacionado com um alargamento da anomalia do “efeito de borda” que forma uma protuberância no sentido do oceano, cujo eixo se correlaciona com a Zona de Cisalhamento Picuí-João Câmara. Essa parte da margem foi a última ligação do Brasil com a África. Segundo Matos (1999), uma fase de estiramento muito rápida (5 Ma) gerou nessa região uma zona de charneira que cortou em alto ângulo as estruturas pré-cambrianas, e o regime de esforços resultou em uma anomalia termal transiente acompanhada por soerguimentos localizados.

As estimativas de T_e (10 e 15 km) indicam a existência de um único segmento, que corroboram a concepção inicial de Lima Filho (1998) para o limite da Bacia Paraíba. Porém, é importante destacar, que no trecho entre o Lineamento Pernambuco e a cidade de João Pessoa, a anomalia do “efeito de borda” apresenta uma amplitude maior e, na comparação com a anomalia ar-livre filtrada, apresenta um residual negativo de pequena amplitude (20 mGal) e grande comprimento de onda (em torno de 100 km) (Figura 6.26), que não ocorre no segmento norte da bacia (Figura 6.27). Sabe-se que eventos pós-rifte alteram a configuração original da anomalia do “efeito de borda” herdada na fase de rifteamento (Watts & Fairhead 1999). No entanto, se pode observar no mapa gravimétrico que o fator que modifica e atenua o negativo do segmento norte é um alinhamento de anomalias positivas correlacionadas com montes submarinos de direção NW-SE, que começa na Zona de Fratura de Ascensão e encosta na margem nas proximidades de Natal-RN. Sperle *et al.* (1991) estimaram uma

T_e entre 10 e 15 km para a litosfera da região oceânica desses montes submarinos adjacente ao Platô de Pernambuco. Na crosta oceânica, o alinhamento atravessa em ângulo aberto os lineamentos Pernambuco e Paraíba. Porém, na região de intersecção com esses lineamentos, as anomalias estão giradas e alongadas para a direção E-W. Pode-se observar, também, que o alinhamento de anomalias gravimétricas prossegue para noroeste, e já na Margem Equatorial, atravessa a Cadeia de Fernando de Noronha e a Zona de Fratura Romanche. É possível que existam testemunhos magmáticos desse alinhamento na região continental próximo da cidade de Touros-RN.

Segmento 5

A Bacia Potiguar está dividida em 3 segmentos (Figura 6.41). Isso ocorre por causa do Rife Potiguar, um *graben* com direção NE-SW que penetra no continente ao longo do *Trend* Cariri-Potiguar (Matos 1999). O encontro das estruturas do rife com a margem continental produz a segmentação, separando para sudeste a Plataforma de Touros, e para noroeste a Plataforma de Aracati.

O Segmento 5 corresponde a Plataforma de Touros, e tem T_e estimado entre 20 e 30 km, que são as maiores estimativas para a margem continental da província. Aparentemente, como já discutido anteriormente, a Plataforma de Touros talvez seja constituída pelo prolongamento das rochas arqueanas que afloram na região a sul dessa plataforma (ver Dantas *et al.* 2004). A existência na Plataforma de Touros de uma litosfera com consolidação mais antiga, justificaria os valores relativamente mais altos de T_e .

Segmento 6

Corresponde a intersecção do Rife Potiguar com a margem da Bacia Potiguar (Figura 6.41). As estimativas de T_e são muito baixas (entre 0 de 5 km), porém justificadas pelo fluxo térmico alto (Carneiro *et al.* 1989, Cardoso & Hamza 2006) e pela atividade sísmica (Ferreira *et al.* 1998, Bezerra & Vita-Finzi 2000). O seu limite sudeste é a Falha de Carnaubais, e o limite noroeste, aparentemente, é o prolongamento da Zona de Cisalhamento Jaguaribe por baixo dos sedimentos da bacia.

Segmento 7

Corresponde a região da margem da Bacia Potiguar representada pela Plataforma de Aracati e tem T_e estimada em torno de 10 km (Figura 6.41). O limite

sudeste, aparentemente, é o prolongamento da Zona de Cisalhamento Jaguaribe por baixo dos sedimentos da bacia. O limite noroeste é o Alto de Fortaleza, que limita este segmento com a Bacia do Ceará. Na área continental, a estrutura pré-cambriana que parece ter correlação com o limite noroeste deste segmento é a Zona de Cisalhamento Senador Pompeu.

Segmento 8

Este segmento corresponde às sub-bacias Mundaú e Acaraí da Bacia do Ceará. As estimativas de T_e para a litosfera deste segmento de margem estão entre 10 e 15 km. O limite sudeste deste segmento é o Alto de Fortaleza, com uma quebra na anomalia do efeito de borda que aparentemente se correlaciona com o prolongamento da Zona de Cisalhamento Senador Pompeu (Figura 6.41). O limite noroeste ocorre como uma atenuação e mudança de direção da anomalia do “efeito de borda”, que coincide com o prolongamento da Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II (Lineamento Transbrasiliano) no sentido da margem continental.

6.8.2 - Resumo dos Resultados sobre a Segmentação da Margem Continental

Os resultados dos estudos da isostasia da margem da Província Borborema apresentados neste trabalho demonstraram que ao longo de sua margem continental a anomalia ar-livre do “efeito de borda” apresenta estilos e formas variadas. Bem como, que essa variação está relacionada com variações da resistência flexural da litosfera. Além disso, o comportamento isostático tem uma correlação muito boa com os limites conhecidos entre diferentes bacias sedimentares da margem continental. Esse fato implica que as diferenças nos registros estruturais e sedimentares que levaram os pesquisadores a separar a margem em várias bacias, têm como um dos fatores condicionantes a resistência da litosfera. Adicionalmente, a correlação dos resultados obtidos na investigação isostática com as estruturas pré-cambrianas sugere que existe uma conexão importante entre herança pré-cambriana, história da evolução da bacia, segmentação da anomalia ar-livre do “efeito de borda” e resistência flexural da litosfera. O caso mais expressivo é o limite das sub-bacias Sergipe e Alagoas, que corresponde ao prolongamento da Zona de Cisalhamento de Porto da Folha, limite litosférico entre a Placa Sanfranciscana e a Província Borborema. Esse limite também condicionou a direção da Zona de Fratura de Ascensão na crosta oceânica. Os resultados

apresentados corroboraram a idéias de Matos (1999), que sugerem uma expressiva ligação entre as estruturas pré-cambrianas da Província Borborema, tais como, faixas dobradas, terrenos gnaíssicos-graníticos e zonas de cisalhamentos, com o padrão de abertura da margem continental da província.

CAPÍTULO 7

ISOSTASIA E ESTIMATIVAS DA *ESPESSURA ELÁSTICA EFETIVA* PARA O INTERIOR DA PROVÍNCIA BORBOREMA

7.1 - Introdução

As técnicas espectrais apresentadas, discutidas e aplicadas no capítulo anterior para dados topográficos e de anomalia gravimétrica ar-livre da margem continental da Província Borborema também são válidas para o interior do continente. Elas foram aplicadas com sucesso em grandes conjuntos de dados continentais de várias regiões (Lewis & Dorman 1970, Banks & Swain 1978, McNutt 1983, Zuber *et al.* 1989, Bechtel *et al.* 1987, Ebinger *et al.* 1989, Ussami *et al.* 1993, Mantovani *et al.* 1995). Entretanto, no continente é empregada a anomalia Bouguer, em vez da anomalia ar-livre. Segundo Watts (2001) existem duas razões básicas: primeiro, a anomalia Bouguer incorpora a correção de massa da topografia acima do nível do mar; segundo, a correção reduz a anomalia ar-livre para a superfície do geóide, que na costa corresponde ao nível do mar.

Neste capítulo será apresentada a filtragem de anomalias gravimétricas com a aplicação da técnica da *admitância gravitacional* Bouguer, para a formulação de modelos de carregamentos na crosta continental, que expliquem o comportamento isostático da Província Borborema. Adicionalmente, com a aplicação da *função coerência* será estimativa a *espessura elástica efetiva* (T_e) da litosfera da Província Borborema.

7.2 - *Admitância Gravitacional* Bouguer e Modelos de Carregamento

Watts (2001) derivou a *admitância gravitacional* Bouguer para dois modelos simples de flexura (Figura 7.1): um modelo onde o carregamento ocorre a partir da superfície; e o outro onde o carregamento está enterrado na litosfera ou na base da crosta.

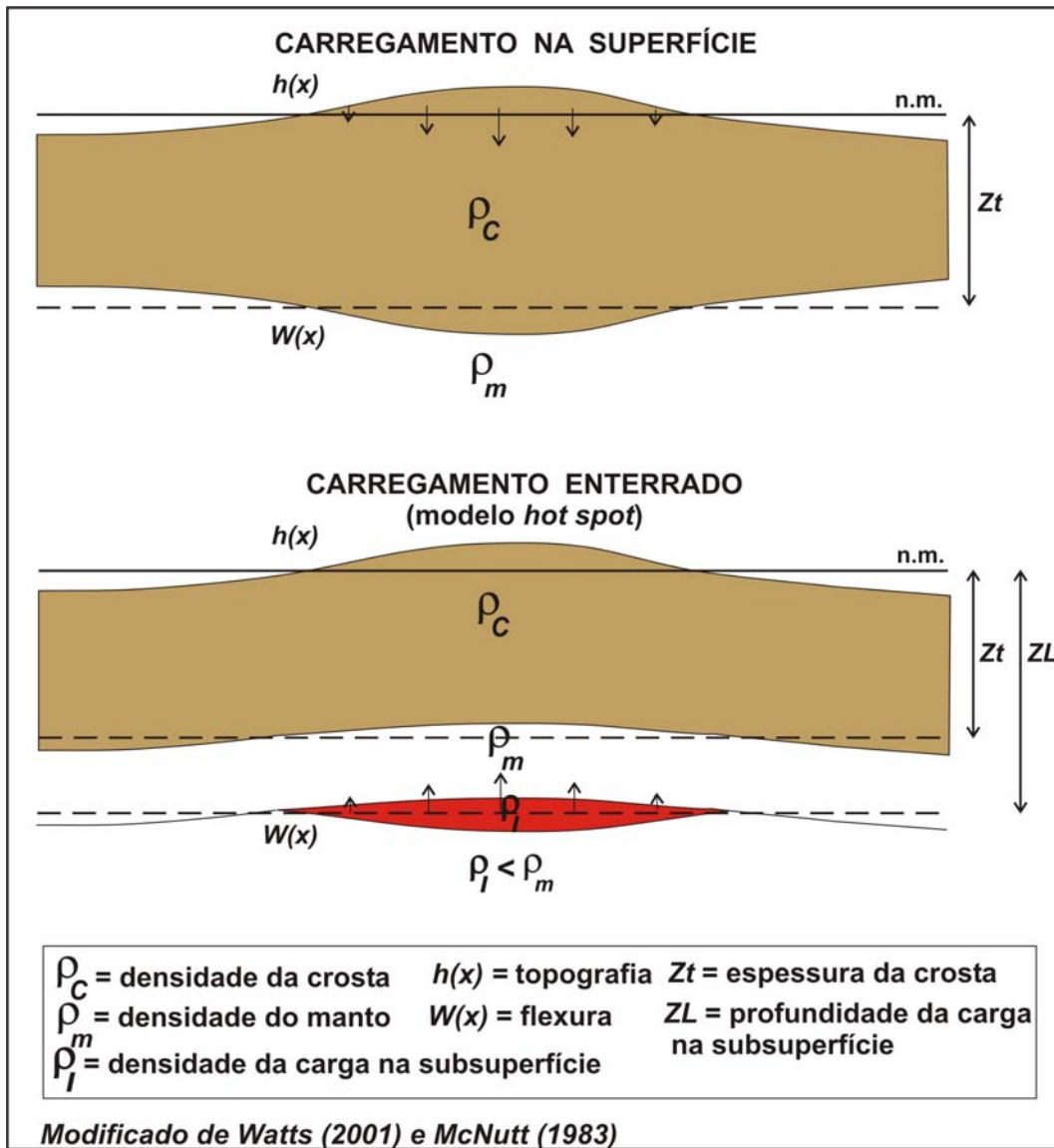


Figura 7.1: Modelos de carregamento da maneira como podem ser aplicados no continente. Os carregamentos na superfície são geralmente constituídos pela topografia, porém pacotes vulcânicos e coberturas de gelo são também comuns. Os carregamentos na subsuperfície (ou enterrados) podem ocorrer no interior da crosta, como é o caso das intrusões de rochas plutônicas; na base da crosta, no caso de um *underplating*; ou no manto litosférico, quando ocorre um *hot spot*.

7.2.1 - Carregamento na Superfície

No caso do carregamento na superfície (Figura 7.1), a única contribuição para a anomalia Bouguer ocorre devido ao efeito da compensação, uma vez que a contribuição gravimétrica da topografia já foi considerada na correção Bouguer Watts (2001). Então se tem:

$$\Delta g(k)_{Flexura} = 2\pi G(\rho_m - \rho_c)W_t(k)e^{-kZ_t}$$

em que $W_t(k)$ é a transformada de Fourier da compensação. Se $W_t(k)$ é uma consequência da flexura, devido a uma carga na superfície $H_t(k)$, segue-se pela Equação (6.12) - Capítulo 6, que:

$$W(k) = -H_t(k) \frac{\rho_c}{(\rho_m - \rho_c)} \phi_e'(k) \quad (7.1)$$

$$\therefore Z(k)_{Superfície} = -2\pi G \rho_c e^{-kZ_t} \phi_e'(k) \quad (7.2)$$

7.2.2 - Carregamento Enterrado

Para carregamentos enterrados (Figura 7.1), a única contribuição para a anomalia Bouguer é devido à deformação na base da crosta, que é causada por movimentos de soerguimento ou rebaixamento da *Moho* (Watts 2001) Então, a anomalia gravimétrica causada por uma carga enterrada é dada por:

$$\Delta g(k)_{Carga} = 2\pi G (\rho_m - \rho_L) W_b(k) e^{-kZ_L}$$

em que $W_b(k)$ é o equivalente topográfico da carga enterrada, Z_L é espessura da litosfera que recebeu a carga, ρ_L é a densidade desse segmento de litosfera e ρ_m é a densidade do manto. Se a carga topográfica causa deformação superficial, e se a deformação deslocar ar em vez de água, então se segue que:

$$W_b(k) = -H_b(k) \frac{\rho_m}{\phi_e'''(\rho_m - \rho_L)} \quad (7.3)$$

em que

$$\phi_e'''(k) = \left[\frac{Dk^4}{\rho_m g} + 1 \right]^{-1} \quad (1.4)$$

$$\therefore \Delta g(k)_{Carga} = -2\pi G H_b(k) \rho_m \frac{e^{-kZ_L}}{\phi_e'''} \quad (7.5)$$

A anomalia gravimétrica devido à deformação na base da crosta por um carregamento enterrado é dada por:

$$\Delta g(k)_{deformação} = 2\pi G (\rho_m - \rho_c) H_b(k) e^{-kZ_t} \quad (7.6)$$

Combinando as Eq. (7.5) e (7.6) se tem:

$$Z(k)_{enterrado} = 2\pi G \left\{ (\rho_m - \rho_c) e^{-kZ_t} - \rho_m \frac{e^{-kZ_L}}{\phi_e'''} \right\}$$

$$\therefore Z(k)_{enterrado} = 2\pi G(\rho_m - \rho_c) \left\{ e^{kz_t} - \frac{e^{-kz_L} (Dk^4 + \rho_m g)}{(\rho_m - \rho_c)g} \right\} \quad (7.7)$$

7.2.2.1 - Carregamento Enterrado na Base da Crosta

A Equação (7.7) é a mesma Equação (5) de Forsyth (1985). Assim, dada a *admitância* Bouguer para o caso de um carregamento enterrado a uma determinada profundidade Z_L , se for considerado $Z_t = Z_L$, tem-se um caso especial de carregamento enterrado na base da crosta. Então, a Equação (7.7) se torna:

$$\begin{aligned} Z(k)_{enterrado} &= -2\pi G \rho_c (\rho_m - \rho_c) \left\{ e^{-kz_t} - \frac{e^{-kz_L} Dk^4}{(\rho_m - \rho_c)g} - \frac{e^{kz_t} \rho_m g}{(\rho_m - \rho_c)g} \right\} \\ Z(k)_{enterrado} &= -2\pi G \left\{ e^{-kz_t} (\rho_m - \rho_c) - \frac{e^{-kz_L} Dk^4}{g} - e^{-kz_L} \rho_m \right\} \\ Z(k)_{enterrado} &= -2\pi G \rho_c e^{-kz_t} \left[1 + \frac{Dk^4}{\rho_c g} \right] \\ \therefore Z(k)_{enterrado} &= -2\pi G \frac{e^{kz_t}}{\phi_e''''(k)} \quad (7.8) \end{aligned}$$

em que

$$\phi_e''''(k) = \left[\frac{Dk^4}{\rho_c g} + 1 \right]^{-1} \quad (7.9)$$

As curvas teóricas da *admitância*, com variação da T_e , para carregamentos na superfície ou enterrados estão apresentadas na Figura 7.2. Verifica-se que no caso do modelo Airy ($T_e=0$) a *admitância* é a mesma para ambos os tipos de carregamento. Para comprimentos de onda longos ($k \rightarrow 0$), os dois tipos de carregamentos são compensados, e $Z(k) \rightarrow -2\pi G \rho_c$, que é fórmula da camada Bouguer, onde ρ_c é a densidade da correção Bouguer. Para comprimentos de onda curtos ($k \rightarrow \infty$), $Z(k) \rightarrow 0$, porque o carregamento produz apenas uma pequena deformação da crosta, independentemente da resistência da litosfera. A *admitância* para carregamentos na superfície apresenta um *roll-over* e um suave declínio com a diminuição do comprimento de onda. A posição é controlada pela resistência da litosfera (Watts 2001). Para o carregamento enterrado, a *admitância* tem uma forma mais complexa. É difícil reconhecer *roll-over*, a não ser no caso de T_e muito pequena. Segundo Watts

(2001), a razão para isso é o fato da *admitância* se tornar muito negativa em comprimentos de ondas onde a resistência da litosfera é suficiente para reduzir a amplitude da deformação em resposta a uma carga enterrada. Segundo Kreyszig (1982), nos estudos matemáticos das oscilações forçadas e amortecidas (no domínio da freqüência, e que corresponde a um análogo temporal da situação discutida acima), esse fenômeno pode ser chamado de *ressonância prática* e sua importância é grande porque mostra como algumas entradas podem excitar oscilações com amplitudes muito grandes.

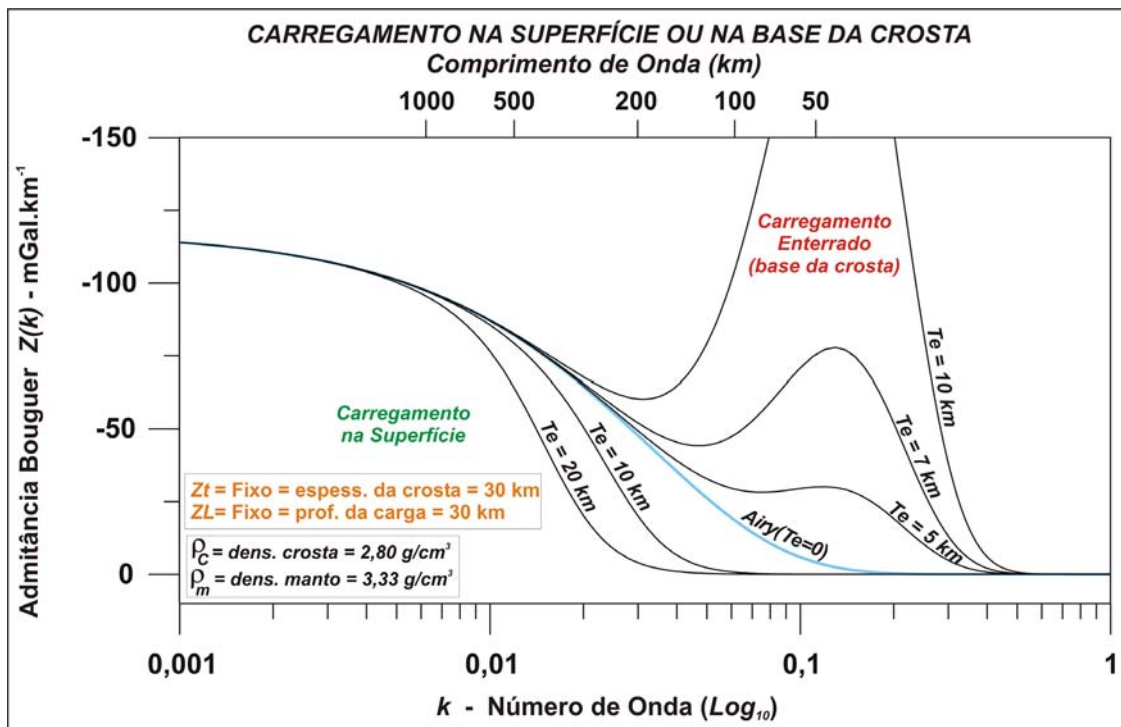


Figura 7.2: *Admitância gravitacional* Bouguer para modelos de carregamentos na superfície e enterrado (base da crosta).

7.2.2.2 - Combinação de Carregamentos na Superfície e Enterrado

Forsyth (1985) efetuou uma abordagem em que há uma combinação de carregamentos na superfície e enterrado. Nessa abordagem, o conceito de *taxa de carregamento* (f_i) é fundamental, pois representa a razão entre o peso da carga aplicada na base da crosta em relação ao peso da carga aplicada na superfície e tem implicações importantes na adoção de modelos isostáticos. Quando $f_i = 0$, o carregamento ocorre apenas na superfície. Segundo Watts (2001), modelos de curvas

baseadas em $f_i = 2$, ou seja, em que a carga enterrada é duas vezes maior do que a carga na superfície, explicam dados de *admitância* observada muito bem.

Para a combinação de carregamentos na superfície e enterrado, Forsyth (1985) derivou a seguinte expressão para a *admitância* Bouguer, levando em conta que os dois tipos de carregamentos podem estar fora de fase, ou seja, deslocados um em relação ao outro:

$$Z(k)_{\text{superfície+enterrado}} = -2\pi G \rho_c e^{-kz_t} \left\{ \frac{\frac{H_b^2}{H_b^2 + H_t^2} + H_2 \phi_e(k)}{\phi_e'''} \right\} \quad (7.10)$$

em que H_t é a contribuição do carregamento da superfície para a topografia e H_b a contribuição do carregamento enterrado. H_t e H_b são relacionados com topografia observada, H , por:

$$H = H_t + H_b \quad (7.11)$$

Para determinar H_t e H_b a partir de H é necessária uma outra equação que relaciona ambos. Para isso Forsyth (1985) introduziu o conceito de *taxa de carregamento* (f_i), que define a razão entre o peso da carga aplicada na base da crosta em relação ao peso da carga aplicada na superfície. Essas cargas são as cargas iniciais que foram aplicadas antes de ocorrer qualquer deformação. Assim, ao considerar H_i como a altura da superfície topográfica antes da deformação, a partir da Figura 7.3, tem-se:

$$H_i = H_t - W_t$$

$$H_i = H_t \left[1 + \frac{\rho_c \phi_e'(k)}{(\rho_m - \rho_c)} \right]$$

$$H_i = H_t \left[1 + \frac{\rho_c g}{(Dk^4 + (\rho_m - \rho_c)g)} \right]$$

$$H_i = H_t \left[\frac{(Dk^4 + (\rho_m - \rho_c)g + \rho_c g)}{(Dk^4 + (\rho_m - \rho_c)g)} \right]$$

A carga aplicada na superfície, S_L , é $\rho_c g H_i$. Portanto,

$$S_L = \rho_c g H_t \left[\frac{(Dk^4 + (\rho_m - \rho_c)g + \rho_c g)}{(Dk^4 + (\rho_m - \rho_c)g)} \right], \quad (7.12)$$

em que ρ_c é a densidade da crosta e ρ_m é a densidade do manto.

Similarmente, a amplitude da carga enterrada antes da deformação, W_i , é dada por (Figura 7.3):

$$W_i = W_b - H_b \quad (7.13)$$

Quando o carregamento enterrado está na base da crosta, em vez de no manto abaixo dela, tem-se:

$$W_b(k) = -\frac{H_b(k)\rho_c}{\phi_e''''(k)(\rho_m - \rho_c)} \quad (7.14)$$

$$-W_i = H_b \left[\frac{\rho_c}{(\rho_m - \rho_c)\phi_e''''(k)} + 1 \right]$$

$$-W_i = H_b \left[\frac{Dk^4 + \rho_c g}{(\rho_m - \rho_c)g} + 1 \right] \quad (7.15)$$

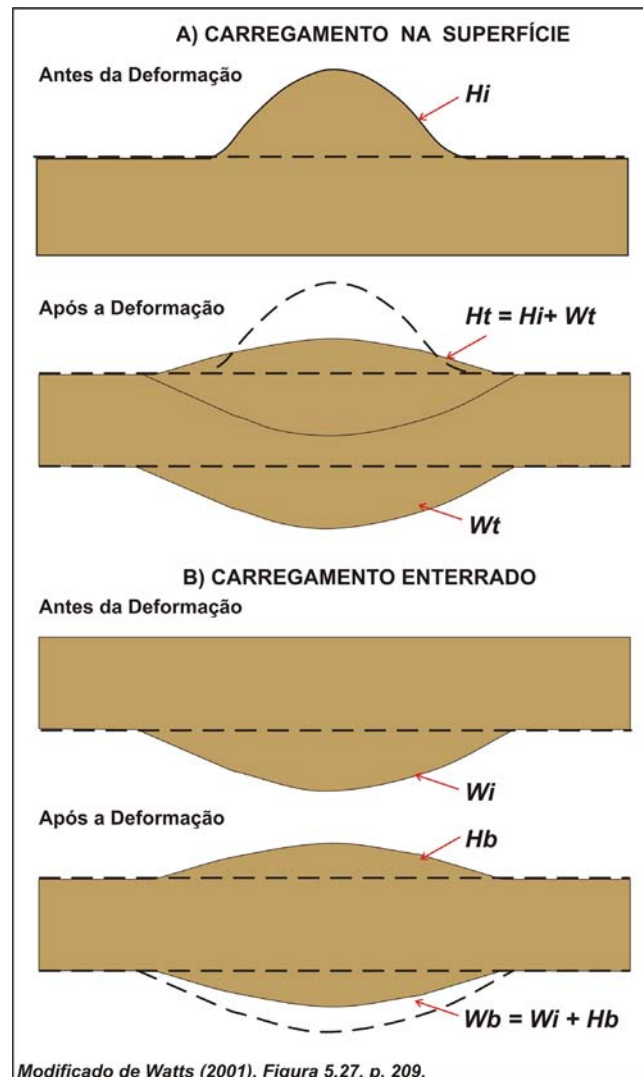


Figura 7.3: Diagrama esquemático dos conceitos de H_i e W_i .

A carga aplicada na *Moho*, S_M , é $W_i(\rho_m - \rho_c)g$. Então, segue-se a partir da Equação (6.15) que:

$$S_M = -H_b(Dk^4 + \rho_c g + (\rho_m - \rho_c)g) \quad (7.16)$$

Portanto, tem-se para f_i :

$$f_i = \frac{S_M}{S_L} = \frac{|H_b|(Dk^4 + (\rho_m - \rho_c)g)}{\rho_c g H_t}$$

$$f_i = \frac{|H_b|(\rho_m - \rho_c)}{\phi'_e \rho_c H_t} \quad (7.17)$$

A Figura 7.4 apresenta a *admitância* Bouguer para a combinação de carregamentos na superfície e enterrado com variações de f_i . Quando $f_i = 0$, o carregamento é apenas na superfície. Como regra, na medida em que a *taxa de carregamento* da carga enterrada aumenta em relação à carga superficial, a curva muda no sentido de número de ondas maiores (comprimentos de onda menores).

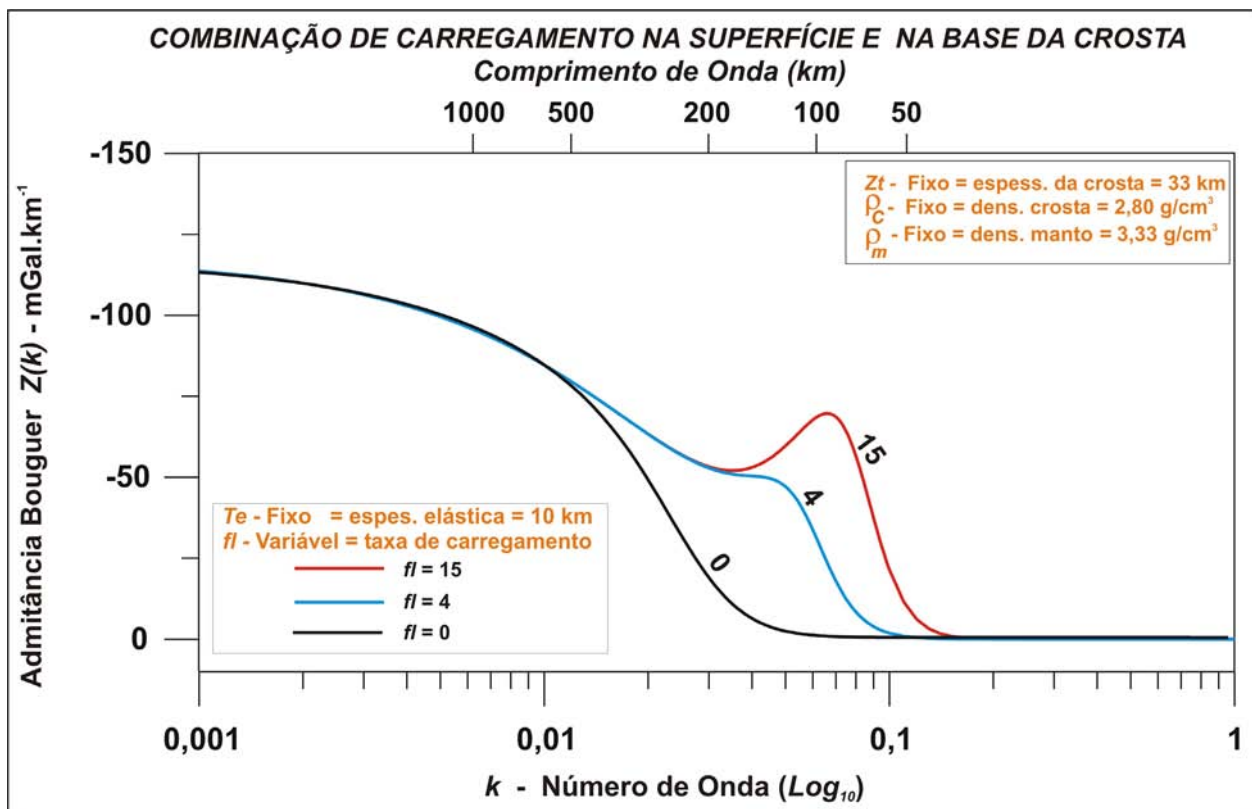


Figura 7.4: Modelos da combinação de carregamentos na superfície e enterrado para apresentar a sensibilidade das curvas teóricas da *admitância* Bouguer em relação às variações da *taxa de carregamento* (f_i) para um valor de T_e fixo. Quando $f_i = 0$, o carregamento ocorre apenas na superfície.

7.3 - Cálculo da *Admitância Gravitacional* para os Dados de Anomalia Bouguer da Província Borborema e Dedução de Modelos Isostáticos

Os dados de anomalia gravimétrica Bouguer e de topografia da Província Borborema foram amostrados por meio dos 21 pares de perfis apresentados nas figuras 7.5 e 7.6. A Figura 7.7 apresenta os perfis sobre os dados de anomalia do geóide, como referência, para o subsídio das discussões e inferências de modelos isostáticos que serão efetuadas ao longo do texto. Desses perfis, 9 estão na direção NE-SW e 12 na direção NW-SE. Eles foram amostrados em intervalos de 10 km e posicionados dentro dos limites da Província Borborema. O objetivo da posição ortogonal dos dois conjuntos de perfis foi efetuar uma amostragem compatível com todas as direções de assinaturas gravimétricas e topográficas da província. Ou seja, um meio de considerar efeitos tridimensionais em um processamento bidimensional, com a ferramenta disponível.

A *admitância gravitacional* Bouguer foi calculada com o emprego das planilhas e das ferramentas de transformadas de Fourier disponíveis no pacote *FFT1D* do *Oasis Montaj v. 5.1.8*, Geosoft®.

O método de estimativa espectral geralmente apresenta um espalhamento considerável. Segundo Watts (2001), vários métodos têm sido propostos para suavizar os dados e reduzir o ruído, geralmente enfocados em técnicas bidimensionais. Nas regiões continentais, por causa da disponibilidade de malhas regionais, os métodos de suavização têm empregado técnicas tridimensionais. Nesta tese, apesar de serem utilizadas malhas de dados regionais, foi usada uma técnica bidimensional, por causa da amostragem por perfil e das limitações das ferramentas de processamento que foram empregadas. O filtro de suavização escolhido foi um *spline* cúbico. A sua escolha foi decidida após vários testes com o emprego de outros tipos de filtros (passa-baixa, polinomial e não linear). A Figura 7.8 apresenta como exemplo o resultado do emprego do filtro de *spline* cúbico no Perfil P5.

Nestes dados também foi empregada a técnica de espectro cruzado da maneira descrita no Capítulo 6, na Equação (6.15). O resultado obtido é uma média para todos os 21 perfis, e está comparado com os modelos teóricos de carregamento nas figuras 7.9, 7.10 e 7.11.

Na Figura 7.9 os resultados experimentais são comparados com modelos de carregamentos enterrados no manto litosférico, para cargas nas profundidades de 40 e

50 km. É importante ressaltar que, no Capítulo 8, são apresentados resultados de modelagens isostáticas em que a profundidade máxima estimada para a espessura da crosta na Província Borborema está em torno de 33 km. Apesar da suavização, os dados experimentais apresentam um grande espalhamento. Porém, ocorre uma concordância razoável com a curva para uma carga enterrada a 40 km de profundidade ($T_e = 10$ km, espessura média da crosta = 30 km). A concordância é boa para o intervalo de número de onda $0,01 > k > 0,1$ ciclos/km ($628 > \lambda > 63$ km), que coincide com a banda diagnóstica da flexura (Figura 6.4, Capítulo 6). Porém, em torno do número de onda 0,1 ciclos/km ($\lambda = 63$ Km) ocorre uma inflexão para baixo. A forma geral da curva dos dados observados sugere um pico em torno de $k = 0,08$ ciclos/km ($\lambda = 78$ km), que é compatível com um modelo de carregamento enterrado.

Na Figura 7.10 os resultados são comparados com modelos teóricos de carregamento ou na superfície ou na base da crosta. Observa-se que, apesar dos dados calculados se posicionarem no campo onde o carregamento é na base da crosta, não ocorre concordância com nenhuma das curvas teóricas. Por outro lado, como já observado no parágrafo anterior, a forma geral da curva é compatível com um carregamento enterrado, porém, com a curva e o pico positivo muito deslocados no sentido de número de ondas menores (comprimento de ondas maiores).

Na Figura 7.11 os resultados são comparados com modelos teóricos de carregamentos combinados na superfície e na base da crosta (Forsyth 1985). Nesse caso foi empregada um *taxa de carregamento* ($f_i = 15$). Ou seja, se supõe que a carga enterrada na base da crosta é 15 vezes maior do que a carga na superfície (a topografia da província). Os modelos foram construídos para crostas com espessuras relativamente pequenas (Z_t com variação entre 15 e 22 km) em relação às espessuras conhecidas e estimadas (Capítulo 8). Os resultados apresentam uma concordância muito boa para a posição do pico para um modelo de uma crosta com espessura de 18 km e $T_e = 10$ km. Porém, a concordância com os flancos da curva não é boa. Com relação à espessura crustal muito pequena, entre outros aspectos que serão discutidas a seguir, se deve levar em conta o fato de que nas extremidades dos perfis próximos da linha de costa, o sinal da anomalia Bouguer recebe forte influência do afinamento da crosta continental.

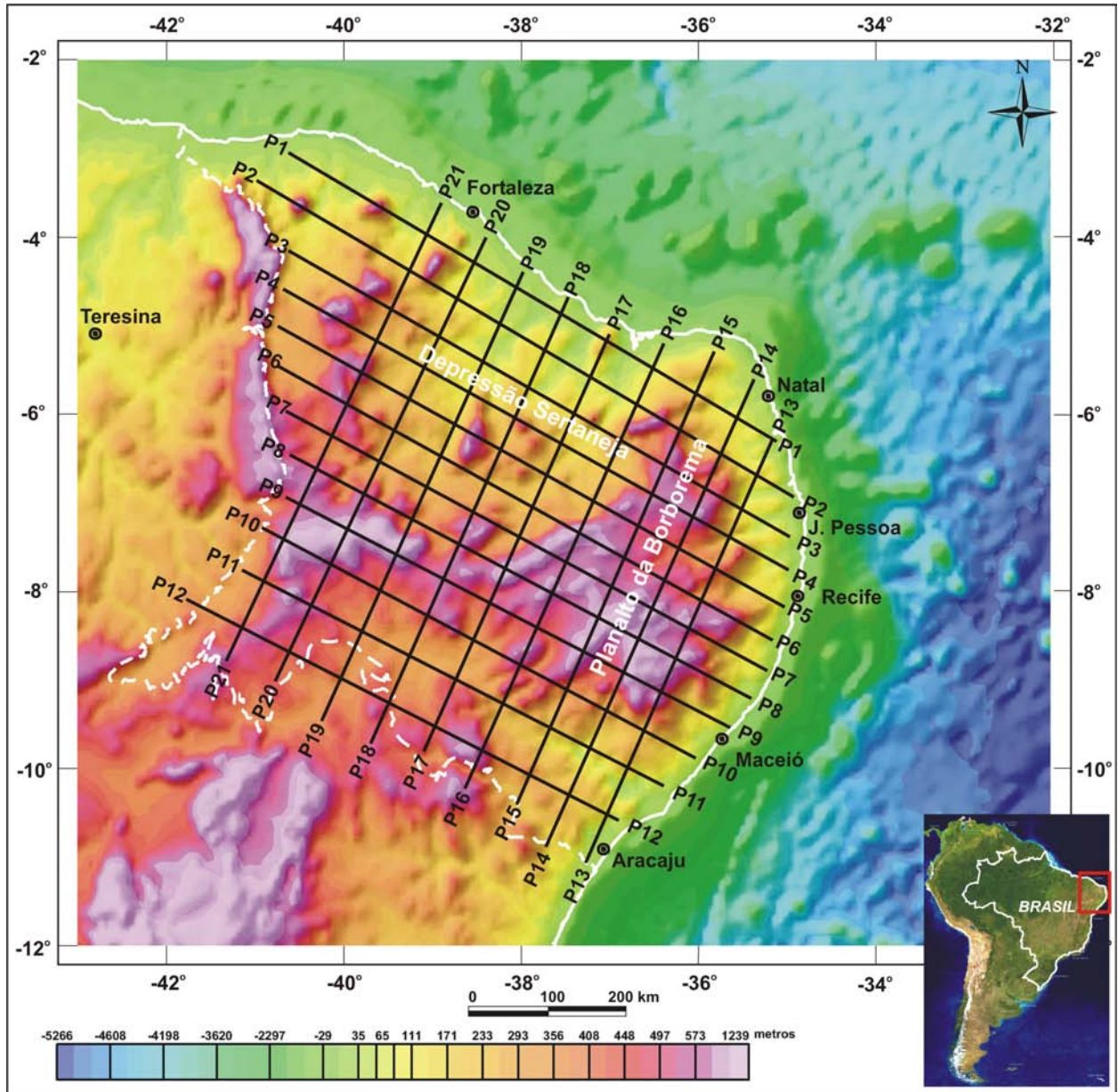


Figura 7.5: Superfície digital da elevação em malha interpolada com dimensão de 10 x 10 km pelo método de mínima curvatura. Imagem sombreada (Inc. = 35°, Dec. = 315°Az). Os traços pretos correspondem aos perfis topográficos empregados nos cálculos da *admitância gravitacional* e da *coerência*. Os dados dos perfis foram amostrados com um espaçamento de 10 km. A linha branca tracejada é o limite da Província Borborema na definição clássica de Almeida *et al.* (1977).

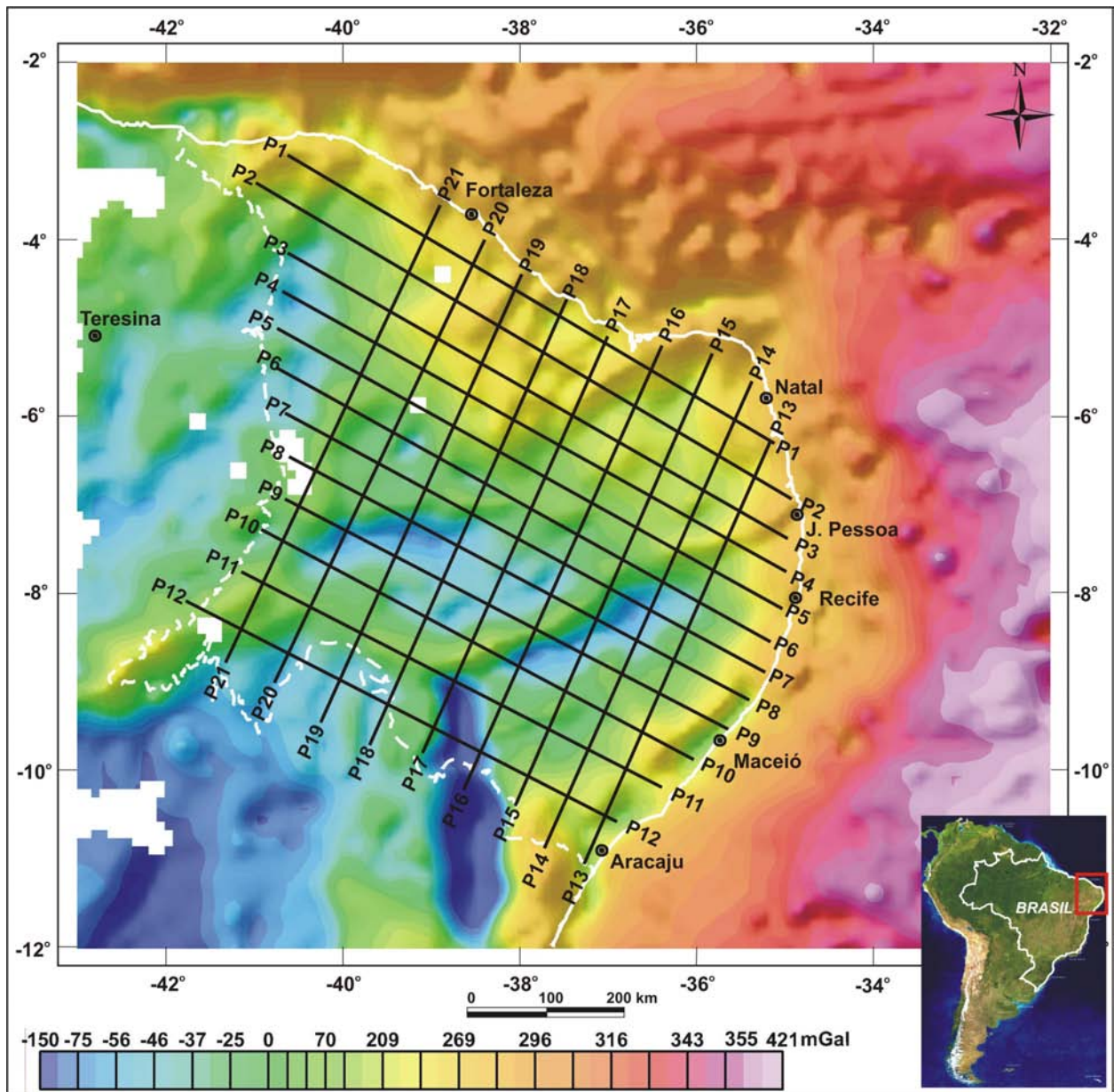


Figura 7.6: Anomalia gravimétrica Bouguer em malha interpolada com dimensão de 10 x 10 km pelo método de mínima curvatura. Imagem sombreada (Inc. = 35°, Dec. = 315°Az). Os traços pretos correspondem aos perfis de anomalia Bouguer empregados nos cálculos da *admitância gravitacional* e da *coerência*. Os dados dos perfis foram amostrados com um espaçamento de 10 km. A linha branca tracejada é o limite da Província Borborema na definição clássica de Almeida *et al.* (1977).

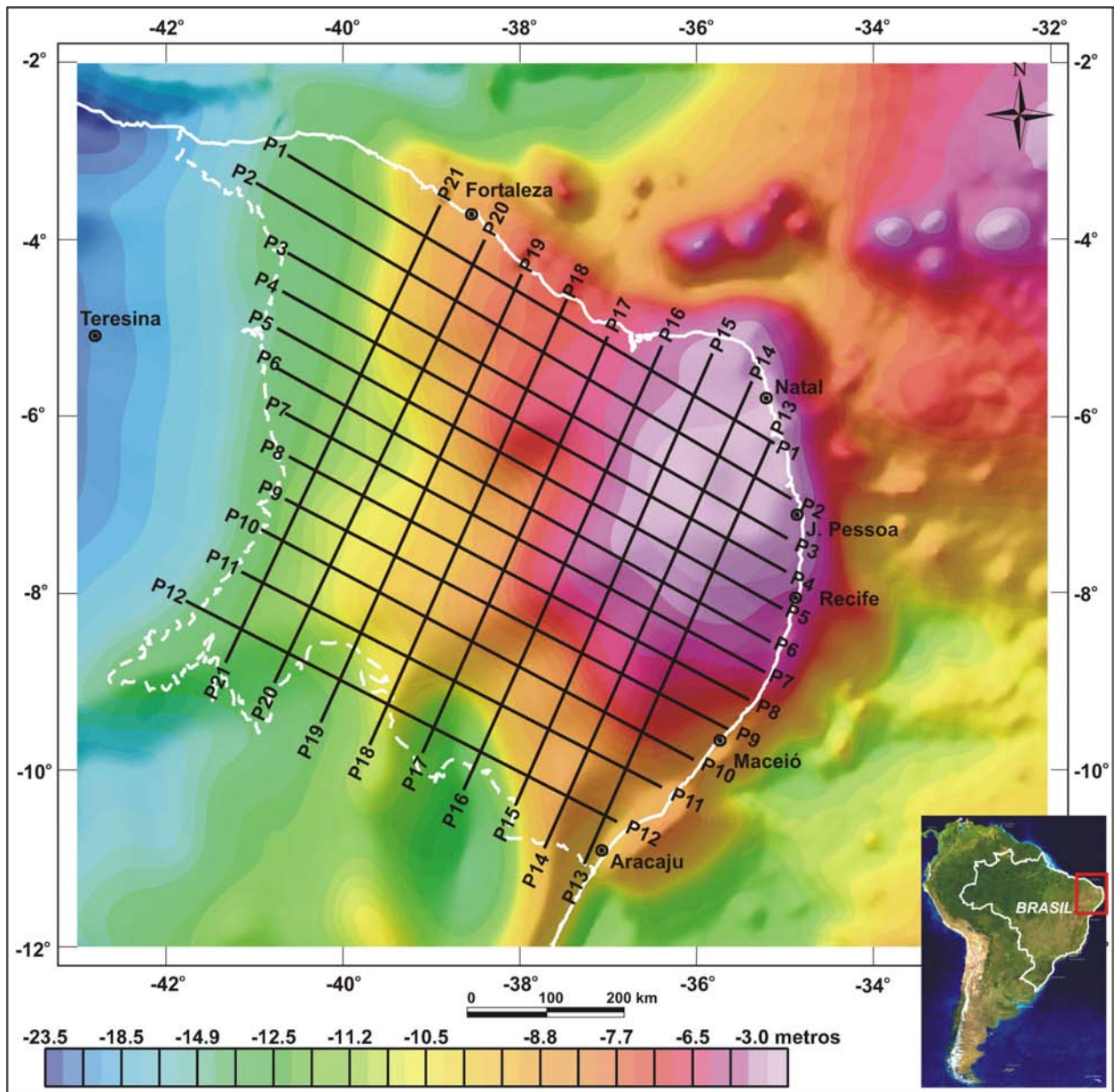


Figura 7.7: Superfície do geóide obtida por Sandwel & Smith (1997) por processamento dos dados dos satélites altimétricos *GEOSAT* e *ERS 1*, em malha com dimensão de 2' de arco. Os traços pretos correspondem aos locais dos perfis de anomalia Bouguer e de topografia empregados nos cálculos da *admitância gravitacional* e da *coerência*. Imagem sombreada (Inc. = 35°, Dec. = 315°Az). A linha branca tracejada é o limite da Província Borborema na definição clássica de Almeida *et al.* (1977).

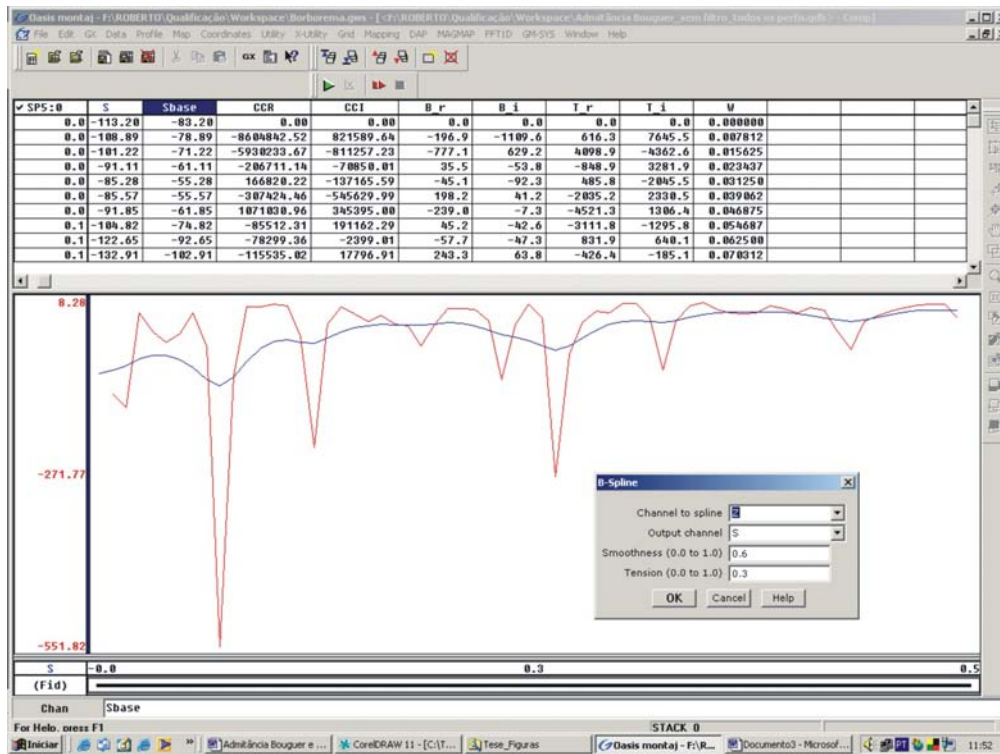


Figura 7.8: Exemplo do filtro tipo *spline* cúbico empregado na suavização dos dados observados da *coerência* (planilha do *Oasis Montaj v. 6.1.2, Geosoft®*). Este exemplo se refere ao Perfil P5. Observe que, embora a suavização introduzida seja grande, as características básicas dos dados calculados da *admitância* Bouguer foram mantidas.

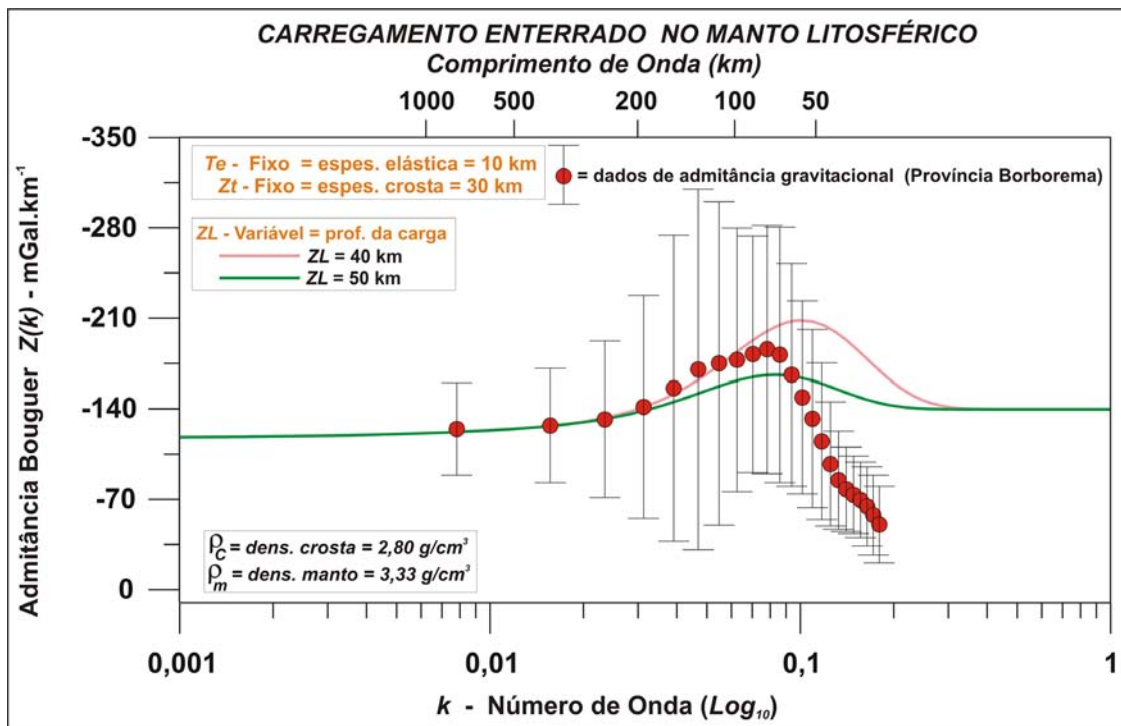


Figura 7.9: Comparação da *admitância gravitacional* Bouguer estimada a partir dos perfis apresentados nas figuras 7.5 e 7.6 com as curvas teóricas para um modelo de carregamento enterrado no manto. A barra de erro corresponde a um desvio padrão.

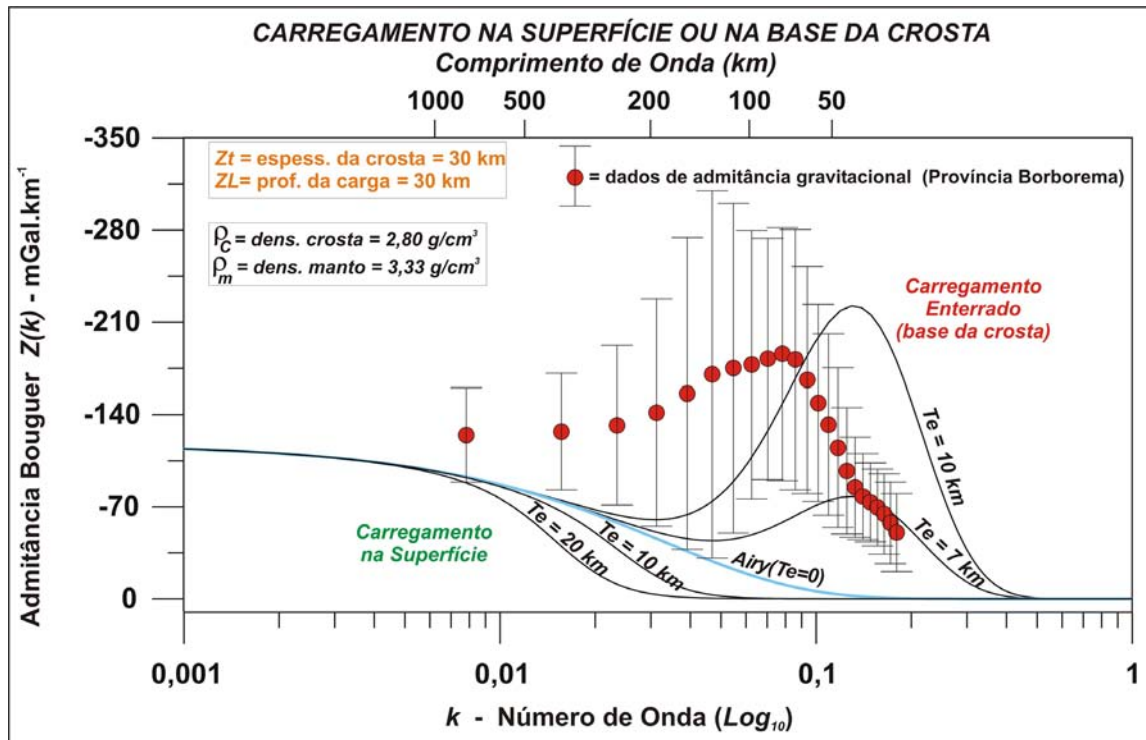


Figura 7.10: Comparação da admitância gravitacional Bouguer estimada a partir dos perfis apresentados nas figuras 7.5 e 7.6 com as curvas teóricas para um modelo de carregamento na superfície ou na base da crosta. A barra de erro corresponde a um desvio padrão.

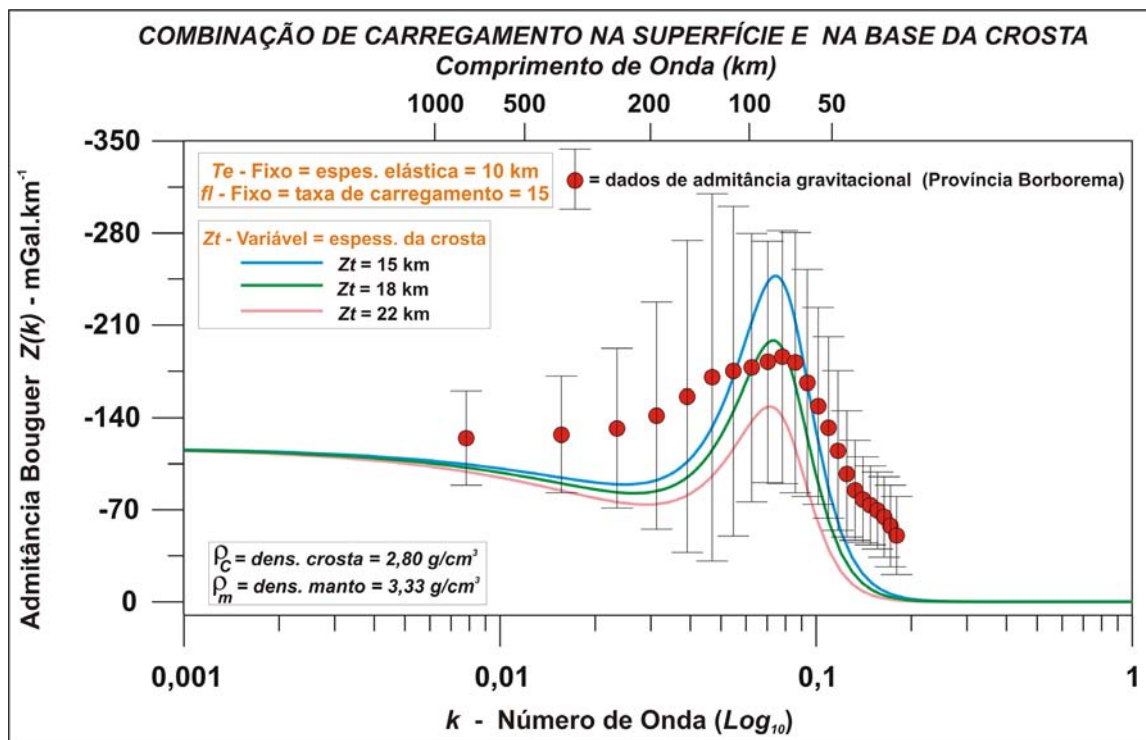


Figura 7.11: Comparação da *admitância gravitacional* Bouguer estimada a partir dos perfis apresentados nas figuras 7.5 e 7.6 com as curvas teóricas para um modelo de carregamento combinado na superfície e na base da crosta, com taxa de carregamento $f_l = 15$. A barra de erro corresponde a um desvio padrão.

A partir do conhecimento combinado dos dados gravimétricos e geológicos da província, os resultados apresentados acima conduziram a algumas reflexões. O primeiro aspecto está relacionado com o fato inegável de que, por toda a província, existem cargas intracrustais positivas (núcleos arqueanos, domínios crustais associados com possíveis suturas, rochas densas intrusivas pré-cambrianas e fanerozóicas) e negativas (batólitos graníticos, faixas de supracrustais e bacias sedimentares interiores), que estão claramente representadas nos mapas gravimétricos (ver capítulos 2 e 5). Nos resultados apresentados, a partir da dimensão da barra de erro, que é relativamente grande, é possível mensurar o quanto essas cargas interferem. Como será visto adiante, quando parte dos perfis que atravessam essas assinaturas que refletem fontes intracrustais são removidos, a barra de erro associada com o cálculo da *admitância* diminui bastante. É possível também perceber que as fontes intracrustais que mais contaminam os resultados são, sobretudo, as fontes negativas associadas com as bacias sedimentares interiores, que possuem intensidades e comprimentos de ondas relativamente grandes (até 60 mGal de amplitude, no caso da Bacia de Tucano, e 30 a 40 mGal nas bacias do Araripe e do Jatobá), além de possuírem uma dependência clara entre a anomalia gravimétrica e a topografia. Ao analisar o mapa de anomalia Bouguer da Figura 7.6 se percebe que esse aspecto é mais severo na região localizada ao sul do paralelo 7°S.

Entretanto, apesar do efeito na *admitância* das fontes intracrustais, os resultados apresentados na Figura 7.11 sugerem um modelo isostático que combina muito bem com um modelo geológico de *underplating* magmático da crosta. Nesse caso, um modelo que em parte se ajusta com uma *taxa de carregamento* grande ($f_t = 15$), e uma transição muito rasa da densidade da crosta normal para uma densidade próxima daquela do manto (no modelo, Z_t = espessura da crosta = 18 km). Segundo Watts (2001), um *underplating* magmático na base da crosta é um carregamento que provoca deformação e soerguimento topográfico (Figura 7.12). Os seus cálculos para a região do Hatton Bank no Atlântico Norte, indicaram que um *underplating* de 15 km pode ter produzido um soerguimento de 2,4 km. Além disso, Garry Karner, em uma comunicação verbal, informou que, como regra, cada 1 km de soerguimento corresponde a 10 km de *underplating*. Então, como a província tem regiões soerguidas que atingem cerca de 1,0 km de altitude (Planalto da Borborema, Capítulo 2), se esse soerguimento estiver associado com algum *underplating*, a relação entre as cargas já seria próxima de 10. Também, no caso de um *underplating* magmático da crosta,

ocorreria um aumento de densidade na crosta inferior. Nesse caso, o resultado apresentado na Figura 7.11, para uma crosta com espessura de 18 km, seria explicado pela existência de uma fonte cujo efeito gravimétrico da compensação é relativamente mais raso do que a *Moho*, que está localizada aproximadamente a 30 km de profundidade. Essa hipótese tem apoio nos resultados obtidos por França *et al.* (2006) e Novo Barbosa (2008), para o estudo da crosta com uso da função do receptor na região do Planalto da Borborema, que sugerem uma segunda descontinuidade de velocidade sísmica intracrustal, com razões V_p/V_s altas. Segundo Musacchio *et al.* (1997), V_p/V_s altas são indícios de crosta com composição básica. Esses dados reforçam um modelo de crosta inferior com densidade superior a normal, ou seja, uma camada densa na base da crosta que poderia ser um *underplating* magmático. Segundo Furlong & Fountain (1986), resultados de modelagens indicam que material crustal derivado do manto pode adicionar mais do que 10 km da espessura de uma crosta, e que, dependendo da composição do material que foi *underplated* e da estrutura termal, as velocidades sísmicas variam em um intervalo intermediário entre as velocidades apropriadas da crosta para a velocidade do manto (7,0 -7,8 km/s). Ainda, resultados de modelagens gravimétricas 3D publicados por Singh *et al.* (2004) delinearam uma camada densa ($3,02 \text{ g/cm}^3$) com espessura de 10 a 15 km acrescida na base da crosta dos Rajmahal *Traps* na Índia.

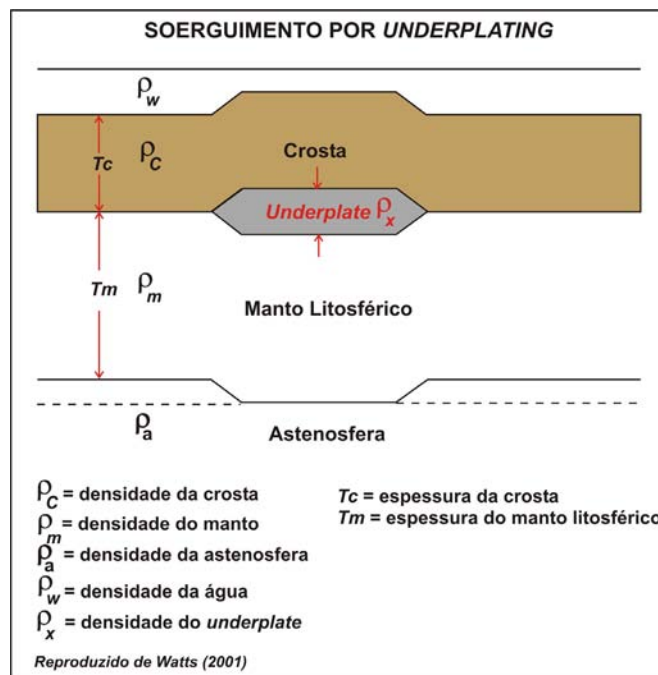


Figura 7.12: Modelo simples de *underplating* magmático em crosta com densidade uniforme.

Os resultados apresentados e discutidos até agora se referem à Província Borborema como um todo. Porém, esta província, cujo arcabouço estrutural interno foi consolidado na Orogênese Brasileira, também foi fortemente reativada no Mesozóico pelo rifteamento e separação continental, e no Cenozóico por vulcanismo e epirogênese (Capítulo 2). O conceito de isostasia permite inferir que os eventos tectônicos mais recentes, tais como soerguimento e vulcanismo (associado ou não com anomalias térmicas no manto) são as principais causas ou, alternativamente, reflexos de desequilíbrio do sistema litosfera-manto astenosférico ou crosta-manto litosférico. O norte da Província Borborema é a região que foi mais afetada por eventos tectônicos e magmáticos recentes (Sial 1976a e 1976b, Almeida *et al.* 1988, Jardim de Sá *et al.* 1999a, Jardim de Sá 2001, Mizusaki *et al.* 2002, Souza 2003, Souza *et al.* 2004, Silveira 2006). Também é nessa região que o fluxo térmico (Carneiro *et al.* 1989, Cardoso & Hamza 2006) e a atividade sísmica (Ferreira *et al.* 1998, Bezerra & Vita-Finzi 2000) são mais intensos. Além disso, na região nordeste da província ocorre uma anomalia positiva de geóide significativa (Figura 7.7). O geóide é uma *superfície equipotencial* que coincide com o nível médio dos mares e as anomalias nessa superfície são produzidas por variações de densidade no interior da Terra (Vanícek & Christou 1993). Ussami *et al.* (1999) interpretaram que os resultados da modelagem dos dados da anomalia do geóide na Província Borborema (com 10 metros de amplitude) sugerem a existência ainda de uma anomalia térmica presente na parte norte da província. Essa informação não é incompatível com o resultado apresentado na Figura 7.10, que sugere um modelo com carga enterrada no manto litosférico na profundidade de 40 km. Também, Jardim de Sá (2001), com base em dados estruturais que indicaram a ação de uma tectônica distensional de grande amplitude, propôs na região nordeste da Província Borborema a atuação de um domeamento térmico intraplaca, associado com o vulcanismo do Cenozóico. Entretanto, Silveira (2007) ponderou que um fluxo alto de calor não é necessário para explicar esse vulcanismo e que ele pode ser explicado por processos metassomáticos da litosfera inferior, seguidos por fusões ativadas por uma tectônica extensional. Desse modo, é possível especular que a crosta na região do Planalto da Borborema foi deformada por um evento de soerguimento, porém sem uma grande ativação térmica do manto. Porém, se não houve ativação térmica, ainda resta compreender qual é a fonte da anomalia do geóide. Tema que será aprofundado no Capítulo 9.

Visto que um modelo de *undeplating* parece plausível para explicar o modelo isostático inferido por meio do cálculo da função admitância, é necessário, neste estágio da discussão, fazer um parêntesis para empreender algumas considerações sobre as implicações dessa possibilidade.

Sabe-se que alguns eventos magmáticos continentais associados com um possível *underplating* magmático apresentam volume significativo de rochas magmáticas na superfície, como por exemplo: i) o campo vulcânico de Eifel na Alemanha (Sachs & Hansteen 2000), onde também existe indício geofísico de uma pluma no manto (Ritter 2007); ii) as grandes províncias magmáticas (*Large Igneous Province - LIP*) precursoras das margens continentais passivas, como são os casos do delta do Mahanadi (Behera *et al.* 2004) e do Rajmahal *Traps* (Singh *et al.* 2004), ambos na Índia; e iii) no Brasil, na Bacia do Paraná, onde pesquisadores (com base no emprego de dados geofísicos) sugeriram modelos de crosta em que o volumoso magmatismo basáltico foi acompanhado por *underplating* crustal (Molina *et al.* 1988, Vidotti *et al.* 1998, An 2004). Por outro lado, o vulcanismo cenozóico da área continental do norte da Província Borborema apresenta um pequeno volume de rochas na superfície. No entanto, na região oceânica esse vulcanismo parece ser muito volumoso. Isso pode ser verificado pela grande quantidade de montes submarinos associados com anomalias ar-livre ao longo da Margem Equatorial, como por exemplo, a Cadeia de Fernando de Noronha (Figura 6.41, ver também a modelagem gravimétrica do Perfil P2 na Bacia Potiguar, Capítulo 6, Item 6.7.6, Figura 6.39). Além disso, como já discutido no Capítulo 6 (Item 6.8.2, Figura 6.41), existe um importante alinhamento de montes submarinos de origem vulcânica de direção NW-SE, que se alonga desde a Zona de Fratura Ascensão na Margem Leste, atravessa a crosta continental na região do Alto de Touros e vai além da Zona de Fratura Romanche na Margem Equatorial. Aparentemente, esse alinhamento também é parte do Vulcanismo Cenozóico. Assim, quando a região oceânica próxima da margem continental é considerada, o volume do vulcanismo estimado não parece ser pequeno. Essas hipóteses levam a inferir que o modelo de *underplating* pode explicar o baixo volume de rochas magmáticas identificadas na superfície continental, ou seja, um grande volume teria ficado aprisionado na base da crosta continental. Além disso, pode explicar, também, a epirogênese do Planalto da Borborema por um processo de carregamento na base da crosta (Oliveira & Medeiros 2007).

7.3.1 - Cálculo da *Admitância Gravitacional* Apenas para os Dados de Anomalia Bouguer da Região Norte da Província Borborema

Como já mencionado acima, a contaminação dos dados por fontes intracrustais positivas e negativas, sobretudo por aquelas associadas com bacias sedimentares interiores, é mais severo ao sul do paralelo 7°S. Esse fato, associado com as razões apresentadas acima em relação aos eventos tectônicos recentes da região norte da província, conduziram este trabalho para uma avaliação dos perfis que cruzam apenas esta região norte. Por conseguinte, a admitância gravitacional Bouguer foi também calculada usando apenas os perfis P3, P4 e P5, que cruzam o ápice da anomalia do geóide, a região centro-norte do Planalto da Borborema, a faixa centro-sul do Alinhamento Macau-Queimadas e a região mediana do *Trend* Cariri-Potiguar (figuras 7.13, 7.14 e 7.15). Os perfis P1 e P2 não foram considerados porque os resultados são prejudicados pelo efeito do afinamento crustal na anomalia Bouguer ao longo de todo o perfil, por causa da proximidade e do paralelismo com a Margem Equatorial.

Na Figura 7.16 os resultados referentes apenas aos perfis P3, P4 e P5 são comparados com modelos teóricos de carregamento ou na superfície ou na base da crosta. Como já comentado, observa-se que agora as barras de erro diminuíram significativamente em relação ao cálculo para todos os perfis. Também observa-se que os dados experimentais para comprimentos de onda (λ) maiores que 200 km se ajustam a um modelo Airy; porém com um pequeno deslocamento para cima. Para comprimentos de ondas menores, os dados formam um pico bem definido no número de onda $k = 0,07$ ciclos/km ($\lambda = 90$ km). A curva de dados tem amplitude semelhante ao de um modelo com carga na base da crosta com $Te = 7$ km, porém, com um deslocamento no sentido de números de onda menores (comprimentos de onda maiores).

Na Figura 7.17 os dados experimentais são comparados também com modelos teóricos de carregamento ou na superfície ou na base da crosta. Nesse caso, a espessura da crosta é 20 km, que é um valor inferior ao da espessura média aproximada para a crosta da província (30 km). Observa-se que o ajuste com o modelo Airy, para $\lambda > 200$ km, é muito bom. Os dados acompanham o flanco inferior da curva de $Te = 7$ km. Esse fato, como já discutido acima, pode sugerir uma superfície de compensação que ocorre mais rasa na crosta, ou uma transição de densidade mais

larga entre a crosta mais leve e o manto mais denso. Ou seja, a crosta inferior pode ter uma densidade maior do que a densidade normal esperada (em torno de $2,90 \text{ g/cm}^3$).

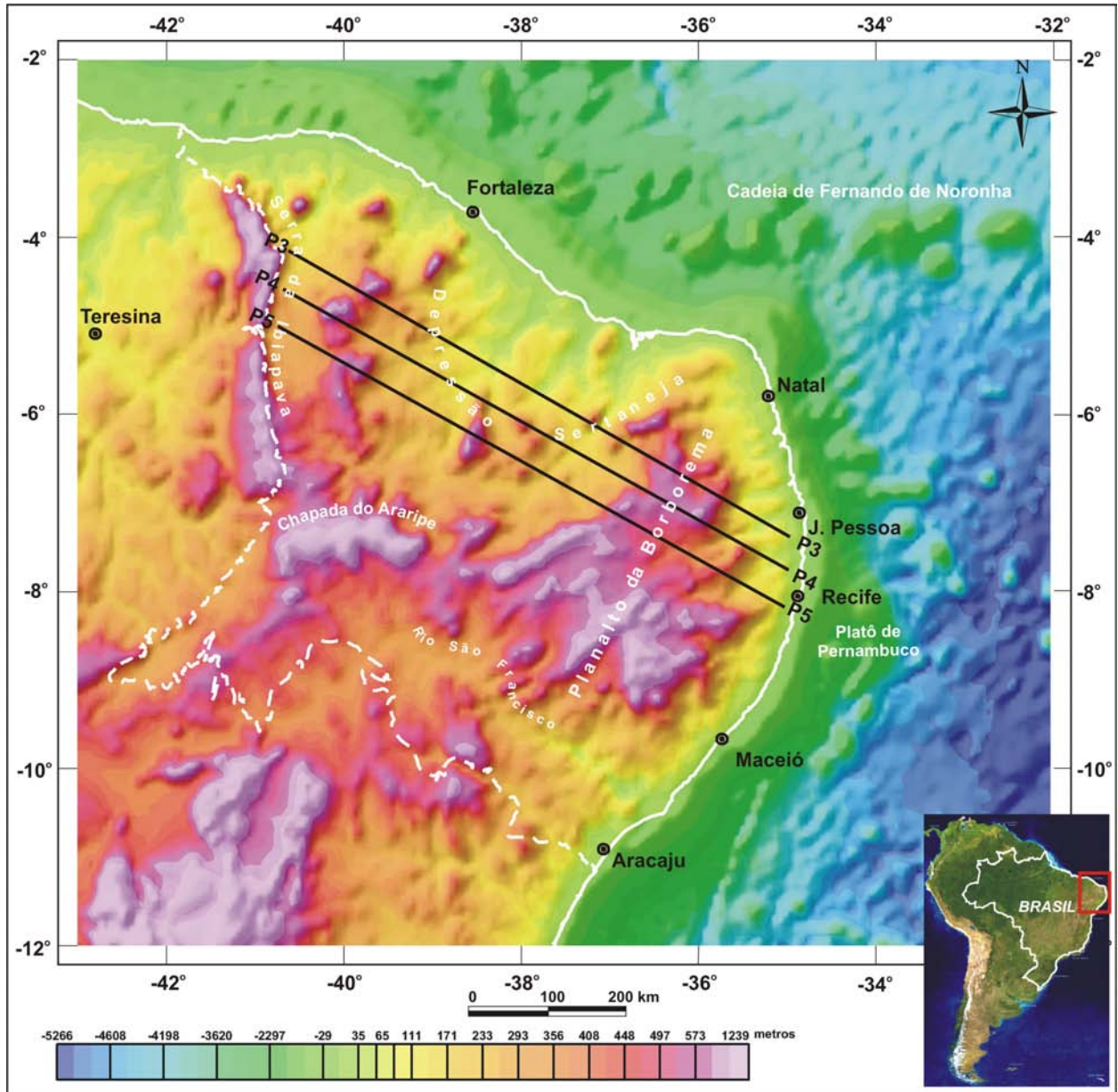


Figura 7.13: Superfície digital da elevação em malha interpolada com dimensão de $5 \times 5 \text{ km}$ pelo método de mínima curvatura. Imagem sombreada (Inc. = 35° , Dec. = 315°Az). Os traços pretos correspondem aos perfis P3, P4 e P5 de topografia empregados nos cálculos da *admitância gravitacional* e da *coerência*. Os perfis foram amostrados com um espaçamento de 10 km . Estão indicados o Planalto da Borborema e o *Trend Cariri Potiguar*. A linha branca tracejada é o limite da Província Borborema na definição clássica de Almeida *et al.* (1977).

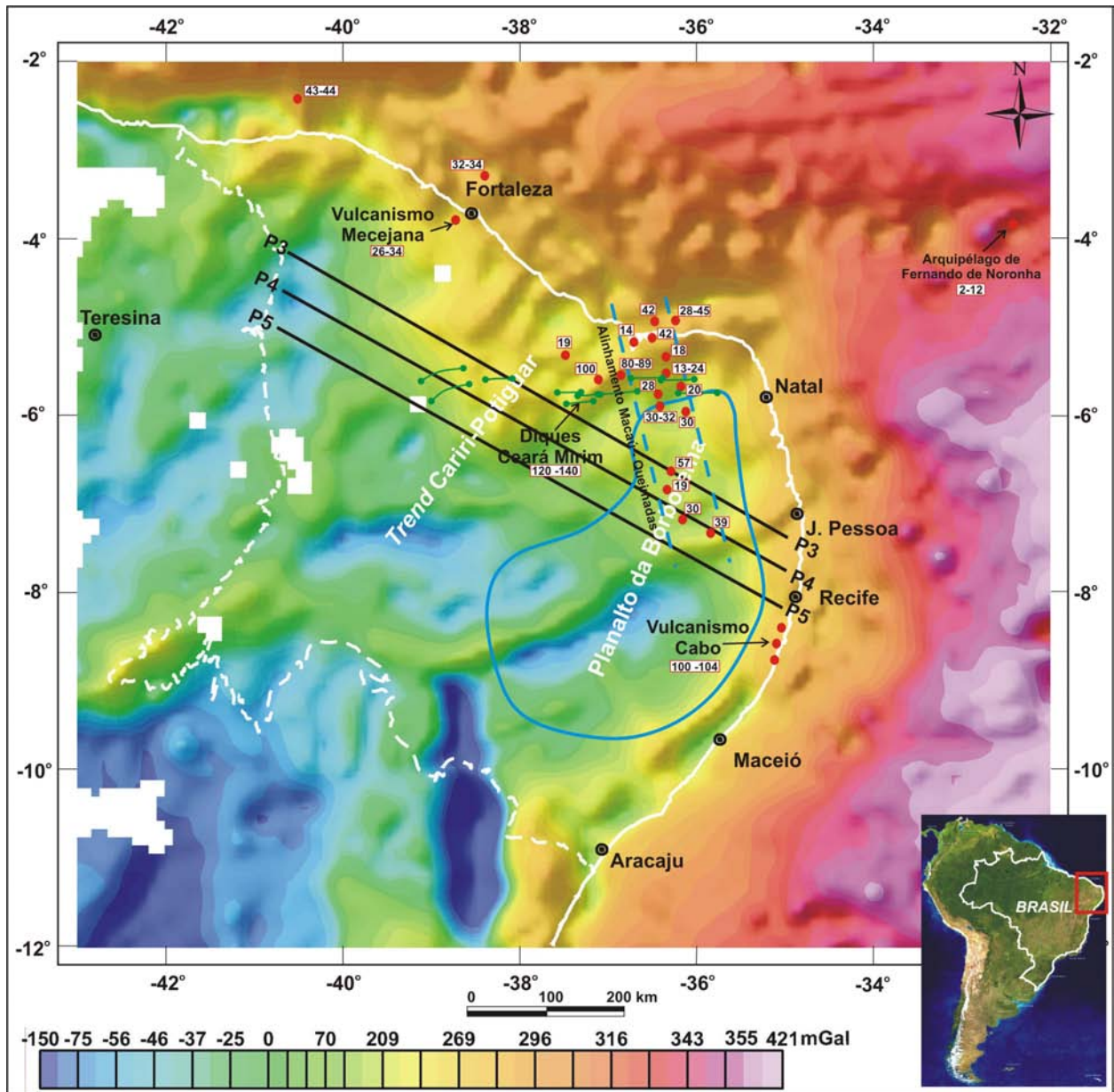


Figura 7.14: Anomalia gravimétrica Bouguer em malha interpolada com dimensão de 10 x 10 km pelo método de mínima curvatura. Imagem sombreada (Inc. = 35°, Dec. = 315°Az). Os traços pretos correspondem aos perfis P3, P4 e P5 de anomalia Bouguer empregados nos cálculos da *admitância gravitacional* e da *coerência*. Os perfis foram amostrados com um espaçamento de 10 km. Estão indicados os limites do Planalto da Borborema (linha azul), as ocorrências de vulcanismo continental (pontos vermelhos, com as respectivas datações), os diques Ceará Mirim e o *Trend Cariri Potiguar*. A linha branca tracejada é o limite da Província Borborema na definição clássica de Almeida *et al.* (1977).

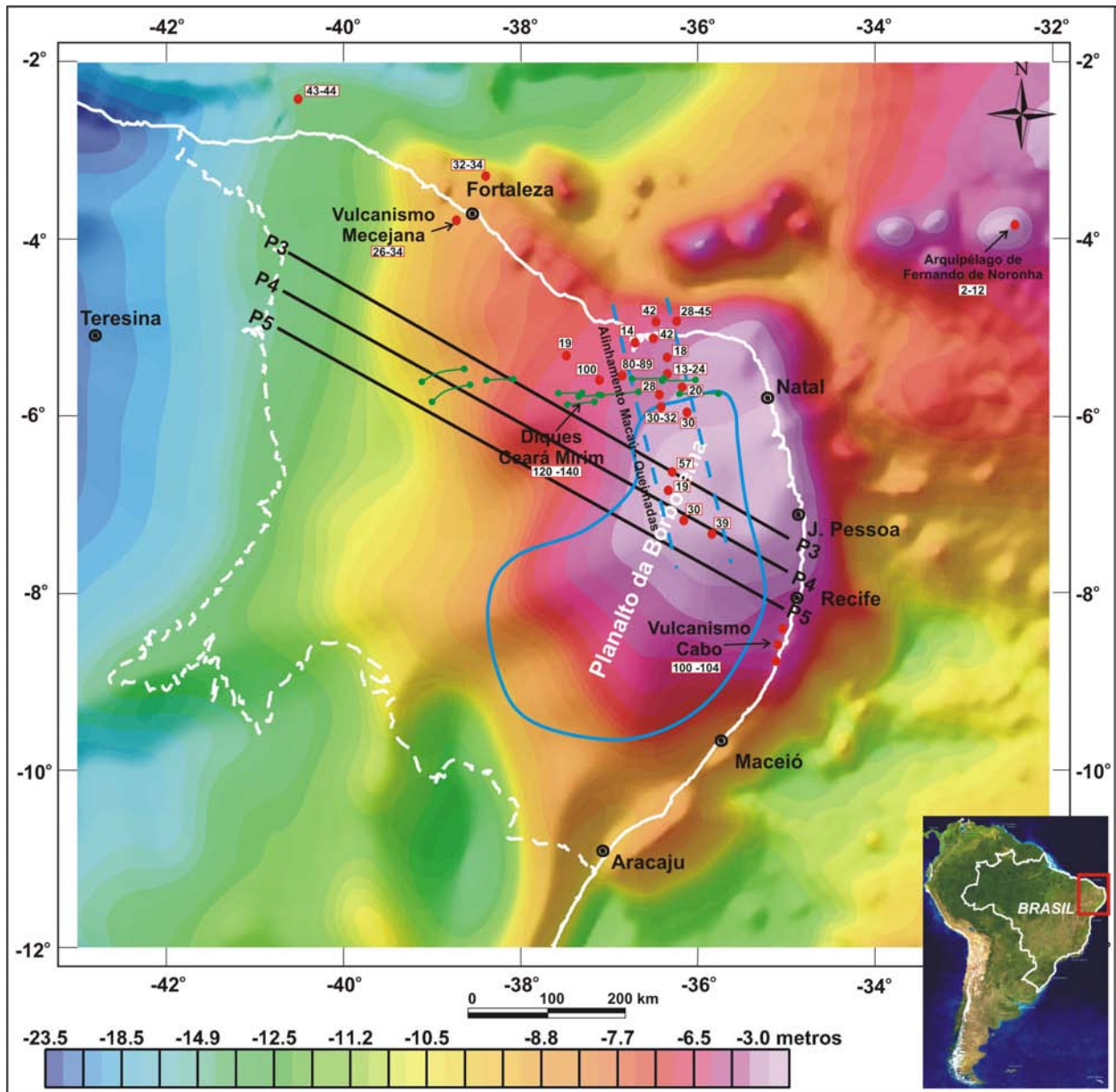


Figura 7.15: Superfície do geóide obtida por Sandwel & Smith (1997) por processamento dos dados dos satélites altimétricos *GEOSAT* e *ERS 1*, em malha com dimensão de 2' de arco. Os traços pretos correspondem aos perfis P3, P4 e P5 de anomalia Bouguer e topográficos empregados nos cálculos da *admitância gravitacional* e da *coerência*. Imagem sombreada (Inc. = 35°, Dec. = 315°Az). Estão indicados os limites do Planalto da Borborema (linha azul), as ocorrências de vulcanismo (pontos vermelhos, com as respectivas datações), os diques Ceará Mirim e o *Trend Cariri Potiguar*. A linha branca tracejada é o limite da Província Borborema na definição clássica de Almeida *et al.* (1977).

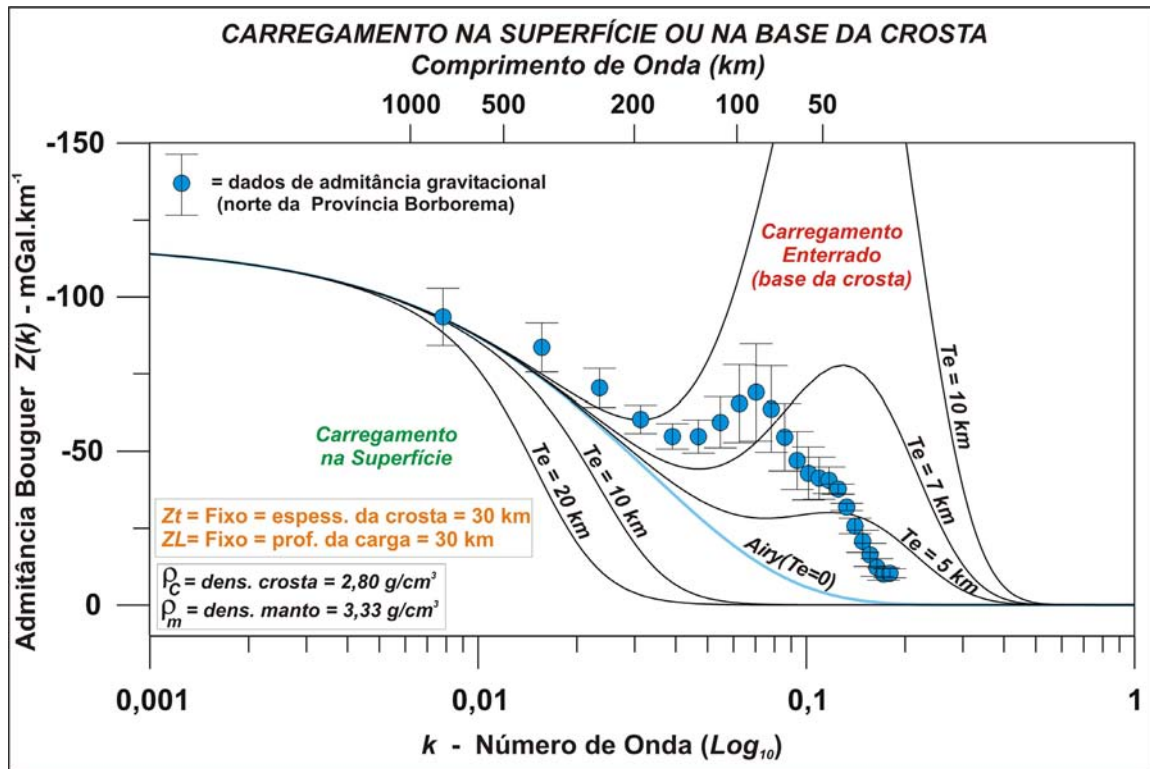


Figura 7.16: Comparação da *admitância gravitacional* Bouguer estimada a partir dos perfis P3, P4 e P5 (figuras 7.9 e 7.10) com as curvas teóricas para um modelo de carregamento na superfície ou na base da crosta. A barra de erro corresponde a um desvio padrão.

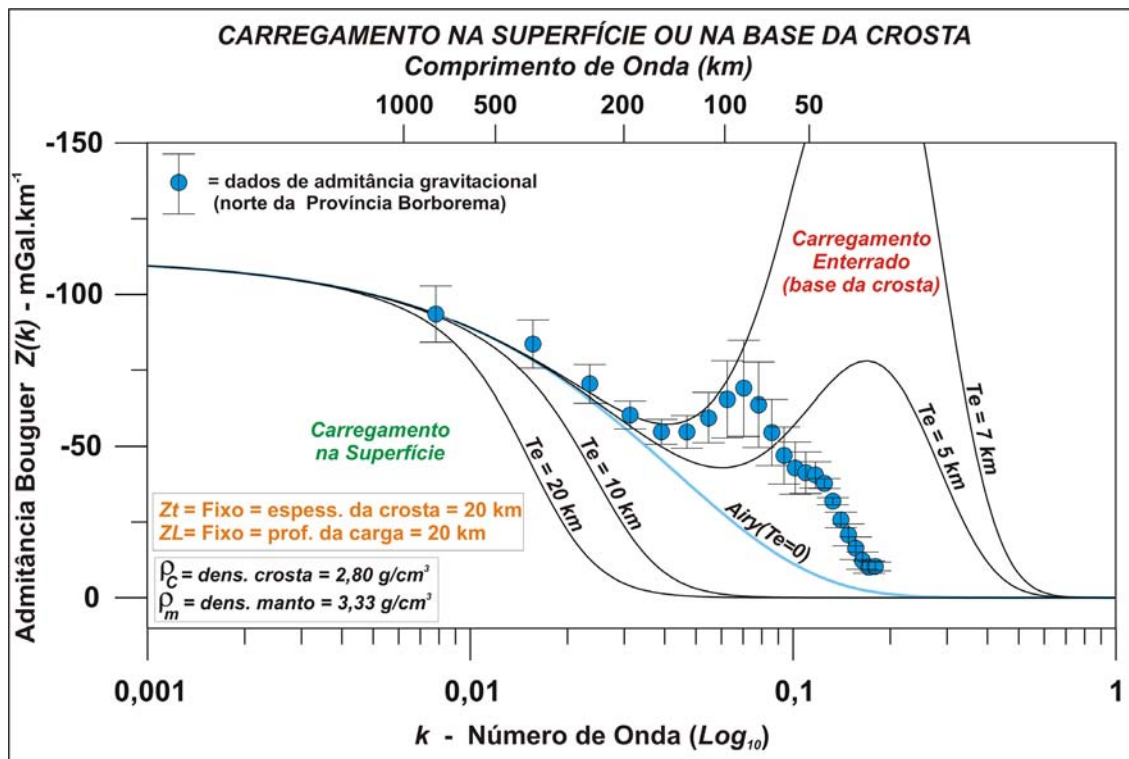


Figura 7.17: Comparação da *admitância gravitacional* Bouguer estimada a partir dos perfis P3, P4 e P5 (figuras 7.9 e 7.10) com as curvas teóricas para um modelo de carregamento na superfície ou na base da crosta. Neste caso, o modelo teórico foi calculado para uma crosta com 20 km de espessura. A barra de erro corresponde a um desvio padrão.

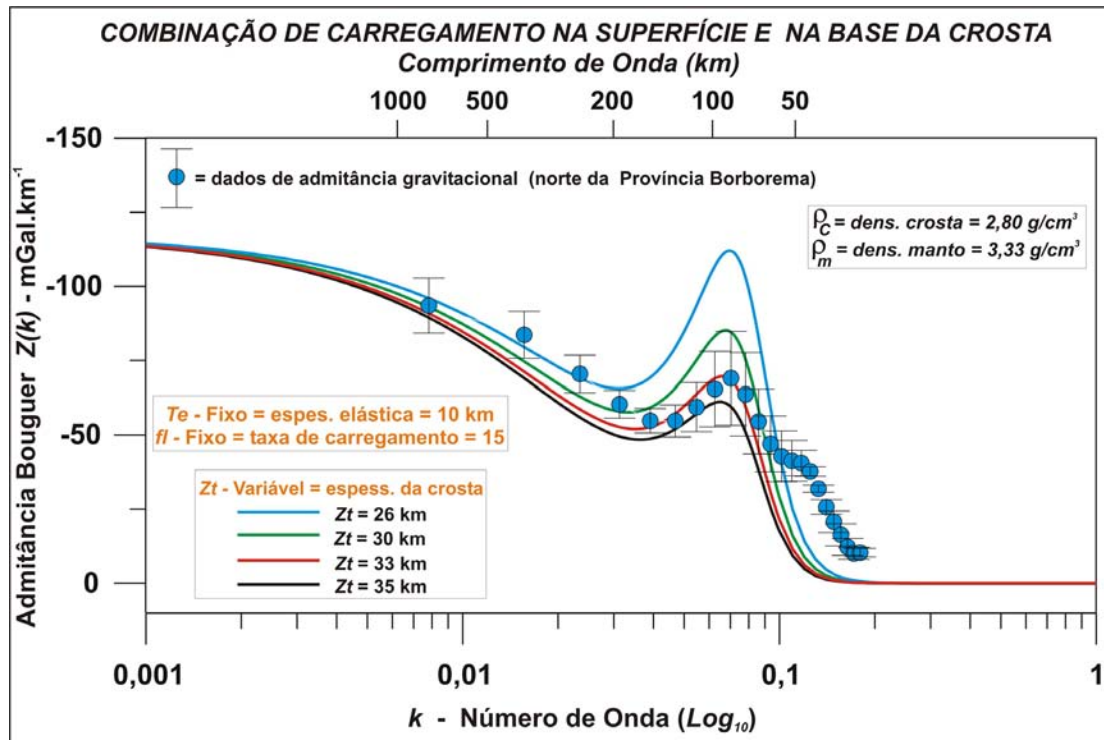


Figura 7.18: Comparação da *admitância gravitacional* Bouguer estimada a partir dos perfis P3, P4 e P5 (figuras 7.9 e 7.10) com as curvas teóricas para um modelo de carregamento combinado na superfície e na base da crosta, com taxa de carregamento $f_l = 15$. Observa-se que ocorre uma boa concordância com a curva teórica para uma crosta com espessura de 33 km em uma litosfera com espessura elástica de 10 km. A barra de erro corresponde a um desvio padrão.

Na Figura 7.18 os mesmos resultados são comparados com modelos teóricos de carregamento combinado na superfície e na base da crosta (Forsyth 1985). Nesse caso foi empregada uma *taxa de carregamento* alta ($f_l = 15$). Ou seja, se supõe que a carga enterrada na base da crosta é 15 vezes maior do que a carga na superfície (a topografia). Os modelos foram construídos para crostas com espessuras (Z_t) de 26, 30, 33 e 35 km. Os resultados apresentam uma concordância muito boa entre os dados observados, para a posição do pico e dos flancos, em relação a um modelo de crosta com espessura de 33 km e $T_e = 10$ km. Para testar a possibilidade de que a densidade média escolhida para a crosta não era adequada (2,80 g/cm³) foi construído também um modelo com crosta de densidade igual a 2,67 g/cm³. A comparação na Figura 7.19 demonstra que a variação na densidade não implica em mudanças significativas no resultado obtido com a densidade inicialmente escolhida. Ainda, para testar a possibilidade de que a T_e poderia ter um valor diferente do que aquele escolhido ($T_e = 10$ km) foi construído um modelo com $T_e = 20$ km. A comparação na Figura 7.20 demonstra que o modelo ($T_e = 20$ km) é incompatível com os dados observados.

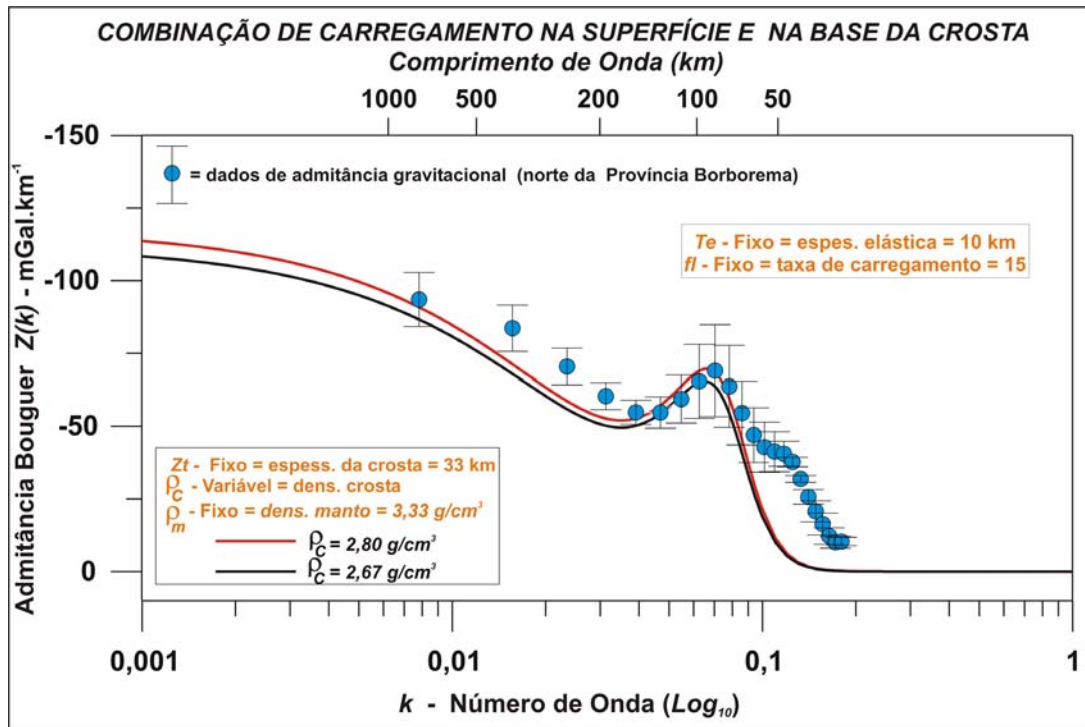


Figura 7.19: Comparação da *admitância gravitacional* Bouguer estimada a partir dos perfis P3, P4 e P5 (figuras 7.9 e 7.10) com as curvas teóricas para um modelo de carregamento combinado na superfície e na base da crosta, com taxa de carregamento $fl = 15$. Observa-se que a mudança de densidade média da crosta de $2,80 \text{ g/cm}^3$ para $2,67 \text{ g/cm}^3$ não altera o resultado da Figura 7.18. A barra de erro corresponde a um desvio padrão.

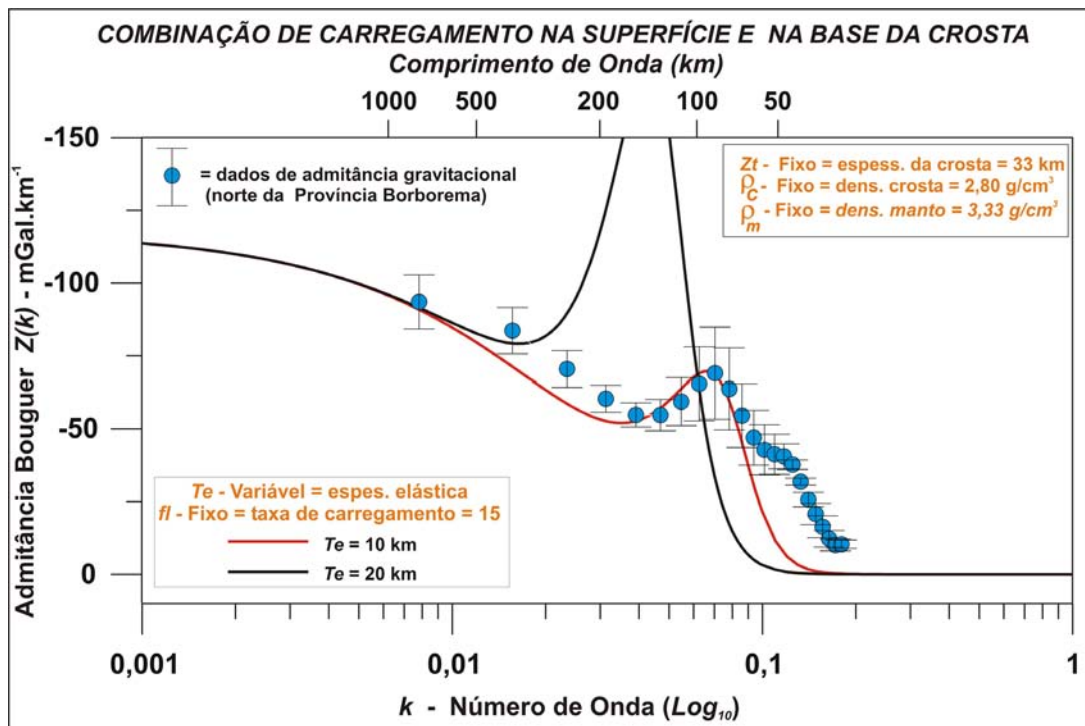


Figura 7.20: Comparação da *admitância gravitacional* Bouguer estimada a partir dos perfis 3, 4 e 5 (figuras 7.9 e 7.10) com as curvas teóricas para um modelo de carregamento combinado na superfície e na base da crosta, com taxa de carregamento $fl = 15$. Observa-se que uma $T_e = 20 \text{ km}$ não é compatível com os dados. A barra de erro corresponde a um desvio padrão.

Finamente, para testar a possibilidade de que a *taxa de carregamento* ($f_i = 15$) poderia ser menor, foi também construído um modelo com $f_i = 4$. A comparação na Figura 7.21 demonstra que o modelo com um *taxa de carregamento* muito menor ($f_i = 4$) não é compatível com os dados observados.

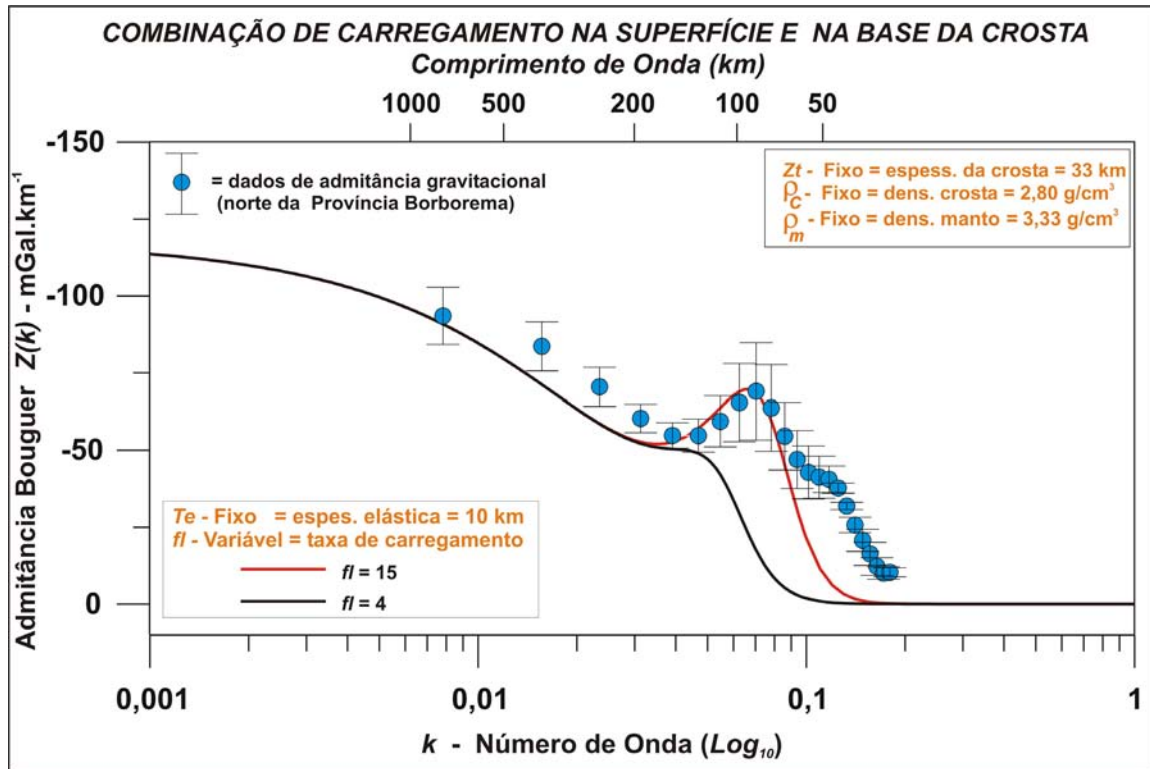


Figura 7.21: Comparação da *admitância gravitacional* estimada a partir dos perfis P3, P4 e P5 (figuras 7.9 e 7.10) com as curvas teóricas para um modelo de carregamento combinado na superfície e na base da crosta, com variação da *taxa de carregamento*. Observa-se que $f_i = 4$ não é compatível com os dados. Ou seja, a sensibilidade em relação à *taxa de carregamento* é muito alta. A barra de erro corresponde a um desvio padrão.

7.3.2 - Resumo dos Resultados do Cálculo da *Admitância Bouguer*

Os resultados do cálculo da *admitância gravitacional* Bouguer descritos até agora e a sua comparação com modelos isostáticos teóricos permitem discernir os seguintes fatos:

I) a Província Borborema com um todo é compatível com um modelo isostático em que ocorre carregamento combinado na superfície e na base da crosta, e a razão entre esses carregamentos é 15, ou seja, o carregamento na base é 15 vezes maior do que o carregamento na superfície. Esse modelo é adequado para uma litosfera com $T_e = 10$ km;

II) alternativamente, os dados observados, para a província como um todo, podem ser explicados por um carregamento enterrado no manto litosférico na profundidade de 40 km;

III) para a província como um todo, os dados experimentais mostram uma tendência a se ajustar a um modelo de crosta com uma superfície de compensação isostática mais rasa do que a *Moho*, ou uma transição de densidade larga entre a crosta mais leve e o manto mais denso; e

IV) o ajuste dos dados experimentais com um modelo de carregamento combinado na superfície e na base da crosta com $f_l = 15$ e $T_e = 10$ km é muito mais adequado quando apenas os dados da parte norte da província são considerados.

Os resultados experimentais apresentados acima, em conjunto com os dados geológicos, topográficos e estudos sismológicos permitem inferir hipoteticamente a seguinte seqüência de eventos geológicos/tectônicos para a evolução da região norte da província no Cenozóico:

I) uma ativação no manto litosférico (não necessariamente térmica) funcionou como fonte para o Vulcanismo Cenozóico;

II) na área oceânica o magmatismo penetrou e chegou na superfície da crosta em volumes expressivos. Na área continental grande parte do magma gerado ficou aprisionada na base e na crosta inferior, formando um *underplating* magmático; e

III) o contraste negativo de densidade entre as rochas magmáticas presas na base da crosta e o manto circundante produziu um empuxo que deformou a crosta e soergueu o Planalto da Borborema. Os registros topográficos e gravimétricos indicam que para uma litosfera com T_e de 10 km, a razão entre os carregamentos na superfície (topografia gerada) e na base da crosta (*underplating* magmático), é 15 vezes maior para a carga da base da crosta.

7.4 - *Função Coerência e Estimativas da Espessura Elástica Efetiva (T_e) da Província Borborema*

Como foi visto nos resultados acima, a *admitância*, apesar da validade em prever modelos isostáticos, é muito sensível à *taxa de carregamento* (f_j). Esse fato prejudica as estimativas de T_e , por causa da tendência da *admitância* se tornar muito negativa em comprimentos de onda, onde a resistência da litosfera é suficiente para reduzir a amplitude da deformação, em resposta a uma carga enterrada (Watts 2001). Ou seja, a *admitância* apresenta uma grande instabilidade no campo do carregamento enterrado. Por causa dessa instabilidade, Forsyth (1985) sugeriu o uso da *coerência* em vez da *admitância* para efetuar estimativas de T_e . Assim, levando em conta que os carregamentos na superfície e enterrado são estatisticamente independentes, a *coerência* pode ser escrita como:

$$\gamma^2 = \frac{\langle H_t W_t + H_b W_b \rangle^2}{\langle H_t^2 + H_b^2 \rangle \langle W_t^2 + W_b^2 \rangle} \quad (7.18)$$

em que $\langle \rangle$ indica uma média espectral. O cálculo da *coerência* requer uma estimativa dos parâmetros pares H_t , H_b e W_t e W_b , que estão relacionados pela *função resposta flexural* (equações (6.1) e (6.14) no Capítulo 6), e pelas relações:

$$\begin{aligned} H &= H_t + H_b \\ W &= W_t + W_b \end{aligned} \quad (7.19)$$

em que de H é a superfície topográfica combinada devido aos carregamentos da superfície e enterrado, e W é flexura da base da crosta combinada devido aos carregamentos da superfície e enterrado.

Segundo Watts (2001), desde que H e W sejam conhecidos tem-se todas as informações necessárias para avaliar H_t , H_b , W_t e W_b . H é a topografia e H_t , e H_b podem ser obtidos a partir de H , se for assumido T_e e f_j . Uma estimativa de W é conseguida pela continuação para baixo da anomalia Bouguer observada e a sua substituição por uma interface ondulante a uma determinada profundidade. Ao assumir T_e e f_j , W_t e W_b podem ser obtidos diretamente de H e H_b .

A Figura 7.22 apresenta as curvas da *coerência* teórica computadas a partir da Equação (7.18), pela avaliação de H_t , H_b , W_t e W_b . para valores de T_e no intervalo de 3 a 80 km, $H = 500$ metros e $f_j = 1$.

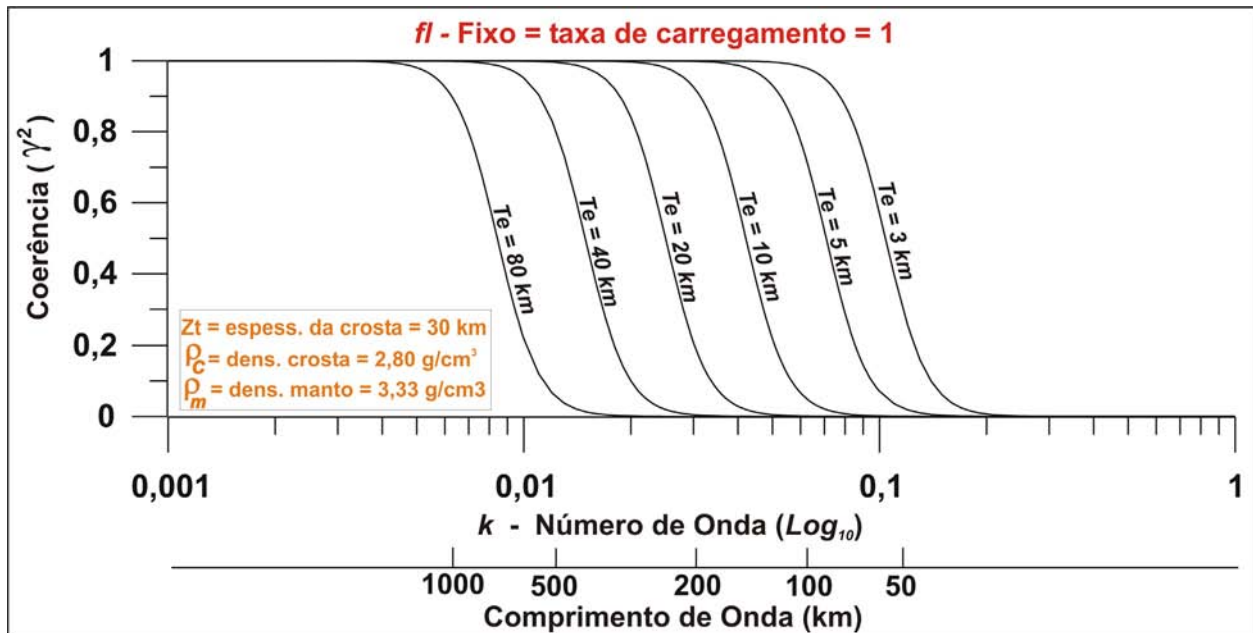


Figura 7.22: Curvas da coerência teórica computadas para valores de T_e no intervalo de 3 a 80 km, $H = 500$ metros e $f_l = 1$.

Segundo Watts (2001), o conceito de *coerência* é mais bem compreendido ao se considerar os casos extremos. Para comprimentos de onda curtos a coerência se aproxima de 0, porque nesse comprimento de onda a litosfera parece muito resistente, independentemente da sua T_e . Ou seja, como o carregamento na superfície provoca uma flexura pequena, sua contribuição para a anomalia Bouguer é também pequena; o mesmo ocorre com o carregamento enterrado, que fornecerá pouca contribuição para a topografia. O resultado final é uma correlação baixa entre a anomalia Bouguer e a topografia. Por sua vez, para comprimentos de onda longos a litosfera parece fraca e os carregamentos na superfície e enterrado produzem flexuras grandes e uma boa contribuição para a anomalia Bouguer. Em conseqüência, no resultado final ocorre uma boa correlação entre a topografia e a anomalia Bouguer, e a *coerência* se aproxima de 1.

A técnica da estimativa da T_e com o emprego da *coerência* tem sido aplicada em dados gravimétricos e topográficos de várias regiões. Destacam-se os trabalhos de Zuber *et al.* (1989) na Austrália, de Bechtel *et al.* (1990) na América do Norte e de Hartley *et al.* (1996) na África. No Brasil, os trabalhos de Ussami *et al.* (1993) e Mantovani *et al.* (1995) são as contribuições mais importantes. No primeiro caso, em um estudo para todo o Brasil, os autores encontraram resultados similares aos da Austrália e da América do Norte, ou seja, com uma larga transição entre a baixa e alta

coerência, por causa da contribuição de várias províncias tectônicas com variação na rigidez flexural e com diferentes processos de carregamento. Contudo, admitem um modelo com carregamento apenas na superfície. No segundo caso, a estimativa média da espessura elástica para os terrenos proterozóicos Rio de La Plata - Dom Feliciano do sul do Brasil/Uruguai resultou em $T_e = 95$ km, para um modelo de carregamento combinado na superfície e enterrado.

A equação da *coerência* foi empregada para construção das curvas teóricas e posterior comparação como os dados observados. Os dados são os mesmos amostrados pelos perfis apresentados nas figuras 7.5 e 7.6.

Os valores da *coerência* foram calculados por meio da Equação (6.15) (ver o Capítulo 6):

$$\gamma^2_0(k) = \frac{C_c(k)C_c^*(k)}{E_{\Delta g}(k)E_t(k)}$$

No entanto, Munk & Cartwright (1966 *apud* Bechtel *et al.* 1987) consideraram que esta é uma estimativa tendenciosa da *coerência*, e por isso, sugeriram uma outra estimativa, que fosse livre de tendências. Então, os valores da *coerência* foram novamente calculados por meio da expressão sugerida por Munk & Cartwright (1966 *apud* Bechtel *et al.* 1987):

$$\gamma^2(k) = \frac{N\gamma_0^2(k) - 1}{N - 1} \quad (7.20)$$

em que N é o número de perfis.

Os desvios na estimativa foram calculados por meio da relação (Bendat & Piersol 1980 *apud* Bechtel *et al.* 1987):

$$\Delta\gamma^2(k) = (1 - \gamma_0^2(k)) \left(\frac{2\gamma_0^2(k)}{N} \right)^{1/2} \quad (7.21)$$

O modelo isostático fornecido pelo cálculo da *admitância* Bouguer (Item 7.2) foi empregado como ponto de partida para a análise da *coerência* observada. Relembrando, o modelo tem as seguintes características:

- I) carregamento combinado no topo e na base da crosta;
- II) taxa de carregamento (f_i) = 15;
- III) crosta com espessura média de 30 km; e
- IV) densidade média da crosta = 2,80 g/cm³.

Na Figura 7.23, os resultados observados da *coerência* para toda a província, e os resultados apenas para a parte norte da província, são comparados com o modelo

teórico com curvas da *espessura elástica efetiva* (T_e) no intervalo de 5 a 160 km. Como ocorre nos casos em que os dados recobrem uma região com variações na rigidez flexural e no processo de carregamento (Zuber *et al.* 1989, Bechtel *et al.* 1990, Hartley *et al.* 1996, Ussami *et al.* 1993), os dados observados para toda a província não ajustam bem a *coerência*. Do mesmo modo que nos resultados da *admitância*, isso decorre do fato de que a Província Borborema é composta por subdomínios tectônicos que apresentam variações nas suas propriedades elásticas e no modo de carregamento. Uma desses subdomínios, como já discutido acima, é o norte da província. Por isso, se observa que a transição entre a alta e a baixa *coerência* acontece de forma muito mais adequada quando apenas os dados da região norte são empregados (Figura 7.23, curva azul).

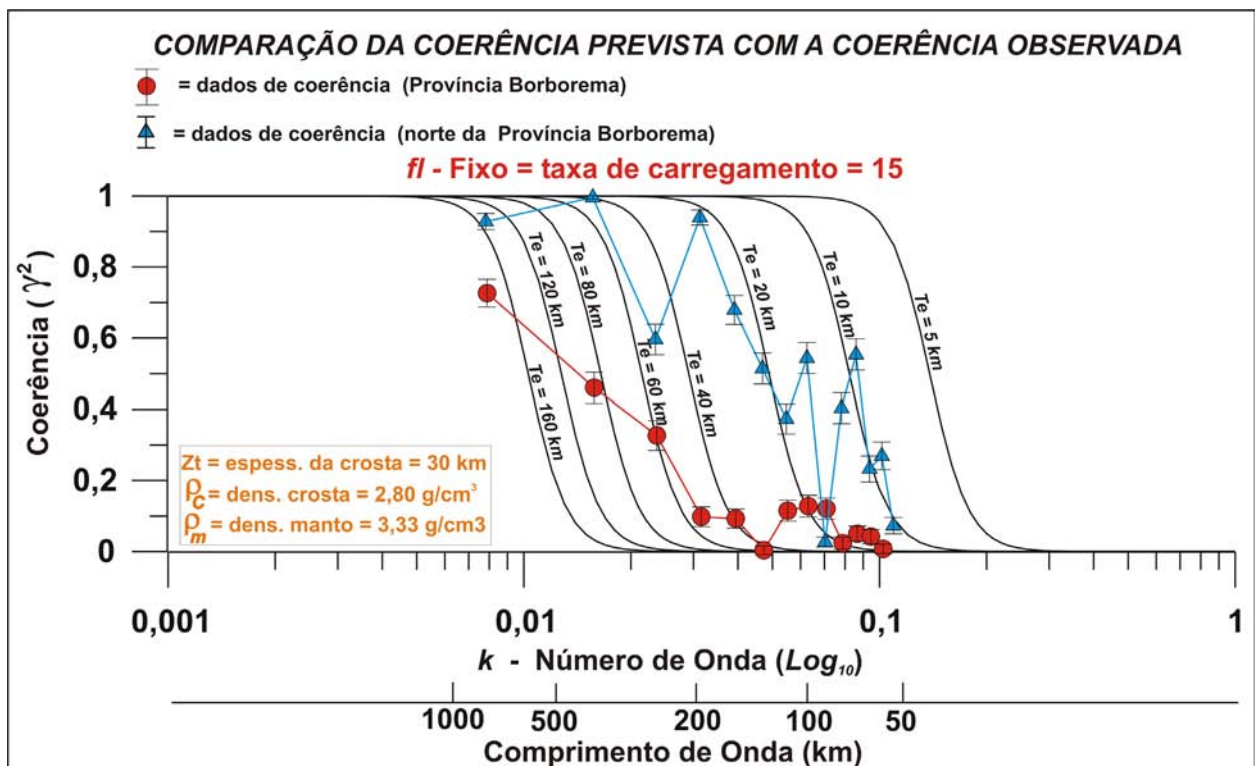


Figura 7.23: Comparação da *coerência* observada com a *coerência* prevista. Os pontos vermelhos são a *coerência* observada para todos os perfis (figuras 7.5 e 7.6) e os triângulos azuis são a *coerência* observada apenas para os perfis P3, P4 e P5 (figuras 7.13 e 7.14). As linhas sólidas (traços pretos) representam a *coerência* prevista para T_e no intervalo de 5 a 160 km, para um modelo com combinação de carregamentos na superfície e base da crosta, com $fI = 15$. A barra de erro representa a incerteza.

Nas figuras 7.24 e 7.25 estão apresentadas tentativas de obter uma estimativa da T_e por meio do melhor ajuste com uma das curvas calculadas. Na Figura 7.24, para todos os dados da província, se observa um ajuste, para os comprimentos de onda

menores que 300 km, com a curva de $T_e = 60$ km. A partir daí, os dados ficam “achatados” e não acompanham o gradiente esperado para a transição entre a baixa e a alta *coerência*. Observa-se também na região dos comprimentos de onda menores, um pico suave de *coerência* mais alta para λ (comprimento de onda) = 100 km. Possivelmente essa feição tem como causa as cargas intracrustais já discutidas acima (Item 7.2). Um exemplo é a Chapada do Araripe, com altitude de até 900 metros, onde o seu relevo positivo coincide com a anomalia Bouguer negativa da bacia sedimentar do Araripe (figuras 2.16 e 7.6). Neste caso, tomando como exemplo o Perfil 20 (Figura 7.26, localização do perfil nas figuras 7.5 e 7.6), a *coerência* possivelmente “interpreta” que anomalia Bouguer negativa produzida pelos sedimentos é causada por uma raiz crustal gerada para compensar a topografia da chapada, o que obviamente não é verdade. Por outro lado, como esperado, para comprimentos de onda longos a *coerência* é alta. Ou seja, a correlação anomalia Bouguer versus topografia é invertida, porque o aumento do relevo no sentido do interior do continente está realmente associado com uma flexura da crosta continental, expressa na tendência negativa da anomalia Bouguer.

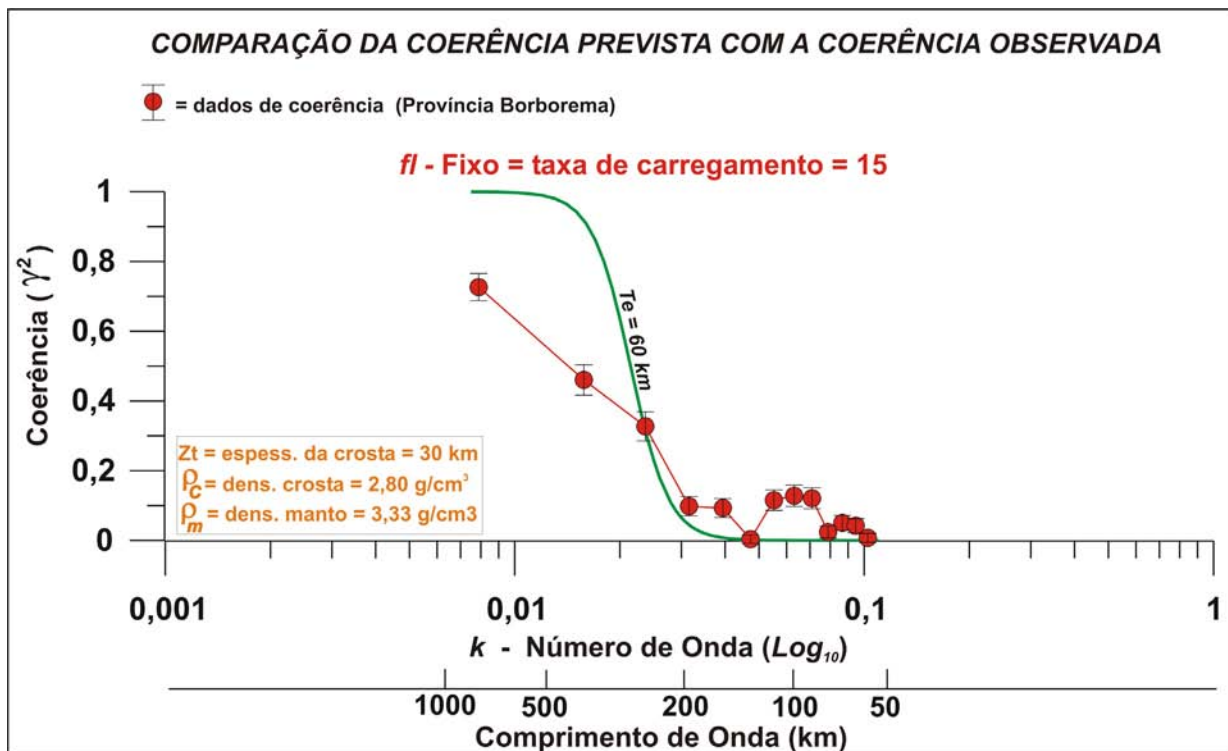


Figura 7.24: Tentativa de definir o melhor ajuste visual da *coerência* observada com a *coerência* prevista para todos os perfis (figuras 7.5 e 7.6). Observa-se que para um modelo com combinação de carregamentos na superfície e base da crosta, com $f/l = 15$, o melhor ajuste é com uma espessura elástica de 60 km. A barra de erro representa a incerteza.

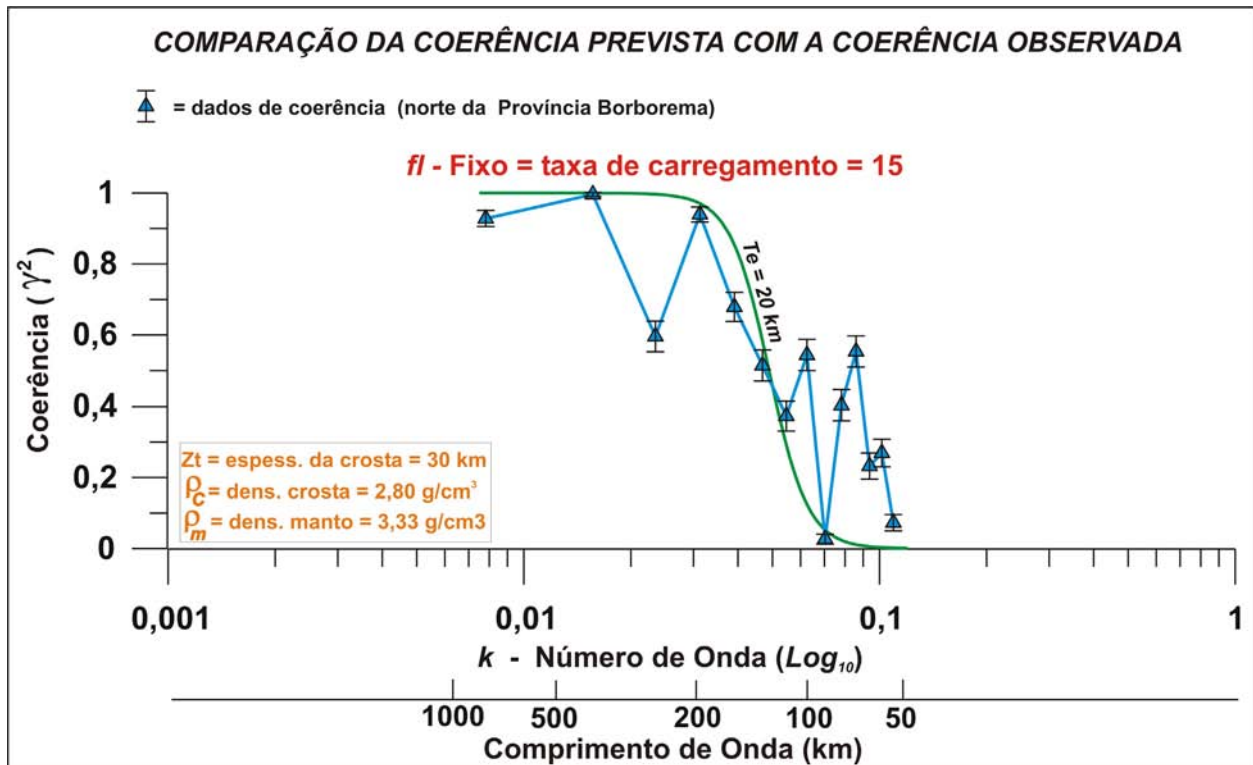


Figura 7.25: Tentativa de definir o melhor ajuste visual da *coerência* observada com a *coerência* prevista para os perfis P3, P4 e P5 (figuras 7.13 e 7.14). Observa-se que para um modelo com combinação de carregamentos na superfície e base da crosta, com $fl = 15$, o melhor ajuste é com uma espessura elástica de 20 km. A barra de erro representa a incerteza.

Na Figura 7.25, para os dados apenas da região norte da província, a transição entre a baixa e alta coerência apresenta um ajuste razoável com a curva da $T_e = 20$ km. Esse ajuste de melhor qualidade também ocorre em outros trabalhos, quando subdomínios tectônicos são investigados separadamente (Zuber *et al.* 1989, Bechtel *et al.* 1990, Hartley *et al.* 1996). No entanto, a curva é muito ruidosa para os comprimentos de ondas mais curtos, onde ela apresenta dois picos de *coerência* mais alta ($\lambda = 100$ e 75 km). Novamente, essas feições podem ser associadas com cargas intracrustais com comprimento de onda inferior a 100 km, que por razões semelhantes àquela da Chapada do Araripe, apresentam correlação entre topografia e anomalia Bouguer. No entanto, Daly *et al.* (2004) atribuíram a escolha da densidade Bouguer usada na correção da topografia, para a existência de um pico semelhante em dados de *coerência* observados na Margem Atlântica da Irlanda. Porém, neste presente trabalho, a Figura 7.27 apresenta para o Perfil P3 (localização deste perfil nas figuras 7.13 e 7.14) dois casos evidentes de correlação invertida para feições topográficas e anomalias Bouguer residuais (usada para ressaltar anomalias menos expressivas) com

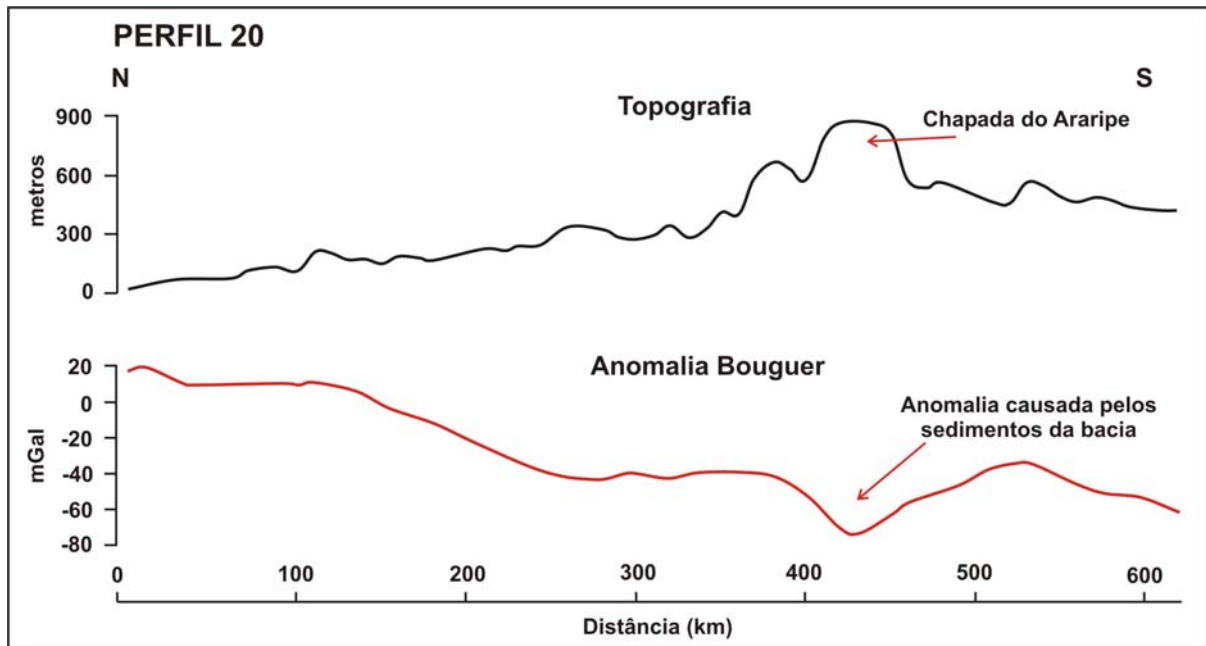


Figura 7.26: Comparação dos dados topográficos e de anomalia Bouguer do Perfil 20 (figuras 7.5 e 7.6). Observa-se correlação entre a topografia elevada da chapada e a anomalia Bouguer negativa produzida pelos sedimentos da Bacia do Araripe. Explicações no texto.

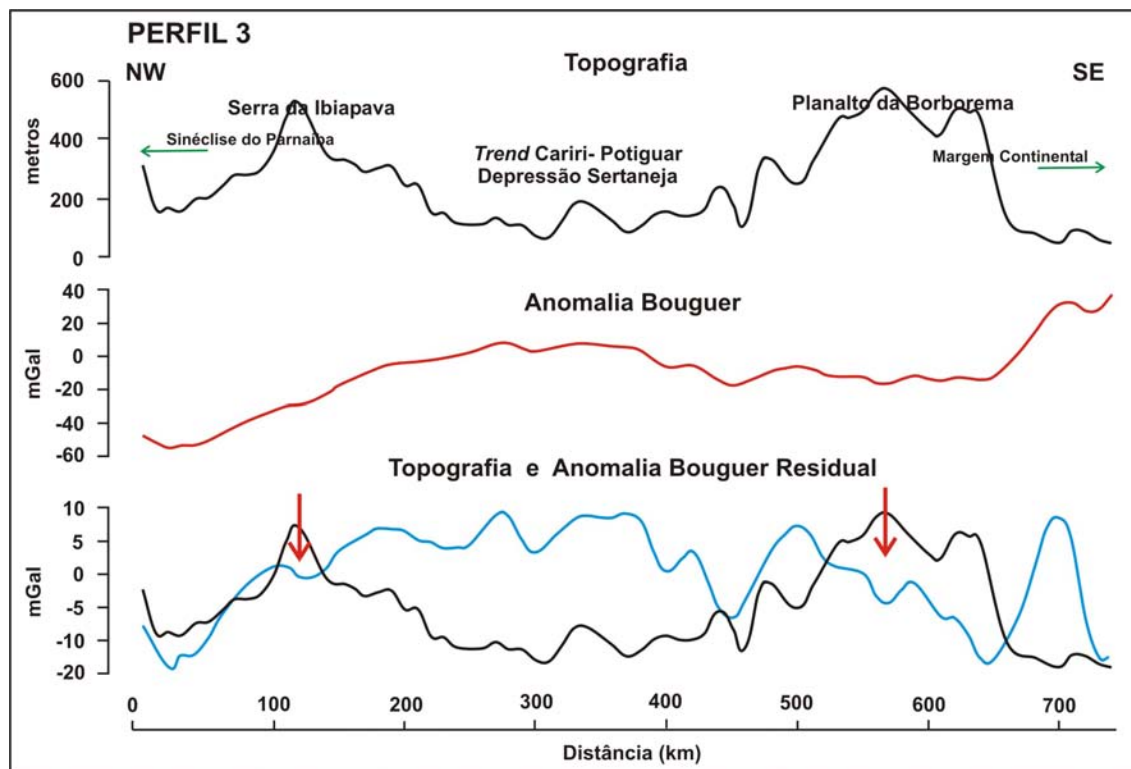


Figura 7.27: Comparação entre os dados topográficos, de anomalia Bouguer e de anomalia Bouguer residual do Perfil P3 (figuras 7.13 e 7.14). Observa-se correlação entre a topografia elevada e a anomalia Bouguer residual negativa (setas vermelhas), ambas com comprimento de onda inferior a 100 km. Para os comprimentos de onda longos observa-se uma boa correlação entre a anomalia Bouguer e a topografia. Explicações no texto.

comprimentos de onda inferiores a 100 km (setas vermelhas na Figura 7.27). Como pode ser observado, as anomalias Bouguer residuais possuem amplitude menores que 5 mGal e, nesse caso, a causa do ruído pode ser atribuída ao fato de não ter sido efetuado a correção de terreno na anomalia Bouguer. Por outro lado, como esperado, para comprimentos de onda longos a *coerência* é alta. Ou seja, a correlação anomalia Bouguer versus topografia é invertida. Portanto, a anomalia Bouguer é positiva quando a crosta está afinada e a topografia atenuada (margem continental e *Trend* Cariri Potiguar/Depressão Sertaneja), e negativa quando a crosta está espessada e a topografia elevada (Planalto da Borborema e Serra da Ibiapava na borda da Sinéclise do Parnaíba) (Figura 7.27).

Na Figura 7.25 também se observa um pico de baixa *coerência* para um comprimento de onda em torno de 300 km. A hipótese para a causa desse pico de baixa *coerência* em $\lambda = 300$ km pode ser atribuída a uma desigualdade na amplitude esperada para a topografia negativa da flexura da Depressão Sertaneja em relação à amplitude da anomalia Bouguer positiva (Figura 7.27). Ou seja, uma possível carga intracrustal, que não está incorporada no modelo teórico, funcionaria como um ruído de baixa *coerência*. Como a correlação da anomalia Bouguer positiva com dados geológicos da superfície não é clara, é sugerido aqui, que a possível fonte intracrustal seriam rochas magmáticas densas que teriam ficado aprisionadas no interior da crosta no evento de rifteamento do Cretáceo ou durante o Cenozóico (Vulcanismo Macau). Essa sugestão é reforçada, como já citado anteriormente (Capítulo 6), pela interpretação de dados de sísmica de reflexão profunda efetuada por Matos (1989) na região do Rife Potiguar, e pela existência de anomalias isostáticas residuais expressivas que sugerem a presença de cargas intracrustais densas na região do *Trend* Cariri-Potiguar (ver Capítulo 8). O mesmo pode ser dito em relação ao Planalto da Borborema, porém ao contrário. Ou seja, a amplitude da topografia do planalto pode requerer uma anomalia Bouguer negativa com amplitude maior do que aquela que é observada. Isso também implicaria na hipótese de cargas intracrustais densas, que atenuariam o efeito Bouguer de uma raiz na crosta. Essa discussão conduz novamente ao tema do *underplating* crustal já discutido anteriormente. Nesse contexto é importante perceber que tanto a Depressão Sertaneja como o Planalto da Borborema, e as anomalias Bouguer a eles associadas, são feições com comprimento de onda próximo de 300 km.

Como os resultados da *admitância gravitacional* Bouguer conduziram para um modelo isostático cuja relação entre os carregamentos parece alta ($f_l = 15$), os dados de *coerência* foram também comparados com um modelo em que a relação entre os carregamentos não fosse tão expressiva. Assim, um modelo teórico de *coerência* foi calculado para uma *taxa de carregamento* (f_l) = 1. A comparação dos dados observados com esse modelo está apresentada na Figura 7.28. Nesse caso, as estimativas de T_e diminuem pela metade. Nas figuras 7.29 e 7.30 estão apresentadas tentativas de obter uma estimativa da T_e por meio do melhor ajuste com uma das curvas calculadas. Para todos os dados da província, se observa um ajuste, para os comprimentos de onda menores que 300 km, com a curva de $T_e = 25$ km (Figura 7.29). Para a região norte da província, se observa um ajuste com $T_e = 9$ km (Figura 7.30).

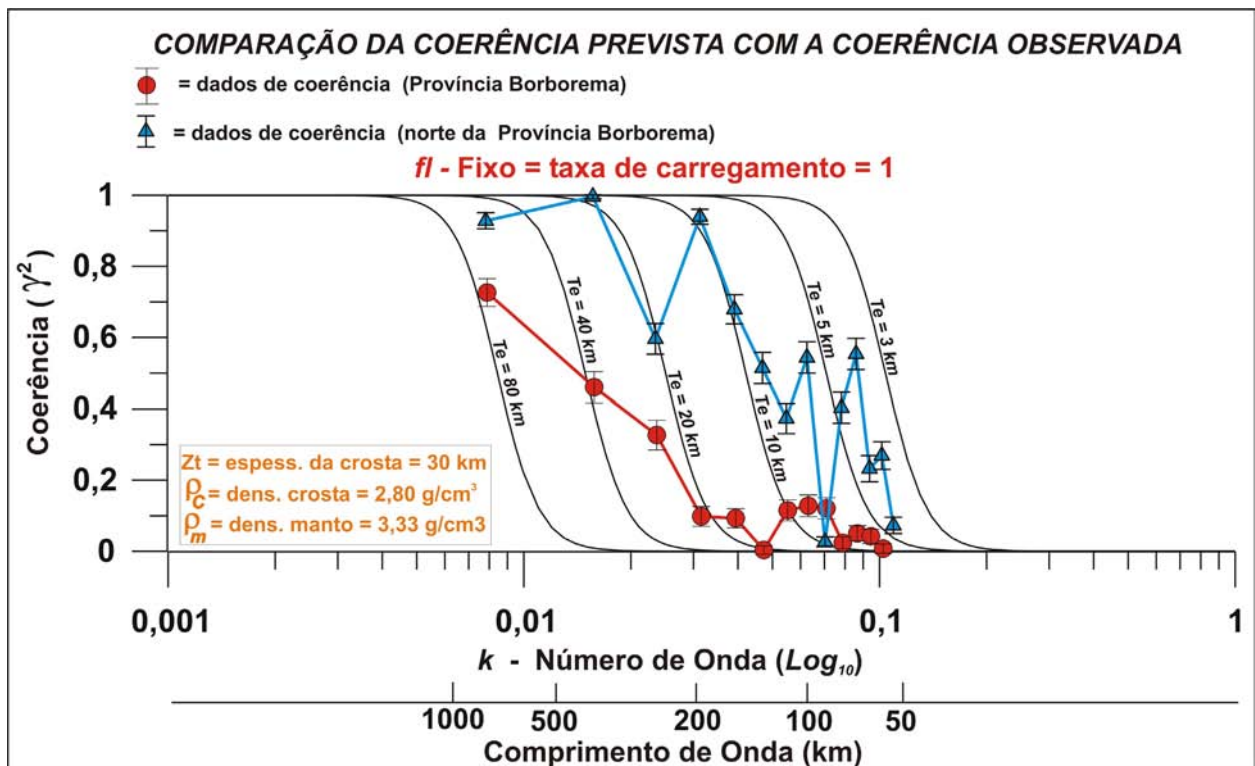


Figura 7.28: Comparação da *coerência* observada com a *coerência* prevista. Os pontos vermelhos são a *coerência* observada para todos os perfis (figuras 7.5 e 7.6) e os triângulos azuis são a *coerência* observada apenas para os perfis P3, P4 e P5 (figuras 7.13 e 7.14). As linhas sólidas (traços pretos) representam a *coerência* prevista para T_e no intervalo de 3 a 80 km, para um modelo com combinação de carregamentos na superfície e base da crosta, com $f_l = 1$. A barra de erro representa a incerteza.

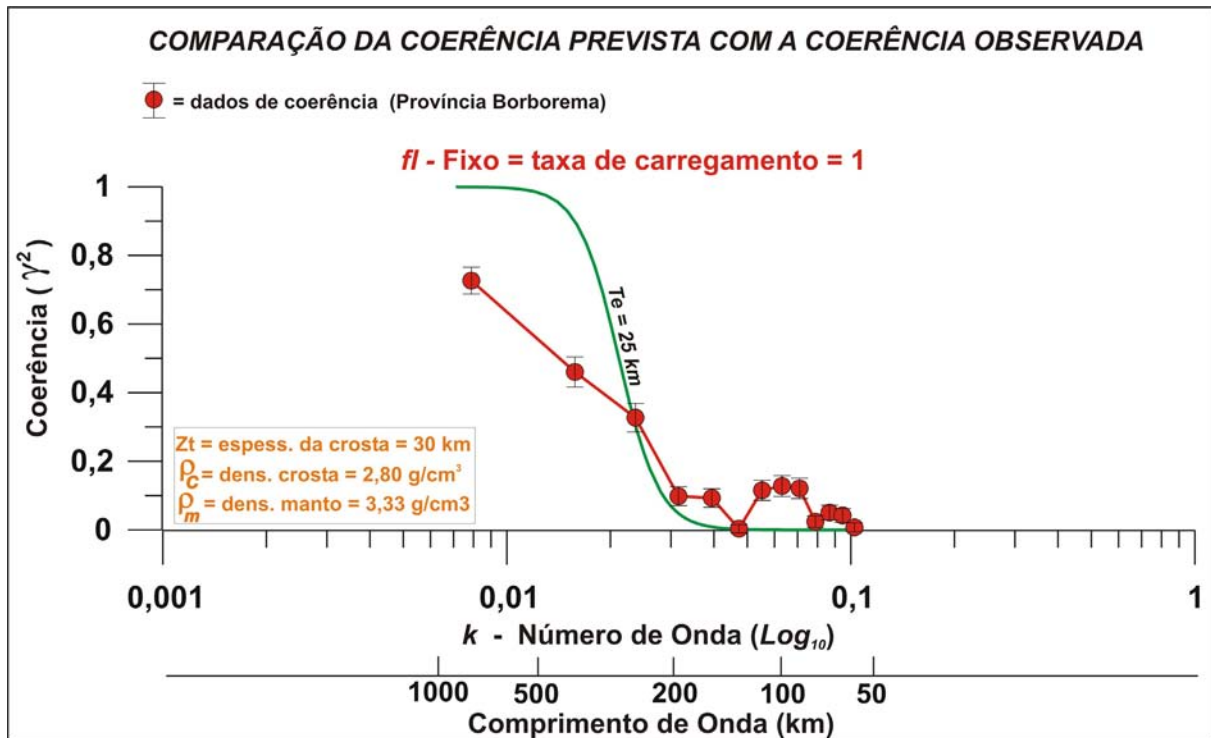


Figura 7.29: Tentativa de definir o melhor ajuste visual da *coerência* observada com a *coerência* prevista para todos os perfis (figuras 7.5 e 7.6). Observa-se que para um modelo com combinação de carregamentos na superfície e base da crosta, com $fl = 1$, o melhor ajuste é com uma espessura elástica de 25 km. A barra de erro representa a incerteza.

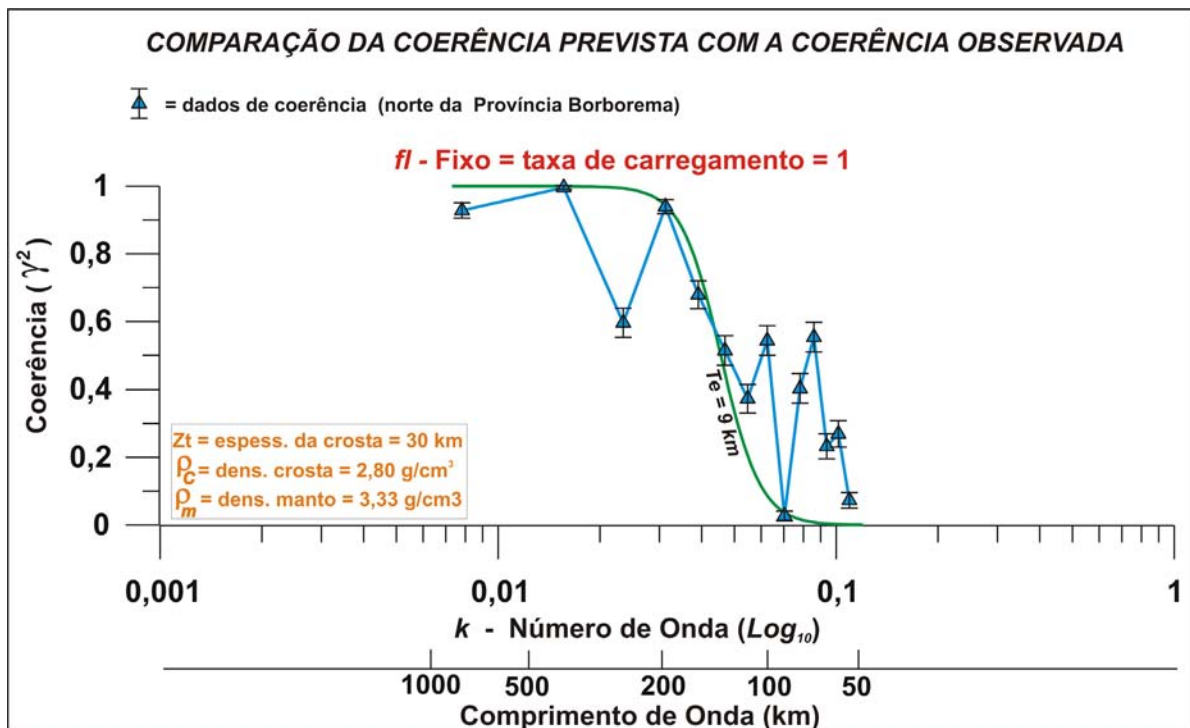


Figura 7.30: Tentativa de definir o melhor ajuste visual da *coerência* observada com a *coerência* prevista para os perfis P3, P4 e P5 (figuras 7.13 e 7.14). Observa-se que para um modelo com combinação de carregamentos na superfície e base da crosta, com $fl = 1$, o melhor ajuste é com uma espessura elástica de 9 km. A barra de erro representa a incerteza.

Como Forsyth (1985) usou em seu trabalho uma densidade da crosta igual a $2,67 \text{ g/cm}^3$, e como a densidade para correção Bouguer usada nos dados deste trabalho também foi $2,67 \text{ g/cm}^3$; houve uma preocupação com a possibilidade de que a densidade, $2,80 \text{ g/cm}^3$, utilizada no modelo teórico, influísse no resultado. Por isso, na Figura 7.31 está uma comparação com resultados obtidos para as duas densidades. Observe que a *coerência* prevista apresenta baixa sensibilidade em relação à variação da densidade média da crosta de $2,80 \text{ g/cm}^3$ para $2,67 \text{ g/cm}^3$, e não altera o resultado da Figura 7.30. Segundo McNutt (1983), em qualquer evento, pequenas mudanças no valor da densidade da correção Bouguer produzem relativamente pequenas modificações no melhor ajuste dos parâmetros de compensação, porque ambos, os dados e as curvas teóricas, respondem de maneira idêntica às variações na densidade para médios e grandes comprimentos de onda.

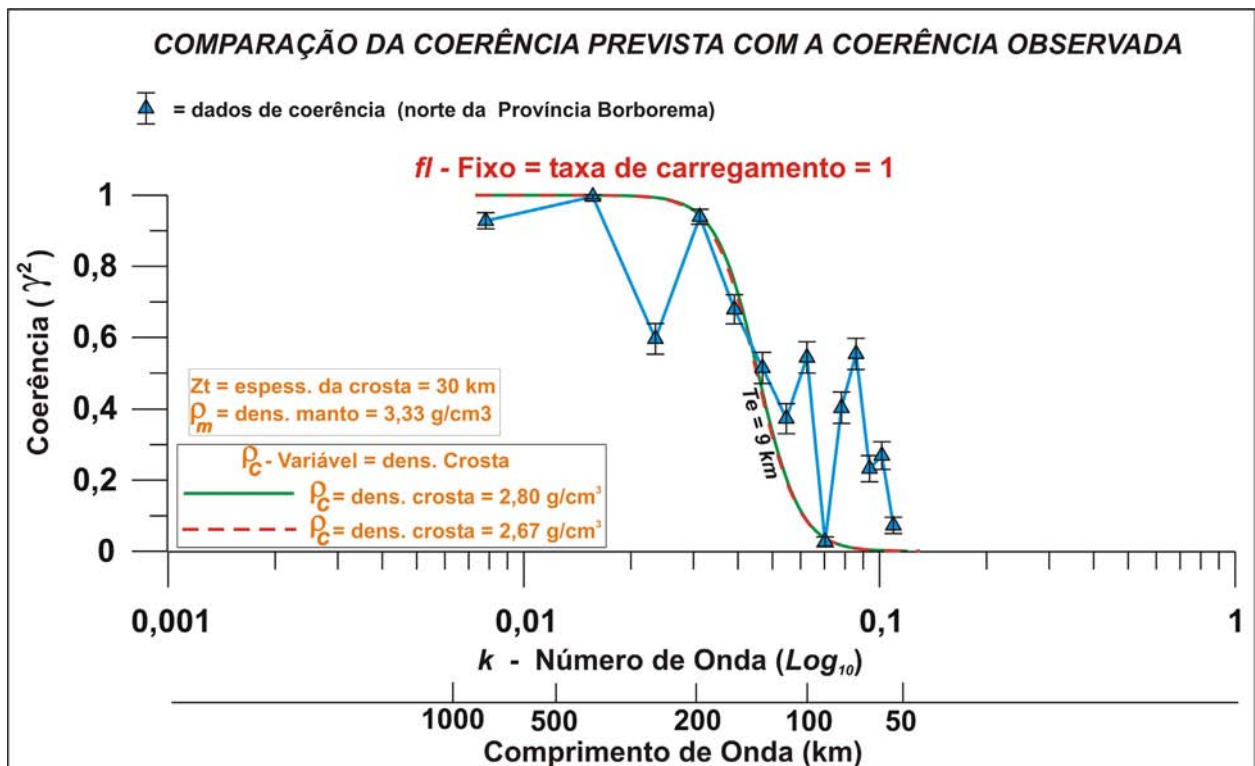


Figura 7.31: Tentativa de definir o melhor ajuste visual da *coerência* observada com a *coerência* prevista para os perfis P3, P4 e P5 (figuras 7.13 e 7.14). Observa-se que para um modelo com combinação de carregamentos na superfície e base da crosta, com $fl = 1$, o melhor ajuste é com uma espessura elástica de 9 km. A barra de erro representa a incerteza. Observa-se que a variação da densidade média da crosta de $2,80 \text{ g/cm}^3$ para $2,67 \text{ g/cm}^3$ não altera o resultado.

Com base nos resultados acima, é possível perceber que as limitações da técnica empregada na *coerência*, tais como, o uso de processamentos bidimensionais, e a manutenção de f_l fixa, em função do comprimento de onda, trazem dificuldades para a obtenção de boas estimativas de T_e . Por isso, elas não são ainda muito claras. Porém, dentro do modelo esboçado acima, é possível estimar que a província como um todo apresenta valores máximos de T_e inferiores a 60 km, e apresenta T_e em torno de 20 km na região norte da província. Um avanço importante nesses resultados poderá ser obtido na medida em que novas técnicas sejam empregadas, tais como, *wavelet* e *multitaper* (ver exemplo em Daly *et al.* 2004) e estimativas espacialmente variáveis de T_e (ver exemplos em Wyer & Watts 2006 e Sacek & Ussami 2007).

7.5 - Resumo dos Resultados sobre as Estimativas da *Espessura Elástica Efetiva* da Província Borborema

Os resultados da aplicação das técnicas espectrais da *admitância gravitacional* e da *coerência* na Província Borborema permitiram esboçar uma série de observações sobre o comportamento isostático e as propriedades elásticas da Província Borborema. Um dos aspectos complexos está na caracterização de um modelo isostático que satisfaça os eventos geológicos antigos e recentes da província. Essa tarefa não é fácil, pois os resultados da *coerência* demonstram que a província é formada por um conjunto de subdomínios tectônicos com características elásticas diversas. Esse aspecto reforça os modelos de evolução pré-cambriana que defendem uma aglutinação de terrenos com origens e características geológicas diferentes (ver Capítulo 5).

Como comentado ao longo deste capítulo, a região norte da província (ou mais precisamente, em termos geológicos, ao norte do Lineamento Patos) foi alvo de vários eventos geológicos cretáceos-cenozóicos. Esses eventos deixaram pistas evidentes, como o fluxo térmico alto, o soerguimento do Planalto da Borborema e atividade sísmica, além do vulcanismo, que até poucos milhões de anos atrás ainda estava ativo. Como as condições térmicas e os eventos geológicos mais recentes são fatores determinantes para as condições isostáticas de uma região, se pode separar a província em dois grandes blocos isostáticos, um ao sul do Lineamento Patos e outro ao norte. Esse último bloco, pelos resultados obtidos, apresenta um comportamento isostático que indica a existência de uma crosta que tem carregamentos combinados no topo e na base, além disso, a razão entre os carregamentos é de 15 vezes maior

para o da base. Esse resultado induziu a interpretação de que o magmatismo cenozóico pode ter sido acompanhado por um *underplating* crustal. Essa hipótese é reforçada pelos resultados da *admitância* que sugerem uma transição de densidade larga entre a crosta e o manto.

Apesar das limitações da técnica empregada no cálculo da *coerência*, foi possível estimar que a Província Borborema como um todo apresenta valores máximos de T_e inferiores a 60 km, e apresenta T_e em torno de 20 km na região ao norte do Lineamento Patos.

CAPÍTULO 8

ESTIMATIVAS DA ESPESSURA DA CROSTA DA PROVÍNCIA BORBOREMA, DA ÁREA OCEÂNICA ADJACENTE E DO NORTE DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO

8.1 - Introdução

O forte afinamento da margem continental da Província Borborema é a marca mais expressiva deixada pela separação do Supercontinente Pangea nos dados gravimétricos. Nos capítulos 6 e 7 foram discutidos os aspectos relacionados com a formação e segmentação da margem, os parâmetros elásticos do interior e da margem do continente, e os modelos isostáticos inferidos a partir dos resultados da modelagem de dados gravimétricos. Neste capítulo, com base em alguns dos resultados obtidos, foi efetuada uma estimativa da espessura da crosta de toda a província, bem como da crosta oceânica adjacente e da crosta do norte do Cráton do São Francisco. O procedimento de inversão seguiu a mesma diretriz do trabalho realizado por Castro *et al.* (1998), porém se estendeu por toda a província, ao contrário do referido trabalho, que foi restrito apenas para a região setentrional da província.

O conjunto de dados gravimétricos e topográficos-batimétricos que foi empregado nesta modelagem é o mesmo descrito no Capítulo 3. Esse conjunto de dados foi também utilizado na definição do arcabouço geofísico do Capítulo 5, e nas modelagens isostáticas da província no Capítulo 7.

8.2 - Metodologia e Parâmetros da Inversão

A metodologia aplicada na estimativa da espessura da crosta da Província Borborema tem por base o modelo isostático flexural de Banks *et al.* (1977). Nesse modelo, a litosfera é considerada uma placa elástica fina e lateralmente homogênea, superposta sobre um fluido viscoso (a astenosfera). As hipóteses básicas do modelo de inversão são:

- I) a crosta está em equilíbrio isostático com os seus carregamentos (topografia e batimetria);
- II) o carregamento ocorre apenas no topo da crosta (a topografia);

III) a superfície de compensação do carregamento no topo é a descontinuidade de *Moho* (interface crosta-manto); e

IV) as propriedades elásticas da litosfera não variam lateralmente

Os resultados das modelagens isostáticas apresentadas nos capítulos 6 e 7 demonstraram que as condições do modelo de Banks *et al.* (1977) têm uma validade restrita quando são consideradas as complexidades isostáticas da Província Borborema. As contradições entre o modelo de Banks *et al.* (1977) e a realidade isostática da província são as seguintes:

I) dados sismológicos (Ferreira *et al.* 1998, Bezerra & Vita-Finzi 2000, Vasconcelos *et al.* 2008, Ferreira *et al.* 2008), de fluxo térmico (Carneiro *et al.* 1989, Cardoso & Hamza 2006) e de anomalia ar-livre (Capítulo 9) sugerem que a província, sobretudo a região norte, ainda está em desequilíbrio isostático com os seus carregamentos;

II) ocorre uma combinação de carregamentos no topo e na base da crosta. A razão entre esses carregamentos é igual a 15 (Capítulo 7);

III) a superfície de compensação do carregamento no topo parece ser mais rasa que a *Moho*, ou ter uma transição de densidade larga entre a crosta com densidade normal e o manto litosférico (Capítulo 7);

IV) as propriedades elásticas da litosfera variam lateralmente (capítulos 6 e 7).

Na impossibilidade de empregar modelos mais realísticos, o método de Banks *et al.* (1977) foi utilizado com as devidas precauções e com o conhecimento das limitações de seus resultados.

O método de inversão incorpora o vínculo de suavidade, ou seja, supõe a priori que a interface crosta-manto varia espacialmente de forma suave. A solução da equação da placa elástica foi realizada com os seguintes parâmetros: i) densidade da crosta = 2,80 g/cm³; ii) densidade do manto = 3,30 g/cm³; iii) *espessura elástica efetiva* (T_e) = 25 km; e iv) profundidade de compensação = 30 km.

Os parâmetros de densidade são os mesmos que foram empregados nas modelagens dos capítulos 6 e 7. O valor da T_e (25 km) é a estimativa máxima para toda a província, quando se considera um modelo isostático com carregamentos combinados no topo e na base, com *taxa de carregamento* - $f_l = 1$ (Capítulo 7). Esse valor de $T_e = 25$ km é semelhante à estimativa da litosfera oceânica da região da Ilha de Fernando de Noronha, porém ao longo da margem continental corresponde aos valores máximos estimados (Capítulo 6). No norte do Cráton do São Francisco, o valor escolhido subestima o cálculo de $T_e = 40$ km efetuada por Ussami (1999).

8.3 - Resultados Obtidos e Discussões

Os resultados obtidos com o emprego do método de inversão de Banks *et al.* (1977) estão apresentados na Figura 8.1. Na Figura 8.2 os mesmos resultados são comparados com os limites das províncias estruturais, as principais zonas de cisalhamento, falhas normais da margem continental e feições do relevo topográfico. A estimativa máxima para espessura da crosta da Província Borborema é 33,5 km na região do Planalto da Borborema, que foi soerguido no Cenozóico (Capítulo 9), e tem correlação espacial com uma expressiva anomalia positiva da superfície do geóide. Destaca-se também a região da província que bordeja a Bacia do Parnaíba, onde a descontinuidade de *Moho* atinge profundidades em torno de 32,5 km. Esse espessamento é controlado a oeste pela Zona de Cisalhamento Sobral - Pedro II (Lineamento Transbrasiliano) (Figura 8.2), e corresponde ao arco magmático de Santa Quitéria no Domínio Ceará (Capítulo 5). Portanto, esse pequeno espessamento é um resíduo vestigial de um expressivo espessamento da crosta ocorrido na Orogênese Brasileira. Um espessamento localizado é observado na região da Bacia do Araripe (Figura 8.2). Como a área dessa bacia está em parte correlacionada com a topografia elevada da Chapada do Araripe, esse resultado pode ser apenas uma consequência das premissas da modelagem, em que as massas topográficas são compensadas na *Moho*. Adicionalmente, não existe do ponto de vista geológico, uma razão adequada para se esperar o espessamento da crosta abaixo da Bacia do Araripe.

Entre as duas principais regiões de espessamento da crosta, descritas acima, ocorre uma região de afinamento aproximadamente correlacionada com o prolongamento da direção do Rifte Potiguar no interior do continente segundo o *Trend* Cariri-Potiguar (Figura 8.2). Entretanto, a correlação é melhor com os limites da Depressão Sertaneja do que com uma possível estrutura alongada de direção NE-SW associada com o *Trend* Cariri Potiguar (Figura 8.2). Novamente, as premissas da modelagem influenciaram na resposta da modelagem que indica um afinamento da crosta onde existe uma depressãotopográfica. Contudo, Castro *et al.* (1998) sugeriram um afinamento da crosta na região do *Trend* Carri-Potiguar, que é consistente com os eventos tectônicos de rifteamento que ocorreram nessa região no Cretáceo. Os resultados tiveram como vínculo os resultados da interpretação de sísmica profunda efetuada por Matos (1992), que indicaram uma crosta com espessura de 28 km na região do Rifte Potiguar. Também é clara a existência de uma anomalia Bouguer

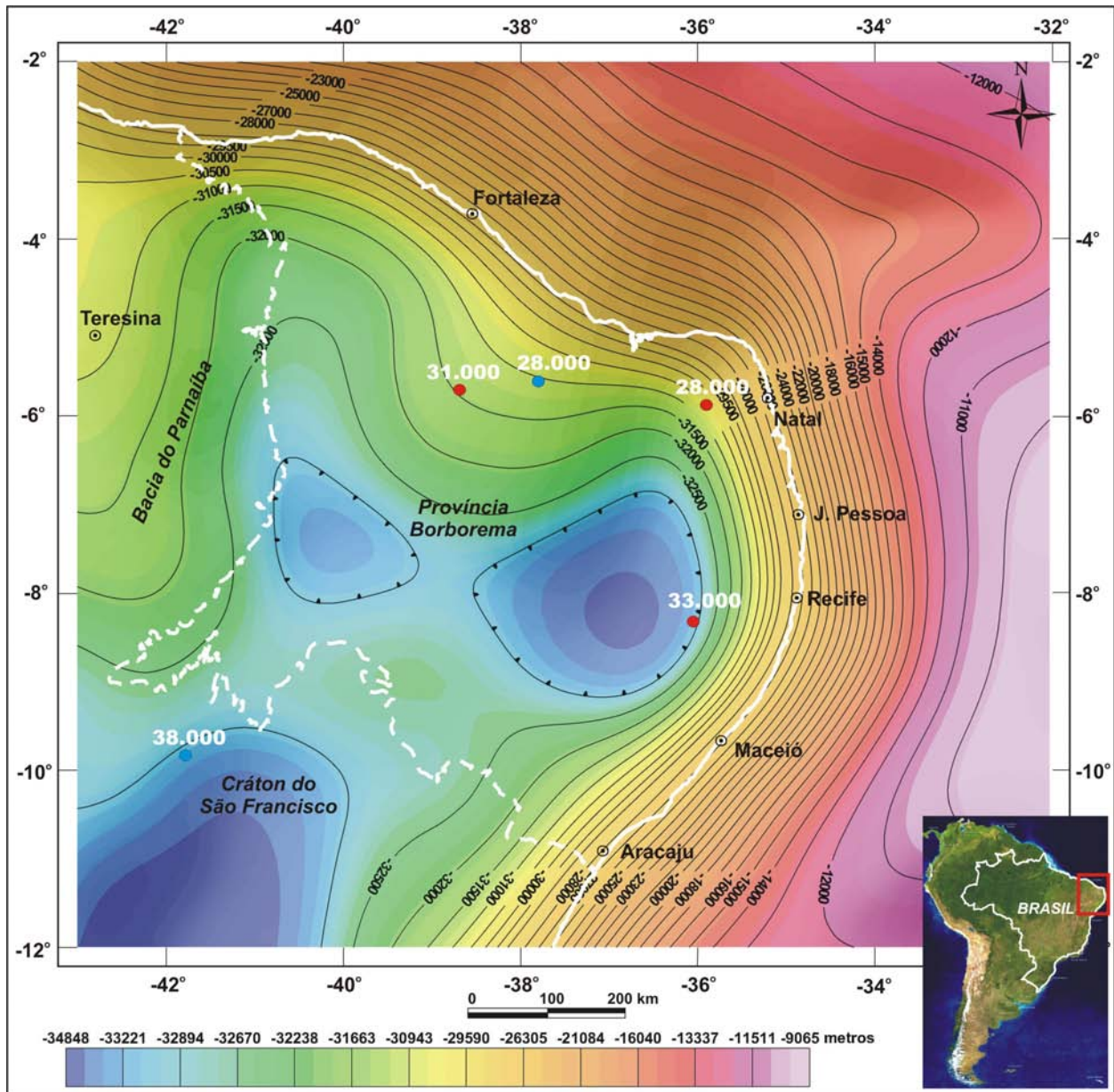


Figura 8.1: Espessuras da crosta da Província Borborema (PB), da margem continental adjacente e do norte do Cráton do São Francisco (CSF). O intervalo de contorno é de 500 metros no continente e 1.000 metros no oceano. Os pontos vermelhos na PB são estimativas da espessura da crosta obtidas por meio do processamento de dados telesísmicos (França *et al.* 2006). O ponto azul na PB é uma estimativa baseada na interpretação de sísmica de reflexão profunda (Matos 1992). No Cráton do São Francisco (CSF), o ponto azul é uma estimativa baseada em sísmica de refração (Berrocal *et al.* 1989). Como a profundidade de compensação escolhida (30.000 metros) se adapta melhor à PB, no CSF as espessuras estimadas estão subestimadas e no oceano estão superestimadas. A linha branca tracejada é o limite da Província Borborema na definição clássica de Almeida *et al.* (1977)

positiva de grande comprimento de onda associada com o *Trend Carri-Potiguar*. Esses dois fatos são bastante convincentes, e inegavelmente permitem a perspectiva da existência de um afinamento da crosta nessa região. Entretanto, se o afinamento está associado com o rifteamento da crosta no Cretáceo, ele deveria ser mais alongado. Nesse sentido, observe que a correlação mais forte das isolinhas de espessura é com a feição topográfica da Depressão Sertaneja (Figura 8.2). Por outro lado, a inversão de dados de anomalia Bouguer (que emprega diretamente o vínculo de suavidade em vez do de isostasia) efetuada por Castro *et al.* (1997) apresenta um resultado em que as isolinhas de espessura da crosta estão mais concentradas na direção NE-SW e, portanto, melhoram a caracterização de um afinamento segundo o *Trend Cariri-Potiguar*. Os resultados de Castro *et al.* (1997) também são mais adequados para o caso do espessamento da crosta na região do noroeste do Ceará, onde as isolinhas de espessura têm uma correlação melhor com as zonas de cisalhamento. Infelizmente, neste trabalho, não foi adequado o emprego do vínculo de suavidade para toda província, por causa da forte influência das bacias sedimentares interiores na anomalia Bouguer, sobretudo na região ao sul da Latitude 7°S.

Nos resultados apresentados nas figuras 8.1 e 8.2, a feição mais marcante é o forte afinamento da crosta no sentido do oceano, com variação de aproximadamente 30 km na crosta continental para 10 km na crosta oceânica. Observa-se que as margens continentais Leste e Equatorial apresentam gradientes de afinamentos diferentes (como já discutido no Capítulo 6). O gradiente da Margem Leste é maior, e a razão mais provável está nas diferenças de estilo de abertura. A Margem Leste com uma abertura com estilo típico de margem passiva, com os tensores principais de esforços com direção aproximadamente ortogonal ao da direção da abertura (Matos 1999), enquanto na Margem Leste a tectônica foi transcorrente/transtrativa (Françolin & Szatmari 1987, Matos 2000). Entretanto, possivelmente esses gradientes estejam subestimados por causa da escolha de uma profundidade única de compensação (30 km) para as áreas oceânica e continental. Apesar de se esperar que a justaposição da crosta oceânica com a crosta continental apresente equilíbrio isostático e, portanto, deveriam ter a mesma profundidade de compensação, o resultado da inversão na crosta oceânica é muito influenciado pela escolha de uma profundidade de compensação mais adequada para o continente. Assim, os valores da espessura da crosta oceânica devem estar superestimados. O mesmo, porém de forma inversa, deve ocorrer com a estimativa para a espessura da crosta do Cráton do São Francisco.

Nesse caso, as espessuras devem estar subestimadas, pois a profundidade de compensação mais adequada para o cráton (litosfera mais espessa e maior tempo de estabilidade) deve ser maior do que a da província (litosfera mais fina e menor tempo de estabilidade). Entretanto, apesar disso, os resultados demonstram claramente que a crosta do cráton é mais espessa que a da província. A região limite entre as duas crostas está bem marcada pela linha de sutura colisional entre a Província Borborema e a Placa Sanfranciscana (Figura 8.2).

Nas figuras 8.1 e 8.2 estão superpostas, na estimativa da espessura da crosta obtida com o resultado da inversão, algumas inferências de espessuras obtidas por meio de sísmica profunda e do processamento de dados telessísmicos. Nos pontos azuis estão inferências de espessuras da crosta obtidas por meio de sísmica profunda (Berrocal *et al.* 1989, no Cráton do São Francisco; e Matos 1992, na Província Borborema, região do Rifte Potiguar). Nos pontos vermelhos estão inferências de espessuras obtidas por meio do processamento de dados telesísmicos (França *et al.* 2006, função do receptor). A comparação desses dados com os resultados da inversão é boa, pelo menos quando se consideram as espessuras inferidas por meio da função do receptor. Em dois casos a diferença é menor do que 0,5 km. No terceiro (canto nordeste da província) a diferença chega a 3,0 km. Essa também é a discrepância que ocorre com a estimativa de espessura efetuada por sísmica profunda na região do Rifte Potiguar. No Cráton do São Francisco, a discrepância é maior e chega a 5,0 km. Nesse último caso, o motivo pode estar nos parâmetros empregados na inversão, que são mais adequados às características da litosfera da província do que da litosfera do cráton.

Um produto adicional da inversão são os mapas gravimétricos das componentes regional e residual isostática (figuras 8.3 e 8.4, respectivamente). A componente regional, gerada pela interface de separação de dois meios homogêneos (crosta e manto), foi calculada por meio do algoritmo de Parker (1972). Essa componente é caracterizada por anomalias de grandes componentes de onda, e tem a mesma configuração que a variação de profundidade da interface crosta-manto. A componente residual isostática é mais complexa, pois está associada com feições geológicas da crosta que produzem anomalias com comprimentos de onda pequenos e médios. Ela é muito semelhante, em configuração, ao mapa residual da anomalia Bouguer (filtro gaussiano, comprimento de onda = 300 km, capítulos 4 e 5), e retrata muito bem as principais correlações geológicas já discutidas no Capítulo 5.

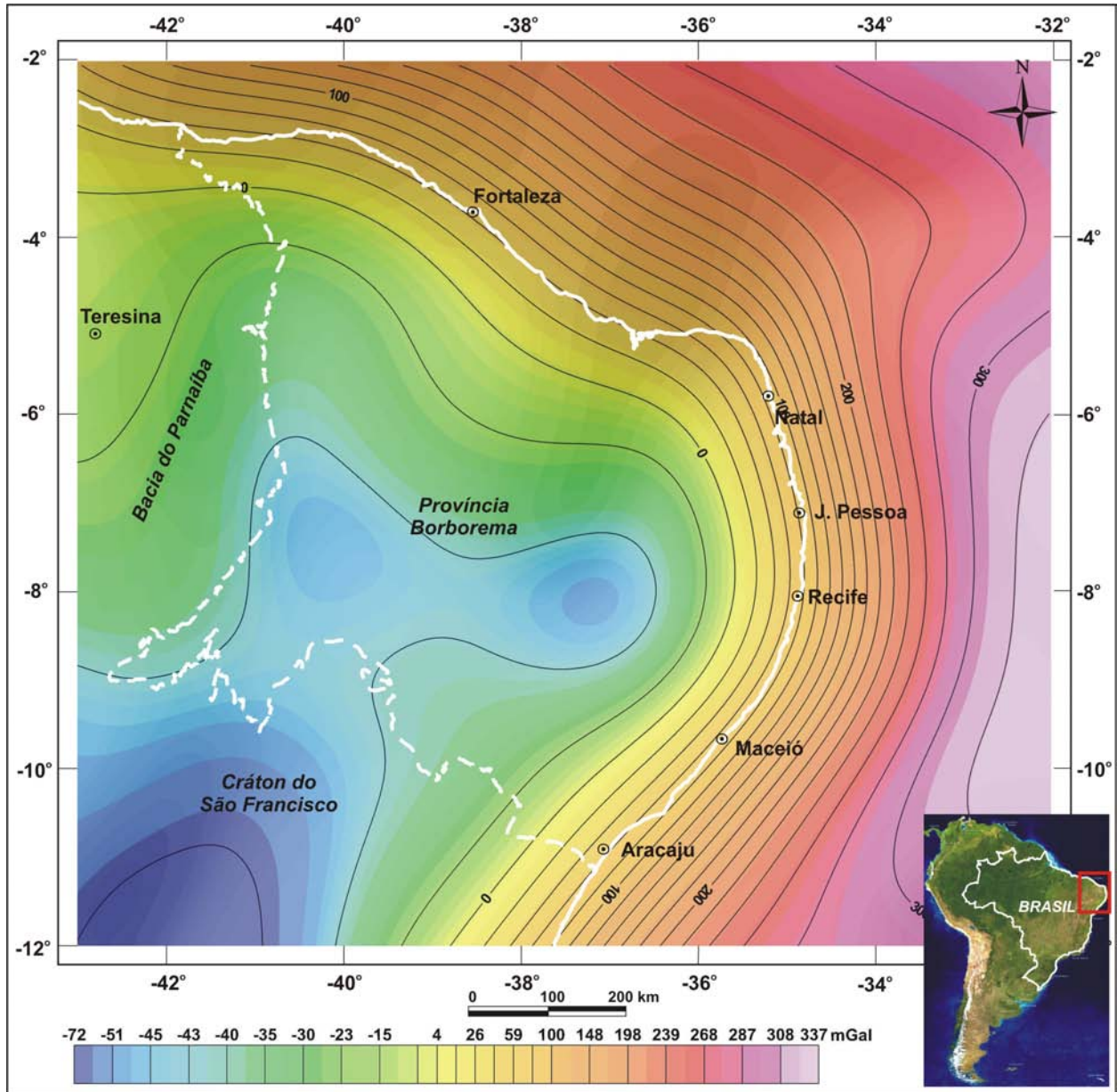


Figura 8.3: Mapa gravimétrico regional isostático. Imagem sombreada (Inc. = 35°, Dec. = 315°Az). A linha branca tracejada é o limite da Província Borborema na definição clássica de Almeida *et al.* (1977)

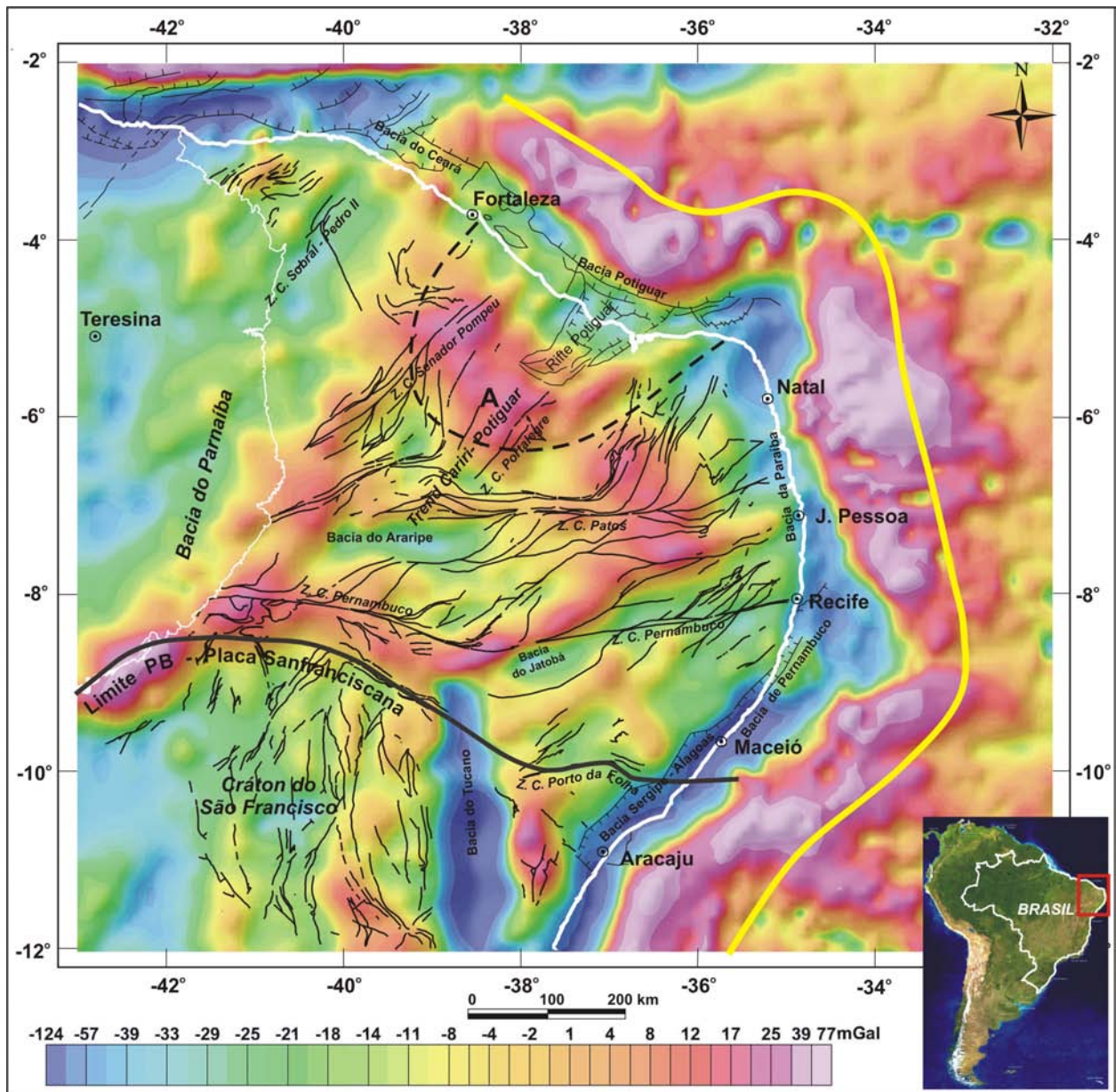


Figura 8.4: Mapa gravimétrico residual isostático com superposição das principais zonas de cisalhamentos e das falhas normais da margem continental. Imagem sombreada (Inc. = 35°, Dec. = 315°Az). O traço amarelo é o limite inferido para a interface crosta continental-crosta oceânica. O traço preto descontínuo é o limite da Depressão Sertaneja. A linha de sutura colisional entre a PB e a Placa Sanfranciscana está indicada.

Entretanto, a anomalia residual isostática positiva na região da Depressão Sertaneja (A na Figura 8.4) chama a atenção, pois sua correlação com corpos pré-cambrianos não é clara, a não ser o fato de que a Zona de Cisalhamento Portalegre corresponde aproximadamente ao eixo da anomalia. Assim sendo, a sua expressividade em termos de residual isostático (não foi removido pela retirada da componente regional), a ausência de correlação pré-cambriana e o seu posicionamento no eixo do *Trend* Cariri Potiguar sugerem a possibilidade de que sua fonte sejam rochas densas introduzidas na crosta em eventos magmáticos do Fanerozóico. A adição de rochas densas em um evento simultâneo ou posterior ao afinamento da crosta produziu a superposição de fontes gravimétricas. A fonte gravimétrica associada com o afinamento da crosta é discriminada nos dados pelo seu comprimento de onda maior do que o comprimento de onda das fontes intracrustais.

8.4 - Resumo dos Resultados e Conclusões

A estimativa da espessura da crosta da Província Borborema, do norte do Cráton do São Francisco e da área oceânica adjacente indicam que existem duas regiões de espessamento na crosta da província: a primeira na região do Planalto da Borborema (33,5 km) e a segunda na região do Domínio Ceará que corresponde ao arco magmático de Santa Quitéria (32,5 km). A primeira representa uma raiz da crosta, associada ao soerguimento do Planalto da Borborema desde o Cenozóico. A segunda é um registro vestigial da colisão entre a Província Borborema e o Cráton Oeste-Africano durante a Orogênese Pan-Africana - Brasileira, que causou espessamento da crosta ao longo da Zona de Cisalhamento Sobral - Pedro II (Lineamento Transbrasiliano). Na região do *Trend* Cariri-Potiguar, localizada entre essas duas regiões de espessamento, ocorre um afinamento que representa o registro no interior do continente de um rifteamento cretáceo abortado. Em evento simultâneo, ou posterior a esse afinamento, ocorreu também a intrusão de rochas densas no interior da crosta.

Na crosta oceânica observa-se que o gradiente de afinamento da Margem Leste é maior do que o da Margem Equatorial. Isso decorre da diferença de estilos tectônicos entre as duas margens durante a separação continental.

Por causa dos parâmetros empregados na inversão, mais adequados para a província do que para a região oceânica e o Cráton do São Francisco, a espessura da área oceânica está superestimada, enquanto a do cráton está subestimada.

A comparação dos resultados da inversão na Província Borborema, com o cálculo de espessura obtido por meio de dados telessísmicos é boa (diferença de 0,5 km em duas de três estimativas), apesar das premissas do método de inversão para a estimativa das espessuras da crosta não satisfazerem a maioria das propriedades isostáticas da província. Entretanto, a comparação com estimativas a partir de dados de sísmica profunda é menos adequada, e chega a 3 km na região do Rife Potiguar, e a 5 km no Cráton do São Francisco.

O mapa gravimétrico de anomalias residuais isostáticas tem características semelhantes às do mapa da componente residual da anomalia Bouguer, empregado na definição do arcabouço pré-cambriano do Capítulo 5. Porém, o mapa de anomalias isostáticas residuais destaca com mais ênfase uma anomalia positiva na região do *Trend* Cariri-Potiguar, aparentemente associada com fontes densas colocadas na crosta no período Mesozóico-Cenozóico.

CAPÍTULO 9

CAUSAS DO MAGMATISMO CENOZÓICO DA PROVÍNCIA BORBOREMA E SUA CONSEQUÊNCIA NA FORMAÇÃO DO PLANALTO DA BORBOREMA

9.1 - Introdução

O relevo da Província Borborema está em epirogênese desde o final do Cretáceo. As suas causas foram pesquisadas nos últimos anos por meio da investigação da deformação de camadas sedimentares soerguidas (Morais Neto 1999; Menezes 1999), por meio de dados de traços de fissão em apatita (AFT) (Morais Neto 1999), pela análise das estruturas frágeis (Jardim de Sá *et al.* 1999; Jardim de Sá 2001), pela aplicação de dados gravimétricos na compreensão de estruturas frágeis (Dantas 1998) e por meio de estudos geomorfológicos (Peulvast & Sales 2004). Todas essas pesquisas acarretaram contribuições importantes para a elucidação das causas que produziram os eventos topográficos. Porém, a ausência da contribuição efetiva de dados geofísicos é marcante. No entanto, os dados geofísicos são indispensáveis para a elucidação das causas profundas dos soerguimentos que ocorreram na Província Borborema, como se pretende discutir aqui, particularmente para o caso do Planalto da Borborema.

Os dados geocronológicos/estruturais coletados até agora sugerem que existe uma correlação importante entre o soerguimento do Planalto da Borborema e o magmatismo cenozóico. Jardim de Sá *et al.* (2005) empregaram datações desse vulcanismo para definir marcos temporais na evolução do Planalto da Borborema. Esses dados indicam que o soerguimento do planalto deve ter ocorrido após a deposição dos sedimentos da Formação Serra dos Martins, que tem testemunhos residuais posicionados em cotas de até 920 metros (cuja deposição provavelmente ocorreu após 70 Ma). O estudo dos esforços que produziram a deformação frágil no Cenozóico e a sua coincidência temporal com o Vulcanismo Macau levaram Jardim de Sá *et al.* (1999a) e Jardim de Sá (2001) a sugerir, como a causa dessa deformação na crosta, uma estrutura em forma de domo, termalmente ativada e possivelmente gerada a partir de uma pluma do manto. No entanto, os resultados dos estudos geoquímicos de Silveira (2006) descartaram uma pluma do manto como causa do magmatismo

cenozóico. Nesta Tese, por causa dessa incerteza, dados geofísicos são interpretados e novos modelos de evolução são propostos.

Neste trabalho, nos capítulos 6, 7 e 8 já foram avaliados e definidos alguns modelos isostáticos que satisfazem as observações obtidas por meio da modelagem dos dados gravimétricos. Neste capítulo, os resultados já apresentados e a interpretação qualitativa de dados de tomografia de ondas superficiais e de anomalias do geóide serão confrontados com o conhecimento geológico e geomorfológico, com vistas à proposição de um modelo de evolução para as causas do magmatismo cenozóico e da epirogênese, particularmente no caso do Planalto da Borborema. Ao longo do capítulo serão discutidas duas alternativas para a origem do magmatismo cenozóico. A primeira é um mecanismo de convecção em pequena escala (*Edge Driven Convection-EDC*), que pode ter se formado devido a instabilidades ocorridas na interface entre a litosfera continental da Província Borborema e o manto astenosférico adjacente. A segunda é a possibilidade de que a região da Placa Sul-Americana, que corresponde ao nordeste brasileiro, tenha passado sobre uma “crista térmica” no intervalo entre 80 e 20 Ma. Como consequência da análise das causas do magmatismo, algumas inferências sobre a sua influência no soerguimento do Planalto da Borborema serão efetuadas.

9.2 - O Relevo da Província Borborema

A observação da superfície digital do terreno da Província Borborema e da área oceânica adjacente distingue três assinaturas topográficas regionais (Figura 9.1): i) a quebra da Plataforma Continental; ii) o Planalto da Borborema; e iii) a Depressão Sertaneja. As principais características dessas feições topográficas serão descritas de forma sumária a seguir.

A Quebra da Plataforma Continental

A largura da Plataforma Continental muda ao longo da margem da província. É muito estreita na Margem Leste, onde varia de menos de 10 km, na região de Natal (**A** na Figura 9.1), a 30 km na região de Recife (**B**). Na Margem Equatorial a plataforma é mais larga, com valores de 40 km nas proximidades da ponta de Touros (**C**), no Rio Grande do Norte. A partir daí ela alarga progressivamente para oeste, até atingir a extensão de 75 km na região de Camocim-Ceará (**D** na Figura 9.1). A forma da quebra

também varia ao longo da plataforma. Na Margem Equatorial o desnível ocorre de forma abrupta, até atingir um “batente” de vulcânicas com profundidade em torno de 2 km (E). Esse batente se estende por uma distância entre 150 a 200 km, para em seguida cair suavemente até a planície oceânica, em uma profundidade de 4 km.

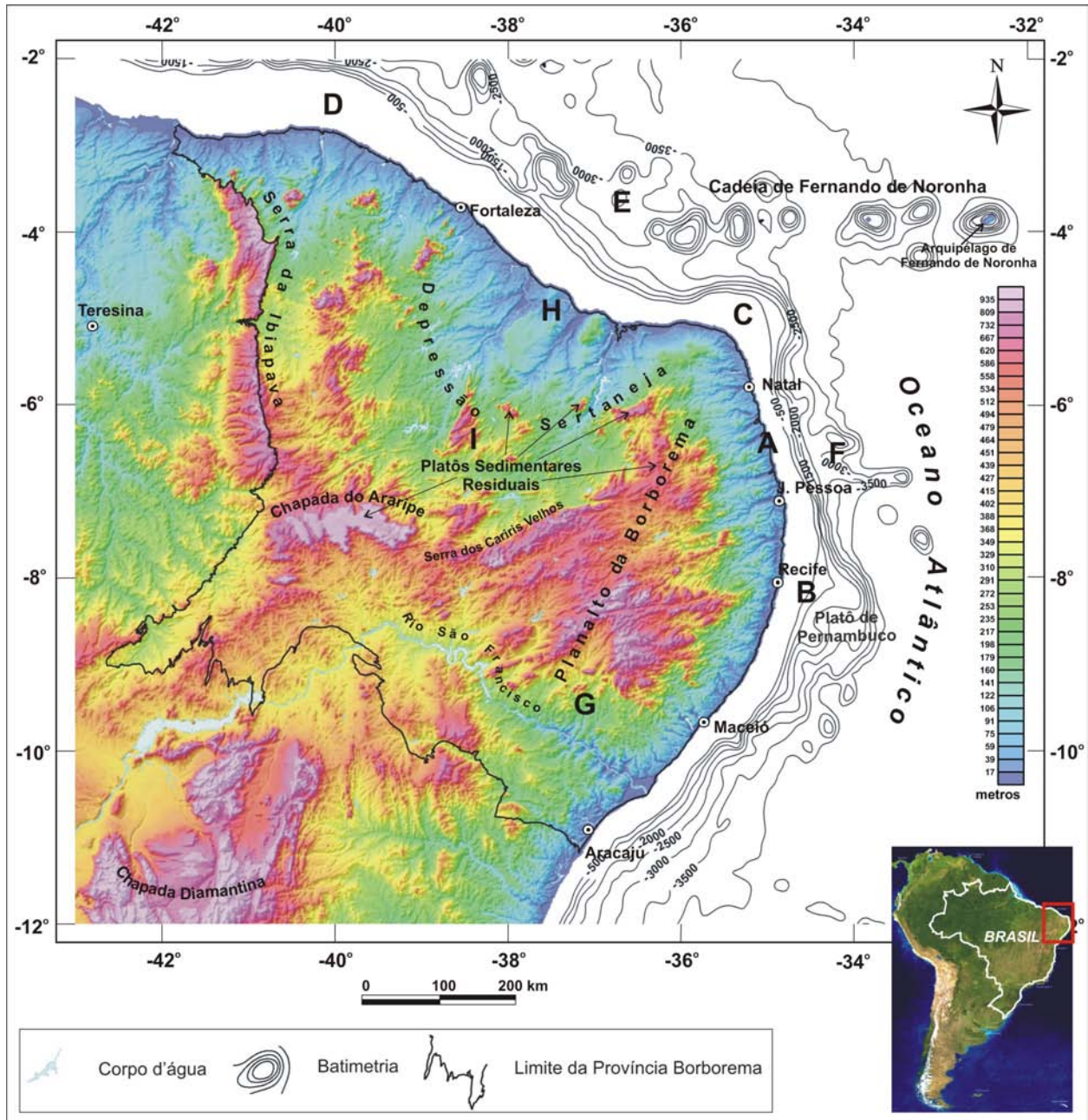


Figura 9.1: Superfície digital da região continental da Província Borborema, em conjunto com a batimetria da área oceânica adjacente. Imagem sombreada (Inc = 35° e Dec = 315° Az). Sobre a superfície digital estão indicadas as principais assinaturas topográficas. A linha preta é o limite da Província Borborema na definição clássica de Almeida *et al.* (1977)

Na Margem Leste, a forma da quebra apresenta mudanças. Na região de Recife (**B**) o declive tem uma forma côncava, e é suave até a profundidade 2 km. Em seguida ocorre um rápido aumento da profundidade até atingir 4,8 km, na planície oceânica. Na região de Natal, a quebra tem semelhanças com a Margem Equatorial. Após um aprofundamento abrupto até 3 km, ocorre um batente com largura em torno de 60 km (**F**), para em seguida cair novamente de forma abrupta até a profundidade de 4 km. As diferenças nas configurações das duas margens devem ter relação com o estilo tectônico de sua evolução inicial, e com a superposição de novos eventos magmáticos-tectônicos na fase de deriva continental.

O Planalto da Borborema

O Planalto da Borborema é geologicamente constituído por batólitos de granitos e complexos de rochas gnaíssicas-migmatíticas. Localmente ocorrem vestígios de rochas supracrustais metassedimentares. O planalto possui uma forma elíptica alongada na direção NNE-SSW (Figura 9.1), com a extremidade mais larga limitada pelo Rio São Francisco a SSW (**G**) e a extremidade afinada apontando para Touros-RN, a NNE (**C**). O comprimento maior é de 470 km e a largura varia entre 330 e 70 km. As maiores altitudes, entre 1.000 e 1.200 metros, ocorrem na parte central e no flanco oeste, onde um conjunto de cumeeiras delimita a Depressão Sertaneja. O flanco leste é limitado por gradientes mais suaves, em transição para os tabuleiros costeiros. O flanco sul apresenta uma suave transição para o Vale do Baixo Rio São Francisco. A extremidade NNE aponta para região de encontro das margens costeiras Leste e Equatorial, no Alto Tectônico de Touros.

A Depressão Sertaneja

A Depressão Sertaneja é uma ampla planície com altitudes variando de 0 a 200 metros, circundada por uma cadeia de serras com altitude que atingem até 1.200 metros (Figura 9.1). A depressão, em conjunto com as serras que a circundam, tem uma forma semi-circular, com eixo na direção NE-SW e aberta para a área oceânica. A região que apresenta as menores altitudes se localiza na margem costeira, onde também estão as fozes dos rios Jaguaribe, Mossoró e Assu (**H**).

A região entre a altitude de 200 metros e o sopé das serras é caracterizada por uma zona de transição com largura máxima de 70 km, e aclive suave até a altitude de

300 metros. No setor centro-sudoeste da depressão ocorre um conjunto semicircular de serras, com diâmetro de 100 km e altitudes de até 700 metros (I).

No contexto geológico, a parte central da depressão coincide com a Bacia Potiguar. A região de transição é marcada pelo domínio de rochas metassedimentares e complexos gnaíssicos-migmatíticos. Nas cumeeiras que contornam a depressão dominam rochas graníticas, com exceção da Chapada do Araripe, da Serra dos Martins e da Serra de Santana, aonde ocorrem platôs de rochas sedimentares.

9.3 - Análise Integrada: Gravimetria, Anomalia do Geóide, Topografia e Magmatismo

Neste item será efetuada uma análise conjunta dos dados gravimétricos, das anomalias da superfície do geóide, da topografia e do magmatismo que ocorreu nas áreas continental e oceânica. Essa correlação tem o objetivo de introduzir as interpretações no sentido de definir modelos que justifiquem os dados geofísicos e, ao mesmo tempo, permitam compreender as causas profundas da epirogênese do Planalto da Borborema e do magmatismo cenozóico.

9.3.1 - Anomalias Gravimétricas Bouguer e a Topografia

O mapa de anomalias Bouguer (Figura 9.2) indica que a quebra da plataforma continental coincide com início do gradiente positivo na transição entre a crosta continental e a crosta oceânica. Ou seja, o início do afinamento mais intenso da crosta continental tem uma relação inversa com o talude continental. Dessa forma, na região do talude, a crosta apresenta forte afinamento. Esse afinamento prossegue até o limite inferido entre a crosta continental e a crosta oceânica, que ocorre aproximadamente na parte mediana do gradiente positivo.

O Planalto da Borborema é caracterizado por uma tendência Bouguer negativa. Porém, ela não é tão expressiva quanto seria esperado, quando é levado em conta o resultado da modelagem isostática efetuada no Capítulo 8. O resultado da modelagem indica que, para um modelo de carregamento apenas na superfície e com espessura elástica efetiva (T_e) = 25 km, o carregamento da topografia deve ser compensado por uma raiz na crosta com amplitude em torno de 3 km (Capítulo 8). Investigações de dados telessísmicos efetuadas por França *et al.* (2006), que

indicaram espessuras crustais em torno de 33 km na região central do planalto, corroboram essa expectativa. Sem dúvida, a proximidade do planalto com a margem continental e o efeito muito forte do afinamento crustal na anomalia Bouguer são as causas da dificuldade em identificar uma anomalia Bouguer negativa, em correlação com o planalto. Por essa razão, foi efetuada uma filtragem gaussiana para remoção de um comprimento de onda longo (3.000 km) nos dados de anomalia Bouguer. O resultado dessa filtragem apresentado na Figura 9.3, demonstra que os limites do Planalto da Borborema coincidem com uma anomalia Bouguer negativa, cujos parâmetros, comprimento de onda (em torno de 550 km) e amplitude (30 mGal), sugerem uma fonte profunda causada por contraste de densidade negativo localizado na interface crosta-manto.

A região da Depressão Sertaneja é marcada pela existência de uma anomalia Bouguer positiva centralizada em relação ao grande anfiteatro topográfico que a circunda. A modelagem isostática efetuada no Capítulo 8 (Figura 8.1) identificou um afinamento da crosta que penetra no continente segundo o *Trend* Cariri-Potiguar, tal como já observado por Castro *et al.* (1997 e 1998). Assim, a anomalia seria causada por um contraste de densidade positivo entre a crosta e o manto litosférico, de densidade mais alta, que ocupou o espaço produzido pelo afinamento. O efeito epirogênico do rifteamento no Cretáceo já não existe, e a condição atual da topografia, como a própria designação geográfica descritiva indica, sugere uma subsidência. Na região da depressão ocorrem várias anomalias Bouguer positivas com comprimentos de onda inferiores a 80 km (anomalias **A**, **B**, **C**, **D** e **E** na Figura 9.2). Essas anomalias estão correlacionadas com as principais estruturas da Bacia Potiguar, e não podem ser explicados apenas por um contraste de densidade entre o embasamento da bacia e os seus sedimentos. Por exemplo, a anomalia alongada **A** (Figura 9.2) é produzida por material denso, possivelmente rochas magmáticas que penetraram na crosta aproveitando a Falha de Carnaubais. Outro aspecto importante é o forte residual isostático positivo observado na região do *Trend* Cariri-Potiguar (Capítulo 8). Aparentemente, uma carga intracrustal densa provocou (ou provoca) uma subsidência, com um conseqüente soerguimento reflexo nas bordas, a qual gerou (ou gera) a forma topográfica da Depressão Sertaneja. As condições de fluxo térmico elevado, que como conseqüência diminuiu a resistência mecânica da litosfera da região da depressão e do Rife Potiguar (T_e em torno de 5 km nas proximidades da margem continental, Capítulo 6), sem dúvida favorecem o modelo de evolução topográfica esboçado acima. Em

resumo, os dados de anomalia Bouguer refletem o efeito da superposição de dois eventos distintos, um afinamento crustal no Cretáceo segundo o *Trend* Cariri-Potiguar e um evento posterior que colocou uma carga densa no interior da crosta. As fontes mais prováveis dessa carga positiva são rochas magmáticas densas, e o evento mais provável é o Vulcanismo Macau. Porém, é possível também que parte das fontes densas observadas ao longo do *Trend* Cariri-Potiguar tenham tido sua origem durante o rifteamento no Cretáceo.

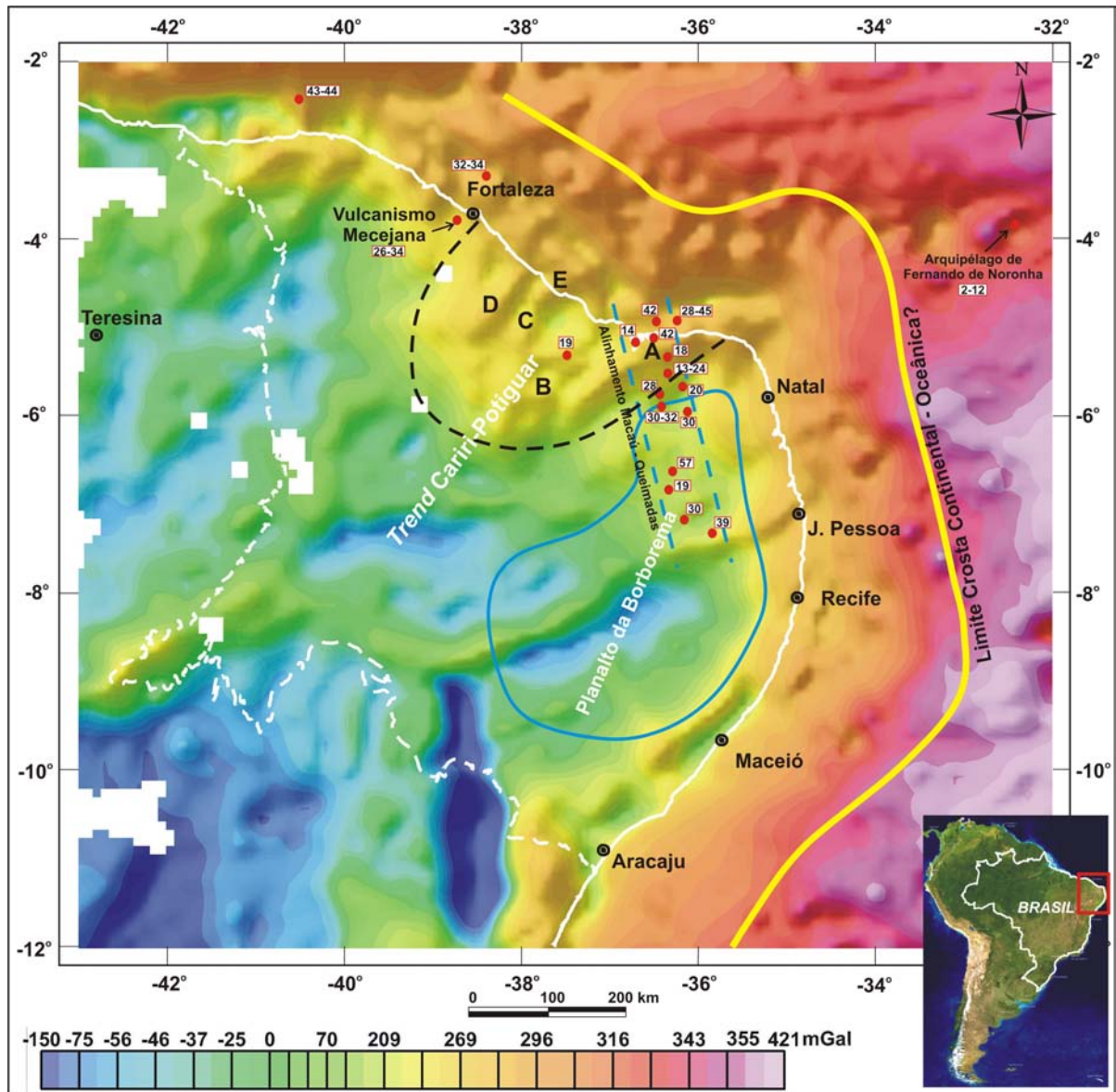


Figura 9.2: Anomalias Bouguer com superposição dos limites do Planalto da Borborema (traço azul) e da Depressão Sertaneja (traço preto descontinuo). Estão indicados o *Trend* Cariri-Potiguar e o Alinhamento Macaú-Queimadas. Os pontos vermelhos são ocorrências de rochas vulcânicas com as respectivas datações geocronológicas (em Ma). O traço amarelo é o limite inferido entre a crosta continental e a crosta oceânica. A linha branca tracejada é o limite da Província Borborema na definição clássica de Almeida *et al.* (1977). Imagem sombreada (Inc. = 35°, Dec. = 315°Az).

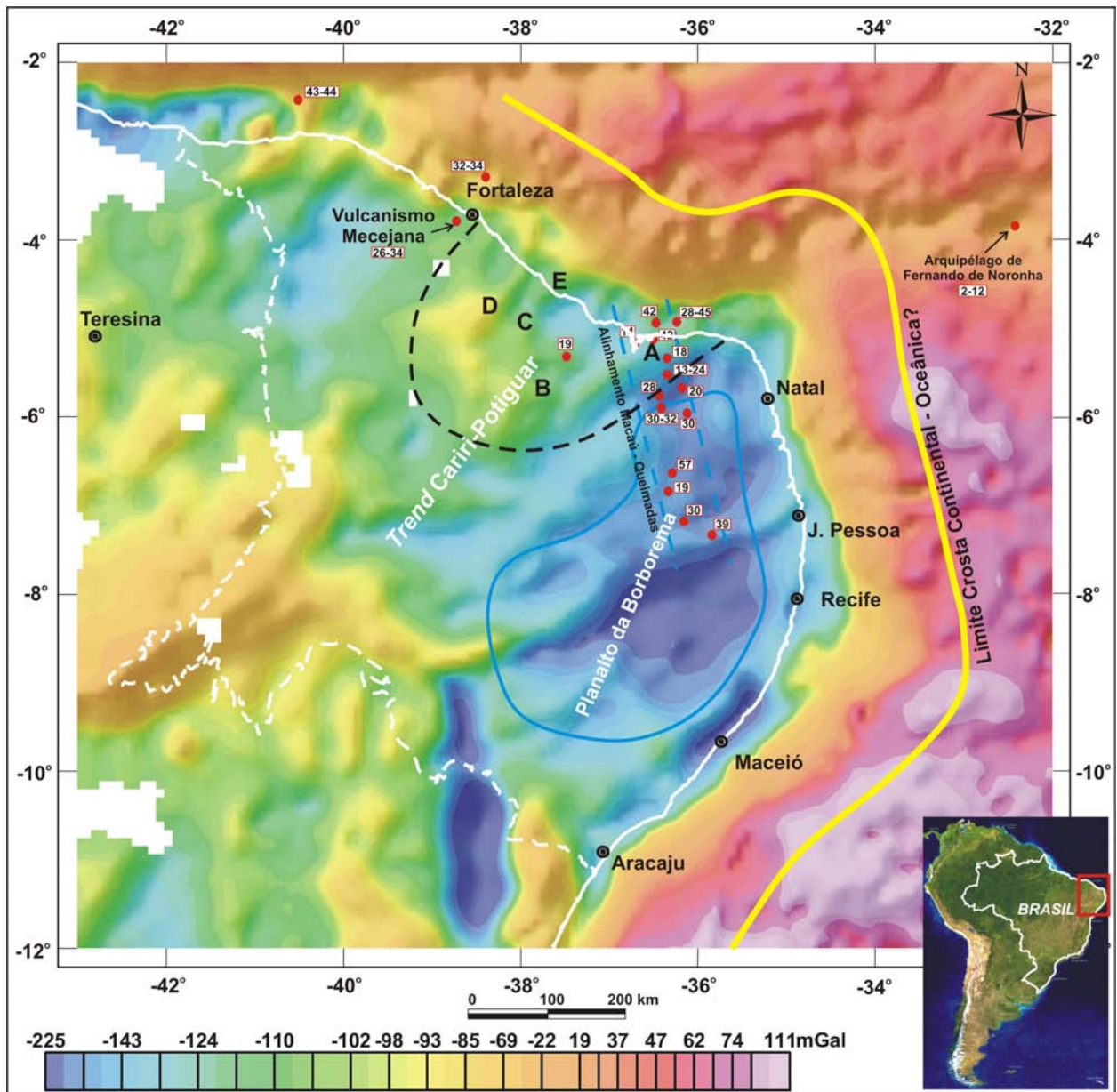


Figura 9.3: Anomalias Bouguer residuais (filtro gaussiano regional-residual, passa-alta, 3.000 km) com superposição dos limites do Planalto da Borborema (traço azul) e da Depressão Sertaneja (traço preto descontinuo). Estão indicados o *Trend* Cariri-Potiguar e o Alinhamento Macaú-Queimadas. Os pontos vermelhos são ocorrências de rochas vulcânicas com as respectivas datações geocronológicas (em Ma). O traço amarelo é o limite inferido entre a crosta continental e a crosta oceânica. A linha branca tracejada é o limite da Província Borborema na definição clássica de Almeida *et al.* (1977). Imagem sombreada (Inc. = 35°, Dec. = 315°Az).

9.3.2 - Anomalias Gravimétricas Ar-livre e a Topografia

As anomalias gravimétricas ar-livre incorporam o efeito da carga topográfica, que são removidas no cálculo da anomalia Bouguer. Por essa razão, as anomalias ar-livre representam a forma mais pura da anomalia gravimétrica. Porém, para os geofísicos de prospecção, a anomalia Bouguer é mais prática porque ela revela apenas os contrastes de densidades entre as rochas, sem o efeito “indesejado” da topografia. Na área oceânica, a anomalia ar-livre não possui os problemas relacionados com o uso da anomalia Bouguer que, por causa da correção aplicada, tende a apresentar uma correlação inversa com a topografia. Dessa forma, tanto no continente quanto no oceano o efeito das cargas topográficas pode ser bem discriminado pela anomalia ar-livre.

A Província Borborema, como um todo, se caracteriza por um excesso positivo de anomalia ar-livre, principalmente na região centro-norte do Planalto da Borborema. (**A** na Figura 9.4). Quando uma crosta está em equilíbrio isostático com os seus carregamentos topográficos, a anomalia ar-livre apresenta um pico positivo na borda do relevo e tende para zero na parte central da feição topográfica. Isso ocorre porque o efeito gravitacional da raiz crustal é aproximadamente igual ao da correção Bouguer, e assim, a anomalia ar-livre, que não incorpora a correção Bouguer, tenderá para zero sobre uma topografia regional expressiva que tenha uma raiz crustal capaz de compensá-la, enquanto a anomalia Bouguer ficará negativa. Ao contrário, se não houver uma raiz crustal para compensar a topografia, a anomalia ar-livre será positiva e a Bouguer tenderá para zero (Bott 1971) (Figura 9.5). Portanto, a indicação do positivo ar-livre, bem como, a sismicidade associada com a reativação recente do Lineamento Pernambuco na região central do Planalto da Borborema (Vasconcelos *et al.* 2008, Ferreira *et al.* 2008), são indícios de que a crosta da região do planalto continua a ser deformada, e o relevo possivelmente ainda está em epirogênese.

A Depressão Sertaneja está orlada por uma faixa de anomalias positivas ar-livre que se correlacionam com o relevo que a circunda (Serra de Santana - **B**, Serra de Teixeira - **C**, Chapada do Araripe - **D**) (Figura 9.4). Na parte central da depressão se observa também a ocorrência de anomalias positivas. Em parte, essas anomalias refletem a topografia mais elevada na região da Serra do Martins (**E** na Figura 9.4); porém, ocorrem anomalias positivas na região do Rifte Potiguar, como observado na Falha de Carnaubais (**F** na Figura 9.4) e na Plataforma de Aracati (**G** na Figura 9.4). Na

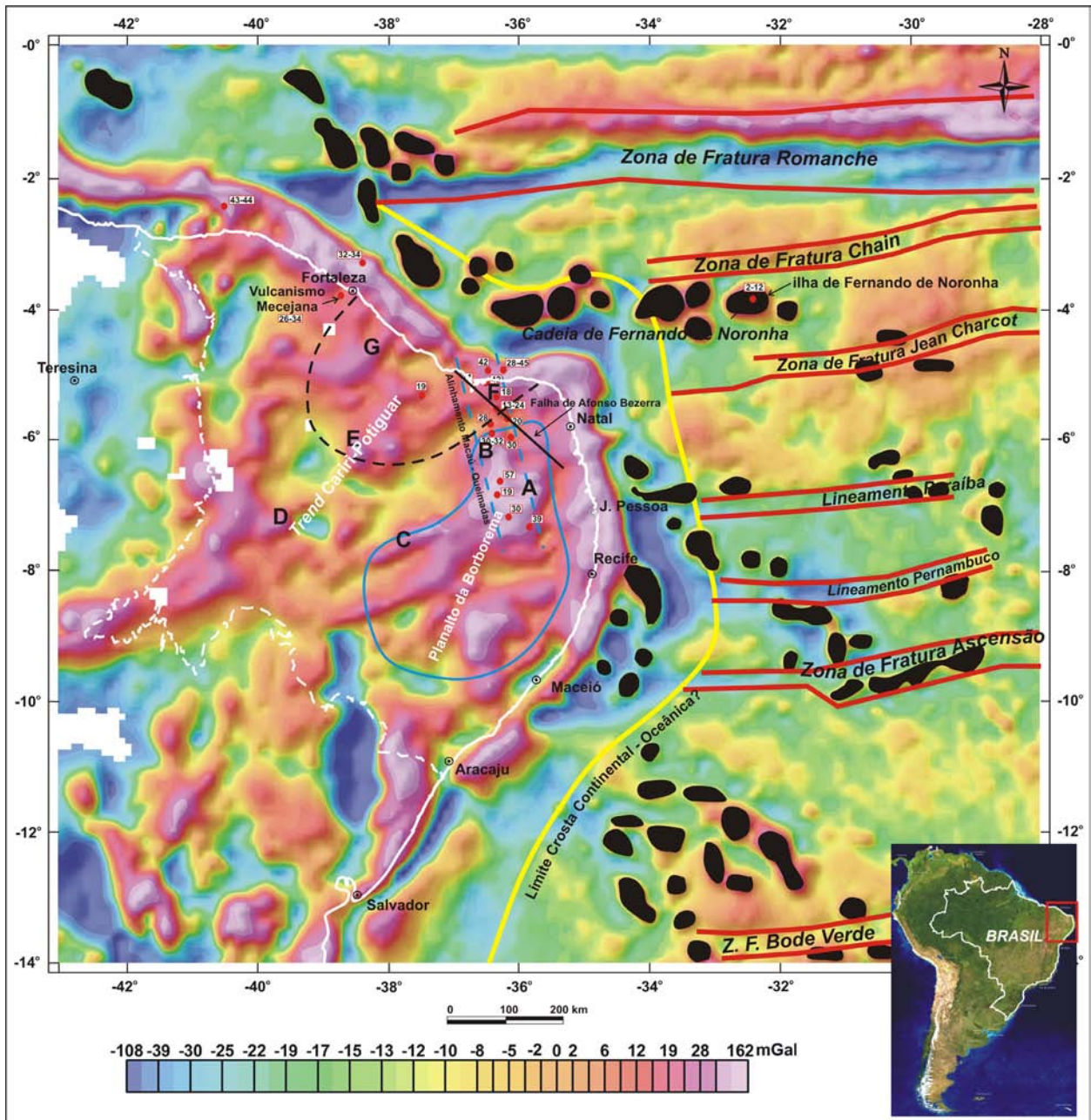


Figura 9.4: Anomalias ar-livre com superposição dos limites do Planalto da Borborema (traço azul) e da Depressão Sertaneja (traço preto descontinuo). Estão indicados o *Trend Cariri-Potiguar*, o Alinhamento Macaú-Queimadas e as Zonas de Fratura Oceânica. Os pontos vermelhos são ocorrências de rochas vulcânicas com as respectivas datações geocronológicas (em Ma). O traço amarelo é o limite inferido entre a crosta continental e a crosta oceânica. As formas semi-elípticas em cor preta da área oceânica são interpretações de centros vulcânicos. A linha branca tracejada é o limite da Província Borborema na definição clássica de Almeida *et al.* (1977). Imagem sombreada (Inc. = 35°, Dec. = 315°Az).

região central da depressão existe uma boa correlação entre a anomalia ar-livre positiva e a anomalia Bouguer positiva. Como já anteriormente citado, o anômalo positivo Bouguer de comprimento de onda longo é interpretado como um efeito do afinamento da crosta no *Trend Cariri Potiguar*. Porém, regiões com relevos baixos como o da depressão, geralmente possuem anomalia ar-livre negativa. Esse dado adicional, de uma anomalia ar-livre positiva sem correlação com topografia elevada na região central da depressão, reforça a hipótese da existência de uma fonte no interior da crosta, com contraste de densidade positivo. Também pelas razões já expostas, é um bom indício de desequilíbrio isostático.

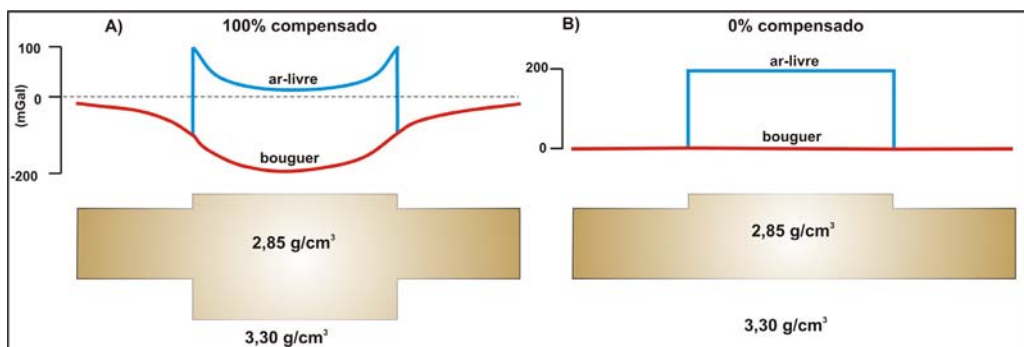


Figura 9.5: Anomalias Bouguer e ar-livre sobre um relevo topográfico: **A)** 100% compensado, e **B)** 0% compensado. Adaptado de Bott (1971).

9.3.3 - Anomalias da Superfície do Geóide e a Topografia

A região nordeste da província possui a anomalia positiva da superfície do geóide mais expressiva do Brasil (figuras 3.3 e 9.6). Ela tem uma forma elíptica com eixo maior ($\cong 500$ km) na direção N-S e o menor ($\cong 300$ km) na direção E-W. Apesar de apresentar uma forma muito parecida com a do Planalto da Borborema (em mapa), o centro geográfico da anomalia do geóide está claramente deslocado para nordeste em relação ao Planalto da Borborema. O flanco leste tem uma boa correlação com a Margem Leste, e o ápice da anomalia aponta para a região de encontro das duas margens continentais, enquanto o flanco oeste está em parte controlado pela borda oeste do planalto. O pico da anomalia positiva está localizado a oeste de João Pessoa-PB. Esta anomalia é causada por fontes localizadas entre o manto litosférico e a superfície. Essas fontes apresentam características petrofísicas que causam soerguimento de 22 metros da superfície equipotencial (modelo da superfície geoidal apresentado pelo IBGE, Figura 3.3).

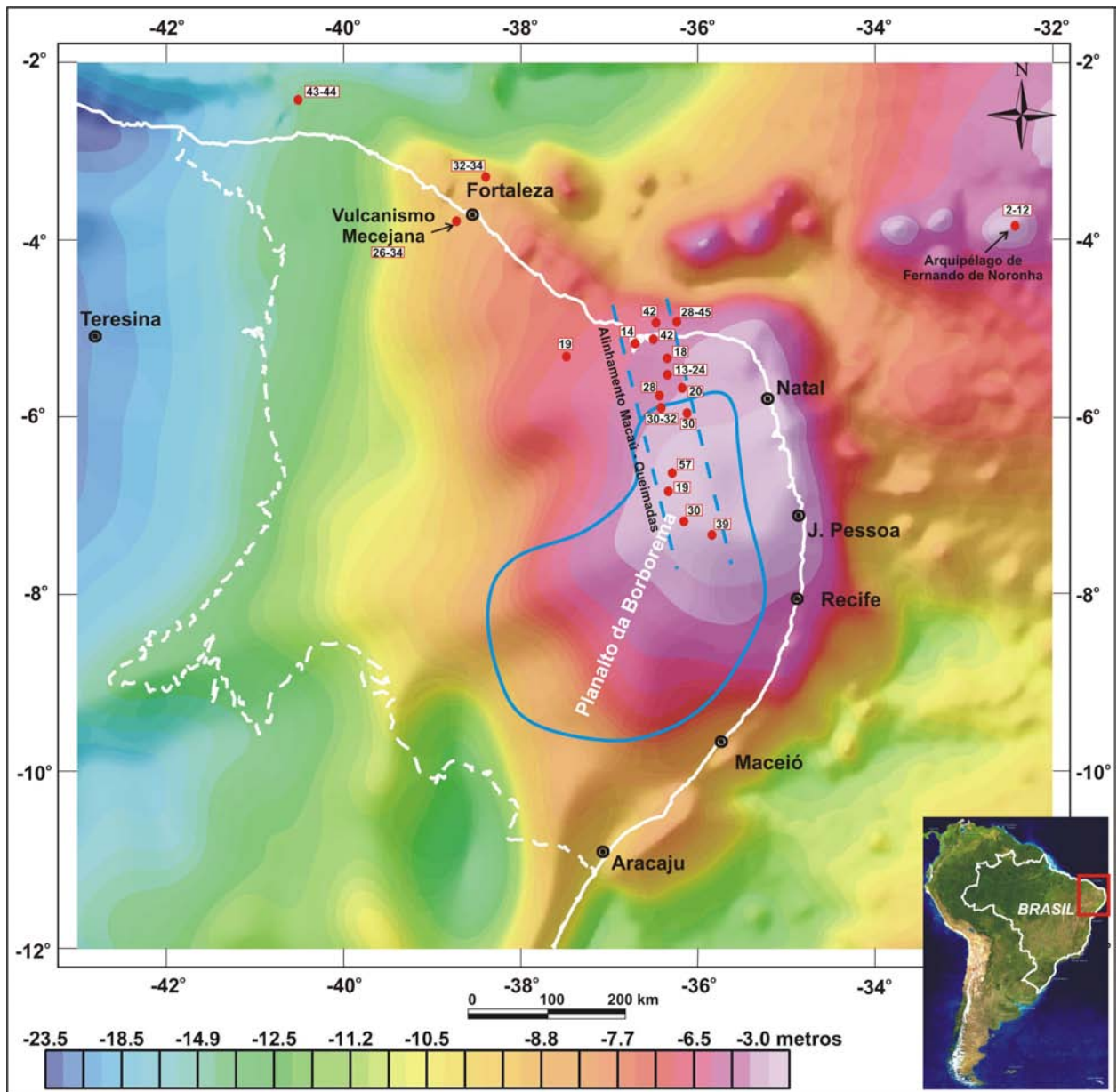


Figura 9.6: Superfície do geóide da região da Província Borborema processada por Sandwell & Smith (1997), com superposição dos limites do Planalto da Borborema (traço azul). Está indicado o Alinhamento Macaú-Queimadas. Os pontos vermelhos são ocorrências de rochas vulcânicas com as respectivas datações geocronológicas (em Ma). A linha branca tracejada é o limite da Província Borborema na definição clássica de Almeida *et al.* (1977). Imagem sombreada (Inc. = 35°, Dec. = 315°Az).

9.3.4 - Gravimetria e o Magmatismo do Cenozóico

No mapa de anomalia ar-livre apresentado na Figura 9.4 destaca-se, na área oceânica, uma grande quantidade de assinaturas positivas, interpretadas como formas semicirculares na cor preta, que estão correlacionadas com montes submarinos, e que devem representar centros vulcânicos (ver também Mazarovich *et al.* 1999 e Gomes *et al.* 2000). O mais conhecido deles é o monte submarino da Ilha de Fernando de Noronha, com ocorrência de rochas magmáticas no intervalo entre 1,5 e 12 Ma (Ulbricht *et al.* 2004), geradas pela passagem da Placa Sul-americana sobre um *hot spot* (Misuzaki *et al.* 2002), ou uma pluma mantélica (Fodor *et al.* 1998). Uma feição da anomalia ar-livre muito importante, relacionada com esses montes submarinos, é o lóbulo negativo que circunda quase todos eles. Essa feição reflete a flexura elástica da litosfera oceânica gerada pelo peso das rochas magmáticas superpostas. A amplitude e o comprimento de onda da flexura têm uma correlação direta com a idade da placa e com as suas condições termais e, portanto, com a sua rigidez flexural (Watts 2001). A idade de quase todos esses centros vulcânicos é desconhecida. Porém, a maioria deve pertencer à fase de deriva continental e, portanto, mais jovens que a idade máxima da crosta oceânica da região (em torno de 80 Ma).

Observa-se que ocorre um importante alinhamento de centros vulcânicos na direção NW-SE, além do alinhamento E-W da Cadeia de Fernando de Noronha, e de alguns centros alinhados segundo as zonas de fratura Jean Charcot e Ascensão (Figura 9.4). O alinhamento de direção NW-SE começa na Zona de Fratura de Ascensão e atravessa em ângulo aberto os lineamentos Pernambuco e Paraíba (onde os montes recebem a denominação de Montes Submarinos de Pernambuco). O alinhamento está interrompido (pelo menos não existem registros de rochas magmáticas cenozóicas) na região do continente e da plataforma continental próximas de Natal-RN, e prossegue na Margem Equatorial, onde atravessa a Cadeia de Fernando de Noronha e a Zona de Fratura Romanche. Esse alinhamento NW-SE é paralelo à Falha de Afonso Bezerra (ou Lineamento Afonso Bezerra), uma estrutura do continente com indícios de reativação frágil recente (Hackspacker *et al.* 1985, Cremonini & Karner 1995, Caldas 1998, Dantas 1998). No sul, na região frontal da costa entre Aracaju-SE e Salvador-BA, ocorre também um grande aglomerado de anomalias ar-livre correlacionadas com montes submarinos (denominados Montes Submarinos da Bahia), quase todas orientadas na direção NW-SE (Figura 9.4).

Da observação da Figura 9.4, se percebe com clareza que, na área oceânica, a posição de uma boa parte dos centros vulcânicos está controlada pela direção das zonas de fraturas. Ou seja, em uma crosta fina e relativamente homogênea, como a crosta oceânica, a penetração de um magma gerado pela fusão do manto é facilitada pelas descontinuidades pré-existentes (Zucca *et al.* 1982, Hekinian *et al.* 1995), ou por aquelas geradas pelos tensores de esforços remotos que atuaram no momento de penetração do magma (Forsyth *et al.* 2006).

Sem dúvida, pelas observações efetuadas acima, é possível inferir que um importante evento magmático (ou mais de um) com duração temporal desconhecida, ocorreu na área oceânica em torno da margem continental da província, no tempo que vai do final do Mesozóico até o Cenozóico. Por outro lado, na área continental, o volume de rochas magmáticas cenozóicas é muito reduzido, como se pode deduzir pela cartografia geológica dessas rochas, cujo posicionamento espacial ocorreu segundo um alinhamento de direção aproximadamente meridiana, denominado Macau-Queimadas (Sial 1976a, Almeida *et al.* 1988, Misuzaki *et al.* 2002, Souza *et al.* 2004, Silveira 2006) (Figura 9.4). Além do mais, esse alinhamento não apresenta nenhuma correlação com os alinhamentos da área oceânica e não está associado com estruturas continentais importantes. No entanto, ele é aproximadamente paralelo a Margem Leste; seu eixo está na distância em torno de 150 km a oeste dessa margem, e apresenta uma importante correlação espacial com a anomalia positiva do geóide (Figura 9.6).

9.3.5 - Discussão e Resumo dos Resultados para a Correlação entre Magmatismo Cenozóico, Gravimetria, Topografia e Anomalia do Geóide

Os dados apresentados sugerem que deve existir um grande volume de rochas vulcânicas na região oceânica próxima da margem continental da província. Esse vulcanismo, que precisa ser comprovado por dados diretos, é controlado por zonas de fraturas oceânicas e por um grande alinhamento de direção NW-SE, que tem no continente uma estrutura paralela reativada por tectônica recente (a Falha de Afonso Bezerra). Também, nos resultados e nas discussões efetuadas acima e nos capítulos anteriores (capítulos 6, 7 e 8), se demonstrou que na área da província ao norte do Lineamento Patos, ou mais precisamente na região nordeste, próxima do encontro das margens Leste e Equatorial e no *Trend* Cariri-Potiguar, existem vários indícios de que o interior da crosta e a sua base possuem fontes densas. Apesar

dessas fontes serem mais densas que a média da densidade da crosta continental, uma raiz na base da crosta terá contraste de densidade negativo em relação ao manto. Assim, na região do Planalto da Borborema, a filtragem do mapa de anomalia Bouguer para a remoção de um comprimento de onda longo (3000 km) revela uma anomalia negativa que deve ter como fonte o espessamento da crosta continental. Adicionalmente, a anomalia positiva do geóide, que também está em parte correlacionada com a topografia positiva deve ser causada por uma soma de fontes localizados no manto litosférico, na base e no interior da crosta, e no seu topo (a topografia). Esses fatos, em comparação com os resultados da modelagem isostática (capítulos 6 e 7), corroboram o modelo de que a crosta da parte norte da província recebeu carregamentos na base e no topo, em uma razão de 15 vezes maior para o da base. Se o magmatismo na crosta oceânica e no continente tiver a mesma origem, e a quantidade de magma gerado no manto de ambas as regiões tiver a mesma proporção, então, o volume de rochas magmáticas que chegou à superfície do continente, em relação ao oceano, é muito pequeno. As razões para isso estariam relacionadas às diferenças das propriedades entre as crostas continental e oceânica e, assim, hipoteticamente, ao considerar a anomalia do geóide e o modelo isostático, se poderia sugerir que no continente, por causa da espessura, das condições térmicas e da heterogeneidade da crosta, um grande volume de rochas magmáticas não conseguiu atingir a superfície e, por isso, ficou aprisionado na sua base, formando um *underplating* magmático.

9.4 - Modelos de Geração do Magmatismo Cenozóico na Província Borborema

Neste item serão discutidos os mecanismos de dois modelos para a origem do magmatismo cenozóico. No primeiro caso é analisado, com base em dados de tomografia de ondas superficiais e anomalias residuais do geóide, um mecanismo de convecção em pequena escala (*Edge Driven Convection-EDC*), que pode ter sido formado por instabilidades termais e de viscosidade, entre a raiz da litosfera continental fria da Província Borborema e o manto adjacente quente. No segundo caso, como uma alternativa ao primeiro caso, é avaliada, com base em dados de tomografia de ondas superficiais e no deslocamento da Placa Sul-Americana nos últimos 80 Ma, a possibilidade de que a região da Província Borborema tenha passado sobre uma “crista térmica” no intervalo entre 80 e 20 Ma.

9.4.1 - Modelo de Convecção em Pequena Escala

Apesar de recorrente, o magmatismo que ocorreu na Província Borborema, durante o Cenozóico, ao longo do Alinhamento Macau-Queimadas, não apresenta correlação espacial/temporal. Por isso, é muito difícil atribuir sua origem a uma passagem da Placa Sul-Americana sobre um *hot spot*. No entanto, a investigação das estruturas frágeis e o soerguimento do Planalto da Borborema favorecem o domeamento da crosta em correlação temporal com esse magmatismo (Jardim de Sá *et al.* 1999a, Jardim de Sá 2001, Sousa 2003). Neste trabalho, em várias oportunidades tem sido apresentado o modelo hipotético de um *underplating* magmático da crosta como um mecanismo capaz de gerar esforços verticais com magnitude suficiente para produzir a deformação e soerguimento da crosta continental. Porém, nessa hipótese, resta uma questão: se ocorreu *underplating* magmático da crosta e não existiu pluma mantélica, como foi produzido o magma? No restante deste capítulo será apresentado um mecanismo para a geração do magmatismo cenozóico que não necessita da atuação de uma pluma mantélica, porém pode explicar o magmatismo e sua posição espacial no continente, além da hipótese do *underplating* e, conseqüentemente, o soerguimento do planalto.

O modelo de geração de magmatismo intraplaca proposto é denominado “*Edge Driven Convection - EDC*”. Ele foi desenvolvido por King & Anderson (1998) e King & Ritsema (2000), para explicar o vulcanismo intraplaca cenozóico da África e da

América do Sul (King & Ritsema 2000), e a formação de derrames de basaltos intracontinentais (King & Anderson 1995), em alternativa ao modelo de pluma mantélica. Segundo Scott D. King, *EDC* é uma instabilidade que ocorre na interface entre uma litosfera estável e espessa e uma litosfera fina (*Understanding the Edge-Driven Hypothesis*, <http://www.mantleplumes.org/EDGE.html>). Esse modelo de formação de convecção em pequena escala, em margens continentais estáveis, sobretudo em regiões continentais cratonizadas (Figura 9.7), é baseado no fato de que a mudança de espessura da litosfera, no limite entre a litosfera oceânica e a litosfera continental, produz um grande contraste lateral de temperatura e viscosidade. Esse contraste induz um fluxo convectivo em pequena escala no manto localizado abaixo das margens continentais. O fluxo convectivo pode provocar um arrasto do manto litosférico frio para baixo, até profundidades em torno de 660 km no interior do manto.

As figuras 9.8 e 9.9, extraídas de King & Anderson (1998) e King & Ritsema (2000), respectivamente, apresentam resultados de modelagens numéricas da *EDC*. Scott D. King sugere que outras formas de geração de fluxo convectivo em pequena escala também podem ocorrer, como por exemplo: i) na delaminação de uma litosfera subcratônica, e ii) quando ocorre troca de calor entre um manto aquecido insulado abaixo de uma litosfera continental espessa e um manto frio localizado abaixo da litosfera oceânica adjacente.

Neste trabalho será empregado dados de tomografia de ondas superficiais e dados de anomalias da superfície do geóide para justificar a aplicação do *EDC* como um modelo hipotético para a geração do magmatismo cenozóico na Província Borborema. O emprego desse modelo tem a virtude de explicar a intermitência temporal do magmatismo e a sua posição espacial no interior do continente.

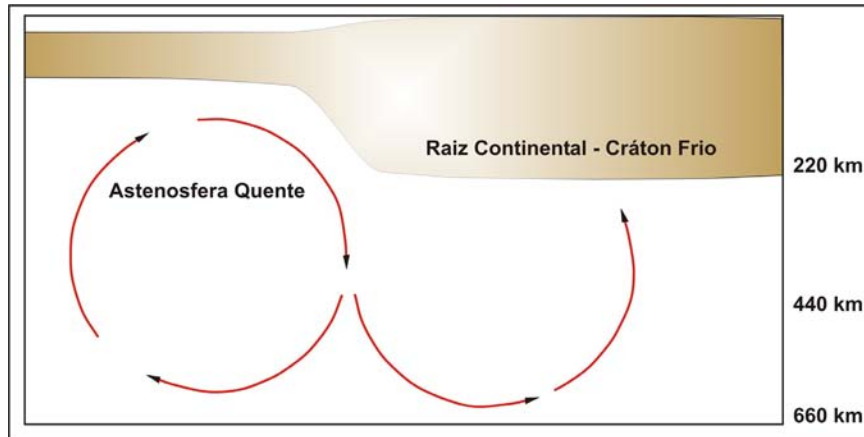


Figura 9.7: Ilustração do fluxo convectivo em pequena escala gerado por instabilidade no limite da litosférica de uma crosta continental espessa e estável (EDC). A EDC é produzida pelo contraste de temperatura e viscosidade entre a raiz da litosférica continental fria e o manto astenosférico quente. Adaptado de <http://www.mantleplumes.org/EDGE.html>.

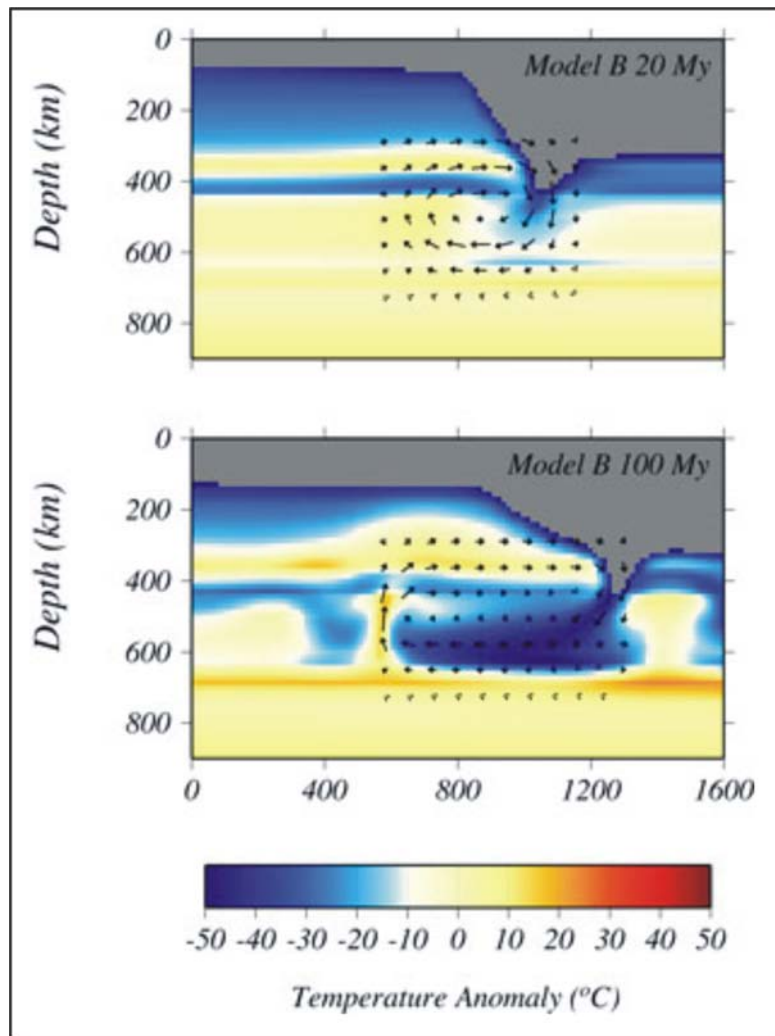


Figura 9.8: Anomalias de temperatura e campos de velocidade obtidos por cálculos do efeito da variação de espessura da litosfera. A largura da bacia oceânica é de 1.800 km. A parte de cima apresenta as condições após 20 Ma do início do processo. A parte de baixo apresenta as condições após 100 Ma do início do processo. Fonte: King & Ritsema (2000).

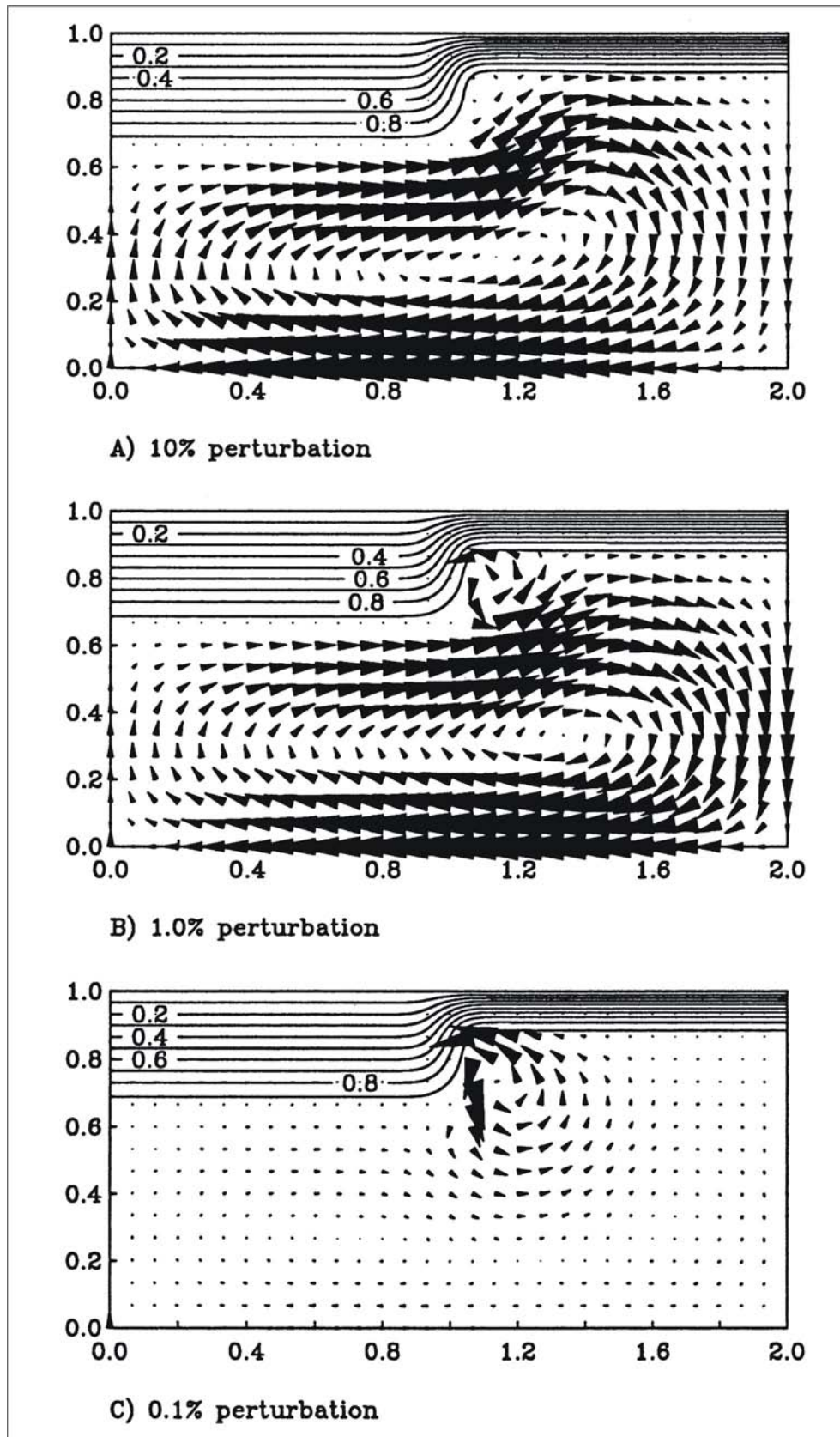


Figura 9.9: *Edge Driven Convection-EDC* com variação no grau de perturbação. As velocidades são 30 cm/ano (10% de perturbação), 4 cm/ano (1% de perturbação) e 2,5 cm/ano (0,1% de perturbação). Os parâmetros da modelagem numérica estão descritos em King & Anderson (1998).

9.4.2 - Interpretação de Dados de Tomografia de Ondas Superficiais Integrada com Dados de Anomalias Residuais do Geóide

Abaixo serão apresentadas interpretações integradas de dados de tomografia e do geóide, com vistas a fornecer subsídios para os modelos de geração do magmatismo cenozóico da Província Borborema. Inicialmente será efetuada uma breve discussão sobre as principais características dos dados de tomografia, além das limitações e cuidados que os intérpretes devem ter quando empregam esse tipo dado.

9.4.2.1 - Conceitos Básicos de Tomografia de Ondas Superficiais

Segundo Fowler (2005), as ondas superficiais (*Rayleigh* e *Love*) são ondas sísmicas que percorrem a superfície da Terra e não penetram muito profundamente no seu interior. Elas são melhor geradas por terremotos rasos. As ondas superficiais possuem maior amplitude e um tempo maior de duração do que as ondas de corpo (P e S) e, como sua velocidade é menor do que a das ondas de corpo, elas chegam aos sismômetros após essas ondas (P e S).

As ondas superficiais de longo período são empregadas para determinar a estrutura de velocidade da onda de cisalhamento no interior da Terra. Assim, a perturbação negativa na velocidade sísmica (diminuição da velocidade que nas imagens de tomografia aparece em tons avermelhados) pode indicar a presença de fluidos, que interpretativamente podem corresponder a regiões mais quentes e menos densas da litosfera. Com o emprego desses dados é possível, indiretamente, mapear o manto litosférico e a astenosfera subjacente até a profundidade de 300 km. Exemplos do uso dessa técnica e dos métodos para inversão de dados sísmicos de ondas superficiais para conversão em imagens tomográficas do interior da Terra podem ser lidos em Barmin *et al.* (2001), Ritzowller *et al.* (2001), Ritzowller *et al.* (2002) e Shapiro & Ritzowller (2002). Especificamente para o Continente Sul-Americano destacam-se as publicações de Feng *et al.* (2004) e Feng *et al.* (2007).

Don L. Anderson (<http://www.mantleplumes.org/TomographyProblems.html>) faz uma série de observações sobre problemas no uso de imagens de tomografia sísmica para o mapeamento e a interpretação de feições do manto. Por isso, antes de começar a interpretar esse tipo de informação, é importante levar em consideração a sua opinião. Segundo Don L. Anderson, apesar da tomografia global ser uma poderosa

ferramenta para a investigação do interior da Terra, experimentos sísmicos de detalhe tem revelado que o manto é muito mais complexo do que a tomografia é capaz de mostrar. Ou seja, o manto não é bem explicado por modelos simplistas e convencionais. Além do mais, não se deve considerar as velocidades sísmicas como um termômetro. Assim, para os intérpretes de imagens tomográficas, Don L. Anderson faz as seguintes advertências:

- I) a cobertura de raios sísmicos na Terra é esparsa e pontual;
- II) a aparência das imagens tomográficas pode modificar radicalmente pelo ajuste do esquema de cor ou do modelo de referência;
- III) o resultado da imagem tomográfica depende crucialmente da geometria do raio. O que está intimamente ligada com a geometria dos terremotos e das estações sísmicas;
- IV) atualmente alguns algoritmos e métodos de inversão não são eficientes na correção de alguns problemas, tais como anisotropia, frequência finita da onda sísmica e complexidade da fonte do terremoto, e
- V) a tomografia global tem uma resolução pobre.

Não obstante as observações acima, que são genéricas, Shapiro & Ritzowler (2002) realizaram uma nova abordagem de inversão que contempla os itens I, II, IV e V. Os principais aspectos apreciados são os seguintes:

- I) inversão conjunta de ondas de fase e de ondas de grupo, o que minimizou os efeitos dos ruídos e aumentou a resolução;
- II) remoção de *outliers* (dados com características muito diferentes do restante dos dados), além de empregar a norma L1, um funcional em que os dados a serem ajustados são normalizados pelas suas variâncias (o que aumentou a influência dos dados de alta qualidade e com consistência interna);
- III) usaram a abordagem do feixe gaussiano por modelagem direta (o que diminui a sensibilidade do tempo de percurso na geometria do raio);
- IV) utilizaram como vínculo um modelo de Terra, a partir das informações conhecidas (o que aumentou a resolução); e
- V) no fim, o resultado não foi o modelo de melhor ajuste, e sim o modelo MM (modelo mediano), que reforçou no modelo final as feições persistentes.

A adoção dos procedimentos acima permite que as imagens tomográficas tenham resolução para feições regionais com magnitude superiores a 100 km e profundidades de até 300 km, o que satisfaz os objetivos desta Tese.

9.4.2.2 - Análise Integrada: Brasil - África

Inicialmente será efetuada uma análise comparativa entre as margens do Brasil e da África. Nesse ponto é importante esclarecer alguns aspectos com relação às ocorrências de vulcanismo nesses continentes e no Oceano Atlântico. No mapa de localização de *hot spots* apresentado na Figura 9.10, se observa que na Placa Africana estão mapeadas inúmeras ocorrências de vulcanismo, algumas muito próximas da margem do continente africano. Por outro lado, na Placa Sul-Americana destacam-se apenas as ocorrências das ilhas de Fernando de Noronha (FDN) e Trindade (TRI). Anderson & Schramm (2005) descartam a origem dessas ilhas vulcânicas por pluma e atribuem para elas um mecanismo do tipo *EDC*. Esses autores também atribuem esse mesmo tipo de mecanismo para a origem das ilhas vulcânicas da Madeira (MAD) e de Cabo Verde (CV) na costa da África.

Para que as anomalias do geóide dessa região (Figura 9.11) pudessem ser analisadas com mais detalhe, e as feições de comprimento de onda longo não interferissem na observação e na integração com os dados de tomografia de ondas superficiais, foi removido um comprimento de onda longo (3.000 km) dos dados processado por Sandwel & Smith (1997), por meio de um filtro gaussiano de separação regional-residual. O resultado está apresentado na Figura 9.12.

A observação dos mapas de anomalias do geóide (figuras 9.11 e 9.12) demonstra que, na costa brasileira, apenas na região da Província Borborema e na região da margem sul-sudeste próxima da Bacia do Paraná, existem anomalias positivas de geóide. Por outro lado, a costa da África é toda orlada por anomalias positivas (Figura 9.12). Na margem brasileira, Ussami *et al.* (1999) relacionaram as anomalias de geóide com soerguimento crustal e aquecimento da litosfera. Ernesto *et al.* (2002), com base em dados de anomalias do geóide e de tomografia sísmica, descartaram a origem por pluma mantélica para o magmatismo intraplaca da Bacia do Paraná, e atribuíram para esse magmatismo uma possível origem por *EDC*. King & Ritsema (2000) defenderam claramente o mecanismo de *EDC* para o vulcanismo do tipo *hot spot* nas placas Africana e Sul-Americana. Apesar dos artigos clássicos que defendem o *EDC* não apresentarem nenhuma correlação com anomalias do geóide (King & Anderson 1998, King & Ritsema 2000), aparentemente, existe uma ligação íntima entre anomalia positiva do geóide e *EDC*. Resultados apresentados por Shapiro *et al.* (1999), para modelagens numéricas da estabilidade e da dinâmica da litosfera

continental, na região limite entre a litosfera continental espessa e a litosfera oceânica fina, mostraram que uma anomalia de geóide positiva pode ser produzida pela região de contraste de temperatura e densidade entre a raiz da litosfera continental e o manto astenosférico adjacente. Na medida em que essa fonte de contraste desaparece com o tempo, a estabilidade do limite diminui e, em consequência, a anomalia de geóide também perde magnitude.

Em seguida, para tentar verificar de uma forma mais ampla as correlações apresentadas e discutidas acima, um corte vertical de tomografia de ondas superficiais será apresentado, em correlação com um perfil de anomalia residual do geóide, na Latitude 6°S. A distribuição espacial das assinaturas vistas no corte vertical poderá ser avaliada em cortes horizontais que abrangem a área continental do Brasil e da África, e a região do oceano Atlântico localizado entre elas.

Fatia Vertical na Latitude 6°S

Esta fatia vertical atravessa o oceano desde a Província Borborema até a África (figuras 9.13, 9.14 e 9.15). As figuras apresentam uma perturbação negativa da velocidade em forma de um arco (**F**, -3%) que tem o ápice na cadeia meso-oceânica. Aparentemente ele está correlacionado com correntes de convecção. Porém, no lado da Placa Africana, ele está truncado. Tanto na margem brasileira, como na margem africana, se observa uma perturbação positiva da velocidade na astenosfera (tons esverdeados, +2%). A forma dessa feição (**B**) sugere um arrasto da litosfera continental mais fria (ou mais seca) para dentro da astenosfera mais quente (ou menos seca). Além disso, em ambos os casos, ela está correlacionada com uma anomalia residual positiva de geóide (**A**). Também, nas duas margens, o aspecto do limite de transição entre o manto litosférico continental e o manto da região oceânica é bastante difuso (**C**). Nesta fatia fica clara a correlação da cadeia meso-oceânica com uma anomalia residual positiva do geóide (**E**). Nesse caso, a fonte da anomalia parece ser um manto mais quente (ou menos seco, ou menos denso). Assim, poderia se pensar que a fonte do geóide não tem uma relação direta com o sinal da perturbação da velocidade sísmica, pois a correlação no caso da cadeia meso-oceânica é inversa daquela que ocorre nas duas margens. Porém, é necessário salientar que na fatia horizontal de 250 km de profundidade (Figura 9.15) a correlação da cadeia meso-oceânica é com uma perturbação positiva da velocidade sísmica (**L**).

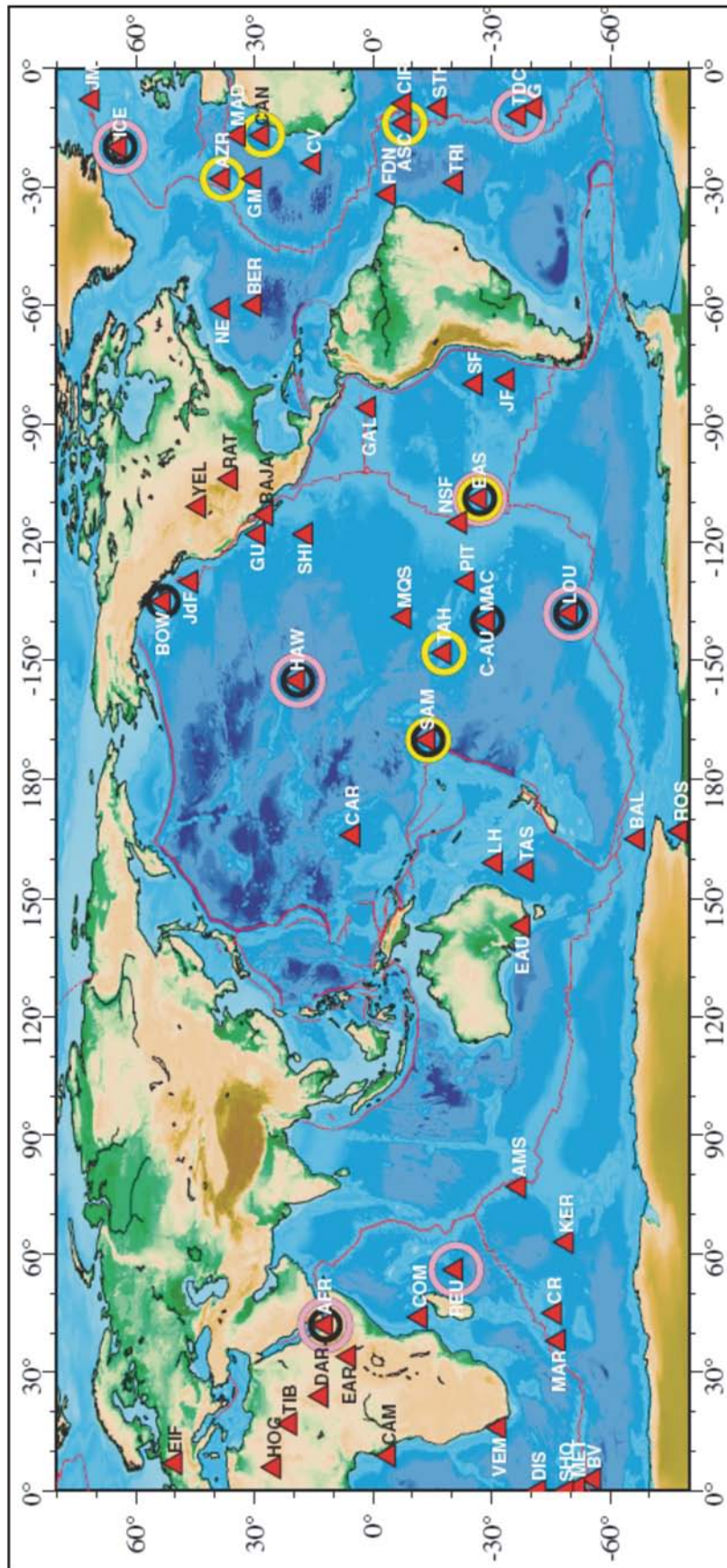


Figura 9.10: Mapa de localização de hot spots. Os triângulos vermelhos representam 51 hot spots. Círculos pretos representam hot spots localizados sobre anomalias sísmicas de baixa velocidade. Círculos amarelos representam plumas propostas com base em anomalia de velocidade sísmica de ondas P. Círculos magenta representam plumas propostas a partir de cinco critérios (Curtillot et al. 2003), os quais se acredita estejam relacionados com plumas. Fonte: Anderson & Schramm (2005).

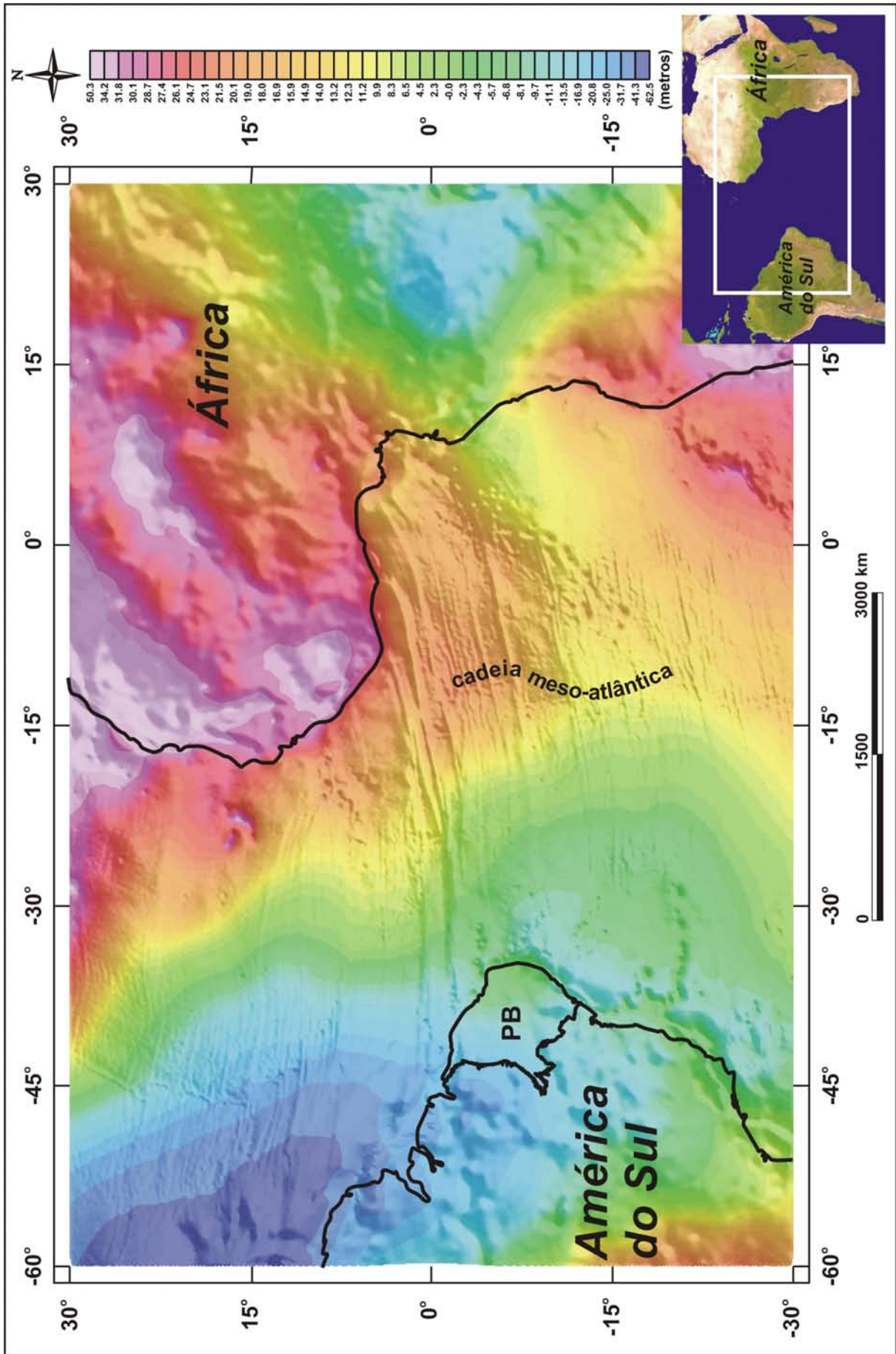


Figura 9.11: Superfície do geóide da região do Oceano Atlântico entre a América do Sul e a África. PB - Província Borborema.

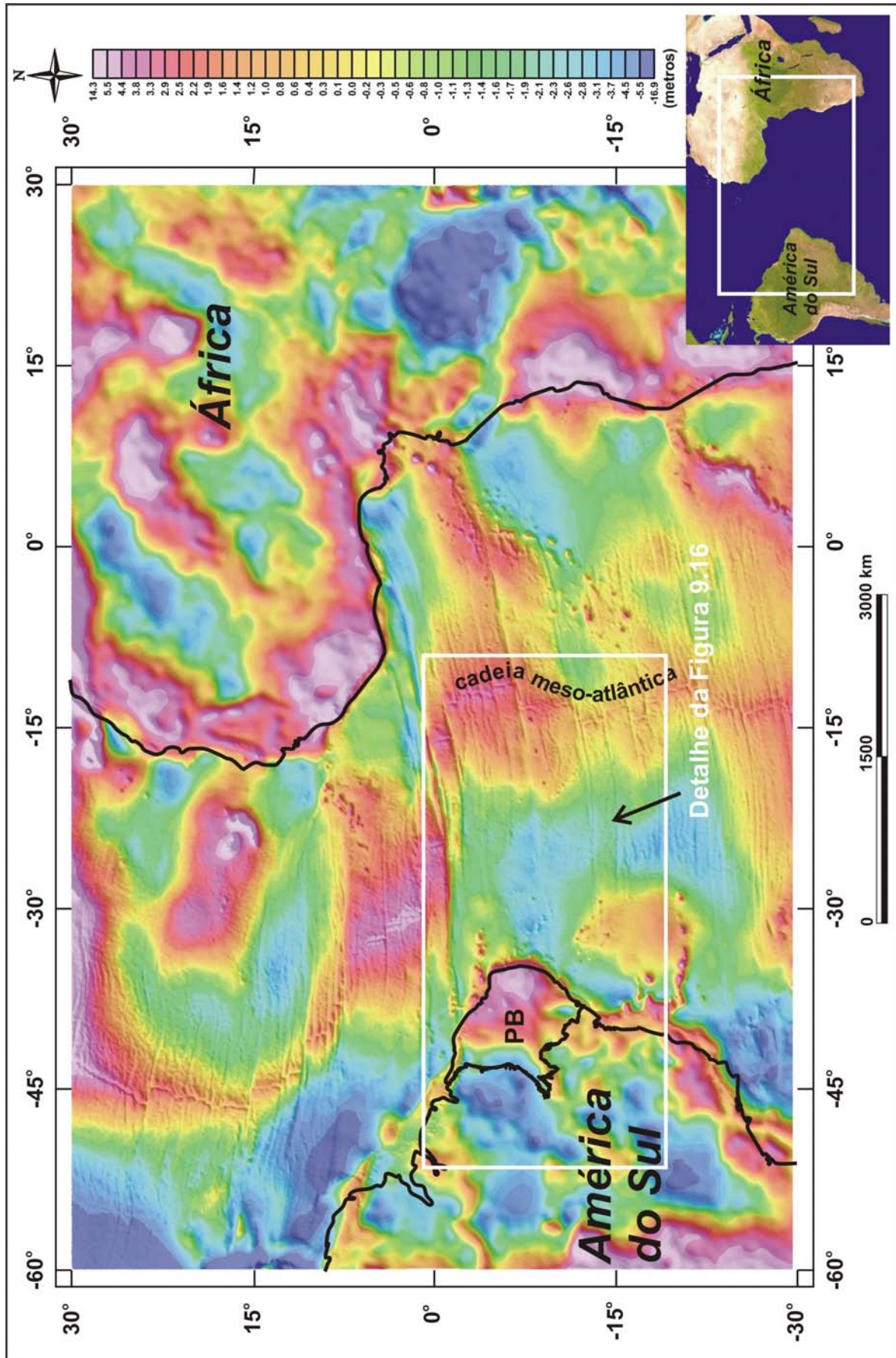


Figura 9.12: Anomalias residuais da superfície do geóide da região do Oceano Atlântico entre a América do Sul e a África. Filtro gaussiano, passa-alta, 3,000 km. **PB** - Província Borborema.

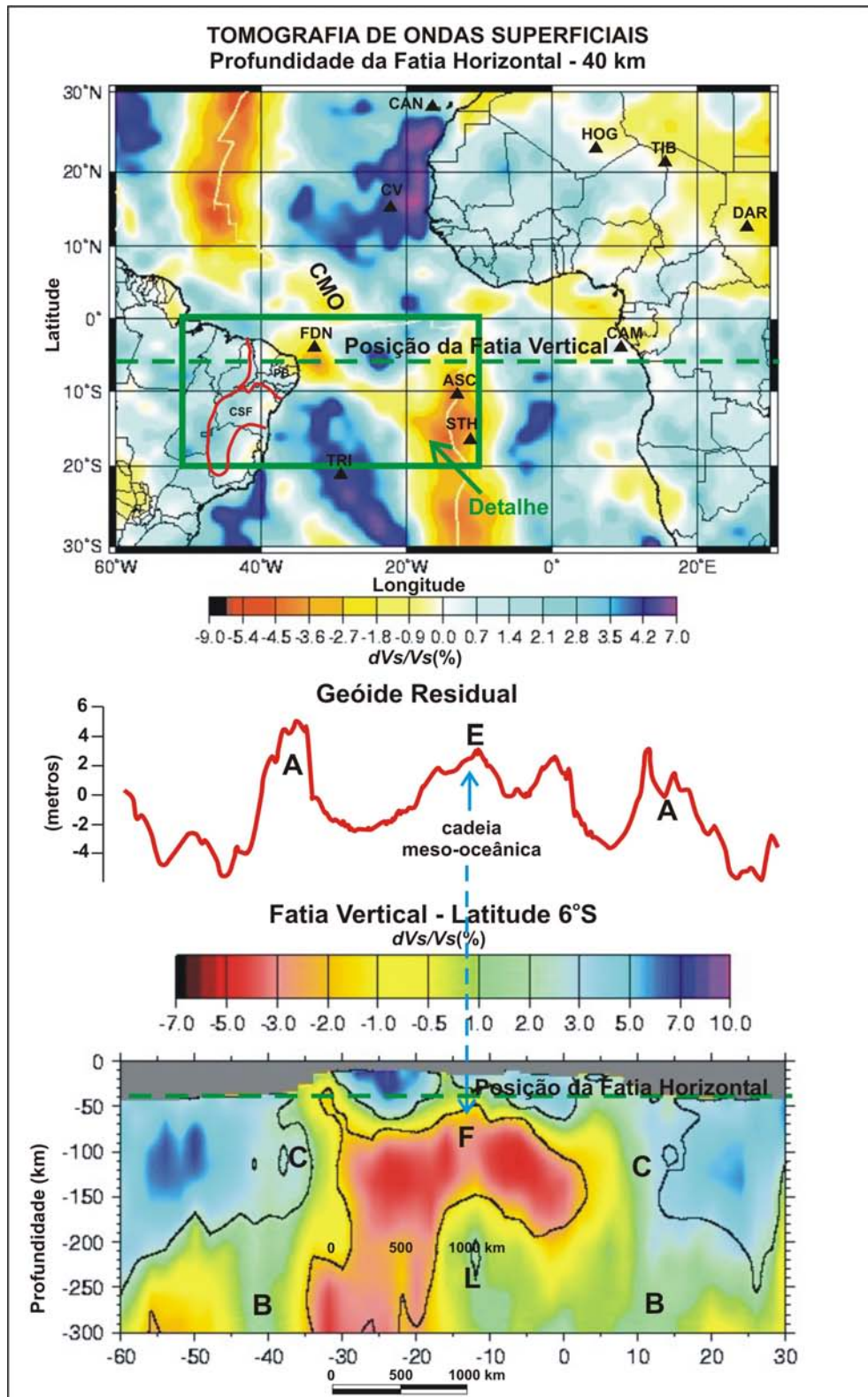


Figura 9.13: Correlação dos dados de tomografia de ondas superficiais com anomalias do geóide residual. Fatia Vertical na Latitude -6° e a Fatia Horizontal localizada 20 km abaixo da *Moho*. **CMO** - Cadeia Meso-oceânica; **PB** - Província Borborema; **CSF** - Cráton do São Francisco. Possível *hot spots*: **FDN** - Fernando de Noronha; **ASC** - Ascensão; **STH** - Santa Helena; **TRI** - Trindade; **CAN** - Canárias; **CV** - Cabo Verde; **CAM** - Camarões; **HOG** - Hoggar; **TIB** - Tibesti; **DAR** - Darfur. Explicações no texto.

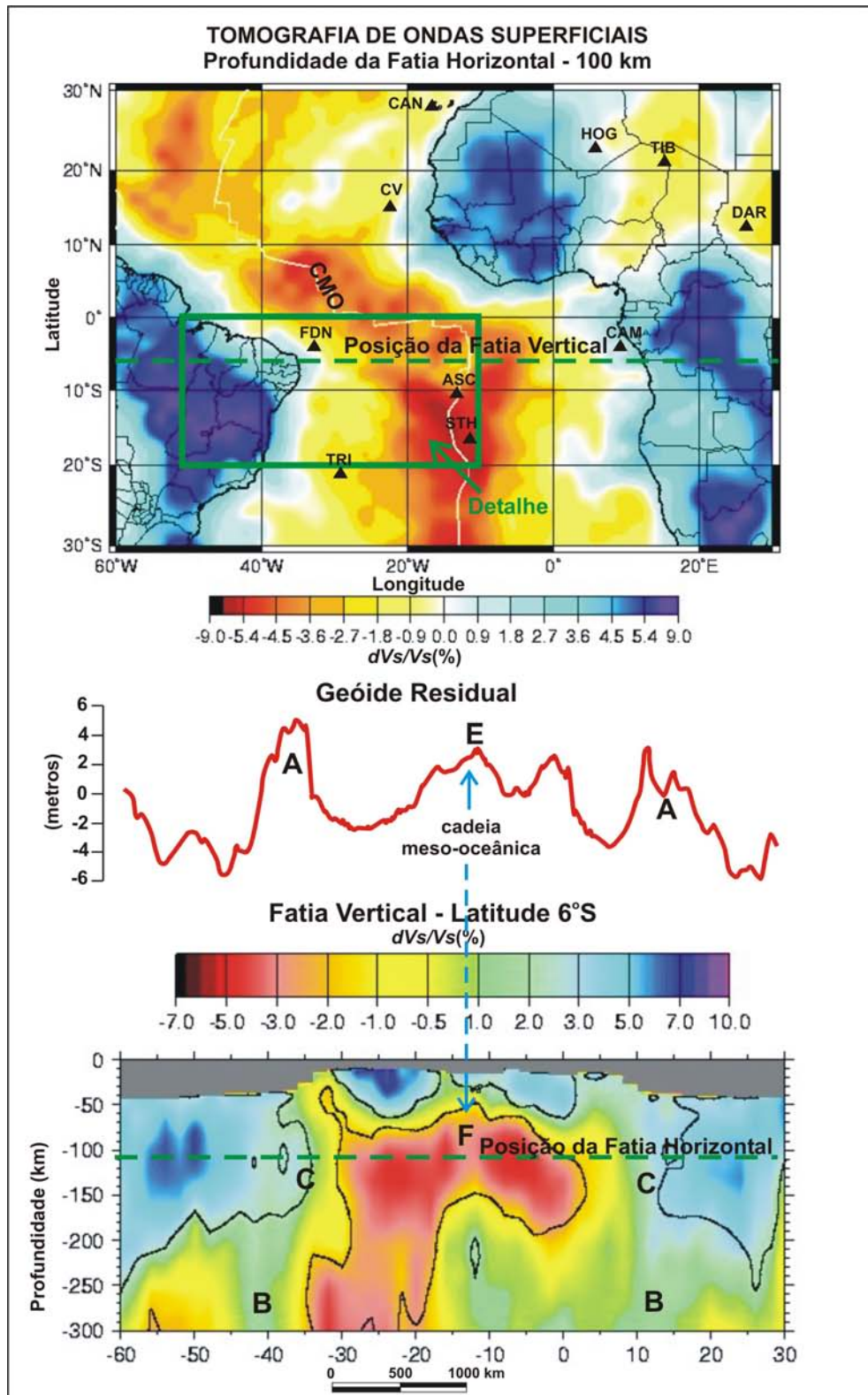


Figura 9.14: Correlação dos dados de tomografia de ondas superficiais com anomalias do geóide residual. Folia Vertical na Latitude -6° e a Folia Horizontal localizada 100 km abaixo da *Moho*. **CMO** - Cadeia Meso-oceânica; **PB** - Província Borborema; **CSF** - Cráton do São Francisco. Possível *hot spots*: **FDN** - Fernando de Noronha; **ASC** - Ascensão; **STH** - Santa Helena; **TRI** - Trindade; **CAN** - Canárias; **CV** - Cabo Verde; **CAM** - Camarões; **HOG** - Hoggar; **TIB** - Tibesti; **DAR** - Darfur. Explicações no texto.

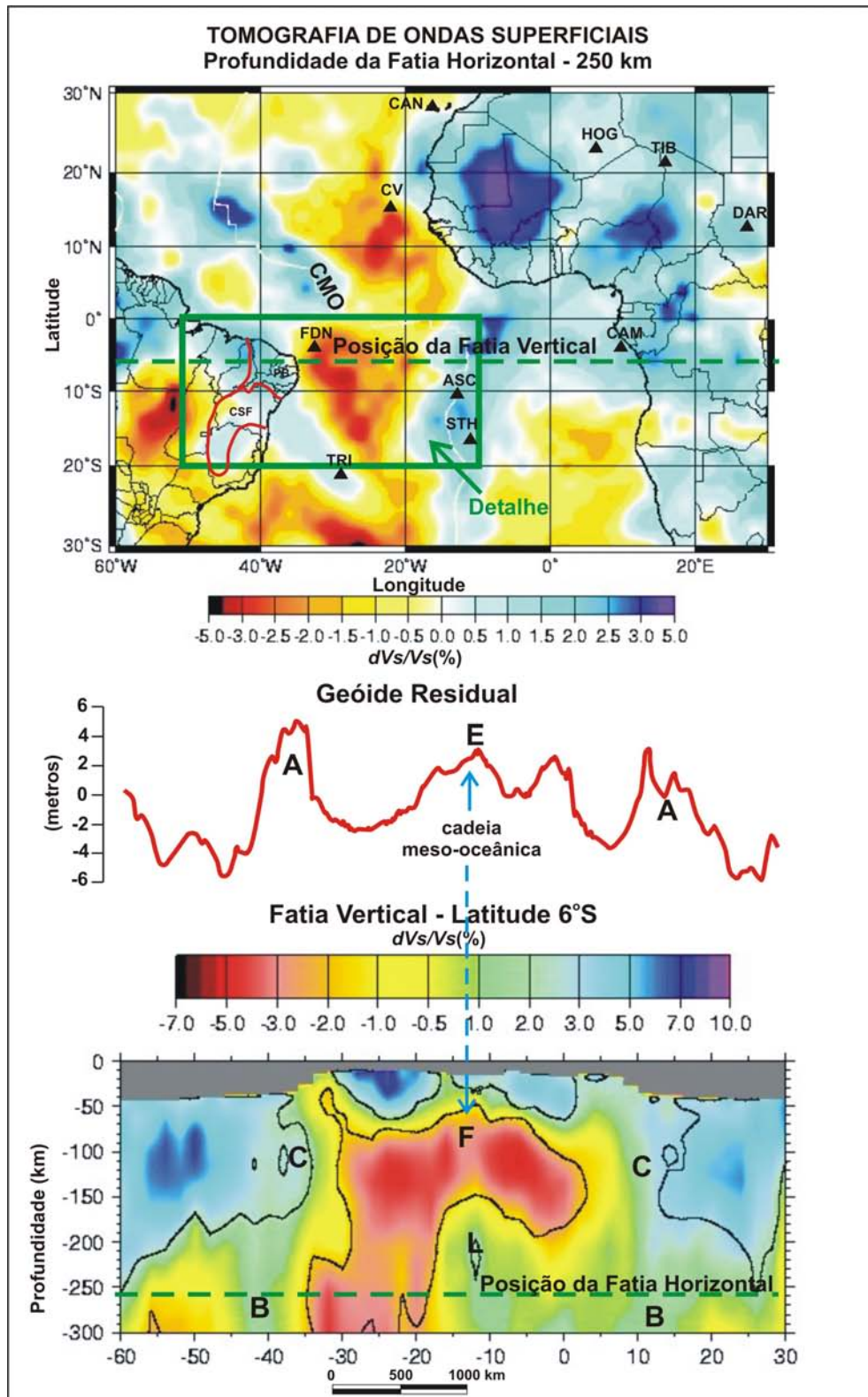


Figura 9.15: Correlação dos dados de tomografia de ondas superficiais com anomalias do geóide residual. Fatia Vertical na Latitude -6° e a Fatia Horizontal localizada 250 km abaixo da *Moho*. **CMO** - Cadeia Meso-oceânica; **PB** - Província Borborema; **CSF** - Cráton do São Francisco. Possível *hot spots*: **FDN** - Fernando de Noronha; **ASC** - Ascensão; **STH** - Santa Helena; **TRI** - Trindade; **CAN** - Canárias; **CV** - Cabo Verde; **CAM** - Camarões; **HOG** - Hoggar; **TIB** - Tibesti; **DAR** - Darfur. Explicações no texto.

9.4.2.3 - Análise Integrada na Região da Província Borborema

Para que os dados de anomalia do geóide pudessem ser observados com detalhe na Região da Província Borborema, a Figura 9.16 apresenta um detalhe do mapa de anomalias residuais do geóide apresentado na Figura 9.12. Como pode ser observado na Figura 9.16, as assinaturas de menor comprimento de onda ficaram muito mais enfatizadas, sobretudo no caso da Província Borborema, onde a anomalia residual do geóide ocupa quase toda a área da província. Na área continental destaca-se também uma anomalia residual negativa que corresponde à Bacia do Parnaíba. No oceano são bastante claros os positivos relacionados com a Cadeia Meso-oceânica, a Zona de Fratura Romanche e um intumescimento (**A**) na região da margem frontal ao Cráton do São Francisco. Na região oceânica em frente da Margem Leste da Província Borborema destaca-se um amplo negativo (**B**).

Nas figuras 9.17 a 9.28 são apresentados perfis de anomalias residuais do geóide em correlação com fatias verticais e fatias horizontais dos dados de tomografia da região da Província Borborema. A área de cobertura inclui a área oceânica até a cadeia meso-oceânica e, no continente, o Cráton do São Francisco. As fatias horizontais foram posicionadas nas profundidades de 40, 100 e 250 km. As fatias verticais, juntamente com os perfis de anomalias do geóide, estão posicionadas segundo as seguintes latitudes: 6°S, 8°S, 10°S e 12°S.

Fatia Vertical na Latitude 6°S

Observa-se nas figuras 9.17, 9.18 e 9.19 que na região da Província Borborema (**PB**) a anomalia positiva de geóide (**A**) tem correlação com um aumento da velocidade das ondas S na astenosfera (tons esverdeados, perturbação de +2%). Nesta fatia vertical, a forma dessa feição (**B**) sugere um arrasto do manto litosférico mais frio (ou mais seco) para dentro da astenosfera mais quente (ou menos seca). Os limites da litosfera, interpretados a partir dos dados de tomografia, demonstram que a província tem uma litosfera com espessura em torno de 160 km, enquanto a espessura da litosfera oceânica é aproximadamente de 50 km. Um ponto importante é o aspecto da transição entre o manto litosférico continental e o manto da região oceânica. Observa-se que não existe um limite bem definido em **C**. Outro aspecto importante é o fato de não existir, pelo menos em profundidades mais rasas do que 300 km, nenhuma anomalia de velocidade que justifique a expectativa da existência atual de um *hot spot*

(ou pluma) abaixo da Província Borborema. Na cadeia meso-oceânica, a anomalia residual positiva do geóide ocorre sobre uma perturbação negativa da velocidade (-3 a -5%) (**E**), a partir da qual se forma um semi-arco (**F**), que parece uma corrente de convecção descendente. Também se observa uma apófise (**D**), estirada entre o referido semi-arco e a margem da **PB**. O corte dessa apófise pela fatia horizontal localizada na profundidade de 40 km (Figura 9.17), apresenta uma área anômala elíptica com uma perturbação negativa da velocidade (-3%, **G**), localizada na região oceânica frontal ao nordeste da província e ao sul da Cadeia de Fernando de Noronha. Na fatia horizontal localizada a 100 km (Figura 9.18) essa perturbação negativa da velocidade não é mais observada. Porém, o corte do ápice do semi-arco acima referido destaca uma larga faixa de perturbação negativa da velocidade (em torno de -5%, **H** na Figura 9.18). Na fatia horizontal de 100 km é também possível observar a diferença entre os mantos litosféricos da Província Borborema e do Cráton São Francisco. Percebe-se pelas anomalias sísmicas que o manto litosférico da província é menos seco, ou mais quente, ou as duas coisas, do que o manto litosférico do cráton. Na fatia horizontal de 250 km (Figura 9.19) observa-se uma perturbação negativa da velocidade sísmica (-3%) com forma alongadas, na região oceânica próxima da margem continental (**I**).

Fatia Vertical na Latitude 8°S

Observa-se nas figuras 9.20, 9.21 e 9.22 que na região da Província Borborema, nesta latitude, a anomalia residual positiva do geóide (**A**) tem correlação com um aumento da velocidade das ondas S na astenosfera (tons esverdeados, perturbação de +2%). A forma dessa feição (**B**) sugere também um arrasto do manto litosférico mais frio (ou mais seco) para dentro da astenosfera mais quente (ou menos seca), porém com intensidade menor do que aquela verificada na fatia vertical da latitude 6°S (Figura 9.17). Também, a apófise com anomalia de velocidade negativa (**D**), que era bem visualizada na fatia vertical da latitude 6°S (Figura 9.17), perdeu sua intensidade, e o limite de transição entre o manto litosférico continental e o manto da região oceânica está melhor definido (**C**). Além disso, a litosfera continental parece mais espessa ($\cong 180$ km). Na cadeia meso-oceânica, a anomalia residual positiva do geóide (**E**) ocorre sobre uma perturbação negativa da velocidade (-3 a -5%), a partir da qual se forma um semi-arco (**F**), que parece uma corrente de convecção descendente.

Fatia Vertical na Latitude 10°S

Observa-se nas figuras 9.23, 9.24 e 9.25 que esta fatia vertical está posicionada no continente, nas proximidades do limite entre a Província Borborema e o Cráton do São Francisco. A anomalia positiva de geóide (**A**), e a feição associada com um possível arrasto do manto litosférico continental no interior da astenosfera (**B**), observadas nas figuras anteriores, estão bastante atenuadas. Também, a apófise de anomalias sísmicas negativas, que era bem visualizada na fatia da latitude 6°S desapareceu (**D** na Figura 9.17). Além disso, o limite entre o manto litosférico continental e o manto da região oceânica está bem definido (**C**). Na cadeia meso-oceânica a anomalia residual positiva do geóide (**E**) ocorre sobre uma perturbação negativa da velocidade (-3 a -5%), a partir da qual se forma um semi-arco (**F**), que parece uma corrente de convecção descendente.

Fatia Vertical na Latitude 12°S

Esta fatia vertical (figuras 9.26, 9.27 e 9.28) atravessa, no continente, o Cráton do São Francisco. Não se observa uma feição associada com um possível arrasto do manto litosférico continental para dentro da astenosfera. Aparentemente, por essa razão, não ocorre uma anomalia residual positiva do geóide. Além disso, apresenta um limite bem definido entre o manto litosférico continental e o manto da região oceânica (**C**). Por esses dados, a litosfera da região do Cráton São Francisco tem uma espessura em torno de 180 km. Observa-se um aumento da perturbação negativa da velocidade sísmica na cadeia meso-oceânica (**J**, -7%), que aparentemente, atenua a anomalia de geóide (**E**). Como nas outras fatias, ocorre um semi-arco (**F**), que parece uma corrente de convecção descendente. Outro aspecto a ser notado é a existência de uma anomalia de perturbação negativa da velocidade abaixo do Cráton do São Francisco (**K**).

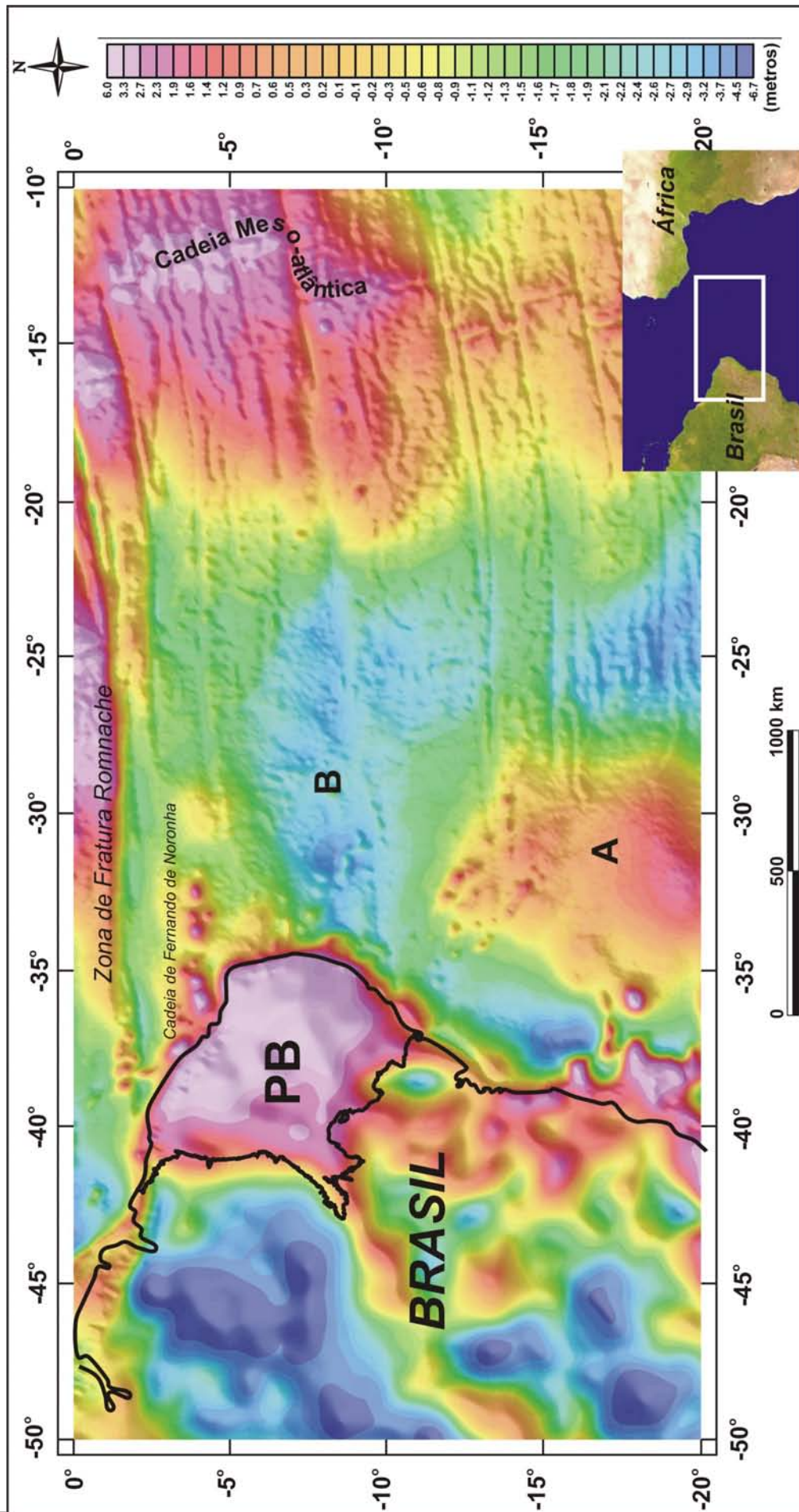


Figura 9.16: Anomalias residuais da superfície do géóide da região centro-leste do Brasil e da área oceânica adjacente. Filtro gaussiano, passa-alta, 3.000 km. **PB** - Província Borborema. Detalhe da Figura 9.12.

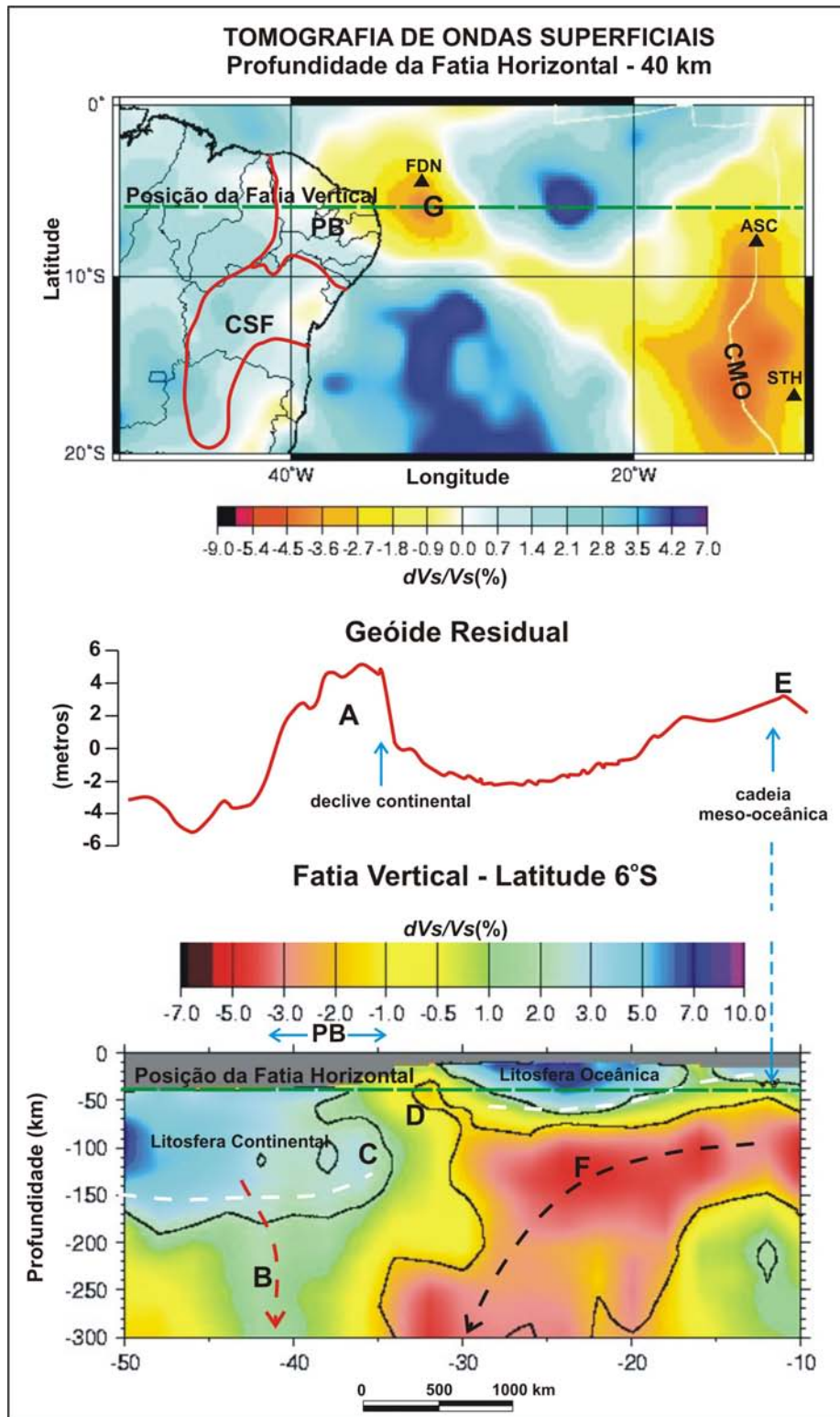


Figura 9.17: Correlação dos dados de tomografia de ondas superficiais com anomalias do geóide residual. Folia Vertical localizada na Latitude 6°S e a Folia Horizontal na profundidade de 40 km. **CMO** - Cadeia Meso-oceânica; **PB** - Província Borborema; **CSF** - Cráton do São Francisco. O traço branco descontinuo é uma tentativa de delimitar a base litosfera. O traço preto descontinuo sugere uma corrente de convecção descendente. O traço vermelho descontinuo sugere uma intrusão da litosfera continental fria no manto astenosférico mais quente. Possíveis *hotspots*: **FDN** - Fernando de Noronha; **ASC** - Ascensão; **STH** - Santa Helena. Explicações no texto.

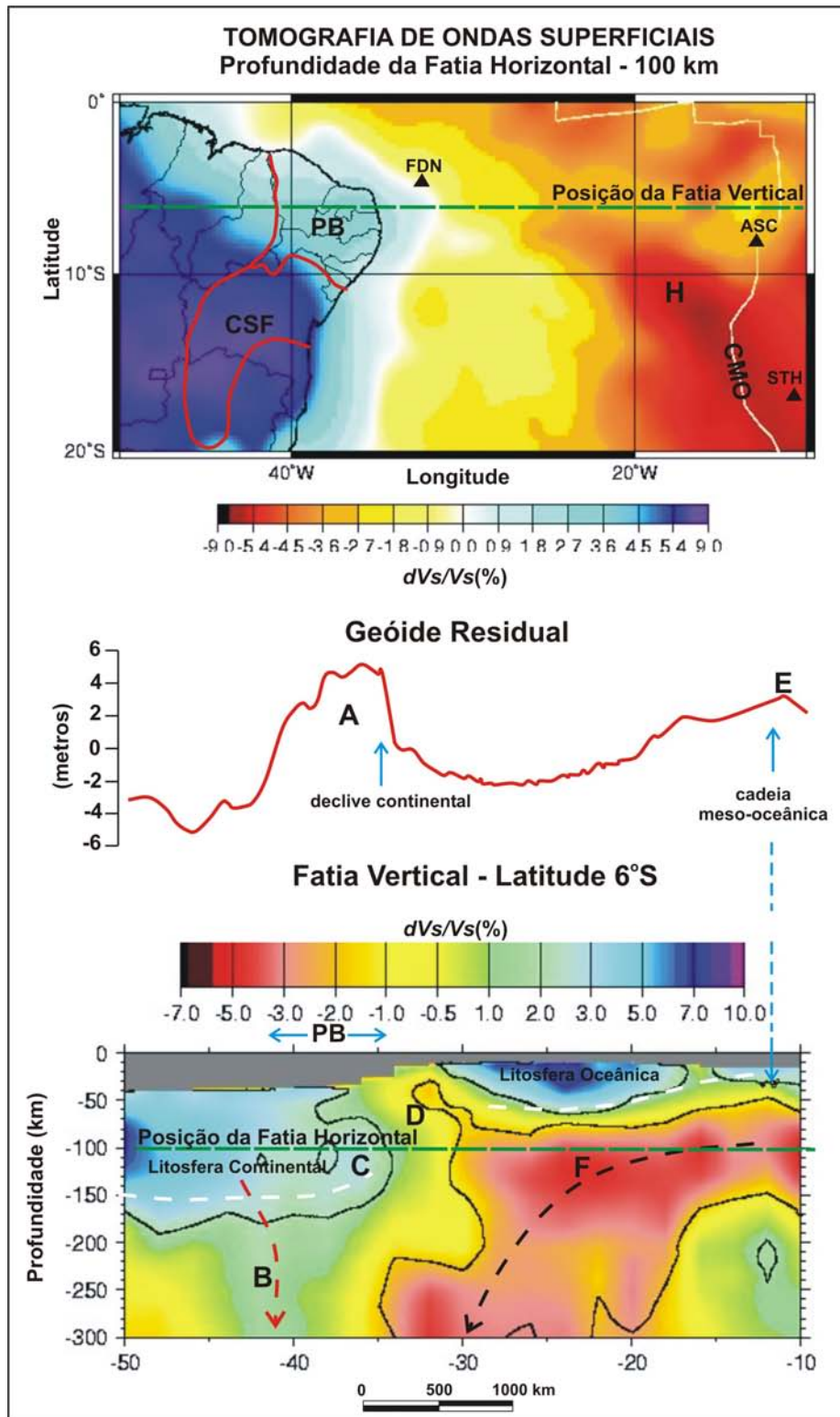


Figura 9.18: Correlação dos dados de tomografia de ondas superficiais com anomalias do geóide residual. Fatia Vertical localizada na Latitude 6°S e a Fatia Horizontal na profundidade de 100 km. **CMO** - Cadeia Meso-oceânica; **PB** - Província Borborema; **CSF** - Cráton do São Francisco. O traço branco descontínuo é uma tentativa de delimitar a base da litosfera. O traço preto descontínuo sugere a possibilidade de uma corrente de convecção descendente. O traço vermelho descontínuo sugere uma intrusão da litosfera continental fria no manto astenosférico mais quente. Possíveis *hot spots*: **FDN** - Fernando de Noronha; **ASC** - Ascensão; **STH** - Santa Helena. Explicações no texto.

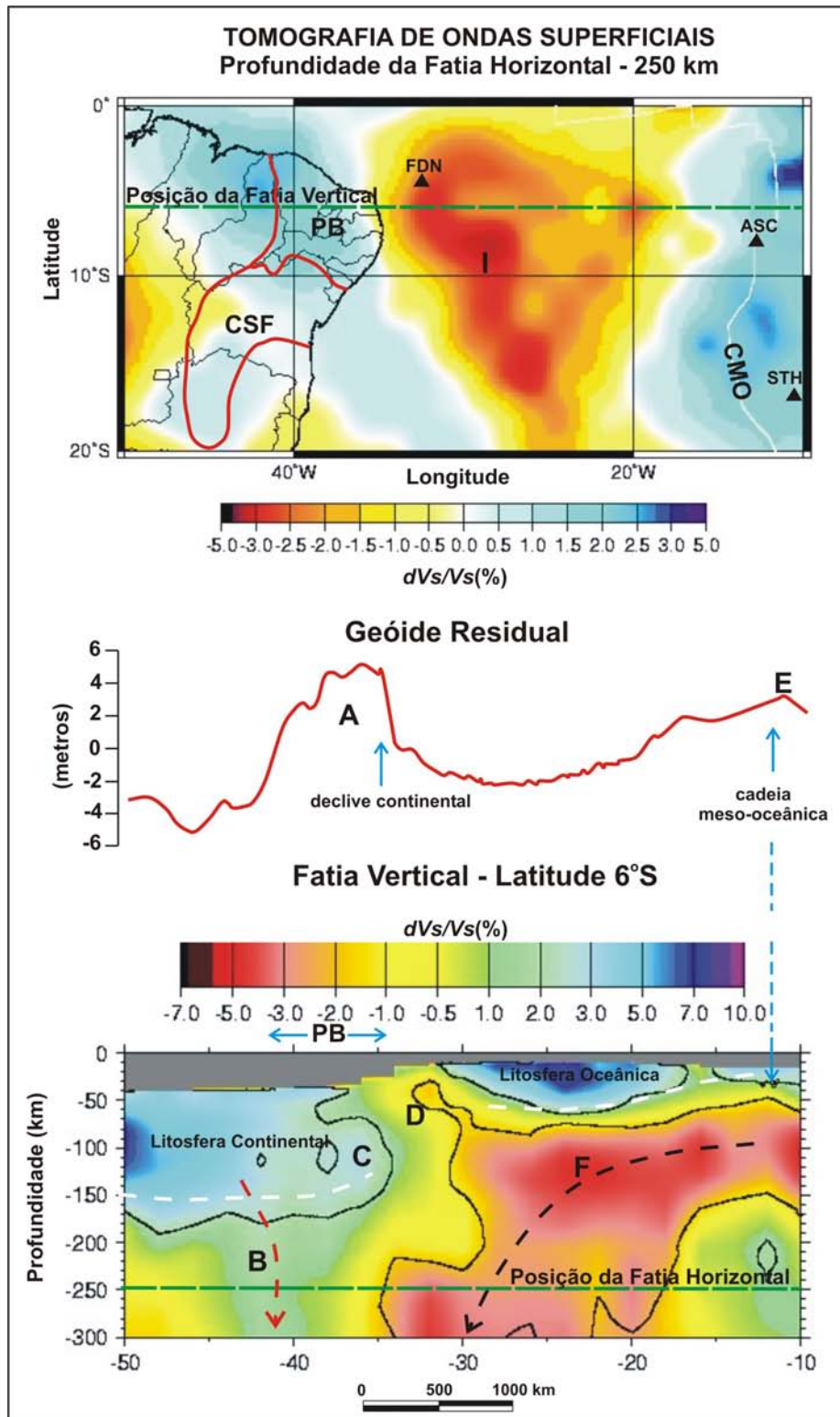


Figura 9.19: Correlação dos dados de tomografia de ondas superficiais com anomalias do geóide residual. Fatia Vertical localizada na Latitude 6°S e a Fatia Horizontal na profundidade de 250 km. **CMO** - Cadeia Meso-oceânica; **PB** - Província Borborema; **CSF** - Cráton do São Francisco. O traço branco descontínuo é uma tentativa de delimitar a base da litosfera. O traço preto descontínuo sugere a possibilidade de uma corrente de convecção descendente. O traço vermelho descontínuo sugere uma intrusão da litosfera continental fria no manto astenosférico mais quente. Possíveis *hot spots*: **FDN** - Fernando de Noronha; **ASC** - Ascensão; **STH** - Santa Helena. Explicações no texto.

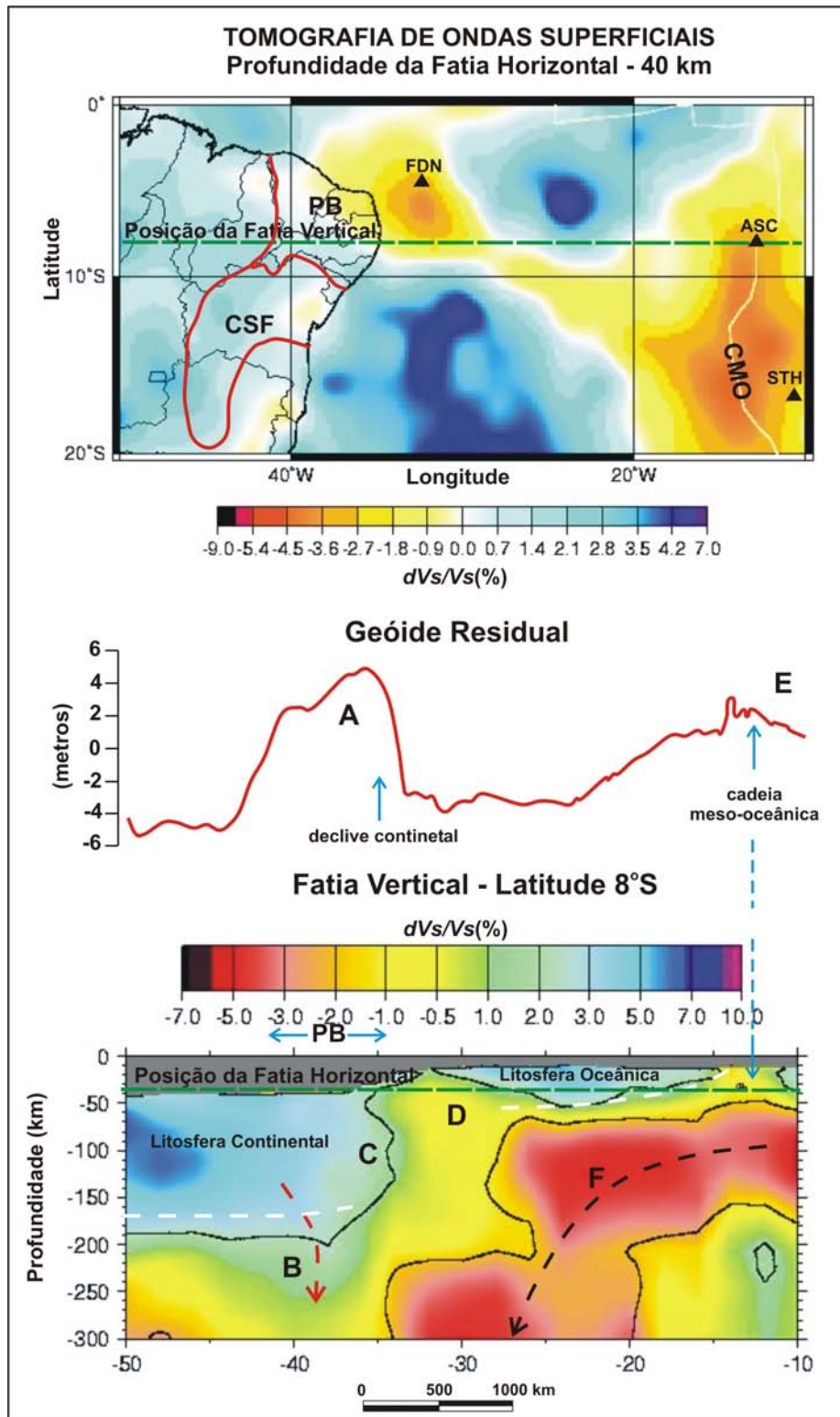


Figura 9.20: Correlação dos dados de tomografia de ondas superficiais com anomalias do geóide residual. Fatia Vertical localizada na Latitude 8°S e a Fatia Horizontal na profundidade de 40 km. **CMO** - Cadeia Meso-oceânica; **PB** - Província Borborema; **CSF** - Cráton do São Francisco. O traço branco descontinúo é uma tentativa de delimitar a base litosfera. O traço preto descontinúo sugere uma corrente de convecção descendente. O traço vermelho descontinúo sugere uma intrusão da litosfera continental fria no manto astenosférico mais quente. Possíveis *hot spots*: **FDN** - Fernando de Noronha; **ASC** - Ascensão; **STH** - Santa Helena. Explicações no texto.

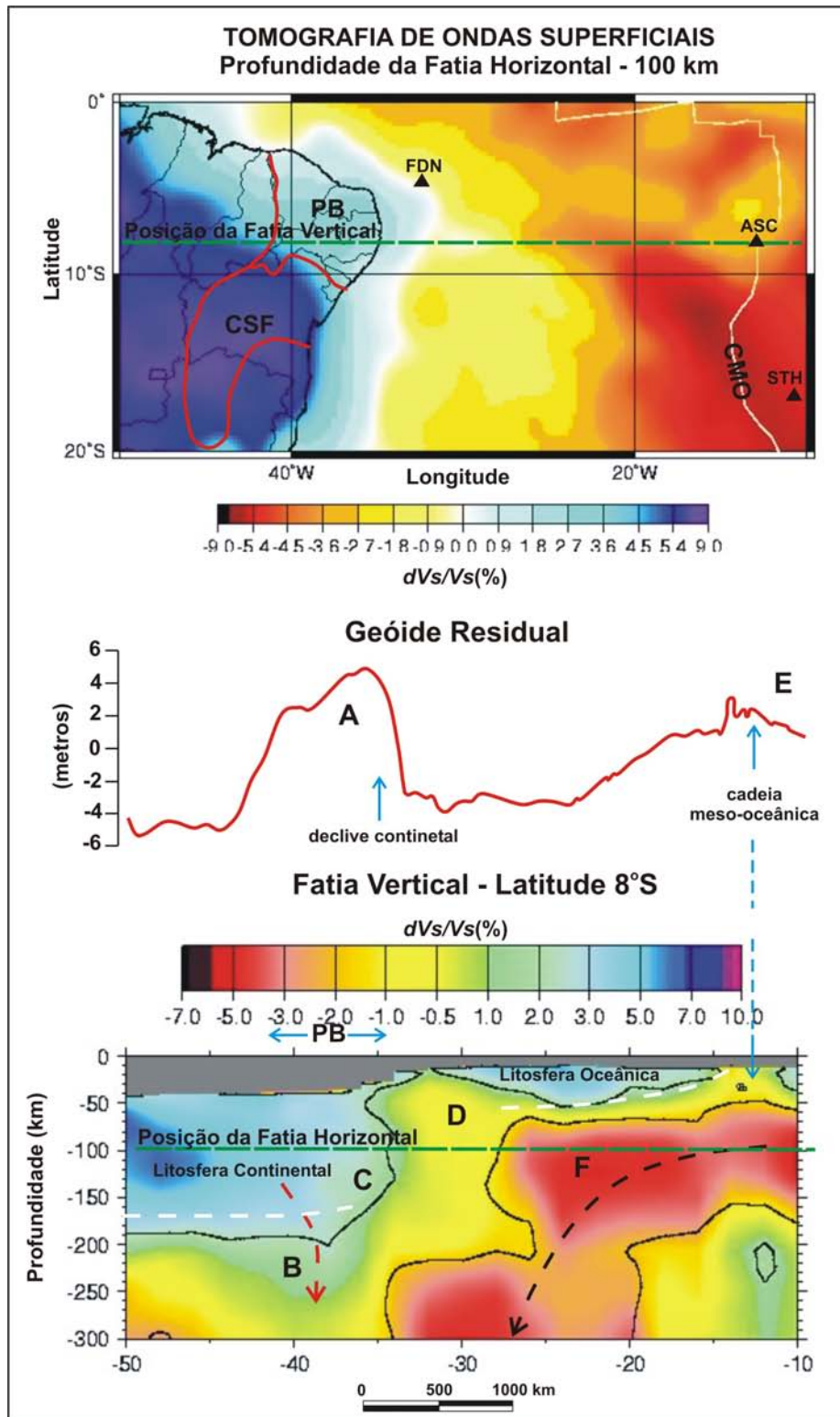


Figura 9.21: Correlação dos dados de tomografia de ondas superficiais com anomalias do geóide residual. Fatia Vertical localizada na Latitude 8°S e a Fatia Horizontal na profundidade de 100 km. **CMO** - Cadeia Meso-oceânica; **PB** - Província Borborema; **CSF** - Cráton do São Francisco. O traço branco descontínuo é uma tentativa de delimitar a base litosfera. O traço preto descontínuo sugere uma corrente de convecção descendente. O traço vermelho descontínuo sugere uma intrusão da litosfera continental fria no manto astenosférico mais quente. Possíveis *hot spots*: **FDN** - Fernando de Noronha; **ASC** - Ascensão; **STH** - Santa Helena. Explicações no texto.

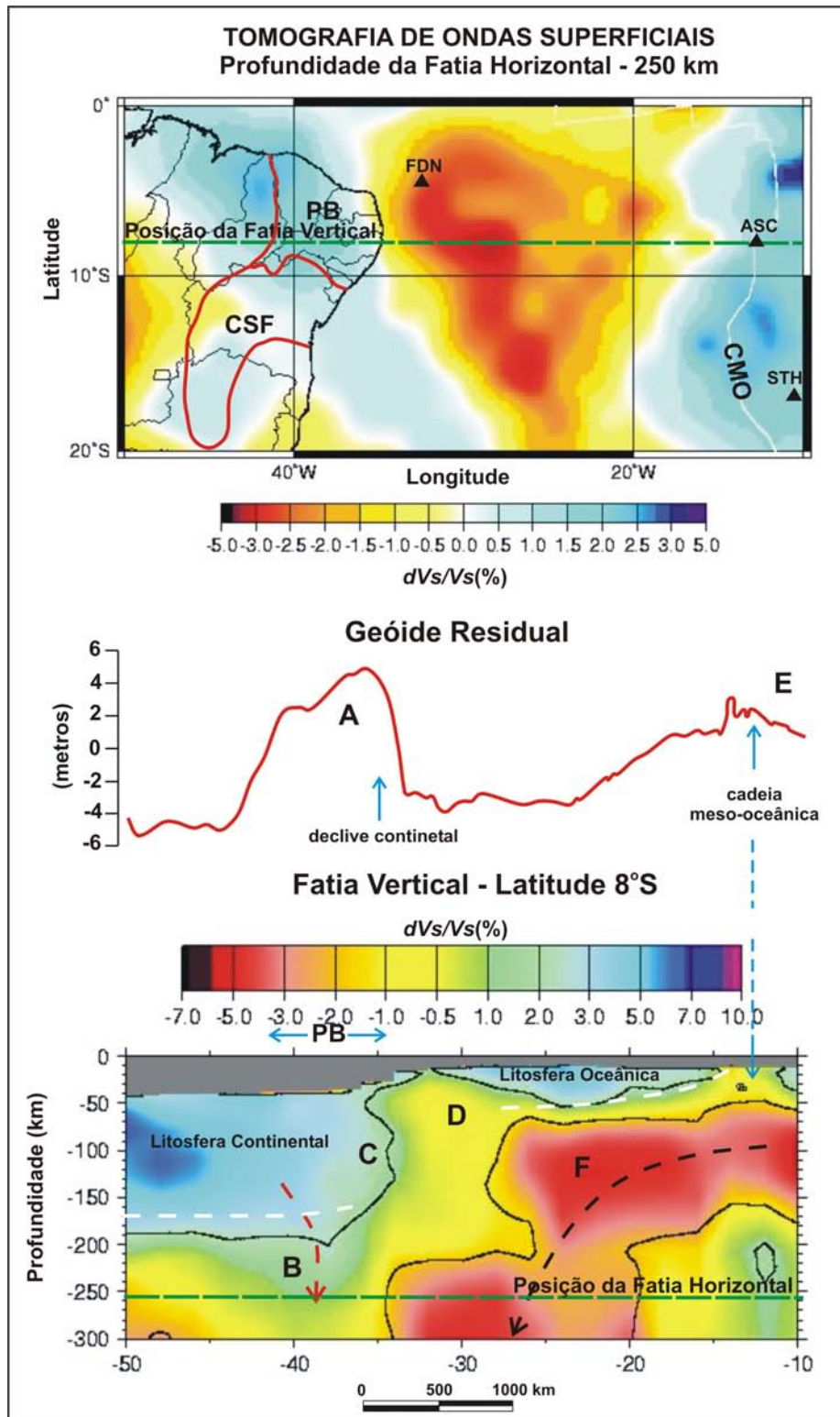


Figura 9.22: Correlação dos dados de tomografia de ondas superficiais com anomalias do geóide residual. Fatia Vertical localizada na Latitude 8°S e a Fatia Horizontal na profundidade de 250 km. **CMO** - Cadeia Meso-oceânica; **PB** - Província Borborema; **CSF** - Cráton do São Francisco. O traço branco descontinúo é uma tentativa de delimitar a base litosfera. O traço preto descontinúo sugere uma corrente de convecção descendente. O traço vermelho descontinúo sugere uma intrusão da litosfera continental fria no manto astenosférico mais quente. Possíveis *hot spots*: **FDN** - Fernando de Noronha; **ASC** - Ascensão; **STH** - Santa Helena. Explicações no texto.

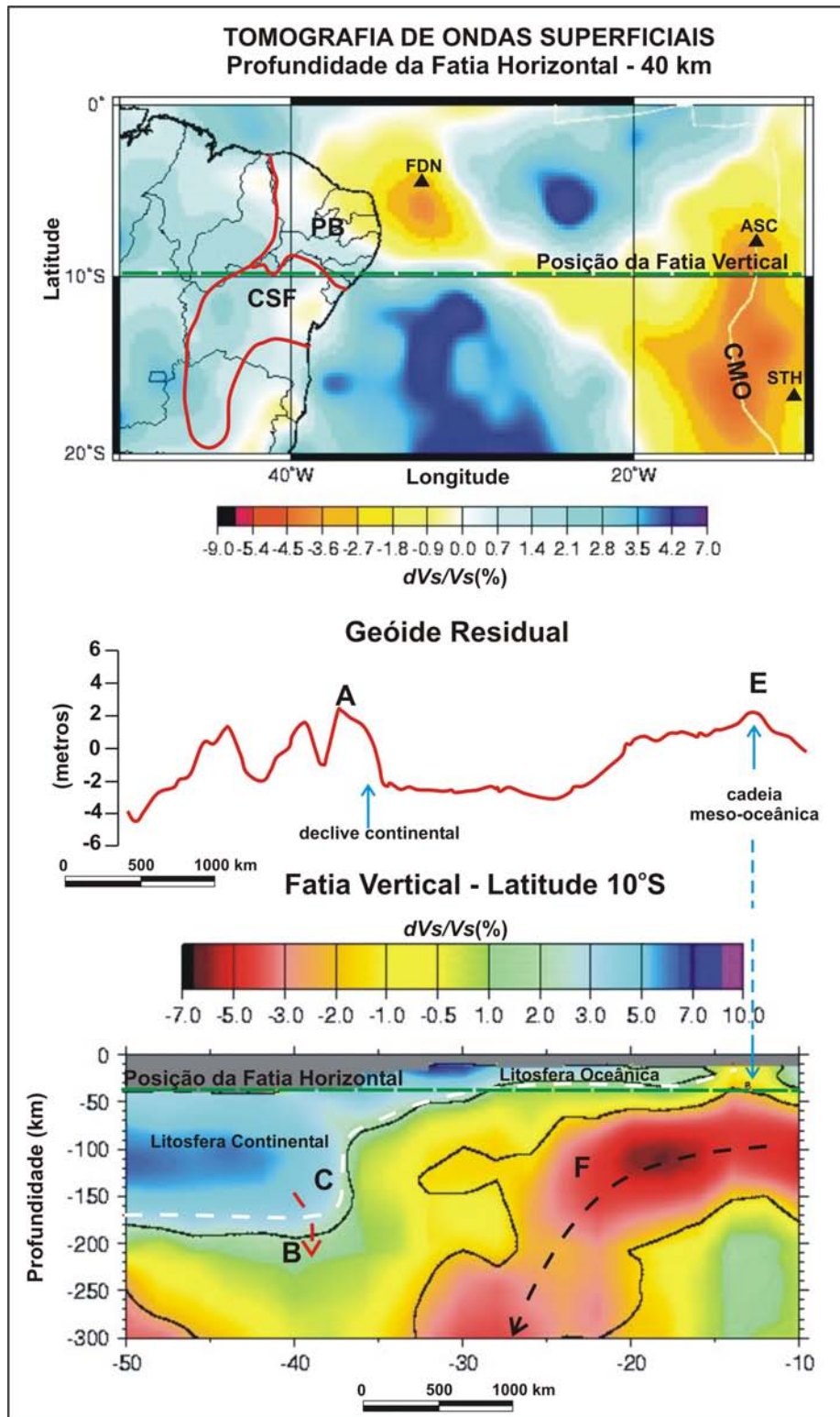


Figura 9.23: Correlação dos dados de tomografia de ondas superficiais com anomalias do geóide residual. Fatia Vertical localizada na Latitude 10°S e a Fatia Horizontal na profundidade de 40 km. **CMO** - Cadeia Meso-oceânica; **PB** - Província Borborema; **CSF** - Cráton do São Francisco. O traço branco descontinúo é uma tentativa de delimitar a base litosfera. O traço preto descontinúo sugere uma corrente de convecção descendente. O traço vermelho descontinúo sugere uma intrusão da litosfera continental fria no manto astenosférico mais quente. Possíveis *hot spots*: **FDN** - Fernando de Noronha; **ASC** - Ascensão; **STH** - Santa Helena. Explicações no texto.

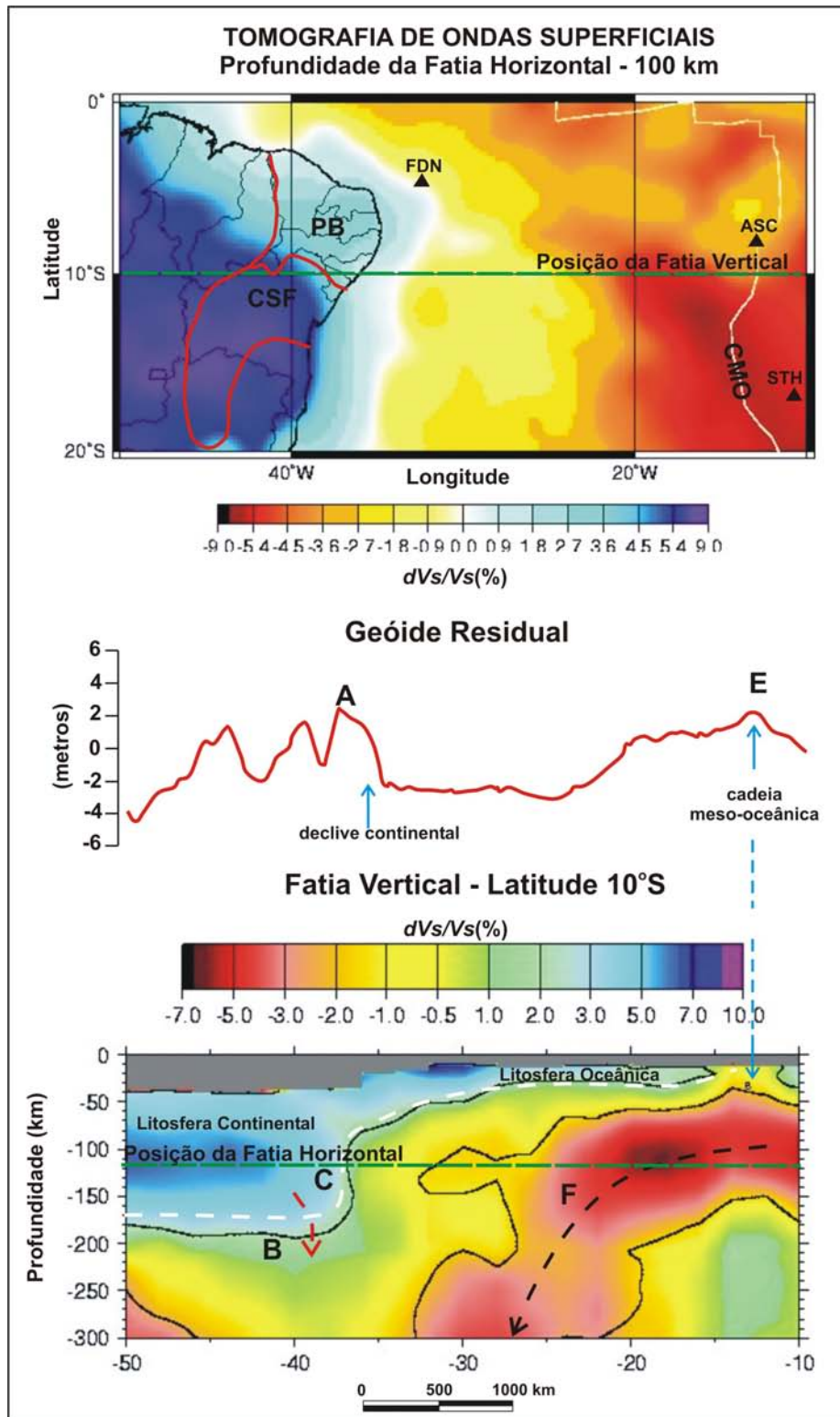


Figura 9.24: Correlação dos dados de tomografia de ondas superficiais com anomalias do geóide residual. Fatia Vertical localizada na Latitude 10°S e a Fatia Horizontal na profundidade de 100 km. **CMO** - Cadeia Meso-oceânica; **PB** - Província Borborema; **CSF** - Cráton do São Francisco. O traço branco descontínuo é uma tentativa de delimitar a base litosfera. O traço preto descontínuo sugere uma corrente de convecção descendente. O traço vermelho descontínuo sugere uma intrusão da litosfera continental fria no manto astenosférico mais quente. Possíveis *hot spots*: **FDN** - Fernando de Noronha; **ASC** - Ascensão; **STH** - Santa Helena. Explicações no texto.

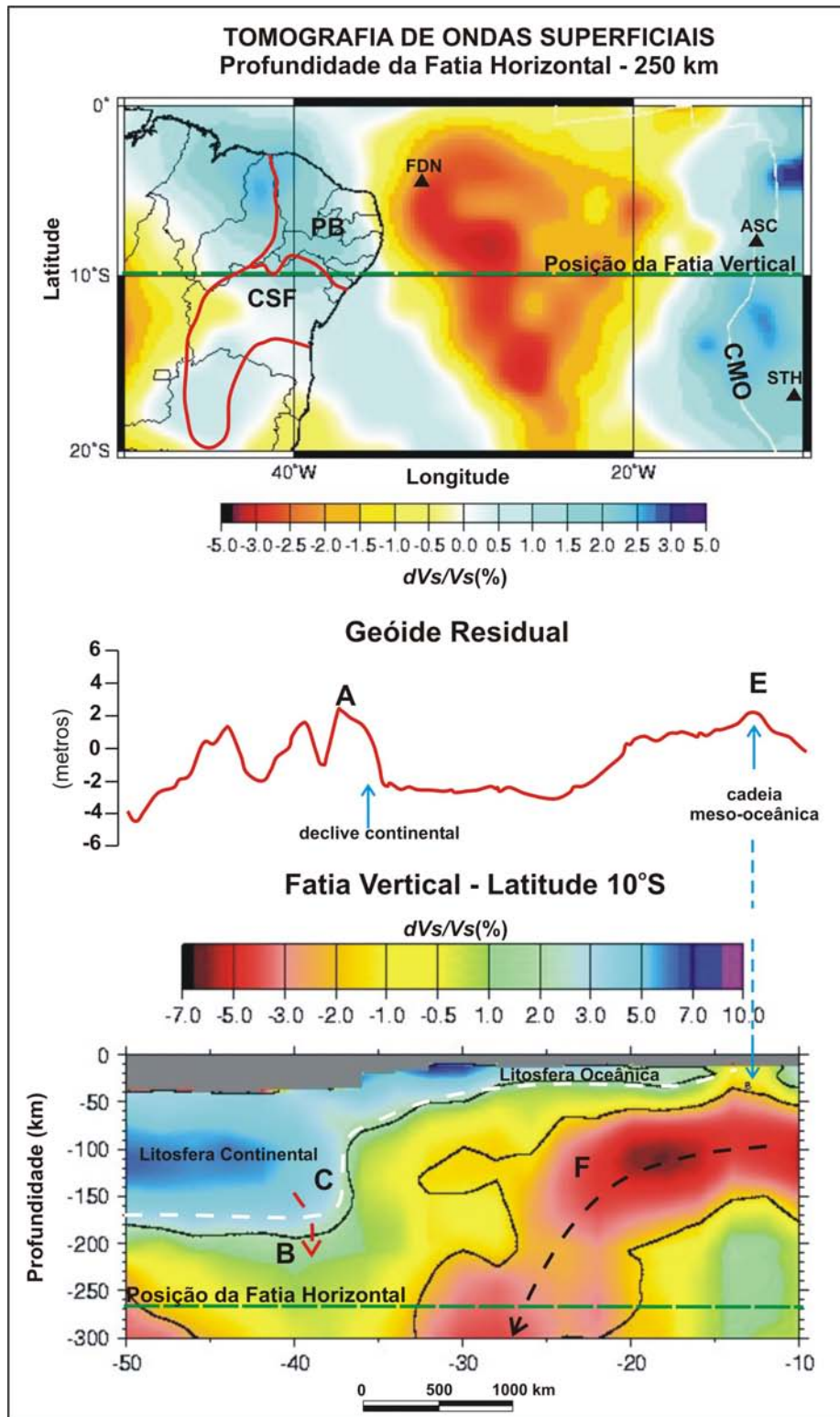


Figura 9.25: Correlação dos dados de tomografia de ondas superficiais com anomalias do geóide residual. Fatia Vertical localizada na Latitude 10°S e a Fatia Horizontal na profundidade de 250 km. **CMO** - Cadeia Meso-oceânica; **PB** - Província Borborema; **CSF** - Cráton do São Francisco. O traço branco descontinuo é uma tentativa de delimitar a base litosfera. O traço preto descontinuo sugere uma corrente de convecção descendente. O traço vermelho descontinuo sugere uma intrusão da litosfera continental fria no manto astenosférico mais quente. Possíveis *hot spots*: **FDN** - Fernando de Noronha; **ASC** - Ascensão; **STH** - Santa Helena. Explicações no texto.

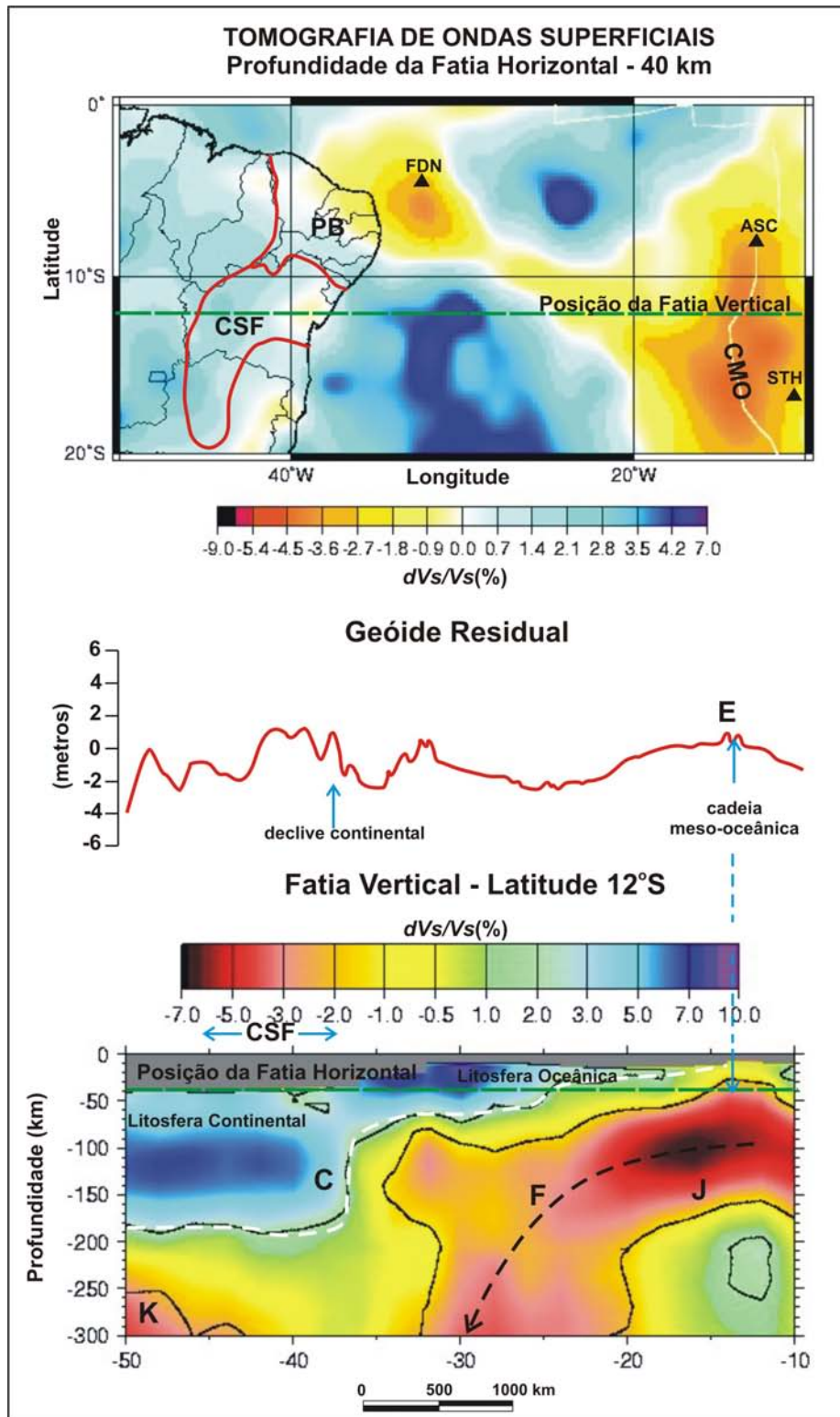


Figura 9.26: Correlação dos dados de tomografia de ondas superficiais com anomalias do geóide residual. Fatia Vertical localizada na Latitude 12°S e a Fatia Horizontal na profundidade de 40 km. **CMO** - Cadeia Meso-oceânica; **PB** - Província Borborema; **CSF** - Cráton do São Francisco. O traço branco descontínuo é uma tentativa de delimitar a base litosfera. O traço preto descontínuo sugere uma corrente de convecção descendente. O traço vermelho descontínuo sugere uma intrusão da litosfera continental fria no manto astenosférico mais quente. Possíveis *hot spots*: **FDN** - Fernando de Noronha; **ASC** - Ascensão; **STH** - Santa Helena. Explicações no texto.

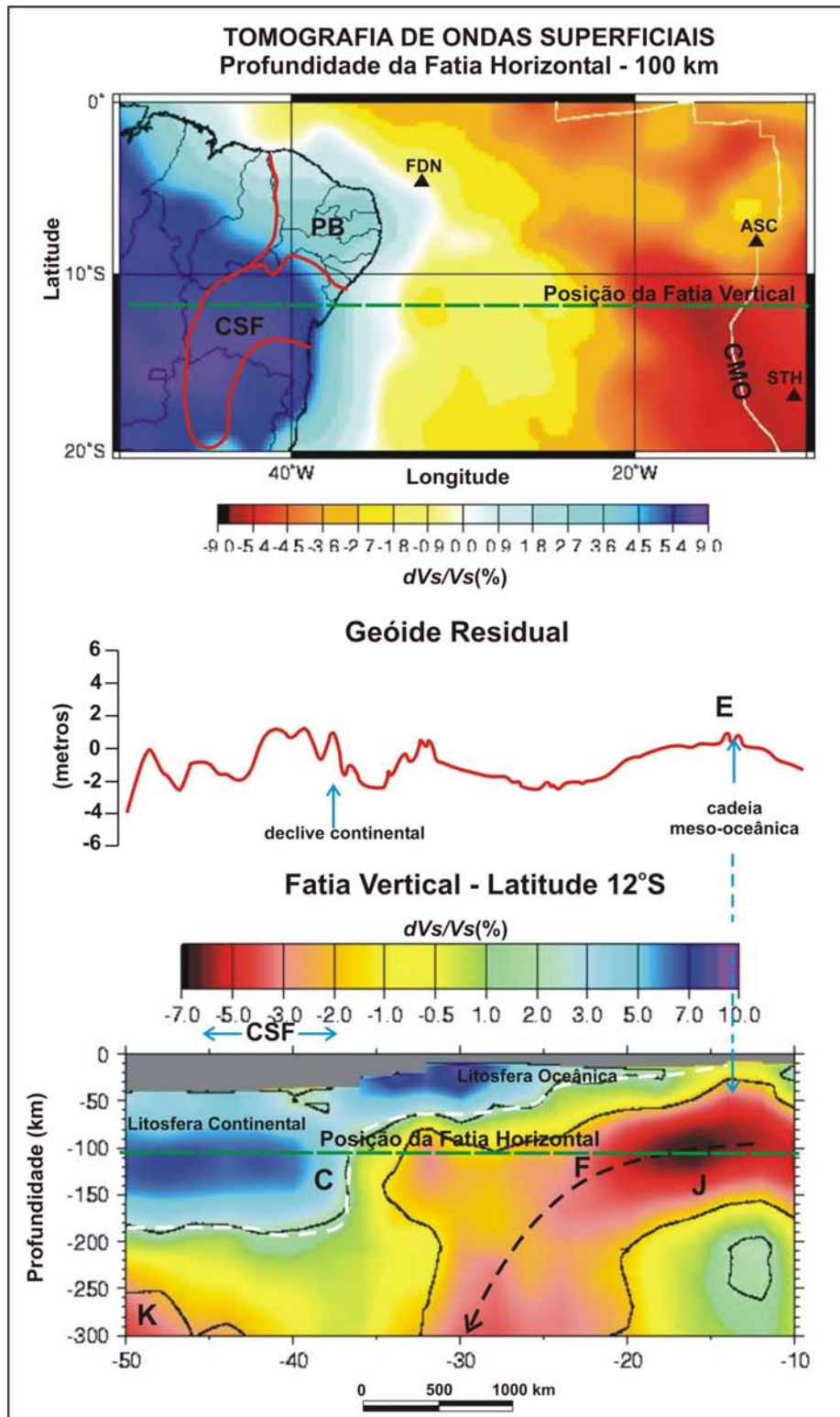


Figura 9.27: Correlação dos dados de tomografia de ondas superficiais com anomalias do geóide residual. Fatia Vertical localizada na Latitude 12°S e a Fatia Horizontal na profundidade de 100 km. **CMO** - Cadeia Meso-oceânica; **PB** - Província Borborema; **CSF** - Cráton do São Francisco. O traço branco descontínuo é uma tentativa de delimitar a base litosfera. O traço preto descontínuo sugere uma corrente de convecção descendente. O traço vermelho descontínuo sugere uma intrusão da litosfera continental fria no manto astenosférico mais quente. Possíveis *hot spots*: **FDN** - Fernando de Noronha; **ASC** - Ascensão; **STH** - Santa Helena. Explicações no texto.

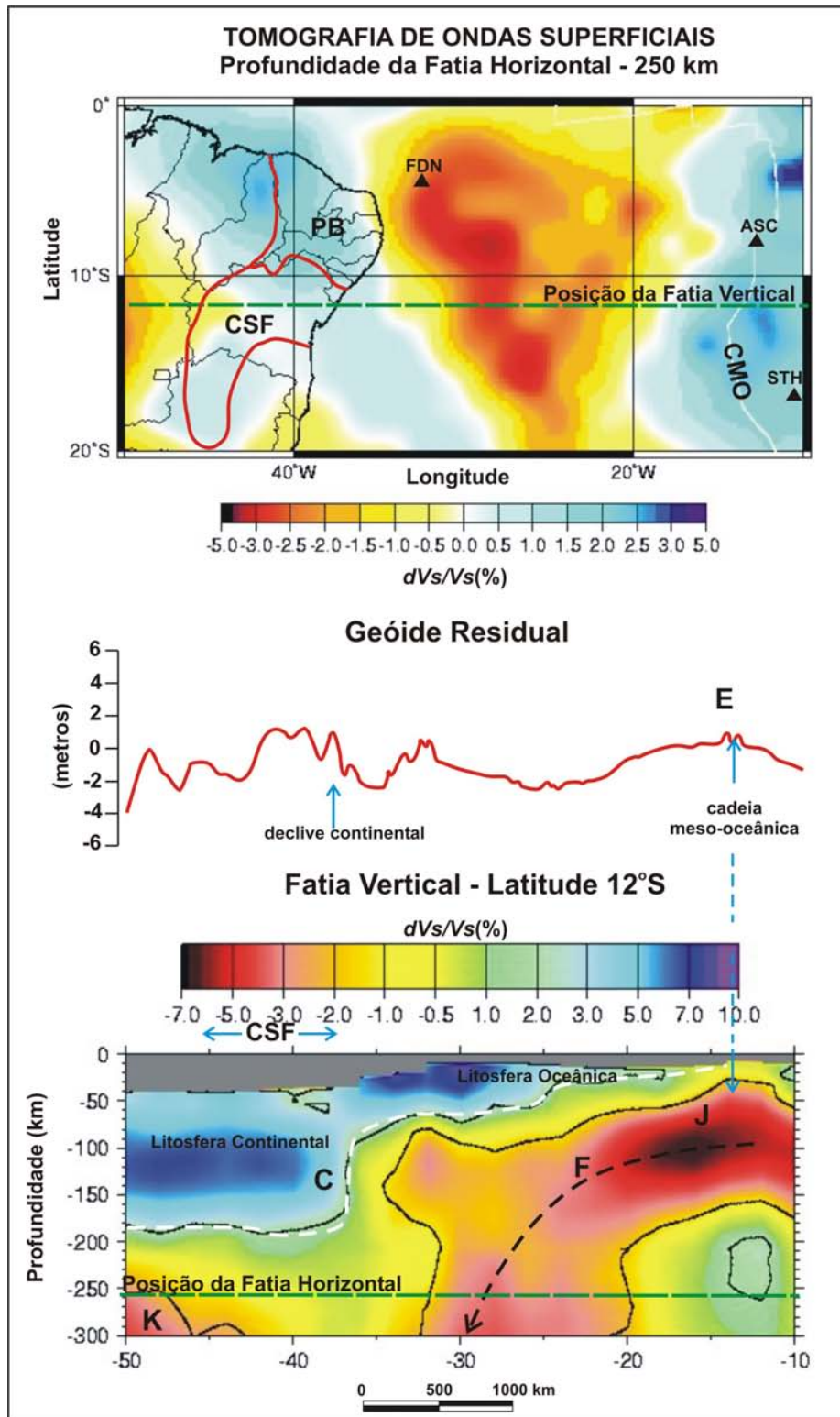


Figura 9.28: Correlação dos dados de tomografia de ondas superficiais com anomalias do geóide residual. Fatia Vertical localizada na Latitude 12°S e a Fatia Horizontal na profundidade de 250 km. **CMO** - Cadeia Meso-oceânica; **PB** - Província Borborema; **CSF** - Cráton do São Francisco. O traço branco descontínuo é uma tentativa de delimitar a base litosfera. O traço preto descontínuo sugere uma corrente de convecção descendente. O traço vermelho descontínuo sugere uma intrusão da litosfera continental fria no manto astenosférico mais quente. Possíveis *hot spots*: **FDN** - Fernando de Noronha; **ASC** - Ascensão; **STH** - Santa Helena. Explicações no texto.

9.4.2.4 - Discussões, Conclusões e Resumo dos Resultados sobre o Modelo de EDC

Os resultados apresentados acima levantaram a possibilidade que a “*Edge Driven Convection-EDC*” seja um mecanismo admissível para explicar o magmatismo cenozóico da Província, tanto o da área continental, como o da área oceânica adjacente. Uma das vantagens do modelo é ele não exigir uma ativação térmica importante do manto para que o magmatismo seja gerado.

O mecanismo de *EDC* produz uma desestabilização da interface entre a litosfera continental e o manto adjacente. A fonte profunda principal da anomalia positiva do geóide parece ser o arrasto da litosfera continental mais fria, para dentro do manto mais profundo e mais quente. Porém, não deve ser descartada a possibilidade de que a dinâmica do processo de convecção também contribua para o soerguimento da superfície equipotencial. Outra vantagem do mecanismo de *EDC* é explicar a intermitência do magmatismo cenozóico no continente (entre 53,4 e 6,4 Ma, Souza *et al.* 2004) e a sua posição espacial na direção meridiana aproximadamente paralela a Margem Leste da província. O início do magmatismo, há 50 Ma atrás, pode estar associado com o começo do processo de convecção local. Isso teria ocorrido na fase de deriva continental, em que a interface entre a litosfera continental e a litosfera oceânica adquiriu uma configuração bem definida e ofereceu condições para que os contrastes físicos entre as duas litosferas induzissem a convecção em pequena escala. Como a estabilidade dessa interface deve diminuir com o tempo, de acordo com as modelagens numéricas de Shapiro *et al.* (1999), as condições de contraste também devem diminuir. Assim, a dinâmica da convecção (e a magnitude da anomalia do geóide) também deve diminuir com o tempo. Como consequência, o volume do magmatismo também diminui com o tempo. Porém, desde que as condições de instabilidades sejam mantidas o processo tem continuidade e a localização espacial não muda com o tempo.

É importante também frisar alguns aspectos relacionados com a proposta original da *EDC*. Esse modelo prevê que os locais mais favorecidos são as regiões de transição entre a litosfera oceânica e a litosfera de regiões continentais estáveis e cratonizadas. No entanto, como se sabe, o Cráton do São Francisco tem uma história de consolidação mais antiga e uma litosfera mais espessa e estável. Então, por que os dados favoreceram o desenvolvimento da *EDC* na margem da Província Borborema, e

não na margem do Cráton do São Francisco? É possível, nesse caso, que além de um “efeito de borda” relacionado com a *EDC*, tenha-se que se falar também de um “efeito de quina” da litosfera continental, por causa do ângulo de 90° que as margens Leste e Equatorial formam entre si. Fillon (2007) separou o Oceano Atlântico em duas grandes zonas de fraturas localizadas entre uma larga região limite denominada *Intra-American NATL-SATL Boundary Zone* (Figura 9.29). Segundo Fillon (2007), se os vetores de fluxo do manto astenosférico na região imediatamente próxima dos limites diferirem significativamente (de um lado em relação ao outro) um bem definido limite de placa poderia estar presente. Ou seja, as forças do manto responsáveis por um movimento diferencial significativo entre as placas Americanas do Norte e do Sul devem apresentar uma transição ao longo de uma larga região desde o início do Cretáceo. Ainda, segundo Fillon (2007), a larga área do Atlântico Central (2°S a 17°N) que contém a *Intra-American NATL-SATL Boundary Zone* tem acomodado ao longo do tempo uma diferença variável de espalhamento entre o Atlântico Norte e Sul. Um aspecto importante disso é que a porção nordeste da Província Borborema está próxima do canto (ou da quina) noroeste da *South Atlantic Rotation Arc Fracture Zones*, que coincide com a Cadeia de Fernando de Noronha (Figura 9.29). Essa posição muito próxima de um limite importante na diferença da variação dos vetores de fluxo do manto astenosférico, talvez seja um fator significativo para a indução do processo de *EDC*. Quanto a isso, chama atenção o fato de que no canto sudeste da *North Atlantic Rotation Arc Fracture Zones* está o Arquipélago de Cabo Verde, cujas ilhas vulcânicas, segundo Anderson & Schramm (2005), têm origem por um processo semelhante ao *EDC*.

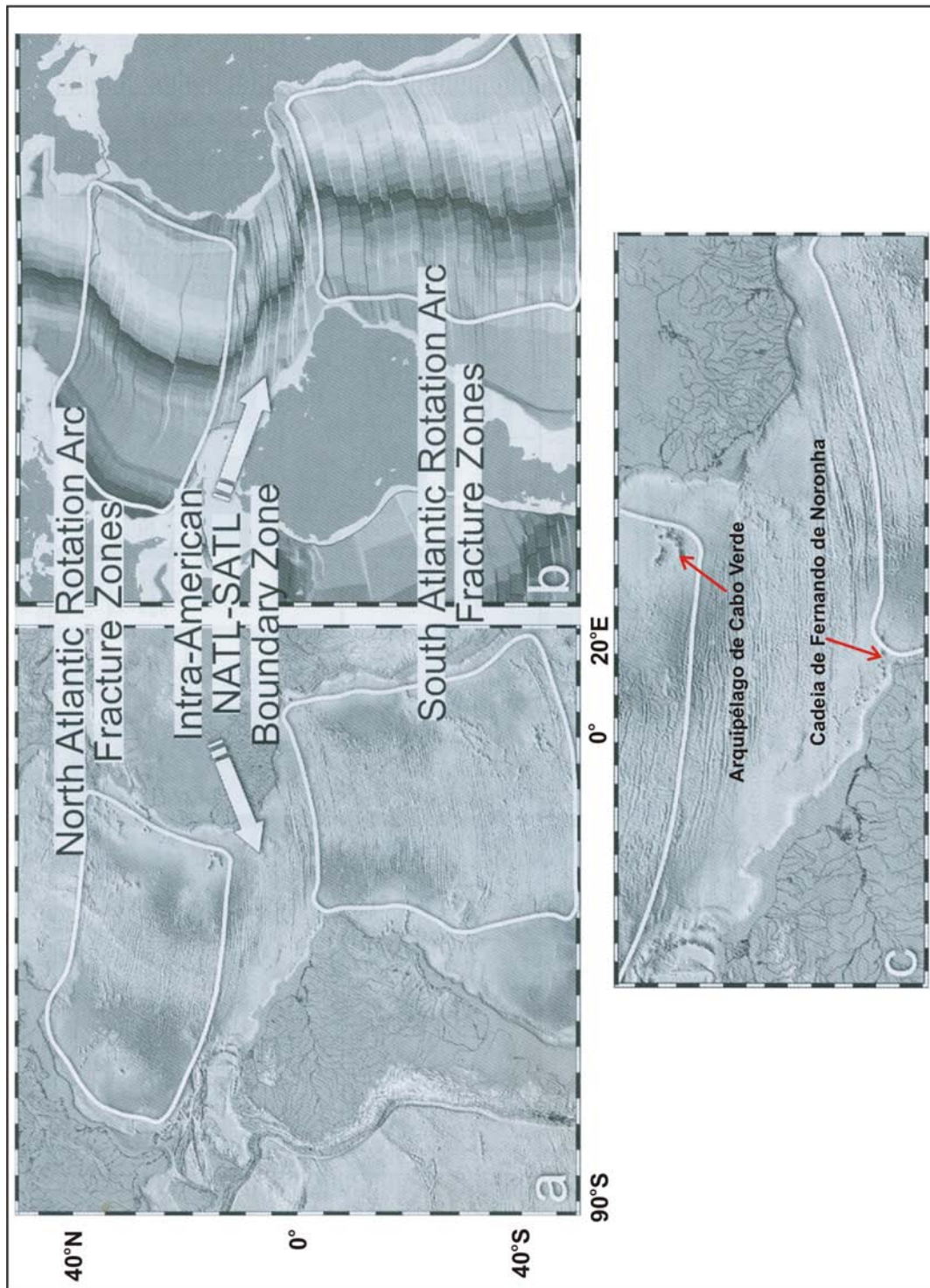


Figura 9.29: As zonas de fraturas oceânicas detectadas por satélites altimétricos (a e c) e por anomalias magnéticas do assoalho oceânico (b) fornecem um registro do esforço imposto na crosta oceânica pelo fluxo do manto astenosférico. As zonas de fraturas do Atlântico Sul e Norte (dentro de polígonos) descrevem arcos de rotação produzida durante a separação da América do Sul e da África. Em vez de um limite claro entre essas duas zonas de fraturas, a zona de limite de placas do Atlântico Central contém uma geometria de rotação de arco complicada, que expressa uma transição gradual de esforços entre as placas norte e sul. Fonte: Fillon (2007).

9.5 - Modelo de “Crista Térmica”

Parte do magmatismo da área oceânica adjacente à Província a Borborema, sobretudo o que ocorre alinhado na direção E-W ao longo da Cadeia de Fernando de Noronha, foi associado com *hot spot* (Almeida *et al.* 1988, Misuzaki *et al.* 2002) ou pluma do manto (Fodor *et al.* 1998). Porém, afora alguns dados geocronológicos que sugerem uma progressão de idade do magmatismo de oeste para leste, ao longo dessa cadeia (Almeida *et al.* 1988, Misuzaki *et al.* 2002), de dados geocronológicos que indicam um magmatismo recente (Ulbricht *et al.* 2004) e litogeoquímicos que sugerem a fonte no manto astenosférico (Fodor *et al.* 1998), não foram ainda apresentados dados geofísicos que indiquem a existência de uma pluma do manto abaixo da Cadeia de Fernando de Noronha. Em mapas globais, essa ilha vulcânica é considerada a manifestação de um *hot spot* (Anderson & Schramm 2005), e a idade do seu magmatismo (1,5-12 Ma) corrobora essa hipótese. Porém, os dados conhecidos não satisfazem os critérios escolhidos por Courtillot *et al.* (2003) para definir a existência de uma pluma no manto, a saber: i) percurso com progressão no tempo; ii) derrames de basaltos associados, iii) fluxo alto de subida do manto; iv) alta razão $^3\text{He}/^4\text{He}$; e v) anomalia sísmica no manto. No caso da Ilha de Fernando de Noronha, apenas o primeiro é fracamente satisfeito. Quanto ao magmatismo cenozóico no continente, os dados que indicam que o magma tem fonte mantélica (Sial 1976a, Silveira 2006), e o fato de ele está associado temporalmente com deformações frágeis, e com o soerguimento do Planalto da Borborema (Jardim de Sá *et al.* 1999a, Jardim de Sá *et al.* 1999b, Jardim de Sá 2001, Sousa 2003), são as únicas evidências que permitem atribuir para o magmatismo cenozóico uma origem pela passagem da Placa Sul-Americana sobre um *hot spot*. Porém, Almeida *et al.* (1988), mesmo antes do conhecimento de alguns desses dados, especulou a sua origem a partir de uma “crista térmica” surgida no manto, principalmente por causa da forma alongada da área de ocorrência das rochas vulcânicas.

A Figura 9.30 apresenta um corte horizontal nos dados de tomografia de ondas superficiais na profundidade de 250 km, e um corte vertical na Latitude 6°S da região da Província Borborema. No corte horizontal, localizado na profundidade de 250 km, observa-se uma anomalia da perturbação negativa da velocidade (**A**) que tem forma alongada e orientada na direção NW-SE. A Ilha de Fernando de Noronha (FDN) está localizada na extremidade NW dessa assinatura. Se essa perturbação da velocidade

sísmica corresponde a um aumento da temperatura do manto, ela poderia ser interpretada como uma “crista térmica” localizada na profundidade de 250 km.

A Figura 9.31 apresenta, sobre o corte horizontal localizado a 250 km de profundidade, a superposição da posição das localizações das linhas de costas do Continente Sul-Americano nas idades de 80, 40 e 20 Ma. A posição em 80 Ma é baseada em Ernesto *et al.* (2002); e aquelas de 20 e 40 Ma foram inferidas na suposição de que a velocidade de espalhamento do Oceano Atlântico foi mantida constante ao longo do tempo, e que não ocorreu uma modificação significativa no percurso da placa entre 80 Ma e o presente. Se essa suposição for correta, e a perturbação alongada e negativa da velocidade sísmica (**A**, “crista térmica?”) existe desde 80 Ma e, desde então permaneceu fixa no manto, então em 80 Ma ela estaria localizada abaixo da região da Bacia do Parnaíba, a oeste da Província Borborema. Em 40 Ma ela estaria abaixo da região centro-nordeste da província, e em 20 Ma se localizaria abaixo do quadrante nordeste da província. No presente, com já verificado, a extremidade noroeste da assinatura geofísica coincide com a Ilha de Fernando de Noronha (FDN). Caso todas as suposições acima sejam verdadeiras, o grande alinhamento de centros vulcânicos de direção NW-SE na área oceânica, que é também a direção da Falha de Afonso Bezerra no continente, bem como os centros vulcânicos da costa da Bahia (Figura 9.4), poderiam ser explicados como a manifestação de uma “crista térmica”. Não haveria problema para explicar também os alinhamentos de direção E-W, como é o caso da Cadeia de Fernando de Noronha, pois na medida em que a Placa Sul-Americana teria passado sobre a “crista térmica”, o magma gerado teria escolhido como percurso preferencial as estruturas pré-existentes, tais como as zonas de fraturas. No entanto, não é simples explicar a posição espacial do alinhamento vulcânico Macau-Queimadas (no continente), que tem direção aproximadamente meridiana.

Os argumentos esboçados acima, com algumas ressalvas, sugerem que o modelo de “crista térmica” é também um argumento válido para a causa do magmatismo cenozóico, sobretudo as ocorrências da área oceânica. Ele corrobora o modelo de *hot spot*, porém os dados de tomografia não indicam a existência de uma anomalia sísmica ao ponto de sugerir a presença de uma pluma mantélica. É importante ressaltar que os dados empregados para consubstanciar este modelo e o modelo de *EDC* são os mesmos e, portanto, é necessário distinguir com clareza as suas diferenças.

9.6 - Análise Comparativa entre os Modelos de Geração do Magmatismo Cenozóico da Província Borborema e Conclusões

Com base nos conhecimentos atuais, é mais fácil fazer uma opção pelo modelo de *EDC* do que pelo de “crista térmica”. Ambos os modelos satisfazem algumas das exigências dos conhecimentos geológicos. Porém, o de *EDC* favorece melhor as informações conhecidas do que o de “crista térmica”. Abaixo é efetuada uma análise comparativa, onde serão enfocados os aspectos negativos dos dois modelos, uma vez que os positivos já foram evidenciados.

No caso da *EDC*, o aspecto que menos favorece o emprego do modelo é o fato de que ele foi concebido idealmente para ser induzido por uma litosfera continental muito espessa, e com uma história antiga de estabilização. Sabe-se que a história geológica da Província Borborema não contempla essas características; ou seja, por causa da Orogênese Brasileira, a consolidação da província ainda é muito recente, e ainda não houve tempo suficiente para que houvesse o desenvolvimento de uma litosfera espessa e estável. Assim, para que o modelo de *EDC* seja favorecido é necessário um ingrediente a mais, que poderia ser a posição do canto nordeste da província nas proximidades de uma região com contrastes importantes nos vetores de fluxo do manto astenosférico (Figura 9.29).

No caso da “crista térmica”, o aspecto que menos favorece é a ausência da ocorrência de magmatismo espalhado por toda a província durante o Cenozóico, uma vez que durante esse período, toda a área da província teria passado sobre a crista térmica (de direção NW-SE), em um percurso aparente de sudoeste para nordeste. Além disso, se esperaria uma progressão geocronológica em que ocorreria a diminuição de idade de sudoeste para nordeste. No entanto (e por enquanto) apenas se sabe que o magmatismo cenozóico está restrito ao Alinhamento Macaú-Queimadas e na região de Mecejana-CE. Esse modelo também não explica a posição espacial do magmatismo no continente, a menos que alguma estrutura geológica associada com o Alinhamento Macaú-Queimadas ainda venha a ser mapeada. Além disso, não explica a anomalia do geóide. É importante lembrar que todas essas inferências só terão validade, se a possível “crista térmica” houver existido desde o final do Cretáceo, e também esteve fixa no manto desde então.

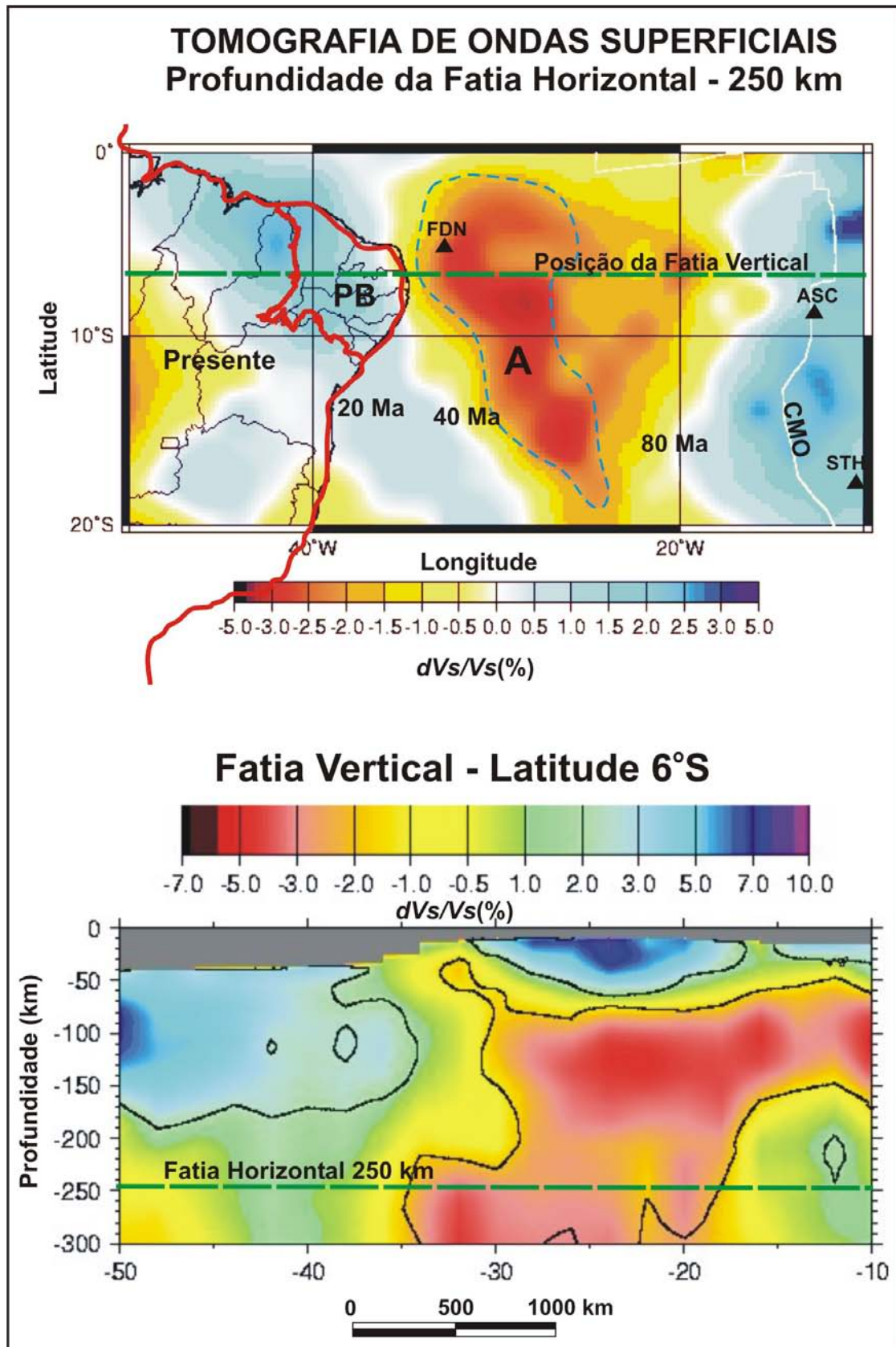


Figura 9.30: Tomografia de ondas superficiais. Fatia vertical na Latitude 6°S. Fatia horizontal na profundidade de 250 km. Explicações no texto. **PB** - Província Borborema; **CSF** - Cráton do São Francisco; **CMO** - Cadeia Meso-oceânica. Ilhas Vulcânicas: **FDN** - Fernando de Noronha, **ASC** - Ascensão; **STH** - Santa Helena.

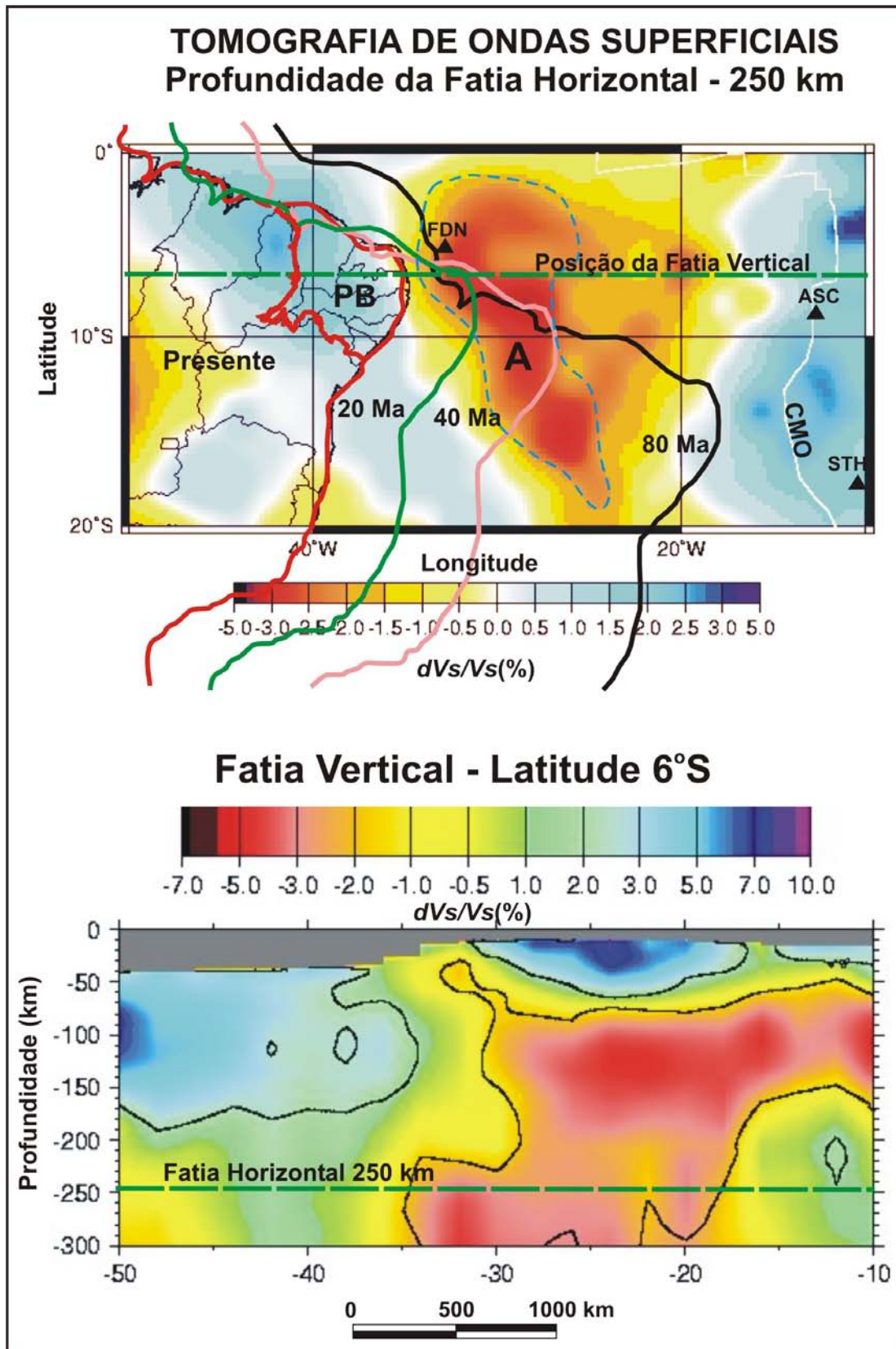


Figura 9.31: Tomografia de ondas superficiais. Fatia vertical na Latitude 6°S. Fatia horizontal na profundidade de 250 km, com superposição da linha costa no presente, e em 20, 40 e 80 Ma. A posição em 80 Ma é baseada em Ernesto *et al.* (1999). Explicações no texto. **PB** - Província Borborema; **CMO** - Cadeia Meso-oceânica. Ilhas Vulcânicas: **FDN** - Fernando de Noronha, **ASC** - Ascensão; **STH** - Santa Helena.

9.7 - As Causas do Soerguimento do Planalto da Borborema

Possivelmente existe uma correlação temporal entre o magmatismo cenozóico e o soerguimento do Planalto da Borborema (Jardim de Sá *et al.* 2005). No continente, o volume desse magmatismo na superfície é pequeno. Entretanto, as interpretações dos dados gravimétricos de anomalia ar-livre apresentadas neste trabalho indicam a possibilidade de que existe um grande volume de rochas magmáticas sobre a crosta oceânica adjacente da Província Borborema. Provavelmente, grande parte desse magmatismo ocorreu durante o Cenozóico. Portanto, se as causas para o magmatismo no continente e no oceano forem as mesmas, como seria o caso de um mecanismo de *EDC*, é admissível que, por razões relacionadas com as diferenças de propriedades físicas e geológicas entre a crosta continental e oceânica, grande parte do magmatismo gerado no manto da região continental tenha ficado aprisionado na base da crosta. Então, teria ocorrido um *underplating* magmático.

Alguns pesquisadores defendem a atuação de esforços remotos originários na Cadeia Andina e na Cadeia Meso-oceânica para explicar a sismicidade (Assumpção 1992, Ferreira *et al.* 1998). Porém, a intensidade desses esforços distantes talvez não consiga explicar o soerguimento de até 1,0 km no interior da crosta continental. Segundo opinião de Garry Karner, apresentada no curso *Quantitative Basin Analysis* (PPGG-UFRN, 2005), o soerguimento do planalto não pode ser explicado apenas pela atuação de forças no plano horizontal. Portanto, é provável que a causa do magmatismo cenozóico e a geração de esforços verticais, capazes de produzir soerguimento topográfico, estejam de alguma forma ligada com o soerguimento do Planalto da Borborema.

Os resultados do emprego da *admitância gravitacional* para a modelagem dos dados gravimétricos da Província Borborema sugeriram um modelo isostático que combina muito bem com um modelo geológico de *underplating* magmático da crosta (Capítulo 7). Ou seja, um modelo em que ocorrem carregamentos combinados no topo e na base da crosta com uma *taxa de carregamento* - $f_l = 15$. Além de uma superfície de compensação mais rasa que a *Moho*, ou uma transição larga entre a densidade da crosta normal e a densidade do manto. Um *underplating* magmático na base da crosta é um carregamento que provoca deformação da crosta e soerguimento na superfície. Isso ocorre porque a raiz na crosta formada pelo material *underplated* tem densidade menor do que a do manto litosférico, e por isso, produz uma força de empuxo. Caso

grande parte do magmatismo cenozóico gerado no manto subjacente à Província Borborema tiver ficado preso na base da crosta, pode-se inferir a seguinte seqüência de eventos para o soerguimento do Planalto da Borborema (Figura 9.32):

- I) ativação do manto por um mecanismo de *EDC* com formação de correntes de convecção em pequena escala na borda da litosfera continental;
- II) como consequência, a interface litosfera/astenosfera foi desestabilizada e a convecção produziu um arrasto da litosfera fria para dentro do manto quente;
- III) geração de magma: na área oceânica o magma penetrou na crosta e chegou à superfície em grandes volumes; na área continental, apenas uma pequena quantidade de magma chegou à superfície. O restante ficou preso na base da crosta formando um *underplating*;
- IV) o contraste negativo de densidade entre as rochas magmáticas presas na base da crosta e o manto circundante produziu um empuxo que provocou a deformação da crosta e o soerguimento do Planalto da Borborema; e
- V) a manutenção da corrente de convecção em pequena escala ao longo do tempo permitiu que novos pulsos magmáticos acontecessem. Após o pico de soerguimento, o relevo do planalto iniciou um processo de aplainamento e de retorno ao equilíbrio isostático.

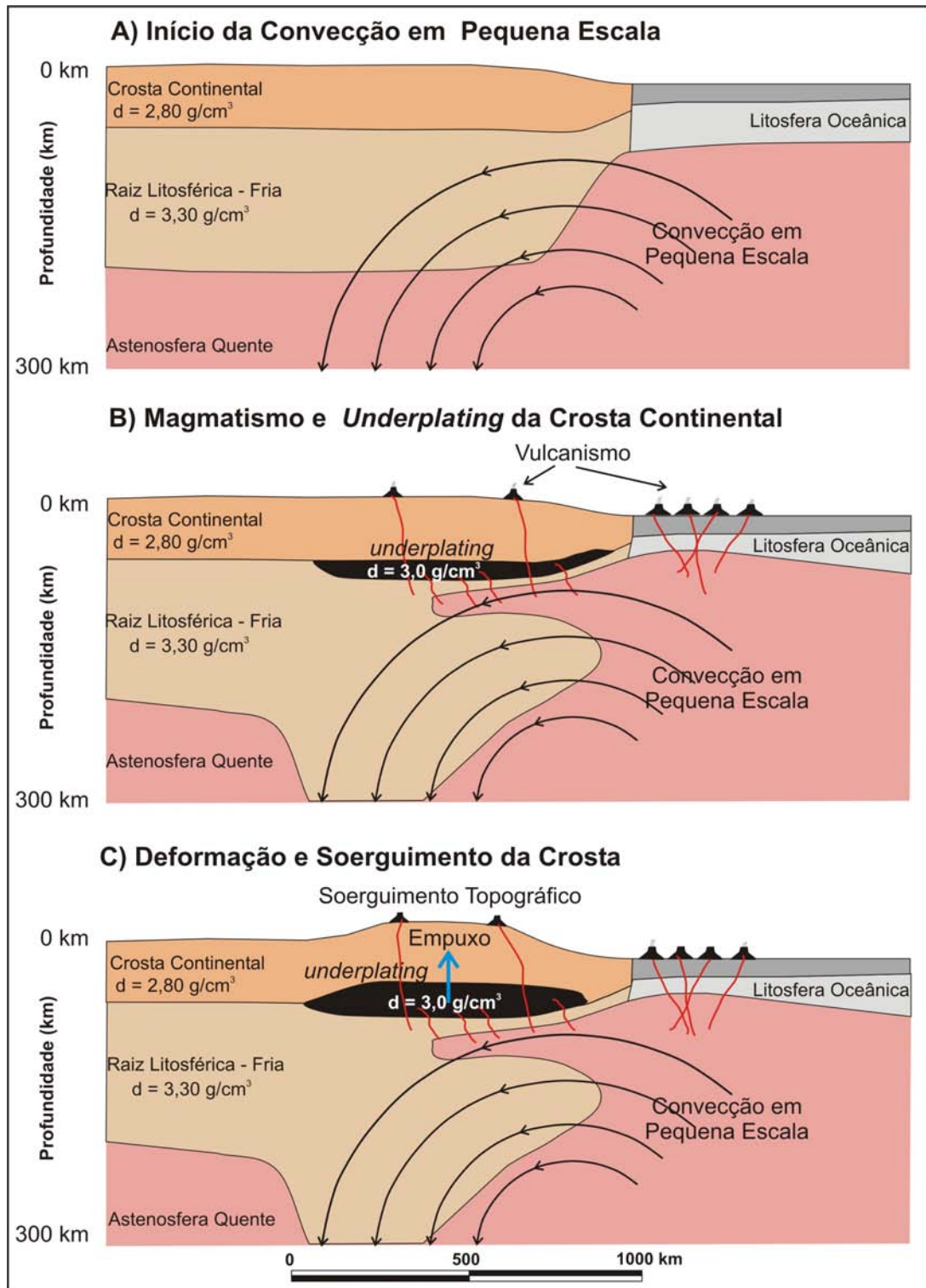


Figura 9.32: Esquema de evolução das etapas seqüenciais que resultaram no magmatismo cenozóico e no soerguimento do Planalto da Borborema. A convecção em pequena escala foi gerada por uma instabilidade entre a raiz litosférica fria e a astenosfera quente. Como consequência a interface litosfera/astenosfera foi desestabilizada e a convecção produziu um arrasto da litosfera para dentro do manto quente. O processo gerou magmatismo, que na crosta oceânica chegou com grandes volumes na superfície, enquanto na crosta continental a maior parte do magma ficou presa na base da crosta (*underplating*). O contraste de densidade negativo entre o manto e a raiz na crosta formada pelo *underplating* gerou um empuxo que deformou a crosta e soergueu a superfície topográfica gerando o Planalto da Borborema.

CAPÍTULO 10

INTEGRAÇÃO DOS RESULTADOS E SÍNTESE CONCLUSIVA

10.1 - Introdução

Este trabalho apresentou uma série de resultados e inferências obtidos por meio de métodos geofísicos que definiram o arcabouço profundo da Província Borborema e de sua margem continental. Com o mesmo conjunto de dados foram também inferidas as propriedades elásticas da litosfera da província e fornecidos modelos isostáticos capazes de explicar a epirogenia da área continental durante o Cenozóico. Adicionalmente, com o emprego de dados de tomografia de ondas superficiais e das anomalias da superfície do geóide, foram propostos modelos para as causas do soerguimento topográfico do Planalto da Borborema e do magmatismo cenozóico da área continental e da região oceânica adjacente. A análise em conjunto desses resultados indicou que os dados geofísicos refletem a superposição de eventos geológicos que estão interligados e encadeados ao longo tempo, e que os registros geofísicos demarcam três etapas importantes da evolução da província, relacionados, em termos de seqüência temporal, inicialmente com a aglutinação do Supercontinente Gondwana, em seguida com a separação do Supercontinente Pangea e finalmente, com a deriva continental. Essas três etapas são respectivamente:

- I) a formação do arcabouço tectônico na Orogênese Brasileira;
- II) a formação e a segmentação da margem continental no Mesozóico; e
- III) a geração do magmatismo e da epirogênese durante o Cenozóico.

Neste capítulo, os resultados apresentados ao longo dos capítulos anteriores serão integrados com objetivo de fornecer uma visão em conjunto das etapas de evolução da província, da maneira como elas podem ser inferidas a partir dos dados geofísicos. A apresentação das conclusões e da avaliação final desses resultados seguirá a seqüência temporal das etapas principais mencionadas acima. Em seguida, serão efetuadas algumas recomendações para que em trabalhos futuros os resultados aqui apresentados sejam aprimorados.

10.2 - O Arcabouço Tectônico-Geofísico Após a Orogênese Brasileira

Os dados gravimétricos e magnéticos da Província Borborema apresentam assinaturas que permitem delimitar os núcleos arqueanos do Ceará e do Rio Grande do Norte, a Faixa Orós-Jaguaribe do Mesoproterozóico e o Evento Cariris Velhos do final do Mesoproterozóico e início do Neoproterozóico. Porém, a Orogênese Brasileira (Orogênese Pan-Africana - Brasileira em sentido mais amplo) é o evento geológico com aspectos geofísicos mais marcantes, sobretudo os registros deixados pelas colisões do Domínio Sul da Província Borborema com a Placa Sanfranciscana (Placa Congo-São Francisco em sentido mais amplo) a sul, e do Domínio Ceará com a Placa Oeste-Africana a noroeste. Além disso, no interior da província, destacam-se três importantes assinaturas geofísicas que sugerem a junção de domínios geofísico-tectônicos distintos ao longo: i) das zonas de cisalhamento Pernambuco (no seu trecho oeste) e do Congo; ii) da Zona de Cisalhamento Patos; e iii) ao longo das zonas de cisalhamento Jaguaribe e Tatajuba.

10.2.1 - Os Grandes Domínios Geofísicos - Tectônicos

No Capítulo 5 a separação da província em cinco grandes domínios geofísicos - tectônicos (Figura 10.1) foi efetuada mediante a interpretação das assinaturas geofísicas associadas com as grandes zonas de cisalhamentos. Apesar dos dados geofísicos não permitirem inferir uma idade, mesmo que relativa, para a justaposição desses domínios, a identificação dos registros vestigiais observados nas anomalias Bouguer emparelhadas e nos contrastes evidentes de magnetização, em correlação com os dados geológicos, são boas evidências para a localização de possíveis suturas tectônicas.

A sutura gerada pela colisão entre o Domínio Sul e a Placa Sanfranciscana é marcada, na região da Faixa Riacho do Pontal e no oeste da Faixa Sergipana, por uma faixa gravimétrica anômala com comprimento de onda grande, formada pelo emparelhamento de expressivas anomalias positivas e negativas. A modelagem bidimensional de perfis gravimétricos transversais a essa linha de sutura (Figura 10.2, Perfil C-D), que margeia o sul dos complexos de arco Brejo Seco e Monte Orebe, indica que o pico positivo localizado a norte, sobre a província, reflete o

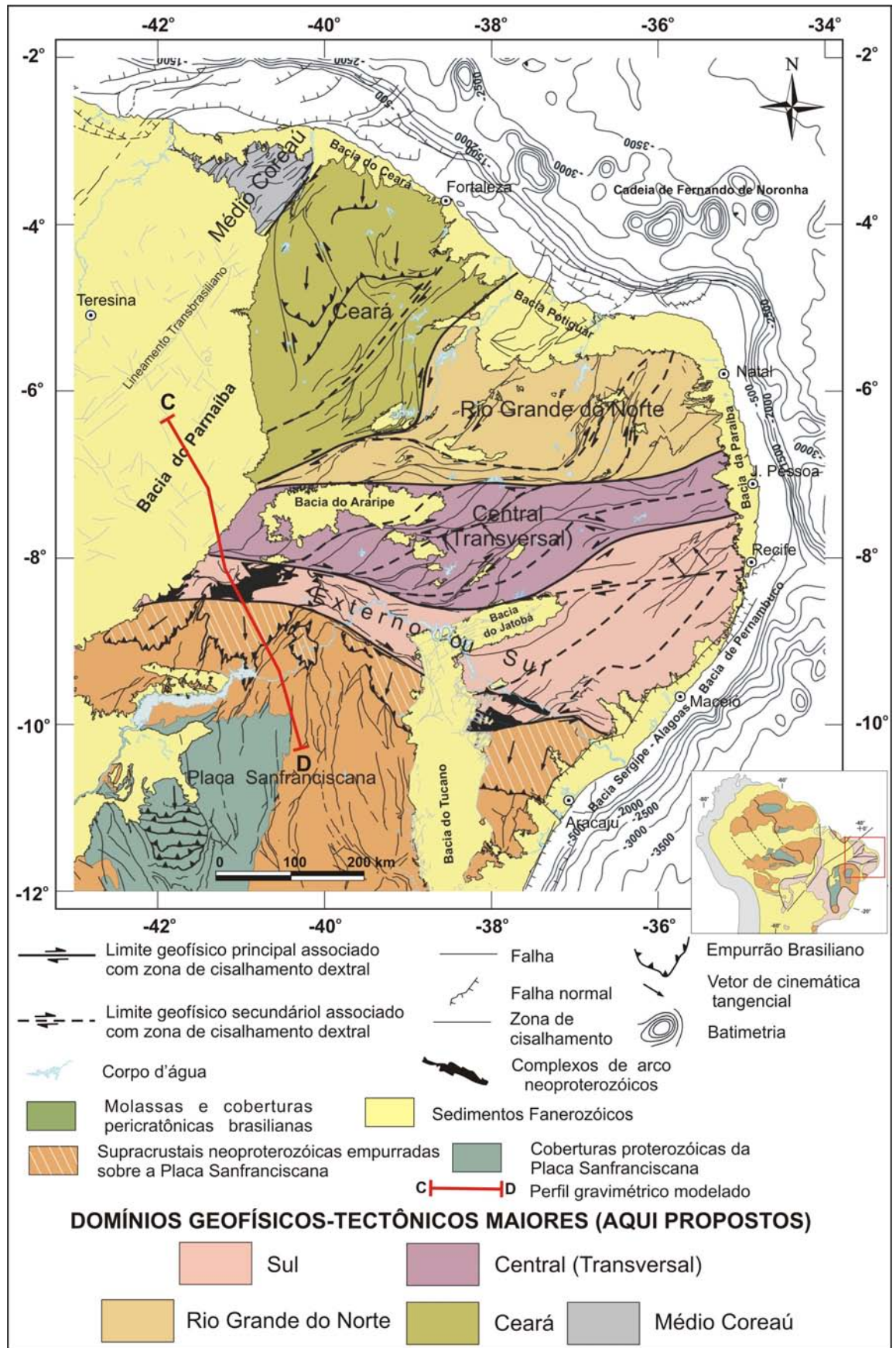
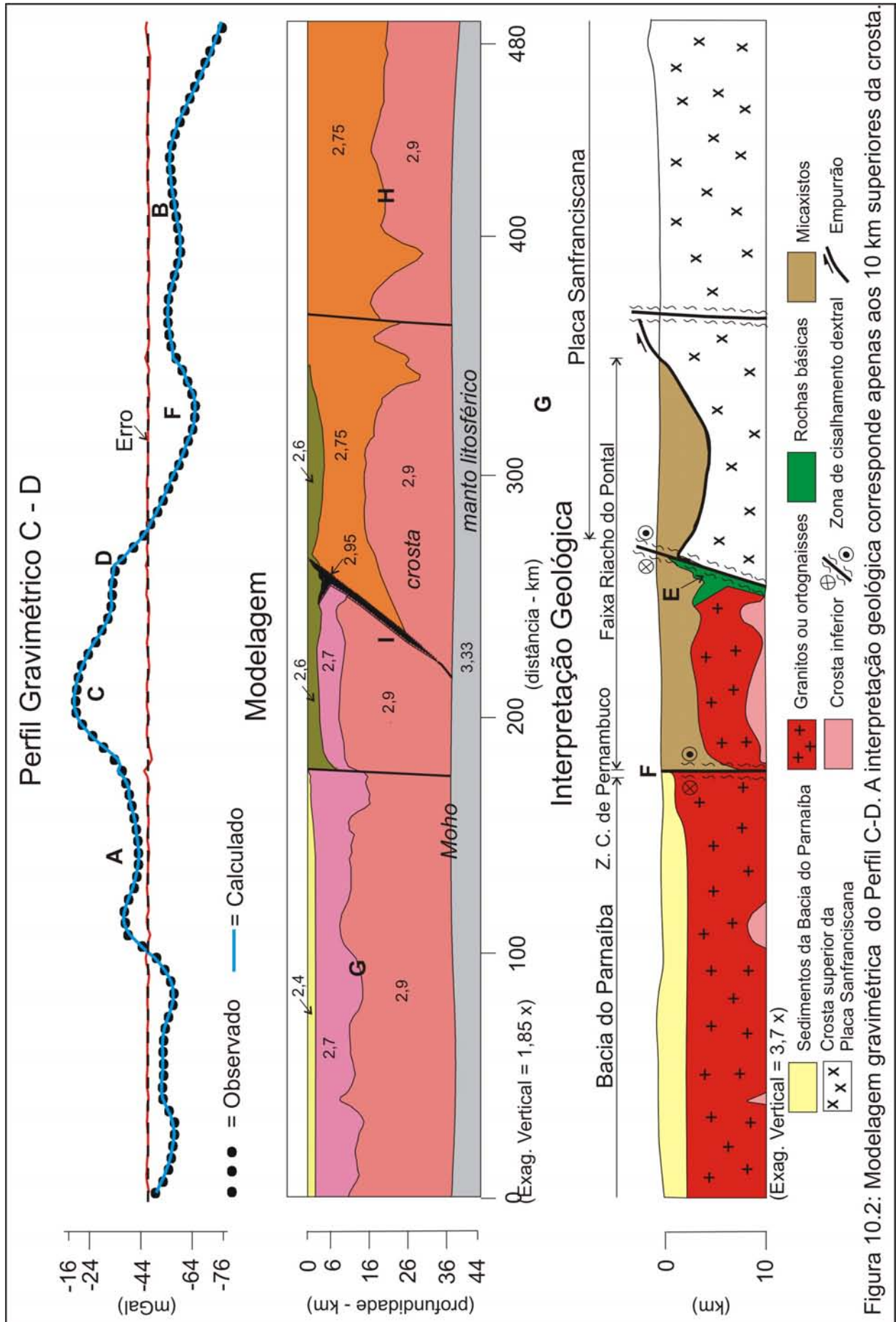


Figura 10.1: Domínios geofísicos - tectônicos maiores da Província Borborema. Os limites desses domínios são interpretados como possíveis zonas de suturas colisionais.



soerguimento de níveis de crosta profunda da província em relação à Placa Sanfranciscana, além da presença de rochas densas ao longo da linha de sutura. O pico negativo, localizado a sul, sobre a Placa Sanfranciscana (ante-país), é um vestígio do carregamento produzido antigamente pelas *nappes* de metassedimentos durante a colisão. Possivelmente, nessa época, por causa do peso dos metassedimentos, a Placa Sanfranciscana foi flexurada em suas bordas para formar uma bacia de *foreland*, atualmente erodida.

Na região leste da Faixa Sergipana, a sutura com a Placa Sanfranciscana não é tão evidente quanto no segmento dessa faixa localizado a oeste da Bacia de Tucano, e na região da Faixa Riacho do Pontal. Sobretudo, porque na parte leste da Faixa Sergipana não foi identificado o emparelhamento de anomalias gravimétricas dipolares, que indicassem o registro vestigial de processos tectônicos de cavalgamento e flexura de placas. Porém, a projeção da linha de sutura da região da Faixa Riacho do Pontal para sudeste coincide com o complexo de arco Marancó na porção norte da Faixa Sergipana. Além disso, a Zona de Cisalhamento de Porto da Folha, localizada na margem sul do complexo de arco Marancó, trunca a extremidade norte de uma assinatura gravimétrica positiva de direção N-S, produzida pelo sinal gravimétrico das rochas granulíticas da Placa Sanfranciscana, posicionadas sob os metassedimentos da Faixa Sergipana. Portanto, essa correlação gravimetria-geologia permitiu localizar a linha sutura entre a Placa Sanfranciscana e o Domínio Sul da Província Borborema, ao longo da Zona de Cisalhamento Porto da Folha, na margem sul do complexo de arco Marancó. Essa interpretação é corroborada também pelo truncamento de assinaturas magnéticas da Placa Sanfranciscana na Zona de Cisalhamento Porto da Folha. Deve-se ressaltar que no Cretáceo, a tectônica de formação da margem continental aproveitou a descontinuidade crustal, produzida por essa sutura, para segmentar a margem da Bacia Sergipe-Alagoas em duas sub-bacias. Igualmente, influenciou a formação da Zona de Fratura Ascensão na crosta oceânica.

No noroeste da província, ao longo da Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II (Lineamento Transbrasiliano), o sinal gravimétrico é definido por um par de anomalias Bouguer, positiva-negativa. A oeste dessa zona de cisalhamento, no interior do domínio Médio Coreaú, ocorre outro par Bouguer, positivo-negativo. Apesar dessas assinaturas apresentarem uma boa correlação com o alinhamento de anomalias gravimétricas observadas na África, ao longo da borda leste do Cráton Oeste Africano, a assinatura gravimétrica de par positivo-negativo no interior do Domínio Médio Coreaú parece,

apenas, estar associada com o contraste de densidade entre um embasamento exposto de densidade alta e os metassedimentos que em parte lhe estão sotopostos. No entanto, a assinatura gravimétrica ao longo da Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II indica um limite crustal importante, e o negativo Bouguer localizado a leste dessa zona de cisalhamento, no Domínio Ceará, sustenta a existência de uma crosta muito granitizada em correlação com o arco magmático de Santa Quitéria. A descontinuidade pré-cambriana da Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II foi aproveitada durante o Cretáceo pela tectônica de formação da Margem Equatorial para a segmentação da margem da Bacia do Ceará nas sub-bacias de Mundaú e de Icarí a leste, e de Acaraú e de Piauí-Camocim a oeste.

No interior da província, destacam-se três importantes assinaturas geofísicas. Ao longo das zonas de cisalhamento Pernambuco (no seu trecho oeste) e do Congo se observam alinhamentos de anomalias gravimétricas e magnéticas marcantes que sugerem um limite crustal entre os domínios tectônicos Frontal Sul e Transversal. Este limite, da maneira como está definido pela geofísica, modifica a concepção e o contorno do Domínio Transversal, cujo limite sul originalmente corresponde à Zona de Cisalhamento Pernambuco em todo seu comprimento. No entanto, os dados geofísicos indicam que o ramo leste da Zona de Cisalhamento de Pernambuco é marcado apenas por truncamentos de anomalias gravimétricas positivas de direção NE-SW, enquanto a Zona de Cisalhamento do Congo é caracterizada como um alinhamento geofísico principal, e marca o eixo central de um par gravimétrico positivo-negativo que sugere uma estrutura profunda na crosta. Além de ser também o limite importante de rochas com contraste de magnetização relacionado com fontes profundas. Entretanto, apesar da dificuldade em caracterizar o trecho leste da Zona de Cisalhamento de Pernambuco como uma estrutura que está agregada a um limite tectônico pré-cambriano importante, a descontinuidade na crosta associada com essa zona de cisalhamento foi aproveitada no Cretáceo para segmentar a Margem Leste na região de Recife-PE, e separar as bacias de Pernambuco, ao sul, e da Paraíba, ao norte.

Ao longo do trecho oeste da Zona de Cisalhamento Patos se observa uma faixa de anomalias gravimétricas positivas de direção E-W, com amplitude de média de 15 mGal e comprimento de onda em torno de 60 km. Essa assinatura gravimétrica tem uma correspondente assinatura magnética, de mesmo comprimento de onda e com amplitude de 100 nT. Ambas revelam a existência de um grande volume de rochas densas e magnéticas. No trecho leste, próximo da costa, em um *splay* da Zona de

Cisalhamento Patos, denominada Remígio-Pocinhos, a anomalia gravimétrica positiva é mascarada por um eixo gravimétrico negativo que tem correspondência com o afloramento de micaxistos, paragneisses e rochas granitóides brasileiras. Os contrastes de magnetização observados entre os domínios tectônicos localizados a sul e a norte da Zona de Cisalhamento Patos sugerem que a crosta ao sul (Domínio Transversal) é menos magnética do que a crosta a norte (Domínio Rio Grande do Norte). A Zona de Cisalhamento Patos se prolonga para oeste e converge com a Zona de Cisalhamento de Tatajuba. A estrutura única formada pela junção dessas duas zonas de cisalhamento continua com direção NE-SW por baixo dos sedimentos da Bacia do Parnaíba.

A Zona de Cisalhamento Jaguaribe tem uma nítida continuidade com a Zona de Cisalhamento Tatajuba (do ponto de vista geofísico). Ambas, apesar de não apresentarem uma correlação importante com assinaturas gravimétricas, estão bem marcadas por um contraste de magnetização evidente, entre as rochas do Domínio Rio Grande do Norte e as rochas do Domínio Ceará. As componentes magnéticas que enfatizam as fontes profundas demonstram que a crosta do Domínio Rio Grande do Norte é muito mais magnética do que a crosta do Domínio Ceará e do Domínio Transversal. As causas para isso não são muito claras, porém no Domínio Rio Grande do Norte é possível admitir a ocorrência de superposição de fontes magnéticas pré-cambrianas e fanerozóicas. A Zona de Cisalhamento Tatajuba, no seu prosseguimento para sudoeste, converge com a Zona de Cisalhamento Patos e continua por baixo dos sedimentos da Bacia do Parnaíba. Nas proximidades da margem continental, a Zona de Cisalhamento Jaguaribe está encoberta pelos sedimentos da Bacia Potiguar, porém os resultados da modelagem isostática da Margem Equatorial indicam que a sua projeção no sentido da margem continental corresponde ao limite entre segmentos litosféricos da Bacia Potiguar, que apresentam propriedades elásticas distintas.

10.2.2 - Os Subdomínios Geofísicos - Tectônicos

Os grandes domínios tectônicos estão separados internamente em vários subdomínios (Figura 10.3). Os limites desses subdomínios estão associados com alinhamentos geofísicos secundários relacionados com zonas de cisalhamentos, na maioria dos casos. No Domínio Sul a estruturação interna é caracterizada por limites geofísicos de direção NE-SW que podem estar correlacionados com regiões de contato

entre subdomínios tectônicos distintos. Os subdomínios apresentam uma alternância de eixos Bouguer positivos e negativos. A alternância desses eixos sugere a possibilidade da existência de um evento colisional de direção NW-SE que aglutinou fragmentos crustais com diferentes idades e composição litológica. A posição ortogonal desses limites em relação à sutura com a Placa Sanfranciscana remete esse possível evento para uma idade anterior ao da Orogênese Brasileira.

No Domínio Transversal, o padrão gravimétrico interno é definido por um zoneamento com alternância de faixas positivas e negativas, com forma de sigmóides de direção NE-SW, limitados por zonas de cisalhamentos. Esse padrão tem correspondência nos dados magnéticos e caracteriza uma alternância entre domínios geológicos com rochas densas e magnéticas atribuídas ao Complexo Riacho Gravatá, com domínios geológicos contendo rochas menos densas e pouco magnéticas que correspondem aos metassedimentos e ortognaisses do Evento Cariris Velhos e da Faixa Piancó - Alto Brígida. Nos limites entre esses subdomínios, destaca-se a Zona de Cisalhamento Serra do Caboclo e um *trend* de rochas retroeclogíticas na borda noroeste do Subdomínio Moxotó. Esse *trend* de rochas eclogíticas é um indício de uma colisão com subducção, seguida por um grande soerguimento.

O Domínio Rio Grande do Norte possui a crosta mais magnética da província, com fontes rasas e profundas. A interpretação dos dados geofísicos ao longo deste trabalho indica que ocorrem uma superposição de fontes pré-cambrianas e fanerozóicas, cuja separação não foi possível neste trabalho. Por isso, a perspectiva de que parte das fontes gravimétricas e magnéticas ao longo do *Trend* Cariri-Potiguar teve origem no Mesozóico-Cenozóico, impediu uma boa interpretação da importância da Zona de Cisalhamento Portalegre no pré-cambriano. Contudo, o trabalho de correlação geológica/geofísica demonstrou que grande parte das fontes magnéticas e gravimétricas do Domínio Rio Grande do Norte é de origem pré-cambriana, como é caso do núcleo arqueano localizado a oeste de Natal-RN, bem como, da associação de rochas metamórficas vulcanossedimentar localizadas na área entre as zonas de cisalhamento Patos e Malta, e da suíte intrusiva K-dioritos, que ocorre distribuída por todo o Estado do Rio Grande do Norte. A Zona de Cisalhamento Picuí-João Câmara não tem uma boa correlação com assinaturas gravimétricas dipolares. No entanto, é bem marcada por alinhamentos magnéticos e contraste de magnetização. Essa zona de cisalhamento se prolonga no sentido da margem continental, e coincide com o vértice de encontro das duas margens Equatorial e Leste, no Alto de Touros.

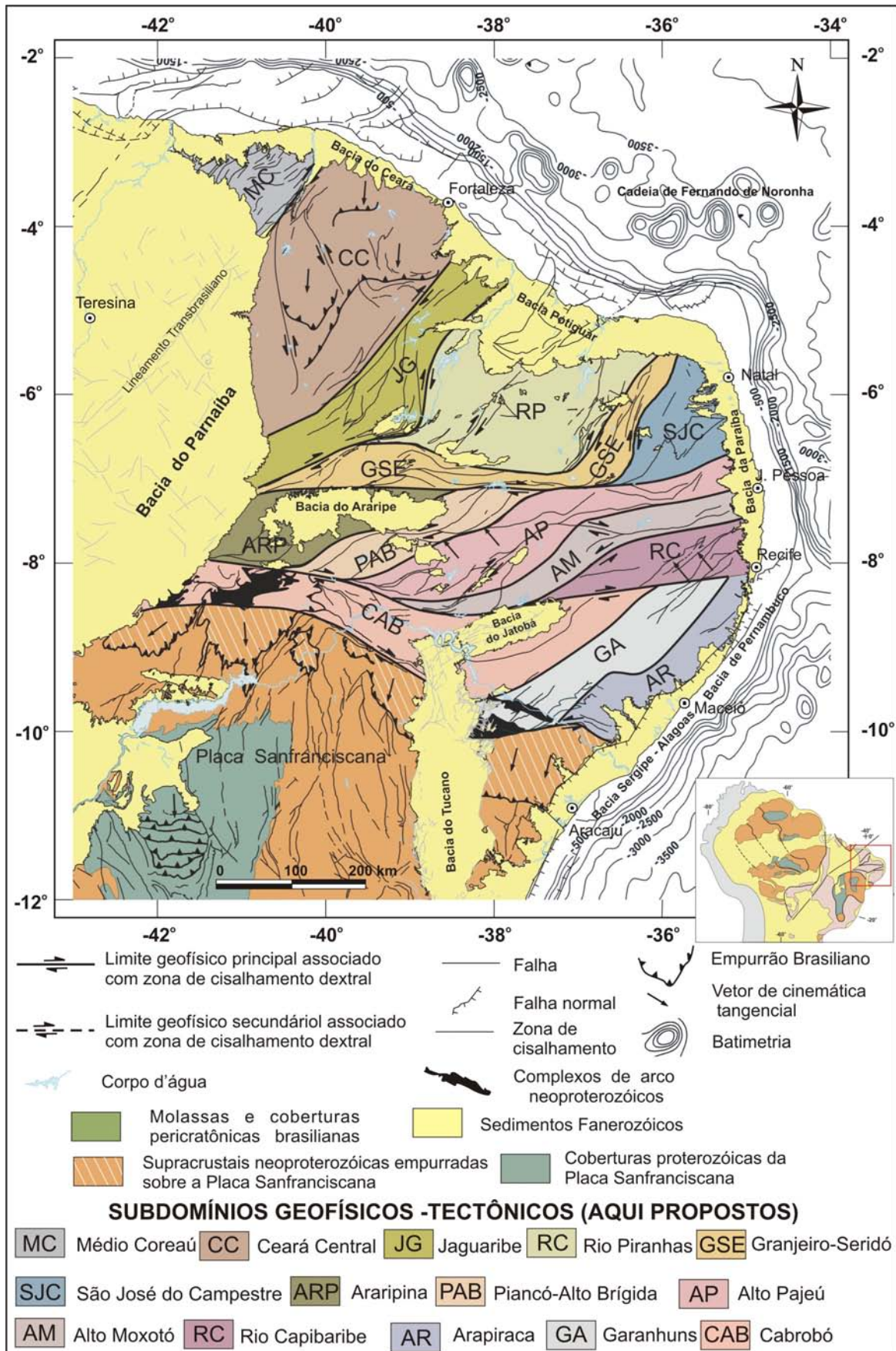


Figura 10.3: Subdomínios geofísicos - tectônicos da Província Borborema. Os subdomínios representam divisões internas dos domínios maiores.

O Domínio Ceará está separado em duas grandes porções pela zona de Zona de Cisalhamento Senador Pompeu. A porção leste corresponde a um longo eixo com largura média de 60 km, de direção NE-SW, contendo rochas de baixa magnetização que tem como fonte os metassedimentos da Faixa Orós-Jaguaribe. Esse eixo se prolonga na direção sudoeste por baixo dos sedimentos da Bacia do Parnaíba. Nas proximidades do limite com a Bacia do Parnaíba, o eixo apresenta uma ramificação de direção E-W que está correlacionada com molassas brasileiras, depositadas no *graben* de Cococi. Na porção oeste destaca-se uma expressiva anomalia gravimétrica linear de direção ENE-WSW, que sugere uma importante descontinuidade na crosta. Essa descontinuidade profunda tem posição ortogonal em relação aos empurrões brasileiros que afetam as supracrustais da porção central do Domínio Ceará e, aparentemente, serviu de anteparo para a tectônica tangencial brasileira com sentido para sul. Na porção oeste também se destaca uma anomalia gravimétrica negativa expressiva, balizada a oeste pela Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II, e correlacionada com o arco magmático de Santa Quitéria.

10.3 - A Formação da Margem Continental

A interpretação das anomalias gravimétricas Bouguer e ar-livre permitiu a análise de vários aspectos da formação e das características isostáticas da margem continental da Província Borborema:

- I) a anomalia Bouguer (Figura 10.4), por causa da indicação clara do afinamento da crosta que ocorre na passagem do continente para o oceano por meio do seu forte gradiente positivo no sentido do oceano; e
- II) a anomalia ar-livre (Figura 10.5), por causa da anomalia do “efeito de borda”, que é controlada, sobretudo, pelas propriedades termais e mecânicas da litosfera.

10.3.1 - A Isostasia e a Segmentação da Margem Continental

Os dados geofísicos indicaram que a formação da margem continental da Província Borborema ocorreu sob a influência de estruturas pré-cambrianas, e que as variações nas propriedades elásticas dos diferentes segmentos litosféricos contribuíram para que a margem fosse separada em bacias sedimentares com histórias evolutivas diferentes. No entanto, a sua separação nos dois grandes segmentos Leste

e Equatorial, aparentemente, não recebeu influência das estruturas pré-cambriana (na Província Borborema), pois elas, as margens e as estruturas, possuem direções ortogonais entre si. Certamente, as direções N-S e E-W foram condicionadas, principalmente, pelos esforços da tectônica global. Por outro lado, foi a posição ortogonal das estruturas pré-cambrianas, em relação às margens, que permitiu a sua segmentação.

A filtragem da anomalia ar-livre por meio da técnica espectral da *admitância gravitacional* demonstrou que, ao se considerar as margens Leste e Equatorial da Província Borborema como segmentos únicos, os resultados indicam que elas possuem propriedades elásticas diferentes, pois enquanto para a primeira foi estimada uma *espessura elástica efetiva* (T_e) com valores entre 10 e 20 km, para a segunda foi estimada uma T_e em torno ou inferior a 10 km. A causa para essa diferença é o enfraquecimento da litosfera da Margem Equatorial gerado pelo magmatismo do Cenozóico (que ainda condiciona um fluxo térmico alto). A sismicidade alta da região é um dos reflexos desse enfraquecimento.

Como já mencionado acima, a segmentação da margem, que certamente incorpora heranças pré-cambrianas, além de incluir os efeitos da ação dos eventos geológicos mesozóicos e cenozóicos, apresenta variações nos valores das propriedades elásticas que têm uma importante correlação com a separação das diferentes bacias sedimentares (Figura 10.6). No caso da Bacia Sergipe-Alagoas, a sua separação em duas sub-bacias é corroborada pelos resultados geofísicos. O limite geofisicamente inferido neste trabalho, entre essas duas sub-bacias, coincide com o prolongamento da Zona de Cisalhamento Porto da Folha no sentido da costa. Os resultados apresentados indicam que essa zona de cisalhamento corresponde ao limite litosférico entre a Placa Sanfranciscana e a Província Borborema. Adicionalmente, na crosta oceânica frontal à Bacia Sergipe - Alagoas, a Zona de Fratura de Ascensão parece também ter herdado a direção dessa descontinuidade litosférica continental. Do ponto de vista geofísico, a Sub-bacia Sergipe possui características muito distintas da Sub-bacia Alagoas. A anomalia do “efeito de borda” da Sub-bacia Sergipe tem comprimento de onda e amplitude maiores do que a da Sub-bacia Alagoas. Porém, o seu gradiente negativo no sentido do oceano é mais suave. No entanto, ambas apresentam uma marcante anomalia ar-livre negativa no lado continental causada pelo preenchimento sedimentar dos *grabens* da fase rifte.

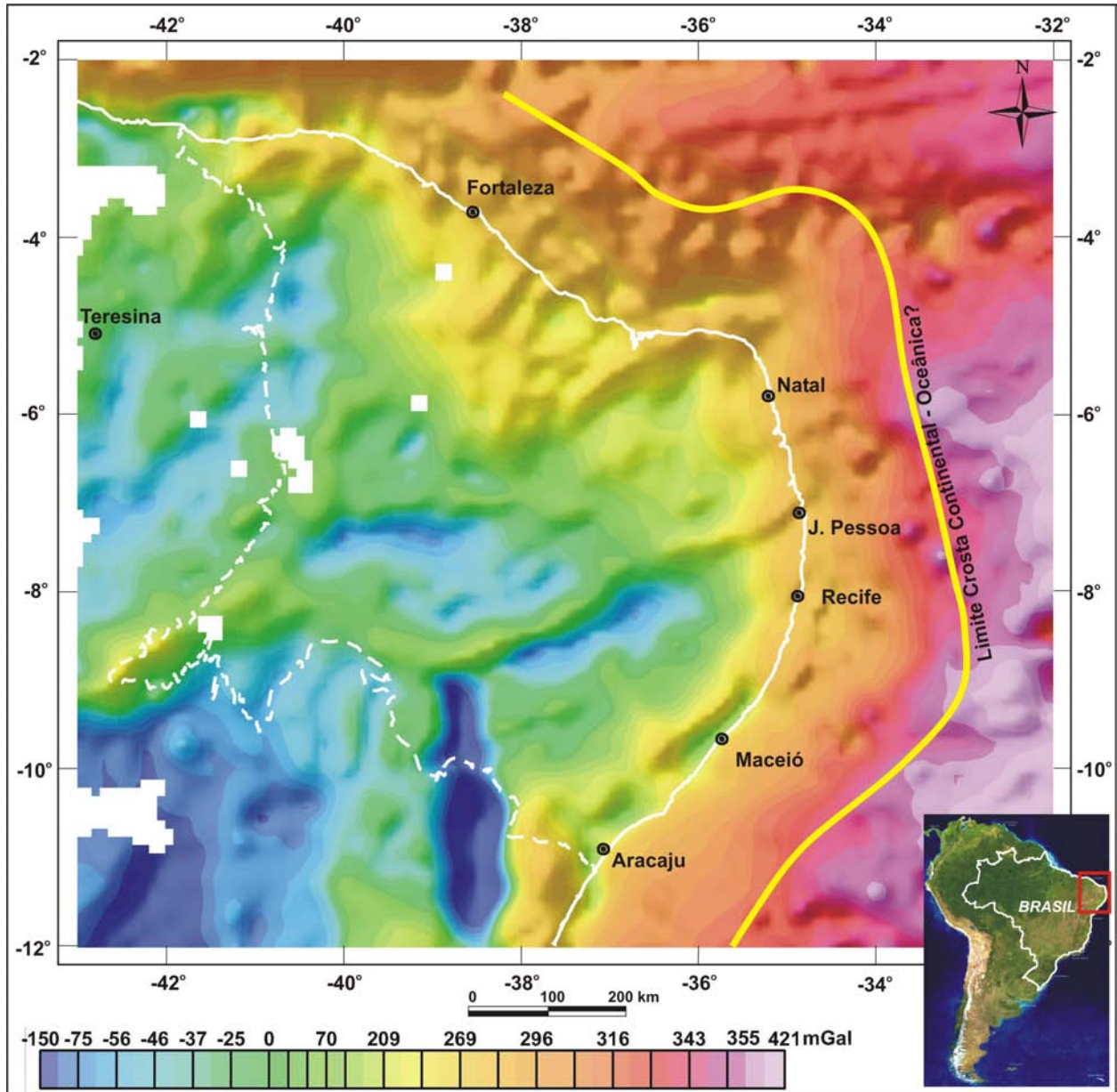


Figura 10.4: Anomalias Bouguer com superposição do limite inferido entre a crosta continental e a crosta oceânica (traço amarelo). Imagem sombreada (Inc. = 35°, Dec. = 315°Az). A linha branca tracejada é o limite da Província Borborema na definição clássica de Almeida *et al.* (1977).

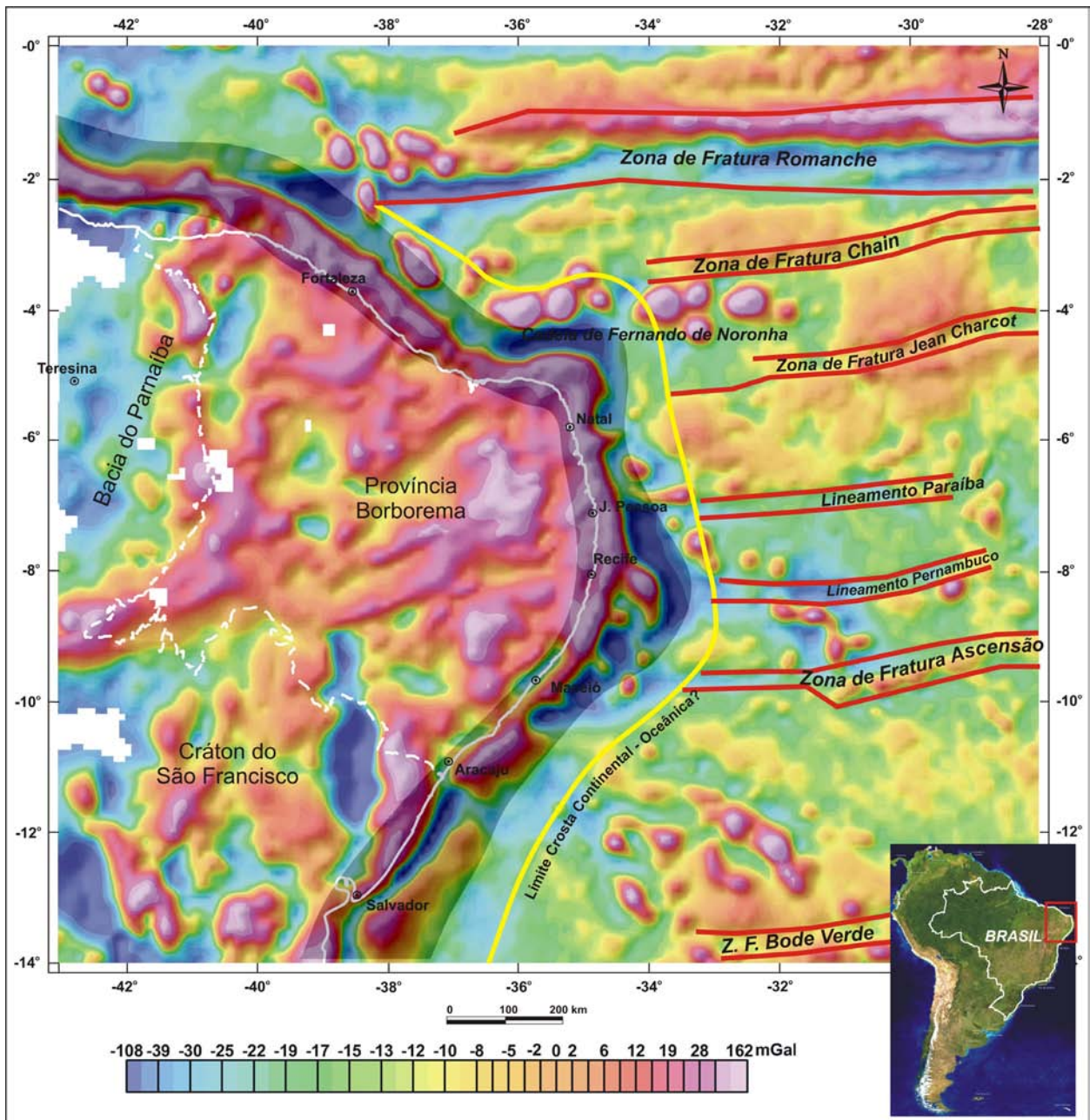


Figura 10.5: Anomalias ar-livre com superposição do limite inferido entre a crosta continental e a crosta oceânica (traço amarelo) e das Zonas de Fratura Oceânica. A área com tons mais escuros que o padrão normal de cores representa a região de influência da anomalia do “efeito de borda”. Imagem sombreada (Inc. = 35°, Dec. = 315°Az). A linha branca tracejada é o limite da Província Borborema na definição clássica de Almeida *et al.* (1977).

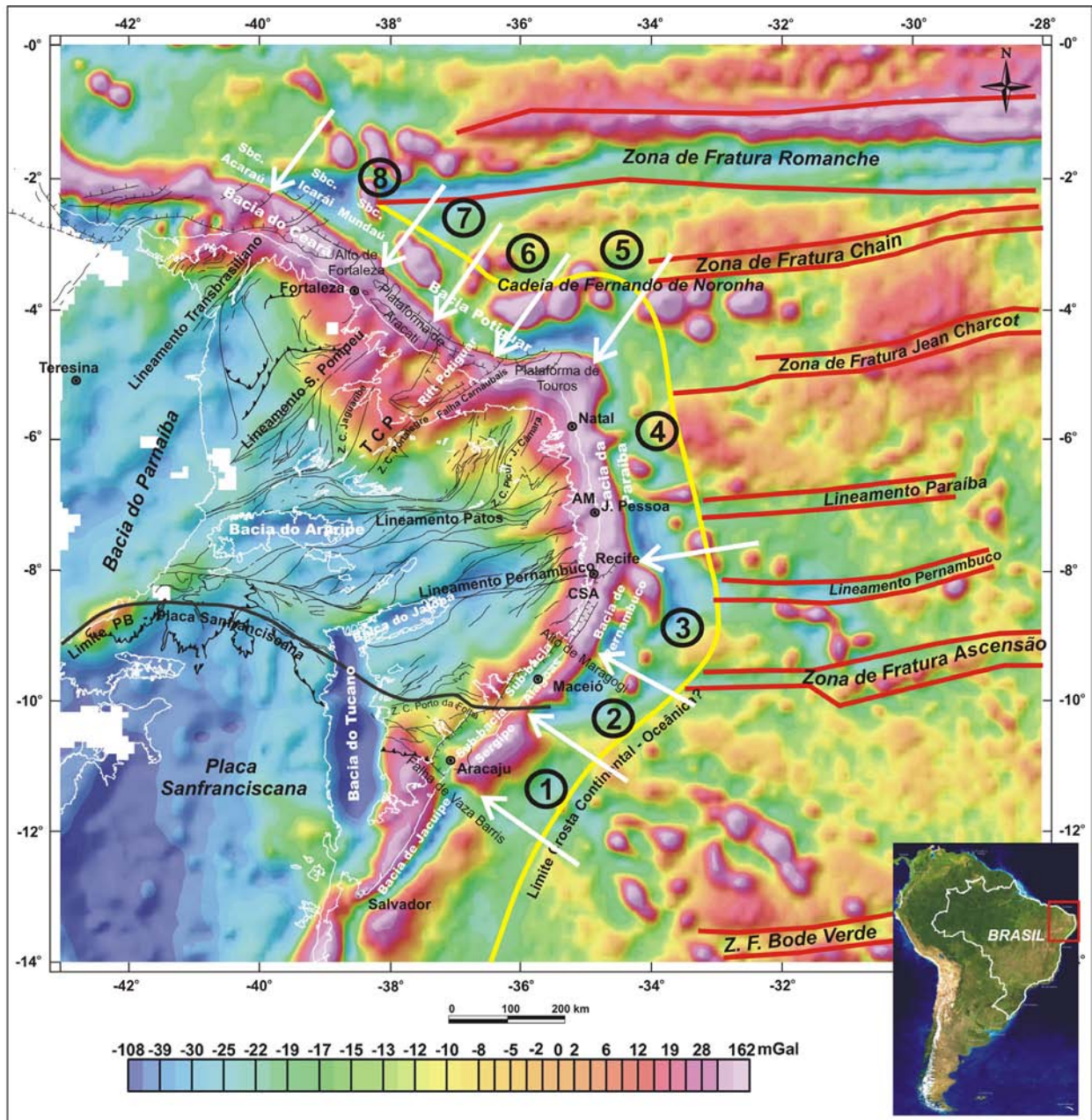


Figura 10.6: Anomalia gravimétrica (Bouguer no continente e ar-livre no oceano) em malha interpolada com dimensão de 10 x 10 km pelo método de mínima curvatura a partir dos pontos da Figura 3.1. Imagem sombreada (Inc. = 35°, Dec. = 315°Az). As províncias, as bacias principais, as zonas de fraturas oceânicas e as estruturas do continente estão indicadas. O traço amarelo é uma inferência do limite entre as crostas continental e oceânica. A seta branca indica a posição da segmentação na anomalia do “efeito de borda”. Os segmentos estão numerados de 1 a 8. **AM** - Alto de Mamanguape, **CSA** - Cabo de Santo Agostinho, **TCP** - Trend Cariri-Potiguar.

A variação na anomalia do “efeito de borda” conduz a uma estimativa de T_e maior para a Sub-bacia Sergipe ($T_e \cong 20$ km) em relação à Sub-bacia Alagoas ($T_e \cong 10$ km). O fato das sub-bacias terem se instalado em litosferas diferentes condicionou as suas propriedades elásticas, ou seja, a litosfera originalmente mais estável (a da Placa Sanfranciscana), mesmo com o rifteamento, manteve uma resistência maior do que a litosfera com tempo de estabilidade menor (a da Província Borborema). A diferença também é marcante quanto ao resultado da modelagem gravimétrica da anomalia ar-livre. A modelagem demonstra que na crosta da Sub-bacia Sergipe ocorre um grande corpo denso que não continua na Sub-bacia Alagoas. Em algumas margens continentais passivas esses corpos são chamados de *Lower Crustal Body (LCB)* e geralmente apresentam velocidade sísmica maior do que a da crosta (e menor do que a do manto litosférico). Comumente eles são interpretados como um *underplating* magmático máfico associado com plumas e separação continental, porém, às vezes, são atribuídos à rochas de alta pressão, granulito-eclogito, herdadas de eventos tectônicos anteriores. Em ambas as sub-bacias foram modelados *grabens* com profundidade máxima de 8 km, na Sub-bacia Sergipe, e de 6 km, na Sub-bacia Alagoas. Os sedimentos depositados nesses *grabens* estão superpostos por sedimentos da fase drifte com espessuras em torno de 2 km.

A Bacia de Pernambuco apresenta características diferentes das outras bacias sedimentares da Margem Leste, por causa do Platô de Pernambuco, uma região com crosta continental menos espessa que a normal, cujo relevo produz duas anomalias de efeito de borda (Figura 10.6). Os seus valores de comprimento de onda e amplitude variam ao longo do segmento da bacia, bem como os valores do gradiente negativo no sentido do oceano. Ao longo da bacia, na parte central do platô, se destaca um negativo gravimétrico causado pelo preenchimento sedimentar de um *graben* da fase rifte. Além disso, ocorrem anomalias gravimétricas positivas possivelmente relacionadas com rochas magmáticas vulcânicas e intrusivas localizadas na região de quebra da plataforma e em montes submarinos. Por causa dessa variação de padrão da anomalia ar-livre do “efeito de borda”, as estimativas de T_e para a Bacia Pernambuco mudam ao longo do seu segmento, entre um mínimo de 15 km e um máximo de 25 km. A modelagem gravimétrica da anomalia ar-livre em um perfil localizado nas proximidades do Cabo de Santo Agostinho (ao sul de Recife-PE) evidenciou a existência de dois *grabens* da fase rifte, um na proximidade da costa e o outro na região do platô, ambos com profundidade em torno de 6 km, superpostos

pelos sedimentos da fase drifte com espessuras máximas de 2 km. O limite sul do segmento de anomalia ar-livre, que corresponde a Bacia de Pernambuco está correlacionado com o Alto de Maragogi; e o limite norte com a Zona de Cisalhamento de Pernambuco. Para o Alto de Maragogi a correlação com estruturas pré-cambrianas não é fácil. Contudo, é possível identificar no interior do continente segmentos de zonas de cisalhamento e alinhamentos de corpos de rochas granitóides de direção E-W na mesma latitude desse alto. Por outro lado, a Zona de Cisalhamento de Pernambuco, apesar da dificuldade em correlacionar seu trecho leste com limites tectônicos importantes, foi sem dúvida uma estrutura relevante para a formação do arcabouço da margem leste da Província Borborema.

A Bacia da Paraíba tem ao longo de todo o seu comprimento uma anomalia do “efeito de borda” uniforme (Figura 10.6). Seus parâmetros de comprimento de onda e amplitude não apresentam variações significativas. No entanto, o gradiente negativo no sentido do oceano é mais suave no trecho norte da bacia, por causa da presença de rochas vulcânicas nas proximidades dessa região da margem. Não foram identificadas anomalias gravimétricas negativas que indicassem a presença de *grabens* expressivos, nem indícios de uma influência expressiva da Zona de Cisalhamento Patos no desenvolvimento da margem. Os resultados da modelagem da *admitância gravitacional* são consistentes com uma T_e em torno de 15 km. Nos resultados da modelagem gravimétrica dos perfis ar-livre, se destaca a identificação de uma crosta inferior muito densa, que tem correlação com os seguintes fatos:

- I) ocorrência de um magmatismo cenozóico em um *trend* linear paralelo a esse segmento de margem (Alinhamento Macau - Queimadas);
- II) soerguimento no Cenozóico da área continental vizinha da margem (Planalto da Borborema); e
- III) coerência com um modelo isostático com carregamento no topo e na base da crosta, com razão de 15 vezes maior para o carregamento da base.

As inferências esboçadas acima conduziram a interpretação para a hipótese de que a camada inferior da crosta dessa região foi modificada por um *underplating* magmático relacionado com o magmatismo cenozóico. Essa hipótese pode explicar o baixo volume de rochas magmáticas identificadas na superfície, ou seja, um grande volume teria ficado aprisionado na base da crosta. Além disso, explica também o soerguimento do Planalto da Borborema por um processo de carregamento na base da crosta.

Na Bacia Potiguar, a anomalia ar-livre do “efeito de borda” apresenta uma segmentação em três partes que corrobora a sua compartimentagem tectônica definida pelo Rifte Potiguar e as plataformas (altos tectônicos) de Aracati e de Touros, que o flanqueiam (Figura 10.6). Por causa dessa segmentação, os parâmetros de comprimento de onda, amplitude e gradiente negativo no sentido do oceano variam significativamente. O Alto de Touros é o segmento litosférico mais resistente, com estimativa de T_e entre 20 e 30 km. Na Plataforma de Aracati, a estimativa de T_e foi em torno de 10 km. Porém, no segmento da margem que corresponde ao Rifte Potiguar a litosfera é muito frágil, e a estimativa de T_e foi em torno de 5 km, com tendência a ser mais baixa e se aproximar de um modelo Airy ($T_e \cong 0$). A fragilidade da litosfera na região do Rifite Potiguar, que tem como reflexo uma sismicidade alta, é causada pelo fluxo térmico alto ao longo do eixo do rifte. O resultado da modelagem gravimétrica do perfil ar-livre da margem da Bacia Potiguar revela um grande volume de rochas magmáticas localizadas na região dos montes submarinos, atribuído ao magmatismo cenozóico (Vulcanismo Macau).

É importante ressaltar que a segmentação da margem ao longo da Bacia Potiguar expõe heranças tectônicas pré-cambrianas significativas:

- I) a correlação do Alto de Touros (com uma expressiva anomalia ar-livre do “efeito de borda”) com a Zona de Cisalhamento Picuí-João Câmara, e o possível prolongamento das rochas arqueanas que afloram a oeste de Natal-RN;
- II) a correlação da Falha de Carnaubais (presumível continuidade e reativação da Zona de Cisalhamento de Portalegre) com o limite leste do segmento de anomalia ar-livre do “efeito de borda” que corresponde (na margem) ao Rifte Potiguar; e
- III) a presumível correlação do prolongamento da Zona de Cisalhamento Jaguaribe com o limite oeste do segmento de anomalia ar-livre do “efeito de borda”, que corresponde (na margem) ao limite oeste do Rifte Potiguar.

A Bacia do Ceará, no trecho da margem que corresponde as sub-bacias Mundaú e Icaraí, possui uma anomalia ar-livre do “efeito de borda” uniforme (Figura 10.6). Apesar da forte influência da Zona de Fratura Romanche, os parâmetros de comprimento de onda, amplitude e gradiente negativo no sentido do oceano não variam significativamente. As estimativas de T_e são entre 10 e 15 km. Na filtragem, o bom ajuste obtido entre as anomalias ar-livre prevista e observada, para os montes submarinos atravessados pelos perfis sugere que a anomalia ar-livre observada é totalmente causada pelas feições de relevo. Além disso, está evidente o

emparelhamento de *graben* e *horst* no flanco sul da Zona de Fratura Romanche. O limite leste desse segmento de margem corresponde ao Alto de Fortaleza. A estrutura pré-cambriana mais próxima que pode ser correlacionada com esse limite de segmento é a Zona de Cisalhamento Senador Pompeu. O limite oeste desse segmento tem coincidência com o prolongamento para a margem da Zona de Cisalhamento Sobral - Pedro II. Na modelagem gravimétrica do perfil ar-livre realizado na margem da sub-bacia Mundaú não foi possível efetuar uma separação clara entre as fases rifte e drifte.

10.3.2 - Estimativas da Espessura da Crosta da Província Borborema

A espessura da crosta da Província Borborema, do norte do Cráton do São Francisco e da área oceânica adjacente foi estimada por meio de um método de inversão que incorpora o vínculo de isostasia (Figura 10.7). Os resultados obtidos indicam que existem duas regiões de espessamento da crosta, uma na região do Planalto da Borborema (33,5 km), e a outra, na região do Domínio Ceará que corresponde ao arco magmático de Santa Quitéria (32,5 km). A primeira representa uma raiz da crosta que sustenta isostaticamente o soerguimento do Planalto da Borborema desde o Cenozóico; a segunda é um registro vestigial de uma colisão durante a Orogênese Pan-Africana-Brasileira (entre a província Borborema e o Cráton Oeste-Africano), que causou espessamento da crosta ao longo da Zona de Cisalhamento Sobral - Pedro II, possível remanescente da linha de sutura. Entre essas regiões de espessamento ocorre um afinamento da crosta ao longo do *Trend* Cariri-Potiguar, que representa o registro no interior do continente de um rifteamento cretáceo abortado. Apesar das premissas do método de inversão para a estimativa das espessuras da crosta não satisfazerem a maioria das propriedades isostáticas das províncias geológicas investigadas, o resultado obtido em comparação com estimativas pontuais baseadas no processamento de dados telessísmicos é bom, com diferença máxima de 0,5 km para duas das três estimativas. Entretanto, a comparação com estimativas a partir da interpretação de dados de sísmica profunda é menos adequada, e chega a 3 km na região do Rifte Potiguar, e a 5 km no Cráton do São Francisco. Nesse último caso, se deve levar em conta que a estimativa para a crosta do norte do cráton foi feita com base em alguns parâmetros que são adequados apenas para a província.

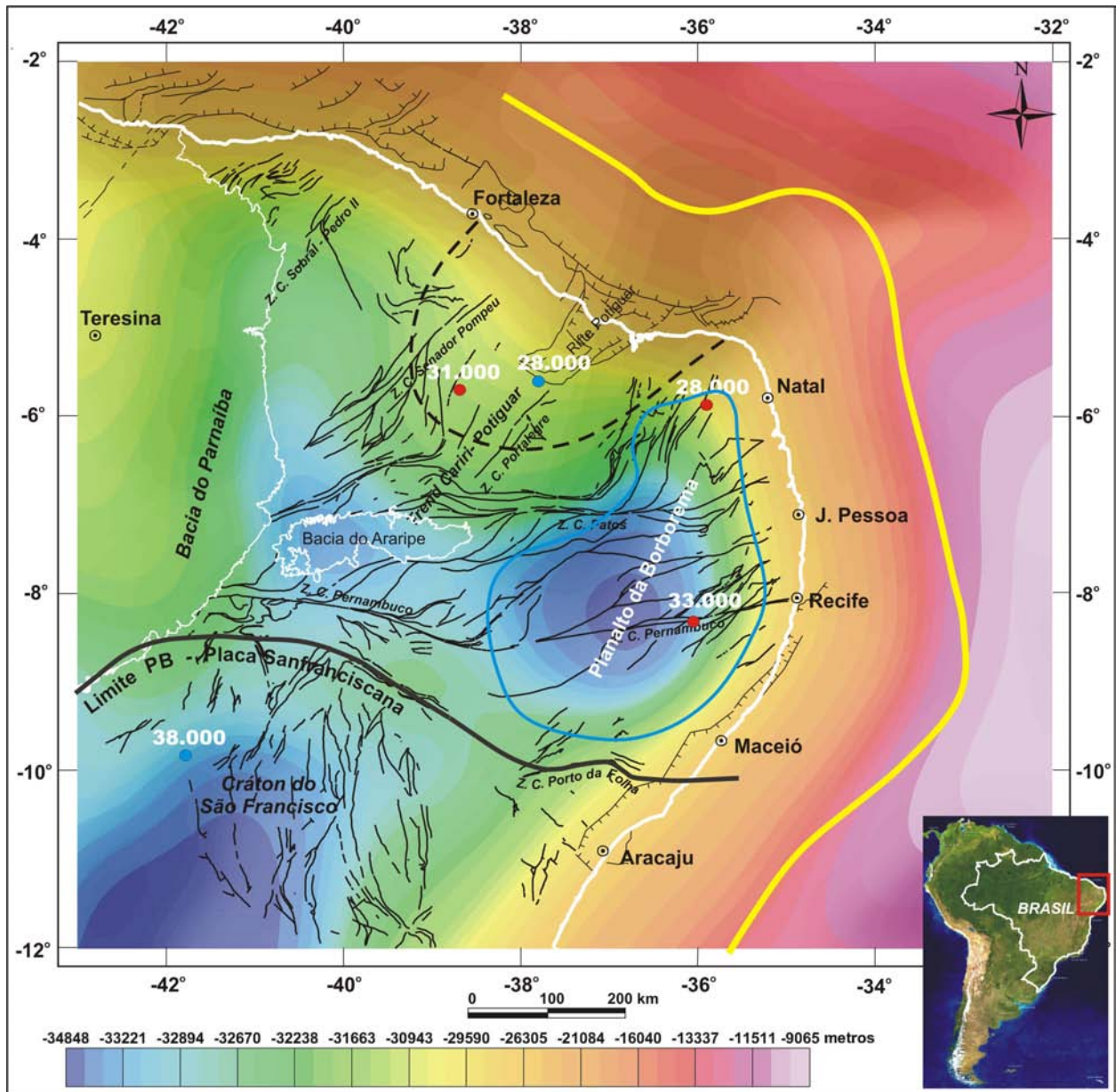


Figura 10.7: Espessuras da crosta da Província Borborema (PB), da margem continental adjacente e do norte do Cráton do São Francisco, com superposição das principais zonas de cisalhamentos e falhas normais da margem continental. Imagem sombreada (Inc. = 35°, Dec. = 315°Az). O traço contínuo azul é o limite do Planalto da Borborema. O traço preto descontínuo é o limite da Depressão Sertaneja. O traço amarelo contínuo é o limite inferido para a interface crosta continental-crosta oceânica. Os pontos vermelhos são estimativas da espessura da crosta baseadas em processamento de dados de telessísmica (França *et al.* 2006). Os pontos azuis são estimativas da espessura da crosta baseadas em interpretação de sísmica profunda (Berrocal *et al.* 1989, Matos 1992).

10.4 - A Geração do Magmatismo e da Epirogênese Durante o Cenozóico

No Cenozóico, com a margem continental da Província Borborema já consolidada e a Placa Sul-americana em fase de deriva, os principais eventos geológicos na Província Borborema foram o magmatismo alcalino (vulcanismos Macau e Mecejana) e o soerguimento do Planalto da Borborema. Esses eventos, aparentemente interligados no tempo, impuseram deformação e aquecimento na placa litosférica da região da província, e são os maiores responsáveis pelas suas atuais condições mecânicas e isostáticas.

10.4.1 - Isostasia da Província Borborema

O emprego da técnica espectral para o cálculo da *admitância gravitacional* Bouguer (em vez da *admitância gravitacional* ar-livre usada na área oceânica) e a sua comparação com modelos isostáticos teóricos revelaram que a Província Borborema é compatível com um modelo isostático em que ocorrem carregamentos combinados na superfície e na base da crosta (Figura 10.8). A razão entre esses carregamentos (f_i - taxa de carregamento) é 15 vezes maior para o carregamento da base em relação ao carregamento no topo. Além do mais, os dados apresentam uma tendência a se ajustar com um modelo de crosta que possui uma superfície de compensação mais rasa que a *Moho*, ou com uma transição de densidade larga entre a crosta mais leve e o manto mais denso. Porém, por causa dos efeitos introduzidos por carregamentos no interior da crosta, sobretudo pelas bacias sedimentares interiores, o ajuste dos dados observados para esse modelo de carregamento é muito mais adequado quando apenas a parte norte da província é considerada. Além do mais, a ação do magmatismo e da epirogênese cenozóica, bem como a atividade sísmica atual, caracterizam a região localizada a norte da Zona de Cisalhamento Patos como um subdomínio isostático em relação ao restante da província.

O emprego da *função coerência* com o uso da anomalia Bouguer para a estimativa da *espessura elástica efetiva* da litosfera da Província Borborema, cujo modelo isostático tem como atributos os carregamentos no topo e na base, com a taxa de carregamento igual a 15, permitiu estimar que a T_e da província como um todo deve ser inferior a 60 km, enquanto a melhor estimativa da T_e para a região norte da província é de 20 km (Figura 10.9).

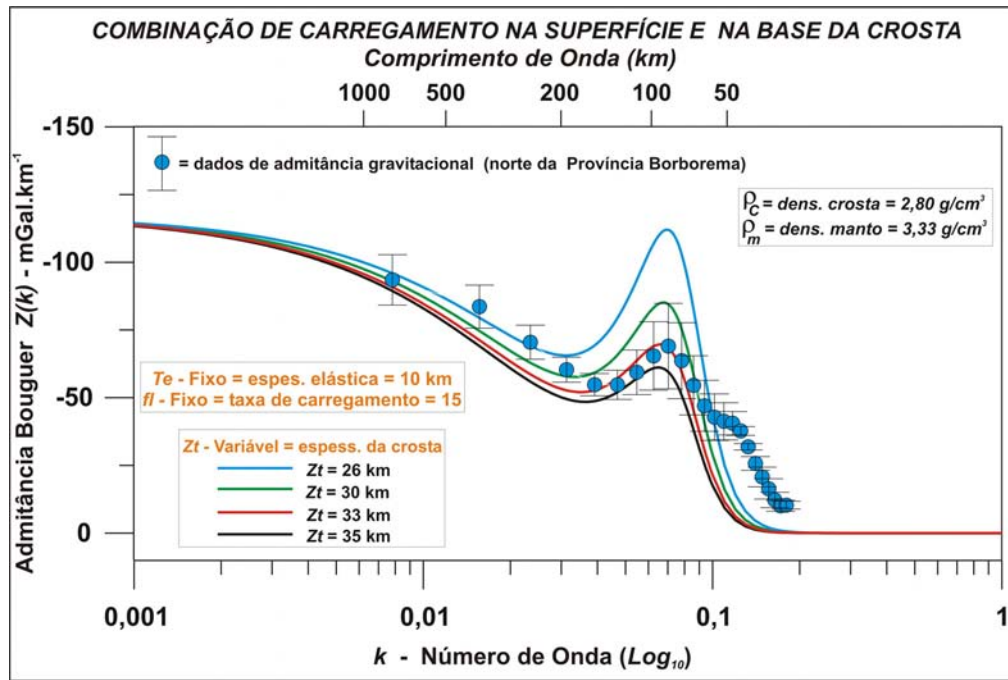


Figura 10.8: Comparação da *admitância gravitacional* Bouguer estimada a partir dos perfis 3, 4 e 5 (figuras 7.13 e 7.14) com as curvas teóricas para um modelo de carregamento combinado na superfície e na base da crosta, com *taxa de carregamento* - $fl = 15$. Observa-se que ocorre uma boa concordância com a curva teórica para uma crosta com espessura de 33 km em uma litosfera com *espessura elástica efetiva* de 10 km. A barra de erro corresponde a um desvio padrão.

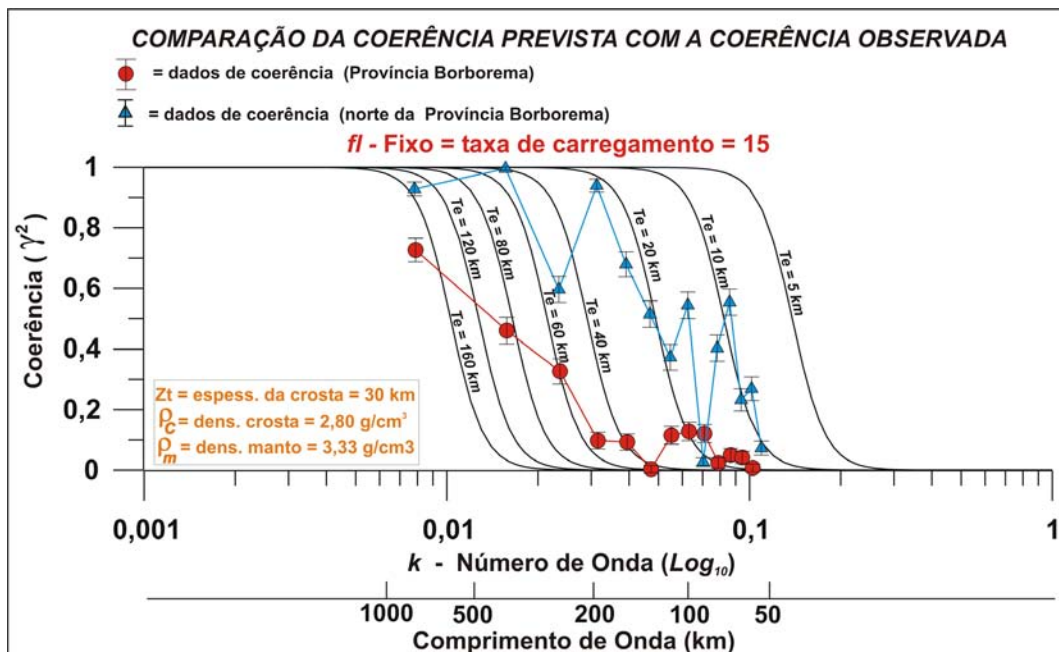


Figura 10.9: Comparação da *coerência* observada com a *coerência* prevista. Os pontos vermelhos são a *coerência* observada para todos os perfis (figuras 7.5 e 7.6) e os triângulos azuis são a *coerência* observada apenas para os perfis 3, 4 e 5 (figuras 7.13 e 7.14). As linhas sólidas (traços pretos) representam a *coerência* prevista para T_e no intervalo de 5 a 160 km, para um modelo com combinação de carregamentos na superfície e base da crosta, com $fl = 15$. A barra de erro representa a incerteza.

10.4.2 - As Causas do Magmatismo Cenozóico

A interpretação das anomalias gravimétricas ar-livre revelou na área oceânica adjacente à Província Borborema uma grande quantidade de assinaturas positivas, correlacionadas com montes submarinos, que devem ser centros vulcânicos (Figura 10.10). Uma feição da anomalia ar-livre muito importante relacionada com esses montes submarinos é o lóbulo negativo que circunda quase todos eles. Essa feição reflete a flexura da litosfera oceânica gerada pelo peso das rochas magmáticas superpostas.

Apesar da idade da maioria deles não ser conhecida, possivelmente uma grande parte deve pertencer à fase de deriva continental. Os centros vulcânicos interpretados formam alinhamentos de direção E-W, controlados pelas zonas de fraturas oceânicas (como é o caso da Cadeia de Fernando de Noronha), e na direção NW-SE, nesse caso, sem correlação com estruturas da crosta oceânica. Em particular, destaca-se um grande alinhamento NW-SE que começa nas proximidades da Zona de Fratura de Ascensão, está interrompido na região do continente (ou pelo menos não existem registros de rochas magmáticas cenozóicas na região do continente ou da plataforma continental próximas de Natal-RN), e prossegue na Margem Equatorial, atravessando a Cadeia de Fernando de Noronha e a Zona de Fratura Romanche. Esse alinhamento é paralelo à Falha de Afonso Bezerra, uma estrutura do continente com indícios de reativação frágil recente. Os resultados apresentados acima sugerem que um volumoso magmatismo ocorreu na área oceânica adjacente da Província Borborema, ao contrário do que se sabe da área continental, onde o volume de rochas magmáticas cenozóicas é pequeno, e está restrito ao Alinhamento Macau-Queimadas.

A Província Borborema possui a anomalia positiva da superfície do geóide mais expressiva do Brasil e apesar de ter uma forma (em planta) muito parecida com a delimitação em superfície do Planalto da Borborema, seu centro geográfico está claramente deslocado para nordeste em relação ao planalto (Figura 10.11). O pico positivo da anomalia está localizado a oeste da cidade de João Pessoa-PB e a sua causa são fontes densas no interior da litosfera/astenosfera. Todavia, independentemente de qual seja a sua origem, ela também tem correlação espacial com o Alinhamento Macau-Queimadas.

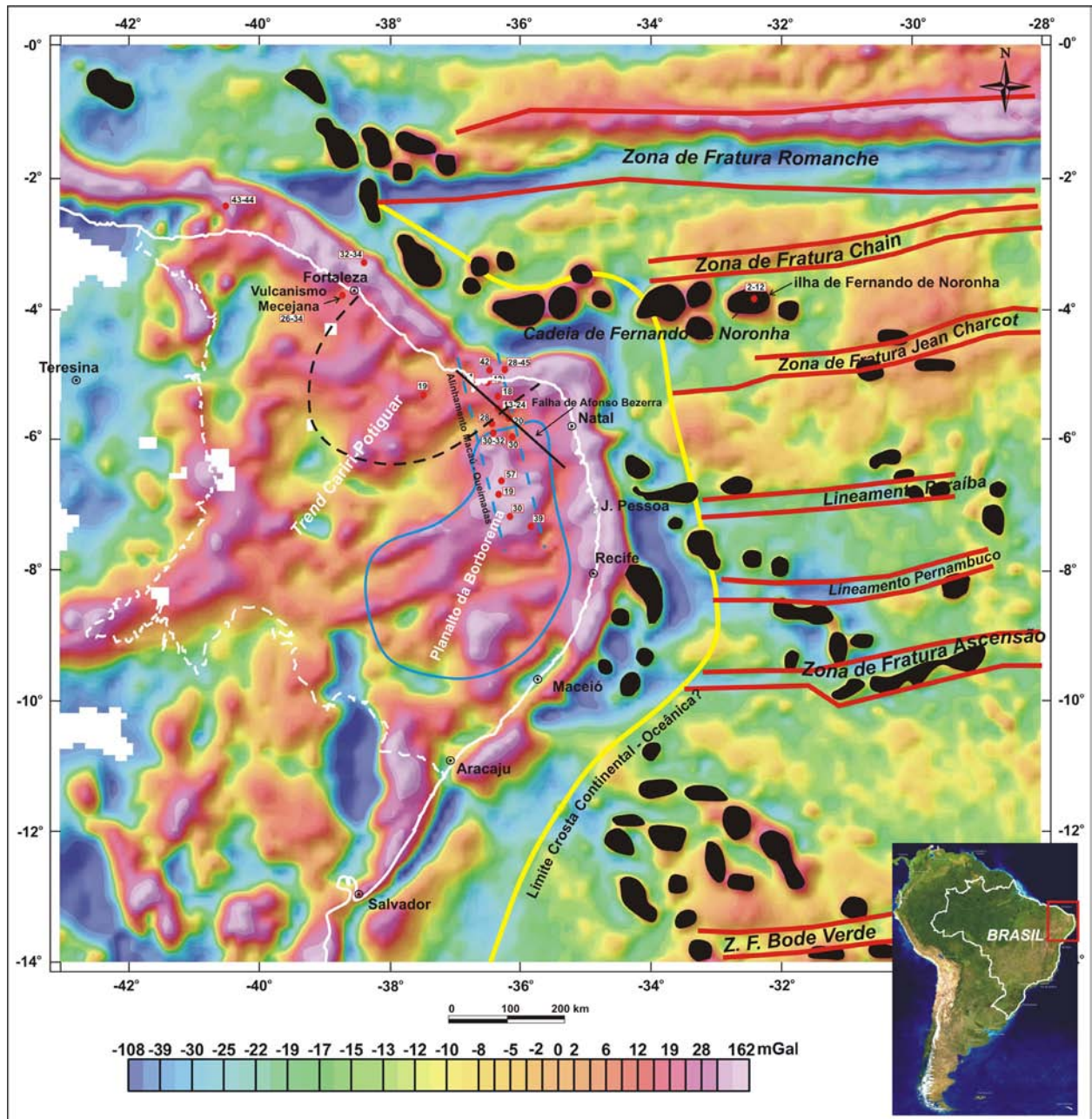


Figura 9.4: Anomalias ar-livre com superposição dos limites do Planalto da Borborema (traço azul) e da Depressão Sertaneja (traço preto descontinuo). Estão indicados o *Trend Cariri-Potiguar*, o Alinhamento Macaú-Queimadas e as Zonas de Fratura Oceânica. Os pontos vermelhos são ocorrências de rochas vulcânicas com as respectivas datações geocronológicas (em Ma). O traço amarelo é o limite inferido entre a crosta continental e a crosta oceânica. As formas semi-elípticas em cor preta da área oceânica são interpretações de centros vulcânicos. A linha branca tracejada é o limite da Província Borborema na definição clássica de Almeida *et al.* (1977). Imagem sombreada (Inc. = 35°, Dec. = 315°Az).

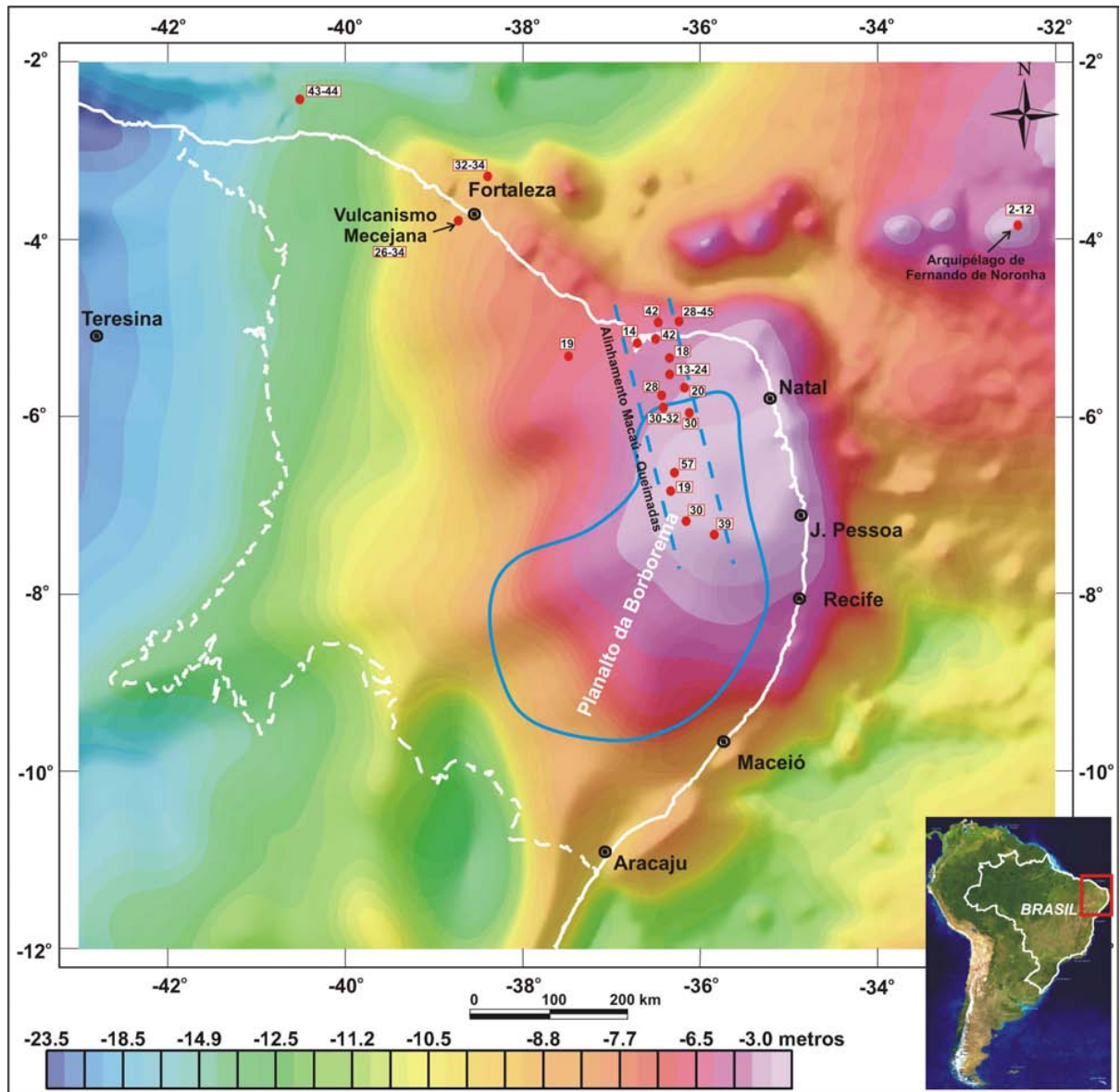


Figura 10.11: Superfície do geóide da região da Província Borborema processada por Sandwell & Smith (1997), com superposição dos limites do Planalto da Borborema (traço azul contínuo). Está indicado o Alinhamento Macaú-Queimadas. Os pontos vermelhos são ocorrências de rochas vulcânicas com as respectivas datações geocronológicas (em Ma). A linha branca tracejada é o limite da Província Borborema na definição clássica de Almeida *et al.* (1977). Imagem sombreada (Inc. = 35°, Dec. = 315°Az).

Trabalhos anteriores levantaram várias hipóteses para explicar o magmatismo cenozóico da Província Borborema. As mais conhecidas são pluma térmica no manto, “crista térmica” no manto, reajustes internos da Placa Sul-Americana e fusão de domínios metassomatizados da litosfera inferior provocada por eventos de extensão tectônica. Porém três aspectos desse magmatismo são ressaltados:

l) a posição espacial do Alinhamento Macaú-Queimadas, com direção meridiana e paralela a Margem Leste;

- II) ausência de um *trend* progressivo de idades; e
- III) manutenção da atividade magmática distribuída em um mesmo espaço por um período relativamente longo (53,4 a 6,4 Ma.).

Neste trabalho, foi proposto um modelo de geração de magmatismo intraplaca que satisfaz os aspectos acima. Para apoiar esse modelo foram empregados dados de tomografia de ondas superficiais em correlação com anomalia residuais da superfície do geóide. As principais características desse modelo serão descritas abaixo.

O Modelo de “Edge Driven Convection-EDC”

O mecanismo denominado “Edge Driven Convection-EDC”, é baseado na geração de correntes de convecção em pequena escala na região de instabilidade entre a litosfera continental espessa e fria e o manto adjacente quente. As correntes de convecção geradas pela instabilidade são capazes de produzir, ao longo do tempo, magmatismo intraplaca e, simultaneamente, provocar uma diminuição da estabilidade da interface litosfera continental/manto astenosférico, além de produzir um arrasto do manto litosférico frio para o interior do manto subjacente quente. As assinaturas dos dados de tomografia de ondas superficiais e da anomalia residual da superfície do geóide que sustentam a proposição do modelo de *EDC* para a geração do magmatismo cenozóico na Província Borborema são as seguintes (Figura 10.12):

- I) os dados de tomografia descartam a existência de uma perturbação térmica profunda localizada atualmente no manto sob a Província Borborema;
- II) a perturbação positiva da velocidade das ondas sísmicas na astenosfera (**B** na Figura 10.12), observada na fatia vertical dos dados de tomografia da Latitude 6°S (aproximadamente na parte centro-sul do Alinhamento Macau-Queimadas). A forma dessa perturbação sugere um arrasto (linha vermelha tracejada na Figura 10.12) do manto litosférico mais frio (ou mais seco) para dentro da astenosfera mais quente (ou menos seca), e tem correlação com o pico positivo da anomalia residual da superfície do geóide que ocorre na Província Borborema (**A** na Figura 10.12). A forma dessa perturbação é muito semelhante com o arrasto do manto litosférico observado nas modelagens numéricas de *EDC* publicadas;
- III) na fatia vertical da Latitude 6°S se observa a ausência de uma interface bem definida entre a litosfera continental e o manto adjacente, além da existência de uma perturbação negativa da velocidade sísmica que ocorre com a forma de uma apófise (**C**

na Figura 10.12) entre a crosta da província, e uma faixa de perturbação negativa da velocidade que forma um semi-arco a partir da cadeia meso-oceânica que parece com uma corrente de convecção descendente (**D** na Figura 10.12, linha preta tracejada);

IV) a identificação na fatia da Latitude 6°S de assinaturas semelhantes na margem continental atlântica da África, tanto em relação aos dados de tomografia de ondas superficiais, como ao pico positivo da anomalia residual da superfície do geóide (Figura 10.13). É importante lembrar que o magmatismo intraplaca é muito mais abundante na Placa Africana do que na Placa Sul-Americana; e

V) o fato de que a perturbação positiva da velocidade sísmica (que sugere o arrasto do manto litosférico mais frio na astenosfera mais quente), bem como a presença do pico positivo da anomalia residual do geóide observadas na Latitude 6°S, está progressivamente atenuado nas latitudes ao sul do Alinhamento Macau-Queimadas. Elas não ocorrem na região do Cráton do São Francisco.

O mecanismo de *EDC*, em contraposição à hipótese de um *hot spot* (ou de pluma do manto), é favorecido pelo fato de que a perturbação do manto capaz de gerar magmatismo acompanha o movimento da placa. Isso justifica a manutenção do magmatismo durante um longo período, no mesmo espaço geográfico, e com uma direção paralela à da Margem Leste, como é caso do magmatismo ao longo do Alinhamento Macau-Queimadas. Apesar da história da estabilidade da litosfera da Província Borborema não favorecer plenamente um mecanismo de *EDC*, por causa da Orogênese Brasileira ainda não muito distante no tempo, a particular posição da província, próxima do limite entre as duas grandes zonas de fratura do Atlântico Sul e do Atlântico Central, pode ter sido um ingrediente a mais na instalação de instabilidades entre a litosfera continental e o manto astenosférico.

A correlação entre os dados de tomografia de ondas superficiais e a anomalia residual do geóide sugere que a fonte principal para a anomalia positiva do geóide que ocorre na Província Borborema é o contraste de densidade positivo causado pela justaposição entre o manto litosférico frio (mais denso), que foi arrastado para dentro do manto astenosférico quente (menos denso) pela convecção em pequena escala produzida pelo mecanismo de *EDC*. Essa correlação também sugere que, para o perfil na Latitude 6°S entre o Brasil e a África, a melhor correspondência entre os dados de tomografia de ondas superficiais e as anomalias residuais de grande comprimento de onda do geóide ocorre aproximadamente na profundidade de 250 km (Figura 10.13).

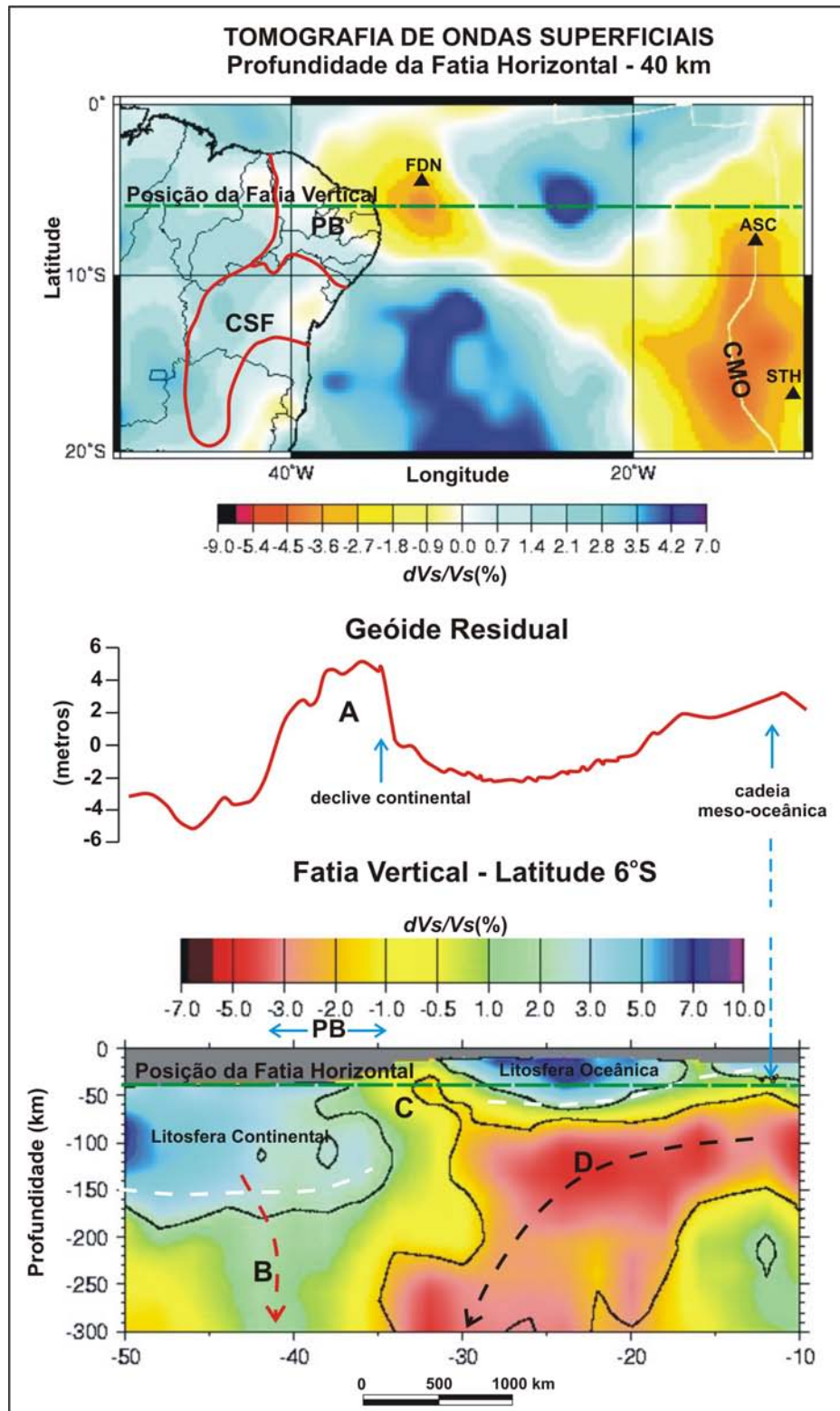


Figura 10.12: Correlação dos dados de tomografia de ondas superficiais com anomalias do geóide residual. Fatia Vertical localizada na Latitude 6°S e a Fatia Horizontal na profundidade de 40 km. **CMO** - Cadeia Meso-oceânica; **PB** - Província Borborema; **CSF** - Cráton do São Francisco. O traço branco descontínuo é uma tentativa de delimitar a base litosfera. O traço preto descontínuo sugere uma corrente de convecção descendente. O traço vermelho descontínuo sugere uma intrusão da litosfera continental fria no manto astenosférico mais quente. Possíveis *hot spots*: **FDN** - Fernando de Noronha; **ASC** - Ascensão; **STH** - Santa Helena. Explicações no texto.

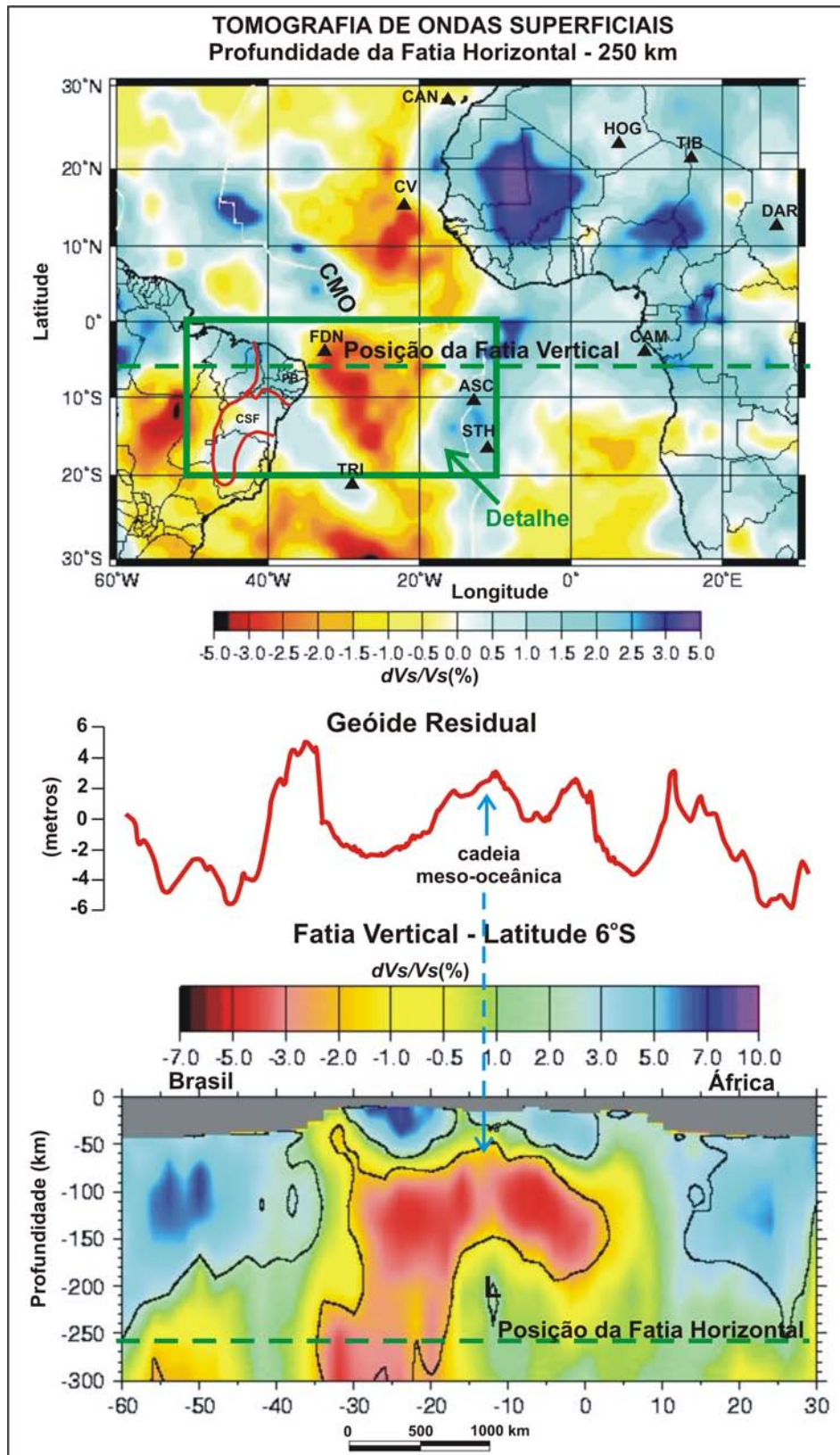


Figura 10.13: Correlação dos dados de tomografia de ondas superficiais com anomalias do geóide residual. Fatia Vertical na Latitude -6° e a Fatia Horizontal localizada 250 km abaixo da *Moho*. **CMO** - Cadeia Meso-oceânica; **PB** - Província Borborema; **CSF** - Cráton do São Francisco. Possíveis *hot spots*: **FDN** - Fernando de Noronha; **ASC** - Ascensão; **STH** - Santa Helena; **TRI** - Trindade; **CAN** - Canárias; **CV** - Cabo Verde; **CAM** - Camarões; **HOG** - Hoggar; **TIB** - Tibesti; **DAR** - Darfur. Explicações no texto.

O Modelo Alternativo de “Crista Térmica”

Uma das primeiras hipóteses para o magmatismo ao longo do Alinhamento Macau-Queimadas foi sua origem a partir de uma “crista térmica” surgida no manto, principalmente por causa da forma alongada da área de ocorrência das rochas vulcânicas. A observação de um corte horizontal na profundidade de 250 km nos dados de tomografia de ondas superficiais (Figura 10.14) sugere a possibilidade que a Placa Sul-Americana na região da Província Borborema tenha passado sobre uma “crista térmica” ao longo do Cenozóico. Na hipótese de que a velocidade de espalhamento do Oceano Atlântico tenha se mantida aproximadamente constante nos últimos 80 Ma, e de que não ocorreu modificação significativa no percurso da Placa Sul-Americana entre 80 Ma e o presente, os aspectos dos dados que sustentam este modelo são:

I) a anomalia da perturbação negativa da velocidade sísmica na fatia de horizontal de 250 km, posicionada na região oceânica em frente da margem continental do nordeste brasileiro, que tem forma alongada e está orientada na direção NW-SE (**A** na Figura 10.14). Na sua extremidade NW está localizada a Ilha de Fernando de Noronha; e

II) supondo-se que essa perturbação da velocidade seja também uma perturbação térmica, que exista desde 80 Ma, e ainda, que permaneceu fixa no manto; então, o movimento aparente da Placa Sul-Americana sobre ela foi de sudoeste para nordeste. Assim, há 80 Ma atrás ela estaria sobre a Bacia do Parnaíba. Há 40 Ma ocuparia a região centro-nordeste da Província Borborema, e em 20 Ma seu eixo central já estaria localizado na área oceânica (Figura 10.14).

O modelo de “crista térmica” é muito desfavorecido pela ausência de um magmatismo cenozóico espalhado por toda a província com progressão de idade de nordeste para sudoeste. Além do mais, não explica a posição espacial do Alinhamento Macau-Queimadas que possui direção aproximadamente N-S e não favorece uma explicação clara para a existência da anomalia do geóide. Contudo, favorece a existência do longo alinhamento de montes submarinos (possíveis centros vulcânicos) de direção NW-SE que ocorre na área oceânica e é paralelo a Falha de Afonso Bezerra no continente.

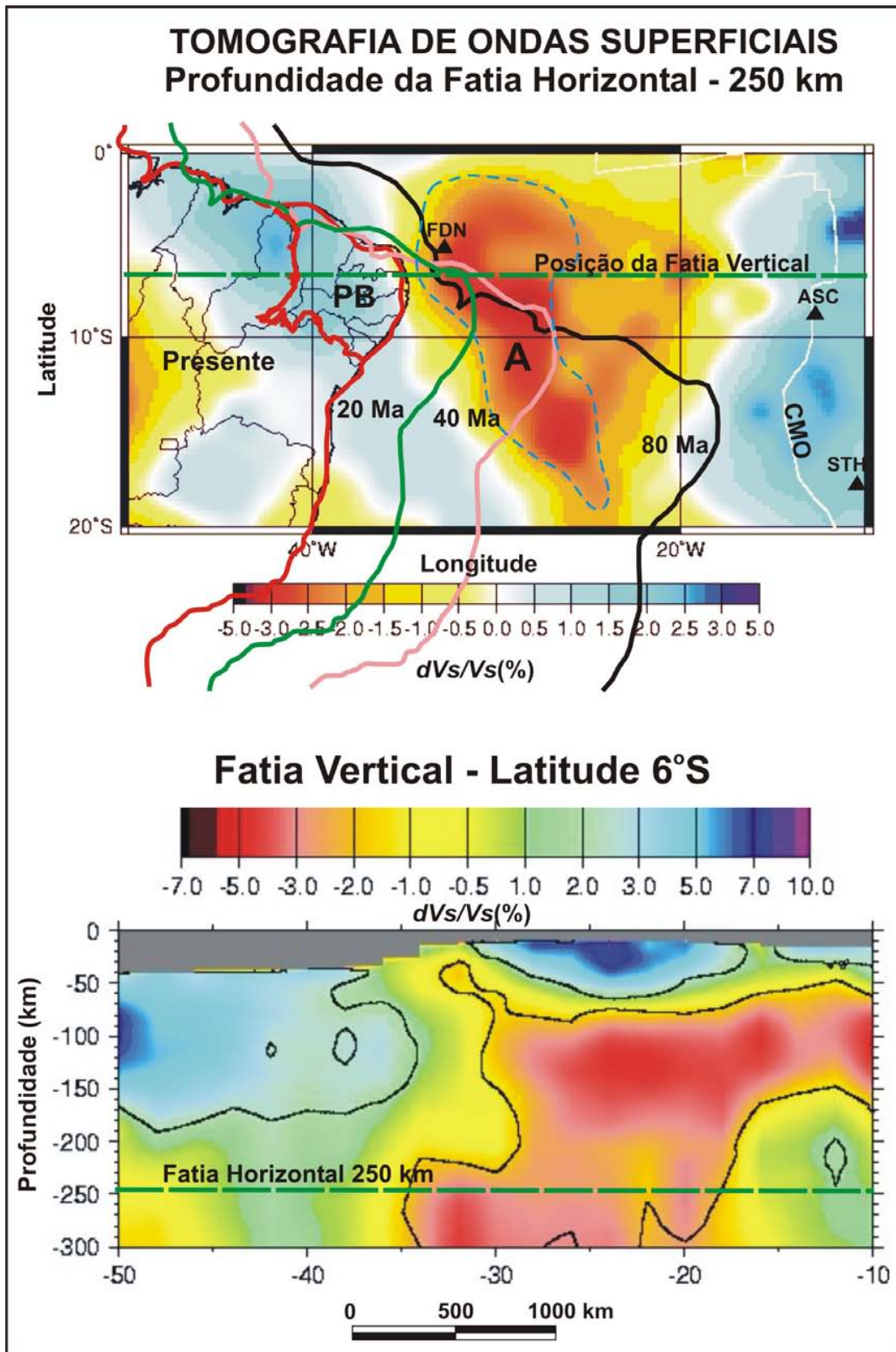


Figura 10.14: Tomografia de ondas superficiais com superposição da variação de posição da linha de costa da América do Sul no intervalo entre 80 Ma e o presente. A linha tracejada de cor azul é uma tentativa de delimitar uma possível “crista térmica” na profundidade de 250 km. Explicações no texto. **PB** - Província Borborema; **CMO** - Cadeia Meso-oeânica. Ilhas Vulcânicas (possíveis *hot spots*): **FDN** - Fernando de Noronha, **ASC** - Ascensão; **STH** - Santa Helena.

10.4.3 - As Causas do Soerguimento do Planalto da Borborema

A interpretação das causas do soerguimento do Planalto da Borborema levou em conta os seguintes aspectos:

- I) a correlação entre o magmatismo cenozóico e o soerguimento do Planalto da Borborema;
- II) o baixo volume de rochas magmáticas cenozóicas cartografadas no continente, enquanto na área oceânica, as interpretações dos dados gravimétricos de anomalia ar-livre indicam a possibilidade de que exista um grande volume de rochas magmáticas sobre a crosta oceânica adjacente da Província Borborema;
- III) os resultados do cálculo da *admitância gravitacional* indicaram um modelo isostático em que ocorrem carregamentos combinados no topo e na base da crosta, com uma *taxa de carregamento* (f_i) =15, que combina muito bem com um modelo geológico de *underplating* magmático da crosta.

Se as causas para o magmatismo no continente e no oceano forem as mesmas, como seria o caso de um mecanismo de *EDC*, é admissível que grande parte do magmatismo gerado no manto da região continental tenha ficado aprisionado na base da crosta, gerando um *underplating* magmático. Então, pode-se inferir a seguinte seqüência de eventos para o soerguimento do Planalto da Borborema (Figura 10.15):

- I) surgimento de um processo de *EDC*;
- II) por causa disso, a interface litosfera/astenosfera foi desestabilizada e a convecção produziu um arrasto da litosfera fria para dentro do manto quente;
- III) assim, ocorreu geração de magma na área oceânica e na área continental. Na área continental, grande parte do magma ficou presa na base da crosta formando um *underplating*;
- IV) a crosta foi soerguida e deformada por um empuxo produzido pelo contraste negativo de densidade entre as rochas magmáticas presas na base da crosta e o manto circundante; e
- V) ao longo do tempo, novos pulsos magmáticos ocorreram por causa da manutenção da corrente de convecção em pequena escala, enquanto o relevo do Planalto da Borborema foi sendo aplainado pelo processo de reequilíbrio isostático.

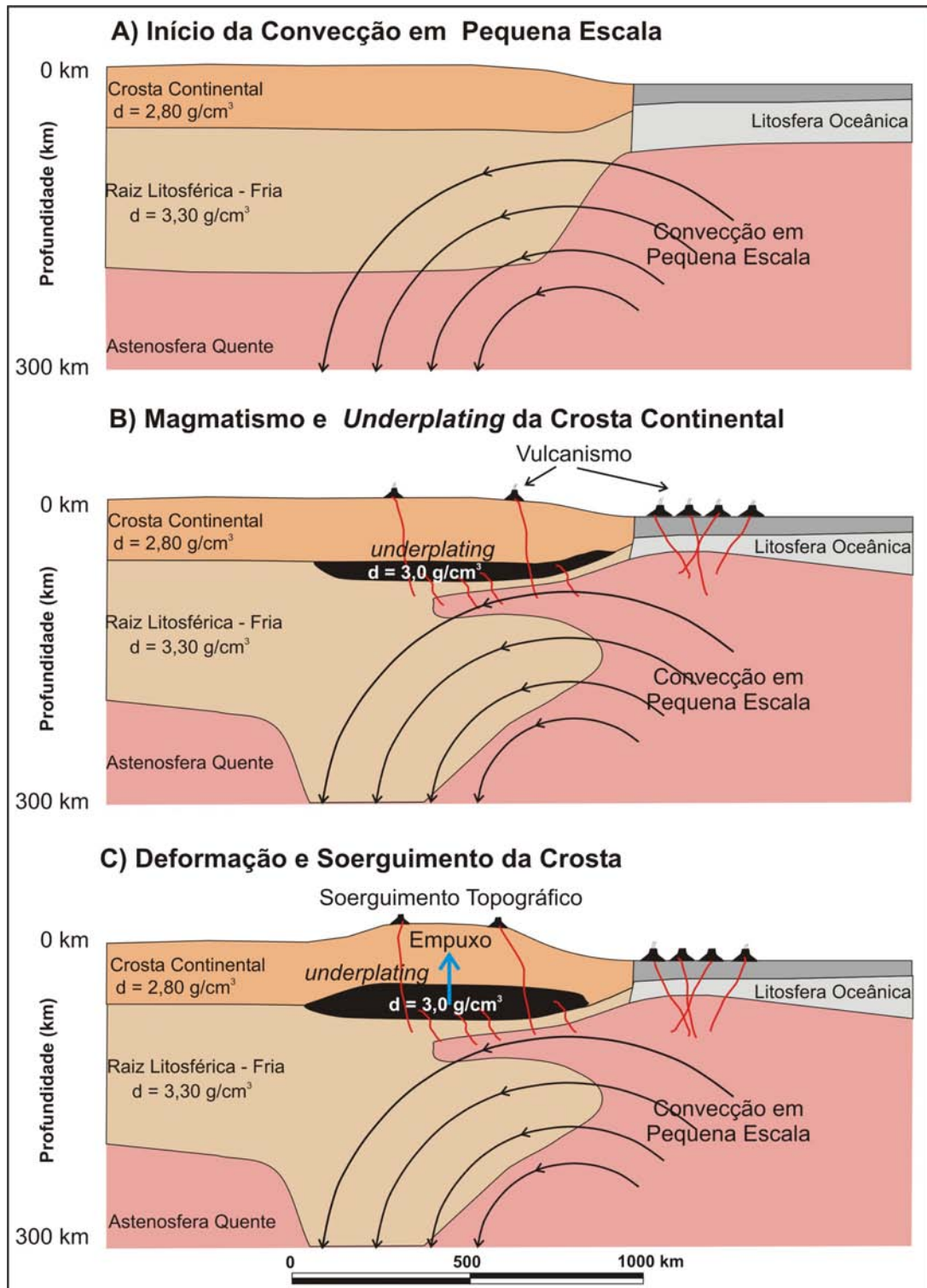


Figura 10.15: Esquema de evolução das etapas seqüenciais que resultaram no magmatismo cenozóico e no soergimento do Planalto da Borborema. A convecção em pequena escala foi gerada por uma instabilidade entre a raiz litosférica fria e a astenosfera quente. Como consequência a interface litosfera/astenosfera foi desestabilizada e a convecção produziu um arrasto da litosfera para dentro do manto quente. O processo gerou magmatismo, que na crosta oceânica chegou com grandes volumes na superfície, enquanto na crosta continental a maior parte do magma ficou presa na base da crosta (*underplating*). O contraste de densidade negativo entre o manto e a raiz na crosta formada pelo *underplating* gerou um empuxo que deformou a crosta e soergueu a superfície topográfica gerando o Planalto da Borborema.

10.5 - Recomendações para Novos Trabalhos

Nesta Tese foram apresentadas várias contribuições para o aprimoramento do conhecimento geofísico e geológico da Província Borborema. Contudo, muitas lacunas ainda estão abertas, sendo necessário ainda uma grande demanda de trabalhos para que elas sejam preenchidas. É fácil perceber que uma grande parte da demanda é multidisciplinar, ou seja, além de novos trabalhos na área da geofísica, é muito importante investir em estudos nas áreas de petrologia, geocronologia, sedimentologia e geomorfologia. No entanto, mesmo consciente dessas outras necessidades, as recomendações aqui realizadas se restringirão apenas ao campo da geofísica.

10.5.1 - Sobre o Arcabouço Geofísico

Os métodos gravimétrico e magnético revelaram-se eficientes para definir o arcabouço geofísico da Província Borborema. Assim, possivelmente uma boa parte da demanda do arcabouço regional tenha sido resolvida neste trabalho. Porém, os levantamentos gravimétricos de detalhe devem continuar a ser executados, para melhorar a resolução e aprimorar a correlação geologia-gravimetria. O ideal é que se chegue a um espaçamento médio de 1,0 km entre as estações. Esse aumento de resolução permitirá que sejam efetuadas modelagens tridimensionais, e melhorará bastante a delimitação gravimétrica de unidades e estruturas geológicas. Quanto aos dados magnéticos, cuja resolução já é boa para trabalhos regionais, deve ser acrescentado (na malha que foi empregada neste trabalho) o novo levantamento realizado recentemente pela CPRM na região leste dos estados do Rio Grande do Norte, Paraíba, Pernambuco e Alagoas, denominado Borda Leste do Planalto da Borborema. Sem dúvida, ainda resta muita informação a ser retirada dos dados magnéticos, sobretudo quanto a separação entre as fontes de origem pré-cambrianas e aquelas de origem fanerozóica no Domínio Rio Grande do Norte, bem como realizar uma boa correlação entre fontes magnéticas e domínios de rochas básicas em toda a província. Entretanto, apesar da eficiência reconhecida do emprego de dados gravimétricos e magnéticos em estudos de arcabouços tectônicos, indubitavelmente, a maioria dos problemas abertos sobre limites tectônicos e modelos de evolução na

Província Borborema só serão resolvidos com a execução de investigação com sísmica profunda.

Abaixo são sugeridos alguns temas de trabalhos com objetivo de aprimorar os resultados aqui apresentados:

- I) arcabouço geofísico da Faixa Orós-Jaguaribe;
- II) arcabouço geofísico da área de ocorrência do Evento Cariris Velhos;
- III) investigação detalhada da linha de sutura na Faixa Sergipana, inclusive com a remoção do efeito gravimétrico da Bacia Recôncavo-Tucano-Jatobá;
- IV) prosseguimento do levantamento gravimétrico no sentido da Faixa Rio Preto, com o objetivo de investigar a sua continuidade em relação a Faixa Riacho do Pontal e a linha de sutura com a Placa Sanfranciscana;
- V) remoção do efeito da cobertura sedimentar da Bacia do Parnaíba nos dados geofísicos para a investigação da continuidade das estruturas e domínios pré-cambrianos da Província Borborema no seu substrato;
- VI) modelagem geofísica quantitativa do Subdomínio Alto Moxotó e de sua relação com as anomalias gravimétricas e magnéticas adjacentes;
- VII) investigação geofísica detalhada do arco magmático de Santa Quitéria e da assinatura gravimétrica relacionada com a descontinuidade na crosta que funcionou como anteparo para as *nappes* do Domínio Ceará;
- VIII) estudo geofísico detalhado da Zona de Cisalhamento Portalegre; e
- IX) estudo geofísico detalhado da Zona de Cisalhamento Pernambuco.

10.5.2 - Sobre a Isostasia e a Formação da Margem Continental

Em novos trabalhos de investigação isostática da Província Borborema e de sua margem continental, a demanda mais clara, além do maior detalhamento gravimétrico já discutido no item anterior, é sem dúvida a aplicação de novas técnicas de estimativa da *espessura elástica efetiva* (T_e). A grande maioria dos problemas e dúvidas enfrentados neste trabalho poderá ser resolvida com emprego de técnicas de estimativa da T_e com variação espacial e de métodos que suavizem e minimizem os ruídos inerentes aos dados. Quanto ao modelo isostático, sem dúvida é necessária uma melhor investigação para se definir quais são realmente os carregamentos que afetam a litosfera da província, além de incluir o efeito da erosão na modificação da topografia. Além disso, talvez seja importante testar também no continente a anomalia

ar-livre (em vez da anomalia Bouguer), por causa do fato de que a topografia é um carregamento que realmente se conhece, e que está implícito na anomalia ar-livre. Porém, bons resultados só virão com investimentos na investigação dos parâmetros elásticos da litosfera da Província Borborema que incluam estudos da condutividade termal e de sísmica profunda.

Nos estudos da margem continental, a principal demanda para novos trabalhos é claramente a inclusão das informações (já existentes na maioria das bacias) sobre as espessuras e constituição dos pacotes sedimentares e a modelagem acoplada de dados gravimétricos e de sísmica (alguns trabalhos já foram efetuados pelos técnicos da PETROBRÁS nas bacias Sergipe-Alagoas e Potiguar). Outro aspecto importante é a inclusão mais efetiva de dados magnéticos, o que só pode acontecer de forma satisfatória com a ampliação dos levantamentos magnéticos na região oceânica, uma vez que os dados existentes estão restritos a uma faixa estreita da margem. Sem dúvida, também, a execução de modelagens dinâmicas das bacias sedimentares por meio de dados gravimétricos, acoplados com dados sísmicos, e incluindo o fator tempo, o fluxo térmico e a estimativa espacialmente variável da T_e .

10.5.3 - Sobre as Causas do Magmatismo e do Soerguimento do Planalto da Borborema

No futuro, além da melhoria na qualidade dos resultados obtidos com dados gravimétricos na definição de modelos isostáticos e na determinação da T_e , a grande contribuição da geofísica para as causas do magmatismo e do soerguimento no Cenozóico virá da investigação e da modelagem de dados de telessísmica. Como já está acontecendo neste momento nos trabalhos do grupo de sismologia da UFRN (CCET - Departamento de Física), o aumento do número de estações receptoras de dados telessísmicos espalhadas pela província aumentará a resolução e melhorará substancialmente o mapeamento da sua litosfera. É importante frisar que a localização de algumas dessas estações foi realizada com base nos resultados apresentados nesta Tese.

Uma grande contribuição também poderá vir do melhor conhecimento da superfície do geóide e de sua modelagem quantitativa visando a identificação das suas causas. O termo está no plural porque uma anomalia da superfície equipotencial pode ser constituída por uma soma de várias fontes, tais como, topografia, variações de

densidade rasas e profundas (na crosta, no manto litosférico e no manto profundo) e a dinâmica do fluxo no manto.

Em novos trabalhos, a grande contribuição dos dados magnéticos será a modelagem da profundidade da superfície da *temperatura Curie*. Como essa superfície varia espacialmente em função do fluxo térmico da crosta, as variações em sua profundidade permitirão mapear as regiões com fluxo térmico mais alto. Outra grande contribuição poderá vir de trabalhos que busquem separar as fontes magnéticas pré-cambrianas das fontes magnéticas fanerozóicas, para municiar os trabalhos de mapeamento geológico com novas áreas para a localização de corpos magmáticos.

REFERÊNCIAS

A

- Ab'Saber A.N. 1953. O Planalto da Borborema na Paraíba. Fotografias e comentários. *Boletim Paulista de Geografia*, **13**:54-73.
- Accioly A.C.A. 2001. *Geologia, Geoquímica e Significado Tectônico do Complexo Metanortosítico de Passira, Província Borborema, Nordeste Brasileiro*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, USP, 166 p.
- Almeida C. N., Beurlen H., Guimarães I. P. & Sampaio A. 1997. High pressure metamorphosed Fe-Ti ore hosting island arc tholeiites at Itatuba - PB, as indication of a Proterozoic suture in the Pajeu-Paraíba Foldbelt in the Borborema Province, Northeastern Brazil. *International Geology Reviews*, **39**(7):589-608.
- Almeida C.B. & Cruz L.R., Jardim de Sá E.F., Vasconcelos P.M.P., Medeiros W.E. 2005. Tectônica e relações estratigráficas na Sub-bacia de Pernambuco, NE do Brasil: contribuição ao conhecimento do Rifte Sul-Atlântico. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, **13**(2):167-180.
- Almeida F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, **7**(4):349-364.
- Almeida F.F.M., Hasui Y. & Brito Neves B.B. 1976. The upper precambrian of South America. *Boletim IG/USP*, **7**:45-80.
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B. & Fuck H.A. 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. In: SBG-Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste, 8º, Campina Grande, Atas, Boletim 6, p. 363-391.
- Almeida F.F.M., Carneiro C.D.R., Machado Jr. D.L. & Dehira L.K. 1988. Magmatismo Pós-Paleozóico no Nordeste Oriental do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, **18**(4):451-462.
- Alkmin F.F., Brito Neves B.B. & Castro Alves J.A. 1993. Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco - uma revisão. In: Dominguez J.M.L. & Missi A. (eds.) *O Cráton do São Francisco*. Salvador, SBG/SGM/CNPq, p. 45-62.
- Amaral A.J.R. & Menor E.A. 1979. A seqüência vulcano-sedimentar cretácea na região de Suape (PE): interpretação faciológica e considerações metalogenéticas. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste, 9º, Natal, Atas, Boletim 7, p.251-269.
- Amorim J.L. (Org.) 1995. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil: carta geológica, carta metalogenética-previsional - Escala 1:100.000 (Folha SC.24-X-D-V - Arapiraca) estados de Alagoas e Sergipe*. Brasília: CPRM, 80p., 2 mapas in bolso.
- An M. 2004. *Estrutura Crustal da Bacia do Paraná com Inversão de Ondas de Superfície e Funções do Receptor*. Tese de Doutorado, Departamento de Geofísica, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, 129 p.
- Anderson D.L. & Schramm K.A. 2005. Global hotspot maps. *Geological Society of America, Special Paper*, **388**:19 -29.
- Angelim, L.A.A. 1988. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, carta geológica/metalogenética previewal, escala 1:100.000 (Folha SC.24-V-A-III Santa Filomena), Estados de Pernambuco e do Piauí*. DNPM/CPRM, Brasília, 146 p., il., 2 mapas.

- Angelim L. A. A. (org). 2001. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. Aracaju NW - Folha SC.20-V, Estado da Bahia, Pernambuco e Piauí. Escala 1:500.000.* Texto explicativo. CPRM/DIEDIG/DEPAT, Superintendência Regional de Recife, 1 cd-rom.
- Angelim L.A.A. (org.) 2006. *Geologia e Recursos Minerais do Estado do Rio Grande do Norte. Escala 1:500.000.* Recife, CPRM-Serviço Geológico do Brasil, 119 p.
- Antunes A.F. 2004. *Evolução tectono-estrutural do campo de Xaréú (Sub-bacia Mundaú, Bacia do Ceará - NE do Brasil): abordagem multiescala e pluriferramental.* Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 372p.
- Antunes A.F., Jardim de Sá E.F., Medeiros W.E., Andrade P.R., Almeida C.B., Brito A.F., Córdoba V.C., Souza D.C., Oliveira R.G. & Cruz L.R. 2007. Estrutura crustal da Bacia Sergipe-Alagoas. In: SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 11^º, Natal, *Anais, Tectônica de Bacias Sedimentares*, p.69.
- Asmus H.E. 1984. Geologia da margem costeira brasileira. In: Schobbenhaus C. (Coord.) *Geologia do Brasil: texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais, escala 1:2.500.000.* Brasília, DNPM, p. 443-472.
- Asmus H.E. & Guazelli W. 1981. *Descrição sumária das estruturas da margem continental brasileira e das áreas oceânicas e continentais adjacentes: hipótese sobre o tectonismo causador e implicações para os prognósticos do potencial de recursos minerais.* Rio de Janeiro, PETROBRÁS/DNPM/CPRM/CNP, Série Projeto REMAC 9, 187-269.
- Asmus H.E. & Porto R. 1972. Classificação das bacias sedimentares brasileiras segundo a tectônica de placas. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 26^º, *Anais*, V. 2, Belém, p. 67-90.
- Assumpção M. S. 1992. The regional intraplate stress field in South America. *Journal of Geophysical Research*, **97**(B8):11,889-11,9903.

B

- Banks R.J. & Swain C.J. 1978. The isostatic compensation of East Africa. *Proceedings - Royal Society of London*, **364**:331-352.
- Banks R.J. & Parker R.L., Huestis S.P. 1977. Isostatic compensation on a continental scale: local versus regional mechanisms. *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society*, **51**:431-452.
- Barbosa J.A. 2004. *Evolução da Bacia da Paraíba durante o Maastrichtiano-Paleoceno: formações Gramame e Maria Farinha, NE do Brasil.* Universidade Federal de Pernambuco, Centro de Tecnologia e Geociências, Departamento de Geologia, Dissertação de Mestrado, 230p.
- Barmin M.P., Ritzwoller M.H. & Levshin A.L. 2001 A fast an reliable method for surface wave tomography. *PAGEOPH*, **158**, 1351-1375.
- Bayer R. & Lesquer A. 1978. Les anomalies gravimétriques de la bordure orientale du craton Ouest-african: géométrie d'une suture panafricane. *Bull. Soc. Géol. France*, **6**(XX):869-876.
- Bayer R., Carozzo M.T., Lanza R., Miletto M. & Rey D. 1989. Gravity modelling along the ECORS-CROP vertical seismic reflexion profile through the Western Alps. *Tectonophysics*, **162**:203-218.
- Bechtel T.D., Forsyth D.W. & Swain C.J. 1987. Mechanism of isostatic compensation in the vicinity of East African Rifty, Kenya. *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society*, **90**:445-465.

- Bechtel T.D., Forsyth D.W., Sharpton V.L. & Grieve R.A.F. 1990. Variations in effective elastic thickness of the North American lithosphere. *Nature*, **343**:636-638.
- Becker H. 1993. Garnet peridotite and eclogite Sm-Nd mineral ages from the Lepontine Dome (Swiss Alps): new evidence for Eocene high-pressure metamorphism in the Central Alps. *Geology*, **21**(7):599-602.
- Bedegrat R.P., Lins F.A.P.L., Boa Hora M.P.P., Moreira J.A.M & Macedo J.W.P. 1992. Modelagem gravimétrica bi e tridimensional da Bacia de Iguatu, Ceará. In: SBG-Congresso Brasileiro de Geologia, 37^o, São Paulo-SP, *Anais*, **2**:383-384.
- Behera L., Sain K. & Reddy P.R. 2004. Evidence of underplating from seismic and gravity studies in the Mahanadi delta of eastern India and its tectonic significance. *Journal of Geophysical Research*, 109(B12311), doi:10.1029/2003JB002764.
- Beltrão J.F. 1989. *Uma nova abordagem para interpretação de anomalias gravimétricas regionais e residuais aplicada ao estudo da organização crustal – exemplo da região norte do Piauí e Noroeste do Ceará*. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Pará, Curso de Pós-Graduação em Geociências, 156p.
- Beltrão J.F. & Silva J.B.C. 1989. Organização crustal do cinturão de cisalhamento NW do Ceará segundo a gravimetria In: SBGf - Congresso da Sociedade Brasileira de Geofísica, 1^o, Rio de Janeiro, *Boletim de Resumos Expandidos*, Gravimetria, **2**:538-543.
- Behn M.D. & Lin J. 2000. Segmentation in gravity and magnetic anomalies along the U. S. Coast passive margin: implications for incipient structure of the oceanic lithosphere. *Journal of Geophysics Research*, **105**(B11):25,769-25,790.
- Beurlen H. & Villaroel H.S. 1990. Petrografia de duas ocorrências de provável eclogito em Bodocó e Floresta no Estado de Pernambuco, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, **20**:111-121.
- Beurlen H., Pessoa R. R., Almeida C.N. & Alencar S.G.S. 1991. Itatuba (PB): novas ocorrências de eclogitos Proterozóicos associados a minérios de Fe-Ti na Província da Borborema. In: SBG-Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste, 14^o, Recife, *Atas*, **1**:236-239.
- Berrocal J., Alarcon S. & Pedreschi E. 1989. Modelo preliminar da estrutura crustal na região próxima ao Reservatório de Sobradinho (BA) através do método de refração sísmica profunda. In: SBGf, Congresso da Sociedade Brasileira de Geofísica, 1^o, Rio de Janeiro, *Resumos-Abstracts*, p. 109.
- Beuamont C. 1981. Foreland basins. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **65**:291-329.
- Bezerra F.H.R., Jardim de Sá E.F., Nilson A.A. & Blais S. 1992. O ambiente tectônico do complexo Canindé do São Francisco e rochas encaixantes - Faixa Sergipana, NE do Brasil. In: SBG-Núcleo Bahia-Sergipe, Simpósio Regional de Geologia Bahia-Sergipe, 1^o, Salvador, *Atas*, p.117-120.
- Bezerra F.H.R. & Vita-Finzi C. 2000. How active is a passive margin? Paleoseismicity in northeastern Brazil. *Geology*, **28**(7):591-594.
- Binks R.M. & Fairhead J.D. 1989. The opening of the Equatorial Atlantic and it's relationship to continental tectonic deformation. In: SBGf, Congresso da Sociedade Brasileira de Geofísica, 1^o, Rio de Janeiro, Brasil, *Resumos Expandidos*, Simpósio de Geofísica Marinha em Oceanos do Tipo Atlântico, **2**:853-858.
- Bittar S.M.B. 1998. *Faixa Piancó-Alto Brígida: terreno tectonoestrutural sob regimes metamórficos e deformacionais contrastantes*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 126p.
- Bizzi L.A. & Vidotti R.M. 2003. Condicionamento do Magmatismo pós-Gondwana. In: Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M. & Gonçalves, J.H. (orgs.). 2003. *Geologia, tectônica e*

- recursos minerais do Brasil: texto, mapas & SIG*. CPRM - Serviço Geológico do Brasil, Brasília p.335-361.
- Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves & J.H. (orgs.). 2003. *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas & SIG*. CPRM - Serviço Geológico do Brasil, Brasília, 692 p.
- Bott M.H.P. 1971. *The interior of the Earth*. Edward Arnold, London, 316p.
- Braga L.F. & Ness G.E. 1989. Gravity linear inversion and density structure across the Brazilian equatorial margin: EQUANT Project. *In: SBGf - Congresso da Sociedade Brasileira de Geofísica, 1º*, Rio de Janeiro, Brasil, *Resumos Expandidos*, Simpósio de Geofísica Marinha em Oceanos do tipo Atlântico, **2**:829-834.
- Briggs I.C. 1974. Machine contouring using minimum curvature. *Geophysics*, **39**(1):39-48.
- Brito Neves B.B. 1975. *Regionalização Geotectônica do Pré-Cambriano Nordestino*. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 198 p.
- Brito Neves B.B. 1983. *O mapa geológico do Nordeste Oriental, escala 1:1.000.000*. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Livre Docência, 177 p.
- Brito Neves B.B. 1998. The Cambro-Ordovician of the Borborema Province. *Boletim do Instituto de Geociências-USP, Série Científica*, **29**:175-193.
- Brito Neves B.B. 2001. Noroeste da África - Nordeste do Brasil (Província Borborema): Ensaio comparativo e problemas de correlação. *Revista do Instituto de Geociências - USP*, **1**:59-78.
- Brito Neves B.B. 2003. A saga dos descendentes de Rodínia na construção de Gondwana. *Revista Brasileira de Geociências*, **33**(1):77-88.
- Brito Neves B.B. & Cordani U.G. 1973. Problemas geocronológicos do "Geossinclinal Sergipano" e do seu embasamento. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 27º*, Aracaju, *Anais*, p. 67-76.
- Brito Neves B.B., Kawashita K. & Delhal J. 1979. A evolução geocronológica da cordilheira do Espinhaço: dados novos e integração. *Revista Brasileira de Geociências*, **9**(1):71-85.
- Brito Neves B.B., Cordani U.G. & Torquato J.R.F. 1980. Evolução geocronológica do Pré-cambriano do Estado da Bahia. *In: Inda, H.A.V.; Duarte, F.B. (orgs.) Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia*. Governo do Estado da Bahia, S.M.N., Coordenação da Produção Mineral, Textos Básicos 3, p. 1-101.
- Brito Neves B.B., Sial A.N., Rand H.M. & Manso V.V. 1982. The Pernambuco-Alagoas Massif, Northeast Brazil. *In: International Symposium on Archean and Early Proterozoic Geologic Evolution and Metallogensis*, Salvador, Bahia, Brazil, *Anais, Revista Brasileira de Geociências*, **12**(1,2,3):240-250.
- Brito Neves B.B., Cordani U.G. 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Research*, **53**(191):23-40.
- Brito Neves B.B., Van Schmus W.R., Santo E.J., Campos Neto M.C., Kozuch M. 1995. O Evento Cariris Velhos na Província Borborema: integração de dados, implicações e perspectivas. *Revista Brasileira de Geociências*, **25**(4):279-296.

C

- Caby R. & Arthaud M.H. 1986. Major Precambrian nappes of the Brazilian belts, Ceará, Northeast Brazil. *Geology*, **14**:871-874.

- Caby R., Arthaud M.H. & Archanjo C.J. 1995. Lithostratigraphy and petrostructural characterization of supracrustal units in the Brasiliano belt of Northeast Brazil: geodynamic implications. *Journal of South America Earth Sciences*, **8**:235-246.
- Caldas L.H.O. 1998. *Estudo geológico e geofísico da Falha de Carnaubais, Bacia Potiguar-RN, e implicações neotectônicas*. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 89 p.
- Campelo R. C. 1999. *Análise de Terrenos na Porção Setentrional da Província Borborema, NE do Brasil: Integração de Dados Geológicos e Gravimétricos*. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 130p.
- Cardoso R.R. & Hamza V.M. 2006. Crustal Heat Flow Variations in the Equatorial Atlantic: Implications for geothermal structure of NE Brazil. *In*: SBGf, Simpósio Brasileiro de Geofísica, 2^o, Natal, *Resumos Expandidos*, Estudos da Crosta, 1 cd-rom.
- Carneiro C.D.R., Hamza V.M. & Almeida F.F.M. 1989. Ativação tectônica, fluxo geotérmico e sismicidade no Nordeste Oriental brasileiro. *Revista Brasileira de Geociências*, **19**(3):310-322.
- Castro C. & Mabesoone J.M. 1980. Relevo do Nordeste: Feições principais. Universidade Católica de Pernambuco, Centro de Ciências Sociais, Recife. *Série Geomorfologia, Caderno 2*, p.61-84.
- Castro D.L., Barbosa V.C.F., Silva J.B.C. & Medeiros W.E. 1997. Relevo da interface crosta-manto no Nordeste Setentrional do Brasil: Comparação entre vínculos de isostasia e suavidade. *In*: SBGf, Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica, 5^o, *Anais*, **2**:682-685, São Paulo, SP.
- Castro D.L., Medeiros W.E., Jardim de Sá E.F. & Moreira J.A.M. 1998. Gravity map of part of Northeast Brazil and adjacent continental margin and its interpretation based on the hypothesis of isostasy. *Revista Brasileira de Geofísica*, **16**(2/3):115-130.
- Chang H.K.R., Koswmann R.O. & Figueiredo A.M.F. 1988. New concepts on the development of East Brazilian marginal basins. *Episodes*, **11**(3):194.
- Cochran J. 1979. An Analysis of Isostasy in the World's Oceans 2. Midocean Ridge Crests, *Journal of Geophysical Research*, **84**(B9):4713-4729.
- Coney P.J., Jones D.L. & Monger J.W.H. 1980. Cordilleran suspect terranes. *Nature*, **288**:329-333.
- Cordani U.G. & Brito Neves B.B. 1982. The geologic evolution of South America during the Archaean and Early Proterozoic. *Revista Brasileira de Geociências*, **12**(1,2,3):78-88.
- Cordani U.G., Brito Neves B.B., Fuck R.A. Thomaz Filho A. & Cunha F.M.B. 1984. Estudo preliminar de integração do Pré-cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. *Ciência Técnica, Seção de Petróleo*, **15**:1-7.
- Cordani U.G., Brito Neves B.B. & D'Agrella-Filho M.S. 2003. From Rodinia to Gondwana: A review of the available evidence from South America. *Gondwana Research*, **6**(2):275-283.
- Corsini M., Vauchez A., Archanjo C.J. & Jardim de Sá E.F. 1991. Strain transfer at continental scale from a transcurrent shear zone to a transpressional fold belt: The Patos-Seridó system, Northeastern Brazil. *Geology*, **19**:586-589.
- Costa M.J., Bachiega I. & Lins C.A.C. 1975. O Eo-Cambriano-Cambro-Ordoviciano do Nordeste do Ceará. *In*: SBG-Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste, 7^o, Fortaleza, *Atas*, **1**:45-57.
- CPRM 1981. *Geologia da Região Nordeste do Estado do Ceará*. Projeto Fortaleza. DNPM/CPRM, Brasília, Geologia 12, Seção Geológica Básica 9, 123p.

- Cremonini O. & Karner G.D. 1995. Soerguimento termal e erosão na Bacia Potiguar submersa e seu relacionamento com a evolução da faixa equatorial brasileira. *In: SBG-Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste, 15^o, Recife, Atas, 1:181-184.*
- Courtillot V., Davaille A., Besse J. & Stock J. 2003. Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle. *Earth and Planetary Science Letters, 205:295-308.*

D

- Daly E., Brown C, Stark C.P & Ebinger C.J. 2004. Wavelet and multitaper coherence methods for assessing the elastic thickness of the Irish Atlantic margin. *Geophysical Journal International, 159:445-459.*
- Dalziel I.W.D. 1991. Pacific margins of Laurentia and East Antarctica–Australia as a conjugate rift pair: evidence and implications for an Eocambrian supercontinent. *Geology, 19:598-601.*
- Dantas E.L., Hackspacher P.C., Van Schmus W.R. & Brito Neves B.B. 1998 Archean accretion in the São José do Campestre Massif, Borborema Province, Northeast Brazil. *Revista Brasileira de Geociências, 28:221-228.*
- Dantas E.L., Van Schmus W.R., Hackspacher P.C., Fetter A.H., Brito Neves B.B., Cordani U.G., Norman A.P. & Williams I.S. 2004. The 3.4-3.5 Ga São José do Campestre massif, NE Brazil: remnants of the oldest crust in South America. *Precambrian Research, 130:113-137.*
- Dantas E.P. 1998. *Gravimetria e sensoriamento remoto: uma aplicação ao estudo da tectônica recente entre Macau e São Bento do Norte (RN)*. Dissertação de Mestrado, Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, UFRN, 97p.
- Dardenfer Filho A., Lagoeiro L.E. & Alkmin F.F. 1993. O sistema de dobramentos e empurrões da Chapada Diamantina (BA): registro da inversão do aulacógeno do Espinhaço no decorrer do evento Brasiliano. *In: SBG, Núcleo Bahia/Sergipe, Simpósio Sobre o Cráton do São Francisco, 2^o, Salvador, Anais, p.197-199.*
- Dauphin J.P., Ness G.E., Couch R.W., Macário A., Boa Hora M.P., Latgé M.A. & Braga L.F. 1989. Project EQUANT: bathymetry, gravity and magnetic anomaly maps of the northern continental margin of Brazil. *In: SBGf, Congresso da Sociedade Brasileira de Geofísica, 1^o, Rio de Janeiro, Brasil, Resumos Expandidos, Simpósio de Geofísica Marinha em Oceanos do Tipo Atlântico, 2:825-828.*
- Davison I. & Santos R.A. 1989. Tectonic evolution of the Sergipano fold belt, during the Brasiliano Orogeny. *Precambrian Research, 45:319-342.*
- D'el Rey Silva L.J.H. 1992. *Tectonic evolution of the southern part of the Sergipano Fold Belt, northeastern Brazil*. PH.D Theses, Royal Holloway University London, 258 p.
- D'el-Rey Silva L.J.H. 1995. The evolution of basement gneiss domes of the Sergipano fold belt (NE Brazil) and its importance for the analysis of Proterozoic basins. *Journal of South America Earth Sciences, 8(3/4):325-340.*
- D'el-Rey Silva L.J.H. 1999. Basin infilling in the southern-central part of the Sergipano Belt (NE Brazil) and implications for the evolution of Pan-African/Brasiliano cratons and Neoproterozoic sedimentary cover. *Journal of South America Earth Sciences, 11(5):453-470.*
- Dewey J.F. & Burke K.C.A. 1974. Hot spots and continental break-up: implications for collisional orogeny. *Geology, 2:57-60.*
- Dorman L.M. & Lewis B.T.R. 1970. Experimental Isostasy. 1. Theory of the determination of the Earth's isostatic response to a concentrated load. *Journal of Geophysical Research, 75:3,355-3,365.*

E

- Ebbing J., Lundin E., Olesen O. & Hansen E.K. 2006. The mid-Norwegian margin: a discussion of crustal lineaments, mafic intrusions, and remnants of the Caledonian root by 3D density modelling and structural interpretation. *Journal of the Geological Society*, **163**(1):47-59.
- Ebinger C.J., Bechtel T.D., Forsyth D.W. & Bowin C.O. 1989. Effective Elastic Plate Thickness Beneath the East African and Afar Plateaus and Dynamic Compensation of the Uplifts. *Journal of Geophysical Research*, **94**(B3):2883-2901.
- Ernesto M., Marques, L.S., Piccirillo E.M. Molina E.C., Ussami N., Comin-Chiaramonti P. & Bellieni G. 2002. Paraná Magmatic Province-Tristan da Cunha plume system: fixed versus mobile plume, petrogenetic considerations and alternative heat sources. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **118**:15-36.

F

- Feng M., Assumpção M. S. & Van der Lee S. 2004. Group-velocity tomography and lithospheric S-velocity structure of the South American continent. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **147**:315-331.
- Feng M., Van der Lee S. & Assumpção M. 2007. Upper mantle structure of South America from joint inversion of waveforms and fundamental mode group velocities of Rayleigh waves. *Journal of Geophysical Research*, 112(B04312), doi: 10.1029/2006JB004449.
- Ferreira J. M., Oliveira R. T., Takeya M. K. & Assumpção M. 1998. Superposition of local and regional stresses in northeast Brazil: Evidence from focal mechanism around the Potiguar marginal basin. *Geophysical Journal International*, **134**:341–355.
- Ferreira J.M., Bezerra, F.H.R., Sousa M.O.L., Nascimento A. F., Sá J.M. & França G.S. 2008. The role of Precambrian mylonitic belts and present-day stress field in the 3 coseismic reactivation of the Pernambuco lineament, Brazil. *Tectonophysics*, Uncorrected Proof.
- Ferreira V.P., Sial A.N. & Jardim de Sá E.F. 1998. Geochemical and isotopic signatures of Proterozoic granitoids in terranes of the Borborema Province, Northeastern Brazil. *Journal of South America Earth Sciences*, **11**:439-455.
- Fetter A. H. 1999. *U/Pb and Sm/Nd geochronological constraints on the crustal framework and geologic history of Ceará state, NW Borborema structural province, NE Brazil: implications for the assembly of Gondwana*. PH.D. thesis, University of Kansas, Lawrence.
- Fetter A.H., Van Schmus W.R., Santos T.S., Arthaud M. & Nogueira Neto J. 1997. Geologic history and framework of Ceará State: Northwest Borborema Province, NE Brazil. *In: South American Symposium on Isotope Geology, Brazil, Extended Abstracts*, p.112-114.
- Fetter A.H., Van Schmus W.R., Santos T.S., Nogueira Neto J.A. & Arthaud M.H. 2000. U-Pb and Sm-Nd geochronological constraints on the crustal evolution and basement architecture of Ceará state, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the existence of the Paleoproterozoic supercontinent Atlantica. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**:102-106.
- Fetter A.H., Santos T.J.S., Van Schmus W.R., Hackspacher P.C., Brito Neves B.B., Arthaud M.H, Nogueira Neto, J.A. & Wernick E. 2003. Evidence for Neoproterozoic Continental Arc Magmatism in the Santa Quitéria Batholith of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the Assembly of West Gondwana. *Gondwana Research*, **6**(2):265-273.
- Figueiredo M.C.H. & Barbosa J.S.F. 1993. Terrenos metamórficos de alto grau do Cráton do São Francisco. *In: Dominguez J.M.L., Misi A. (eds.) O Cráton do São Francisco*. Salvador, SBG/SGM/CNPq, p.63-84.

- Fillon R.H. 2007. Mesozoic Gulf of Mexico basin evolution from a planetary perspective and petroleum system implications. *Petroleum Geoscience*, **13**(2):105-126.
- Fodor R.V. & McKee E.H. 1986. Tertiary basaltic rocks from offshore northeastern Brazil: geochemistry and K-Ar ages. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **58**(2):233-241.
- Fodor R.V., McKee E.H. & Asmus H.E. 1983. K/Ar ages and the opening of the South Atlantic Ocean: basaltic rocks from the Brazilian margin. *Marine Geology*, **54**(M1-M8).
- Fodor R.V., Musaka S.B. & Sial A.N. 1998. Isotopic and trace-element indications of lithospheric and asthenospheric components in Tertiary alkalic basalts, northeastern Brazil. *Lithos*, **43**(4):197-217.
- Forsyth D.W. 1985. Subsurface Loading and Estimates of the Flexural Rigidity of Continental Lithosphere. *Journal of Geophysical Research*, **90**(B14):12,623-12,632.
- Forsyth D.W., Harmon N., Scheirer D.S. & Duncan R.A. 2006. Distribution of recent volcanism and the morphology of seamounts and ridges in the GLIMPSE study area: Implications for the lithospheric cracking hypothesis for the origin of intraplate, non-hot spot volcanic chains. *Journal of Geophysical Research*, **111**(B11407), doi:10.1029/2005JB004075.
- Fowler C.M.R. 2004. *The Solid Earth: an Introduction to Global Geophysics*. Cambridge University Press, 2nd ed. 685p.
- França G.S., Assumpção M. & Ferreira J.M. 2006. O estudo da crosta no NE do Brasil, usando Função Receptor. In: SBGF, Simpósio Brasileiro de Geofísica, 2^o, Natal, Estudo da Crosta, *Resumos Expandidos*, 1 cd-rom.
- Françolin J.B.L. & Szatmari P. 1987. Mecanismo de rifteamento da porção oriental da margem norte brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*. **17**(2):196-207.
- Furlong K.P. & Fountain D.M. 1986. Continental crustal underplating: thermal considerations and seismic-petrologic consequences. *Journal of Geophysical Research*, **91**(B8):8285-8294.

G

- GEOSOF 1994. *Magmap 2-D frequency domain processing*. GEOSOF Inc., Toronto, Canada. 34 p.
- Gernigon L., Lucazeau F., Brigaud F., Ringenbach J.C., Planke S. & Le Gall B. 2006. A moderate melting model for the Vøring margin (Norway) based on structural observations and a thermo-kinematical modelling: Implication for the meaning of the lower crustal bodies. *Tectonophysics*, **412**:255-278.
- GETECH & PGW. 1996, *South American Magnetic Mapping Project (SAMMP)*. Technical Report and Survey Atlas. 111p.
- Gibb R.A., Thomas M.D. & Mukhopadhyay M. 1983. Geophysics of proposed sutures in Canada. *Precambrian Research*, **19**:349-384.
- Goés A.M.O., Travassos W.A.S. & Nunes K.C. 1993. *Projeto Parnaíba. Reavaliação da bacia e perspectivas exploratórias*. v. 1, texto, Belém, PETROBRAS, 106 p.
- Gomes H. A. 2001. *Geologia e recursos minerais do Estado de Pernambuco. Escala 1:500.000*. Recife: CPRM, 1 cd-ro, Convênio CPRM - Governo do Estado de Pernambuco/AD/DIPER.
- Gomes J.C.R., Gatto C.M.P.P., Souza G.M.C., Luz D.S., Pires J.L., Teixeira W., França F.A.B., Cabral E.M.A., Menor E.A., Monteiro N. & Fonseca R.A. 1981. *Geologia*. In: Projeto RADAMBRASIL. *Folhas SB.24/25 Jaguaribe e Natal: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra*. Rio de Janeiro, MME/Secretaria Geral, p.27-300.
- Gomes P.O. & Gomes B.S. 1995. Transição crustal no Platô de Pernambuco: uma caracterização geofísica a partir de dados do Projeto LEPLAC. In: SBGF, Congresso

- Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica, 5^o, São Paulo, Brasil, *Resumos Expandidos*, Geologia e Geofísica de Margens Continentais, 1:11-14.
- Gomes P.O., Gomes B.S., Palma J.J.C., Jinho K. & Souza J.M. 2000. Ocean-Continent Transition and Tectonic Framework of the Oceanic Margim off NE Brazil: Results of LEPLAC Project. In: Mohriak W.U., Talwani M. (eds.). *Atlantic Rifts and Continental Margins*. American Geophysical Union, *Geophysical Monograph*, 115:261-291.
- Gomes F.E.M. & Vasconcelos A.M. 1991. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, carta geológica/metalogenética provisional, escala 1:100.000 (Folha SC.24-V-A-II Paulistana), Estados de Pernambuco e do Piauí*. DNPM/CPRM, Brasília, 146 p., il., 2 mapas.
- Gomes J.R.C. & Vasconcelos A.M. (org). 2000. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. Jaguaribe SW - Folha SB.24-Y, Estado do Ceará, Pernambuco e Piauí. Escala 1:500.000*. Texto explicativo. CPRM/DIEDIG/DEPAT, Superintendência Regional de Recife, Residência de Fortaleza, 1 cd-rom.
- Gomes R.A.A.D. & Motta A.C. 1980. *Projeto Levantamento Gravimétrico no Estado da Bahia*. Relatório Final. Textos e Mapas. Salvador, CPRM, Convênio DNPM/CPRM, 140 p.
- Gomes R.A.A.D., Arcanjo J.B.A. & Santos R.A. 1991. Colisão de blocos com subducção na costa sul da Bahia. In: SBGf, Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica, 2^o, Salvador, 1991. *Resumos Expandido*, 1:154-159.
- Gonçalves L.C., Dantas E.L., Moraes R.A.V., Pires A.C.B. & Silva A.M. 2005. Dados Aeromagnéticos Aplicados na Interpretação do Arcabouço Estrutural da Porção Nordeste da Província Borborema, NE Brasil. In: SBGf, International Congress of the Brazilian Geophysical Society, 9th, Salvador, Brazil, Gravity & Magnetic Methods, SBGF151, 1 cd.

H

- Hackspacher P.C., Corsino A.R., Srisvastava N.K. & Tiriba V.F. 1985. *A Falha de Afonso Bezerra como evidência significativa do tectonismo frágil NW-SE na Bacia Potiguar Emersa*. Natal, DG/CCE/UFRN, *Boletim* 10, 9 p.
- Hackspacher P.C., Van Schmus W.R. & Dantas E. L. 1990. Um embasamento transamazônico na Província Borborema. In: SBG, Congresso da Sociedade Brasileira de Geologia, 36^o, Natal, *Anais*, V.6, p. 2683-2696.
- Hekinian R., Stoffers P., Akermann D., Binard N., Francheteau J., Devey C. & Garbe-Schönberg D. 1995. Magmatic evolution of the Easter microplate-Crough Seamount region (South East Pacific). *Marine Geophysical Researches*, 17(4):375-397.
- Hamsi Jr. G.P & Karner G. 2005. Revisão de seções crustais da Sub-bacia de Sergipe através de modelagens tectonofísicas: implicações quanto aos padrões de preenchimento e quanto à evolução do fluxo térmico. In: SBG-Núcleo PR, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 10^o, Curitiba-PR, *Boletim de Resumos Expandidos*, p.242-245.
- Hartley R., Watts A.B. & Fairhead J.D. 1996. Isostasy of Africa. *Earth and Planetary Science Letters*, 137:1-18.
- Hoffman, P.F. 1991. Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside-out? *Science*, 252:1409-1412.
- Hollanda M.H.B.M., Pimentel M.M. & Jardim de Sá E.F. 2003. Paleoproterozoic subduction - related metassomatic signatures in the lithospheric mantle beneath NE-Brazil: inferences from trace element and Sm-Nd-Pb isotopic compositions of Neoproterozoic high - K igneous rocks. *Journal of South American Earth Sciences*, 15:885-900.

Holm, P. M., Wilson J. R., Christensen B. P., Hansen L., Hansen S. L., Hein K. M., Mortensen A. K., Pedersen R., Plesner S. & Runge M. K. 2006. Sampling the Cape Verde Mantle Plume: Evolution of Melt Compositions on Santo Antão, Cape Verde Islands. *Journal of Petrology*, **47**(1):145-189.

J

Jardim de Sá E.F. 1994. *A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na Cadeia Brasileira/Pan-Africana*. Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, Brasília, Tese de Doutorado, 804 p.

Jardim de Sá E.F. 2001. Tectônica cenozóica na margem equatorial brasileira da Província Borborema, Nordeste do Brasil (A contribuição da geologia estrutural no continente). In: SBG/Núcleo Nordeste, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 8^o, Recife, *Boletim de Resumos Expandidos*, p.25-28.

Jardim de Sá E.F., Fuck R.A., Macedo M.H.F. & Kawashita K. 1992. Terrenos Proterozóicos na Província Borborema e a margem Norte do Cráton São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, **22**(4):472-480.

Jardim de Sá E.F., Macedo M.H.F., Kawashita K., Peucat J.J., Leterrier J., Fuck R.A. 1996. A Suite Serra da Boa Esperança: intrusões alcalinas sintectônicas aos nappes brasileiros na Faixa Riacho do Pontal, NE do Brasil. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39^o, Salvador, *Anais*, **6**:499-501.

Jardim de Sá E.F., Medeiros, W.E. & Castro D.L. 1997. Contribuição da gravimetria aos modelos de estruturação crustal da Província Borborema, Nordeste do Brasil. In: SBG/NE - Simpósio de Geologia do Nordeste, 17^o, Fortaleza-CE, *Atas*, 352-357.

Jardim de Sá E.F., Matos R.M.D., Morais Neto J.M. & Saadi A. 1999a. Epirogenia cenozóica na Província Borborema: síntese e discussão sobre os modelos de deformação associados. In: SBG/Núcleo Bahia-Sergipe, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 7^o, Lençóis, *Boletim de Resumos Expandidos*, p.58-61.

Jardim de Sá E.F., Trindade R.I.F., Hollanda M.H.B.M., Araújo J.M.M., Galindo A. C., Amaro V.E., Souza Z.S. Vignerresse J.L. & Lardeaux J.M. 1999b. Brasileiro Syntectonic Alkaline Granites Emplaced in a Strike Slip/Extensional Setting (Eastern Seridó Belt, NE Brazil). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **71**(1): 17-28.

Jardim de Sá E.F., Vasconcelos P.M., Saadi A., Galindo A.C., Lima M.G. & Oliveira M.J. 2005. Marcos temporais para a evolução cenozóica do Planalto da Borborema. In: SBG/Núcleo Paraná, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 10^o, Curitiba, *Boletim de Resumos Expandidos*, p.160-162.

K

Kane M.F. & Godson R.H. 1985. Features of a pair of long-wavelength (>250 km) and short-wavelength (<250 km) Bouguer Gravity Maps of the United States. In: Hinze W.J. (ed.) *The Utility of Regional Gravity and Magnetic Anomaly Maps*. Society of Exploration Geophysicists, p.46-61.

Karner G.D. 1982. Spectral representation of isostatic models. *BMR Journal of Australian Geology*, **7**:55-62.

Karner G.D. & Watts A.B. 1982. On Isostasy at Atlantic-Type Continental Margins. *Journal of Geophysical Research*, **87**(B4):2923-2948.

Karner G.D. & Watts A.B. 1983. Gravity Anomalies and flexure of the lithosphere at Mountain Ranges. *Journal of Geophysical Research*, **88**(10):10,449-10,477.

- Kearey P. & Vine F.J. 1996. *Global Tectonics*. Blackwell Science, 2nd ed., 333p.
- Keen C.E. & Dehler S.A. 1997. Extensional styles and gravity anomalies at rifted continental margins: some North Atlantic examples. *Tectonics*, **16**(NO.5):744-754.
- Kennett B.L.N., Engdahl E.R. & Buland R. 1995. Constraints on seismic velocities in the Earth from travel times. *Geophysical Journal International*, **122**:403-416.
- King S.D. & Anderson D.L. 1995. An alternative mechanism of flood basalt formation. *Earth and Planetary Science Letters*, **136**:269-279.
- King S.D. & Anderson D.L. 1998. Edge-driven convection. *Earth and Planetary Science Letters*, **160**:289-296.
- King S.D. & Ritsema J. 2000. African Hot Spot Volcanism: Small-Scale Convection in the Upper Mantle Beneath Cratons. *Science*, **290**:1137-1139.
- Kozuch M., Bittar S.M., Van Schmus W.R. & Brito Neves B.B. 1997. Late Mesoproterozoic and Middle-Neoproterozoic magmatism in the Zona Transversal of the Borborema Province, Brazil. In: SBG, Simp. Geol. do Nordeste, 17^o, *Resumos Expandidos*, Fortaleza, p. 47-50.
- Kreyszig E. 1982. *Matemática Superior*. v. 1, Livros Técnicos e Científicos Editora S.A., Rio de Janeiro, 264 p.
- Kroner A. & Cordani U. 2003. African, southern Indian and South American cratons were not part of the Rodinia supercontinent: evidence from field relationships and geochronology. *Tectonophysics*, **375**:325-352.

L

- Leão J.W.D., Silva J.B.C. 1989. Discrete linear transformation of potential field data. *Geophysics*, **54**(4):497-507.
- Leite E.P. 2006. Inversão linear 3-D de anomalias do geóide da Província Borborema. In: SBGF, Simpósio Brasileiro de Geofísica, 2^o, Natal, Métodos Potenciais, *Resumos Expandidos*, 1 cd-rom.
- Lewis B.T.R. & Dorman L.M. 1970. Experimental Isostasy. 2. An isostatic model for the U.S.A. derived from gravity and topographic data. *Journal of Geophysical Research*. **75**:3367-3386.
- Liandrat E., Boa Hora M.P. & Moraes R.A.V. 1989. Resultados dos levantamentos aeromagnéticos "off-shore" no litoral brasileiro entre Salvador e João Pessoa. In: SBGf - Congresso da Sociedade Brasileira de Geofísica, 1^a, Rio de Janeiro, *Boletim de Resumos Expandidos*, Magnetometria, **2**:626-631.
- Lima Filho M.F. 1998. *Análise Estrutural e Estratigráfica da Bacia Pernambuco*. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, 139p.
- Luiz J.G. & Silva L.M.C. 1995. *Geofísica de Prospecção*, v 1, 1^a ed., Belém, Universidade Federal do Pará, Cejup. 311 p.

M

- Mabesoone J.M. 1966. Relief of northeastern Brazil and its correlated sediments. *Extract Zeitschrift für Geomorphologie*, **NF10**:419-453.
- Mabesoone J.M. & Castro C. 1975. Desenvolvimento geomorfológico do Nordeste brasileiro. In: SBG-Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste, 7^o, *Boletim* 3, p.5-36.
- Mabesoone J.M. & Alheiros M.M. 1988. Origem da Bacia Sedimentar Costeira Pernambuco-Paraíba. *Revista Brasileira de Geociências*, **18**(4):476-482.

- Macário A. & Dauphin J.P. 1989. Admittance analysis evaluated for offshore Piauí-Camocim sub-basin, Ceará basin, equatorial margin of Brazil. *In: SBGf - Congresso da Sociedade Brasileira de Geofísica, 1^o*, Rio de Janeiro, Brasil, *Resumos Expandidos*, Simpósio de Geofísica Marinha em oceanos do tipo Atlântico, **2**:835-838.
- Macedo M.H.F. & Bonhomme M.G. 1984. Contribuição à Cronoestratigrafia das formações Caboclo, Bebedouro e Salitre na Chapada Diamantina (BA) pelos métodos Rb-Sr e K-Ar. *Revista Brasileira de Geociências*, **14**(3):153-163.
- MacLeod I.N., Jones K. & Dai T.F. 1993a. 3-D Analytic Signal in the interpretation of Total Magnetic Field Data at Low Magnetic Latitudes. *Exploration Geophysics*, **24**:679-688.
- Macleod I.N., Vieira S. & Chaves A.C. 1993b. Analytic Signal and Reduction-to-the-Pole in the Interpretation of Total Magnetic Field Data at Low Magnetic Latitudes. *In: SBGf, Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica, 3^o*, Rio de Janeiro, *Resumos Expandidos*, **2**:830-835.
- Mantovani M.S.M., Shukowsky W. & Hallinan S.E. 1995. Análise da Espessura Elástica Efetiva no Segmento Litosférico Rio de La Plata-Dom Feliciano. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **67**(20):199-220.
- Mariano G., Neves S.P. & Silva Filho A.F. 1999. Dioritos da associação potássica cálcio-alcálica, Província Borborema, NE Brasil: geoquímica do manto litosférico e implicações para o conceito de terrenos. *In: SBGq, Congresso Brasileiro de Geoquímica, 7^o*, *Resumos Expandidos*, p.543-546.
- Marimon M.P.C. 1990. *Petrologia e litogeoquímica da seqüência plutono-vulcanossedimentar do Brejo Seco, Município de São João do Piauí, Estado do Piauí*. Dissertação de Mestrado, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 102 p.
- Marinho M. & Mascle J. 1987. Evolução estrutural do Platô Marginal da Guiné e sua relação com a formação do Oceano Atlântico centro-equatorial. *Revista Brasileira de Geociências*, **17**(2):111-117.
- Mascarenhas J.F. 1979. Evolução geotectônica do Precambriano do estado da Bahia. *In: Inda H.A.V. (coord.) Geologia e recursos minerais do estado da Bahia*. SME/COM, Bahia, *Textos Básicos*, **2**:55-165.
- Matos R.M.D. 1987. Sistema de riftes Cretáceos do Nordeste Brasileiro. *Proceedings of Tectos. PETROBRÁS-DEPEX*, Rio de Janeiro, 126-159.
- Matos R.M.D. 1989. Imagem sísmica crustal da Bacia Potiguar emersa. *In: SBGf, Congresso da Sociedade Brasileira de Geofísica, 1^o*, Rio de Janeiro, *Boletim de Resumos Expandidos, Métodos Sísmicos*, v.1, p.223-227.
- Matos R.M.D. 1992. The Northeast Brazilian Rift System. *Tectonics*, **11**(4):766-791.
- Matos R.M.D. 1999. History of the northeast Brazilian rift system: kinematics implications for the break-up between Brazil and West Africa. *In: Cameron, N.R.; Bate, R.H.; Clure, V.S. (eds.) The Oil and Gas Habitats of the South Atlantic*. Geological Society, London, Special Publications, **155**: 55-73.
- Matos R.M.D. 2000. Tectonic evolution of the Equatorial South Atlantic. *In: Mohriak W.U., Talwani M. (eds.) Atlantic Rifts and Continental Margins*. American Geophysical Union, *Geophysical Monograph*, **115**:331-354.
- Matos R.M.D, Waick R.N. & Pimentel V.P.C. 1996. Bacia do Ceará (Mundaú): uma fase rifte convencional? *In: SBG-Núcleo Bahia-Sergipe, Congresso Brasileiro de Geologia, 39^o*, Salvador, *Anais*, **5**:358-362.
- Mattauer M. 1986. Intracontinental subduction, crust mantle décollement and crustal-stacking wedge in the Himalayas and other collision belts. *In: Coward, M.O. & Ries A.C. (eds.)*

- Collision Tectonics*. The Geological Society, Blackwell Scientific Publications, Geological Society Special Publications, **19**:37-50.
- Mazarovich A.O. & Dobrolyubova X.O. 1999. *Tectonic Map of Central Atlantic*. Central Atlantic Geological-Geophysical Atlas, Volume I: Common Geophysical and Geological Data. Laboratory of Geomorphology and Ocean Floor Tectonics of Geological Institute, Russian Academy of Sciences. http://atlantic.ginras.ru/gallery/central_atlantic/central_atlantic.html.
- McKenzie D. & Bowin C. 1976. The relationship between bathymetry and gravity in the Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, **81**(11):1903-1915.
- McNutt M. 1980. Implications of regional gravity for state of stress in the Earth's crust and upper mantle. *Journal of Geophysical Research*, **85**(B11):6377-6396.
- McNutt M. 1983. Influence of plate subduction on isostatic compensation in Northern California. *Tectonics*, **2**(4):399-415.
- Medeiros V.C. 2000. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Aracaju NE, Folha SC.24-X, Estados da Paraíba, Pernambuco, Alagoas Sergipe e Bahia, Escala 1:500.000*. Brasília, CPRM, 1 cd-rom.
- Medeiros V.C. 2004. *Evolução geodinâmica e condicionamento estrutural dos terrenos Piancó-Alto Brígida e Alto Pajeú, Domínio da Zona Transversal, NE do Brasil*. Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 200p.
- Medeiros V.C. & Torres, H.H.F. (Orgs.). 1999. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Folha Sumé- SB.24-Z-D-V (escala 1:100.000)*. Brasília: CPRM.
- Medeiros W. E., Oliveira R. G., Antunes A. F., Jardim de Sá E. F. & Lira Lins F. A. P. 2005. Arcabouço Tectônico Regional da Bacia Sergipe-Alagoas: Dados Gravimétricos. In: SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste, 21^o, Recife, *Resumos Expandidos*, Boletim 19, p. 219-223.
- Mello U.T. & Bender A.A. 1988. On isostasy at the equatorial margin do Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **18**(3):237-246.
- Mendes V.A., Brito M.F.L. & Paiva I. P. 2008. *Programa Geologia do Brasil-PGB, Arapiraca, Folha SC.24-X-D, Estados de Alagoas, Pernambuco e Sergipe. Mapa Geológico*. Recife : CPRM, 1 mapa colorido, 115,09cm x 71,21 cm, Escala 1: 250.000, (no prelo).
- Mendonça C.A. & Silva J.B.C. 1993. A stable truncated series approximation of the reduction-to-the-pole operator. *Geophysics*, **58**:1084-1090.
- Menezes M.R.F. 1999. *Estudos sedimentológicos e o contexto estrutural da Formação Serra dos Martins nos platôs de Portalegre, Martins e Santana/RN*. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 178p.
- Milani E.J. 1985. Tectônica cisalhante na evolução do rift do Recôncavo-Tucano-Jatobá. *Revista Brasileira de Geociências*, **15**:287-292.
- Milani E.J. 1991. Anomalias Gravimétricas em bacias do tipo rift: exemplos brasileiros. In: SBGf, Congresso da Sociedade Brasileira de Geofísica, 2^o, Salvador-BA, *Resumos Expandidos*, Gravimetria e Magnetometria, **1**:172-176.
- Milani E.J. & Thomaz Filho A. 2000. Sedimentary basins of South América. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A. & Campos D.A. (eds.) *Tectonic Evolution of South America*. International Geological Congress, 31th, Rio de Janeiro, Brazil, p.389-449.
- Mizusaki A.M.P., Thomaz-Filho A., Milani P. & Césero P. 2002. Mesozoic and Cenozoic igneous activity and its tectonic control in Northeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. **15**:183-198.

- Mohriak W.U., Bassetto M. & Vieira I.S. 1997. Observações sobre a carta estratigráfica e a evolução tectono-sedimentar das bacias de Sergipe e Alagoas. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, **11**:84-115.
- Mohriak W.U., Bassetto M. & Vieira I. S. 1998. Crustal architecture and tectonic evolution of the Sergipe-Alagoas and Jacuípe basins, offshore northeastern Brazil. *Tectonophysics*, **288**:199-220.
- Molina E.C., Ussami N. & Marangoni Y.R. 1997. Digital 5'x 5' gravity map of the São Francisco craton, the marginal fold/thrust belts and contiguous continental margin/oceanic basins. In: SBGf, Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica, 5^o, São Paulo, *Resumos Expandidos*, **2**:715-718.
- Molina E. C., N. Ussami, N. C. de Sá, Blitzkow D. & Miranda Filho O. F. 1988. Deep crustal structure under the Paraná Basin (Brazil) from gravity study. In: Piccirillo E.M., Melfi A.J. (eds.) *The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: petrogenetic and geophysical aspects*. Universidade de São Paulo, p.271– 283.
- Moores E.M. 1991. Southwest U.S.– East Antarctic (SWEAT) connection: a hypothesis. *Geology*, **19**:425-428.
- Moraes J.F.S. 1992. *Petrologia da máficas e ultramáficas da Seqüência Vulcano-Sedimentar de Monte Orebe, PE/PI*. Dissertação de Mestrado, Curso de Pós-Graduação em Geologia, Área de Geologia Econômica, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 98 p.
- Moraes R.A.V. & Braga L.F. 1993. Mapa do campo magnético anômalo e da área oceânica adjacente. In: SBGf, Congresso da Sociedade Brasileira de Geofísica, 3^o, Rio de Janeiro, Brasil, *Resumos Expandidos*, Magnetometria, **2**:826-829.
- Moraes R.A.V., Ferreira F.J.F. 1991. Mapa magnético do Brasil na escala 1:5.000.000. In: SBGf - Congresso da Sociedade Brasileira de Geofísica, 2^o, Salvador-BA, *Resumos Expandidos*, Pôster 2, **1**:430-434.
- Morais Neto J.M. 1999. *As coberturas sedimentares terciárias do interior da Paraíba e Rio Grande do Norte e a gênese da antéclise da Borborema*. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Ouro Preto, 170p.
- Moreira J.A.M., Medeiros W.E., Lins F.A.L., Archanjo C.J. & Ussami N. 1989a. Mapa gravimétrico do Nordeste Setentrional do Brasil e sua contribuição ao estudo da tectônica da área. In: SBGf - Congresso da Sociedade Brasileira de Geofísica, 1^o, Rio de Janeiro, *Boletim de Resumos Expandidos*, Gravimetria, **2**:531-537.
- Moreira J.A.M., Medeiros W.E., Lins F.A.L. & Archanjo C.J. 1989b. Uma anomalia magnética de caráter regional no Seridó (RN-PB). In: SBGf - Congresso da Sociedade Brasileira de Geofísica, 1^o, Rio de Janeiro, *Boletim de Resumos Expandidos*, Magnetometria, **2**:592-597.
- Mota J.A. & Sial A. N. 2001. Posicionamento do Plúton Ultrapotássico de Triunfo (PE), NE do Brasil: um modelo gravimétrico. In: SBGf, International Congress of the Brazilian Geophysical Society, 7th, Salvador, *Expanded Abstract*, Potential Methods, 809-812, 1 cd-rom.
- Musacchio G., Mooney W, Luetgert J. & Christensen N. 1997. Composition of the crust in the Grenville and Appalachian Provinces of North America inferred from VP/VS ratios. *Journal of Geophysical Research*, **102**(B7):15225-15241.

N

- Nascimento R.S.C. 1998. *Petrologia dos granitóides brasileiros associados à zona de cisalhamento Remígio-Pocinhos* (PB). Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Dissertação de Mestrado, 179p.

- Ness G.E., Dauphin J.P., Couch R.W., Macário A., Boa Hora M.P., Latgé M.A. & Braga L.F. 1989. Project EQUANT: a gravity and magnetic study of the northern continental margin of Brazil. *In: SBGf - Congresso da Sociedade Brasileira de Geofísica, 1^o*, Rio de Janeiro, Brasil, *Resumos Expandidos*, Simpósio de Geofísica Marinha em Oceanos do tipo Atlântico, **2**:821-824.
- Neves S.P. 1991. A Zona de Cisalhamento Tauá, Ceará: Sentido e Estimativa do Deslocamento, Evolução Estrutural e Granitogênese Associada. *Revista Brasileira de Geociências*, **21**:161-173.
- Neves S.P. 2003. Proterozoic history of the Borborema Province (NE Brazil): correlation with neighboring cratons and Pan-African belts, and implications for the evolution of western Gondwana, *Tectonics*, **22**:1031, doi:10.1029/20001TC001352.
- Neves S. P. & Mariano G. 1999. Assessing the tectonic significance of a large-scale transcurrent shear zone system: the Pernambuco lineament, northeastern Brazil. *Journal of Structural Geology*, **21**(10):1369-1383.
- Neves S.P, Vauchez A. & Feraud G. 2000. Tectono-thermal evolution, magma emplacement, and shear zone development in the Caruaru area (Borborema Province, NE Brazil). *Precambrian Research*, **99**:1-32.
- Neves S.P., Bruguier O., Vauchez A., Bosch D., Silva J.M.R. & Mariano G. 2006. Timing of crust formation, deposition of supracrustal sequences, and Transamazonian and Brasiliano metamorphism in the East Pernambuco belt (Borborema Province, NE Brazil): implications for western Gondwana assembly. *Precambrian Research*, **149**:197-216.
- Nogueira Neto J.A., Torquato J.R., Macambira M.J.B. & Arthaud M.H. 1990. Avaliação dos dados geocronológicos do Complexo Granja (CE). *Revista de Geologia-UFC*, **3**:5-18.
- Novo Barbosa M.F. 2008. *Estimativa da Espessura Crustal no NE Brasileiro utilizando Função do Receptor*. Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Dissertação de Mestrado, 57p.

O

- Oliveira D.C. 2001. Revaluation of the tectono-magmatic evolution of the Jaibaras Trough (Northeast Brazil). *Acta Geologica Hispanica*, **36** (1-2):53-95.
- Oliveira J.F. & Cavalcante J.C. 1993. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil: Mombaça. Folha SB.24-V-D-V, Estado do Ceará, Escala 1:100.000*. DNPM/CPRM, Brasília, 240 p. il., 2 mapas.
- Oliveira R.G. 1994. *Levantamento gravimétrico da área sedimentar da Região Metropolitana do Recife*. Projeto SINGRE, Recife, CPRM/FIDEM, Série Cartografia Temática, **2**, 38p.
- Oliveira R.G. 1997. Limites do Cráton do São Francisco na Região da Faixa Riacho do Pontal: Dados Gravimétricos. *In: SBGf, Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste, 17^o*, *Resumos Expandidos*, Boletim 15, Fortaleza, p. 98-102.
- Oliveira R.G. 1998. *Arcabouço Geotectônico da Região da Faixa Riacho do Pontal, Nordeste do Brasil: Dados Aeromagnéticos e Gravimétricos*. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, 150p.
- Oliveira R.G. & Brito Neves B.B. 1997. Correlação Geotectônica de Dados Aeromagnéticos e Gravimétricos no Norte do Cráton do São Francisco, Região Nordeste. *In: SBGf, International Congress of the Brazilian Geophysical Society, 5th*, São Paulo, *Expanded Abstract*, V.2, p. 929-932.
- Oliveira R.G. & Brito Neves B.B. 1998. Arcabouço Geotectônico da Região da Faixa Riacho do Pontal, Nordeste do Brasil: dados aeromagnéticos e gravimétricos. *In: SBGf, Congresso*

- Brasileiro de Geologia, 40^o, Belo Horizonte, *Anais*, Simpósio 2, Faixas Móveis Proterozóicas, p. 15.
- Oliveira R.G. & Santos E.J. 1999. Magnetic Framework of the Borborema Province, Northeast Brazil: an interpretation from digital data. *In*: SBGf, International Congress of the Brazilian Geophysical Society, 6th, Rio de Janeiro, Brazil, Potential Field Methods: Case Histories, SBGf113, 1 cd-rom.
- Oliveira R.G. & Medeiros V.C. 2000. Contrastes Geofísicos e Heterogeneidade Crustal do Terreno Pernambuco-Alagoas, Província Borborema, NE-Brasil. *In*: SBG, Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste, 17^o, Recife, *Resumos*, Boletim 16, p. 176.
- Oliveira R.G., Santos E.J. & Medeiros V.C. 2000. Magnetic and Gamma-ray Spectrometry Signatures from Terranes, Lineaments and Granitoids Rocks Belonging to the Proterozoic Structural Borborema Province, Northeast Brazil. *In*: International Geological Congress, 31th, Rio de Janeiro, Brazil, General Symposia, Tectonic Evolution of South American Platform, Poster Session, 1 cd-rom.
- Oliveira R.G., Santos E.J., Silva Júnior J.M.F. & Lins C.A.C. 2001. Magnetic, Gravity and Gamma-ray Spectrometry Responses of Tectonostratigraphic Terranes in the Jaguaribe-SE sheet (SB24-Z), Northeastern-Brazil. *In*: SBGf, International Congress of the Brazilian Geophysical Society, 7th, Salvador, Bahia, Brazil, Integ Studies: Case Histories, 1 cd-rom.
- Oliveira R.G., Medeiros, W.E. & Lins F.P.L. 2005a. Expressão gravimétrica e aeromagnética dos compartimentos e limites tectônicos da Província Borborema, Nordeste do Brasil. *In*: SBGf, International Congress of the Brazilian Geophysical Society, 9th, Salvador, Brazil, Gravity & Magnetic Methods, SBGF150, 1 cd-rom.
- Oliveira R.G., Medeiros W.E. & Lins F.P.L. 2005b. Análise Conjunta de Dados Gravimétricos e Topográficos para uma Discussão das Causas da Epirogênese na Província Borborema - Nordeste do Brasil. *In*: SBG, Núcleo Paraná, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 10^o, Curitiba-PR, *Boletim de Resumos Expandidos*, p.163-166.
- Oliveira R.G. & Medeiros W.E. 2007. Modelo de compensação isostática do Planalto da Borborema, Nordeste do Brasil. *In*: SBG, Núcleo Nordeste, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 11^o, Natal-RN, *Anais*, p.274.

P

- Palma J.J.C. 1984. Fisiografia da Área Oceânica. *In*: Schobbenhaus C. (Coord.) *Geologia do Brasil: texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais, escala 1:2.500.000*. Brasília, DNPM, p. 429-441.
- Parker R.L. 1972. The rapid calculation of potential anomalies. *Geophysical Journal of Royal Astronomic Society*, **31**:447-455.
- Pessoa R. R., Brito Neves B. B., Kawashita K., Pessoa D. R. & Fuck R. A. 1986. Contribuição ao estudo da evolução geocronológica do Maciço de Tróia, Ceará. *In*: SBG, Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste, 12^o, João Pessoa. *Atas*, p.75-93.
- Peulvast J.P. & Sales V.C. 2004. Stepped surfaces and palaeolandforms in the northern Brazilian «Nordeste»: constraints on models of morphotectonic evolution. *Geomorphology*, **62**:89-122.
- Polônia J.A.P. 1997. *Geometria e cinemática do Rifte do Cabo, litoral sul de Pernambuco*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 132p.
- Ponte F.C. 1994. Geologia das Bacias Sedimentares Brasileiras. *In*: IAS, International Sedimentological Congress, 14^o, Recife, *Short Course Notes*, 26 p.

Pontes C.F.S., Castro F.C.C., Rodrigues J.J.G., Aires R.R.P., Castellani R.T., Santos S.F. & Munis M.B. 1991. Reconhecimento tectônico e estratigráfico da Bacia Sergipe-Alagoas, em águas profundas. In: SBGf, Congresso da Sociedade Brasileira de Geofísica, 2^o, Salvador, Brasil, *Resumos Expandidos*, Simpósio II, 2:167-180.

R

Rand H.M. 1976. *Estudos geofísicos na faixa litorânea ao sul de Recife*. Tese de Livre Docente. Centro de Tecnologia, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 101p.

Rand H.M. 1986. Anomalias gravimétricas em redor do Recife. Universidade Federal de Pernambuco - Departamento de Engenharia de Minas, *Estudos e Pesquisas*, 8:79-85.

Rand H.M. & Manso V.A.V. 1990. Mapas gravimétricos e magnetométricos da faixa costeira do Nordeste do Brasil. In: SBG, Congresso da Sociedade Brasileira de Geologia, 36^o, Natal, *Anais*, 5:2431-2438.

Ritter J.R.R. 2007. The Seismic Signature of the Eifel Plume In: Ritter J.R.R., Christensen U.R. (eds.) *Mantle Plumes: A Multidisciplinary Approach*. Springer Berlin Heidelberg, p.379-404.

Ritzwoller M.H., Shapiro N.M., Levshin A.L. & Leahy G.M. 2001. Crustal and upper mantle structure beneath Antarctica. *Journal of Geophysical Research*, 106: 30,645-30,670.

Ritzwoller M.H., Shapiro N.M., Barmin M.P. & Levshin A.L. 2002. Global surface wave diffraction tomography. *Journal of Geophysical Research*, 107(B12):2335, doi: 10.1029/2002JB001777.

Rocha G.M.F. & Dominguez J.M.L. 1993. As fases da deformação brasileira atuantes nos Supergrupo Espinhaço e São Francisco no Estado da Bahia. In: SBG, Núcleo Bahia/Sergipe, Simpósio Sobre o Cráton do São Francisco, 2^o, Salvador, *Anais*, p. 200-202.

Rogers J.J.W. 1996. A history of continents in the past three billion years. *Journal of Geology*, 104:91-107.

Ruppel C. 1995. Extensional process in continental lithosphere. *Journal of Geophysical Research*, 100(B12):24.187-24.215.

S

Sá J.M., McReath I. & Leterrier J. 1995. Petrology, geochemistry and geodynamic setting of Proterozoic igneous suites of the Orós fold belt (Borborema Province, Northeast Brazil). *Journal of South America Earth Sciences*, 8:299-314.

Sá J.M., Leterrier J., Bertrand J.M. & Silva E.R. 1997. Augen gnaisses vs augen gnaisses da Faixa Jaguaribe, NE Brasil: Estratigrafia, geoquímica e idades U-Pb. In: SBG-Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste, 17^o, *Resumos Expandidos*, Fortaleza, Brazil.

Sá J.M., Bertrand, J.M., Leterrier J. & Macedo M.H.F. 2002. Geochemistry and geochronology of pré-Brasiliano rocks from the Transversal Zone, Borborema Province, Northeast Brazil. *Journal of South America Earth Sciences*, 14:851-866.

Sá N. C. 1994. *Redução de Observações Gravimétricas: Teoria e Prática*. Manual do REGRAV, Instituto Astronômico e Geofísico, USP, São Paulo.

Sá N. C., Ussami N. & Molina E. C. 1993. Gravity map of Brazil 1: representation of free-air and Bouguer anomalies. *Journal of Geophysical Research*, 98(B2):2,187-2,197.

Sacek V. & Ussami N. 2007. Flexure of thin elastic plates using finite element method: the case of Brazilian Continental Margin. In: SBGf, International Congress of the Brazilian

- Geophysical Society, 10th, Rio de Janeiro, Brazil, Expanded Abstract, Thermo-Mechanical Properties of Lithosphere, 1 cd-rom.
- Sachs P.M. & Hansteen T.H. 2000. Pleistocene Underplating and Metasomatism of the Lower Continental Crust: a Xenolith Study. *Journal of Petrology*, **41**(3):351-353.
- Sampaio T.Q. & Vasconcelos A.M. 1991. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, carta geológica/metalogenética provisional, escala 1:100.000 (Folha SC.24-V-A-V Afrânio), Estados de Pernambuco, do Piauí e da Bahia*. DNPM/CPRM, Brasília. 120 p., il., 2 mapas.
- Sandwell D.T. & Smith W.H.F. 1997. Marine Gravity from Geosat and ERS-1 Satellite Altimetry. *Journal of Geophysical Research*, **102**(B5):10,039-10,054.
- Santos E.J. 1996. Ensaio preliminar sobre terrenos e tectônica acrescionária na Província Borborema. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39^o, Salvador, *Anais*, **6**:47-50.
- Santos E.J. 1999. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Belém do São Francisco, Folha SC.24-X-A, Escala 1:250.000. Estados de Pernambuco, Alagoas e Bahia*. Brasília, CPRM, 1 cd-rom.
- Santos E.J. 2000. Contexto Tectônico Regional. In: Medeiros V.C. 2000 (Org.). *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Folha Aracaju/NE - SC.24-X (escala 1:500.000)*. Brasília, CPRM, p.3-7.
- Santos E.J. & Brito Neves B.B. 1984. *Província Borborema*. In: Almeida F. F. M. & Hasui Y.(eds.). *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Edgar Blücher, p.123-186.
- Santos, E.J. & Medeiros V.C. 1999. Constraints from granitic plutonism on proterozoic crustal growth of the Transverse Zone, Borborema Province, NE-Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **29**:73-84.
- Santos E.J., Coutinho M.G.N., Costa M.P.A. & Ramalho R. 1984. A Região de Dobramentos Nordeste e a Bacia do Parnaíba, incluindo o Cráton São Luís e as bacias marginais. In: Schobbenhaus C. (Coord.) *Geologia do Brasil; texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais, escala 1:2.500.000*. Brasília, DNPM. p. 131-186.
- Santos E.J., Brito Neves B.B., Van Schmus W.R., Oliveira R.G. & Medeiros V.C. 2000. An overall view on the displaced terrane arrangement of the Borborema Province, NE Brazil. In: International Geological Congress, 31th, Rio de Janeiro, Brazil, General Symposia, Tectonic Evolution of South American Platform, 9-5, 1 cd-rom..
- Santos C.A. & Silva Filho M.A. 1990. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, carta geológica/metalogenética provisional, escala 1:100.000 (Folha SC.24-V-A--VI Riacho do Caboclo), Estado de Pernambuco*. DNPM/CPRM, Brasília. 113 p., il., 2 mapas.
- Santos T.J.S., Hackspacher P. C., Fetter, A.H. & Nogueira Neto, J. A. 2000. The Brasiliano Cycle of the Médio Coreáú Domain, NW of the Borborema Province, Northeast Brazil. In: International Geological Congress, 31th, Rio de Janeiro, Brazil, 1 cd-rom.
- Sengor A.M.C. 1990. Plate Tectonics and Orogenic Research after 25 Years: A Tethyan Perspective. *Earth-Science Reviews*, **27**:1-201.
- Sengor A.M.C. & Burke K. 1978. Relative timing of rifting and volcanism on earth and its tectonic implications. *Geophysical Research Letters*, **5**:419-421.
- Shapiro N.M., Hager B.H. & Jordan T.H. 1999. Stability and dynamics of the continental tectosphere. *Lithos*, **48**:115-133.
- Shapiro N.M. & Ritzwoller M.H. 2002. Monte-Carlo inversion for a global shear velocity model of the crust and upper mantle. *Geophysical Journal International*, **151**:88-105.

- Sial A.N. 1976a. The Rio Grande do Norte alkali-olivine basalt association, Northeast Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **6**:1-14.
- Sial A.N. 1976b. The post-paleozoic volcanism of northeast Brazil and its tectonic significance. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **48**:299-311.
- Sial A.N. 1986. Granite-types in Northeastern Brazil: current knowledge. *Revista Brasileira de Geociências*, **16**:52-72.
- Sial A.N., Long L.E., Pessoa D.A.R. & Kawashita K., 1981. Potassium-argon ages and strontium isotope geochemistry of Mesozoic and Tertiary basaltic rocks, Northeastern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **53**(1):115-122.
- Silva J.B.C. 1986. Reduction to the pole as an inverse problem and its application to low-latitude anomalies. *Geophysics*, **51**(2):369-382.
- Silva J.M.R., Neves S.P. & Mariano G. 2003. Cinemática e geometria dos metassedimentos da parte SE da Faixa Pajeú-Paraíba (Folha Surubim - Estado de Pernambuco): nappes e retrocavalgamentos brasileiros? In: SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 9^o, Boletim de Resumos, Recife, p. 9-11.
- Silva M.E. 1987. *O Sistema de Dobramentos Rio Preto e suas relações com o Cráton do São Francisco*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo, 141 p.
- Silva M.G. 1991. Evidências de uma tectônica de colisão-subducção no Proterozóico Inferior no nordeste do Estado da Bahia. In: SBG-Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste, 9^o, Recife, Atas, Boletim 12, p. 216-219.
- Silva Filho M.A. 1998. Arco Vulcânico Canindé-Marancó e a Faixa Sul-Alagoana: Sequências Orogênicas Mesoproterozóicas. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 40^o, Belo Horizonte, *Anais*, p.16.
- Silva Filho M.A. & Brito Neves B. B. 1979. Sistema de Dobramentos Sergipano no Nordeste da Bahia. In: Inda H. A. V. (Org.) *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia*. 1^a ed. Salvador: Secretaria das Minas e Energia/ Coordenação da Produção Mineral, **1**:203-217.
- Silva Filho M.A., Bomfim L.F.C., Santos R. A. *et al.* 1979. *Geologia da geossinclinal Sergipana e do seu embasamento: Projeto Baixo São Francisco/Vaza Barris*. Brasília, DNPM, 131p.
- Silva Filho M.A., Nesi J.G. & Mendes V.A. 1985. *Projeto Cachoeirinha*. Relatório Final Integrado, Recife, DNPM-CPRM, v.4.
- Silva Júnior J.M.F. 1997. *Um regime rúptil, pós-Siluriano-Devoniano no Domínio da Zona Transversal, Província Borborema - Nordeste do Brasil*. Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Dissertação de Mestrado, 137 p.
- Silva Júnior J.M.F., Oliveira R.G. & Santos E.J. 1994. Zoneamento de Dados Aeromagnetométricos como Contribuição à Petrologia e à Tectônica das Faixas Piancó-Alto Brígida e Pajeú-Paraíba. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 38^o, Balneário de Camboriú, *Boletim de Resumos*, **2**:40-41.
- Silveira F.V. 2006. *Magmatismo Cenozóico da Porção Central do Rio Grande do Norte, NE do Brasil*. Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 195p.
- Singh A.P., Kumar N. & Singh B. 2004. Magmatic underplating beneath the Rajmahal Traps: Gravity signature and derived 3-D configuration. *Proc. Indian Acad. Sci. (Earth Planet. Sci.)*, **113**(4):759-769.
- Soares P.C., Landim P.M.B. & Fúlfaro V.J. 1978. Tectonic cycles and sedimentary sequences in the Brazilian intracratonic basin. *Geological Society of America Bulletin*, **89**:181-191.

- Sokolov S.Yu. 1998a. *Joint Free Air Gravity Field Anomalies of Central Atlantic and Adjacent Continents*. Central Atlantic Geological-Geophysical Atlas, Volume I: Common Geophysical and Geological Data. Laboratory of Geomorphology and Ocean Floor Tectonics of Geological Institute, Russian Academy of Sciences.
http://atlantic.ginras.ru/gallery/central_atlantic/central_atlantic.html.
- Sokolov S.Yu. 1998b. *Isostatic Anomalies Estimated from Altimetry and Bathymetry Data on 5'x5' grid by Airy model*. Central Atlantic Geological-Geophysical Atlas, Volume I: Common Geophysical and Geological Data. Laboratory of Geomorphology and Ocean Floor Tectonics of Geological Institute, Russian Academy of Sciences.
http://atlantic.ginras.ru/gallery/central_atlantic/central_atlantic.html.
- Sokolov S.Yu. 1999. *Bouguer Anomalies Calculated from Altimetry and Bathymetry Data on 5'x5' Grid*. Central Atlantic Geological-Geophysical Atlas, Volume I: Common Geophysical and Geological Data. Laboratory of Geomorphology and Ocean Floor Tectonics of Geological Institute, Russian Academy of Sciences.
http://atlantic.ginras.ru/gallery/central_atlantic/central_atlantic.html.
- Sokolov S.Yu. 2001. *Earthquakes Focal Mechanisms, Slip Vectors and Geoid Surface of Central Atlantic*. Central Atlantic Geological-Geophysical Atlas, Volume I: Common Geophysical and Geological Data. Laboratory of Geomorphology and Ocean Floor Tectonics of Geological Institute, Russian Academy of Sciences.
http://atlantic.ginras.ru/gallery/central_atlantic/central_atlantic.html.
- Sokolov S.Yu. 2003. *Bouguer Anomalies Calculated from Altimetry and Bathymetry Data on 5'x5' Grid with Correction by the Sedimentary Cover Effect*. Central Atlantic Geological-Geophysical Atlas, Volume I: Common Geophysical and Geological Data. Laboratory of Geomorphology and Ocean Floor Tectonics of Geological Institute, Russian Academy of Sciences.
http://atlantic.ginras.ru/gallery/central_atlantic/central_atlantic.html.
- Sokolov S.Yu., Podgornykh L.V. & Khutorskoy M.D. 2004. *Seismicity, Heatflow and Magnetic Anomalies of Central Atlantic*. Central Atlantic Geological-Geophysical Atlas, Volume I: Common Geophysical and Geological Data. Laboratory of Geomorphology and Ocean Floor Tectonics of Geological Institute, Russian Academy of Sciences.
http://atlantic.ginras.ru/gallery/central_atlantic/central_atlantic.html.
- Sousa D.C. 2003. *Litoestratigrafia e deformação cenozóica na região de Icapuí, Ceará, e implicações para a estruturação de campos de petróleo na borda ocidental da Bacia Potiguar (NE do Brasil)*. Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 186p.
- Souza M.A. 1995. Regional gravity interpretation of Parnaíba basin (Northern Brazil). In: SBGf, Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica, 4^o, Conferência da União Latino-Americana de Geofísica, 1^a, Rio de Janeiro, *Resumos Expandidos*, 1:184-187.
- Souza M.A. 1997. Subsidence modeling of the Parnaíba basin (NE Brazil). In: SBGf, Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica, 5^o, São Paulo, *Resumos Expandidos*, 2:880-882.
- Souza S.M. 1982. Atualização da litoestratigrafia da Bacia Potiguar. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 32^o, Salvador, *Anais*, 5:2392-2406.
- Souza Z.S., Vasconcelos P.M., Nascimento M.A.L., Silveira F.V., Paiva H.S., Dias L.G.S., Viegas M.C.D., Galindo A. C. & Oliveira M.J.R. 2004. Geocronologia e geoquímica do magmatismo cretácico a terciário no NE do Brasil. In: SBG/Núcleo NE, Congresso da Sociedade Brasileira de Geologia, 42^o, João Pessoa, *Anais*, S32.607.
- Souza Z.S., Vasconcelos M.P. & Silveira F.V. 2007a. Vulcanismo no NE do Brasil: reavaliação da Formação Macau. In: SBG/Núcleo NE, Simpósio de Geologia do Nordeste, 22^o, *Resumos*, Boletim 20, Natal, p.189.

- Souza Z.S., Martin H., Peucat J.J., Jardim de Sá E.F., Macedo M.H.F. 2007b. Calc-Alkaline Magmatism at the Archean-Proterozoic Transition: the Caicó Complex Basement (NE Brazil). *Journal of Petrology*, **48**(11):2149-2185.
- Spector A. & Grant F.S. 1970. Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, **35**(2):293-302.
- Sperle M., Mello S.L.M. & Costa M.P.A. 1989. Modelagem gravimétrica e magnética do limite de crostas continental/oceânica no Platô do Rio Grande do Norte. In: SBGf - Congresso da Sociedade Brasileira de Geofísica, 1^o, Rio de Janeiro, Brasil, *Resumos Expandidos*, Simpósio de Sismicidade Intraplaca na América do Sul, **1**:863-868.
- Sperle M., Mello S.L.M. & Gomes L.R. 1991. Análise isostática na região dos montes submarinos de Pernambuco. In: SBGf - Congresso da Sociedade Brasileira de Geofísica, 2^o, Salvador, Brasil, *Resumos Expandidos*, Simpósio 2, **1**:644-649.
- Szatmari P., Françolin J.B.L., Zanoto O. & Woff S. 1987. Evolução tectônica da margem equatorial brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*. **17**(2):180 -188.
- Swain C.J. 1976. A Fortran IV program for interpolating irregularly spaced data using the difference equations for minimum curvature. *Computer & Geosciences*, **1**:231-240.

T

- Talwani M., Worzel J.L. & Landisman M. 1959. Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone. *Journal of Geophysical Research*, **64**:49-59.
- Tapponier P., Peltzer G. & Armijo R. 1986. On the mechanics of the collision between India and Asia. In: Coward, M.O. & Ries A.C. (eds.) *Collision Tectonics*, The Geological Society, Blackwell Scientific Publications, Geological Society Special Publications, **19**:115-158.
- Teixeira W. 1993. Avaliação do acervo de dados geocronológicos e isotópicos do Cráton do São Francisco - implicações tectônicas. In: Dominguez, J.M.L. & Misi, A. (eds.) *O Cráton do São Francisco*. Salvador, SBG/SGM/CNPq, p.11-33.
- Telford W.M., Geldart L.P., Sheriff, R.E. & Keys D.A. 1990. *Applied Geophysics*. 2nd edition, Cambridge, Cambridge University Press, 770 p.
- Tohver E., D'Agrella-Filho M.S. & Trindade R.I.F. 2006. Paleomagnetic record of Africa and South America for the 1200–500 Ma interval, and evaluation of Rodinia and Gondwana assemblies. *Precambrian Research*, **147**(3-5):199-222.
- Torquato J.R., 1995. A geologia do Noroeste do Ceará (uma visão histórica). *Revista de Geologia*, **8**:5-183.
- Torres H.H.F., Oliveira R.G. & Figueirôa I. 1994. Endentação tectônica da extremidade norte do Cráton São Francisco na Faixa Riacho do Pontal. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 38^o, Balneário Camboriú, *Boletim de Resumos*, **1**:222-223.
- Trindade R.I.F. 1995. *Geologia de uma área a norte de Pocinhos (PB): caracterização de um segmento da zona de cisalhamento Remígio-Pocinhos*. Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Departamento de Geologia, Relatório de Graduação, 90p.
- Trindade R.I.F., Araújo J.M.M., Jardim de Sá E.F. & Souza Z.S. 1995a. A zona de cisalhamento Remígio-Pocinhos (Faixa Seridó, PB): geometria e cinemática de uma estrutura transtraccional de escala litosférica. In: SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 5^o, Gramado, *Boletim de Resumos*, **1**:101-102.
- Trindade R.I.F., Araújo J.M.M., Jardim de Sá E.F., Galindo, A.C. & Souza Z.S. 1995b. Alojamento de granitóides no contexto da zona de cisalhamento Remígio-Pocinhos (Faixa

- Seridó, Nordeste do Brasil). In: SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 5^o, Gramado, *Boletim de Resumos*, 1:215-216.
- Trompette R. 1994. *Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma): Pan-African-Brasiliano Aggregation of South América and Africa*. A.A. Balkema, Rotterdam, Brookfield, 350p.
- Tsikalas F., Eldholm O. & Faleide J.I. 2005. Crustal structure of the Lofoten-Vesteralen continental margin, off Norway. *Tectonophysics*, 404:151-174.
- Turcote D.L. & Schubert G. 2002. *Geodynamics*. Cambridge University Press, 456 p.

U

- Ulbricht M.N.C., Marques L.S. & Lopes R.P. 2004. As ilhas vulcânicas brasileiras: Fernando de Noronha e Trindade. In: Mantesso-Neto V., Bortorelli A., Carneiro C.D.R., Brito Neves B.B. (orgs.) *Geologia do Continente Sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca, p.555-573.
- Ussami N. 1999. *Estruturação e Limites da Placa Litosférica São Franciscana: Contribuição Gravimétrica*. Tese de Livre Docência, Instituto Astronômico e Geofísico da Universidade de São Paulo, 61p.
- Ussami N. & Molina E.C. 1999. Flexural Modeling of the Araguaia Belt, Central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 12(1):1-12.
- Ussami N., Sá N. C. & Molina E. C. 1993. Gravity map of Brazil 2. Regional and residual isostatic anomalies and their correlation with major tectonic provinces. *Journal of Geophysical Research*, 98(B2):2,199-2,208.
- Ussami N., Molina E.C. & Medeiros W.E. 1999. Novos vínculos sobre a evolução térmica da margem continental Leste do Brasil In: SBG/Núcleo Bahia-Sergipe, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 7^o, Lençóis-BA, *Resumos Expandidos*, Seção 3, p.20-23.

V

- Van Schmus W. R., Brito Neves B. B., Hackspacher P. C. & Babinski M. 1995. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of the eastern Borborema Province, Northeast Brazil: initial conclusions. *Journal of South American Earth Sciences*, 8(3/4):267-288.
- Vandoros P., Oliveira M.A.F. 1968. Sobre o fonólito de Mecejana. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 40(2):203-206.
- Vaníček P., Christou N.T. 1993. *Geoid and its Geophysical Interpretations*. CRC Press, Inc. 343p.
- Vasconcelos A.M. (org). 1998. *Folha Iguatu - SB.24-Y-B. Escala 1:250.000*. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB, I, Brasília, CPRM/DIEDIG/DEPAT, 1 cd-rom.
- Vasconcelos A., Assumpção M., Nascimento A.F., Ferreira J.M., Menezes E.A.S. & Barbosa J.R. 2008. Intraplate Earthquake Swarm in Belo Jardim, NE Brazil: Reactivation of a Major Neoproterozoic Shear Zone (Pernambuco Lineament). *Geophysical Journal International*, For Peer Review.
- Vauchez A., Neves S.P., Caby M., Corsini M., Egydio Silva M., Arthaud M.H. & Amaro V. 1995. The Borborema shear zone system, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 8:247-266.

- Vidotti R.M., Ebinger C.J. & Fairhead J.D. 1997. Flexural rigidity at Parnaíba basin - Brazil. *In*: SBGf, Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica, 5^ª, São Paulo, *Resumos Expandidos*, **2**:879.
- Vidotti R.M., Ebinger C.J. & Fairhead J.D. 1998. Gravity signature of the western Paraná basin, Brazil. *Earth and Planetary Science Letters*, **159**:117–132.

Z

- Zeming Z., Zhendong Y, Yujing H. & Longkang S. 1995. Petrology, metamorphic process and genesis of the Dabie-Sulu eclogite belt, east-central China. *Acta Geologica Sinica*, **69**(4):306-325.
- Zuber M.T., Bechtel T.D. & Forsyth D.W. 1989. Effective Elastic Thickness of the Lithosphere and Mechanism of Isostatic Compensation in Australia. *Journal of Geophysical Research*, **94**(B7):9353-9367.
- Zucca J.J., Hill D.P. & Kovach R.L. 1982. Crustal structure of Mauna Loa Volcano, Hawaii, from seismic refraction and gravity data. *Bulletin of the Seismological Society of America*; **72**(5):1,535-1,550.

W

- Walcott R.I. 1976. Lithospheric flexure, analysis of gravity anomalies, and propagation of seamount chains. *In*: Sutton G.H., Manghnani M.H. & Moberly R. (eds.) *The Geophysics of the Pacific Ocean basins and its Margin*. American Geophysical Union, *Geophysical Monograph*, **19**:431-438.
- Wang X., Liou J.G. & Mao H.K. 1989. Coesite-bearing eclogite from the Dabie Mountains in central China. *Geology*, **17**(12):1085-1088.
- Watts A.B. 1978. An analysis of isostasy in the world's oceans: 1. Hawaiian - Emperor Seamount Chain. *Journal of Geophysical Research*, **83**:5,989-6,004.
- Watts A.B. 2001. *Isostasy and flexure of the lithosphere*. Cambridge University Press. 457 p.
- Watts A.B. & Stewart J. 1998. Gravity anomalies and segmentation of the continental margin offshore West Africa. *Earth and Planetary Science Letters*, **156**:239-252.
- Watts A.B. & Fairhead J.D. 1999. A process-oriented approach to modeling the gravity signature of continental margins. *The Leading Edge*, february, 258-263.
- Watts A.B., Bodine J.H. & Steckler M.S 1980a. Observations of flexure and the geological evolution of the Pacific Ocean basin. *Nature*, **283**:532-537.
- Watts A.B., Bodine J.H. & Steckler M.S 1980b. Observations of Flexure and the State of Stress in the Oceanic Lithosphere, *Journal of Geophysical Research*, **85**(B11):6,369-6,376.
- White R. & McKenzie D. 1989. Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts. *Journal of Geophysical Research*, **94**(B6):7,685–7,729.
- Windley B.F. 1984. *The Evolving Continents*. Wiley, London, 2nd edition.
- Wyer P. & Watts A.B. 2006. Gravity anomalies and segmentation at the East Coast, USA continental margin. *Geophysical Journal International*, **166**:1,015-1,038.