



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEODINÂMICA E GEOFÍSICA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**ANÁLISE DE TERRENOS NA PORÇÃO SETENTRIONAL DA
PROVÍNCIA BORBOREMA, NE DO BRASIL:
INTEGRAÇÃO DE DADOS GEOLÓGICOS E
GRAVIMÉTRICOS**

Autor:

ROMARIO CARVALHO CAMPELO

Orientador:

Prof. Dr. WALTER EUGÊNIO DE MEDEIROS

Co-orientador:

Prof. Dr. EMANUEL F. JARDIM DE SÁ

Dissertação n°. 11/PPGG

Agosto de 1999

Natal / RN



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEODINÂMICA E GEOFÍSICA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**ANÁLISE DE TERRENOS NA PORÇÃO SETENTRIONAL DA
PROVÍNCIA BORBOREMA, NE DO BRASIL:
INTEGRAÇÃO DE DADOS GEOLÓGICOS E
GRAVIMÉTRICOS**

Autor:

ROMARIO CARVALHO CAMPELO

*Dissertação de Mestrado apresentada
em 20 de agosto de 1999, para
obtenção do título de Mestre em
Geofísica pelo Programa de Pós-
Graduação em Geodinâmica e Geo-
física da UFRN.*

Comissão Examinadora:

Prof. Dr. WALTER EUGÊNIO DE MEDEIROS (Orientador)
Prof. Dr. EMANUEL F. JARDIM DE SÁ (Co-orientador)
Prof.^a Dra. NAOMI USSAMI (IAG-USP)

Agosto de 1999
Natal / RN

“A adversidade é o microscópio que nos
ensina a olhar a vida com mais
profundidade.”

Dinamor

Aos meus pais, pelo amor
e dedicação inesgotáveis e
a meus irmãos pelo apoio.
À Lubiana, minha amada, pela
compreensão, carinho e sinceridade.
Aos amigos, que acrescentam mais
colorido ao cotidiano da vida.

AGRADECIMENTOS

Registro aqui os meus sinceros agradecimentos às pessoas que contribuíram para a realização deste trabalho e tornaram possível a sua conclusão.

Ao professor Dr. ~~M~~er E. Medeiros, pela primorosa e paciente orientação deste trabalho, buscando sempre a clareza, objetividade e perfeição no aprimoramento das idéias aqui expostas, com o qual pude aprender bastante no decorrer do curso.

Ao professor Dr. Emanuel F. Jardim de Sá, que co-orientou esta dissertação e trouxe valiosas contribuições, principalmente sobre as discussões geológicas aqui abordadas.

Ao professor Dr. Zorano S. de Souza e colegas mestrandos Ivaldo R. da Trindade e Marcos A. Nascimento pela cessão de amostras para medidas de densidade.

Ao professor Dr. José ~~M~~on P. Macedo pelo auxílio na utilização do laboratório de geofísica, e ao professor Dr. Jaziel M. Sá pela leitura e correções de parte do texto.

Aos colegas ~~C~~orge Sand, Carlos Vila r e ~~E~~andson ~~I~~cena pelos bons momentos compartilhados ao longo desses dois últimos anos em nossa “cela”.

Ao CNPq pelo apoio financeiro, através da concessão de bolsa de mestrado, e ao ~~PPG~~ERN pelo apoio logístico, ambos necessários para o desenvolvimento deste trabalho.

ÍNDICE

	Página
AGRADECIMENTOS	iii
RESUMO	vi
ABSTRACT	viii
CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO	1
1.1 - Apresentação e objetivos.....	1
1.2 - Localização e metodologia.....	2
1.3 - O conceito de análise de terrenos	3
1.4 - A Província Borborema sob a ótica da análise de terrenos	8
CAPÍTULO 2 - PANORAMA GEOLÓGICO ATUAL DA ÁREA	12
2.1 - Introdução.....	12
2.2 - A Faixa Noroeste do Ceará (FNC).....	14
2.3 - O Domínio Ceará Central (DCC).....	18
2.4 - A Faixa Orós-Jaguaribe (FOJ).....	21
2.5 - A Faixa Seridó (FSe).....	27
2.6 - Aspectos geológicos contrastantes entre as faixas	34
CAPÍTULO 3 - ANÁLISE DOS DADOS GRAVIMÉTRICOS	38
3.1 - Introdução.....	38
3.2 - Descrição do banco de dados gravimétrico	38
3.3 - O mapa de anomalias Bouguer.....	43
3.4 - Separação dos campos regional e residual pelo método polinomial robusto.....	45
3.5 - O mapa gravimétrico regional.....	50
3.6 - O mapa gravimétrico residual	54
3.6.1 - Sombreamento de relevo gravimétrico do mapa residual	58

3.7 - Inversão do campo gravimétrico residual	64
3.7.1 - Introdução.....	64
3.7.2 - Descrição do método de inversão.....	64
3.8 - Modelamento de perfis na Faixa Seridó (FSe).....	77
3.8.1 - Introdução.....	77
3.8.2 - Medidas de densidade.....	79
3.8.3 - Modelamento gravimétrico dos perfis.....	80
3.8.3.1 - Perfil gravimétrico residual AA'	82
3.8.3.2 - Perfil gravimétrico residual BB'	85
3.8.4 - Dados aeromagnéticos.....	88
3.8.4.1 - Modelamento aeromagnético do perfil BB'	90
CAPÍTULO 4 - CORRELAÇÃO GEOLOGIA-GRAVIMETRIA	94
4.1 - Introdução.....	94
4.2 - Correlação entre <i>trends</i> geológicos e gravimétricos	95
4.2.1 - Introdução.....	95
4.2.2 - Integração de dados geológicos e gravimétricos no estudo das zonas de cisalhamento da área	96
4.3 - Proposta de divisão da área em terrenos tectono-estratigráficos.....	102
4.4 - Considerações sobre a evolução geodinâmica dos terrenos.....	105
CAPÍTULO 5 - CONCLUSÕES	106
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	110
APÊNDICE A.....	119
APÊNDICE B.....	125
APÊNDICE C	129

RESUMO

A Província Borborema, atualmente, vem sendo entendida como uma complexa faixa colisional, produto da movimentação convergente de placas, envolvendo possíveis processos de amalgamação e acreção de microplacas e terrenos, consolidados ao final do evento Brasileiro. Nesse contexto, o presente trabalho investiga possíveis limites de terrenos tectono-estratigráficos na porção setentrional da província, a partir de um estudo integrado dos dados geológicos e gravimétricos. A área estudada abrange os subdomínios da Província Borborema situados a norte do lineamento Patos, sendo limitada pelos paralelos 1°36'S e 8°00'S e meridianos 43°29'44"W e 33°00'W.

A síntese do conhecimento geológico regional permitiu a identificação de regiões com feições geológicas contrastantes ou incompatíveis, invariavelmente separadas por zonas de cisalhamento brasileiras, que podem estar relacionadas à justaposição de terrenos alóctones. Dentre as zonas estudadas, a zona de cisalhamento Sobral-Pedro II (ZCSPII) é a que apresenta os melhores indícios geológicos para se caracterizar uma zona de sutura. Os dados geológicos, de modo geral, apontam para um contexto geodinâmico acrecionário, envolvendo colisões oblíquas (docagens), suturas transcorrentes/transformantes e cisalhamentos intracontinentais profundos.

A gravimetria contribuiu como uma ferramenta na busca de contrastes laterais de densidade que podem ser explicados em termos de blocos crustais diferentes justapostos tectonicamente. A anomalia de grande comprimento de onda dominante no mapa Bouguer é um expressivo gradiente, que a grosso modo segue a margem continental. Tal anomalia é causada pela variação de densidade através da interface crosta-manto na transição da crosta continental para oceânica, originada pela separação entre América do Sul e África. As anomalias de pequeno a médio comprimento de onda são causadas por heterogeneidades intracrustais tais como diferentes blocos crustais precambrianos, granitóides brasileiros e bacias sedimentares fanerozóicas. A superposição de padrões

anômalos distintos implicou na necessidade de separar as componentes regional e residual desse mapa. Para isso foi utilizado um método de ajuste polinomial robusto. Através da inversão do campo gravimétrico residual foi obtido um mapa de contrastes de densidade ($\Delta\rho$) que forneceu um contorno mais preciso das anomalias e consolidou o modelo adotado, de anomalias residuais com fontes restritas à crosta superior atual.

A correlação estabelecida entre os alinhamentos gravimétricos observados no mapa residual (e seus derivados) e os *trends* das zonas de cisalhamento brasileiras, somada às características geológicas de cada estrutura, resultou na proposição das seguintes zonas de cisalhamento como limites de terrenos tectono-estratigráficos: Zona de Cisalhamento Patos, Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II, Zona de Cisalhamento Picuí-João Câmara, Zona de Cisalhamento Remígio-Pocinhos, Zona de Cisalhamento Senador Pompeu, Zona de Cisalhamento Tauá e Zona de Cisalhamento Portalegre. As três primeiras zonas desta lista, com base na avaliação integrada dos indícios geológicos e geofísicos encontrados em cada uma, são propostas com um grau de confiança maior em relação às demais. De oeste para leste, essas zonas definem os seguintes terrenos: Terreno Noroeste do Ceará, Terreno Ceará Central, Terreno Tauá, Terreno Orós-Jaguaribe, Terreno Seridó e Terreno São José do Campestre. Em comparação com divisões anteriores da Província Borborema, são descartados os terrenos Rio Piranhas e Patos, cujos limites propostos não apresentam dados geológicos ou gravimétricos que os justifiquem. Por outro lado, o Terreno Cearense anteriormente proposto foi subdividido nos terrenos Ceará Central e Tauá.

Adicionalmente, o modelamento gravimétrico de dois perfis na Faixa Seridó mostrou que o campo gravimétrico residual pode ser explicado a partir dos corpos geológicos aflorantes ou subaflorantes, restritos à parte superior da crosta atual.

ABSTRACT

It is presently assumed that the Borborema Province resulted from a complex collisional process associated with the convergent movement of plates, possibly involving amalgamation and accretion of microplates. This process was consolidated at the end of the Brasiliano event. It is investigated the possible limits for the tectonostratigraphic terranes in the northern portion of the province based on an integrated study of geological and gravity data. The study area comprises the portion of the Borborema Province located north of the Patos Lineament, limited by longitudes 33°00'W and 43°29'44"W and latitudes 1°36'S and 8°00'S.

A revision of the regional geology allowed to identify areas presenting contrasting geological attributes, possibly representing different terranes whose limits are always shear zones of Brasiliano-age. The Sobral-Pedro II shear zone is the only one undoubtedly presenting geological attributes of sutures zones. The other shear zones are very likely associated with a geodynamic context of accretion, involving oblique collisions (docking), transcurrent and/or transforming sutures, and deep intracrustal shear zones.

The gravity data contributed as a tool to identify strong lateral contrasts of density inside the upper crust possibly associated with crustal blocks tectonically juxtaposed. The dominant long wavelength anomaly in the Bouguer anomaly map is an expressive gradient, grossly parallel to the continental margin, caused by density variation across the crust-mantle interface in the transition from the continental crust to the oceanic crust originated by the separation between South America and Africa. Medium to small wavelength anomalies are due to intracrustal heterogeneities such as different Precambrian crustal blocks, Brasiliano-age granites and Mesozoic sedimentary basins. A regional-residual separation of the Bouguer anomaly map was performed in order to enhance in the residual map the effect due to intracrustal heterogeneities. The methodology used for this separation was a robust polynomial fitting. The inversion of residual gravity field resulted in a density contrast map ($\Delta\rho$), in an equivalent layer that

provided more accurated anomalies contours and consolidated the model which the sources of residual anomalies are located in the upper part of the present crust.

Based on the coincidence of gravity lineaments in the residual map and Brasiliano shear zones, and using additional geological information, the following shear zones are proposed as limits between terranes: Patos shear zone, Sobral-Pedro II shear zone, Picuí-João Câmara shear zone, Remígio-Pocinhos shear zone, Senador Pompeu shear zone, Tauá shear zone, and Portalegre shear zone. Based on the geological/geophysical information it is attributed a higher level of confidence to the first three proposed limits (Patos, Sobral Pedro II, and Picuí-João Câmara shear zones). From west to east, these shear zones individualize the following terranes: Northwest of Ceará terrane, Central Ceará terrane, Tauá terrane, Orós-Jaguaribe terrane, Seridó terrane, and São José de Campestre terrane. In our study, the Rio Piranhas and Patos terranes are questioned because their previously proposed limits do not present good geological and gravimetric evidences. On the other hand, the previously proposed Cearense terrane is now subdivided into Central Ceará and Tauá terranes.

Two residual gravity profiles located in the Seridó belt were interpreted using 2 ½ D direct gravity modeling. The main result of the modeling process is that all anomalies, with the exception of one, can be explained by outcropping bodies, therefore restricted to the upper part of the present crust.

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO

1.1 - Apresentação e objetivos

Esta dissertação é parte dos requisitos exigidos no Curso de Pós-graduação em nível de Mestrado do Programa de Pesquisa e Pós-graduação em Geodinâmica e Geofísica (PPGG) da Universidade Federal do Rio Grande do Norte. A orientação deste trabalho foi realizada pelo professor Dr. Walter E. de Medeiros, que contou com a co-orientação do professor Dr. Emanuel F. Jardim de Sá.

O objetivo do trabalho é sintetizar o panorama atual do conhecimento geológico geral da área e integrá-lo com estudos gravimétricos regionais, visando à definição da estruturação crustal precambriana e de possíveis limites de terrenos, de modo a contribuir na elucidação de sua história evolutiva. A partir dessa integração, busca-se uma melhor compreensão das estruturas em profundidade e a identificação de importantes contrastes laterais de densidade que são dados relevantes para a avaliação da compartimentação crustal da região.

Os dados gravimétricos inicialmente existentes para a porção setentrional da província (região a norte do Lineamento Patos), que foram anteriormente estudados por Moreira *et al.* (1989a), Lins *et al.* (1993) e Castro *et al.* (1997a,b), são agora atualizados, tratados e reinterpretados. Os mapas gravimétricos produzidos constituem-se em importantes ferramentas para, juntamente com outros tipos de dados geológicos (estruturais, estratigráficos, geocronológicos e geoquímicos) propor possíveis limites para terrenos tectonoestratigráficos nesta ampla região. Basicamente, a identificação ou ausência de fortes contrastes laterais de densidade, deduzidos da interpretação dos dados gravimétricos, será utilizada como um elemento a mais na análise de terrenos.

1.2 - Localização e metodologia

A delimitação da área estudada foi feita principalmente em função da cobertura dos dados gravimétricos existentes para a porção setentrional da Província Borborema. Ela abrange principalmente os estados do Ceará, Rio Grande do Norte e Paraíba, além de pequenos trechos de Pernambuco, Piauí, Maranhão e faixa oceânica costeira. Desta forma, a área é restringida pelos paralelos de $1^{\circ}36'S$ e $8^{\circ}00'S$ e meridianos de $43^{\circ}29'44''W$ e $33^{\circ}00'W$ (Fig. 1.1). Em função dessa delimitação, não serão abordadas as faixas da Província Borborema que se situam a sul do lineamento Patos, que são: Domínio da Zona Transversal (incluindo a Faixa Salgueiro-Cachoeirinha), Faixa Riacho do Pontal e Faixa Sergipana.

Apesar de se tratar de um estudo regional, uma ênfase especial é dada à Faixa Seridó, onde as discussões geológicas são um pouco mais aprofundadas e perfis gravimétricos são modelados e interpretados.

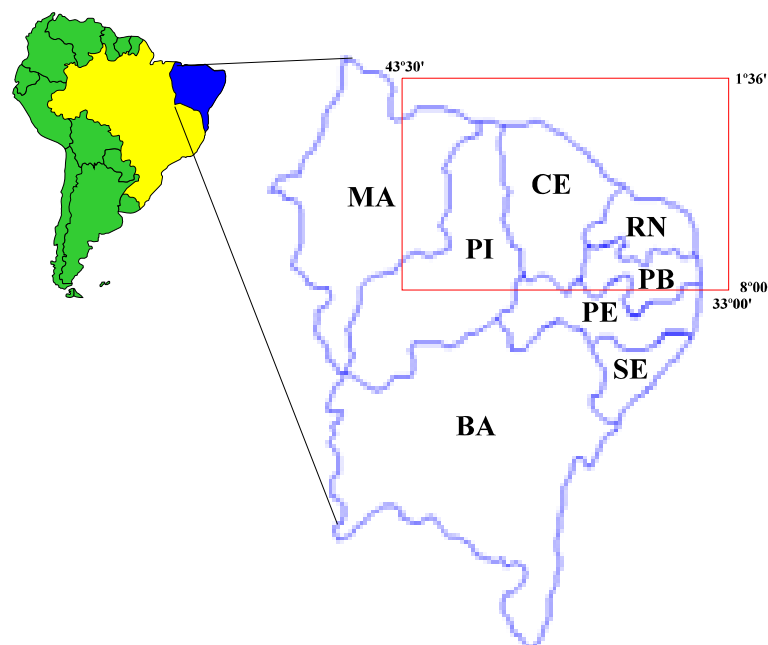


Figura 1.1 - Localização da área estudada, que corresponde a porção setentrional da Província Borborema. A delimitação foi feita principalmente em função da cobertura dos dados gravimétricos disponíveis.

No capítulo 2 serão abordadas as principais características geológicas das faixas situadas ao norte do lineamento Patos, ressaltando seus aspectos estratigráficos, estruturais e geocronológicos mais relevantes para a definição de possíveis terrenos. No capítulo 3, que trata da análise gravimétrica, são relatados os tratamentos aplicados aos dados na confecção dos mapas Bouguer, regional, residual e de contraste de densidades sendo comparadas e discutidas suas principais feições gravimétricas; também no capítulo 3 é efetuado o modelamento de perfis gravimétricos e magnéticos na Faixa Seridó. No capítulo 4 é discutida a correlação geologia-gravimetria analisando a resposta gravimétrica de estruturas geológicas, o modelamento dos perfis gravimétricos e suas implicações em relação ao comportamento da litosfera. Ainda no capítulo 4 é proposta uma divisão da área em terrenos alóctones a partir da integração dos resultados obtidos, discutindo sua provável formação e evolução. No capítulo 5 são apresentados comentários e conclusões acerca do trabalho como um todo, discutindo os problemas em aberto e as perspectivas para novas investigações.

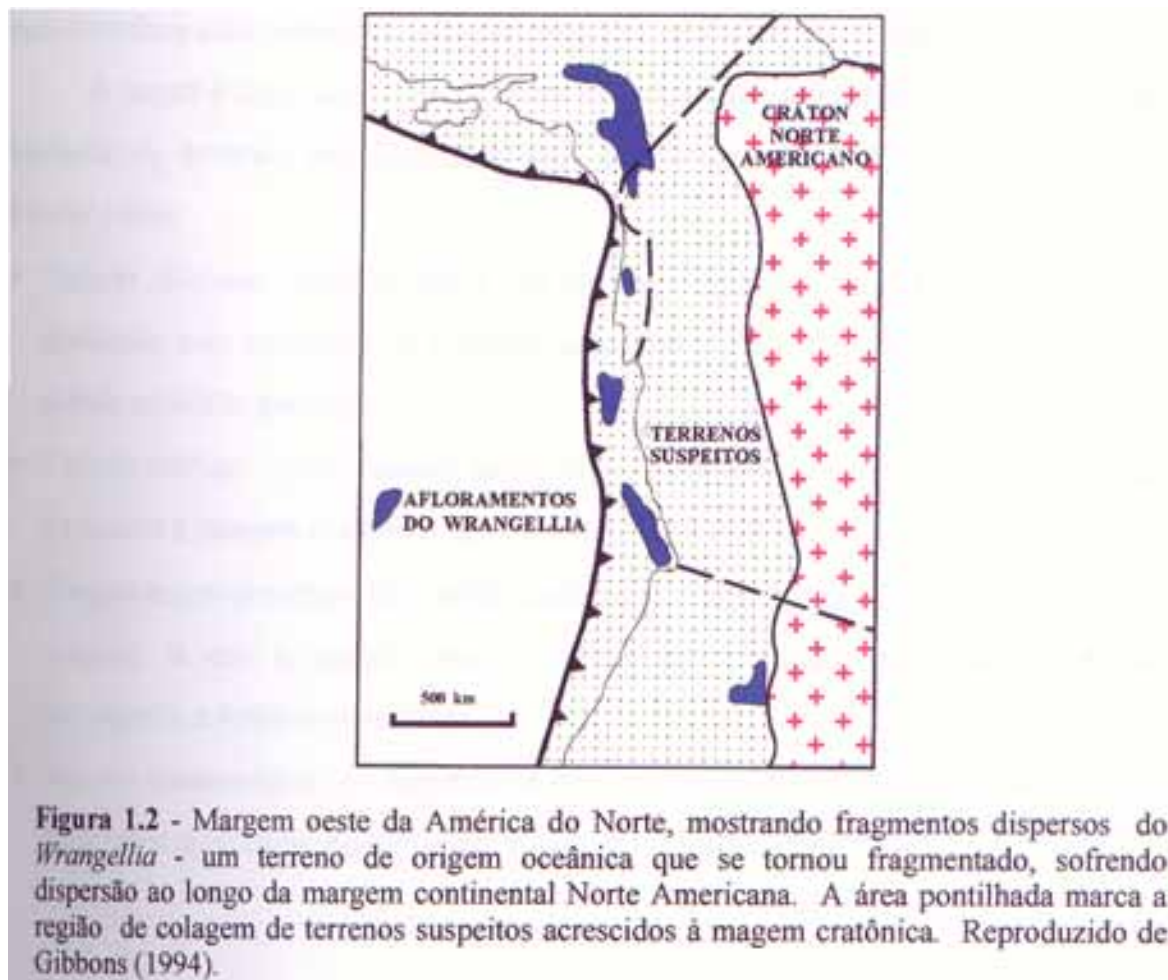
1.3 - O conceito de análise de terrenos

Os modelos iniciais da Tectônica de Placas muito contribuíram para a evolução do conhecimento das faixas orogênicas, como, por exemplo, o clássico trabalho de Dewey (1969). Entretanto, muitos pesquisadores encontraram dificuldades para aplicar a teoria da Tectônica de Placas para compreender a história geológica de certas regiões, tais como a margem pacífica da América do Norte e a porção leste do Mediterrâneo (Grécia e Turquia). Tais dificuldades conduziram a métodos mais pragmáticos de interpretação, cujo primeiro passo seria a identificação de faixas geologicamente distintas, exibindo contrastes de estratigrafia e estrutura.

Trabalhando no norte da Califórnia, Irwin (1972) percebeu a necessidade de se interpretar a geologia daquela região como faixas distintas, denominadas “terrenos”. Este termo foi difundido com a identificação de casos similares em toda a margem oeste da América do Norte. Irwin (1972) definiu o termo **terreno** como “uma associação de características geológicas, tais como formações estratigráficas, rochas intrusivas,

depósitos minerais e história tectônica, no todo ou em parte emprestando um caráter distintivo para um conjunto de litotipos particular, que difere daquele de um terreno adjacente”.

A aquisição de dados paleobiológicos e paleomagnéticos, somados à observação da onipresença de falhas transcorrentes em toda a costa oeste norte-americana, aperfeiçoou o conceito de Irwin introduzindo um traço que seria o mais característico na definição de um terreno: sua delimitação por falhas, com a implicação de grandes deslocamentos envolvidos. Um caso convincente que se tornou clássico é o do terreno denominado Wrangellia. Estudos geofísicos, litoestratigráficos e paleontológicos independentes mostraram que esta unidade originou-se no Oceano Pacífico, moveu-se para leste até ser acrescido à placa norte-americana e, posteriormente, foi dispersado por falhamentos transcorrentes ao longo da margem continental (Fig. 1.2).



Em toda a costa oeste norte-americana, na região conhecida como *Western Cordillera*, foram reconhecidas várias unidades tectonoestratigráficas limitadas por falhas. Entretanto, em muitos casos não havia evidências suficientes para confirmar a suspeita do envolvimento de grandes deslocamentos. Tais unidades ficaram conhecidas como **terrenos suspeitos**.

Com a rápida divulgação do conceito de terrenos suspeitos no âmbito internacional, várias áreas do globo foram reconhecidas como tais, como, por exemplo, a região dos Montes Apalaches, do Caledoniano, dos Andes, etc., e uma vasta nomenclatura se originou na tentativa de enquadrar os diferentes casos.

O conceito atual mais simples e mais utilizado de terrenos suspeitos, é dado por Coney *et al.* (1980) e McWilliam & Howell (1982): “entidades geológicas limitadas por falhas de extensão regional, caracterizadas por uma história geológica que difere daquelas de terrenos adjacentes”. O termo “terreno”, usado sozinho, sem referência ao conceito de terreno suspeito, refere-se simplesmente a uma área que possui uma geologia distinta, na qual prevalece uma determinada rocha ou grupo de rochas particular.

A seguir é feita uma transcrição da definição dos principais termos relacionados à tectônica de terrenos suspeitos (retiradas de Howell 1995, Gibbons 1994 e Vine & Kearey 1996):

- Terreno alóctone: corresponde a um pacote de rochas limitado por falhas, que foi deslocado com respeito aos terrenos adjacentes e em relação aos quais mostra um grande contraste geológico;
- Terreno exótico: termo restrito aos terrenos alóctones que possuem uma geologia que é estranha à margem cratônica, contra a qual eles estão agora crescidos;
- Terreno tectonoestratigráfico: empregado por vários autores como sinônimo de terreno suspeito, já que a grande maioria destes são definidos primariamente pela sua estratigrafia e história estrutural;
- Terreno transcorrente: corresponde a um terreno alóctone que foi justaposto a áreas adjacentes predominantemente por falhamentos transcorrentes;
- Superterreno: termo usado para descrever uma unidade que contém mais de um terreno. É empregado de forma análoga ao uso dos termos litoestratigráficos de grupo e supergrupo;

- **Acréscimo:** representa o processo pelo qual um terreno se agrega a uma margem continental;
- **Amalgamação:** refere-se à junção, por falhamento, de um terreno contra outro. O cenário atual do arquipélago das Filipinas é um exemplo de amalgamação de terrenos;
- **Terreno composto:** compreende dois ou mais terrenos que se amalgamaram para formar um superterreno, antes de sua acreção à margem continental;
- **Dispersão:** ocorre quando terrenos previamente acrescidos são seccionados por falhas em domínios menores, e dispersados ao longo da margem continental;
- **Terrenos fragmentados (*disrupted*):** descreve terrenos originalmente unificados, com estratigrafia correlacionada, mas que sofreram dispersão;
- **Terrenos metamórficos:** caracterizados por um metamorfismo pervasivo que obliterou e destruiu a estratigrafia original.

Com base nas características das rochas de seu substrato, um terreno pode ser descrito como proveniente de uma das seguintes categorias básicas:

- **Fragmentos de continente:** sua estratigrafia é dominada por rochas antigas e sedimentos que refletem múltiplos ciclos de deposição;
- **Fragmentos de margem continental:** possuem camadas de rochas marinhas clásticas, rasas a profundas, típicas de fácies de leques submarinos;
- **Fragmentos de arcos vulcânicos:** predominam rochas vulcânicas e raízes plutônicas de arcos;
- **Fragmentos de bacias oceânicas:** seqüências de rochas máficas e ultramáficas típicas de crosta oceânica cobertas por depósitos de sedimentos marinhos profundos.

A seqüência cronológica da acreção de terrenos pode ser determinada a partir de eventos geológicos que pós-datam a acreção e ocorrem em terrenos vizinhos. A figura 1.3 ilustra os principais tipos desses eventos, que são:

- (a) a deposição de sedimentos através do limite de terrenos (*overlap sequences*);
- (b) mudanças na composição de clastos, que passam a derivar de um terreno adjacente com litoestratigrafia exótica (*provenancial linkage*);
- (c) plútons que intrudem simultaneamente dois terrenos justapostos (*stitching plutons*); e
- (d) metamorfismo presente em ambos os lados de uma zona de sutura (*welding metamorphism*).

É necessário, portanto, que se obtenha uma gama de dados estratigráficos, petrológicos, geofísicos, geoquímicos e estruturais, para que se possa identificar as relações existentes entre os diferentes terrenos.

Áreas de terrenos suspeitos são reconhecidas atualmente em quase todo o globo. Embora a tectônica de terrenos suspeitos tenha sido proposta para regiões de idade mesozóica a cenozóica, o mecanismo de tectônica de placas tem funcionado desde tempos precambrianos, o que leva a concluir pela existência de muitos terrenos dessa idade. Entretanto, o reconhecimento de terrenos suspeitos em regiões precambrianas torna-se mais complexo em função de razões que serão discutidas mais adiante.

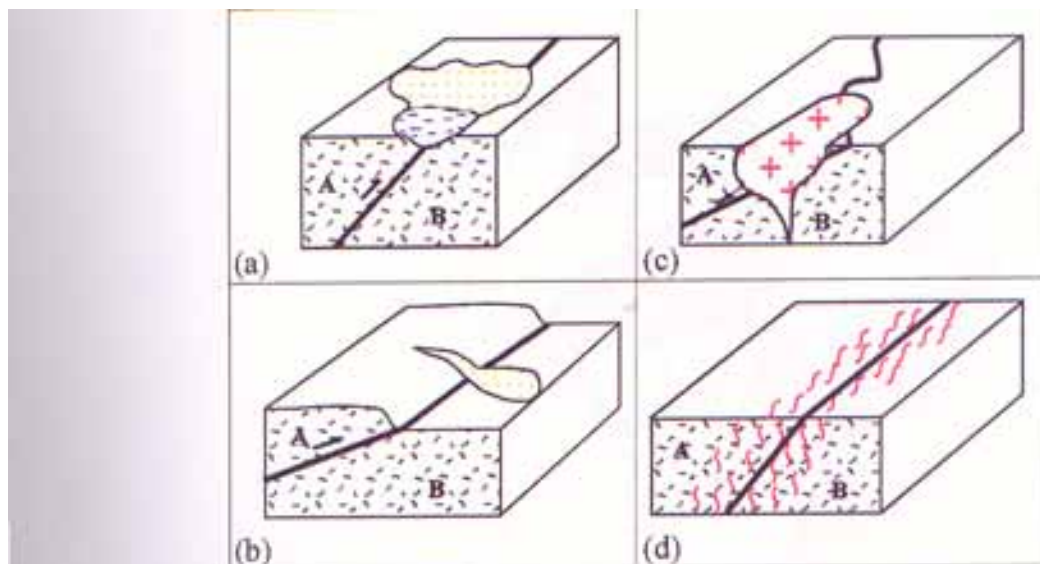


Figura 1.3 - Esquema mostrando as relações geológicas que ajudam a estabelecer o tempo em que houve acreção ou amalgamação de terrenos. (a) deposição de sedimentos através do limite de terrenos (*overlap sequence*); (b) deposição de clastos derivados de um terreno adjacente com litoestratigrafia exótica (*provenancial linkage*); (c) atividade plutônica atingindo simultaneamente terrenos justapostos (*stitching plutons*); (d) metamorfismo atingindo ambos os lados da zona de sutura (*welding metamorphism*). Parcialmente reproduzido de Howell (1995).

1.4 - A Província Borborema sob a ótica da análise de terrenos

A Província Borborema corresponde à região definida por Almeida *et al.* (1977), situada no Nordeste do Brasil, que se limita a sul com o Cráton do São Francisco e a oeste com a Bacia do Parnaíba. Sobre a margem continental (leste e equatorial) estão presentes sedimentos fanerozóicos das Bacias Costeiras do Nordeste, que ocorrem também em bacias interiores (Fig. 1.4).

Atualmente, a Província Borborema vem sendo entendida como uma complexa faixa colisional, originada pela convergência de placas, incluindo a do São Francisco e a do Oeste da África. Destarte, a evolução da província pode abrigar um histórico de amalgamação de micropalacas e terrenos, consolidada ao final do evento Brasiliano, e a extensa rede de cisalhamentos é prova da grande mobilidade à qual a mesma foi submetida. Sob essa ótica, pode-se considerar uma evolução bem mais dinâmica da província, incluindo a possibilidade de descontinuidades entre seus domínios.

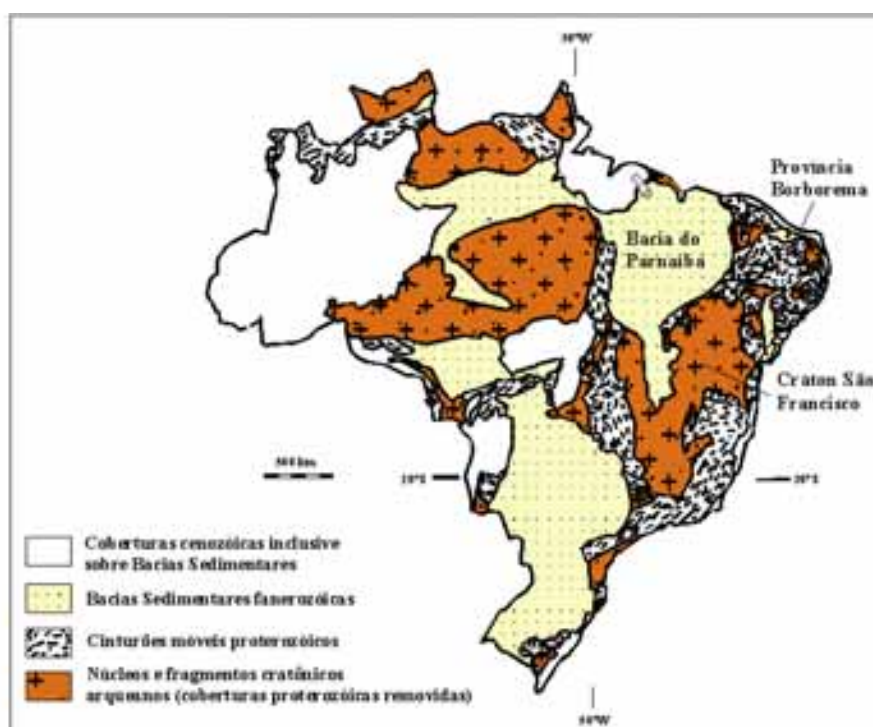


Figura 1.4 - Esboço tectono-geológico do Brasil, mostrando a localização da Província Borborema em relação às províncias adjacentes (Bacia do Parnaíba e Cráton São Francisco). Reproduzido de Delgado & Pedreira (1995).

A subdivisão da província em setores ou domínios com base em sua evolução tectônica e estratigráfica já foi proposta por vários autores (Brito Neves 1975, 1978, 1983, Santos & Brito Neves 1984, Caby *et al.* 1991, etc.). Genericamente, esses trabalhos reconhecem faixas de metassedimentos proterozóicos alternadas com áreas dominadas por complexos gnáissico-migmatíticos paleoproterozóicos a arqueanos. O primeiro trabalho a mencionar especificamente o conceito de terreno na Província Borborema, data do começo da década, e foi publicado por Jardim de Sá *et al.* (1992). Nesse trabalho os autores apontam a existência de blocos alóctones nas Faixas Riacho do Pontal e Sergipana, e chamam a atenção para a importância de possíveis acreções transcorrentes/transformantes brasileiras na Província Borborema.

Jardim de Sá (1994), baseado em trabalhos anteriores, subdividiu a Província Borborema em sete domínios estruturais, conforme mostra a figura 1.5. Trabalhos mais recentes a subdividem ainda mais, propondo modelos preliminares para um mosaico de terrenos suspeitos que devem compor a província.

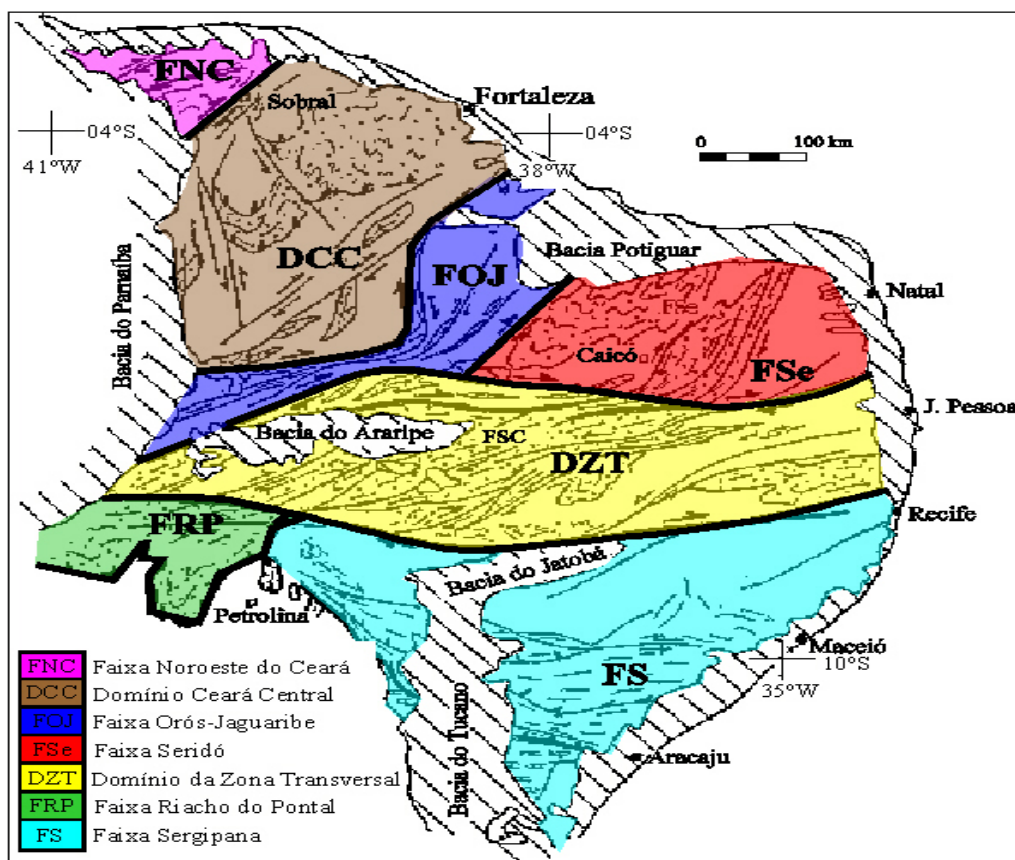


Figura 1.5 - Divisão da Província Borborema em domínios estruturais, segundo Jardim de Sá (1994).

Santos (1996) propõe a divisão da província em vinte terrenos, incluindo alguns de afinidade oceânica e fragmentos antigos (Fig. 1.6a). Este autor ressalta que os terrenos propostos para a região a norte do lineamento Patos, que envolvem crosta arqueana ou paleoproterozóica e a ocorrência de faixas supracrustais meso a neoproterozóicas, mostram uma evolução bem mais complexa que aqueles ao sul dessa estrutura.

Ferreira *et al.* (1997) também propuseram uma subdivisão da Província Borborema em terrenos tectono-estratigráficos (Fig. 1.6b). Tais autores discutiram os dados petrológicos e isotópicos de plútons neoproterozóicos, na tentativa de subsidiar a distinção entre diferentes terrenos. Esses autores ressaltam que os dados isotópicos Sm-Nd tiveram um papel bem mais importante que os dados petrológicos dos plútons.

A maior dificuldade no reconhecimento de terrenos alóctones em regiões precambrianas provém do fato de que essas áreas geralmente apresentam uma evolução policíclica, com a superposição de vários eventos orogênicos que destroem ou mascaram as relações estratigráficas originais. O nível de erosão em tais áreas quase sempre encontra-se bastante avançado, o que dificulta a preservação de eventuais fatias ofiolíticas e/ou melanges, feições importantes na caracterização de terrenos alóctones.

Apesar de mais complexa, a análise de terrenos precambrianos, como é o caso da Província Borborema, pode ser viabilizada pelo emprego integrado de ferramentas como a geocronologia, geofísica e geoquímica que, adicionais ao conhecimento geológico, fornecem subsídios importantes à interpretação da história evolutiva de tais terrenos.

O capítulo seguinte apresenta a geologia regional das faixas da Província Borborema situadas na área estudada (porção setentrional), fornecendo a base geológica para uma posterior discussão sobre prováveis limites de terrenos nessa região.

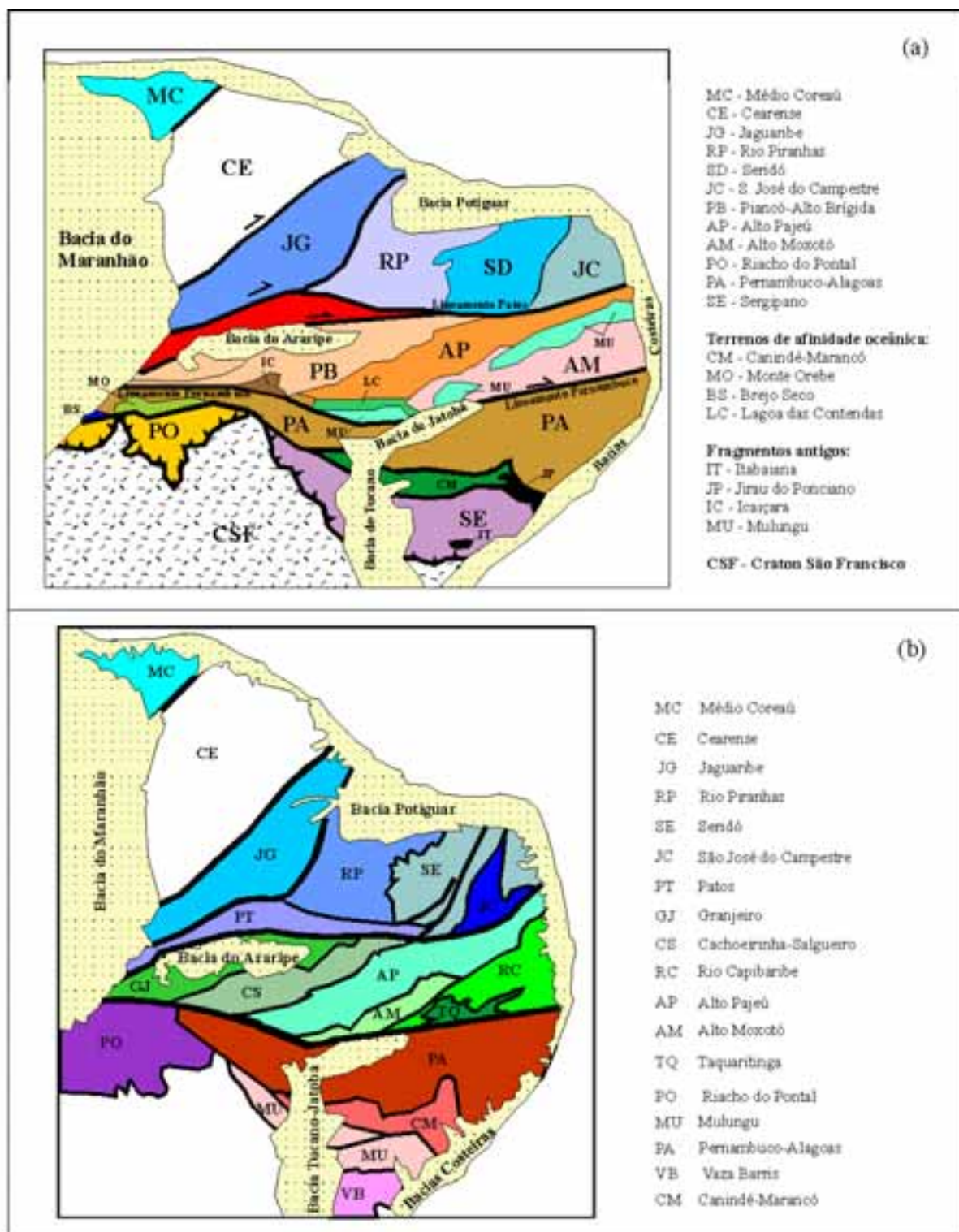


Figura 1.6 - Propostas de divisão da Província Borborema em terrenos. (a) Terrenos tectono-estratigráficos definidos por Santos (1996); (b) terrenos tectono-estratigráficos segundo Ferreira *et al.* (1997).

CAPÍTULO 2 - PANORAMA GEOLÓGICO ATUAL DA ÁREA

2.1 - Introdução

Numa visão clássica, a região da Província Borborema (PB) situada a norte do lineamento Patos é litologicamente dominada por complexos migmatíticos paleoproterozóicos ou mais antigos, que servem de embasamento a unidades supracrustais de idade paleo, meso e/ou neoproterozóica. Corpos granitóides brasileiros ocorrem de forma generalizada, intrudindo as unidades anteriores e servindo como marcadores cinemáticos da deformação que consolidou a arquitetura regional. Desde sua definição por Almeida *et al.* (1977), a Província Borborema tem se tornada conhecida como palco de intensa atuação do Ciclo Brasileiro, último evento orogênico importante que a afetou. Tal evento deu origem a um volumoso plutonismo granitóide e a extensas zonas de cisalhamento transcorrentes de expressivo rejeito, que estão orientadas preferencialmente segundo direções NNE a NE na porção setentrional da província (Fig. 2.1).

Atualmente, maior atenção tem sido dada à questão da mobilidade/aloclonia dos blocos internos que compõem a província. As grandes zonas de cisalhamento atestam essa mobilidade e são peças fundamentais na investigação de tais conceitos. O avanço no acervo de dados geocronológicos tem possibilitado, por exemplo, o reconhecimento de núcleos arqueanos dentro de complexos de embasamento, antes considerados como unidades estratigráficas indivisas (Dantas *et al.* 1995, por exemplo).

Como mencionado no capítulo anterior, não será abordado o estudo das faixas situadas a sul do lineamento Patos, visto que os dados geofísicos abrangem apenas as faixas a norte dessa estrutura, na porção setentrional da Província Borborema.

Com o objetivo de apresentar um panorama geológico da área, foi escolhida, dentre as várias propostas de subdivisão desta província em domínios (individualizados por suas feições tectônicas e estratigráficas), aquela proposta por Jardim de Sá (1994).

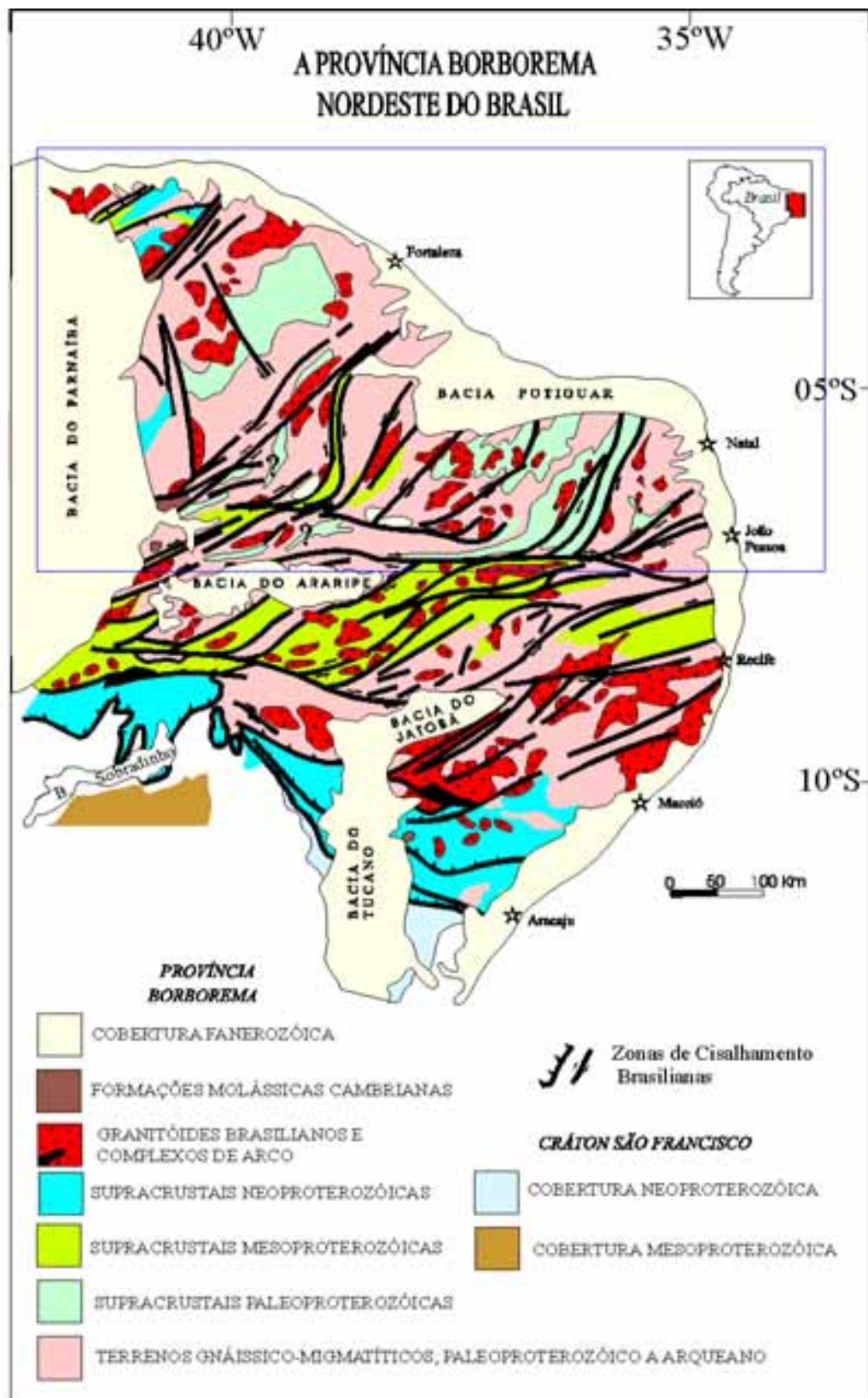


Figura 2.1 - Mapa geológico simplificado da Província Borborema, com ênfase no plutonismo brasileiro e nas zonas de cisalhamento. O retângulo em azul delimita a porção setentrional da província, alvo do presente trabalho. Reproduzido de Jardim de Sá (1994).

Esta subdivisão reconhece, a norte do lineamento Patos, as Faixas Noroeste do Ceará (FNC), Domínio Ceará Central (DCC), Faixa Orós-Jaguaribe (FOJ) e Faixa Seridó (FSe) (Fig. 1.5). Como divisores dessas subprovíncias, ocorrem importantes zonas de cisalhamento que se destacam pelas suas grandes extensões e rejeitos direcionais envolvidos. Todas essas faixas estão parcialmente cobertas por sedimentos fanerozóicos, em sua maioria relacionados às bacias da margem continental.

Neste capítulo são resumidos os aspectos principais da geologia destes domínios, ressaltando-se as particularidades de cada um. As diferenças geológicas marcantes entre as faixas são pontos-chaves na questão da definição de limites de terrenos tectono-estratigráficos. Na busca por indícios geológicos que apontem para a existência de tais limites, devem ser consideradas feições incompatíveis ou contrastantes entre os blocos em contato, considerando-se o arranjo stratigráfico, fases e cinemática da deformação, regime metamórfico, petrologia de rochas ígneas, etc. A existência de tais contrastes implica na ocorrência de grandes deslocamentos entre os blocos, mas não necessariamente na existência de suturas. Estas só se caracterizam se, somado a alguns desses contrastes, forem detectados cisalhamentos adjacentes a seqüências de arco magmático ou associados a corpos ofiolíticos, granulitos de alta pressão e/ou eclogitos. Desta forma, ficaria comprovado um quadro de convergência entre antigas microplacas, que teria culminado com a colisão e o suturamento de terrenos.

2.2 - A Faixa Noroeste do Ceará (FNC)

Localizada no extremo NW da Província Borborema e a SW do Cráton de São Luís, a FNC apresenta-se intensamente deformada por zonas de cisalhamento transcorrentes de *trend* NE e idade brasileira, que dificultam a reconstituição da estratigrafia original, colocando a maioria das unidades em contatos alóctones entre si. As subdivisões de seu arcabouço tomam como delimitação essas zonas (vide Abreu *et al.* 1988). Do lado ocidental, a FNC é limitada pela Bacia do Parnaíba e, a leste, é separada do DCC pela zona de cisalhamento de Sobral-Pedro II (ZCSPII), um importante trecho exposto de uma megazona milonítica que se estende para NE na África Ocidental (lá denominada de “falha de *Kandi*”) e para SW até a região central do Brasil (o “lineamento

transbrasiliano”).

A estratigrafia da FNC é composta por um complexo gnáissico-migmatítico (que inclui rochas metaplutônicas e paraderivadas, em fácies anfibolito a granulito), supracrustais dos grupos Martinópolis, São Joaquim e Ubajara, granitos brasileiros (tipo Mocambo) e o Grupo Jaibaras (molassas vulcanossedimentares brasileiras), além de coberturas paleozóicas relacionadas à Bacia do Parnaíba e depósitos meso-cenozóicos da faixa costeira (Fig. 2.2).

O aporte de dados geocronológicos para os complexos gnáissicos da FNC (Abreu & Lafon 1991, Gaudette *et al.* 1993, Santos *et al.* 1998) permite atribuir, para o substrato dessa unidade, idade paleoproterozóica, parecendo remota a possibilidade de um embasamento arqueano. Esses complexos englobam diversos tipos de gnaisses e migmatitos, com metamorfismo do fácies anfibolito a granulito, compondo uma típica associação de gnaisses cinza com afinidade TTG (tonalito-trondhjemitó-granodiorito) (Santos *et al.* 1998).

O Grupo São Joaquim, inicialmente considerado por alguns autores como sendo uma formação do Grupo Martinópolis, é constituído principalmente por quartzitos e, subordinadamente, micaxistos, paragnaisses, mármore e metavulcânicas (Pedreira & Torquato 1991). O Grupo Martinópolis é composto por micaxistos, filitos, metarenitos, quartzitos e intercalações de metavulcânicas e metacarbonatos. Ambos esses grupos apresentam deformação polifásica e metamorfismo variando do fácies xisto verde ao fácies anfibolito.

O Grupo Ubajara compreende uma unidade mais jovem em relação às unidades supracitadas. Apresenta grau metamórfico xisto verde baixo a médio e deformação de baixo *strain* com boa preservação de estruturas primárias. Engloba, como protólitos, rochas siliciclásticas e carbonáticas, com clastos imaturos no topo. Alguns autores interpretam essa unidade como uma molassa precoce (Caby *et al.* 1991), enquanto outros (Hackspacher *et al.* 1988, por exemplo) descreveram um padrão deformacional mais complexo, com sedimentação desde pré a sin-orogênica, em relação ao Ciclo Brasileiro. Os corpos graníticos que intrudem esse grupo (Mocambo e Meruoca) são considerados pós-tectônicos e fornecem a idade mínima para a deposição do mesmo: cerca de 532 Ma (Santos *et al.* 1998).

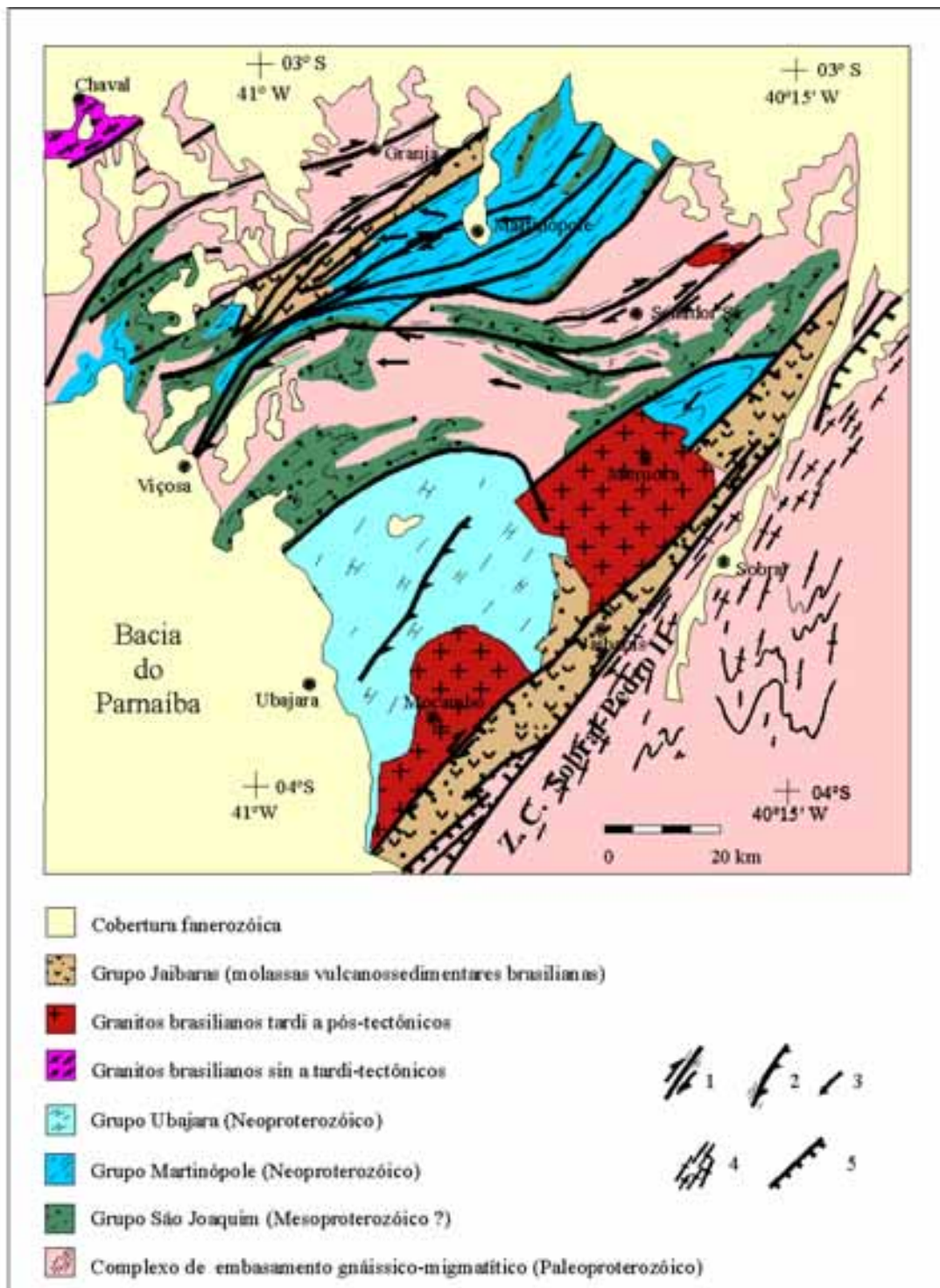


Figura 2.2 - Arcabouço tectono-estratigráfico da Faixa Noroeste do Ceará (FNC). Legenda: 1, Zonas transcorrentes brasileiras; 2, empurrões; 3, cinemática tangencial (brasileiana?); 4, foliação relacionada ao lineamento Sobral-Pedro II (ZCSP II); 5, falhas extensionais. Reproduzido de Jardim de Sá (1994).

O Grupo Jaibaras representa uma seqüência de sedimentos molássicos relacionados ao Ciclo Brasileiro, depositados sobre um embasamento previamente moldado por estruturas transcorrentes e tangenciais. Compreende sedimentos continentais e vulcânicas toleíticas e alcalinas, localizados em um *graben* maior e paralelo à Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II, que exerceu forte controle no processo de deposição. Tais sedimentos são claramente posteriores aos milonitos transcorrentes do citado cisalhamento (Jardim de Sá 1994). Subordinadamente, estes sedimentos ocorrem também em *graben* situado mais a NW, entre os municípios de Granja e Martinópolis.

Conforme colocado por Abreu *et al.* (1988), no domínio da FNC existem dois conjuntos lito-estruturais precambrianos que podem ser claramente separados: o primeiro, com evolução mais antiga e complexa, e envolvendo terrenos metamórficos de alto a médio grau, engloba os complexos infracrustais gnáissico-migmatíticos e supracrustais dos Grupos Martinópolis e São Joaquim. Estes são visualizados num contexto de rampa lateral com transporte de massa para SW, gerando desmembramentos e aloctonia entre as unidades, incluindo o alçamento de rochas de alto grau a níveis mais rasos na crosta. O segundo conjunto, composto pelos Grupos Ubajara, Jaibaras e granitos intrusivos (tipo Meruoca e Mocambo), de deformação mais simples, pode ser entendido num contexto de tectônica transcorrente que propiciou a origem de bacias e batólitos, alojados sob um regime transtensional.

A escassez de dados geocronológicos, principalmente nas unidades supracrustais, deixa muitas questões pendentes no que diz respeito às relações entre as unidades da FNC e suas idades (deposição e deformação). Jardim de Sá (1994) resume as diferenças entre os principais modelos tectono-estratigráficos propostos na literatura para a FNC, citando os principais argumentos de cada um:

a) Abreu *et al.* (1988,1989) atribuem a deformação, tanto dos gnáisses e migmatitos como dos metassedimentos dos Grupos São Joaquim e Martinópolis, ao Ciclo Transamazônico. Para isso, baseiam-se em datações obtidas em granulitos por Gaudette *et al.* (1993) e Abreu & Lafon (1991). Apenas o Grupo Ubajara seria de idade neoproterozóica;

b) Caby (1989) e Caby *et al.* (1991) consideram, tanto os conjuntos de alto como os de baixo grau metamórfico, como unidades deformadas apenas pelo Ciclo Brasileiro. As

diferenças seriam explicadas em termos de nível crustal e posicionamento alóctone das unidades. O Grupo Ubajara seria uma unidade paraúctone e/ou estaria em nível mais raso que as demais unidades (Jardim de Sá 1984);

c) Outros autores, como Hackspacher *et al.* (1988), Oliveira *et al.* (1988) e Santos & Hackspacher (1992), interpretam as diferenças no estilo deformacional reconhecidas entre algumas unidades lito-estratigráficas (Grupo São Joaquim, Matrinópolis, Ubajara e complexos gnáissicos) como evidência de discordâncias entre elas.

A respeito da existência de importantes feições estruturais que possam ser apontadas como zonas de sutura na FNC, dados da literatura chamam atenção para a zona de cisalhamento Sobral-Pedro II (ZCSPII). Abreu & Gorayeb (1996) descreveram duas faixas granulíticas nos gnaisses do embasamento, situadas em lados opostos da ZCSPII, que apresentam entre si diferenças de idade em torno de 200 Ma. A faixa granulítica de Granja, situada a NW daquele cisalhamento, apresenta idade entre 1,9-2,0 Ga, enquanto que para a faixa granulítica de Cariré, situada a SE da ZCSPII, foram obtidos valores de idade entre 2,2-2,3 Ga (Gaudette *et al.* 1993, Abreu *et al.* 1994), ambas pelo método Pb/Pb em zircão por evaporação. Abreu & Gorayeb (1996) interpretam a FNC como o resultado de um processo de subducção intracontinental envolvendo blocos de idades distintas que se articulariam ao longo da ZCSPII (o Bloco de Granja a NW, e Santa Quitéria a SE). Segundo o modelo proposto, a ZCSPII corresponderia a uma importante frente de imbricação de lascas da crosta continental, também responsável pelo alçamento de porções mais densas da crosta inferior. As anomalias gravimétricas positivas analisadas por Beltrão (1989) corroboram tal modelo, e atribuem à ZCSPII mais um indício de que a mesma pode abrigar uma história de sutura de terrenos alóctones, como já observado por Castro *et al.* (1997a). Além disso, dados isotópicos obtidos por Fetter *et al.* (1997), sugestivos de um arco magmático a SE da ZCSPII, apoiam a hipótese de que a FNC e o DCC sejam terrenos tectono-estratigráficos justapostos por uma colisão brasileira.

2.3 - O Domínio Ceará Central (DCC)

Este domínio é limitado pela ZCSPII e a Bacia do Parnaíba a oeste, pela zona de cisalhamento de Aiuaba (pertencente à Faixa Orós) a sul e pela zona de cisalhamento

Orós a leste (Fig. 2.3). Arthaud *et al.* (1998) consideram a zona de cisalhamento Tauá como parte do limite oeste do DCC. Geologicamente, o DCC ainda é pouco estudado em relação a outras faixas vizinhas, deixando em aberto problemas referentes a sua história evolutiva. Por exemplo, próximo às regiões de Mombaça e Pedra Branca, ortognaisses do conjunto considerado de idade arqueana intrudem litotipos atribuídos à faixa de metassedimentos proterozóicos, conforme apontado por Jardim de Sá (1994).

O DCC apresenta-se recortado por transcorrências brasileiras com *trends* NE e NW. Os cisalhamentos NE são dextrais, enquanto que os de *trend* NW são sinistrais, conforme comprovado por vários autores (Arthaud *et al.* 1988, Neves 1991, por exemplo). As estruturas do DCC, como na PB em geral, delineiam um mosaico de blocos irregulares, alguns de contornos sigmoidais, representando megaduplexes transpressivos. Os limites desses blocos geralmente correspondem a zonas de cisalhamentos transcorrentes ou oblíquas, que colocam no mesmo nível de erosão blocos de diferentes níveis crustais.

Durante a fase final e após o Ciclo Brasileiro, surgiram granitos circulares ou intrusivos em sítios transtracionais, todos alcalinos, bem como enxames de diques básicos, microgranitos e riolitos alcalinos preenchendo juntas de extensão/áreas de transtração (Jardim de Sá 1994). Segundo Gorayeb *et al.* (1993), os granitos da porção oeste do Ceará mostram feições de corpos anorogênicos de ambiente intraplaca, típicos de regime distensivo, alojados em níveis crustais rasos. Tais autores sugerem que a geração deste magmatismo foi diretamente influenciada pelo sistema transtrativo Ubajara-Jaibaras. Na extremidade SW da zona de cisalhamento Senador Pompeu (ZCSP), o *graben* de Cococi, preenchido por sedimentos molássicos, demarca a terminação transtrativa daquele cisalhamento.

Embora a história geológica pré-brasileira do DCC careça de mais estudos, sobretudo geocronológicos, pode-se distinguir, litologicamente, dois grandes conjuntos que estão bem definidos nos mapeamentos regionais de Gomes *et al.* (1981), Cavalcanti & Ferreira (1983) e Vasconcelos *et al.* (1993): uma seqüência de rochas gnáissico-migmatíticas, essencialmente ortoderivadas, de evolução policíclica; e seqüências de rochas metassedimentares (as seqüências de Independência, Quixeramobim, Canindé, Cariré, etc.), que incluem paragnaisses, micaxistos, quartzitos aluminosos, mármore e

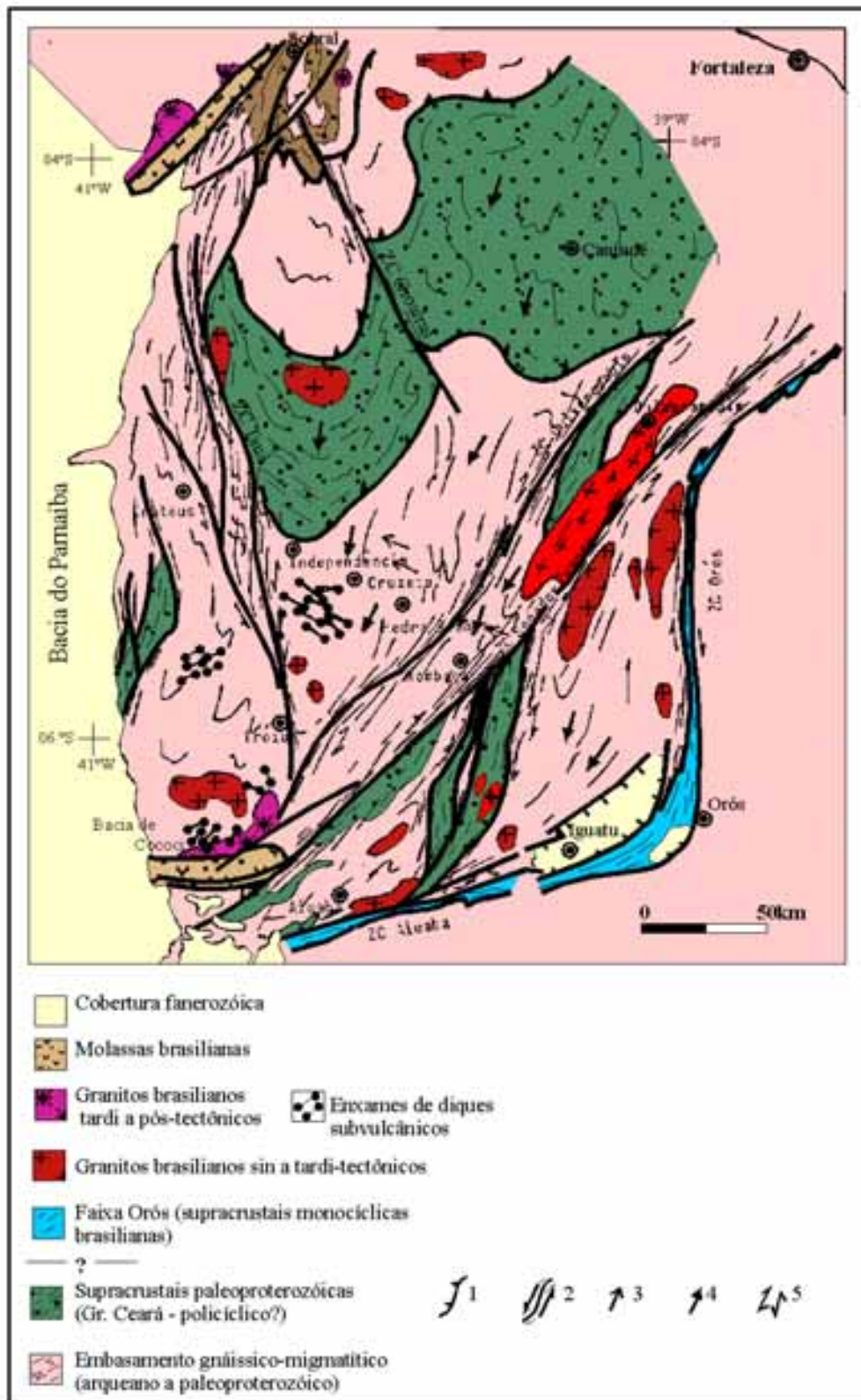


Figura 2.3 - Arcabouço tectono-estratigráfico do Domínio Ceará Central (DCC). Legenda: 1, empurrões e nappes; 2, zonas transcorrentes; 3, cinemática tangencial pré-brasiliana; 4, idem, brasileira; 5, cinemática transcorrente brasileira. Reproduzido de Jardim de Sá (1994).

calciossilicáticas. Estas seqüências compõem o denominado Grupo Ceará, considerado de idade meso a paleoproterozóica, afetados por deformação monocíclica brasileira (Caby *et al.* 1991, por exemplo), ou mesmo policíclica transamazônica e brasileira (Jardim de Sá 1994). Arthaud *et al.* (1998) propõem uma redefinição desse Grupo, que passaria a englobar apenas as seqüências metassedimentares que apresentam grande homogeneidade em sua constituição original e evolução tectono-termal. A seqüência de rochas gnáissico-migmatíticas tem composição essencialmente tonalito-granodiorítica e provável idade arqueana a paleoproterozóica. Pessoa *et al.* (1986) obtiveram para esses gnaisses idade Rb-Sr ca. $2,6 \pm 0,1$ Ga.

O estilo tectônico predominante no Ceará Central, já descrito nos trabalhos regionais supracitados, caracteriza-se por uma forte tectônica tangencial, *nappes* e empurrões, acompanhada de metamorfismo de pressões médias em fácies anfibolito, comumente atingindo a anatexia e, localmente, o fácies granulito. Na parte norte do DCC os *nappes* mostram indicações de movimento para oeste e, na parte central, para sul (Caby *et al.* 1991, Jardim de Sá 1994). Alguns autores propuseram que as transcorrências brasileiras corresponderiam a zonas de rampa lateral dos *nappes*, já que em vários locais as lineações de estiramento são coincidentes (Caby *et al.* 1991). Entretanto, há autores (Gomes & Vasconcelos 1993, por exemplo) que atribuem ao Transamazônico a instalação de um regime convergente, com a formação de cinturões colisionais e zonas miloníticas de baixo ângulo. Ainda não existem dados geocronológicos que atestem a idade brasileira dos *nappes* com transporte para sul.

2.4 - A Faixa Orós-Jaguaribe (FOJ)

Esta faixa limita-se, a oeste, com o DCC através das zonas de cisalhamento Aiuaba e Orós, a sudoeste com a Bacia do Parnaíba e, a sul, com o Domínio da Zona Transversal (DZT), através da zona de cisalhamento Patos. Alguns autores adotam para o limite sul as zonas de cisalhamento Farias Brito e Tatajuba, que individualizam o chamado terreno Granjeiro (Gomes *et al.* 1998). A leste, pode-se adotar como limite a zona de cisalhamento Portalegre, proposta por Jardim de Sá (1994) como limite oeste da Faixa Seridó, o que corrobora a idéia desse e de outros autores de incluir, no âmbito da

FOJ, as supracrustais aflorantes no extremo oeste do Rio Grande do Norte (Grupo Serra de São José). Cavalcante *et al.* (1998) consideram como pertencentes a FOJ todas as metasupracrustais delimitadas pelas zonas de cisalhamento de Portalegre, a leste, e Senador Pompeu, a oeste.

A FOJ é constituída por seqüências metassedimentares, rochas intrusivas e rochas gnáissicas dispostas em faixas contínuas de direção NNE que, próximo às cidades de Icó e Iguatu, assumem direção ENE (virgação de Icó), ajustando-se ao lineamento Patos. Isto fornece ao cinturão Orós-Jaguaribe um formato sigmoidal (Fig. 2.4).

A Faixa Orós tem sido mais estudada que a Faixa Jaguaribe e os terrenos de embasamento que as ladeiam. Isto dificulta a visão de conjunto, obscurecendo o fato de que tais domínios pertencem a uma unidade geotectônica maior, hoje já entendida como o Sistema ou Faixa Orós-Jaguaribe (FOJ), conforme interpretam Parente & Arthaud (1995). Esses autores, numa visão simplificada, resumem o arcabouço litoestratigráfico dessa faixa (ilustrada na Fig. 2.5) como sendo constituído por:

- A Faixa Orós: composta por metassedimentos, metavulcânicas e metaplutônicas;
- Um embasamento interno: subdividido nos Blocos Jaguaretama (parte norte) e São Nicolau (parte sul), separados pelo estreitamento do cinturão próximo à virgação de Icó (Fig. 2.4); o complexo gnáissico situado a oeste da zona de cisalhamento Orós não é englobado nessa unidade;
- A Faixa Jaguaribe: composta, essencialmente, por uma associação vulcano-plutônica e, subordinadamente, por metassedimentos.

Os metassedimentos da Faixa Orós são principalmente pelíticos, formados por xistos aluminosos com intercalações de quartzitos, mármore e calciossilicáticas. Com base na geoquímica de elementos maiores, Sá (1991) separou os xistos em pelitos maduros aluminosos e feldspáticos (metagrauvas). Diferentes interpretações para a origem dessas rochas são dadas. De acordo com Jardim de Sá (1994), as grauvas correspondem a turbiditos proximais e os aluminosos ao fácies distal, intercalado com quartzitos de águas rasas. Por outro lado, para Caby (1989), as grauvas seriam o *flysch* brasileiro e os pelitos aluminosos (intercalados com os quartzitos) seriam sedimentos plataformais meso-proterozóicos. Os principais acidentes topográficos são formados pelas intercalações de quartzitos, que mostram composição variável e são mais

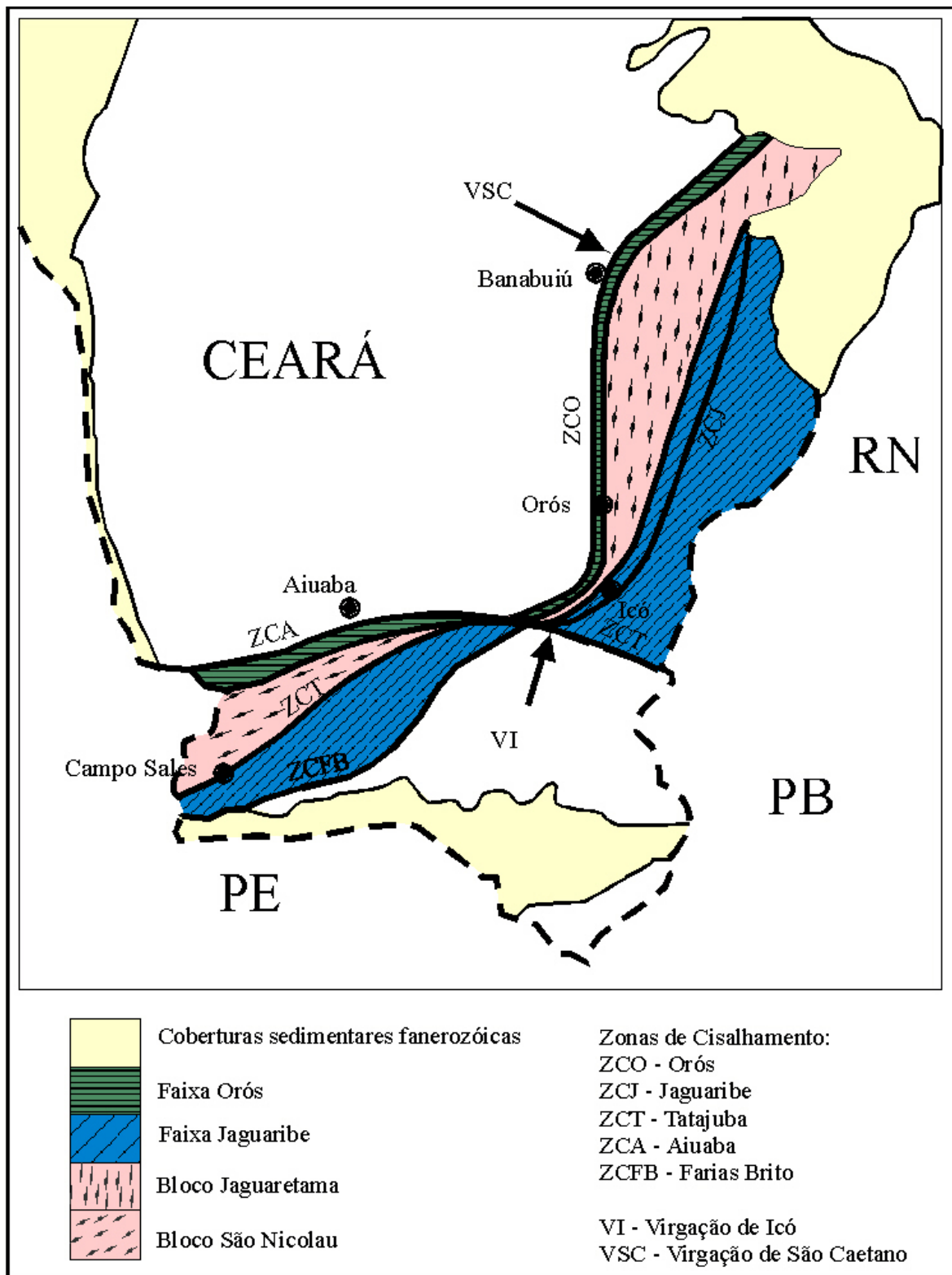


Figura 2.4 - Principais unidades da arquitetura regional do sistema Orós-Jaguaribe, que apresenta formato sigmoidal (reproduzido de Parente & Arthaud, 1995).

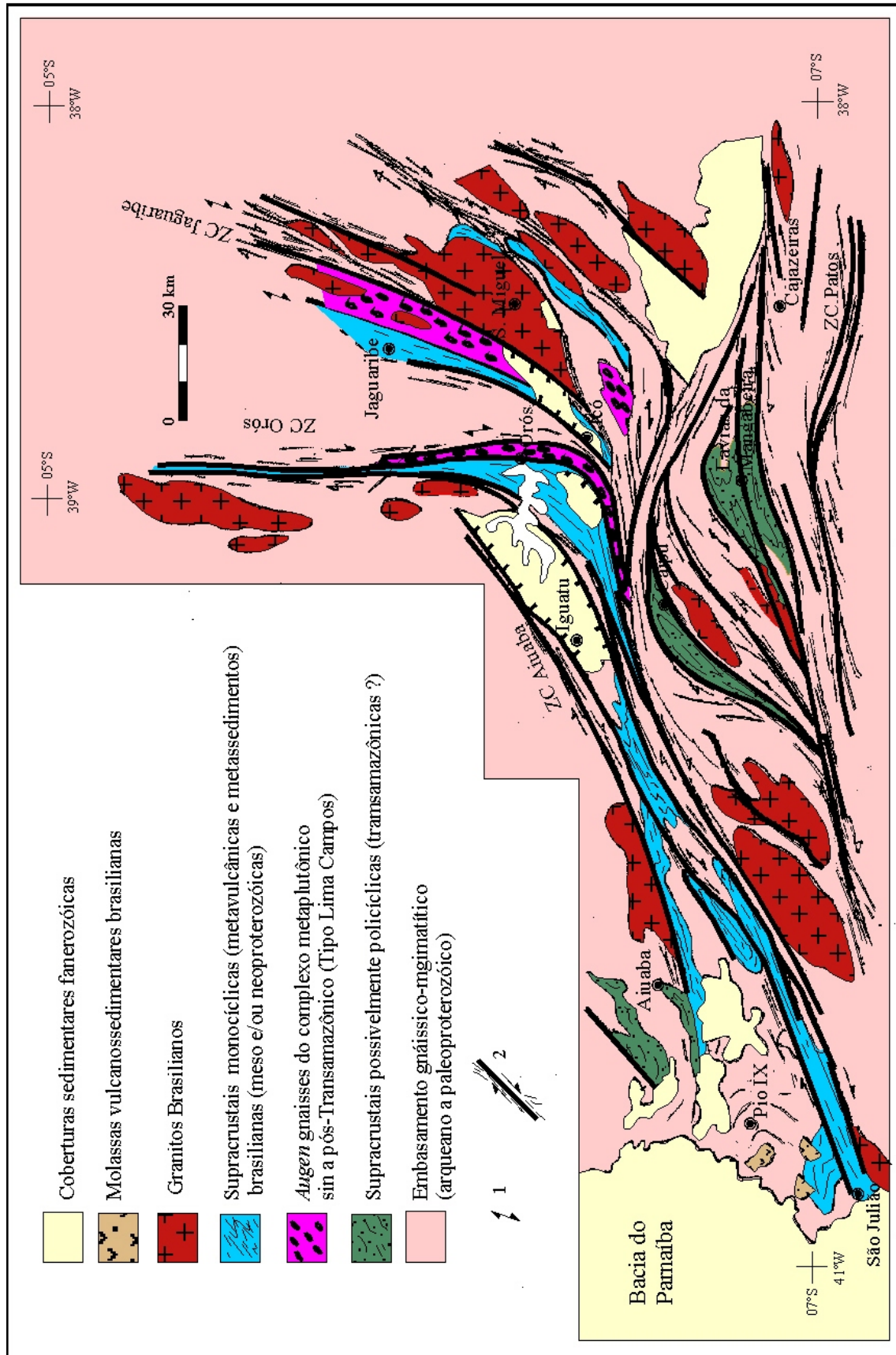


Figura 2.5 - Arcabouço tectono-estratigráfico da Faixa Orós-Jaguaribe (FOJ). Legenda: 1, cinemática transcorrente brasileira; 2, transcorrências. Reproduzido de Jardim de Sá 1994.

abundantes na porção NE da Faixa Orós, diminuindo progressivamente em volume na porção sudoeste. A seqüência carbonática tem distribuição oposta, sendo mais abundante a SW e menos expressiva em direção ao extremo NE da faixa.

A seqüência de rochas metavulcânicas da Faixa Orós é representada principalmente por rochas ácidas e, em menor proporção, por rochas básicas. As rochas ácidas compreendem dacitos, riodacitos, riolitos e tufos ácidos. Sá *et al.* (1995) realizaram estudos geoquímicos que indicam que a maioria dessas rochas é alcalina a subalcalina e foram desenvolvidas durante a instalação de um rifte, em ambiente intracontinental. O modelo de rifteamento proposto por esses autores para a Faixa Orós segue o modelo de rifteamento por cisalhamento simples (modelo de Wernicke), segundo o qual o ponto de maior afinamento crustal (e conseqüentemente a ocorrência de vulcanismo) está deslocado em relação ao eixo do rifte. Os dados geocronológicos de Sá (1991) revelaram idade da ordem de 1,8 Ga para este complexo vulcânico. As rochas básicas a básico-intermediárias correspondem a metabasaltos e meta-andesitos. Sá *et al.* (1995) identificaram basaltos do tipo E-MORB (na região de Alencar) e do tipo Transalcalino (na porção E desta faixa). Segundo estes autores, estas rochas seriam o resultado das primeiras manifestações magmáticas ocorridas na Faixa Orós.

Parente (1995) propôs um modelo alternativo ao de Sá (1991) para a evolução geodinâmica da Faixa Orós, no qual a principal diferença é a consideração de que o rifteamento teria ocorrido após a deposição da seqüência sedimentar, ocorrida em um ambiente plataformal. Tal seqüência teria sido preservada apenas dentro do rifte. Esta proposta é baseada sobretudo na análise dos metassedimentos que preenchem o rifte: quartzitos quase puros e xistos aluminosos. Essas rochas teriam se originado a partir de sedimentos maduros, depositados em ambiente plataformal.

O conjunto metaplutônico da Faixa Orós recorta a seqüência vulcanossedimentar e é composto por vários tipos de ortognaisses. Estes apresentam composição variando de granítica a granodiorítica (ortognaisses à biotita, à hornblenda e/ou biotita, *augen* gnaisses tipo Lima Campos e porfíricos milonitizados). No âmbito da FOJ, o tipo Lima Campos é o mais expressivo, exibindo composição granítica, textura porfírica e idade U/Pb em torno de 1,7 Ga (Sá 1991).

A Faixa Jaguaribe mostra uma predominância de rochas vulcano-plutônicas sobre seqüência metassedimentar, composta principalmente por xistos e quartzitos. Essa seqüência ocorre geralmente como pequenas lentes associadas a rochas vulcânicas. Os quartzitos são finos e puros ou muscovíticos, enquanto os xistos são ricos em muscovita, biotita e granada. Rochas carbonáticas são bem mais raras nessa faixa que na Faixa Orós, sugerindo que a sedimentação nesse caso ocorreu sob a predominância de um ambiente continental.

Na borda leste da Faixa Jaguaribe ocorrem os metassedimentos do Grupo Serra de São José (seqüência Extremo Oeste Potiguar), constituído por quartzitos, micaxistos, paragnaisses, anfíbolitos e metavulcânicas ácidas. Estes são metamorfisados em fácies anfíbolito e apresentam deformação polifásica semelhante à de Orós, com lineações de *trend* NNE e transcorrências dextrais que mergulham, em sua maioria, para oeste (Jardim de Sá 1994).

As rochas plutônicas são compostas por *augen* gnaisses semelhantes aos descritos na Faixa Orós e corpos dioríticos que ocorrem como diques intrusivos nos gnaisses. As rochas vulcânicas estão representadas por lavas e piroclásticas ácidas de composição predominantemente riolítica.

O complexo gnáissico-migmatítico que ocorre separando as Faixas Orós e Jaguaribe (o “embasamento leste” de Sá 1991) é considerado por Parente & Arthaud (1995) como parte integrante da FOJ. Através de relações de intrusão dos *augen* gnaisses subalcalinos Lima Campos, tais autores interpretam o referido complexo como o embasamento das faixas e não o produto de uma tectônica acrescionária ao longo de zonas de cisalhamento dúctil. Sá *et al.* (1988) obtiveram uma isócrona Rb-Sr que forneceu idade em torno de 2,6 Ga para os ortognaisses desse embasamento. Este dado corrobora a interpretação de Bezerra *et al.* (1992), que propõem uma evolução policíclica para essas rochas. Em sua porção norte (Bloco Jaguaretama), ocorrem ortognaisses tonalíticos a graníticos, geralmente bandados e parcialmente migmatizados, e metassedimentos (principalmente pelíticos, com biotita-granada-sillimanita), geralmente migmatizados, com raras ocorrências de quartzitos e calciossilicáticas. O Bloco São Nicolau, a sul, é composto basicamente por ortognaisses, sendo rara a presença de metassedimentos.

Apesar de ser complexo o quadro deformacional descrito para a FOJ em vários trabalhos detalhados (Mendonça & Braga 1987, Sá 1991, Parente 1995), uma visão mais abrangente e concatenada revela que a seqüência de deformação na FOJ é relativamente simples, definindo basicamente dois comportamentos contrastantes (conforme apontado por Parente & Arthaud 1995), descritos a seguir:

(a) as faixas Orós e Jaguaribe possuem uma foliação de alto ângulo, subvertical na porção N-S e com mergulhos que superam 45° na porção E-W (geralmente para sul). As lineações de estiramento atestam a movimentação transcorrente ocorrida nesses cinturões, com sentido dextral, conforme aceito unanimemente pelos autores. A inexistência de foliações de baixo ângulo descarta a possibilidade de uma tectônica tangencial pretérita, realçando o caráter monocíclico da deformação transcorrente nas faixas Orós e Jaguaribe;

(b) o embasamento interno apresenta um padrão bem distinto das faixas marginais. No Bloco Jaguaretama a foliação é ondulada e a média dos mergulhos é inferior a 45° , o que parece caracterizar um quadro de tectônica tangencial (evidenciada por Bezerra *et al.* 1992). A tectônica transcorrente torna-se conspícua apenas nos setores próximos às faixas monocíclicas que ladeiam esta porção do embasamento. No Bloco São Nicolau a tectônica tangencial também está caracterizada; contudo, a deformação transcorrente é aí mais intensa e chega a transpor a foliação anterior.

Em suma, o embasamento da FOJ mostra uma evolução policíclica da deformação que contrasta com o caráter monocíclico definido para as faixas (unidades Orós e Jaguaribe) em suas margens. O metamorfismo no embasamento atingiu o fácies anfíbolito alto, com grau variado de migmatização nos diversos litotipos, chegando a gerar sillimanita nos metassedimentos da porção N-S (Bloco Jaguaretama). Nas faixas metassedimentares monocíclicas, o metamorfismo varia do fácies xisto verde a anfíbolito baixo, chegando localmente até o fácies granulito (a NE da virgação de São Caetano, em metapelitos da região de Boqueirão do Cesário).

2.5 - A Faixa Seridó (FSe)

Esta faixa tem sido bastante estudada desde o início da década de setenta (Ebert 1969, 1970, Ferreira & Albuquerque 1969, Santos 1973, Lima 1980, Hackspacher & Sá

1984, Jardim de Sá 1984, etc.). O grande número de trabalhos focados nesta subprovíncia tornou relativamente bem conhecida a sua geologia.

A FSe limita-se, a norte e a leste, por coberturas sedimentares cretáceas e mais recentes, relacionadas à margem continental atual. A sul o limite com o Domínio da Zona Transversal é feito pelo lineamento Patos e, a oeste, com a FOJ, pela zona de cisalhamento de Portalegre, como sugerido por Jardim de Sá (1994).

A estratigrafia da FSe é definida por um complexo gnáissico-migmatítico paleoproterozóico a arqueano denominado Complexo Caicó, que serve de embasamento a um conjunto de supracrustais proterozóicas (o Grupo Seridó, de Jardim de Sá & Salim 1980), além de associações granitóides intrusivas tanto no embasamento como nas supracrustais (Fig. 2.6).

Esse conjunto litoestratigráfico apresenta uma deformação polifásica complexa, com superposição de estruturas de diferentes padrões geométricos. A maioria dos autores identifica três fases principais de deformação. A mais antiga, denominada D_1 , está restrita aos gnaisses do embasamento. A fase D_2 exhibe estruturas tangenciais com transporte de massa para sul/sudeste. A fase seguinte, D_3 , superimposta às demais, é correlacionada às estruturas transcorrentes brasileiras, predominantemente dextrais.

Com respeito à evolução geodinâmica da FSe, existem divergências em relação a considerá-la mono ou policíclica. É consenso entre os autores que o Ciclo Brasileiro foi o último evento tectonometamórfico importante que afetou e imprimiu as principais características do arcabouço tectono-estratigráfico desta faixa. Já a atuação de um ciclo orogênico predecessor, o Transamazônico, ainda é uma questão polêmica. Para os defensores do monociclismo (Caby *et al.* 1991, por exemplo), toda a deformação nas supracrustais e intrusivas (tangencial e transcorrente/transpressiva) é fruto da evolução de um episódio tectonometamórfico principal: o Ciclo Brasileiro. Já os adeptos do modelo policíclico atribuem a origem das estruturas tangenciais à atuação do Ciclo Transamazônico, com um importante lapso de tempo separando D_2 de D_3 (vide maiores discussões em Jardim de Sá 1994).

A relação de embasamento entre o Complexo Caicó e o Grupo Seridó foi comprovada por Jardim de Sá (1978), com base na identificação de uma discordância entre ambos, marcada por seixos de gnaisses nos metaconglomerados basais daquele

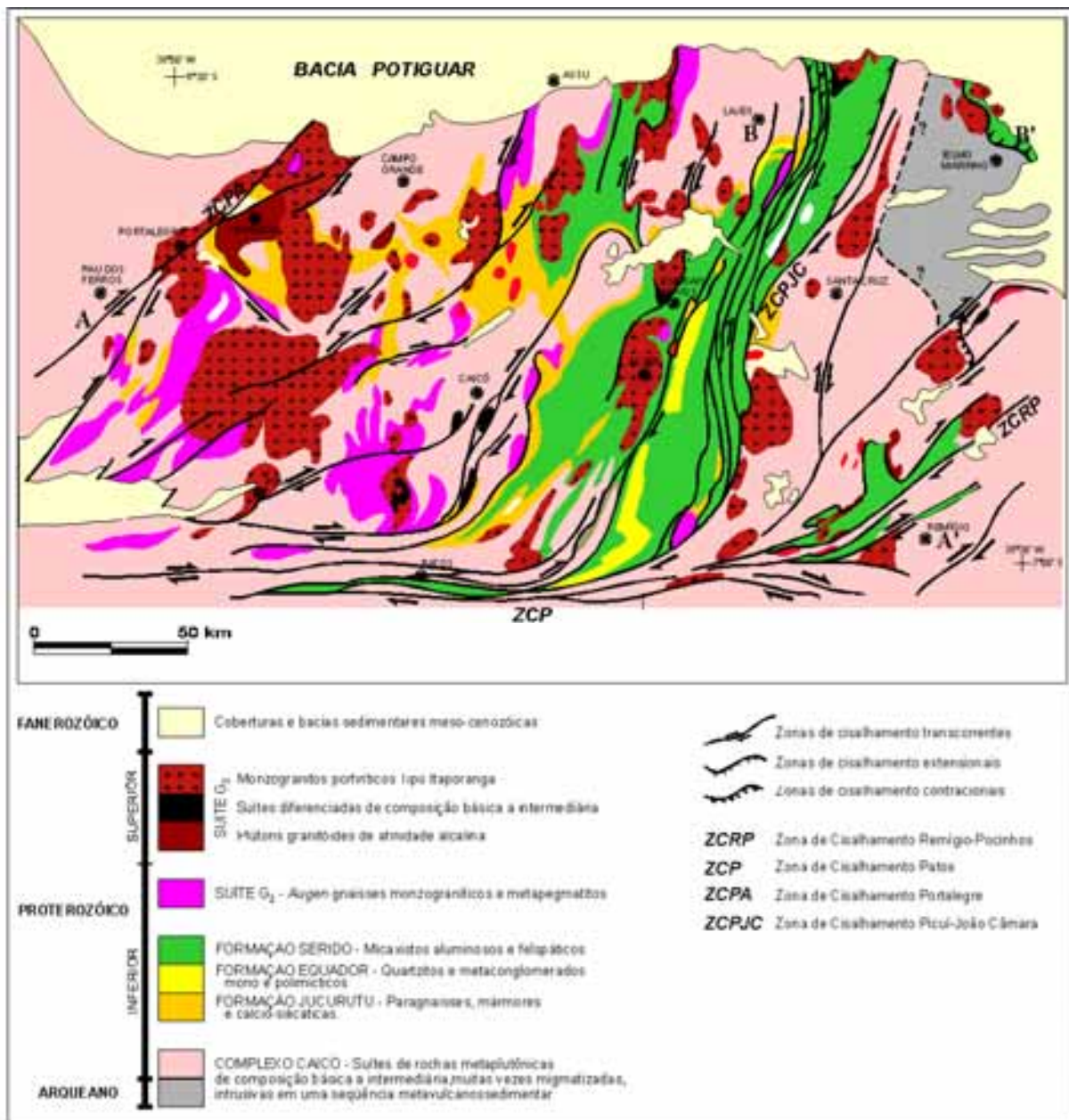


Figura 2.6 - Mapa geológico da Faixa Seridó (FSe). Reproduzido de Jardim de Sá (1994), com modificações.

grupo, e pela observação de que diques de anfibolito que intrudem o Complexo Caicó estão ausentes nas supracrustais do Grupo Seridó. Dados geocronológicos disponíveis para essas unidades também atestam o caráter de embasamento do Complexo Caicó. Muitas vezes, o contato embasamento/cobertura é marcado por zonas de cisalhamento miloníticas que aproveitam essa descontinuidade crustal para se instalar.

Estudos petrológicos mais detalhados do Complexo Caicó, em áreas selecionadas (por exemplo Souza 1991, Souza & Martin 1991a e 1991b), permitem a sua divisão em dois conjuntos lito-estratigráficos:

- (a) uma seqüência vulcanossedimentar mais antiga, composta de paragnaisses (com protólitos de grauvacas e semipelitos) e anfibolitos (derivados de basaltos e andesitos), com lentes de kinzigitos, quartzitos, formação ferrífera, leucognaisses finos e raros mármore e calciossilicáticas, além de soleiras metagabroídes e *boudins* ultramáficos;
- (b) um conjunto de gnaisses metaplutônicos mais jovens, assim definidos por seus contatos intrusivos, que cortam os paragnaisses e supracrustais associadas. Esse conjunto engloba suítes petrograficamente distintas, onde predominam ortognaisses cinza com hornblenda e/ou biotita com protólitos tonalíticos-granodioríticos de textura média equigranulares ou com fenocristais de plagioclásio ou K-feldspato (*augen* gnaiss), fácies graníticas a granodioríticas de textura média a fina, além de rochas meta-ultramáficas (serpentinito, hornblendito) e rochas básicas a intermediárias (variações de gabrodioritos), presentes como inclusões nos ortognaisses ácidos. Essas metaplutônicas preservam bem seus *trends* ígneos, sendo essencialmente metaluminosas com tendência cálcio-alcálica potássica (Souza 1991). Ambos os conjuntos apresentam graus de migmatização variados. Há autores que separam os gnaisses metaplutônicos e a seqüência vulcanossedimentar em unidades litoestratigráficas distintas, designando-as respectivamente de Grupo Caicó e Grupo São Vicente (Hackspacher *et al.* 1990, por exemplo). Jardim de Sá (1994) considera que a origem do Complexo Caicó se deve à extração de magmas juvenis a partir da cunha de manto metassomatizado acima de zonas de subducção. Um modelo geodinâmico de sucessiva acresção lateral de arcos magmáticos é visualizada por esse autor para a geração de uma protocrosta siálica que corresponde ao Complexo Caicó, durante uma orogênese ocorrida entre 2,3 e 2,15 Ga.

A definição do Grupo Seridó por Jardim de Sá & Salim (1980), embora comportando discussões sobre sua idade e divisão, é atualmente o modelo mais adotado em trabalhos na região. É formado por rochas supracrustais proterozóicas (metassedimentos e metavulcânicas) e está dividido, da base para o topo, nas Formações Jucurutu, Equador e Seridó.

A Formação Jucurutu é composta principalmente por biotita \pm epídoto paragneisses, com intercalações de mármore e calciossilicáticas, micaxistos, quartzitos, formações ferríferas, metavulcânicas (básicas principalmente) e alguns metaconglomerados basais.

A Formação Equador é dominada por quartzitos com intercalações de metaconglomerados (poli ou monomictos), calciossilicáticas e micaxistos. Esta formação possui espessura variada e pode estar ausente em algumas áreas. Assim como a formação sotoposta, é interpretada como indicativa de um ambiente marinho raso, plataformal.

No topo da seqüência, a Formação Seridó é constituída por micaxistos variados, feldspáticos ou aluminosos, com intercalações de mármore, calciossilicáticas, paragneisses, metavulcânicas básicas, quartzitos e metaconglomerado (principalmente na base). Os litotipos desta formação são interpretados como um espesso pacote de turbiditos flyschóides, dado à presença de algumas feições primárias e dados litogeoquímicos que permitem essa inferência (Jardim de Sá 1994).

Argumentações contrárias a esta divisão estratigráfica subsidiam modelos alternativos. Caby (1985, 1989, por exemplo) propôs a subdivisão das supracrustais em dois grupos separados por uma discordância regional na base da Formação Seridó (principalmente com base na existência de alguns metaconglomerados basais nessa formação e correlações com o continente africano). Archanjo & Salim (1986) levaram essa idéia adiante, formalizando a seguinte proposta:

- a) Grupo Jucurutu, basal, com formações de caráter plataformal (Jucurutu e Equador), de idade paleoproterozóica (definida pelas intrusões ca. 2,0 Ga);
- b) Grupo Seridó, no topo, formado por um fácies conglomerático basal (Formação Parelhas) e o espesso pacote de micaxistos flyschóides (Formação Seridó), correspondendo a depósitos sinorogênicos neoproterozóicos.

Dados geocronológicos mais recentes, obtidos por Van Schmus *et al.* (1995, 1996), pelo método Sm-Nd (análises de rocha total em xistos e paragneisses) e U-Pb em zircão, atestam, segundo esses autores, uma provável idade neoproterozóica (741 ± 15 Ma - vulcânicas da Formação Seridó), ou, no máximo, tardi-mesoproterozóica (1,5-1,3 Ga para idades modelo), para essas supracrustais. Essa interpretação implica em mudanças consideráveis nos atuais modelos estratigráfico e estrutural da região. Contudo, Jardim de Sá (1996) mostrou que a aceitação desses novos conceitos requer o registro em campo de feições específicas compatíveis com a cronologia proposta, tais como a existência de dois episódios de deformação tangencial, fontes adequadas para explicar os padrões isotópicos dos metassedimentos, etc., o que ainda carece de comprovação.

A presença de corpos granitóides é abundante em toda a Faixa Seridó, compreendendo várias gerações de corpos, caracterizadas por diferentes *fabric* tectônicos. Os granitos mais jovens (correlatos aos G_3 de Jardim de Sá *et al.* 1981) possuem idade neoproterozóica e são predominantemente sintectônicos às estruturas transcorrentes brasileiras, servindo como marcadores temporais dessa orogênese. Vários autores reportaram datações que permitem propor o intervalo de 630 a 540 Ma (com máximo em 580 ± 30 Ma) para esse evento tectonomagmático (Jardim de Sá 1994). Esses plútons truncam o *fabric* tangencial (tanto nas supracrustais como no embasamento) e abrangem tipos petrográficos desde granitos porfiríticos (volumetricamente dominantes) a leucogranitos equigranulares, além de associações de rochas básico-intermediárias (gabros, quartzo-dioritos, granodioritos). Devido à pouca expressividade das suítes calcio-alcálicas na FSe, Jardim de Sá *et al.* (1996) admitem que o plutonismo brasileiro ocorreu em contexto intracontinental, sem a influência direta de processos de subducção. A raiz profunda de muitos cisalhamentos, segundo esses autores, pode ser inferida observando-se o controle que tais estruturas exercem no alojamento de magmas provenientes da crosta inferior ou manto.

Rochas metaplutônicas mais antigas, caracterizadas pela impressão do *fabric* tangencial (associação G_2 de Jardim de Sá *et al.* 1981), são dominadas por *augen* gnaisses graníticos (subordinadamente granodioríticos a tonalíticos, e fácies microporfiríticos) com pórfiros de microclina e textura média a grossa, além de leucogranitos equigranulares e pegmatitos. Essas rochas metaplutônicas ocorrem como

intrusões tabulares (*sheets*) de espessura métrica a decamétrica, ou como corpos batolíticos de geometria ainda não totalmente entendida. Datações Rb-Sr de rochas da associação G₂ (Macedo *et al.* 1984, Jardim de Sá *et al.* 1987) forneceram idades ca. 2,0 Ga. Determinações U-Pb em zircão (Legrand *et al.* 1991) de um *augen* gnaiss a SE de Açú forneceram a idade de 1,94 Ga, confirmando os dados geocronológicos anteriores. Jardim de Sá (1994) interpreta essas rochas como sintectônicas e atribui o intervalo 2,0-1,9 Ga para essa deformação de cinemática tangencial. Para Caby *et al.* (1991) esses corpos representam intrusões anorogênicas, sendo as idades acima referidas atribuídas ao alojamento desses corpos num contexto intracratônico, sendo toda a deformação neles observada creditada ao Ciclo Brasileiro. Uma terceira e mais antiga associação de corpos granitóides, descrita por Jardim de Sá *et al.* (1988) corresponde às metaplutônicas do Complexo Caicó, denominada de associação G₁ por esses autores.

O Ciclo Transamazônico é descrito na FSe como um evento contraccional de grande penetratividade, gerando *nappes* e dobras recumbentes, que promovem inversões estratigráficas e metamorfismo em condições variando do fácies xisto verde a anfíbolito de pressões intermediárias (Jardim de Sá 1994). As suítes granitóides associadas (associação G₂ de Jardim de Sá *et al.* 1987), sin a tardi-tectônicas, têm afinidades monzonítica, calcio-alcálica, shoshonítica e alcalina, e servem como marcadores da deformação tangencial, datada em 1,9±0,1 Ga (Rb-Sr, U-Pb e Pb/Pb em zircões).

Na FSe, a ação do Ciclo Brasileiro, caracterizado como um evento de retrabalhamento crustal, gerou uma vasta rede de expressivas zonas de cisalhamento transcorrentes, preferencialmente dextrais e com *trends* NNE, que conferem à faixa um regime predominantemente transpressivo. Algumas dessas estruturas sofreram reativação no Mesozóico e influenciaram na formação do rifte da Bacia Potiguar, como parece ser o caso da zona de cisalhamento de Portalegre, que pode ser tentativamente estendida à falha de Carnaubais, limite leste do Gráben de Apodi. Essa orogênese também favoreceu um intenso plutonismo granítico, com o alojamento de diversos corpos (Jardim de Sá 1994). O metamorfismo associado a essa deformação, em parte influenciado pelo aporte de calor e fluidos oriundos dos cisalhamentos e alojamento de plútons, ocorreu principalmente em regime de alta temperatura (predominância do fácies anfíbolito) e baixa pressão.

Jardim de Sá (1994) visualiza dois possíveis tipos de contexto tectônico para a orogênese brasileira:

- (a) um ambiente de margem continental ativa, em regime de convergência fortemente oblíqua (deformação transcorrente/transpressional) e distal a uma zona de subducção;
- (b) um ambiente de transcorrência e magmatismo intracontinental, localizado na placa cavalgante e lateral a uma zona de colisão. Exemplos do primeiro contexto seriam os setores de margem continental transformante da costa oeste norte-americana e, do segundo, seria o sistema de extrusão lateral de blocos, como ocorre hoje no platô tibetano e sul da China. O mesmo autor pondera sobre uma possível interação entre esses dois tipos de ambiente, onde o primeiro tipo poderia evoluir para o segundo, resultando em um complexo quadro de tectônica acrescionária e “colagem” de terrenos.

Nos últimos anos, atenção especial tem sido dada à porção oriental da FSe, correlata ao Maciço Caldas Brandão de Brito Neves (1983). Estudos isotópicos baseados nas metodologias Sm/Nd e U/Pb realizados por Dantas *et al.* (1995, 1996) e Van Schmus *et al.* (1994, 1995, 1996) reconheceram nessa região um mosaico de blocos crustais com diferentes assinaturas isotópicas, no qual o bloco central, de idade arqueana, teria sofrido a aglutinação dos demais durante o Paleoproterozóico. A ausência de supracrustais autóctones reforça a interpretação em termos de terrenos suspeitos nessa região.

2.6 - Aspectos geológicos contrastantes entre as faixas

Após esse apanhado bibliográfico, que forneceu um quadro geral da geologia das faixas englobadas na área de abrangência dos dados geofísicos, estudados a seguir, cabe agora uma análise comparativa entre esses subdomínios da porção setentrional da Província Borborema. Tal análise visa ressaltar contrastes e semelhanças existentes entre a geologia dessas faixas, que possam ser explicadas em termos de terrenos suspeitos, ou seja, blocos com evolução geodinâmica distinta, provavelmente justapostos por processos convergentes de colisão ou docagem.

Como mencionado anteriormente, há uma maior dificuldade em se reconhecer terrenos alóctones em regiões precambrianas pois, devido à idade, é provável que

orogêneses posteriores tenham mascarado ou destruído as evidências de processos acrescionários mais antigos, que possam ter ocorrido nessas regiões. Assim, em terrenos precambrianos, é necessário que se retire os efeitos causados pelo metamorfismo e pela deformação (nem sempre homogêneos) e pensar em termos de protólitos e paleoambientes. Esses efeitos tendem a descaracterizar zonas de sutura, desestabilizar paragêneses eclogíticas e desmembrar associações ofiolíticas, retrabalhando-as e dificultando o reconhecimento das principais feições indicativas da tectônica acrescionária. Outra dificuldade imposta a esse tipo de reconstituição é o efeito dos processos erosivos que, nesse tipo de terreno, encontram-se em nível avançado, expondo em superfície rochas que, àquela época, formaram-se em considerável profundidade. Entretanto, não há dúvida de que terrenos alóctones tenham existido durante o Precambriano, pois os processos de tectônica de placas têm estado ativos desde essa era.

Comparando-se a geologia regional das faixas que compõem a porção setentrional da Província Borborema, é possível destacar algumas diferenças importantes entre elas, conforme é descrito a seguir.

Na FNC, a ZCSPII mostra-se como parte de uma megaestrutura transcorrente brasileira/panafricana que, como os dados geológicos parecem apontar, pode ter abrigado processos colisionais dessa idade ou mais antigos (Transamazônico?). Nesta faixa, marginal ao Cráton São Luís, há predominância de supracrustais neoproterozóicas, com evolução monocíclica brasileira. O complexo de embasamento tem idade principalmente paleoproterozóica e rochas de idade arqueana são escassas. A diferença de 200 Ma observada entre ortognaisses em ambos os lados da ZCSPII pode sugerir que essa descontinuidade seja um importante limite entre dois limites tectônicos distintos (Abreu & Gorayeb 1996).

Já no DCC, boa parte das rochas do embasamento apresentam idade arqueana e a maior parte é composta de gnaisses e migmatitos retrabalhados por volta de 2,1 Ga, considerados produtos da orogênese transamazônica. Neste domínio, além da presença dos cisalhamentos de *trends* NE dextrais, aparecem importantes cisalhamentos de *trend* NW com movimentação sinistral. O regime transpressivo e a tectônica tangencial assumem maior importância neste domínio, com extensas zonas de empurrões e *nappes* que provavelmente contribuíram para um espessamento crustal, além de separar as

seqüências metassedimentares do embasamento, promovendo inversões estratigráficas.

A FOJ iniciou seu desenvolvimento há cerca de 1,8 Ga sobre um embasamento já deformado. À deformação tangencial preexistente se superimpôs afinamento crustal, acompanhado de sedimentação plataformal e magmatismo intracratônico alcalino a subalcalino. A Faixa Orós é interpretada como um rifte intracontinental que teve importante contribuição marinha na sedimentação. Na Faixa Jaguaribe a sedimentação continental teve maior influência do que na Faixa Orós. O embasamento interno, de idade arqueana (Sá *et al.* 1988), é policíclico, com evidências de deformação tangencial no Bloco Jaguaretama e metamorfismo em grau mais elevado (anfíbolito alto) que nas faixas monocíclicas adjacentes (xisto verde a anfíbolito baixo).

Na FSe o embasamento é paleoproterozóico a arqueano, com deformação policíclica. Jardim de Sá (1994) creditsua origem a sucessivas acreções de arcos magmáticos. A porção oriental da faixa (também conhecida como Maciço Caldas Brandão) é retratada por alguns autores como um mosaico de blocos crustais com núcleo arqueano. Importantes cisalhamentos transcorrentes de *trend* NE conferem à FSe um regime predominantemente transpressivo. O volumoso plutonismo brasileiro parece ter ocorrido principalmente em contexto intracontinental, dada a pouca expressão das suítes cálcio-alcalinas. O metamorfismo predominante atingiu o fácies anfíbolito.

De modo geral, a partir dos dados geológicos atuais, pode-se visualizar para a região a norte do lineamento Patos um contexto geodinâmico de colisões oblíquas e cisalhamentos intracontinentais importantes. A ausência das principais evidências geológicas de uma tectônica de colisões frontais, como corpos ofiolíticos, eclogíticos e seqüências de arco adjacentes a zonas de cisalhamento, tende a favorecer uma interpretação em termos de docagem, acreções transcorrentes e cisalhamentos intracontinentais profundos.

Na tentativa de entender melhor a evolução geodinâmica desta parte da Província Borborema, que muito provavelmente envolve algum tipo de tectônica acrescionária, e caracterizar alguns de seus importantes lineamentos como zonas de sutura ou cisalhamentos intracontinentais, é empregada a seguir uma importante ferramenta geofísica: a gravimetria. O confronto dos *trends* e anomalias gravimétricas com o conhecimento geológico da área pode fornecer subsídios adicionais para se interpretar os

lineamentos como zonas de cisalhamento intracontinentais ou zonas de acreção e suturamento de terrenos alóctones.

CAPÍTULO 3 - ANÁLISE DOS DADOS GRAVIMÉTRICOS

3.1 - Introdução

A área em estudo, conforme discutido no capítulo anterior, é composta de terrenos precambrianos, com intensa deformação e um nível de erosão profundo. Assim, o reconhecimento e correlação de associações exóticas é uma tarefa difícil. Frente a esse quadro, a gravimetria pode dar uma importante contribuição, auxiliando na detecção de anomalias que se traduzam por zonas de espessamento/afinamento crustal, bem como zonas que apresentem fortes contrastes laterais de densidade, que podem estar relacionadas a processos de tectônica acrescionária. Neste capítulo é apresentado um estudo gravimétrico detalhado, a partir dos dados que cobrem a porção setentrional da Província Borborema.

3.2 - Descrição do banco de dados gravimétrico

Os dados gravimétricos estudados neste trabalho foram reunidos a partir de diversos levantamentos independentes, realizados por equipes da UFRN, UFPA, UFPE, UFOP, IAG/USP, CPRM, ON/CNPq, GEODAS/NOAA e PETROBRAS/OSU, totalizando 38.870 estações gravimétricas. Deste total, 13.249 estão localizadas no continente e 25.621 (cerca de 66 % do total) no mar. A área em que esses dados se dispõem tem aproximadamente 700 km de largura na direção N-S por 1.200 km de comprimento na direção E-W, fornecendo portanto uma densidade média de 1 estação para cada 21,6 Km² (Fig. 3.1). É importante frisar que, como as estações em terra são a minoria (cerca de 34 %), a densidade média de estações consideradas apenas no continente fica em torno de 01 estação para cada 30 km². A importância de se englobar os dados marinhos reside no fato de que, embora as feições gravimétricas residuais

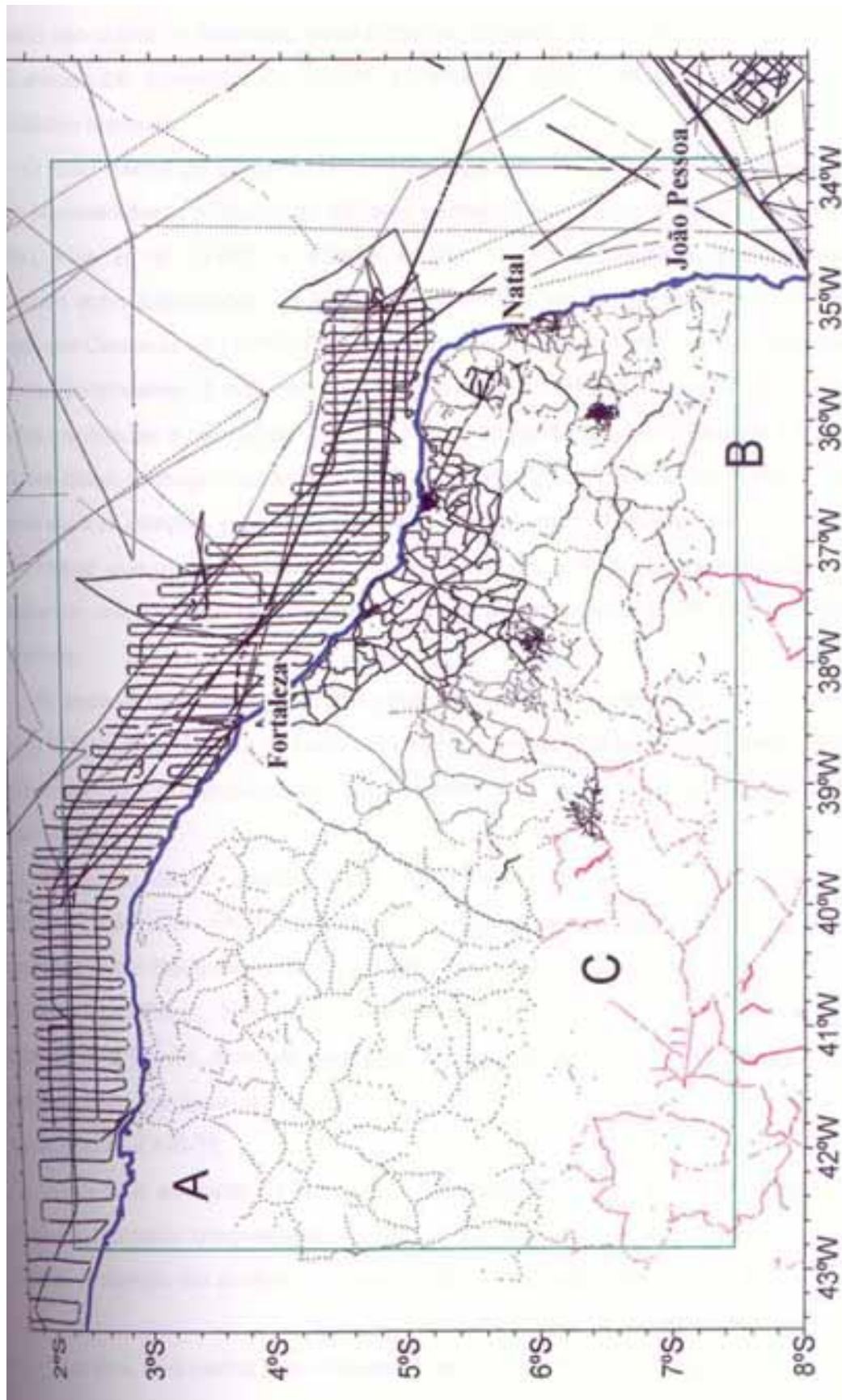


Figura 3.1 - Mapa de estações gravimétricas da área. Os dados mais recentes, oriundos do Observatório Nacional (ON), estão em vermelho. O retângulo verde delimita as bordas da malha de interpolação dos dados. As áreas marcadas por A, B e C são regiões de escassez de dados, suscetíveis ao aparecimento de contornos falsos após o processo de interpolação dos dados. A curva em azul representa a linha de costa.

marinhas não sejam de interesse neste trabalho, a junção desses dados permite visualizar a influência da transição de crosta continental para crosta oceânica no campo gravimétrico regional.

O atual banco de dados gravimétrico representa o acúmulo de informações que vêm se somando desde a década de 80, com os trabalhos de Beltrão (1989), Moreira *et al.* (1989a), Lins *et al.* (1993) e Castro *et al.* (1997a,b) e reflete, principalmente, a cooperação entre instituições. A qualidade da integração das medidas gravimétricas foi avaliada por Castro *et al.* (1997a) que compararam linhas gravimétricas coincidentes nos diferentes lineamentos. A diferença encontrada entre os valores observados em terra, para estações localizadas a menos de 200 m de distância entre si, foi inferior a 1,0 mgal em 90 % dos casos, e chegou no máximo a 4,0 mgal. Para os dados marinhos, a variação máxima entre as estações gravimétricas foi de 2 mgal em 85 % dos casos. A partir desses dados nota-se que a qualidade das medidas em terra é bem superior a qualidade das medidas no mar. Para estudos de cunho regional, esses erros são considerados admissíveis.

O banco de dados gravimétricos analisado neste capítulo difere daquele de Castro *et al.* (1997a) pelo acréscimo de mais 1.435 dados fornecidos pelo Observatório Nacional (ON), distribuídos principalmente no quadrante SW da área (estações destacadas em vermelho na Fig. 3.1).

Todos os dados gravimétricos tratados no presente trabalho já estavam previamente reduzidos. Os dados terrestres sofreram as correções de atração luni-solar, latitude, altitude e Bouguer, utilizando-se o valor de $2,67\text{g/cm}^3$ para a densidade média das massas topográficas. Nos dados marinhos foram corrigidos os efeitos de atração luni-solar, altitude e Eötvös, além da correção Bouguer, que foi efetuada considerando-se a densidade média da água igual a $1,03\text{g/cm}^3$. Todas as estações gravimétricas foram referenciadas ao IGNS-71.

Como pode ser visto na figura 3.1, as estações não se encontram regularmente distribuídas, havendo concentração de dados em algumas áreas, a exemplo da Bacia Potiguar, e escassez em outros, a exemplo das áreas indicadas por A, B e C naquela figura.

Para gerar uma matriz regularmente espaçada a partir da distribuição irregular das

estações, escolheu-se o método de interpolação denominado *kriging*. Trata-se de um método geoestatístico que tem sido bastante empregado em diversos campos pela sua flexibilidade e melhor interpretação dos dados como um todo. Esse método tenta expressar *trends* que são sugeridos pelo conjunto de dados a ser interpolado. Por exemplo, pontos com valores elevados são preferencialmente conectados ao longo de uma curva anômala única ao invés de isolados em contornos elipsoidais separados. O principal inconveniente deste método frente a vários outros existentes é que ele se torna bastante lento quando lida com grandes conjuntos de dados. Porém, o resultado da interpolação é melhor na maioria dos casos (*Golden Software* 1995).

Foi definida para a interpolação uma malha com espaçamento de 10 km x 10 km, o que gerou uma grade regular de 72 linhas por 118 colunas nas direções N-S e E-W, respectivamente. Esta matriz foi utilizada na composição do mapa Bouguer, apresentado na figura 3.2, e em procedimentos posteriores de separação das componentes regional e residual deste campo. O tratamento dos dados foi realizado com auxílio dos programas *Fortran PowerStation* 4.0 e *Surfer* 6.01, ambos em versões para Windows 95.

No processo de interpolação dos dados e contorno da matriz interpolada podem aparecer problemas gerados pela ausência de dados que ocasionam uma descontinuidade artificial nas linhas de isovalor, que são truncadas ou desviam bruscamente de direção. Estes problemas aparecem principalmente nos limites dos mapas. Tais efeitos de borda podem ser visto, por exemplo, na borda norte do mapa Bouguer (Fig. 3.2). No presente trabalho, buscou-se minimizar os efeitos de borda utilizando, na interpretação, a área demarcada pelo retângulo verde na figura 3.1. Esse problema, entretanto, não se limita às bordas dos mapas, podendo ocorrer em qualquer local onde haja ausência de dados. Olhando-se para o mapa de distribuição das estações gravimétricas da figura 3.1, pode-se notar que os locais assinalados pelas letras A, B e C, naquela figura, apresentam certa escassez de informação gravimétrica, pois a rede de estações não cobre esses trechos da área. Consequentemente, os contornos das isogálicas nesses locais devem ser analisados com certa precaução.

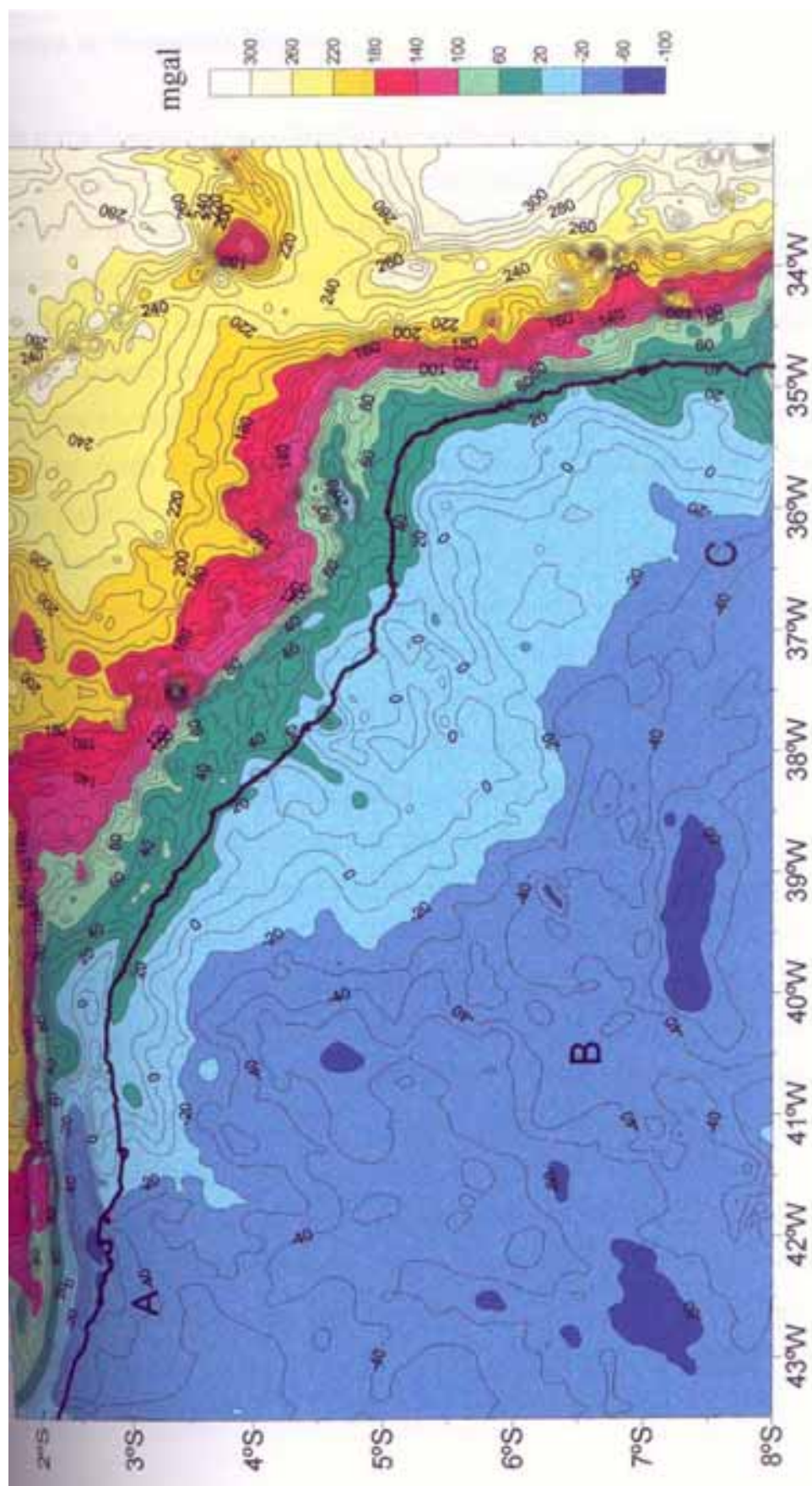


Figura 3.2 - Mapa Bouguer da área estudada. O intervalo de contorno é de 10 mgal. A linha mais espessa representa a linha de costa. As letras A, B e C são possíveis áreas de contornos espúrios.

3.3 - O mapa de anomalias Bouguer

No mapa Bouguer (Fig. 3.2) estão presentes anomalias de diferentes comprimentos de onda, causadas por fontes de diferentes magnitudes e profundidades. Essa superposição de diferentes padrões anômalos dificulta, na análise do mapa Bouguer, a identificação de limites entre terrenos ou blocos de geologia contrastantes que compõem a Província Borborema. Um dos efeitos que mais mascara e dificulta essa identificação é o efeito do afinamento crustal associado à transição de crosta continental para crosta oceânica. Esse efeito é notado na figura 3.2 como um forte gradiente gravimétrico que, de modo geral, tende a seguir o contorno do continente. Esse gradiente é traduzido na figura pela maior proximidade entre as curvas de contorno. A visualização 3D desse mapa fornece uma clara noção da intensidade desse gradiente (Fig. 3.3).

De modo geral, as estruturas regionais, tais como o relevo da interface crosta-manto, podem ser associadas a anomalias de grande comprimento de onda. Dessa forma, admite-se que a contribuição de caráter regional dominante, para as anomalias gravimétricas do Nordeste Setentrional, corresponde ao importante afinamento crustal associado à transição de crostas (continental para oceânica). Por outro lado, as anomalias de pequeno a médio comprimento de onda são correlacionadas principalmente às heterogeneidades intracrustais, que podem ser bacias sedimentares, corpos granitóides ou limites de terrenos acrescidos tectonicamente. Nesse modelo interpretativo há o efeito indesejado de se incorporar no campo regional a contribuição de possíveis heterogeneidades intracrustais profundas. Essa deficiência, entretanto, não invalida, numa primeira aproximação, o modelo adotado, pois a contribuição gravimétrica dessas heterogeneidades é secundária quando comparada com o efeito causado pelas oscilações da Interface crosta-manto.

Por se tratar de anomalias de diferentes magnitudes e com fontes distintas, ambas devem ser analisadas separadamente. Faz-se necessário, portanto, o emprego de um método de separação das componentes regional e residual que compõem o mapa de anomalias Bouguer.

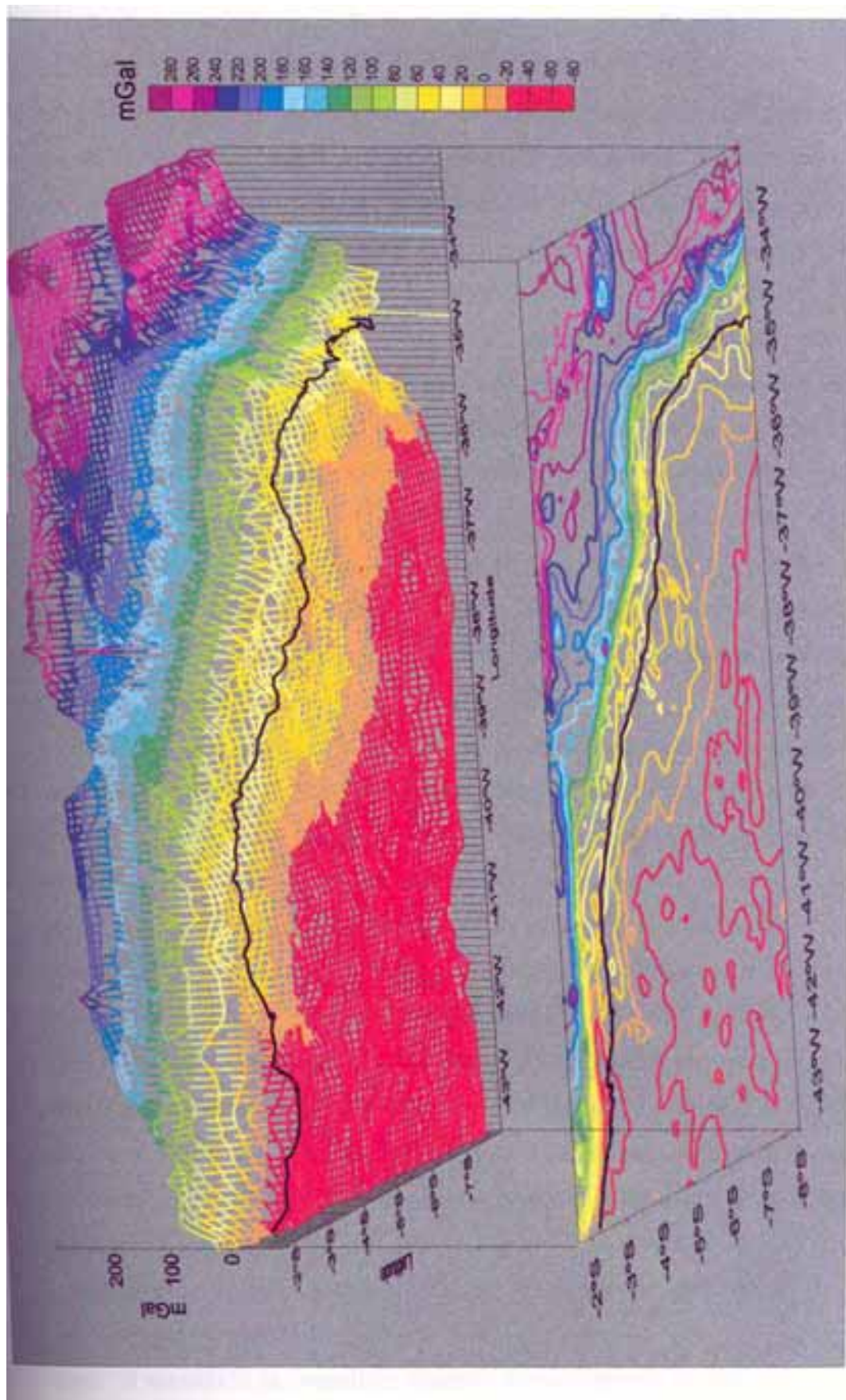


Figura 3.3 - Visualização 3D do mapa Bouguer. Notar o forte gradiente gravimétrico que acompanha a transição continente-oceano. A linha de costa corresponde à linha preta espessa.

3.4 - Separação dos campos regional e residual pelo método polinomial robusto

Dentre os diferentes métodos propostos na literatura para separar anomalias de diferentes comprimentos de onda (gráfico, espectral, polinomial, etc.) optou-se pelo emprego do método de ajuste polinomial robusto, desenvolvido por Beltrão (1989). Esse método permite o emprego de polinômios de altas ordens e pode detectar e eliminar automaticamente as pseudoanomalias típicas do método de mínimos quadrados, mesmo em áreas complexas contendo várias anomalias residuais. Além disso, o método de Beltrão (1989), ao contrário do método de mínimos quadrados, permite o emprego de polinômios de altas ordens sem ocasionar a transmissão de parte do residual para o regional. Por outro lado, o método de Beltrão (1989) é superior aos métodos de separação espectral porque estes não conseguem identificar a faixa de sobreposição dos espectros regional e residual, ocasionando sempre distorções de sinal e transmissão de ruído.

Com o emprego do método de Beltrão (1989) foi obtida uma estimativa do campo regional. De posse da componente regional, o campo residual é obtido pela simples subtração desta do campo Bouguer.

Os métodos de ajuste polinomial admitem que a superfície do campo regional pode ser adequadamente ajustada por um polinômio bidimensional, cuja ordem controla a suavidade da superfície. O modelamento de campos regionais complexos por polinômios de altas ordens produz um efeito similar à transmissão de ruídos nos métodos espectrais. Isso ocorre porque o ajuste se dá em função do campo Bouguer, e não do campo regional, que é desconhecido. Os métodos polinomiais robustos são aqueles que calculam os coeficientes polinomiais através de procedimentos estatísticos mais robustos (norma L_1) que o método dos mínimos quadrados (norma L_2), reponderando mais precisamente as soluções dos mínimos quadrados em cada iteração, de modo a concentrar o resíduo da interpolação em poucos pontos, isolando melhor assim as anomalias residuais. O método de ajuste polinomial robusto empregado para esta separação está descrito detalhadamente em Beltrão *et al.* (1991).

Na aplicação deste método à área em estudo foram testados polinômios de graus variando de 1 a 15. Para cada grau testado, foi ajustado um campo regional correspondente. A suavidade da superfície ajustada é inversamente proporcional ao grau

do polinômio testado. Os diversos mapas regionais e residuais produzidos foram analisados e comparados com o mapa de anomalias Bouguer e com mapas geológicos. Considerando-se a extensão da área, pode-se considerar como "residual" anomalias de até 150 km de comprimento de onda, aproximadamente. Nos mapas produzidos com polinômios de baixas ordens ocorre o truncamento do campo regional, que fica exageradamente suavizado. Ou seja, parte do regional é transmitida para o residual, que passa a apresentar anomalias com comprimento de onda muito maiores que 150 km, que muito possivelmente não correspondem a contrastes intracrustais de densidade. Nos casos em que o grau do polinômio é muito alto, ocorre o inverso e parte do residual é incorporada ao regional. Beltrão (1989) sugere que o grau escolhido deve ser aquele imediatamente anterior ao grau cujo mapa correspondente começar a incorporar, de acordo com o julgamento do intérprete, feições residuais,. Isso corresponde, no caso da área em estudo, a anomalias com comprimento de onda inferior a 150 km.

O polinômio de grau 1 representa uma superfície linear, ou seja, um plano. Tal polinômio é descartado pois não representa o campo regional desejado. Deve-se então aumentar o grau do polinômio até que se obtenha uma superfície mais adequada. A seguir serão analisados os mapas produzidos pelos polinômios de graus 5, 7, 9, 10, 11 e 12, previamente selecionados para ilustrar o processo que levou a escolher o melhor representante para o campo regional. Esse procedimento é um tanto subjetivo, dependendo em parte da experiência e boa observação do intérprete.

O mapa da figura 3.4 mostra o campo regional obtido com o polinômio de grau 5. Comparando-se esse mapa com o mapa Bouguer (Fig. 3.2), observa-se que a superfície definida na figura 3.4 ainda é relativamente muito suave, e as anomalias de grande comprimento de onda presentes no mapa total não aparecem bem representadas. Além disso, não há nenhum indício que aponte para a incorporação de anomalias residuais nesse mapa. Portanto, o grau do polinômio deve ser aumentado.

No mapa obtido com o polinômio de grau 7 (Fig. 3.5), a mesma avaliação anterior pode ser feita, pois esse dois mapas não diferem muito entre si. Já o polinômio de grau 9 (Fig. 3.6) fornece uma superfície bem mais próxima do que se deseja, pois as principais deflexões das curvas anômalas regionais observáveis no mapa Bouguer estão melhor representadas. No entanto, a ausência de anomalias residuais incorporadas indica que o

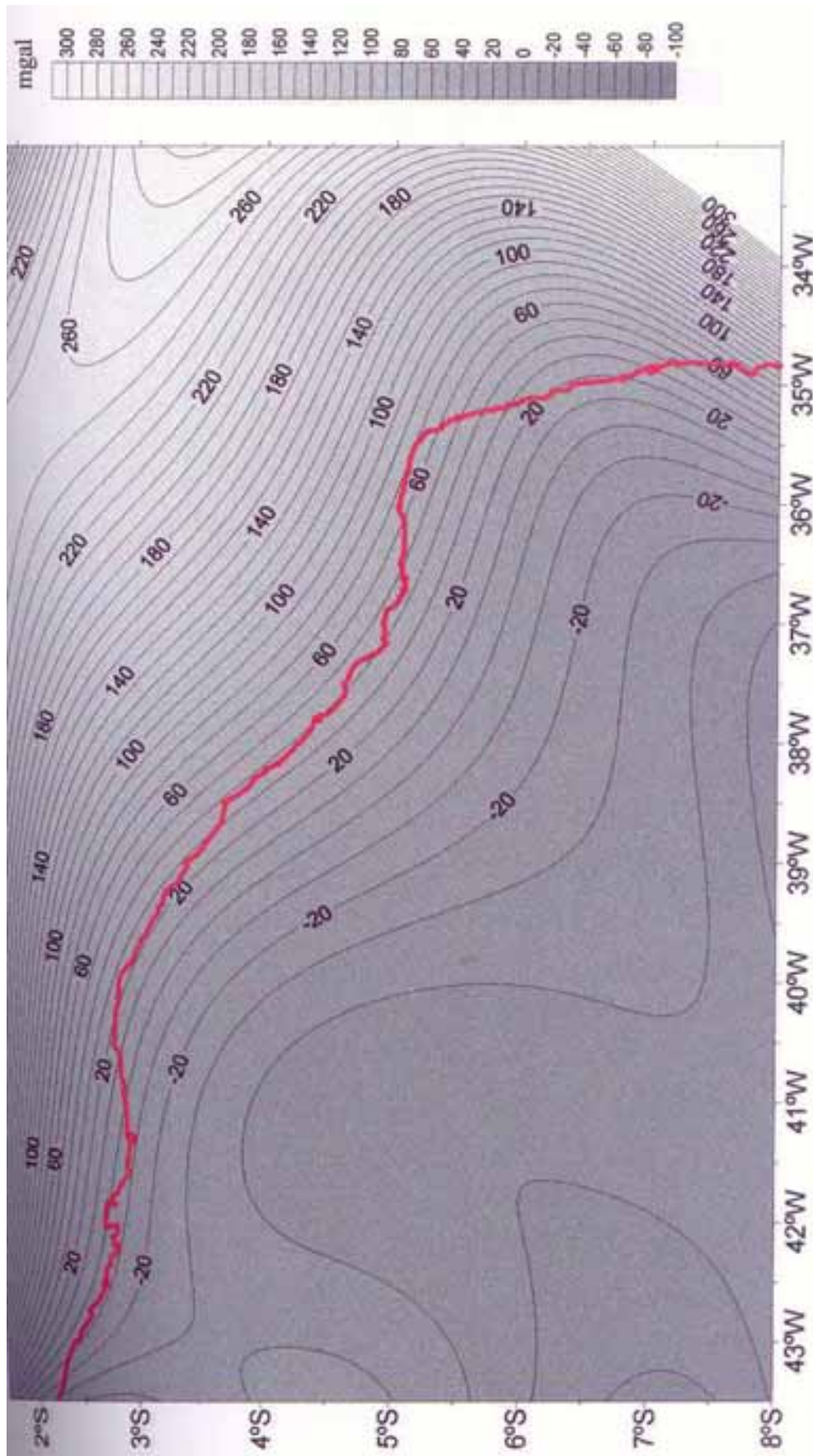


Figura 3.4 - Mapa gravimétrico regional obtido com polinômio de grau 5. Intervalo de contorno de 10 mgal. A linha de costa aparece em vermelho.

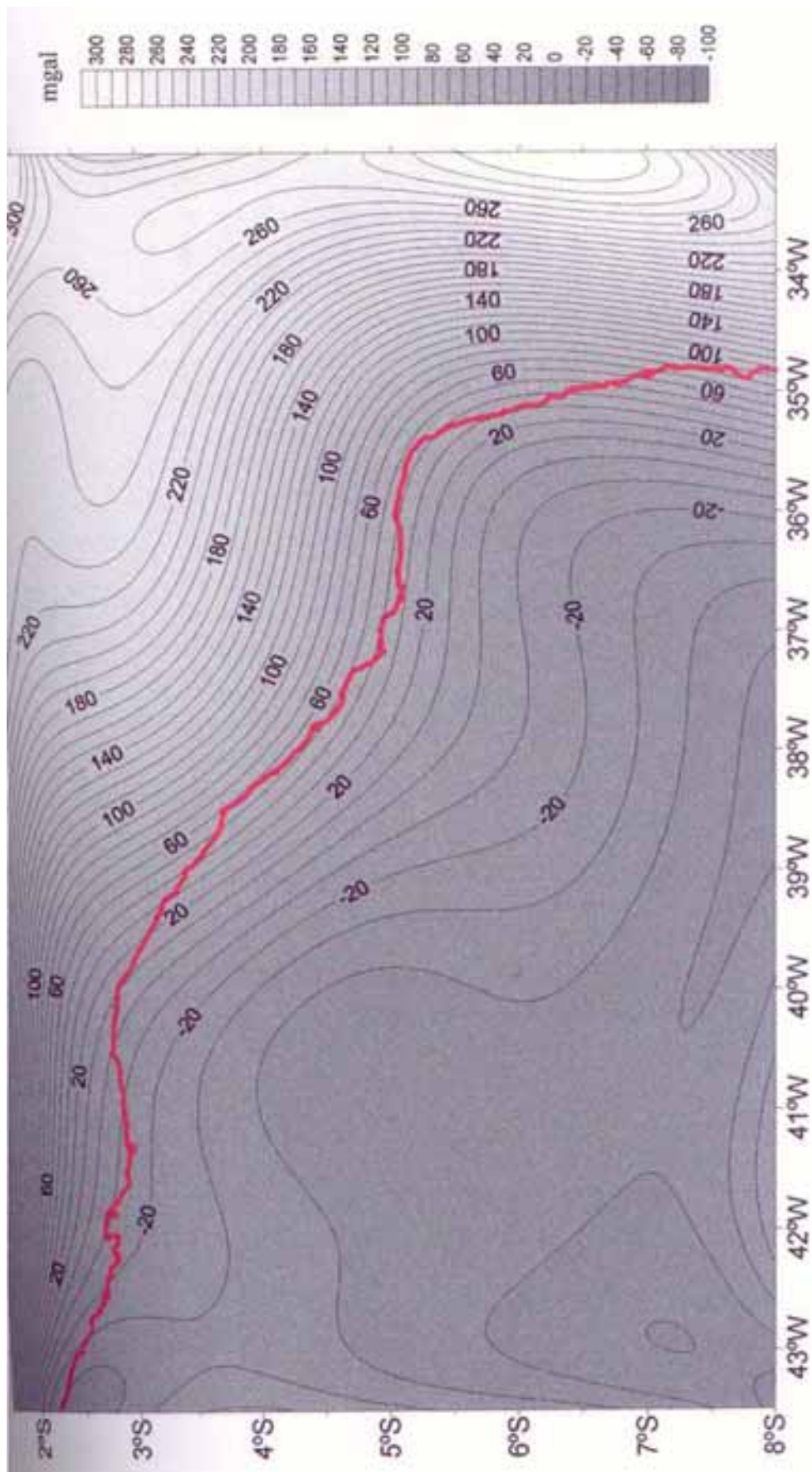


Figura 3.5 – Mapa gravimétrico regional obtido com polinômio de grau 7. O intervalo de contorno é de 10 mgal e a linha de costa aparece em vermelho.

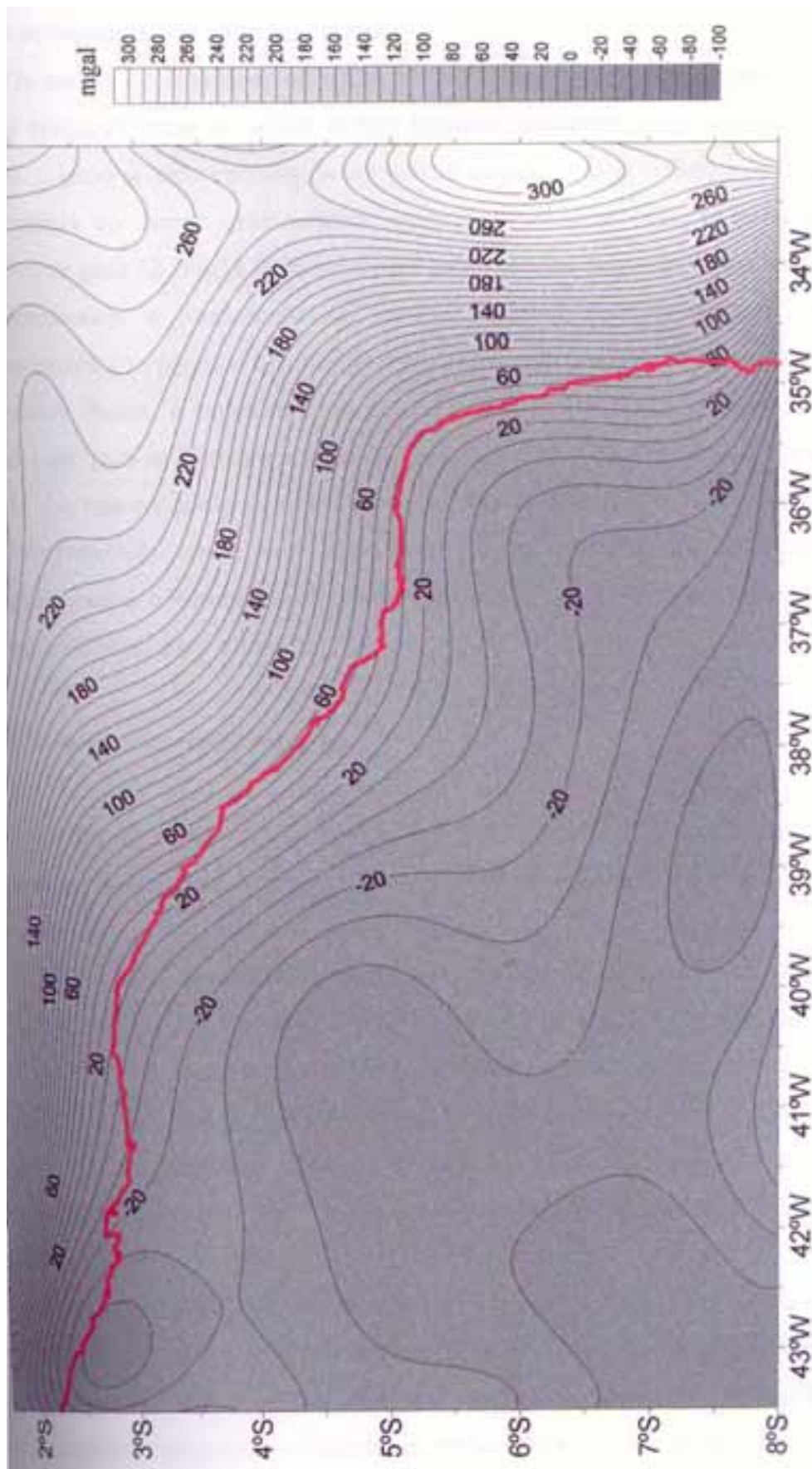


Figura 3.6 - Mapa gravimétrico regional obtido com polinômio de grau 9. Intervalo de contorno de 10 mgal. A curva em vermelho representa a linha de costa.

grau do polinômio ainda pode ser elevado.

Os mapas obtidos com os graus 10 e 11 (Fig. 3.7 e 3.8, respectivamente) são bastante similares entre si, sendo ambos bastante aceitáveis para representar o campo regional. Optou-se pela escolha da superfície gerada pelo polinômio de grau 11 como representativa do campo gravimétrico regional. Por outro lado, o mapa gerado pelo polinômio de grau 12 (Fig. 3.9) já incorpora anomalias de pequeno comprimento de onda, que representam o vazamento do campo residual para o regional, efeito que progressivamente se acentua nos mapas produzidos com graus sucessivamente maiores.

Dessa forma, o polinômio de grau 11 mostrou-se como o mais adequado, no presente caso, para se efetuar a separação regional-residual pretendida. Deve-se ressaltar, contudo, que este ou qualquer outro procedimento de separação regional-residual é uma etapa interpretativa; isto é, uma etapa onde o intérprete deve decidir entre diferentes estimativas qual é a estimativa do campo regional que melhor corresponde às fontes regionais postuladas para a área.

3.5 - O mapa gravimétrico regional

Efetuada a separação das componentes regional e residual do mapa Bouguer, obteve-se os campos gravimétricos regional e residual, mostrados nas figuras 3.10 e 3.11, respectivamente.

Em função da escala da área em estudo, as anomalias consideradas regionais possuem grandes comprimentos de onda (maiores que 150 km, aproximadamente). As causas ou fontes dessas anomalias estão, portanto, principalmente condicionadas ao comportamento de feições crustais e litosféricas importantes, tais como a superfície crosta-manto. As diferenças tanto de densidade como de espessura entre as crostas continental e oceânica são também variáveis importantes que influenciam diretamente nas anomalias gravimétricas regionais.

Observando-se o mapa de anomalias regionais (Fig. 3.10) torna-se nítida a transição da litosfera continental para a litosfera oceânica, marcada por um forte gradiente que, a grosso modo, margeia a linha de costa. Na região correspondente ao rifte potiguar, esse gradiente é defletido para o continente, refletindo a influência do

afinamento

crustal

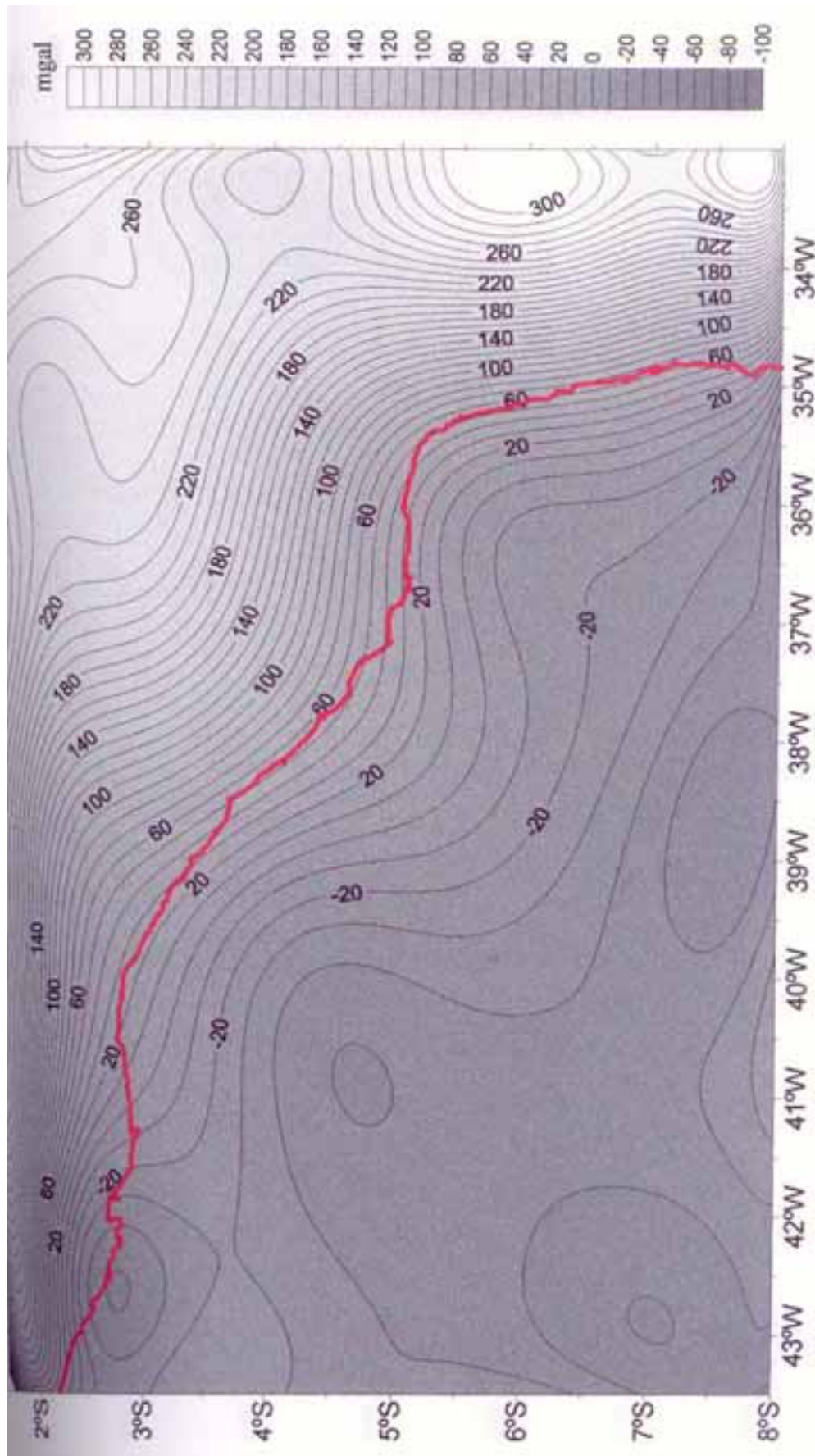


Figura 3.7 - Mapa gravimétrico regional obtido com polinômio de grau 10. Intervalo de contorno de grau 10. A curva em vermelho representa a linha de costa.

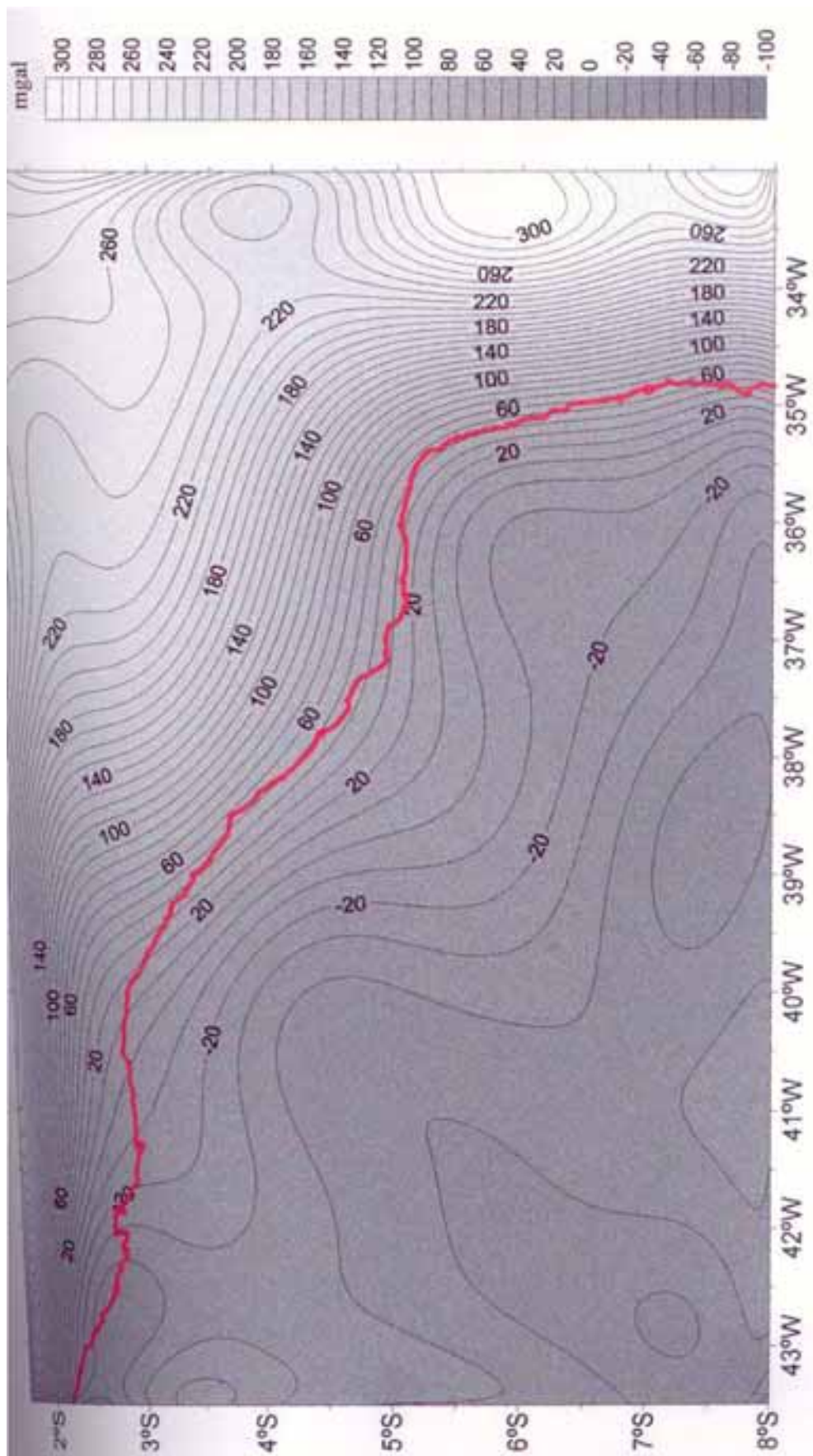


Figura 3.8 - Mapa gravimétrico regional obtido com polinômio de grau 11. Intervalo de contorno de 10 mgal. A linha de costa aparece em vermelho.

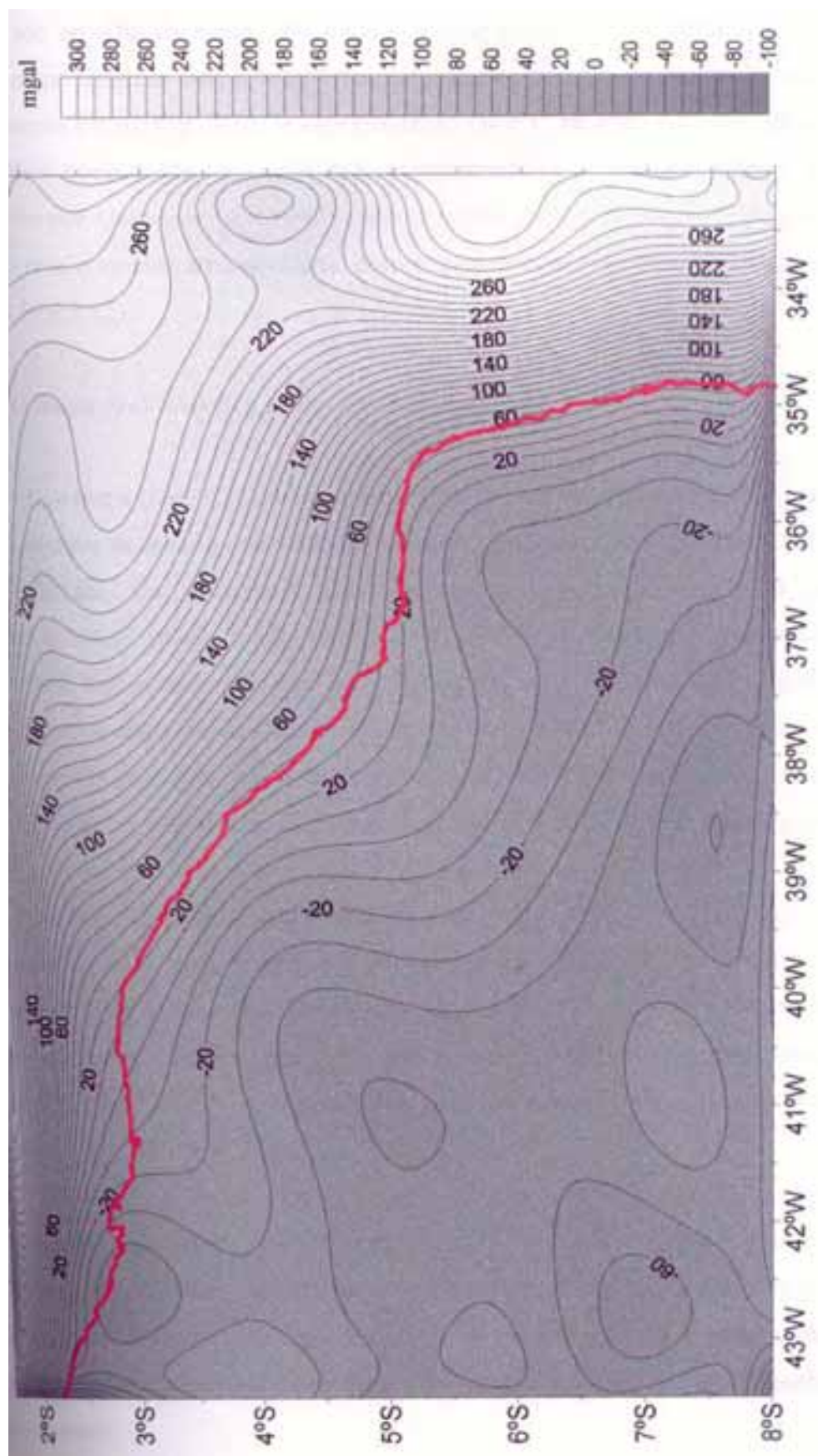


Figura 3.9 - Mapa gravimétrico regional obtido com polinômio de grau 12. Intervalo de contorno de grau 12. A curva em vermelho representa a linha de costa.

associado ao rifte da bacia. Os altos e baixos gravimétricos definidos pelas isogálicas desse mapa refletem bem o comportamento da Interface crosta-manto, revelando áreas de afinamento (A na Fig. 3.10) e espessamento (B e C na Fig. 3.10) crustais importantes. Esse fato pode ainda ser verificado comparando-se o campo regional com o mapa proposto por Castro *et al.* (1997) para o relevo da interface crosta-manto (Fig. 3.12), obtido com o vínculo de suavidade, com o qual mantém um padrão geral semelhante (*cf.* Fig. 3.10 e 3.12).

3.6 - O mapa gravimétrico residual

Este mapa (Fig. 3.11) representa a peça fundamental deste estudo gravimétrico que tem o objetivo de, aliado aos dados geológicos, propor ou descartar limites de terrenos na área estudada. Os principais alinhamentos, gradientes e contrastes gravimétricos revelados nesse mapa estão associados a heterogeneidades intracrustais (corpos granitóides, bacias sedimentares) ou a limites de terrenos (suturas). O padrão de cores adotado para o mapa residual objetivou destacar essas feições gravimétricas, separando-se visualmente as anomalias positivas das negativas. A Bacia Potiguar, por exemplo, aparece bem marcado no mapa residual, assinalado por um proeminente baixo gravimétrico na região próxima ao par coordenado de 37,5°W e 4,5°S.

Na observação desse mapa, atenção especial recai sobre as anomalias residuais que podem estar relacionadas a limites de terrenos, paleozonas de sutura ou zonas de criptossuturas (suturas não aflorantes). As anomalias cujas fontes correspondem a heterogeneidades intracrustais geologicamente bem conhecidas (como bacias sedimentares e batólitos) são de interesse secundário, visto que o estudo principal visa a estruturação crustal mais antiga.

Numa análise interpretativa preliminar, foram assinalados os principais *trends* gravimétricos desse mapa, mostrados na figura 3.13. Nota-se que a maioria dos *trends* gravimétricos assinalados são aproximadamente ortogonais ou em alto ângulo em relação a linha de costa. Isto sugere uma correlação entre esses *trends* e as principais zonas de cisalhamento brasileiras, que também possuem essa disposição, perpendicular à margem do continente.

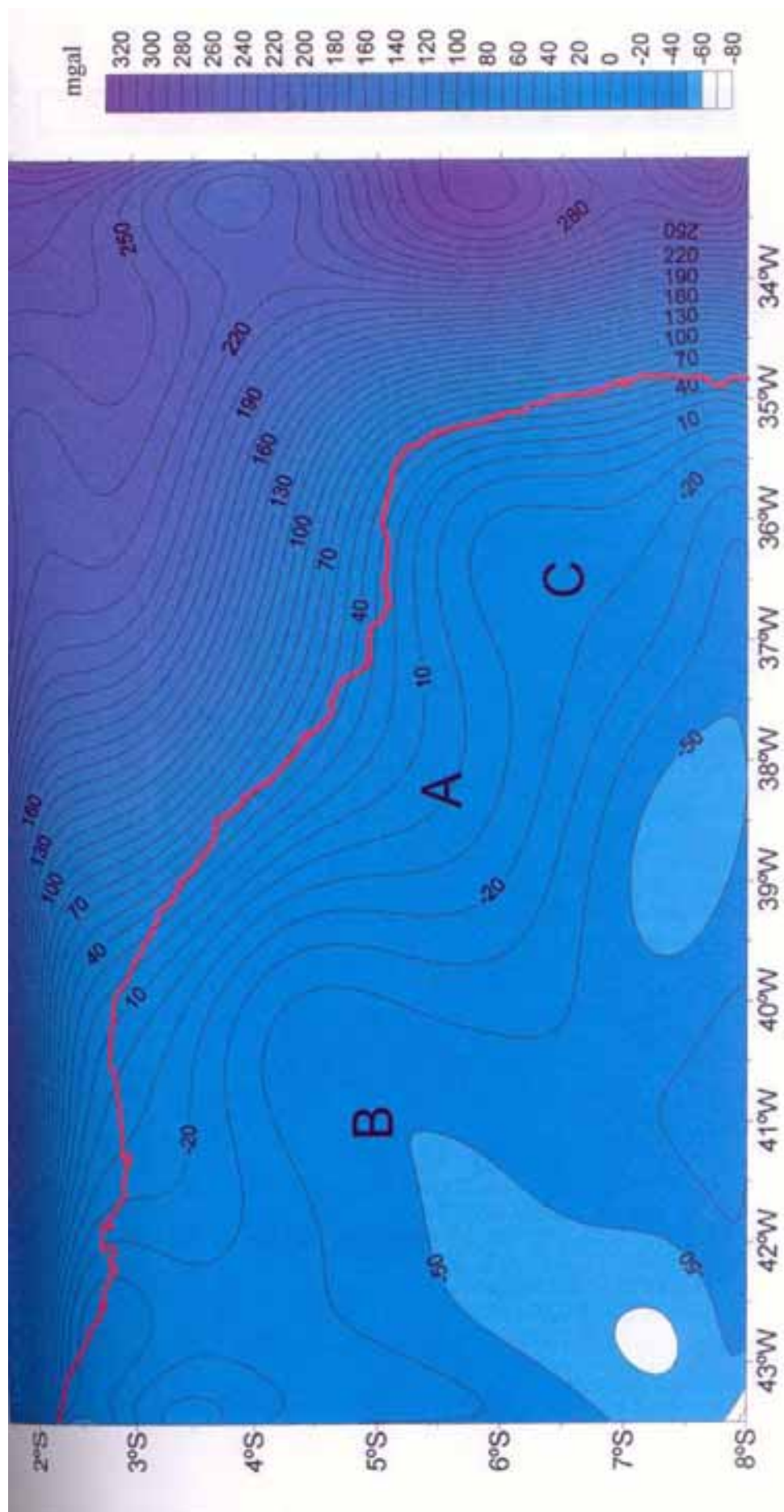


Figura 3.10 - Mapa gravimétrico regional da área estudada. Intervalo de contorno de 10 mgal. A linha de costa aparece em vermelho. As letras marcam áreas de espessamento (B e C) e afinamento (A) crustais.

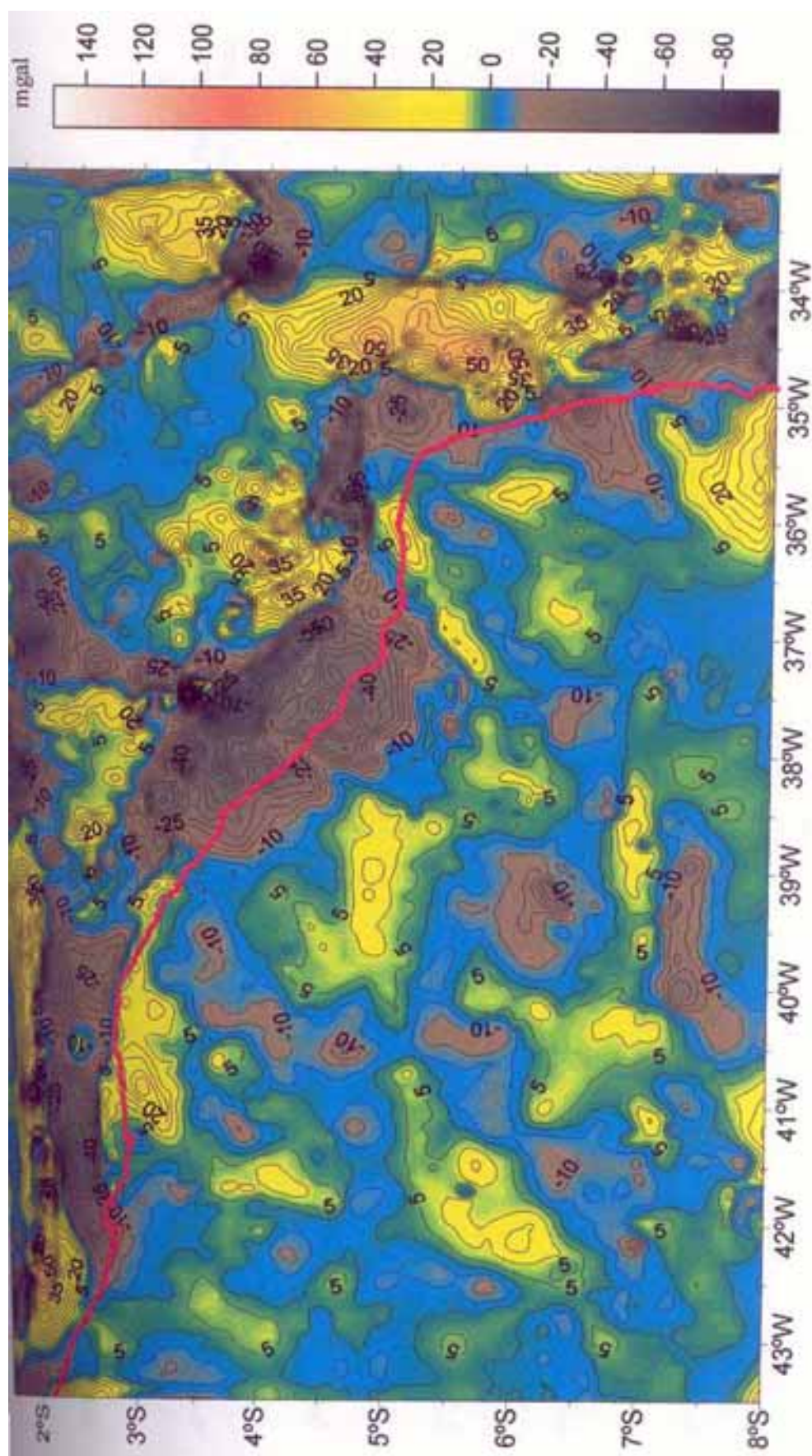


Figura 3.11 - Mapa gravimétrico residual da área. O intervalo de contorno é de 5 mgal. Linha de costa em vermelho.

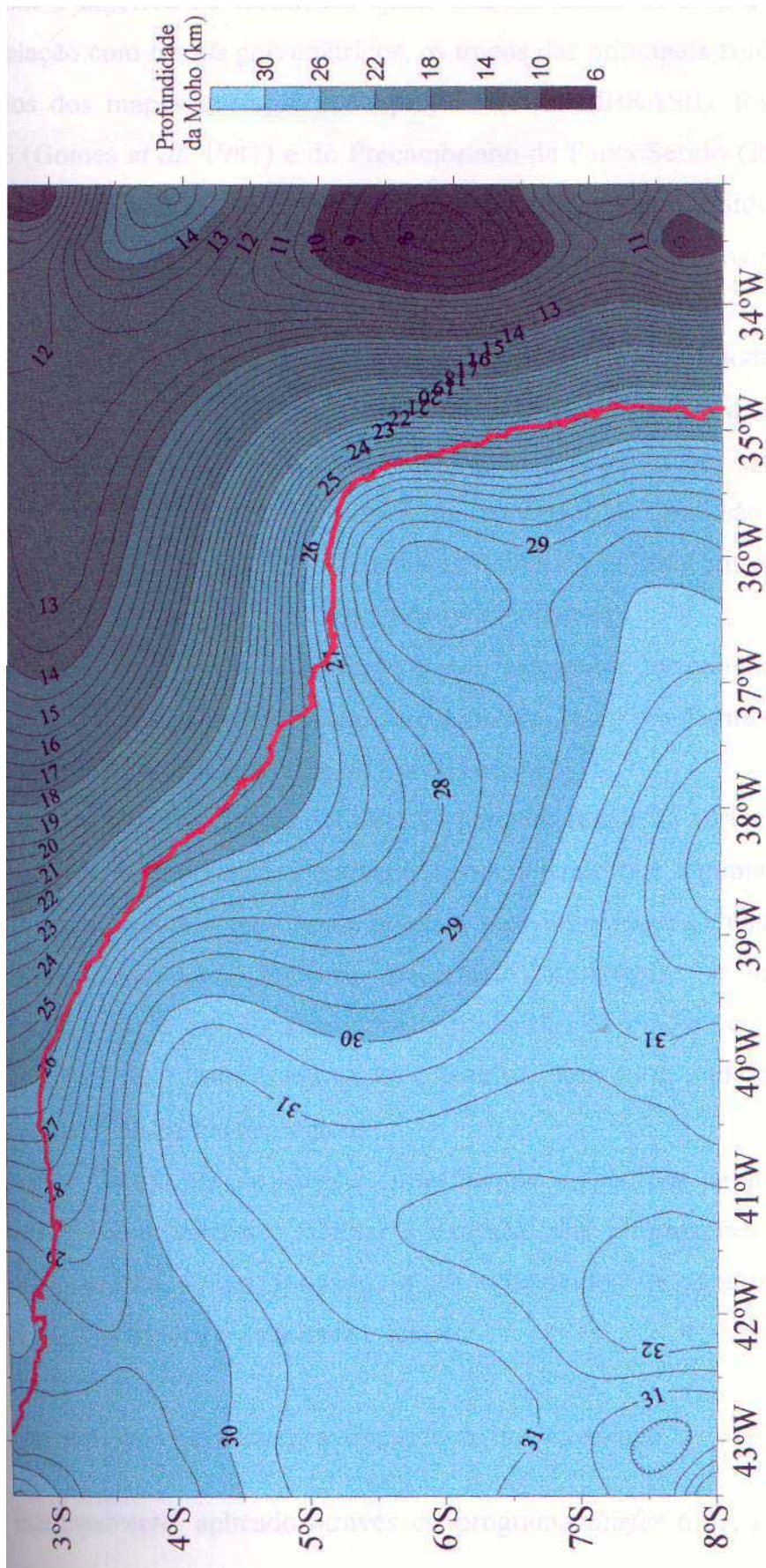


Figura 3.12 – Mapa da interface crosta manto (Castro *et al.*, 1997b). Intervalo de contorno de 0,5 km. A linha de costa aparece em vermelho.

Com o objetivo de identificar quais cisalhamentos na área estudada apresentam esta correlação com *trends* gravimétricos, os traços das principais zonas de cisalhamento, compilados dos mapas geológicos do projeto RADAMBRASIL, folha Jaguaribe/Natal SB.24/25 (Gomes *et al.* 1981) e do Precambriano da Faixa Seridó (Jardim de Sá 1994), foram digitalizados e lançados sobre o mapa gravimétrico residual (Fig. 3.14). A correspondência entre cisalhamentos brasileiros e alinhamentos gravimétricos importantes permite interpretá-los como feições que possuem raiz crustal profunda. Aos cisalhamentos que apresentam essa correlação duas interpretações podem ser dadas:

(a) correspondem a cisalhamentos intracontinentais profundos, que seccionam toda a crosta, servindo como zonas de deslocamento de grandes blocos crustais. Podem ser entendidos como uma versão profunda da tectônica de extrusão lateral de blocos cenozóica que ocorre a norte dos Himalaias devido à colisão entre a Índia e a Ásia. Indiretamente estariam associados a um processo colisional.

(b) trata-se de antigas zonas de acreção e suturamento de terrenos alóctones, formadas com a colisão de blocos (microplacas, arcos de ilha, etc.) resultante de um processo de convergência oblíqua, transcorrente ou transformante.

Comparando-se as figuras 3.13 e 3.14 percebe-se que há vários cisalhamentos que possuem assinatura gravimétrica marcante, evidenciando que algumas dessas estruturas realmente apresentam raiz profunda e marcam discontinuidades crustais importantes. A partir dessa observação, torna-se necessário investigar se tais cisalhamentos correspondem a estruturas intracontinentais profundas ou a possíveis zonas de acreção de terrenos alóctones. Essa investigação é feita no capítulo 4, onde os dados geofísicos são confrontados aos dados geológicos.

Com o intuito de se realçar lineamentos e padrões anômalos, melhorar a visualização de suas feições e facilitar a extração das informações contidas no mapa gravimétrico residual, foram aplicados a ele tratamentos de sombreamento de relevo gravimétrico, cuja técnica é detalhada a seguir.

3.6.1 - Sombreamento de relevo gravimétrico do mapa residual

Este tratamento, aplicado através do programa *Surfer* 6.01, consiste no uso de

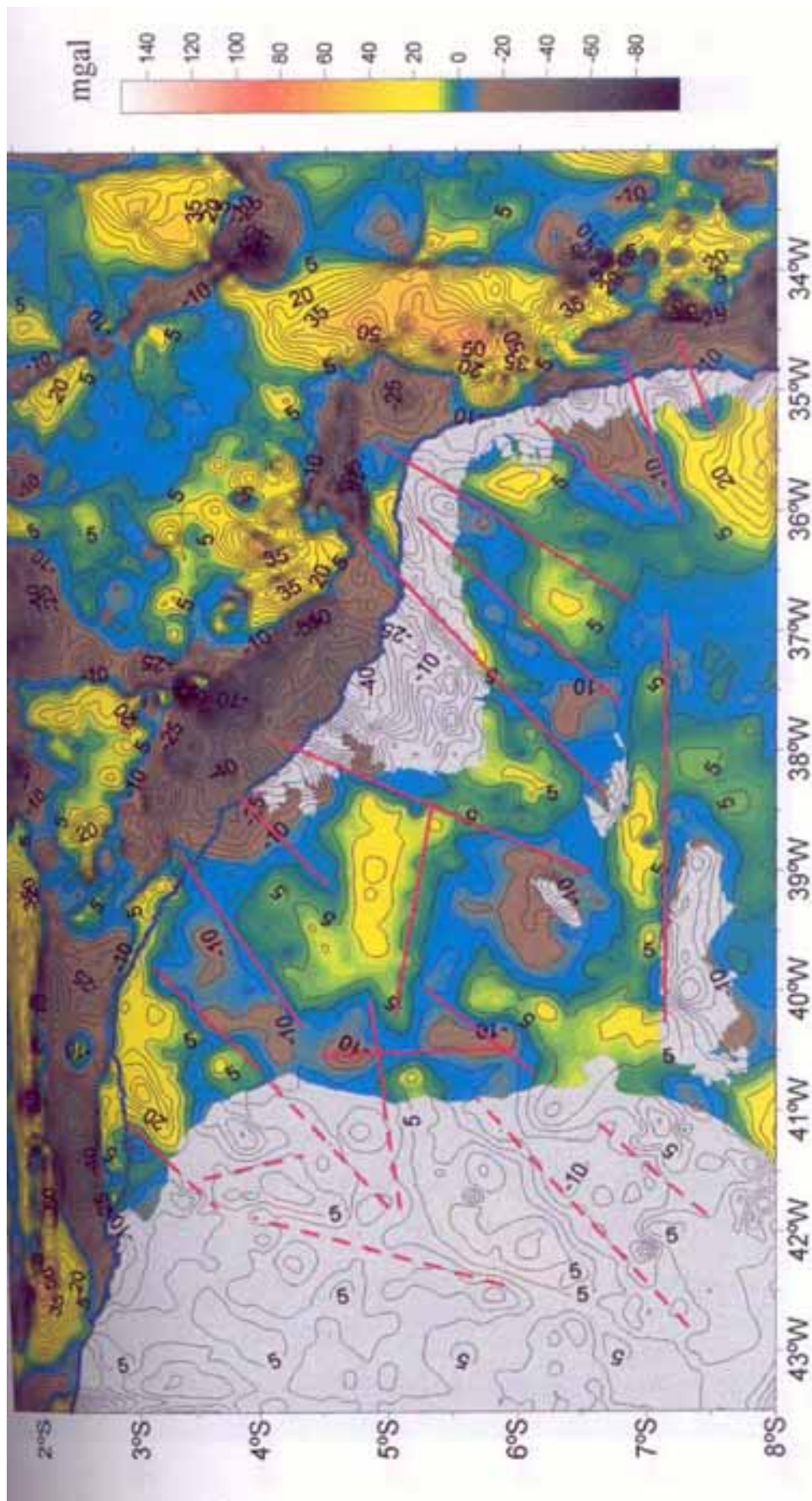


Figura 3.13 – Mapa gravimétrico residual interpretado. As áreas sedimentares aparecem em cinza. Os alinhamentos gravimétricos sobre a Bacia do Parnaíba aparecem tracejados. O intervalo de contorno é de 5 mgal.

diferentes cores que ressaltam as inclinações de uma superfície e a direção dessas irregularidades em relação a direção de uma fonte luminosa definida pelo usuário. Quanto maior o número de nós da malha interpolada, mas rico em detalhes será o mapa sombreado resultante, pois as cores são atribuídas individualmente a cada célula da malha (formada por quatro nós adjacentes).

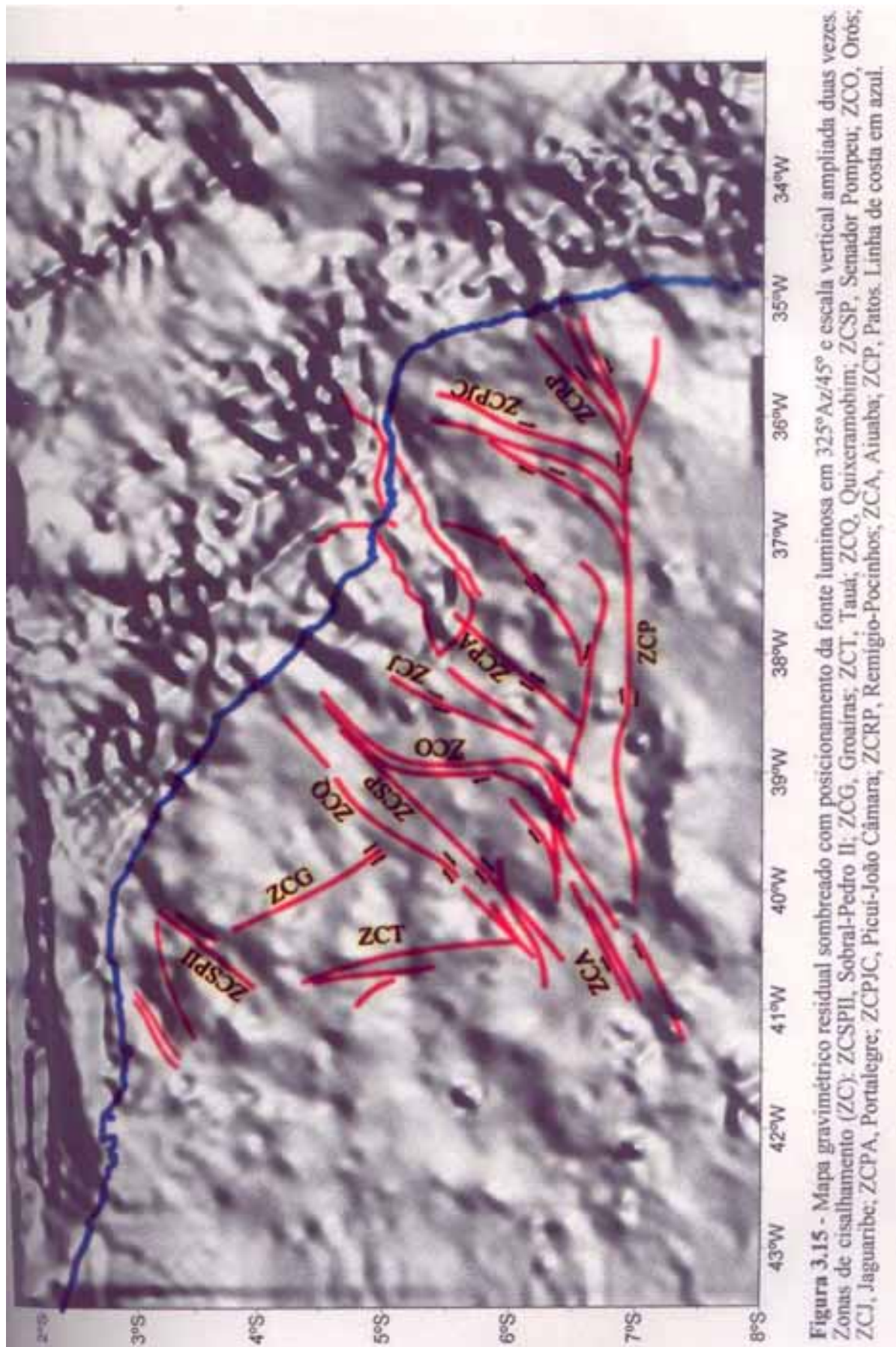
A fonte luminosa pode ser entendida como o sol brilhando sobre uma superfície topográfica. O posicionamento dessa fonte pode variar em qualquer ângulo horizontal (dado em azimuth) e vertical, sob (valores negativos) ou sobre (valores positivos) a superfície que se deseja sombrear. O ângulo de incidência dos raios luminosos sobre a superfície determina a intensidade da cor atribuída pelo programa a cada célula da malha. Intensidade máxima é atribuída a um ângulo de incidência de 90° , e mínima para um ângulo de incidência de 0° . O algoritmo utilizado para computar a luz refletida em cada célula foi o algoritmo da Reflexão Lambertiana.

O programa permite alterações na escala vertical padrão, que equivale sempre a um décimo do comprimento da diagonal da área, podendo-se exagerar ou suavizar verticalmente a superfície sombreada. A alteração deste parâmetro é útil especialmente para se realçar detalhes em superfícies muito planas.

A aplicação desta técnica ao mapa residual é especificamente importante no realce de alinhamentos gravimétricos. A variação no posicionamento da fonte luminosa em cada mapa sombreado permite que se realce *trends* gravimétricos de diferentes orientações.

Diversas direções de iluminação foram aplicadas ao mapa residual e os melhores resultados foram obtidos com os seguintes posicionamentos da fonte luminosa: $325^\circ\text{Az}/45^\circ$ e $280^\circ\text{Az}/45^\circ$, onde a luz incide aproximadamente perpendicular e fornece um maior contraste às estruturas. O número de nós da malha residual foi aumentado de 72×118 para 640×1054 , diminuindo o espaçamento da malha original. A escala vertical foi ampliada duas vezes, de modo a ressaltar os detalhes dessa superfície. Os resultados obtidos são mostrados nas figuras 3.15 e 3.16.

Na figura 3.15, o posicionamento da fonte luminosa a NNW (325°Az) realça principalmente os alinhamentos gravimétricos de *trend* aproximadamente NE. A correspondência entre cisalhamentos e alinhamentos gravimétricos é avaliada a partir da superposição dos traços das principais zonas de cisalhamento a essa figura. Dentre essas



zonas, as que apresentam resposta gravimétrica relevante são: os cisalhamentos do NW do Ceará (principalmente a ZCSPII), as falhas que limitam a Bacia Potiguar, a ZCPA, as terminações em *splay* de trend NE do lineamento Patos, o próprio lineamento Patos e a ZCPJC.

Na figura 3.16, a fonte luminosa está posicionada a WNW (280°Az) e realça os alinhamentos gravimétricos de direção aproximadamente N-S. A superposição dos traços geológicos permitiu acrescentar a zona de cisalhamento Tauá (ZCT) ao rol das que possuem resposta gravimétrica relevante, destacadas no parágrafo anterior. Nessa figura, o alinhamento gravimétrico associado à ZCPJC tornou-se mais conspícuo.

A proposição dessas zonas, importantes do ponto de vista gravimétrico, como zonas intracrustais profundas ou zonas de acreção/suturamento é deixada para o capítulo 4, onde esses dados são confrontados com informações geológicas.

3.7 - Inversão do campo gravimétrico residual

3.7.1 - Introdução

A delimitação de uma área em terrenos alóctones implica em aceitar que essa mesma área seja composta por diferentes blocos crustais. Em função da diferente história evolutiva de cada bloco, que pode envolver origem, idade e composição litológica diferentes para cada um, é possível que a distribuição de densidade mostre variações expressivas entre os diferentes blocos crustais.

Com o objetivo de obter um mapa das variações de densidade na área, foi realizada a inversão do campo gravimétrico residual. O método utilizado nesse processo foi desenvolvido por Medeiros & Silva (1996) e utiliza vínculos de igualdade aproximada.

3.7.2 - Descrição do método de inversão

A inversão geofísica é um problema mal-posto, isto é, sua solução não é única nem estável. Para transformar um problema mal-posto em bem-posto, é necessário vincular a solução com informações *a priori* sobre as fontes anômalas.

Atualmente, dois tipos de vínculos são mais utilizados nos métodos de inversão que estimam uma propriedade física sobre uma malha regular: vínculos absolutos e vínculos relativos. Os vínculos absolutos pré-especificam um vetor e requerem que o vetor solução seja o mais próximo possível do vetor pré-especificado. Os vínculos relativos requerem que os elementos do vetor solução sejam o mais próximo possível um do outro, como, por exemplo, suavidade imposta por métodos que requerem que a norma da derivada espacial da propriedade física seja mínima.

Medeiros & Silva (1996) observaram que a utilização apenas de vínculos absolutos ou apenas vínculos relativos acarreta, respectivamente, problemas de não-unicidade ou instabilidade da solução. Esses autores desenvolveram um método estável de inversão que incorpora vínculos absolutos (apenas onde a propriedade física é conhecida a partir da informação geológica) e vínculos relativos. Os vínculos relativos são introduzidos de acordo com uma relação linear para a distribuição espacial da propriedade física. A versatilidade do método permite incorporar, além de informações locais, a exemplo do valor de densidade em dado ponto, informações indiretas tais como continuidade, simetria e *trends*.

A aplicação da inversão no presente trabalho teve por objetivo transformar o campo gravimétrico residual em um mapa de contrastes de densidade ($\Delta g \rightarrow \Delta \rho$). Para isso, o conjunto de observações gravimétricas interpoladas foi referenciado a um sistema cartesiano de coordenadas e a área das fontes foi discretizada em 8.496 blocos de 10 km x 10 km de modo que ao centro de cada bloco corresponde uma medida gravimétrica (Fig. 3.17).

Na gravimetria, como já é sabido, o efeito gravimétrico Δg produzido no ponto de observação (x_0, y_0, z_0) e causado por fontes de formas quaisquer é dado pela seguinte fórmula:

$$\Delta g(x_0, y_0, z_0) = \iiint \frac{\gamma \Delta \rho(x, y, z)(z - z_0) dx dy dz}{[(x - x_0)^2 + (y - y_0)^2 + (z - z_0)^2]^{3/2}}, \quad (3.1)$$

em que (x, y, z) é um ponto qualquer da fonte e $\Delta \rho$ é o contraste de densidade entre a fonte e a encaixante.

A partir da equação (3.1) pode-se chegar a uma relação mais simples de Δg com $\Delta \rho$ usando-se a função de Green, dada por:

$$G(x, y, z; x_0, y_0, z_0) = \frac{\gamma(z - z_0)}{[(x - x_0)^2 + (y - y_0)^2 + (z - z_0)^2]^{3/2}}, \quad (3.2)$$

sendo γ a constante universal de atração gravitacional.

Substituindo-se (3.2) em (3.1) e considerando-se que o elemento de volume $dV = dx dy dz$, tem-se:

$$\Delta g(x_0, y_0, z_0) = \int_{V_{fontes}} \Delta \rho(x, y, z) G(x, y, z; x_0, y_0, z_0) dV. \quad (3.3)$$

Como a região das fontes foi discretizada em N_g blocos, o volume das fontes passa a ser representado por N_g blocos de volume elementar V_i . Desse modo, a equação (3.3) fornece:

$$g_j = \sum_{i=1}^{N_g} \Delta \rho_i \int_{V_i} G(x_i, y_i, z_i; x_j, y_j, z_j) dV_i, \quad (3.4)$$

em que o índice j está associado ao ponto de medida (x_j, y_j, z_j) .

A integral acima pode ser representada por uma matriz A_{ij} na qual cada elemento é numericamente equivalente ao efeito gravimétrico unitário do j -ésimo bloco, de geometria conhecida, sobre a i -ésima observação:

$$g_j = \sum_{i=1}^{N_g} \Delta \rho_i A_{ij}. \quad (3.5)$$

Escrevendo a fórmula acima na forma matricial, obtém-se:

$$\bar{g} = \bar{A} \cdot \bar{\Delta \rho}, \quad (3.6)$$

que é a fórmula simplificada de $\Delta \rho$ em função de Δg .

No processo de inversão da equação (3.6), está implícita a aplicação do conceito de camada equivalente, segundo o qual o potencial gravimétrico devido a uma distribuição tridimensional arbitrária de fontes é igual ao potencial devido a uma distribuição bidimensional de densidade (camada equivalente) a uma profundidade d qualquer (Fig. 3.18). A camada equivalente pode ser entendida como um filme fino, cuja espessura é sempre desprezível quando comparada as suas dimensões horizontais, que contém todas as fontes residuais distribuídas na crosta, representadas em 2D.

Na solução da equação (3.6) serão incorporados também vínculos relativos: o vínculo de suavidade na distribuição espacial do contraste de densidade $\Delta \rho$.

O mapa de contraste de densidade obtido é função da espessura adotada para a

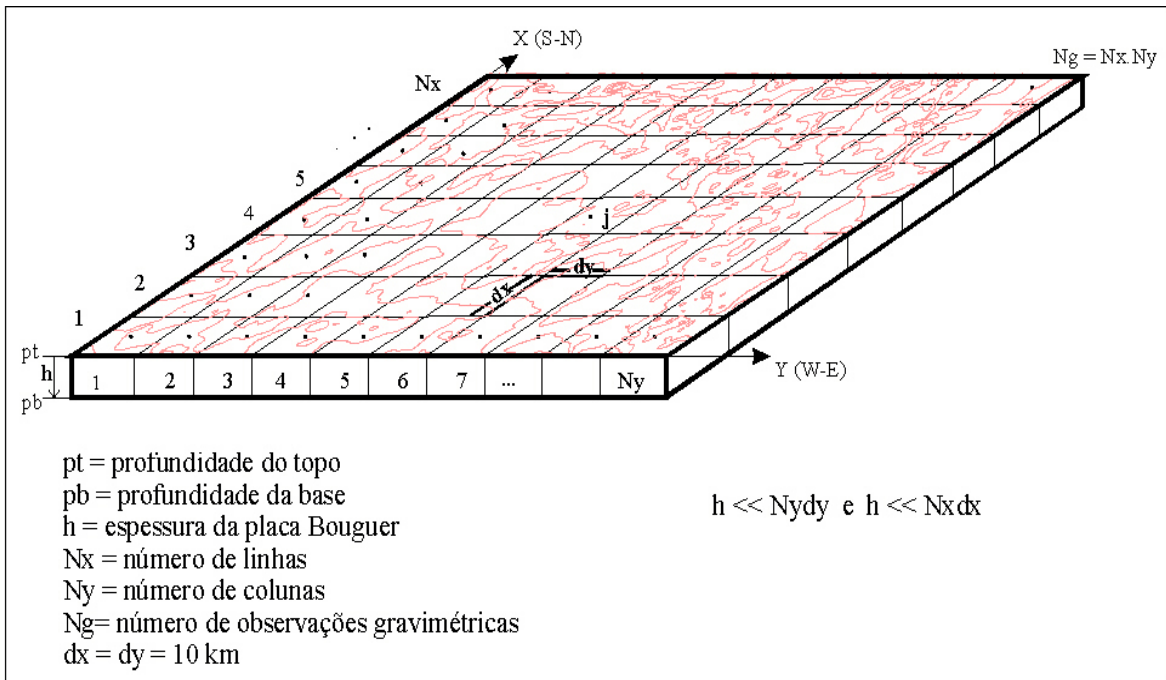


Figura 3.17 - Esquema ilustrativo mostrando o modelo no qual o campo gravimétrico residual foi discretizado em blocos de 10 km x 10 km, referenciados a um sistema de coordenadas cartesianas. Dentro de cada bloco o contraste de densidade $\Delta\rho$ é considerado constante.

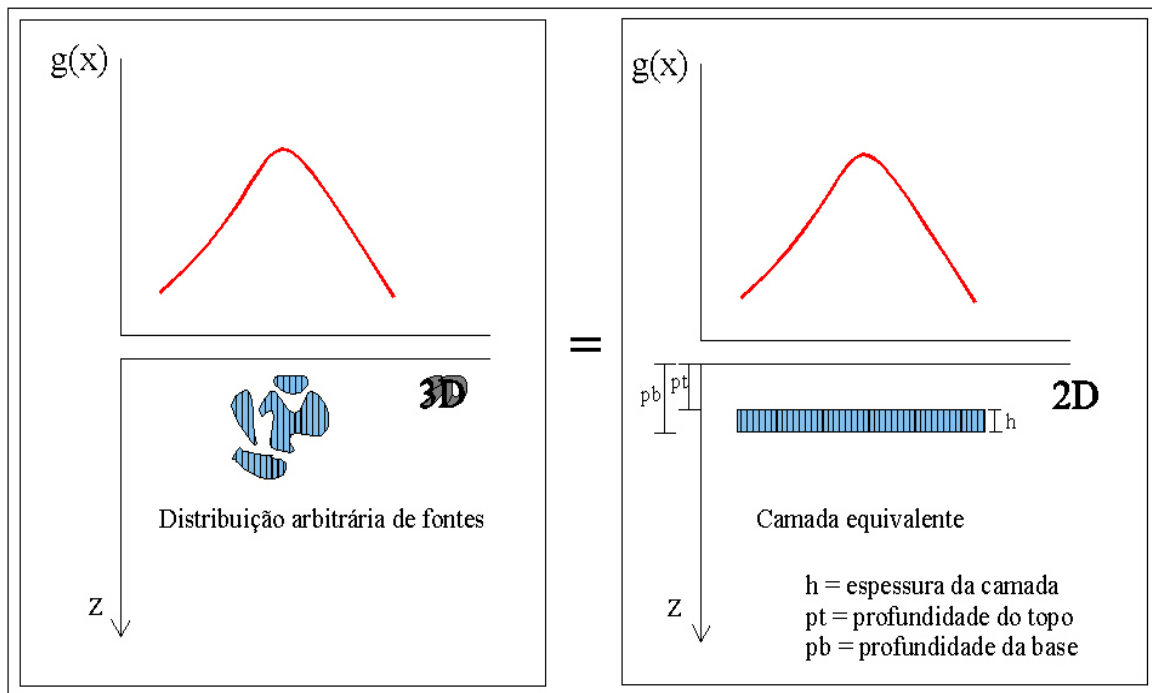


Figura 3.18 - Esquema ilustrativo do conceito de camada equivalente, segundo o qual o potencial gravimétrico produzido por uma distribuição tridimensional arbitrária de fontes é igual ao potencial devido a uma distribuição bidimensional de densidade a uma determinada profundidade \underline{d} .

camada equivalente. O valor ideal para essa espessura deve ser aquele que produz contrastes de densidade geologicamente esperados ou admissíveis para os corpos anômalos. Uma vez conhecido o mapa de contrastes de densidade, o contorno de um corpo anômalo pode ser aproximadamente obtido por um procedimento empírico bastante utilizado em trabalhos envolvendo inversão de um campo potencial (Silva & Hohmann 1984, Medeiros & Silva 1996). Este procedimento estabelece que a curva de isovalor que corresponde ao contato geológico entre duas unidades adjacentes equivale aproximadamente à curva associada à metade da diferença entre os valores das propriedades físicas limitantes (que, no presente caso, é o contraste de densidade $\Delta\rho$). A figura 3.19 ilustra esse procedimento.

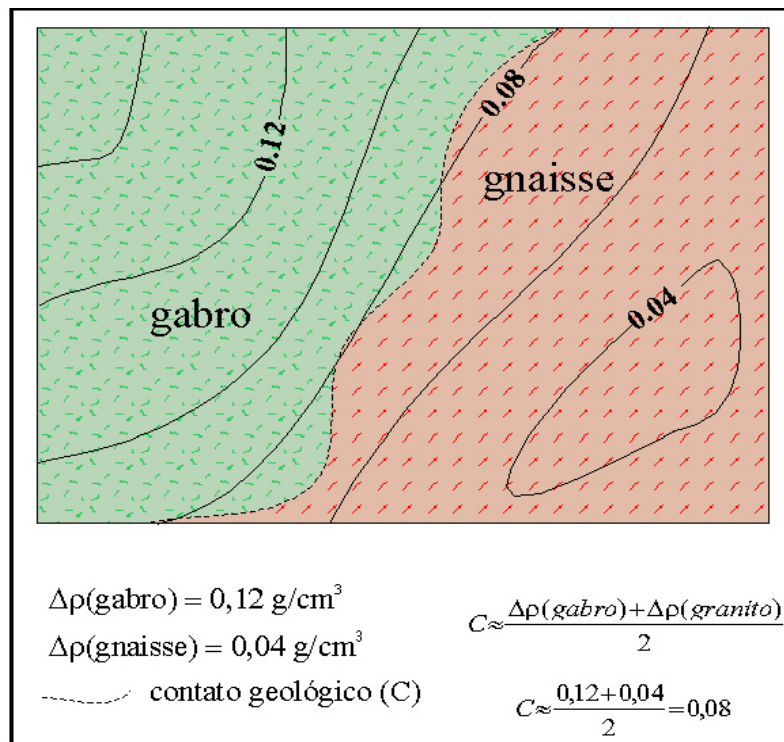


Figura 3.19 - Ilustração do procedimento para identificação do contato entre dois corpos anômalos a partir do mapa de contraste de densidade. Nesse exemplo a curva de $0,08 \text{ g/cm}^3$ é a que representa aproximadamente o contato entre o gabro e o gnaisse.

Duas subáreas foram selecionadas para testes que visaram a escolha de um valor ideal para a espessura da camada equivalente. Em ambas as áreas foram empregados valores de 5 e 10 km para a profundidade da base e de 0,01 km (subflorante) para a profundidade do topo da camada.

A primeira subárea escolhida foi a região da Bacia de Iguatu. Nessa região a curva de isovalor esperada para representar o contorno geológico da bacia é a curva de $-0,1 \text{ g/cm}^3$, segundo o procedimento mencionado acima (ilustrada na Fig. 3.19). O resultado dos testes é mostrado na figura 3.20. Conforme se observa, nessa região, a curva de $-0,1 \text{ g/cm}^3$ que melhor coincidiu com o contorno geológico da bacia foi obtida com o valor de 5 km para a profundidade da base (Fig. 3.20b). A curva de $-0,1 \text{ g/cm}^3$ produzida com o valor de 10 km para a profundidade da base (Fig. 3.20a) ficou muito aquém dos limites geológicos da bacia, o que indica que este é um valor exagerado para tal profundidade.

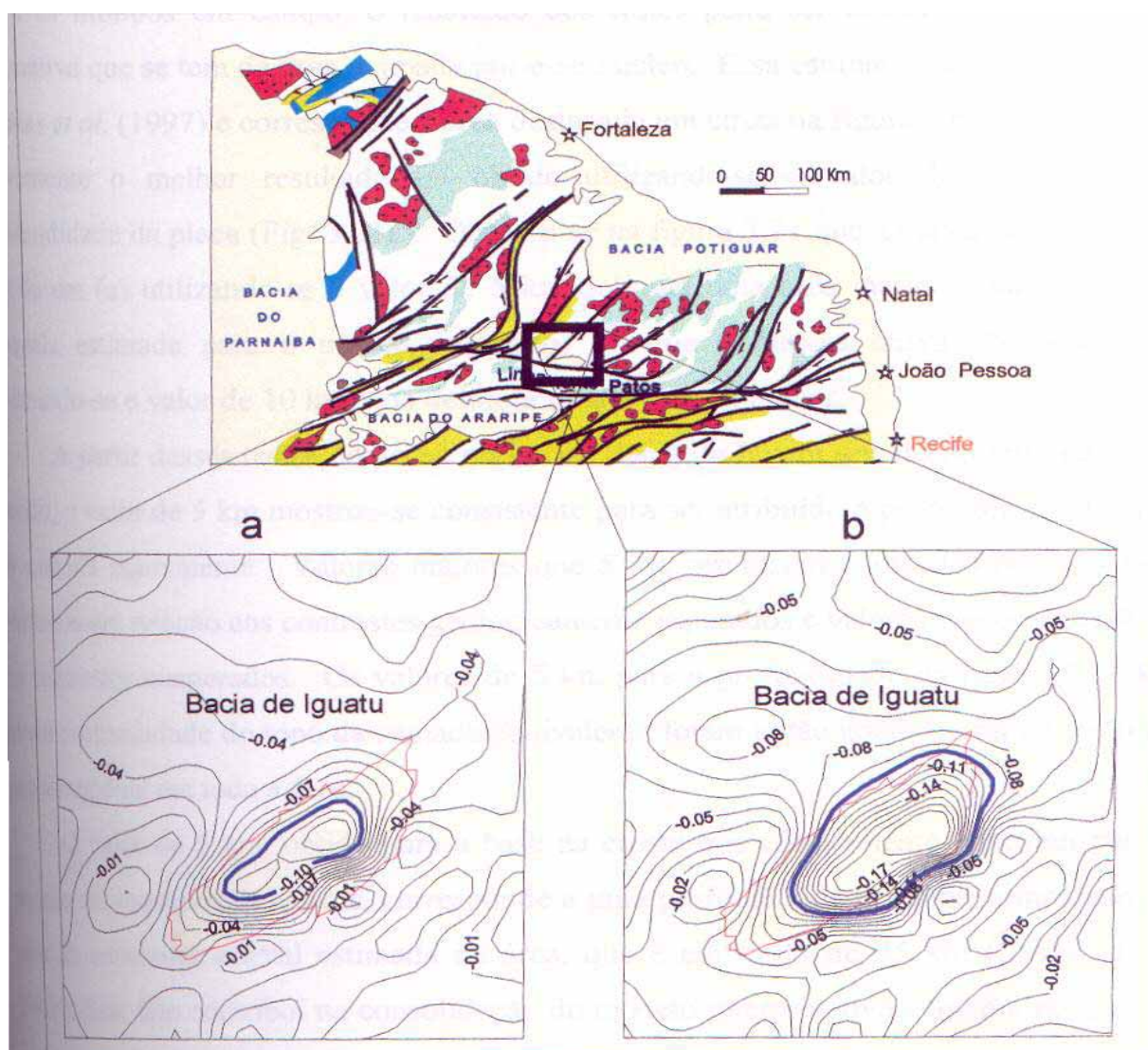


Figura 3.20 - Resultados da inversão usando os valores de 10 km (a) e 5 km (b) para a profundidade da base da camada equivalente na área da Bacia de Iguatu. A linha equivalente a $-0,1 \text{ g/cm}^3$ aparece destacada em azul. A linha vermelha delimita a área da bacia.

A segunda área escolhida para testes foi a porção leste da Faixa Seridó, conhecida também como Maciço Caldas Brandão (MCB, definido por Brito Neves 1975), onde, recentemente, foi reportada (com base em estudos isotópicos utilizando as metodologias Sm/Nd e U/Pb) a existência de um núcleo de rochas arqueanas (Dantas *et al* 1995, 1996, Van Schmus *et al.* 1994, 1995, 1996). Os mesmos testes realizados na região da Bacia de Iguatu foram realizados no MCB, sendo que o contraste de densidade esperado agora está em torno de $0,04 \text{ g/cm}^3$, que é um valor bastante significativo para contrastes entre blocos do embasamento (de composição litológica semelhante). Embora não se tenha uma delimitação precisa dos contornos desse núcleo arqueano, dificultada pela semelhança entre os litotipos em campo, o resultado dos testes pode ser avaliado em função da estimativa que se tem da área ocupada por esse núcleo. Essa estimativa é feita a partir de Dantas *et al.* (1997) e corresponde a área destacada em cinza na figura 2.6. Nessa região, novamente o melhor resultado foi obtido utilizando-se o valor de 5 km para a profundidade da placa (Fig. 3.21a). Observa-se na figura 3.21 que a curva de $0,04 \text{ g/cm}^3$ obtida em (a) utilizando-se o valor de 5 km delimita uma área maior (e mais próxima daquela estimada para o núcleo arqueano) do que a mesma curva obtida em (b) utilizando-se o valor de 10 km, que delimita uma área bem menor.

A partir desses testes, tanto na região da Bacia de Iguatu quanto no leste da Faixa Seridó, o valor de 5 km mostrou-se consistente para ser atribuído à profundidade da base da camada equivalente. Valores maiores que 5 km produzem contrastes de densidade pequenos em relação aos contrastes geologicamente esperados e valores menores resultam em contrastes exagerados. Os valores de 5 km para a profundidade da base e 0,01 km para a profundidade do topo da camada equivalente foram então adotados na inversão do campo residual em toda a área.

O valor de 5 km, obtido para a base da crosta que efetivamente contribui para a geração de anomalias residuais, corresponde a uma profundidade pequena comparado ao valor da espessura crustal estimada na área, que é em torno de 25 km (Castro *et al.* 1997b). Este fato contribui na consolidação do modelo interpretativo adotado, no qual as fontes das anomalias residuais são atribuídas a heterogeneidades intracrustais, localizadas principalmente na crosta superior atual.

Embora tenha sido tentada a inversão do campo residual em uma única etapa, o

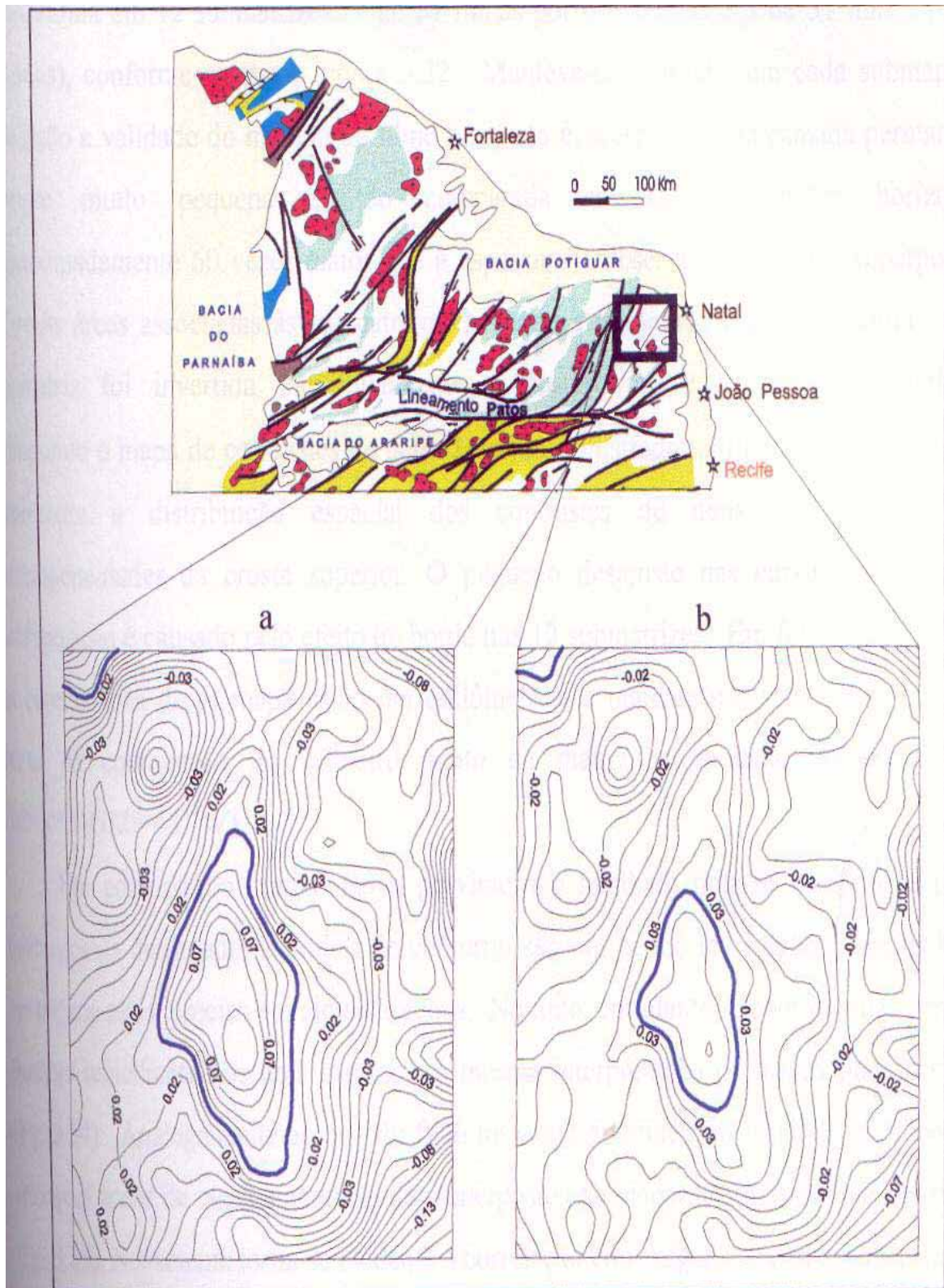


Figura 3.21 - Resultados da inversão na área do Maciço Caldas Brandão (MCB). O valor empregado para a profundidade da base da camada equivalente em (a) foi de 5 km e em (b) foi de 10 km. Em ambas o intervalo de contorno é de $0,01 \text{ g/cm}^3$ e a curva de $0,04 \text{ g/cm}^3$ aparece destacada em azul.

elevado tempo de processamento requerido tornou operacionalmente inviável este procedimento. Dessa forma, a matriz original (de 72 linhas por 118 colunas) teve que ser subdividida em 12 submatrizes (9 de 31 linhas por 40 colunas e 3 de 31 linhas por 32 colunas), conforme mostra a figura 3.22. Manteve-se, contudo, em cada submatriz, a condição e validade do modelo de filme fino, isto é, a espessura da camada permaneceu sempre muito pequena quando comparada as suas dimensões horizontais (aproximadamente 60 vezes maior que a espessura). Observe que há uma superposição entre as áreas associadas às submatrizes de modo a minimizar efeitos de borda. Cada submatriz foi invertida individualmente e posteriormente agrupada ao conjunto, compondo o mapa de contrastes de densidade ($\Delta\rho$), ilustrado na figura 3.23. Esse mapa representa a distribuição espacial dos contrastes de densidade causados por heterogeneidades da crosta superior. O pequeno desajuste nas curvas nas áreas de sobreposição é causado pelo efeito de borda nas 12 submatrizes. Em função da inversão, as coordenadas desse mapa estão em quilômetros, e marcam a distância acumulada a partir da coordenada do primeiro ponto da matriz interpolada, no vértice SW ($08^{\circ}00'S/43^{\circ}29'44''W$).

Em comparação com o mapa gravimétrico residual, nota-se que, no mapa de contrastes de densidade, as linhas de contorno são um pouco mais detalhadas, exibindo um traçado mais preciso em alguns trechos. No todo, entretanto, o contorno das curvas é bastante semelhante nos dois mapas, e a mesma interpretação de *trends* pode ser feita (Fig. 3.24). Analogamente ao que foi feito no mapa gravimétrico residual, os traços das principais zonas de cisalhamento foram superpostos ao mapa de contrastes de densidade (Fig. 3.25). Novamente torna-se evidente a correlação entre alguns desses cisalhamentos e os *trends* de contrastes de densidade. Os cisalhamentos destacados no item 3.5.1 são também os que melhor coincidem com limites de áreas com diferença de contraste de densidade relevante entre si. Em alguns casos, como na ZCSPII, o traçado da zona de cisalhamento pode ser melhorado ou prolongado por sob bacias sedimentares, com base nos *trends* geofísicos observados no mapa gravimétrico residual e seus derivados. Essa proposta é deixada para o capítulo 4.

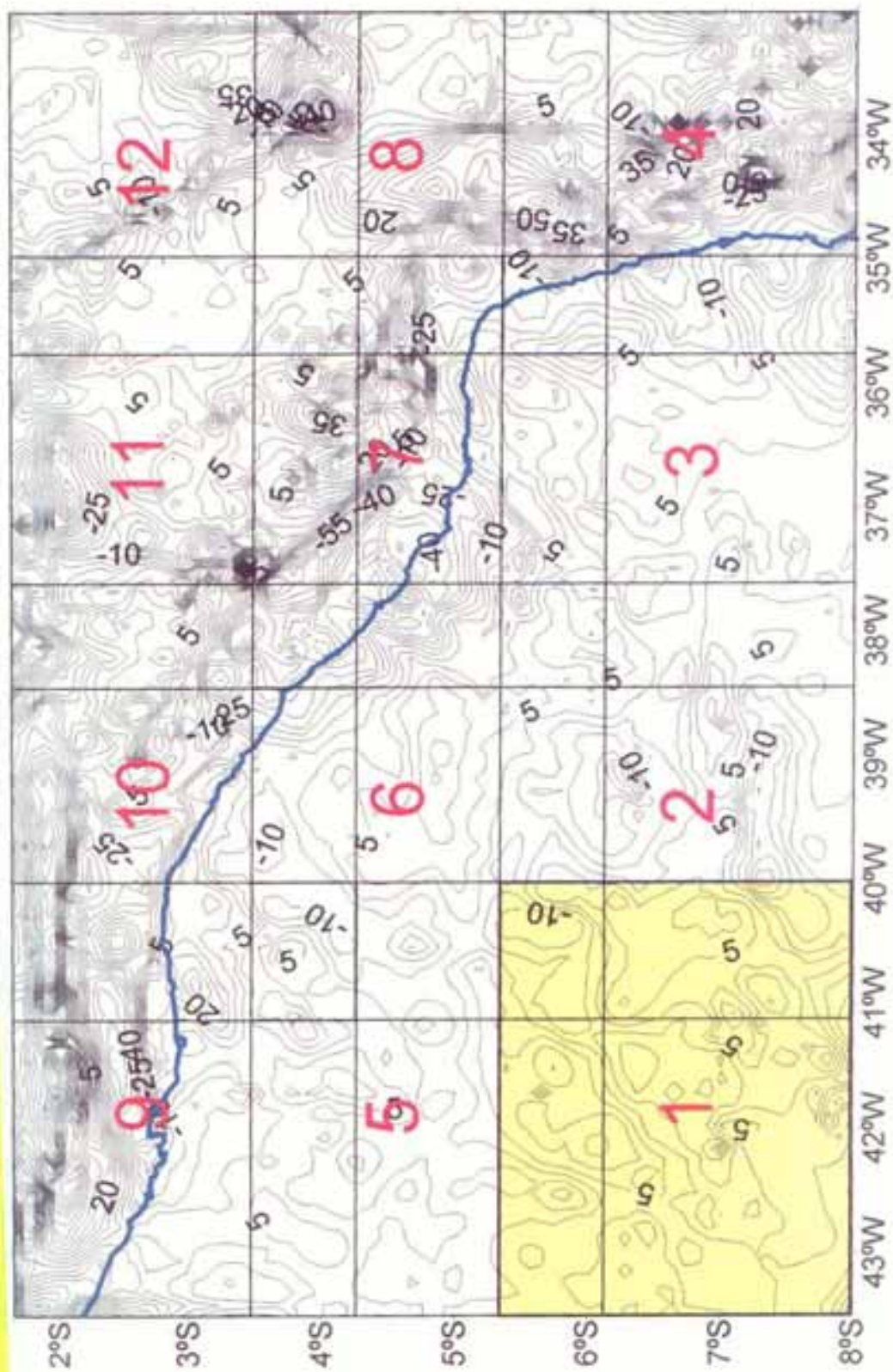


Figura 3.22 - Subdivisão da matriz total (de 72 linhas x 118 colunas) em 12 submatrizes. As matrizes 4, 8 e 12 possuem 31 linhas por 32 colunas e as demais tem 31 linhas por 40 colunas. Essa subdivisão foi necessária para viabilizar o processo de inversão do campo residual.

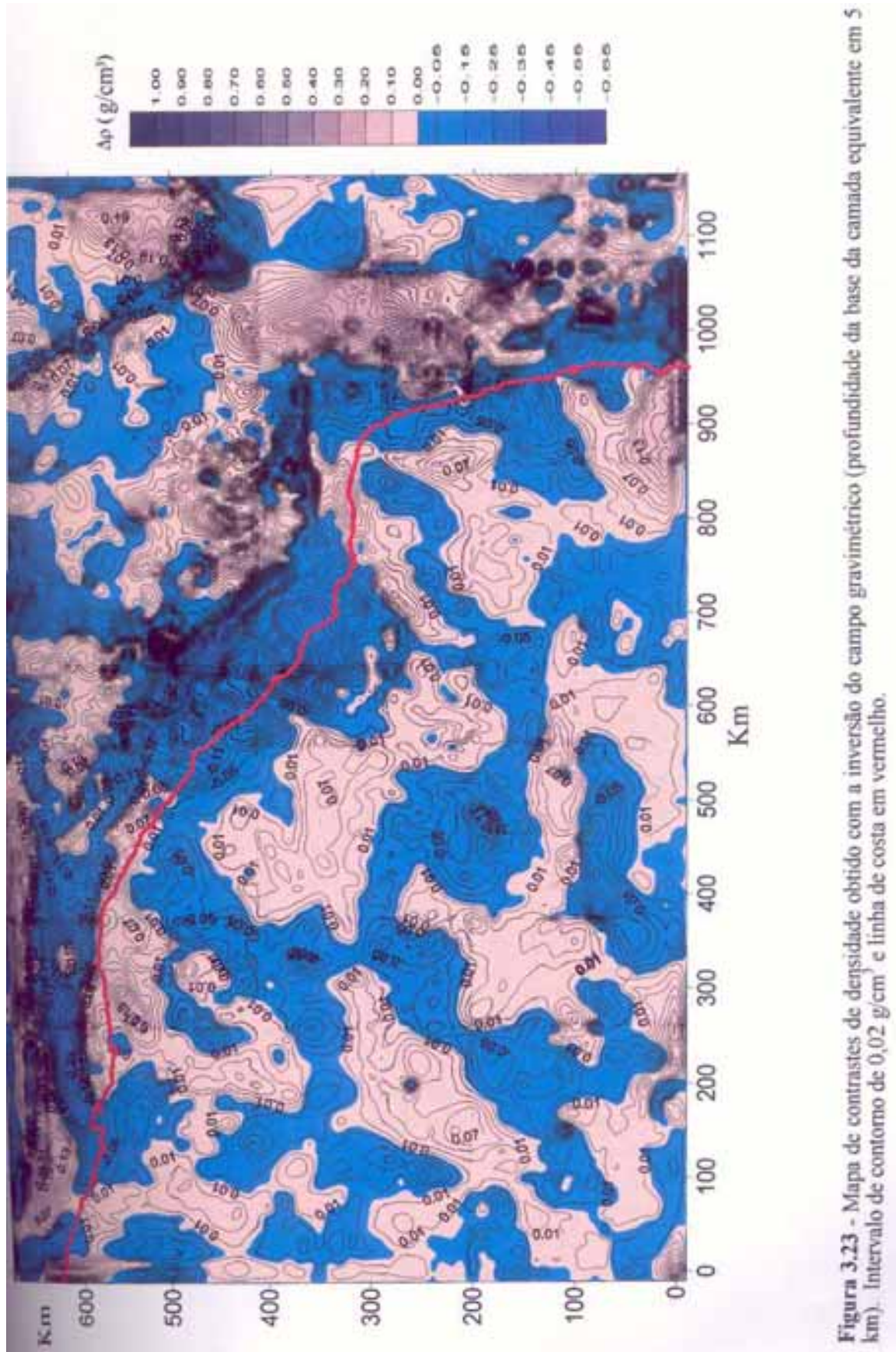


Figura 3.23 - Mapa de contrastes de densidade obtido com a inversão do campo gravimétrico (profundidade da base da camada equivalente em 5 km). Intervalo de contorno de 0,02 g/cm³ e linha de costa em vermelho.

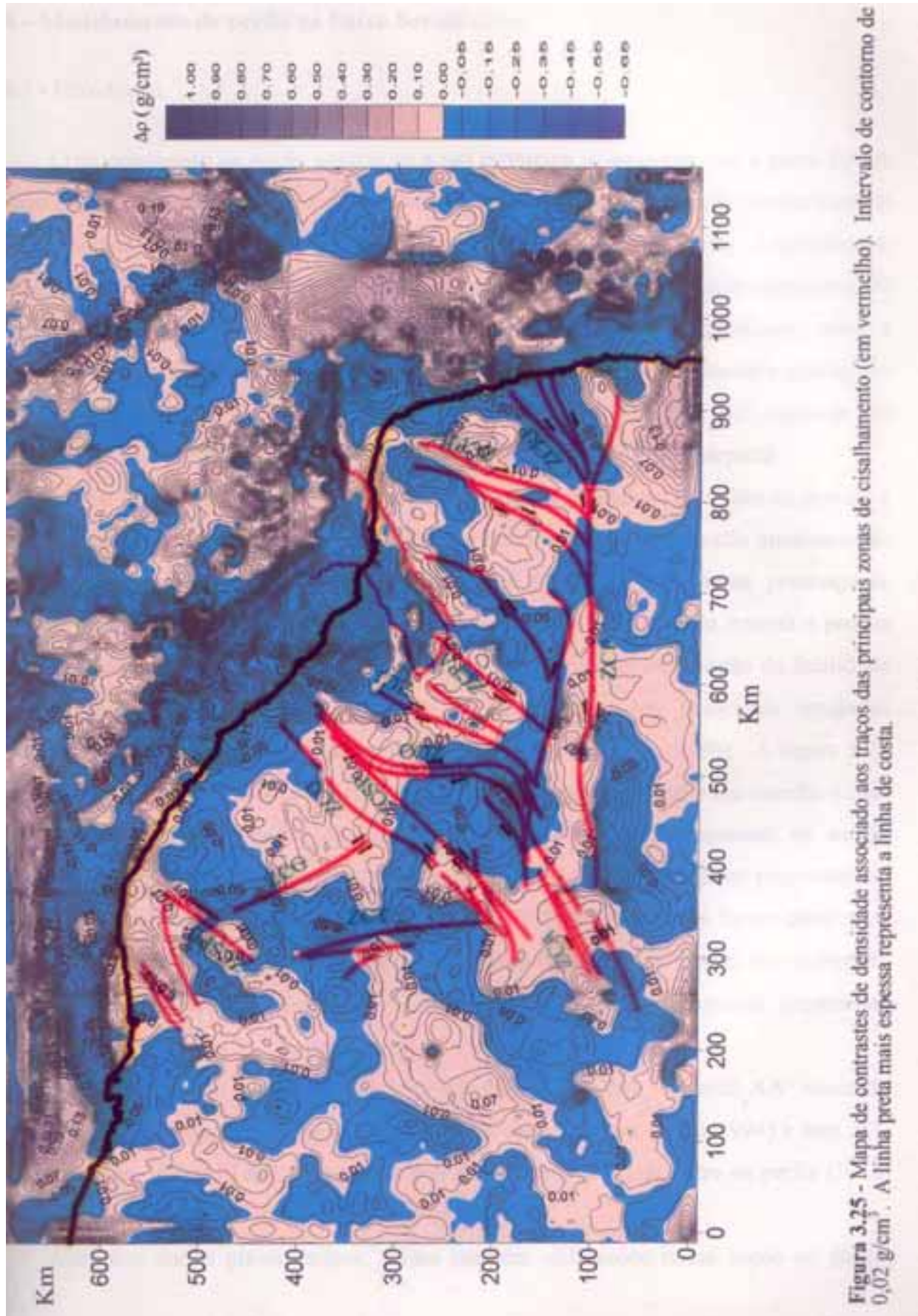


Figura 3.25 - Mapa de contrastes de densidade associado aos traços das principais zonas de cisalhamento (em vermelho). Intervalo de contorno de $0,02 \text{ g/cm}^3$. A linha preta mais espessa representa a linha de costa.

3.8 – Modelamento de perfis na Faixa Seridó (FSe)

3.8.1 - Introdução

O modelamento de perfis geofísicos é um problema inverso em que, a partir de um campo observado (gravimétrico ou magnético), tenta-se obter as fontes que produziram tal campo, modelando-se os corpos geológicos que representariam tais fontes. Logicamente, é fundamental a introdução de vínculos que restrinjam as inúmeras soluções possíveis. O conhecimento obtido acerca das fontes é utilizado nas interpretações geológicas sobre a crosta da região modelada. Devido à complexidade e variedade dos vínculos geológicos utilizados (mergulhos e espessuras de camadas, geometria dos corpos, etc.) optou-se por um processo de inversão por tentativa e erro controlado pelo próprio intérprete.

A FSe foi escolhida para o modelamento de perfis geofísicos pelo fato de que ela é bastante conhecida do ponto de vista geológico, incluindo uma cartografia atualizada de seu arcabouço tectono-estratigráfico. Também em função da abundante presença de zonas de cisalhamento brasileiras, que retratam uma grande mobilidade interna e podem estar relacionadas a uma tectônica acrescionária. E, por último, em função da facilidade na obtenção de amostras para medição de densidade das principais unidades estratigráficas, além das medidas já realizadas por Moreira *et al.* (1989b). A figura 3.26 mostra a localização dessa faixa em relação a área estudada e dos perfis em relação a essa faixa. Os perfis foram locados de modo a interceptar perpendicularmente os *trends* geológicos da região e coincidir aproximadamente com perfis geológicos propostos no mapa do Precambriano da Faixa Seridó (Jardim de Sá 1994), dos quais foram obtidos os vínculos geológicos dos modelos. A região atravessada pelos perfis possui boa cobertura de dados gravimétricos, o que evita a presença de anomalias espúrias (contornos fantasmas).

Dois perfis foram modelados (AA' e BB' na figura 3.26). O perfil AA' coincide com o perfil AA' proposto no mapa geológico utilizado (Jardim de Sá 1994) e tem 300 km de extensão. O perfil BB' representa uma linha média traçada entre os perfis CC' e BB' daquele mapa e possui extensão de 180 km .

Além dos dados gravimétricos, foram também utilizados nessa seção os dados

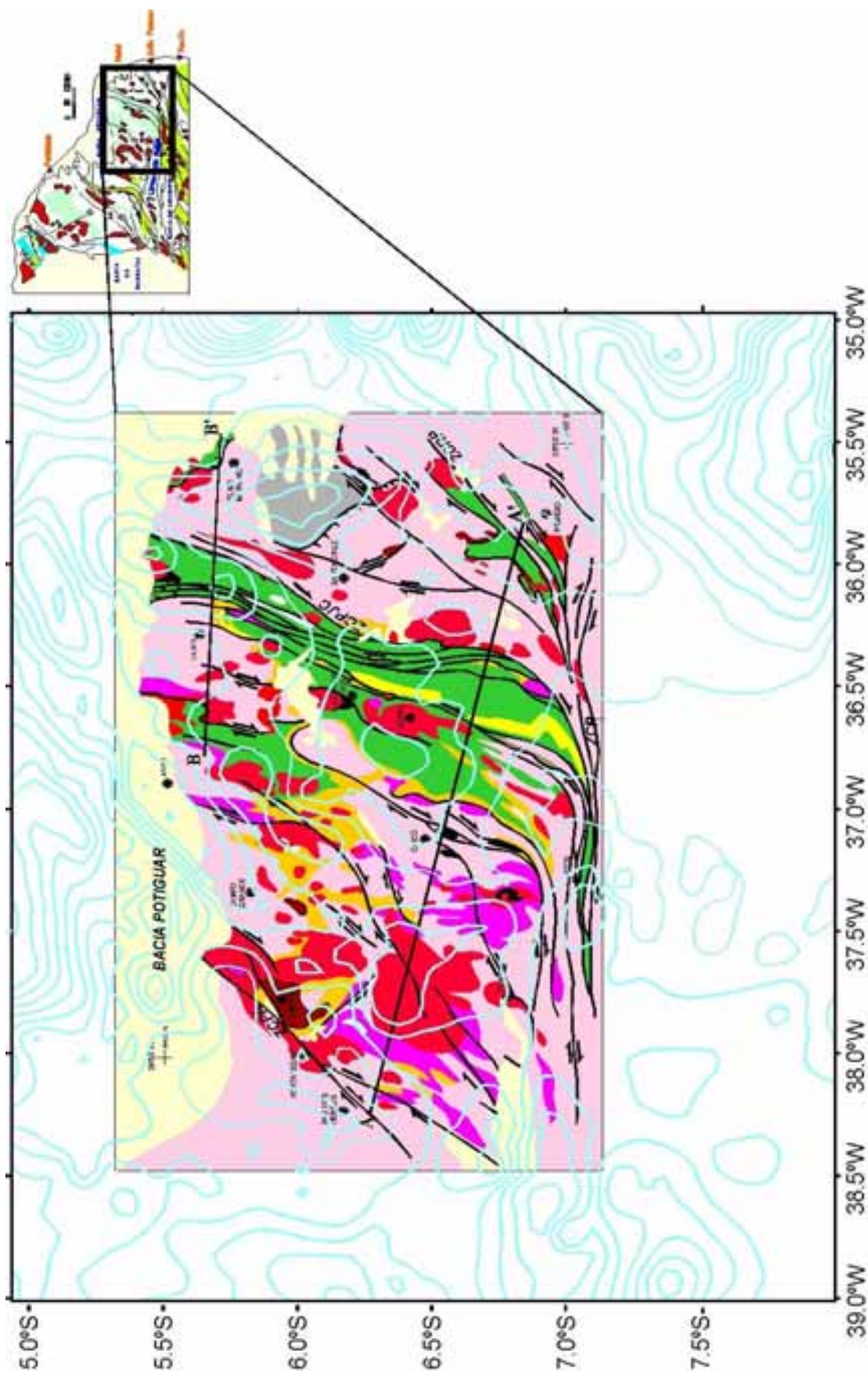


Figura 3.26 - Localização da Faixa Seridó (FSe) em relação a área estudada. Na FSe está indicada a localização do perfil 'AA', que corta quase toda a faixa e do perfil 'BB', no quadrante NE da faixa.

aeromagnéticos do Projeto Seridó, (DNPM/CNEM/CPRM 1973), que permitiram o estudo aeromagnético de trechos dos perfis AA' e BB', incluindo o modelamento deste último.

3.8.2 - Medidas de densidade

Neste modelamento, foi admitida uma densidade média de $2,67 \text{ g/cm}^3$ para a crosta terrestre, representada, nos perfis modelados, pelos gnaisses do Complexo Caicó, que servem de embasamento para as supracrustais e de encaixante para os corpos graníticos.

Para se determinar as densidades médias dos diversos litotipos da FSe, foram feitas medições de densidade em um total de 32 amostras provenientes principalmente da porção oriental dessa faixa (24 amostras), mas também da porção central (08 amostras). A tabela 3.1 sumariza os resultados obtidos segundo a distribuição das amostras nas diversas unidades estratigráficas. As densidades foram obtidas através do método de pesagem das amostras no ar e na água, utilizando-se uma balança de precisão (até 1×10^{-4} g), um fio de cobre e água destilada. A fórmula empregada para o cálculo, deduzida a partir do Princípio de Arquimedes, é dada por:

$$\rho_{rocha} = \frac{P1_{ar} - P2_{ar}}{[(P1_{ar} - P2_{ar}) - (P1_{H_2O} - P2_{H_2O})]} \cdot \rho_{H_2O} \quad (3.7)$$

onde:

ρ_{rocha} = densidade da rocha.

$P1_{ar}$ = peso do conjunto “rocha + fio” medido no ar.

$P1_{H_2O}$ = peso do conjunto “rocha + fio” na água.

$P2_{ar}$ = peso do fio no ar.

$P2_{H_2O}$ = peso do fio na água.

ρ_{H_2O} = densidade da água (considerada 1 g/cm^3).

Os valores obtidos na tabela 3.1 foram considerados em conjunto com os valores obtidos por Moreira *et al.* (1989b) para densidade de rochas da porção central da Faixa Seridó, reproduzidos na tabela 3.2. Esses valores são utilizados como vínculos de densidade no modelamento dos perfis gravimétricos residuais.

FORMAÇÃO	$\Delta\rho$ (min.- max./média)	Nº. de AMOSTRAS
Granito G₃	2.58-2.77 / 2.655	7
Diorito G₃	2.78-2.83 / 2.809	3
Jucurutu	2.78	1
Seridó	2.72-2.85 / 2.760	5
Equador	2.98	1
C. Caicó	2.60-3.17 / 2.736	15
TOTAL		32

Tabela 3.1 - Resultado das medidas de densidade em rochas da Faixa Seridó.

Contexto Geológico	Litologia	$\Delta\rho$ média (g/cm ³)	Amostras
G₃	Granito	2.65-2.67	7
Fm. Seridó	Micaxistos/Quartzitos	2.57-2.78/ 2.53	11
Fm. Jucurutu	Cordt-gnaiss/Epdt-gnaiss	2.90/2.69	2
Fm. Jucurutu	Mármore/Micaxisto	2.71/2.76	3
G₂	Ortognaisses	2.62-2.64	5
Gnaisses do C. Caicó	Migmatito/Augen/Hb-gnaiss/Bandado	2.70/2.67/2.88/2.72	8
Gnaisses do C. Caicó	Bandado/Augen/Biot-gnaiss/Migmatito	2.67/2.66/2.71/2.65	8
Lentes no embasamento	Anfibolito/Fm. ferrífera	3.15-4.25 / 3.12-3.54	8
TOTAL			52

Tabela 3.2 - Valores de densidade para rochas da porção central da Faixa Seridó, obtidos por Moreira *et al.* (1989b). Legenda: Cordt (cordierita), Epdt (epidoto), Hb (hornblenda) e Biot (biotita).

3.8.3 – Modelamento gravimétrico dos perfis

Os perfis AA' e BB' foram retirados dos mapas Bouguer, residual, regional e da interface crosta-manto com vínculo de suavidade (Castro *et al.* 1997b) e estão ilustrados na figura 3.27. Os perfis gravimétricos residuais foram modelados utilizando-se o programa *Gravpoly* 2.11 da Geosoft. Trata-se de um programa gráfico interativo que facilita o modelamento de seções geológicas em 2,5 D. O ajuste do campo calculado ao campo observado é feito por tentativa e erro, alterando-se adequadamente os parâmetros do modelo a cada tentativa. O programa permite, para cada seção modelada, a introdução de no máximo 8 polígonos com até 16 lados cada um. Essa restrição implicou, na prática,

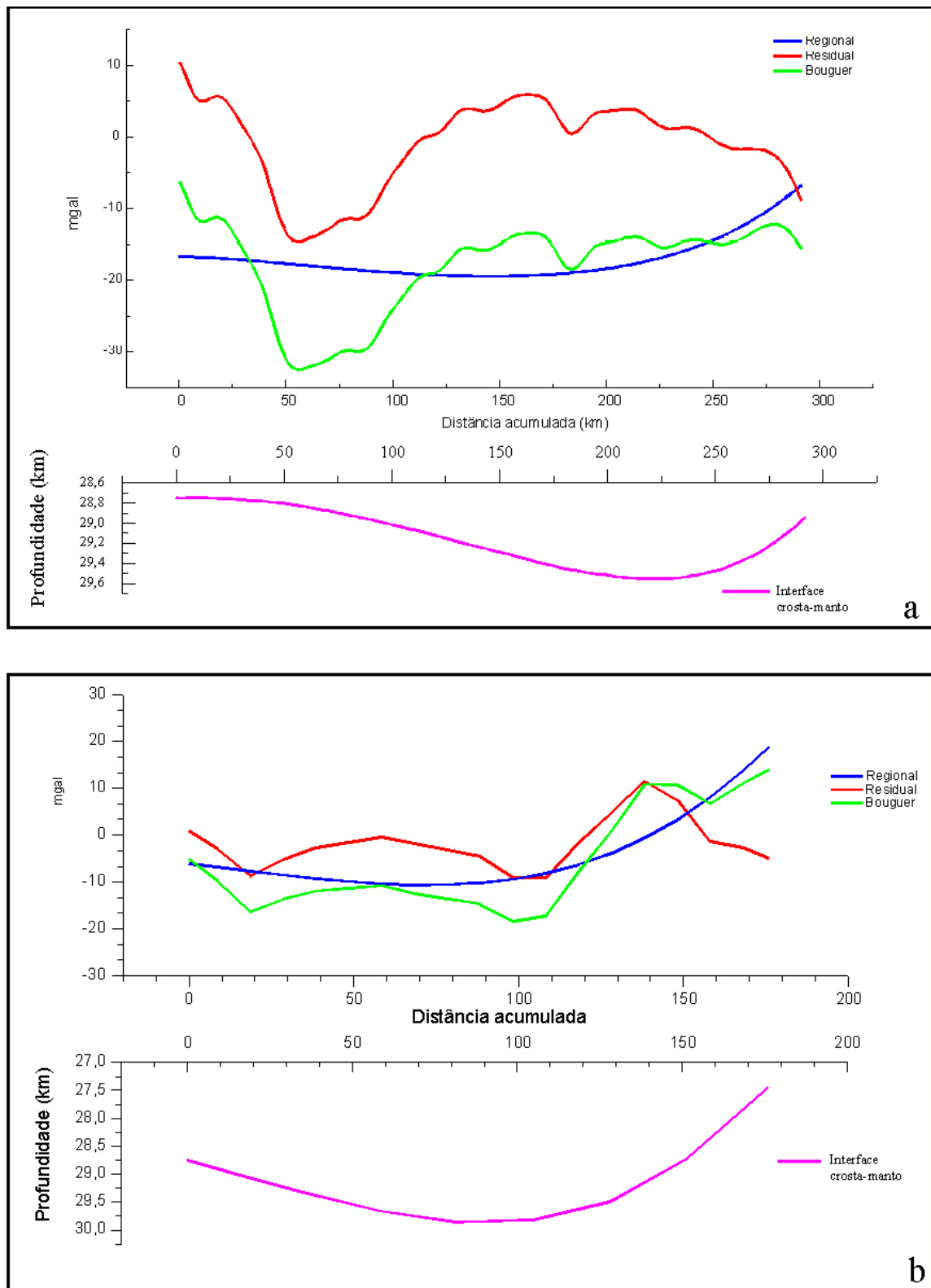


Figura 3.27 - Perfis AA' (a) e BB' (b) extraídos dos mapas Bouguer, regional, residual e da interface crosta-manto com vínculo de suavidade.

na necessidade de se processar o modelamento dos perfis por partes, subdividindo-os, pois, na maioria dos casos, eles precisaram de mais de 8 polígonos para serem modelados.

As mudanças feitas nos parâmetros dos corpos, para o ajuste do modelo, seguiram uma ordem de confiança, na qual as informações mais seguras só são alteradas se o ajuste não puder ser obtido com alterações das informações menos confiáveis. A ordem de confiança adotada foi a seguinte (em ordem crescente de confiança):

- (a) detalhes de forma;
- (b) espessuras;
- (c) mergulhos medidos/inferidos em superfície;
- (d) contrastes de densidade das unidades estratigráficas;
- (e) contatos geológicos mapeados em superfície.

Os perfis geofísicos foram desenhados na mesma escala do mapa geológico utilizado (1:500.000) de modo a poder se comparar e correlacionar diretamente as anomalias residuais aos corpos das seções geológicas, facilitando a obtenção dos vínculos. Os vínculos geológicos, obtidos a partir dos perfis geológicos AA' e BB' (Figs. 3.28a e 3.29a, respectivamente), serviram como balizas na alteração dos parâmetros durante as tentativas de ajuste do modelo. Durante as tentativas de ajuste, buscou-se representar os corpos geológicos através dos polígonos mais simples possíveis. Estes, entretanto, devem satisfazer tanto o campo observado como os vínculos geológicos.

3.8.3.1 - Perfil gravimétrico residual AA'

Este foi o mais extenso perfil modelado, com cerca de 300 km de A ate A' (Fig. 3.26). e direção aproximada de 290°Az, cortando praticamente quase toda a FSe. O nível de base utilizado foi admitido constante e igual a 3,7 mGal. Em função da limitação de 8 polígonos por seção imposta pelo programa utilizado para o modelamento, foi necessário subdividir o perfil em três partes, modeladas separadamente e posteriormente reintegradas. O modelo obtido para esse perfil (Fig. 3.28b) manteve-se bastante condizente com a geologia e reproduziu anomalias bem próximas daquelas observadas. Os conjuntos de parâmetros utilizados na construção desse modelo encontram-se listados no apêndice A.

De modo geral, as anomalias negativas podem ser associadas a corpos graníticos (sejam G_3 ou G_2) e as anomalias positivas a metassedimentos do Grupo Seridó. Uma exceção a esse padrão é o pacote de xisto que ocorre no extremo leste do perfil, ao qual foi atribuído no modelamento um contraste de densidade da ordem de $-0,07 \text{ g/cm}^3$. Medidas diretas da densidade de amostras de xistos da porção central e da porção leste da FSe mostraram, entretanto, que o contraste de densidade entre esses xistos pode chegar até $0,13 \text{ g/cm}^3$.

O perfil da interface crosta-manto está desenhado em conjunto com o modelo e permite a visualização de um espessamento crustal aproximadamente sobre o quilômetro 220 do perfil (Fig. 3.28b). Esse espessamento corresponde àquele observado na região marcada por A na figura 3.10. A Interface crosta-manto está desenhada com um exagero na escala vertical para efeito de visualização. A amplitude máxima dessa interface na região modelada, no entanto, não chega a 1 km, como pode ser observado na figura 3.27a. O ponto de máximo espessamento crustal é coincidente em superfície com o traço da ZCPJC, que delimita os metassedimentos da porção central da FSe do complexo gnáissico da porção oriental.

Os polígonos 20, 21 e 23 representam possíveis corpos de granitos brasileiros, modelados para explicar as anomalias negativas nessa região. Embora o perfil não atravessasse nesse trecho nenhum corpo de granito aflorante, observa-se no mapa geológico que eles ocorrem próximos ao perfil. Dessa forma, subentende-se que esse trecho da crosta está injetado de granitos brasileiros, que contribuem para uma densidade crustal mais baixa que a média.

Em relação ao batólito granítico de Catolé do Rocha (que corresponde ao polígono 2), observe que a zona de cisalhamento de mesmo nome que o atravessa marca uma mudança considerável na espessura do batólito (cerca de 4 km). O lado oeste desse corpo mostra um enraizamento mais profundo em relação ao lado oposto, indicando uma importante assimetria em seu formato.

Corpos isolados e de pequenas dimensões (comparados às dimensões do perfil), embora modelados, têm influência muito pequena no campo anômalo. Da mesma forma, a pouca espessura das zonas de cisalhamento impossibilitou a representação dessas estruturas no modelo, pois elas também contribuem pouco para as anomalias observadas.

Outra observação que se pode tirar do modelo obtido diz respeito à profundidade dos corpos modelados. Nenhum deles chegou a ultrapassar 10 km de profundidade. O mais profundo (o batólito de Catolé do Rocha) atingiu em sua porção mais espessa a profundidade de 9 km.

3.8.3.2 - Perfil gravimétrico residual BB'

O perfil BB' (Fig. 3.26) tem direção aproximada E-W e extensão de cerca de 180 km. Localiza-se no quadrante NE da FSe, cortando tanto os gnaisses do Complexo Caicó como os metassedimentos do Grupo Seridó.

A necessidade de se empregar mais polígonos do que o número máximo aceito pelo programa utilizado (*Gravpoly* 2.11) no modelamento desse perfil implicou na divisão do perfil em duas partes, modeladas separadamente e posteriormente reintegradas. O resultado obtido está mostrado na figura 3.29b. Com exceção do pico anômalo positivo no lado leste do perfil, observa-se que há um bom ajuste entre as anomalias calculada e observada, além da boa fidelidade mantida aos vínculos geológicos introduzidos. A falta de um corpo geológico distinto do embasamento que pudesse ser correlacionado à fonte desse pico anômalo positivo demonstra que o próprio embasamento possui uma heterogeneidade interna na distribuição espacial de densidade, responsável por tal anomalia. Dessa forma, foi necessário a adição de um corpo hipotético para retratar essa heterogeneidade e produzir um ajuste mais adequado entre as curvas observada e calculada. Esse corpo teórico representa um segmento do embasamento com um contraste de densidade de $0,04 \text{ g/cm}^3$ em relação à densidade média adotada para o embasamento ($2,67 \text{ g/cm}^3$). Todos os corpos modelados estão restritos à crosta superior, e não ultrapassam 10 km de profundidade. Os dados utilizados na construção desse modelo encontram-se listados no apêndice B.

Nesse perfil, de modo geral, há uma predominância de contrastes negativos. Os metassedimentos do Grupo Seridó, que em sua maioria geralmente apresentam contrastes positivos, foram modelados com contrastes de densidade negativos. Isso pode ter ocorrido principalmente devido ao nível de base escolhido, que foi de -1 mgal . Por outro lado, a adoção de um nível de base menor (talvez -2 ou -3 mgal) implicaria num aumento

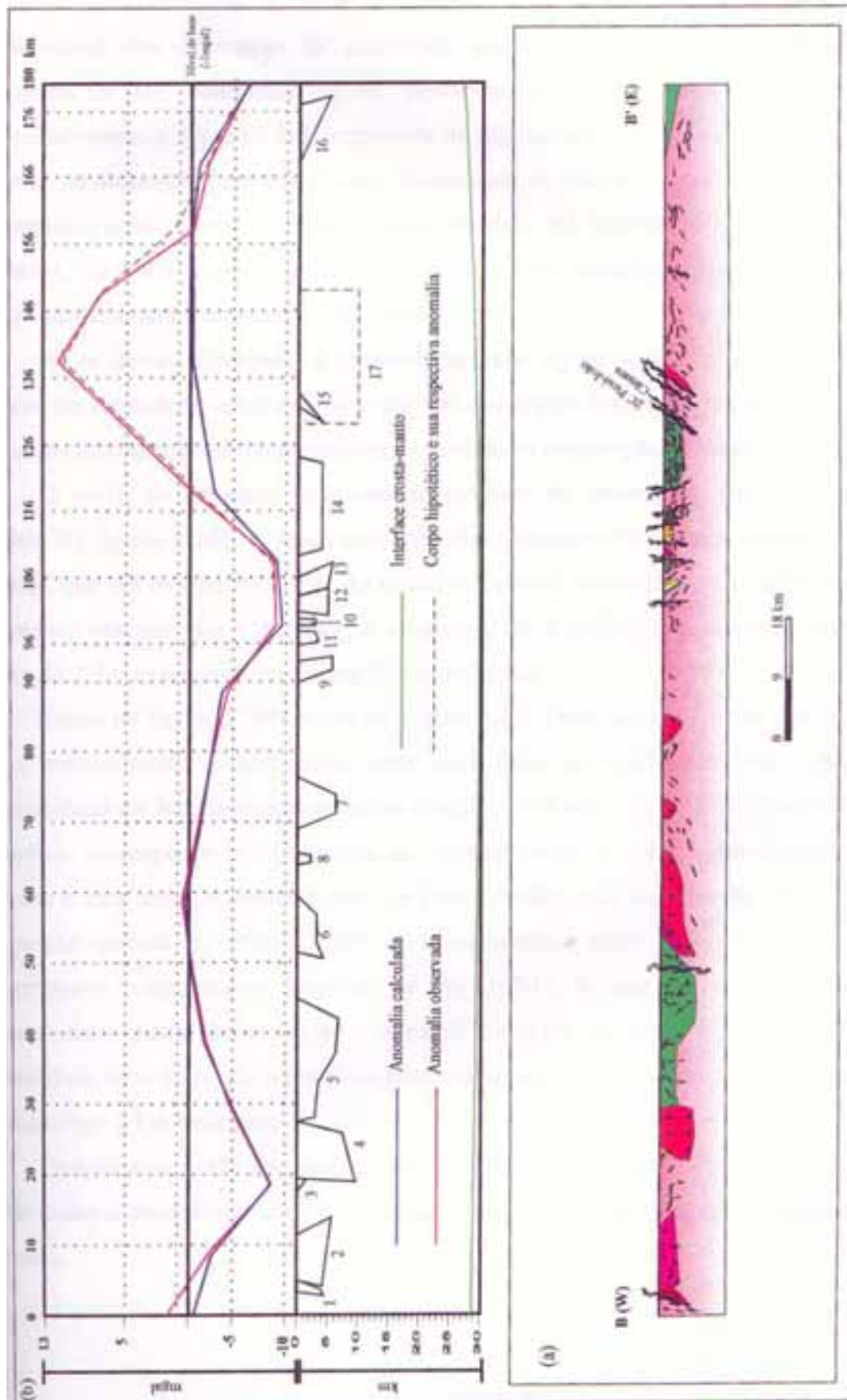


Figura 3.29 - (a) Perfil geológico BB'. As cores identificam as mesmas unidades estratigráficas ilustradas na figura 2.6. Retrato de Jardim de São (1994). (b) Modelo obtido para o perfil gravimétrico BB' utilizando-se o programa *Gravpoly* 2.11. Os números identificam os polígonos listados no apêndice B. Discussões no texto.

proporcional dos contrastes de densidade adotados, inclusive dos granitóides, que passariam a ter contrastes muito positivos, o que também não é esperado. Adicionalmente, a profundidade/espessura de alguns corpos pode ter sido subestimada e poderia ser aumentada em 2 ou 3 km. Nesse caso os contrastes deveriam ser diminuídos em módulo para manter o mesmo ajuste obtido. Há também a possibilidade, menos provável, do embasamento dessa região possuir uma densidade média maior do que a média adotada para a crosta, de $2,67 \text{ g/cm}^3$.

Além dessas hipóteses, é possível que, em alguns casos, as diferenças entre os valores de densidade encontrados e os valores esperados sejam inerentes às próprias variações litológicas, tais como grau metamórfico e composição mineral.

O perfil da Interface crosta-manto também foi desenhado em conjunto com o modelo da figura 3.29b. Nesse caso não foi necessário introduzir exagero na escala vertical, que é a mesma da escala do modelo. Isso foi possível porque, além desse perfil ser menos extenso que o anterior, a amplitude da Interface crosta-manto nessa região (cerca de 2,3 km) é maior que na região do perfil AA'.

Tanto na figura 3.29b como na figura 3.27b pode ser observado que o ponto de maior espessamento crustal nesse perfil está entre os quilômetros 80 e 90, onde a profundidade da Interface crosta-manto chega a 29,7 km. A projeção desse trecho em superfície corresponde a um trecho do embasamento a sul do município de Lajes, próximo a uma zona de cisalhamento que limita o lado oeste da faixa de metassedimentos da porção central da FSe. Esses metassedimentos estão deformados num regime transpressivo transpressivo (Jardim de São 1994), o que é condizente com um espessamento crustal nessa região. A partir do ponto de máximo espessamento até a extremidade leste do perfil, a Interface crosta-manto sofre contínua ascensão e atinge uma profundidade 2 km mais rasa.

Embora esse perfil seja menos extenso que o anterior, pequenos corpos que foram tentativamente modelados também mostraram pouca influência sobre o campo residual anômalo.

3.8.4 - Dados aeromagnéticos

Embora cobrindo uma área relativamente pequena (apenas a porção central da FSe), os dados aeromagnéticos disponíveis, obtidos do Projeto Seridó (DNPM/CNEM/CPRM 1973), podem trazer alguma contribuição ao presente estudo. O objetivo é tentar identificar possíveis correlações com os dados gravimétricos e auxiliar no modelamento crustal na FSe.

A figura 3.30 mostra o mapa aeromagnético de campo total, sua localização na FSe e os trechos dos perfis AA' e BB' com cobertura de dados aeromagnéticos. Estes últimos são mostrados nas figuras 3.31a e 3.31b, em conjunto com os perfis gravimétricos e da Interface crosta-manto. Sobre o perfil AA' os dados aeromagnéticos cobrem a extensão do quilômetro 60 ao quilômetro 285, aproximadamente. Sobre o perfil BB', os dados cobrem, aproximadamente, a região entre os quilômetros 30 e 145.

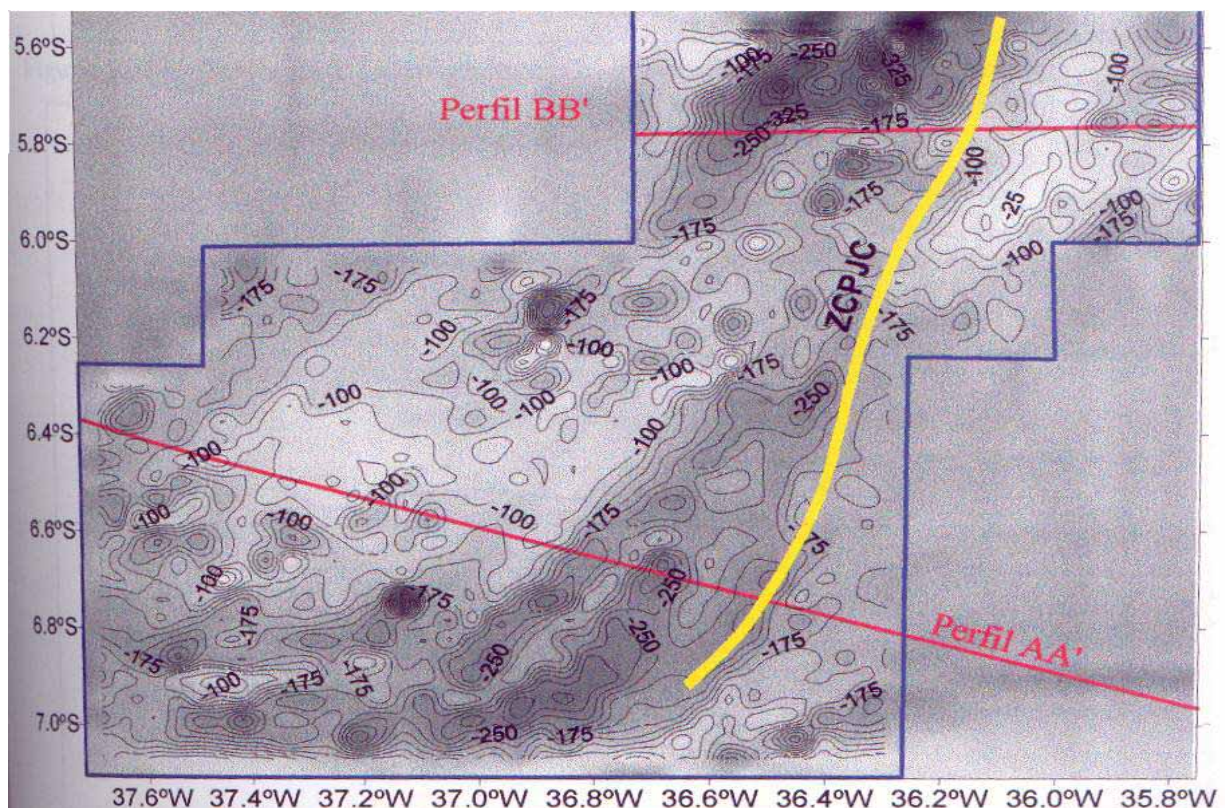


Figura 3.30- Mapa aeromagnético da Fse (Projeto Seridó). Os trechos dos perfil AA' e BB' com cobertura de dados magnéticos estão indicados no mapa. A linha azul delimita a região coberta pelas estações. A linha amarela corresponde ao traço da Zona de Cisalhamento Picuí-João Câmara.

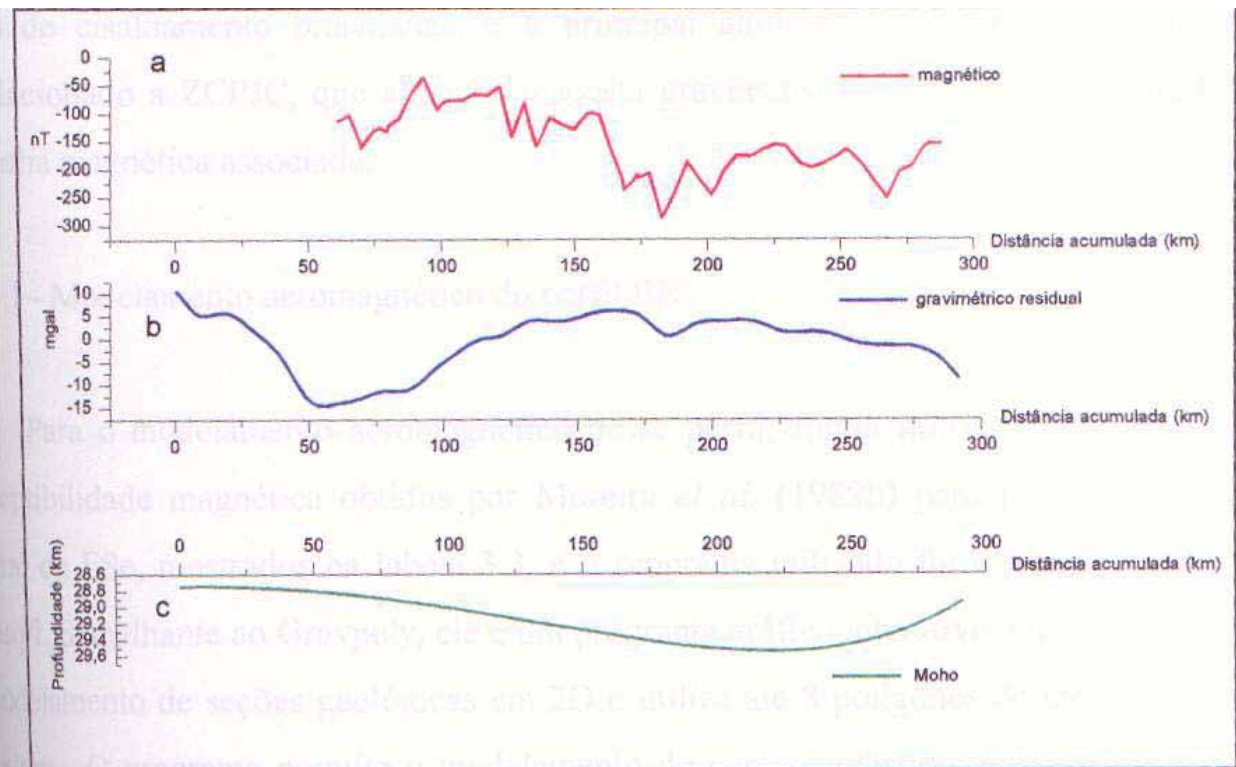


Figura 3.31a - Perfis AA': (a) magnético; (b) gravimétrico residual; (c) Moho.

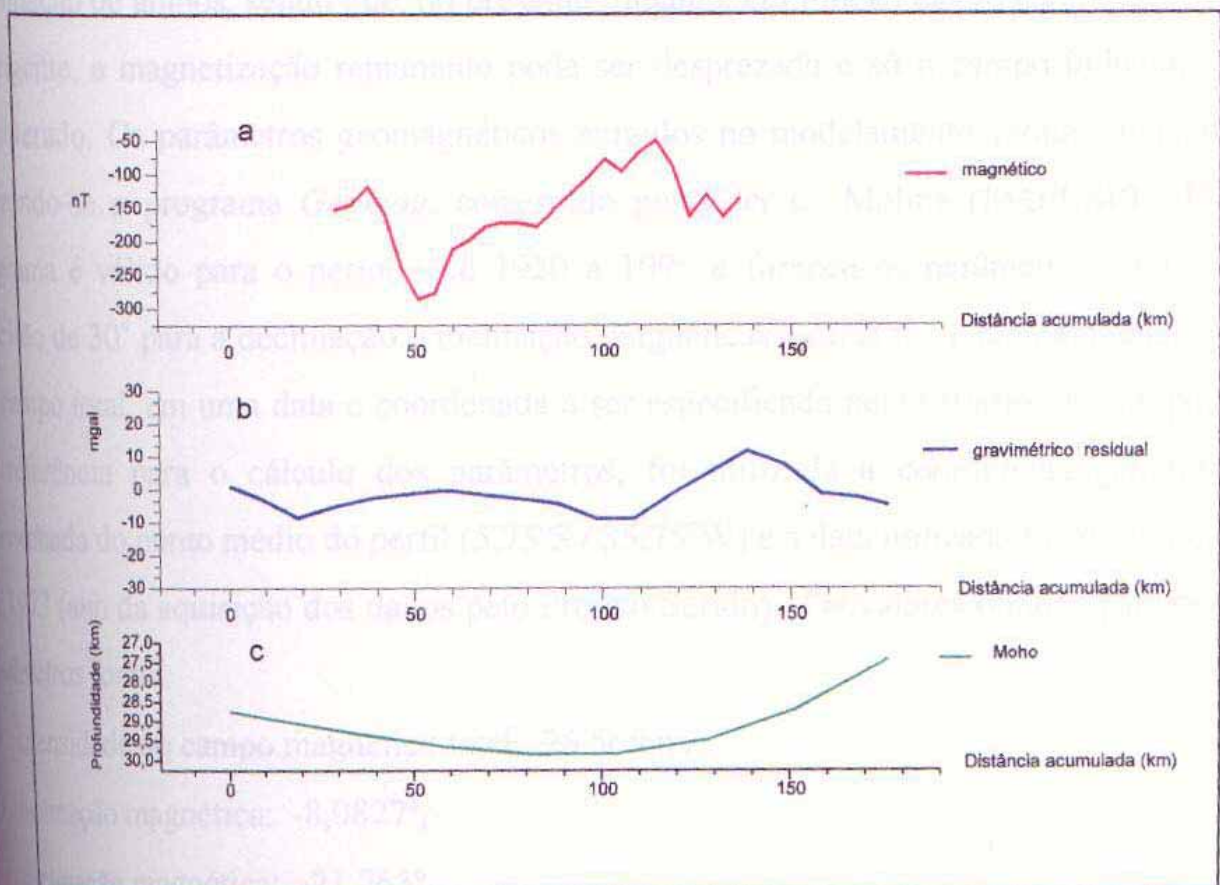


Figura 3.31b - Perfis BB': (a) magnético; (b) gravimétrico residual; (c) Moho.

Um aspecto bem marcante do mapa aeromagnético é o alinhamento das anomalias aeromagnéticas segundo a direção NE. Esses alinhamentos coincidem com os *trends* das zonas de cisalhamento brasileiras, e o principal alinhamento desse mapa pode ser correlacionado a ZCPJC, que além da resposta gravimétrica, possui também uma forte anomalia magnética associada.

3.8.4.1 - Modelamento aeromagnético do perfil BB'

Para o modelamento aeromagnético desse perfil, foram utilizados os valores de susceptibilidade magnética obtidos por Moreira *et al.* (1989b) para rochas da porção central da FSe, mostrados na tabela 3.3, e o programa utilizado foi o Magpoly 2.12 da *Geosoft*. Semelhante ao Gravpoly, ele é um programa gráfico interativo, que trabalha com o modelamento de seções geológicas em 2D e utiliza até 8 polígonos de até 16 vértices cada um. O programa permite o modelamento do campo induzido, remanente ou uma combinação de ambos, sendo que, no presente trabalho, em função da escala abordada ser abrangente, a magnetização remanente pode ser desprezada e só o campo induzido foi considerado. Os parâmetros geomagnéticos exigidos no modelamento foram calculados utilizando-se o programa *Geomag*, construído por Eder C. Molina (IAG/USP). Esse programa é válido para o período de 1920 a 1995 e fornece os parâmetros com uma precisão de 30' para a declinação e inclinação magnéticas e de 200 nT para a intensidade do campo total, em uma data e coordenada a ser especificada pelo usuário. Como ponto de referência para o cálculo dos parâmetros, foi utilizada a coordenada geográfica aproximada do ponto médio do perfil (5,75°S / 35,75°W) e a data utilizada foi 30 de junho de 1973 (ano da aquisição dos dados pelo Projeto Seridó). Os valores obtidos para esses parâmetros foram:

- intensidade do campo magnético total: 26.569 nT;
- inclinação magnética: -8,0827°;
- declinação magnética: -21,763°.

Segundo consta na carta aeromagnética do Projeto Seridó, o vôo teve direção aproximada E-W e foi realizado à altura de 135 metros.

Nesse perfil foram modelados apenas os oito polígonos considerados como as

principais fontes das anomalias observadas. Os vínculos geológicos introduzidos são praticamente os mesmos utilizados na construção do modelo gravimétrico, de modo que as informações de profundidade, forma, etc. de cada corpo, em sua maioria, foram preservadas. O resultado do modelamento é mostrado na figura 3.32 e os dados utilizados na elaboração desse modelo estão listados no apêndice C.

O ajuste obtido entre as curvas observada e calculada, embora sem a precisão do modelo gravimétrico (o que já era esperado, dada a maior complexidade do método magnético), é bastante satisfatório, uma vez que os vínculos geológicos foram mantidos e o ajuste se deu principalmente em função de variações no nível de base e nos contrastes de susceptibilidade magnética. Foram utilizados os mesmos corpos utilizados para o modelamento gravimétrico, apenas com pequenas mudanças (de espessura ou posicionamento espacial) em alguns dos corpos. Esse fato soma consistência ao modelo obtido, visto que os mesmo corpos puderam explicar as anomalias observadas nos campos gravimétrico e magnético.

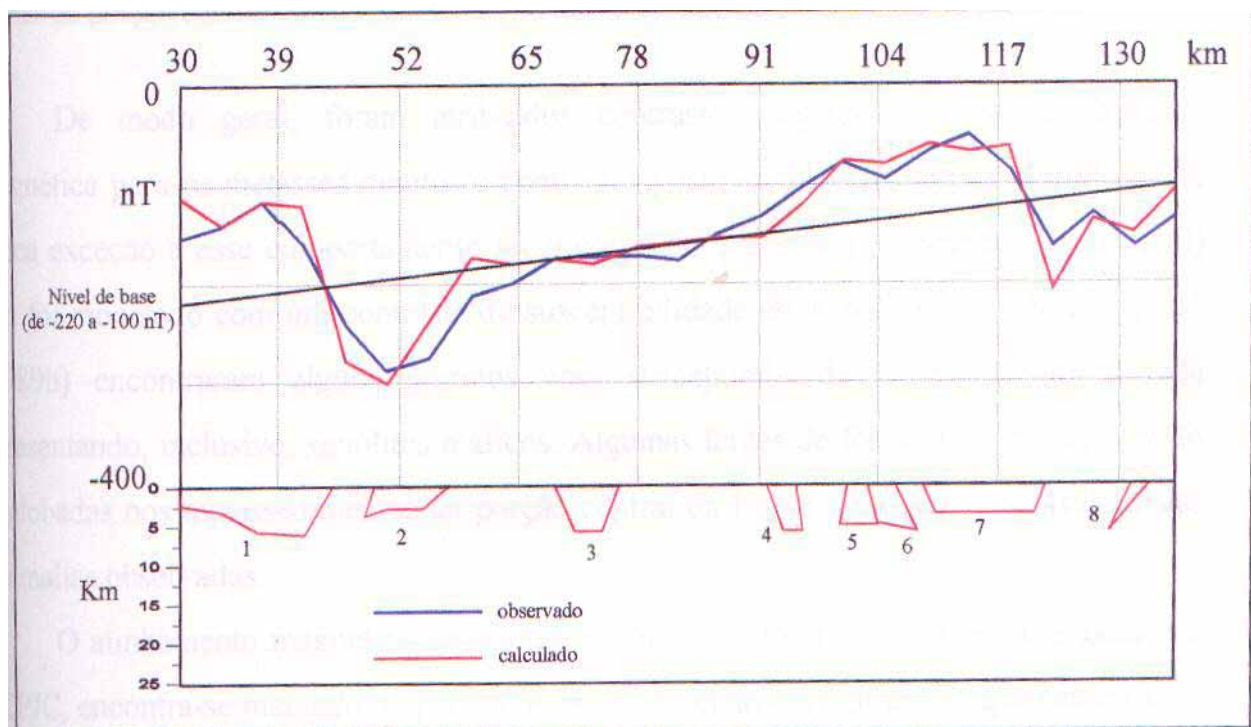


Figura 3.32 - Modelo obtido para o perfil aeromagnético BB'. O ajuste foi obtido utilizando-se o programa Magpoly 2.12 e aproximadamente os mesmo polígonos do modelo gravimétrico (cf. Fig. 3.30). Os números identificam os polígonos listados no apêndice C.

Intervalo de χ (10^{-6} emu)	Litologia	Contexto geológico	Número de amostras
0-500	Granito	G ₃	4
	Micaxistos, xistos cisalhados e quartzitos	Fm. Seridó	11
	Mármore e micaxistos	Fm. Jucurutu	3
	Gnaisses (migmatito, <i>augen</i> , bandado e hornblenda-gnaisse)	Embasamento	8
500-1000	Gnaisse granítico	G ₂	3
	Ortognaisse ácido	G ₂	2
	Epidoto gnaisse	Fm. Jucurutu	1
	Gnaisses (bandado, biotita-gnaisse, <i>augen</i> e migmatítico)	Embasamento	8
1000-5000	Granito	G ₃	3
5000-10000	Cordierita-gnaisse	Fm Jucurutu	1
	Xenólito máfico	Embasamento	2
10000	Anfibolito Formação ferrífera	Lentes no embasamento	8

Tabela 3.3 – Medidas de susceptibilidade magnética (χ) obtidas por Moreira *et al.* (1989b) para rochas da porção central da FSe, utilizadas no modelamento aeromagnético do perfil BB'.

De modo geral, foram atribuídos contrastes negativos de susceptibilidade magnética para os metassedimentos e contrastes positivos para os corpos graníticos. A única exceção a esse comportamento foi o corpo de quartzito (quilômetro 93 do perfil) que foi modelado com um contraste de susceptibilidade de 0,0020 emu. Moreira *et al.* (1989b) encontraram alguns granitos com susceptibilidade anormalmente elevada apresentando, inclusive, xenólitos máficos. Algumas lentes de formações ferríferas estão englobadas nos metassedimentos da porção central da FSe e influem na intensidade das anomalias observadas.

O alinhamento magnético observado no mapa da figura 3.30 que foi associado à ZCPJC, encontra-se marcado no perfil por um pico negativo na altura do quilômetro 123. Esse pico é coincidente com a borda leste do corpo de xisto, limitado pela ZCPJC. Ou seja, a correlação observada em mapa é também vista no modelo.

A conclusão deste capítulo é que as anomalias gravimétricas residuais apresentam correlação com as zonas de cisalhamento e podem ser explicadas com heterogeneidades

na crosta superior. No capítulo seguinte, é abordada a correlação entre os dados geológicos e gravimétricos, na tentativa de identificar algumas dessas zonas como limites de terrenos alóctones.

CAPÍTULO 4 – CORRELAÇÃO GEOLOGIA-GRAVIMETRIA

4.1 - Introdução

A divisão de uma área em terrenos tectono-estratigráficos é função principalmente da geologia. Através do mapeamento geológico e análise estrutural são obtidas as primeiras informações pelas quais se chega a suspeitar da aloctonia de um contato, uma formação ou um terreno. A existência de múltiplas fases de deformação, litoestratigrafia exótica, ofiolitos, melanges, grandes zonas de cisalhamento, etc. associados aos limites de um dado terreno são indícios geológicos que conduzem a uma interpretação em termos de tectônica acrescionária para a evolução desse terreno. Logicamente, a consistência de uma proposta de divisão de uma área em terrenos alóctones é tanto maior quanto mais claros e mais variados forem esses indícios. Dessa forma, dada a superposição de diversos Ciclos Orogênicos que mascaram tais indícios no decorrer do tempo geológico, a identificação de limites de terrenos tectono-estratigráficos é tanto mais fácil quanto mais jovens forem os terrenos investigados.

Em função da região estudada compreender terrenos antigos, polideformados e com um acentuado nível de erosão, as evidências mais claras de tectônica acrescionária têm sido destruídas, e pistas menos conspícuas devem ser buscadas. A aplicação da geofísica no capítulo anterior teve esse objetivo, de buscar informações adicionais às informações geológicas, compiladas no capítulo 2, de modo a poder se avaliar melhor a existência ou não de limites de terrenos tectono-estratigráficos na área estudada.

No presente capítulo, é feita a correlação dos dados geológicos apresentados no capítulo 2 com as informações geofísicas obtidas no capítulo 3, buscando-se, em cada caso, os elementos que apontem para a caracterização de limites de terrenos acrescidos tectonicamente.

Como exposto no capítulo anterior, os dados gravimétricos de interesse para essa correlação são aqueles que dizem respeito ao mapa gravimétrico residual e seus

derivados, cujas anomalias estão relacionadas às heterogeneidades intracrustais e não a estruturas profundas, como a interface crosta-manto.

4.2 – Correlação entre *trends* geológicos e gravimétricos

4.2.1 - Introdução

Conforme mencionado anteriormente, o confronto de *trends* gravimétricos e estruturais fornece subsídios para se interpretar se uma dada zona de cisalhamento possui um enraizamento crustal raso ou profundo. Quando um alinhamento gravimétrico tem correlação com um cisalhamento, significa que esse cisalhamento representa uma estrutura de escala crustal ou litosférica, que coloca lado a lado segmentos crustais de diferentes densidades. Diferentes densidades podem significar crostas de profundidade/composição diferentes ou crostas de idades diferentes.

Na área estudada, detectada a correlação entre esses dois tipos de *trends*, a estrutura geológica, cujo enraizamento crustal profundo está então caracterizado, pode ser interpretada como:

- (a) cisalhamentos intracontinentais profundos, que seccionam toda a crosta e servem como zonas de deslocamento de grandes blocos crustais. Podem ser entendidos como uma versão profunda da tectônica de extrusão lateral de blocos cenozóica que ocorre a norte dos Himalaias devido à colisão entre a Índia e a Ásia. Indiretamente estariam associados a um processo colisional;
- (b) antigas zonas de acreção e suturamento de terrenos alóctones, formadas com a colisão de blocos (microplacas, arcos de ilha, etc.) resultante de um processo de convergência oblíqua, transcorrente ou transformante.

Apesar da magnitude da anomalia gravimétrica ser importante, a escolha entre uma das alternativas acima é basicamente dependente dos indícios geológicos encontrados em cada zona de cisalhamento.

A evidência geológica principal que aponta para a caracterização do primeiro caso é a constatação de uma cinemática transcorrente para o cisalhamento, envolvendo expressivos rejeitos direcionais. Descontado o deslocamento, a geologia deve ser correlacionável entre ambos os lados do cisalhamento.

A caracterização da segunda alternativa envolve o reconhecimento de eventuais fatias ofiolíticas e eclogíticas preservadas, granulitos de alta pressão, rochas calcio-alcalinas indicativas de arcos magmáticos, etc. associados ao cisalhamento. Dados enfim que, de modo geral, evidenciam um antigo ambiente colisional que teria resultado na “colagem” dos terrenos envolvidos.

Vale salientar que, em regiões de evolução geodinâmica mais complexa, um dado limite de terreno pode abrigar características dos dois tipos de comportamento, pois após uma colisão nada impede que uma sutura passe a atuar como um cisalhamento intracontinental para acomodar a movimentação de blocos crustais.

O padrão gravimétrico anômalo bipolar e de grande amplitude, definido por Gibb & Thomas (1976) como sendo típico de suturas precambrianas, e empregado por Lesquer & Louis (1982) na determinação de zonas de sutura dessa idade no Canadá, no interior do Brasil e na Austrália, não se adequa bem ao presente estudo. Esse padrão anômalo foi definido em áreas cratônicas, nas quais, após a colisão dos terrenos, a crosta se estabilizou e manteve preservada a configuração da interface crosta-manto então formada, na qual os terrenos encontram-se enraizados. Na área estudada, após o processo de acreção de terrenos ter sido completado ao final do Ciclo Brasileiro (último Ciclo Orogênico registrado na Província Borborema), a crosta sofreu ainda o rifteamento mesozóico que separou Brasil e África, dando origem ao atual ambiente de margem passiva da costa brasileira. Esse processo modificou a configuração crustal adquirida ao final do Brasileiro, promovendo um afinamento crustal generalizado na borda do continente. É possível que esse fato tenha alterado também o enraizamento crustal dos terrenos, cujos contrastes gravimétricos podem estar agora restritos à crosta superior. Com isso, o padrão de anomalias gravimétricas pode diferir, principalmente em termos de amplitude, daquele proposto por Gibb & Thomas (1976) para suturas precambrianas no escudo canadense.

4.2.2 – Integração de dados geológicos e gravimétricos no estudo das zonas de cisalhamento da área

Na área estudada, a correlação entre *trends* gravimétricos e estruturais é feita a partir da sobreposição dos traços das principais zonas de cisalhamento brasileiras ao

mapa gravimétrico residual e seus derivados, conforme mostrado nas figuras 3.14, 3.15, 3.16 e 3.25. A partir dessas figuras, é possível destacar as zonas que melhor se correlacionam com os *trends* geofísicos, como preliminarmente feito na seção 3.6.1. As principais são: Zona de Cisalhamento Sobra-Pedro II (ZCSPII), Zona de Cisalhamento Senador Pompeu (ZCSP), Zona de Cisalhamento Portalegre (ZCPA), Zona de Cisalhamento Picuí-João Câmara (ZCPJC), Zona de Cisalhamento Remígio-Pocinhos (ZCRP), Zona de Cisalhamento Tauá (ZCT) e Zona de Cisalhamento Patos (ZCP).

Considerando-se agora os dados geológicos, cada caso é discutido em detalhe, na tentativa de diferenciar os cisalhamentos com enraizamento crustal profundo em termos de zonas de sutura ou estruturas intracontinentais. A abordagem é feita a partir da FNC, no extremo oeste da área até a FSe, no leste.

A ZCSPII, considerada o limite entre a FNC e o DCC, tem associado a ela um dos mais expressivos alinhamentos gravimétricos da área, o que está bem evidenciado principalmente na figura 3.15, onde um forte contraste marca o relevo dessa anomalia. Do ponto de vista geológico, existem também indícios que levaram alguns autores a considerar a ZCSPII como uma sutura. Abreu & Gorayeb (1996) descreveram duas faixas granulíticas em gnaisses do embasamento de ambos os lados da ZCSPII com diferenças de idade em torno de 200 Ma. Dados isotópicos de Fetter *et al.* (1997) sugerem um arco magmático a SE da ZCSPII e apóiam a hipótese de que a FNC e o DCC são terrenos tectono-estratigráficos justapostos por uma colisão brasileira. Jardim de Sá *et al.* (1997) atribuem à ZCSPII uma evolução complexa, com retrabalhamento intracontinental em regime transcorrente dextral ocorrendo após o suturamento. Provavelmente durante o regime transcorrente a ZCSPII adquiriu sua atual geometria retilínea. Uma tentativa de reconstrução da geometria original da zona de sutura (pré-transcorrência/cedo-brasiliana?) pode ser feita utilizando-se o mapa de $\Delta\rho$ (Fig. 3.23). Considerando-se o procedimento ilustrado na figura 3.19 e um $\Delta\rho$ estimado de $-0,04 \text{ g/cm}^3$ entre os gnaisses da FNC e do DCC próximos à ZCSPII, a curva de $-0,02 \text{ g/cm}^3$ representaria o contorno da zona de sutura antes da instalação do regime transcorrente (Fig. 4.1), admitindo-se que ambos os blocos têm densidade aproximadamente uniforme. Observe-se que esse procedimento é válido enquanto a isogálica permanece aproximadamente na direção da ZCSPII. Quando ela desvia e assume a direção da linha

de costa, é possível que deixe de representar a estrutura antiga e passe a ser mais influenciada pelos processos mesozóicos ou mais recentes.

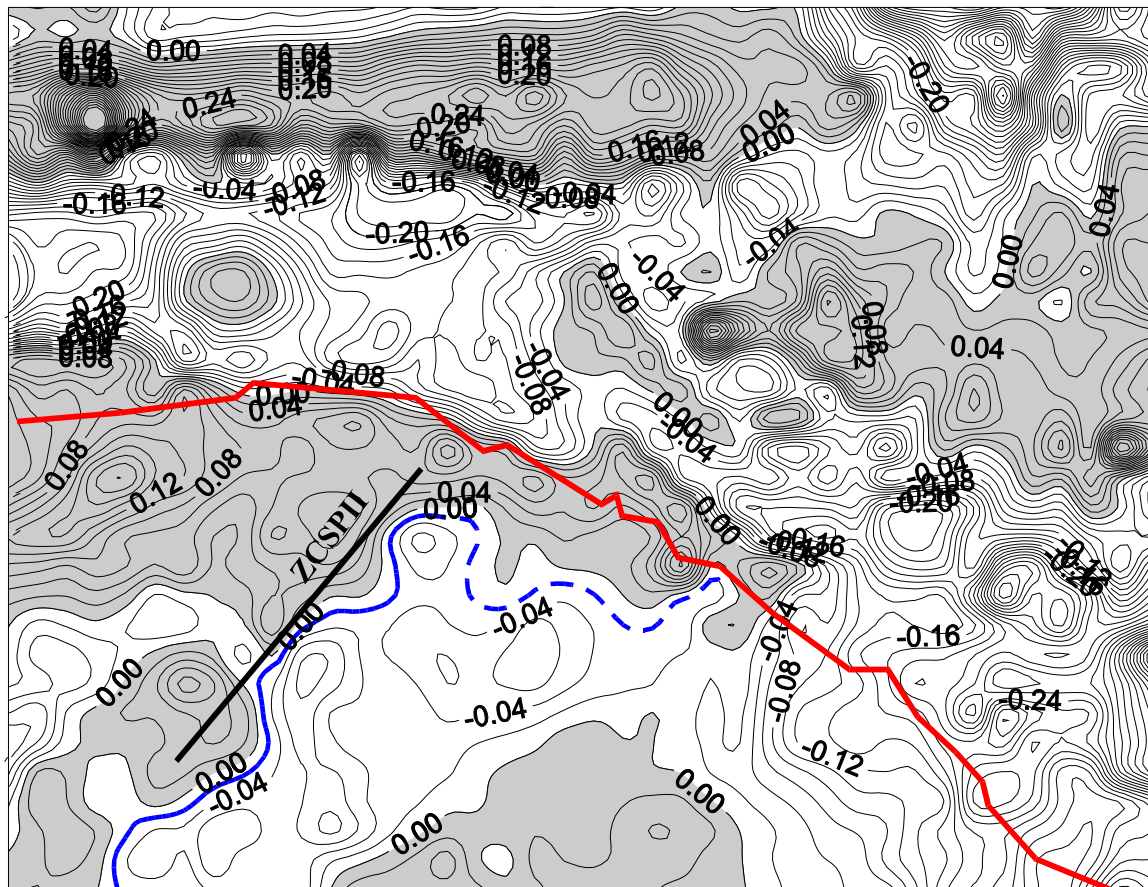


Figura 4.1 - Tentativa de traçado da geometria da zona de sutura entre a FNC e o DCC antes do regime transcorrente imposto à ZCSPII ao final do Ciclo Brasileiro. O mapa utilizado corresponde ao mapa de $\Delta\rho$ na área da FNC (correspondente a submatriz 10 na Fig. 3.22). A linha azul corresponde ao trecho da curva de isovalor igual a $-0,02 \text{ g/cm}^3$ que representa a zona de sutura. A curva em vermelho representa a linha de costa. Intervalo de contorno de $0,02 \text{ g/cm}^3$.

Diferenças entre as rochas do embasamento da FNC e do DCC foram apontadas por Fetter *et al.* (1997) com base em idades e assinaturas Nd. Idades modelo Nd T_{DM} próximas de 2,35 Ga indicam que a crosta da FNC é mais juvenil que os complexos gnáissicos de embasamento a SE da ZCSPII (o bloco Santa Quitéria, por exemplo, no DCC) para o qual idades arqueanas têm sido apontadas.

A maioria dos cisalhamentos da FNC, incluindo a ZCSPII, mostram *trends* gravimétricos que indicam a continuidade da estruturação brasileira dessa faixa por sob os sedimentos da Bacia do Parnaíba (vide Fig 3.13, por exemplo). Pelo menos na borda leste, o arcabouço estrutural dessa bacia parece ter sofrido a influência de reativações dos

cisalhamentos brasileiros.

No âmbito do DCC, a ZCT aparece nos mapas (bem visível especialmente na Fig. 3.25) associada a um forte alinhamento gravimétrico, já detectado desde a interpretação do mapa residual (Fig. 3.13). A escassez de dados geológicos sobre a evolução geodinâmica dessa zona prejudica maiores conclusões a seu respeito. Entretanto, segundo Almeida (95, *in* Almeida & Ulbrich 1997), vários corpos graníticos encontrados ao longo da ZCT são de natureza calcio-alcálica. Em regimes deformacionais resultantes da colisão continente-continente, esse tipo de magmatismo marca o estágio tardio a pós-colisional (Harris *et al.* 1986). Dessa forma, embora os indícios geológicos não sejam muito conclusivos, é possível que a ZCT represente uma zona de sutura brasileira ou mais antiga, com posteriores reativações transcorrentes.

A zona de cisalhamento Quixeramobim (ZCQ) não apresenta um enraizamento crustal profundo, visto que não há nenhuma anomalia gravimétrica residual significativa associada a essa estrutura. Já a zona de cisalhamento Groaíras (ZCG) apresenta pelo menos em parte de sua extensão, um forte contraste de densidade (Fig. 3.25). Contudo, do ponto de vista geológico, é mais provável que essa zona represente um cisalhamento intracontinental que atuou como uma zona lateral de acomodação do movimento de blocos crustais.

A ZCSP, por sua vez, apresenta uma boa resposta gravimétrica, podendo ser associada a um *trend* gravimétrico, bem marcado na figura 3.14, sobretudo na borda do continente. Essa zona marca uma importante descontinuidade litosférica e tem sido sugerida, em trabalhos que abordam esse tema, como limite de terrenos (Santos 1996, Ferreira *et al.* 1997). Segundo Almeida (1995 *in* Almeida & Ulbrich 1997) os batólitos de Quixeramobim, Senador Pompeu e Serra Azul, alojados ao longo do cisalhamento, são também produtos de um magmatismo calcio-alcálico. Ainda carecendo de argumentos adicionais, a interpretação de sutura para a ZCSP é viável, principalmente considerando-se a hipótese de uma colisão oblíqua (sutura transformante). Apesar do expressivo deslocamento direcional envolvido nesse cisalhamento, a hipótese da ZCSP corresponder a uma estrutura intracontinental não pode ser totalmente descartada, dada a carência de dados geológicos conclusivos.

Uma feição gravimétrica interessante, ainda não totalmente entendida, ocorre no

NE do Ceará, próxima à coordenada de 5°S/39°W no DCC. Trata-se de uma anomalia gravimétrica positiva, de *trend* aproximadamente E-W, oblíqua em relação à linha de costa e aparentemente truncada pelo alinhamento associado à ZCSP. Essas características levaram Jardim de Sá *et al.* (1997) a interpretarem tal anomalia como uma estrutura antiga, formada antes das transcorrências brasileiras, provavelmente associada a tectônica de empurrões para sul, registrada por Caby *et al.* (1991) nessa porção do DCC.

A ZCO, assim como sua continuidade na ZCA, no limite oeste da FOJ, não apresentam associação com alinhamentos gravimétricos expressivos. A exceção é um pequeno trecho na extrimidade NE da ZCO, próximo à ZCSP, na borda do continente. Os cisalhamentos no limite ocidental da FOJ mostram um padrão mais condizente com uma evolução intracontinental, sem implicar em descontinuidades importantes na litosfera. Em parte, a análise dessas feições é prejudicada pela sobreposição do efeito gravimétrico da Bacia de Iguatu e pela ausência de dados na região marcada por B na figura 3.1. Já a ZCJ, no limite leste da FOJ, possui uma resposta gravimétrica mais significativa que a ZCO, embora sem a relevância do alinhamento associado a ZCSP, por exemplo. Do ponto de vista geológico, os cisalhamentos delimitantes da FOJ não exibem contrastes marcantes, que possam ser interpretados como indícios de sutura, embora envolvam deslocamentos transcorrentes importantes. Pode-se atribuir a essas estruturas uma evolução intracontinental com deformação transpressional associada. Processos de acreção por colisões frontais de placas litosféricas parecem ser improváveis na evolução geodinâmica dessa faixa.

Mas a leste da FOJ encontra-se a ZCPA, proposta por Jardim de Sá (1994), com base em dados geológicos, como o limite ocidental da FSe. Essa proposta, conforme previamente apontado por Jardim de Sá *et al.* (1997), encontra certo respaldo no forte gradiente gravimétrico que acompanha essa estrutura, como pode ser visto nas figuras 3.14 e 3.25, por exemplo. Esse *trend* gravimétrico prossegue por sob os sedimentos da Bacia Potiguar, onde coincide com os *trends* do Sistema de Falhas de Carnaubais (borda leste do *graben* de Apodi), evidenciando uma possível reativação mesozóica dessa estrutura. Os *trends* associados a ZCO e ZCSP mostram um comportamento semelhante e, da mesma forma, evidenciam que essas estruturas tiveram reativações mesozóicas que influenciaram o arcabouço estrutural da Bacia Potiguar. A interpretação em termos de

sutura para a ZCPA é inibida pela falta de associações petrotectônicas exóticas, faixas de rochas eclogíticas ou seqüências típicas de arcos magmáticos adjacentes a essa zona. Desse modo, é mais adequada a adoção de um modelo de acreção transcorrente/transformante de terrenos, numa fase inicial do Ciclo Brasileiro.

A ZCPJC, no contexto da FSe, marca o limite entre as porções central (região das definições lito-estruturais clássicas) e oriental (conhecida como Maciço Caldas Brandão-São José do Campestre) dessa faixa. Essa zona certamente corresponde a uma importante descontinuidade de escala litosférica, visto que sua resposta gravimétrica, observada nos mapas residuais, é uma das mais relevantes na área estudada. Na porção oriental da FSe estão ausentes os litotipos basais do Grupo Seridó, e os micaxistos da Formação Seridó ocorrem como unidades alóctones sobre o embasamento. Nesse embasamento, blocos de rocha arqueanas têm sido reportados (Van Schmus *et al.* 1995, 1996, Dantas *et al.* 1997), enquanto que, na porção central, componentes dessa idade ainda não foram registrados. A magnitude do deslocamento implicado nesse cisalhamento levanta a hipótese de justaposição de terrenos alóctones pela ZCPJC. Entretanto, novamente a falta de critérios geológicos que afirmem esse hipótese deixa em aberto a possibilidade da ZCPJC retratar uma zona de sutura.

A ZCRP, que marca o limite sul do Maciço São José do Campestre (MSJC, também denominado Maciço Caldas Brandão, MCB, por outros autores), corresponde a um ramo de direção NE da terminação em *splay* do lineamento Patos (ZCP), no limite entre a FSe e o DZT. Essa zona, em conjunto com outras zonas de *trend* NE/ENE que compõem a terminação em *splay* da ZCP, apresenta uma proeminente anomalia associada. Embora nessa região haja sedimentos costeiros que influenciam essa anomalia, a sua principal fonte parece ser o enraizamento crustal profundo da terminação em *splay* do lineamento Patos. Esse enraizamento profundo já foi apontado, com base em dados geológicos, em diversos trabalhos (Trindade *et al.* 1995, por exemplo). Relictos de rochas granulíticas foram mapeadas ao longo da ZCRP por Trindade (1995). A ZCRP parece ser um dos principais ramos de acomodação do deslocamento implicado pela ZCP, que separa a porção setentrional e o DZT na Província Borborema. Dessa forma, a ZCRP pode ser entendida como uma sutura transcorrente/transformante que delimita o sul do MSJC.

A ZCP, limite sul da área estudada, carece de uma cobertura gravimétrica sistemática no DZT que complemente os dados aqui estudados e permita uma avaliação integral dessa estrutura. A localização periférica desse lineamento na área estudada prejudica o seu estudo em função do efeito de borda. Além disso, na extremidade oeste, o efeito gravimétrico provocado pela Bacia do Araripe interfere na anomalia associada à ZCP. De todo modo, o que se observa é um *trend* gravimétrico positivo de direção E-W associado a esse lineamento. Certamente o expressivo deslocamento direcional observado nessa estrutura, justapondo blocos com estruturas e grau metamórfico contrastantes, tem influência direta sobre essa anomalia.

4.3 - Proposta de divisão da área em terrenos tectono-estratigráficos

Com base no que foi até aqui exposto, é possível fazer uma proposta de divisão da área em terrenos. Em alguns casos, os dados geológicos são mais conclusivos sobre a aloctonia relativa dos blocos que em outros.

Na figura 4.2 é apresentado o mosaico de terrenos propostos para a região estudada, definido a partir dos dados geológicos e geofísicos analisados no presente trabalho. Os limites propostos nessa figura, em sua maioria, já foram previamente apontados por Jardim de Sá *et al.* (1997), em um estudo que também integrou dados geológicos e gravimétricos. Além da confirmação desses cisalhamentos como limites de terrenos tectono-estratigráficos, é apresentada uma ordem de confiabilidade na proposição desses limites, identificando aqueles que possuem indícios geológicos e geofísicos mais evidentes para serem caracterizados como tais.

Foram individualizados os seguintes terrenos: Terreno Noroeste do Ceará (TNC), Terreno Ceará Central (TCC), Terreno Orós-Jaguaribe (TOJ), Terreno Seridó (TSD), Terreno São José do Campestre (TSJC) e Terreno Tauá (TT).

Em relação aos modelos propostos por Santos (1996) e Ferreira *et al.* (1997) para os terrenos a norte do lineamento Patos (Fig. 1.6), há algumas diferenças que devem ser observadas. Uma das principais diz respeito a um limite, colocado em ambos os trabalhos acima aludidos, que divide a Faixa Seridó nos terrenos Seridó e Rio Piranhas. Esse

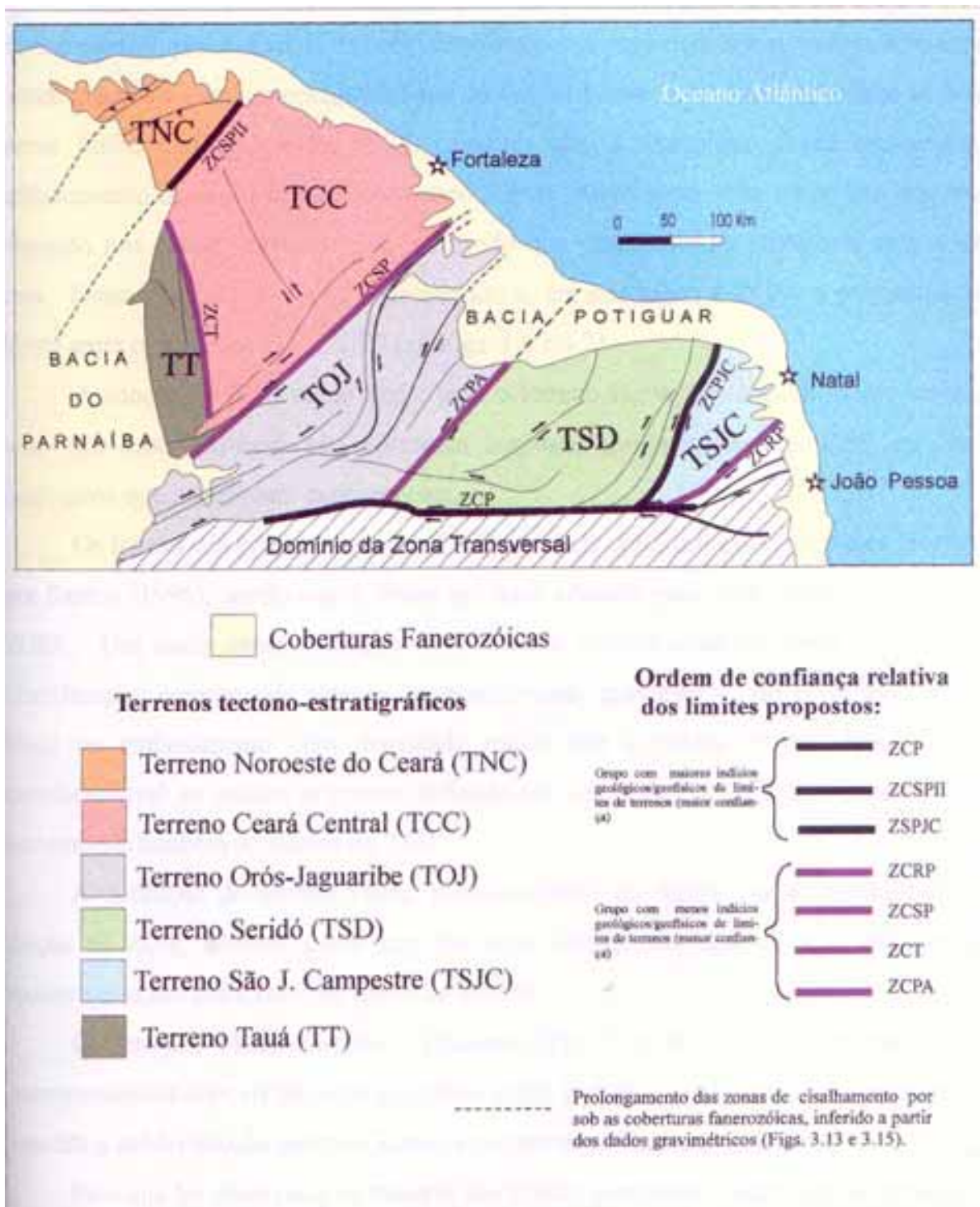


Figura 4.2 - Proposta de divisão da área em terrenos tectono-estratigráficos com base na integração de dados geológicos e geofísicos estudados. Os limites propostos estão agrupados em dois conjuntos de acordo com o grau de confiança atribuído, conforme os indícios geológicos/geofísicos observados. A ZCP, que limita a porção setentrional da província, é considerada o limite sul dos terrenos. Maiores discussões no texto.

limite, como foi proposto, segue aproximadamente a discordância mapeada entre o Grupo Seridó e o Complexo Caicó. Tal estrutura, entretanto, não pode ser considerada limite de terreno, pois os conglomerados na base do Grupo Seridó, presentes em ambos os lados desse limite (Jardim de Sá 1994), atestam que o Complexo Caicó representa o embasamento das supracrustais do Grupo Seridó. Além disso, esse limite não apresenta respaldo nos dados gravimétricos, indicando que essa estrutura representa uma feição rasa. Dessa forma, esse limite é descartado e, em seu lugar, a ZCPA é proposta como limite entre os terrenos TOJ e TSD (*cf.* Figs. 1.6 e 4.2).

A adoção da ZCO como limite para o terreno Jaguaribe também parece inviável, visto que essa estrutura não apresenta resposta gravimétrica importante ou dados geológicos que justifiquem essa proposta.

Os limites ora propostos para o TSJC são mais condizentes com aqueles propostos por Santos (1996), sendo que o limite sul aqui adotado para esse bloco corresponde à ZCRP. Um dado importante que corroborou a individualização desse terreno foi a identificação, comprovada através do modelamento gravimétrico do perfil BB', de um bloco no embasamento com densidade maior que a média crustal. Esse bloco é correlacionável ao núcleo arqueano definido por Dantas *et al.* (1995) e possivelmente corresponde também ao núcleo do TSJC.

A definição do terreno Patos, individualizado na figura 1.6, é inviabilizada em função da ZCA, adotada como um dos seus limites, não apresentar evidências que apontem essa estrutura com um limite de terreno.

Os terrenos Médio Coreaú e Cearense (Fig. 1.6) são os que encontram maior correspondência com os terrenos propostos neste trabalho, sendo que, adicionalmente, é sugerida a subdivisão do terreno Cearense nos terrenos Tauá e Ceará Central.

Pelo que foi observado na maioria dos limites propostos, a acreção de terrenos na porção setentrional da Província Borborema parece ter sido dominada por processos envolvendo colisões oblíquas, docagens e suturas transcorrentes/transformantes, em alguns casos seguidos por reativações transcorrentes intracontinentais.

Internamente aos terrenos identificados, é possível que, em estudo de escala menos abrangente, sejam reconhecidos novos limites que caracterizem a subdivisão desses terrenos em terrenos menores, já que a rede de cisalhamentos brasileiros na porção

setentrional da Província Borborema é bastante complexa.

4.4 - Considerações sobre a evolução geodinâmica dos terrenos

Definidos os terrenos, é desejável que algumas considerações sobre a provável evolução geodinâmica desses blocos sejam feitas. A carência de uma cobertura sistemática de dados geoquímicos e geocronológicos principalmente, atualmente limitados a áreas restritas, inibem um pouco essa tentativa.

No âmbito da Província Borborema, Santos (1996) observou que, conforme os dados geocronológicos apontam, ambos os Ciclos Brasileiro (0,75-0,57 Ga) e Cariris Velhos (1,1-0,95 Ga) têm um importante papel no processo de “colagem orogênica” que formou a Província Borborema. Para a origem do embasamento da Faixa Seridó, Jardim de Sá (1994) interpreta uma possível acreção sucessiva de arcos magmáticos, ocorrida durante o “Paleotransamazônico” (2,35-2,15 Ga). Alguns desses blocos poderiam apresentar crosta de idade arqueana.

Embora os limites de terrenos propostos sejam invariavelmente zonas de cisalhamento brasileiras, o processo de “colagem” de terrenos pode ter estado ativo desde o “Paleotransamazônico” (ou mesmo desde orogêneses arqueanas). Algumas dessas zonas podem abrigar uma história pré-brasileira de colisões oblíquas, em parte destruída pelo regime transcorrente imposto pelo Ciclo Brasileiro. É possível que alguns terrenos tenham se amalgamado já em idade pré-brasileira e, posteriormente, a zona de sutura entre ambos tenha passado a atuar como uma zona transcorrente intracontinental brasileira. Em outros casos, a acreção deve ter ocorrido durante o próprio Ciclo Brasileiro, através de colisões com forte componente oblíquo de convergência.

Tentar enquadrar os limites dos terrenos propostos nos casos acima expostos é uma tarefa difícil e prematura no momento, que permanece dependente da aquisição de novos dados geocronológicos (principalmente U-Pb e Sm-Nd).

CAPÍTULO 5 - CONCLUSÕES

No presente trabalho, foi proposta uma divisão da porção setentrional da Província Borborema em terrenos tectono-estratigráficos, a partir de estudos que integraram dados geológicos e geofísicos (sobretudo gravimétricos) dessa área.

Atualmente a Província Borborema tem sido retratada como o resultado de uma “colagem” de terrenos acrescidos tectonicamente, consolidada ao final do Ciclo Brasileiro. A investigação aprofundada desse quadro sofre restrições em função da idade precambriana dessa província, cujos terrenos mostram-se afetados por várias orogêneses e exibem um nível de erosão crustal profundo.

Ainda assim, os dados geológicos analisados revelaram alguns contrastes importantes entre os domínios setentrionais da Província Borborema, principalmente em termos de diferenças litoestratigráficas, cronológicas e do padrão da deformação, em algumas unidades. Embora um tanto raro, algumas zonas de cisalhamento ainda preservam indícios que podem ser apontados como evidências de colisões ou suturamento de terrenos alóctones, como a associação com faixas de rochas granulíticas e/ou seqüências com assinatura de arco magmático, por exemplo. De modo geral, esses dados permitiram visualizar para a região a norte do lineamento Patos um contexto geodinâmico que engloba possíveis zonas de colisões oblíquas e cisalhamentos intracontinentais importantes.

A boa cobertura de estações gravimétricas a norte do lineamento Patos motivou o estudo conjunto desses dados com as informações geológicas, na tentativa de se avaliar melhor a caracterização de limites de terrenos tectono-estratigráficos.

O tratamento dos dados gravimétricos, incluindo um método polinomial robusto para separação das componentes regional e residual (Beltrão 1989), possibilitou a obtenção de mapas cujas interpretações contribuíram significativamente na proposição final para os limites de terrenos. A inversão do campo gravimétrico residual forneceu

não apenas o mapa de contrastes de densidade desejado (que apresentou uma maior definição das anomalias em relação ao gravimétrico), como também consubstanciou o modelo interpretativo adotado, no qual as anomalias observadas no mapa residual têm suas fontes restritas à crosta superior atual. Em relação à causa dessa restrição, alguns comentários podem ser feitos. Fontes regionais importantes localizadas na porção inferior da crosta atual, responsáveis por anomalias de grandes comprimento de onda podem existir e, nesse caso, essas anomalias estariam sendo erroneamente incorporadas às anomalias causadas pelas variações da interface crosta-manto. Contudo, observa-se que a superfície obtida para representar a interface crosta-manto é geologicamente bastante significativa, correspondendo bem ao comportamento esperado dessa interface na região estudada. Dessa forma, se houver nessa superfície a incorporação de anomalias oriundas de fontes situadas na crosta inferior atual, tal incorporação é mínima e pode ser desprezível, visto que não chega a causar alterações importantes no relevo da interface crosta-manto. No caso de existirem fontes de dimensões menores situadas na crosta inferior, o que é bastante possível, a gravimetria tem baixa resolução e é insensível para detectá-las, o que se traduz em uma aparente homogeneização dos contrastes de densidade entre os litotipos situados na crosta inferior.

O modelamento dos perfis gravimétricos na FSe produziu modelos condizentes com a geologia observada e possibilitou a obtenção de informações sobre a geometria e profundidade aproximadas dos corpos. Não se observou nenhum corpo geológico mapeado que explique a anomalia positiva observada na extremidade leste do perfil BB'. Interpretou-se esta anomalia como um segmento do embasamento com densidade acima da média crustal adotada ($2,67 \text{ g/cm}^3$) e pode estar associado ao núcleo de rochas arqueanas descrito nessa região (Dantas *et al.* 1995). Possivelmente esse núcleo corresponde à parte central do MSJC.

Os modelos de ambos os perfis mostraram-se consistentes com a premissa de que as anomalias residuais observadas são causadas por fontes localizadas na crosta superior atual. O modelo obtido para o perfil magnético BB' foi construído utilizando-se praticamente os mesmos polígonos usados para modelar o campo gravimétrico residual, o que reforça a sua consistência com a geologia.

A análise conjunta dos dados geológicos e gravimétricos permitiu estabelecer

correlações entre *trends* gravimétricos e estruturais que resultaram na seleção das zonas de cisalhamento mais prováveis de representar limites de terrenos acrescidos tectonicamente. São elas: Zona de Cisalhamento Patos, Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II, Zona de Cisalhamento Picuí-João Câmara, Zona de Cisalhamento Remígio-Pocinhos, Zona de Cisalhamento Senador Pompeu, Zona de Cisalhamento Tauá e Zona de Cisalhamento Portalegre. As três primeiras zonas citadas possuem indícios geológicos/geofísicos mais claros, que permitem atribuir um grau de confiança maior a esses limites em relação aos demais limites propostos, conforme as evidências encontradas em cada caso. Dessa forma, foi possível propor um modelo de terrenos tectono-estratigráficos para a porção setentrional da Província Borborema, que inclui, de oeste para leste: Terreno Noroeste do Ceará (TNC), Terreno Ceará Central (TCC), Terreno Tauá (TT), Terreno Orós-Jaguaribe (TOJ), Terreno Seridó (TSD) e Terreno São José do Campestre (TSJC).

A reconstituição da história acrescionária de terrenos precambrianos é uma tarefa difícil, sempre dependente da integração entre várias ferramentas possíveis de serem empregadas (geofísica, geoquímica, geocronologia, etc.) no auxílio às observações e interpretações geológicas. No presente caso, existem áreas cujo excelente conhecimento geológico contrasta com outras de geologia ainda pouco conhecida e carentes de dados geocronológicos, o que dificulta uma avaliação integral dos aspectos contrastantes entre os domínios estudados. Somente essa integração, somada ao acúmulo constante de novos estudos geológicos, pode fornecer uma visão mais completa ou mesmo definitiva sobre a evolução geodinâmica dos terrenos da Província Borborema. Vale salientar que uma visão completa dessa evolução só é possível considerando-se o estudo dos terrenos equivalentes na margem oeste do continente africano, reconstituindo-se o contexto geodinâmico vigente durante as orogêneses precambrianas.

Em função da grande abrangência da área estudada, vários trabalhos poderiam ser sugeridos para a continuidade desse estudo. Os limites de terrenos sugeridos podem ser estudados em escala de maior detalhe, buscando-se as características que indiquem a existência de suturas e/ou colisões. A rede de estações gravimétricas pode ser adensada nessas áreas, de modo a permitir a confecção de mapas gravimétricos detalhados dessas estruturas. O mapa de contrastes de densidade obtido pode ser usado em escala maior, de

forma semelhante ao que foi proposto para a ZCSPII, na tentativa de correlacionar os contrastes de densidade observados a paleossuturas ou a criptossuturas.

A aquisição de novos dados geocronológicos é sempre desejável e extremamente importante na análise de terrenos precambrianos. Eventuais caracterizações de núcleos arqueanos no embasamento, a identificação de idades diferentes para unidades atualmente correlacionadas, etc., são exemplos de informações que podem acrescentar ou alterar bastante um modelo definido sem o amparo da geocronologia.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABREU, F.A.M. & GORAYEB, P.S.S. - 1996** - Os terrenos granulíticos do NW cearense como indicadores de *crustal-stacking-wedge*. Anais XXXIX Congr. Bras. Geol., 269-272, Salvador, BA.
- ABREU, F.A.M. & LAFON, J.M. - 1991** - Granulitos transamazônicos no cinturão de cisalhamento Noroeste do Ceará. Atas XIV Simp. Geol. Nordeste, 229-231, Recife, PE.
- ABREU, F.A.M., GAMA Jr., T., GORAYEB, P.S.S., HASUI, Y. - 1988** - O cinturão de cisalhamento Noroeste do Ceará. Anais VII Congr. Latino-Amer. Geol., 1: 20-34, Belém, PA.
- ABREU, F.A.M., GORAYEB, P.S.S., GAMA Jr., T. - 1989** - Aspectos tectônicos da região de Martinópolis-Massapê-CE. Atas II Simp. Nac. Est. Tect., 265-269.
- ABREU, F.A.M., MOURA, C.A.V., GORAYEB, P.S.S., GAUDETTE, H. - 1994** - Correlação entre dados geocronológicos e eventos tectono-termiais no noroeste cearense. Atas XXXVIII Congr. Bras. Geol., 218-219, Camboriú, SC.
- ALMEIDA, A.R. & ULBRICH, H.H.G.J. - 1997** - Os magmatismos cálcio-alcalino e peralcalino e os tensores das deformações brasileiras no Ceará. Atas XVII Simp. Geol. Nordeste, 239-243, Fortaleza, CE.
- ALMEIDA, F.F.M., HASUI, Y., BRITO NEVES, B.B., FUCK, R.A. - 1977** - Províncias estruturais brasileiras. Atas VIII Simp. Geol. Nordeste: 363-391.
- ARCHANJO, C.J. & SALIM, J. - 1986** - Posição da Formação Seridó no contexto estratigráfico regional (RN-PB). Atas XII Simp. Geol. Nordeste, 270-281, João Pessoa, PB.
- ARTHAUD, M.H., NOGUEIRA NETO, J.A., TORQUATO, J.R.F. - 1988** - A zona de cisalhamento dúctil de Quixeramobim (CE). Anais XXXV Congr. Bras. Geol., 5: 2248-2256, Belém, PA.

- ARTHAUD, M.H., VASCONCELOS, A.M., OLIVEIRA, F.V.C. - 1998** - As seqüências metassedimentares do Ceará Central. *Anais XL Congr. Bras. Geol.*, 1:16, Belo Horizonte, MG.
- BELTRÃO, J.F. - 1989** - Uma nova abordagem para a interpretação de anomalias regionais e residuais aplicada ao estudo da organização crustal - exemplo da região norte do Piauí e noroeste do Ceará. Tese de Doutorado, UFPA, 156pp.
- BELTRÃO, J.F., SILVA, J.B.C., COSTA, J.C. - 1991** - Robust polynomial fitting method for regional gravity estimation. *Geophysics*, **56**: 80-89.
- BEZERRA, F.H.R., FONSECA, V.P., AMARO, V.E., ACCIOLY, P.C.V. - 1992** - Evidências de uma deformação tangencial na região do Médio Rio Jaguaribe, Nordeste do Ceará: problemas e implicações. *Anais XXXVII Congr. Bras. Geol.*, 2: 328-329, São Paulo, SP.
- BRITO NEVES, B.B. - 1975** - Regionalização geotectônica do Precambriano nordestino. Tese de Doutorado, IG-USP, 198pp. São Paulo, SP.
- BRITO NEVES, B.B. - 1978** - A propósito da evolução litoestratigráfica do Pré-Cambriano do Nordeste. *J. Mineral. (vol. Djalma Guimarães)*, 7:19-27.
- BRITO NEVES, B.B. - 1983** - O mapa geológico do Nordeste oriental do Brasil, escala 1/1.000.000. Tese de Livre Docência, IG-USP, 177pp. São Paulo, SP.
- CABY, R. - 1985** - New geodynamic concepts regarding the crustal evolution of the NE Brazil. *Abstr. Conf. Tectonics Geochem. Early to Mid. Proterozoic fold belts. BMR Record*, 1985/28.
- CABY, R. - 1989** - Precambrian terranes of Benin-Nigeria and Northeast Brazil and the late Proterozoic south Atlantic fit. In: *Terranes in the circum-Atlantic paleozoic orogens (Dallmeyer, R.D., ed.)*. *Geol Soc. Amer., Spec. Pap.*, **230**: 145-158.
- CABY, R., SIAL, A.N., ARTHAUD, M., VAUCHEZ, A. - 1991** - Crustal evolution and the Brasiliano orogeny in Northeast Brazil. In *The West African Orogens and Circum-Atlantic Correlatives (Dallmeyer, R.D. & Lécorché, J.C.P.L., eds.)*. Springer Verlag, Berlin, 373-397.
- CASTRO, D.L., MEDEIROS, W.E., MOREIRA, J.A.M., JARDIM DE SÁ, E.F. - 1997a** - Mapa gravimétrico do nordeste setentrional do Brasil e margem continental adjacente. *Anais do V Congr. Intern. SBGf*, 2: 678-681, São Paulo, SP.
- CASTRO, D.L., BARBOSA, V.C.F., SILVA, J.B.C., MEDEIROS, W.E. - 1997b** -

Relevo da interface crosta-manto no nordeste setentrional do Brasil: comparação entre os vínculos de isostasia e suavidade. Anais do V Congr. Intern. SBGf, **2**: 682-685, São Paulo, SP.

CAVALCANTE, J.C. & FERREIRA, C.A. - 1993 - Mapa geológico do Estado do Ceará, escala 1:500.000. DNPM/SUDENE/Gov. Ceará.

CAVALCANTE, J.C., SÁ, J.M., MACEDO, M.H.F. - 1998 - A delimitação da Faixa Jaguaribeana: novos dados geocronológicos Pb-Pb e Rb-Sr. Anais XL Congr. Bras. Geol., **1**: 11, Belo Horizonte, MG.

CONEY, P.J., JONES, D.L., MONGER, J.W.H. - 1980 - Cordilleran suspect terranes. Nature, **288**: 229-333.

DANTAS, E.L., CORDANI, U., VAN SCHMUS, W.R., HACKSPACHER, P.C., BRITO NEVES, B.B., NUTMAN, A.P. - 1995 - Terrenos arqueanos e paleoproterozóicos no Maciço Caldas Brandão na Província Borborema. Atas XVI Simp. Geol. Nordeste, 14: 423-427, Recife, PE.

DANTAS, E.L., HACKSPACHER, P.C., VAN SCHMUS, W.R., BRITO NEVES, B.B. - 1997 - Arcabouço crono-estratigráfico do Maciço Caldas Brandão - RN - Província Borborema - NE do Brasil. Atas XVII Simp. Geol. Nordeste, 20-23, Fortaleza - CE.

DANTAS, E.L., VAN SCHMUS, W.R., HACKSPACHER, P.C., BRITO NEVES, B.B. - 1996 - Crustal Nd Isotopic Evolution and Differentiation during Archean and Paleoproterozoic of the Caldas Brandão Massif, Northeast Brazil. Anais XXXIX Congr. Bras. Geol., 495-498, Salvador, BA.

DELGADO, I.M. & PEDREIRA, A.J. - 1995 - Geologia e recursos minerais do Brasil: uma síntese. XVI Simp. Geol. Nordeste, **2**: 379-383. Recife, PE.

DEWEY, J.F. - 1969 - Evolution of the Caledonian-Appalachian orogen. Nature, **222**: 224-229.

DNPM/CNEM/CPRM - 1973 - Projeto Seridó - Levantamento Aeromagnético, mapas na escala 1:50.000.

EBERT, H. - 1969 - Geologia do Alto Seridó: nota explicativa da folha geológica de Currais Novos. SUDENE, Div. Geol., Ser. Geol. Reg., **11**: 120pp.

EBERT, H. - 1970 - The precambrian geology of the Borborema Belt (States of Paraíba and Rio Grande do Norte, northeastern Brazil), and the origin of its mineral

- resources. *Geol Rundschau*, **59**: 1299-1326.
- FERREIRA, J.A.M., & ALBUQUERQUE, J.P.T. - 1969** - Sinopse da geologia da Folha Seridó. SUDENE, Div. Geol., Ser. Geol. Reg., **18**: 52pp.
- FERREIRA, V.P., SIAL, A.N., SANTOS, E.J., JARDIM DE SÁ, E.F., MEDEIROS, V.C. - 1997** - Granitoids in the characterization of terranes: the Borborema province, northeastern Brazil. *Inter. Symp. Gran. Assoc. Mineral.*, 197-201. Salvador, BA.
- FETTER, A., VAN SCHMUS, W.R., SANTOS, T.S., ARTHAUD, M.H., NOGUEIRA NETO, J. - 1997** - Geologic history and framework of Ceará State: NW Borborema Province, NE Brazil. *South-Amer. Symp. Isotope Geol., Ext. Abstr.*: 112-114, São Paulo, SP.
- GAUDETTE, H., ABREU, F.A.M., LAFON, J.M., GORAYEB, P.S.S. - 1993** - Evolução transamazônica do Cinturão de Cisalhamento Noroeste do Ceará. *Atas XV Simp. Geol. Nordeste*, 317-319, Natal, RN.
- GIBBONS, W. - 1994** - Suspect terranes. In *Continental Deformation* (P.L. Hancock, ed.). University of Bristol, U.K., Pergamon, **15**: 305- 319.
- GIBB, R.A. & THOMAS, M.D. - 1976** - Gravity signature of fossil plate boundaries in the Canadian Shield. *Nature*, 262: 199-200.
- GOLDEN SOFTWARE - 1995** - Surfer version 6.01. Surface mapping system. Golden Software, Inc., Colorado, USA.
- GOMES, F.E.M. & VASCONCELOS, A.M. - 1993** - Aspectos estruturais e evolução tectônica na região centro-sul do Ceará. Folha Iguatu, escala 1:250.000. *Atas XV Simp. Geol. Nordeste*, 251-254, Natal, RN.
- GOMES, J.R.C., FERREIRA, C.A., VASCONCELOS, A.M. - 1998** - O terreno Granjeiro e sua evolução policíclica no contexto da Província Borborema. *Anais XL Congr. Bras. Geol.*, 1: 41, Belo Horizonte, MG.
- GOMES, J.R.C., GATTO, C.M.P.P., SOUZA, G.M.C., LUZ, D.S., PIRES, J.L., TEIXEIRA, W. - 1981** - Geologia da folha SB.24/25. Natal-Jaguaribe. *RADAMBRASIL-DNPM*, Rio de Janeiro, RJ, **23**: 27-300.
- GORAYEB, P.S.S., ABREU, F.A.M., HASUI, Y. - 1993** - A tectônica distensiva e a geração de granitos eopaleozóicos no oeste do Ceará. *Atas XV Simp. Geol. Nordeste*, 255-257, Natal, RN.
- HACKSPACHER, P.C. & SÁ, J.M. - 1984** - Critério lito-estrutural para diferenciação

- do embasamento Caicó do Grupo Seridó, RN-Brasil. Atas XI Simp. Geol. Nordeste, 263-277, Natal, RN.
- HACKSPACHER, P.C., SOARES, J.W., PETTA, R.A. - 1988** - Geologia do Grupo Ubajara - região de Frecheirinha-CE. Anais XXXV Congr. Bras. Geol., 6: 2661-2677, Belém, PA.
- HACKSPACHER, P.C., VAN SCHMUS, W.R., DANTAS, E.L. - 1990** - Um embasamento transamazônico na Província Borborema. Anais XXXVI Congr. Bras. Geol., 6: 2683-2696, Natal, RN.
- HARRIS, N., PEARCE, J., TINDLE, A. - 1986** - Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Collision Tectonics, Blackwell Scientific Publications, Oxford, 67-81.
- HOWELL, D.G. - 1995** - Principles of terrane analysis. New applications for global tectonics. Topics in the earth sciences (8), Chapman & Hall, London, 245pp.
- IRWIN, W.P. - 1972** - Terranes of the western Paleozoic and Triassic belt in the southern Klamath Mountains, California. USGS Prof. Pap., 800-C: 103-111.
- JARDIM DE SÁ, E.F. & SALIM, J. - 1980** - Reavaliação dos conceitos estratigráficos na região do Seridó (RN-PB). Miner. Metal., 80: 16-28.
- JARDIM DE SÁ, E.F. - 1978** - Revisão preliminar sobre a “Faixa Dobrada do Seridó” e eventuais correlatas no Nordeste. Rev. Ciência, UFRN, 1: 77-83.
- JARDIM DE SÁ, E.F. - 1984** - A evolução proterozóica da Província Borborema. Atas XI Simp. Geol. Nordeste, 297-316, Natal, RN.
- JARDIM DE SÁ, E.F. - 1994** - A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na cadeia brasileira/pan-africana. Tese de Doutorado, UnB, Brasília, DF, 804pp.
- JARDIM DE SÁ, E.F. - 1996** - A Faixa Seridó em 1996: dificuldades na formulação de modelos geodinâmicos. Anais XXXIX Congr. Bras. Geol., 6: 57-59, Salvador, BA.
- JARDIM DE SÁ, E.F., LEGRAND, J.M., SENA DE SÁ, C.A., LIRA, C.P., MEDEIROS NETO, F.A., REGO, J.M., SOUZA, L.C. - 1981** - Esboço da geologia precambriana do Extremo Oeste Potiguar. Atas X Simp. Geol Nordeste, 315-317, Recife, PE.
- JARDIM DE SÁ, E.F., MACEDO, M.H.F., FUCK, R.A., KAWASHITA, K. - 1992** - Terrenos proterozóicos na Província Borborema e margem norte do Cráton do São

- Francisco. *Rev. Bras. Geociências*, **22**: 472-480.
- JARDIM DE SÁ, E.F., MACEDO, M.H.F., FUCK, R.A., VAN SCHMUS, W.R., DANTAS, E.L., KAWASHITA, K. - 1996** - Fonte mantélica enriquecida na Faixa Seridó (Nordeste do Brasil): implicações na geodinâmica brasileira. *Anais XXXIX Congr. Bras. Geol.*, **6**: 502-504, Salvador, BA.
- JARDIM DE SÁ, E.F., MACEDO, M.H.F., LEGRAND, J.M., McREATH, I., GALINDO, A.C., SÁ, J.M. - 1987** - Proterozoic granitoids in a polycyclic setting: the Seridó region, NE Brazil. *Inter. Symp. Granites Assoc. Mineraliz.*, 103-110.
- JARDIM DE SÁ, E.F., MACEDO, M.H.F., TORRES, H.H.F., KAWASHITA, K. - 1988** - Geochronology of metaplutonics and the evolution of supracrustal belts in the Borborema Province, NE Brazil. *Anais VII Congr. Latino-Amer. Geol.*, 49-62.
- 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. *Atas XVII Simp. Geol. Nordeste*, 352-357, Fortaleza, CE.
- LEGRAND, J.M., LIEGEOIS, J.P., DEUSTCH, S. - 1991** - Datação U/Pb e Rb/Sr das rochas precambrianas da região de Caicó. Reavaliação da definição de um embasamento arqueano. *Atas XIV Simp. Geol. Nordeste*, 276-279, Recife, PE.
- LESQUER, A. & LOUIS, P. - 1982** - Anomalies gravimétriques et collision continentale au Précambrien. *Geoexploration*, **2**: 275-293.
- LIMA, E.A.M. - 1980** - Projeto Scheelita do Seridó. DNPM/CPRM, Rel. Final, texto e mapas.
- LINS, F.A.P.L., JARDIM DE SÁ, E.F., MACEDO, J.W.P., MOREIRA, J.A.M. - 1993** - Assinatura gravimétrica da estruturação crustal brasileira na porção oriental da Faixa Seridó. *Atas XV Simp. Geol. Nordeste*, **1**, 272-279, Natal, RN.
- MACEDO, M.H.F., JARDIM DE SÁ, E.F., SÁ, J.M. - 1984** - Datações Rb-Sr em ortognaisses e a idade do Grupo Seridó. *Atas XI Simp. Geol. Nordeste*, 253-262, Natal, RN.
- McWILLIAMS, M.O. & HOWELL, D.G. - 1982** - Exotic terranes of western California. *Nature*, **297**: 215-217.
- MEDEIROS, W.E. & SILVA, J.B.C. - 1996** - Geophysical inversion using approximate equality constraints. *Geophysics*, **61**: 1678-1688.
- MENDONÇA, J.C.G.S., & BRAGA, A.P.G. - 1987** - As faixas vulcano-sedimentares

- de Orós e Jaguaribe: um greenstone belt? *Rev. Bras. Geoc.*, **17**: 225-241.
- 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. *Anais do I Congr. Bras. SBGf*, **2**, 531-537, Rio de Janeiro,RJ.
- 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) e uma discussão de sua origem. *Anais do I Congr. Bras. SBGf*, **2**, 592-597, Rio de Janeiro,RJ.
- NEVES, S.P. - 1991** - A zona de cisalhamento Tauá, Ceará: sentido e estimativa do deslocamento, evolução estrutural e granitogênese associada. *Rev. Bras. Geoc.*, **21**: 161-173.
- OLIVEIRA, D.C., HACKSPACHER, P.C., PETTA, R.A. - 1988** - Relações estruturais do Grupo Martinópolis e do Grupo São José (NW-CE). *Anais XXXV Congr. Bras. Geol.*, **6**: 2765-2777, Belém, PA.
- PARENTE, C.V. & ARTHAUD, M.H. - 1995** - O sistema Orós-Jaguaribe no Ceará, NE do Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, 297-306.
- PARENTE, C.V. - 1995** - Géologie et paléogéographie d'une plate-forme à évaporites et magnésite d'âge protérozoïque (2 Ga): le cadre géotectonique initial de la ceinture mobile Orós dans la région d'Alencar (Ceará-Brésil). Thèse de Doctorat de l'Université de Nantes. 306pp.
- PEDREIRA, L.H.S.T. & TORQUATO, J.R.F. - 1991** - Formação São Joaquim. Base do Grupo Martinópolis ou Grupo São Joaquim? *Atas XIV Simp. Geol. Nordeste*, 26-29, Recife, PE.
- PESSOA, R.R., BRITO NEVES, B.B., KAWASHITA, K., PESSOA, D.A.R., FUCK, R.A. - 1986** - Contribuição ao estudo da evolução geocronológica do maciço de Tróia-CE. *Atas XII Simp. Geol. Nordeste*, 75-93, João Pessoa, PB.
- SÁ, J.M. - 1991** - Evolution geodynamique de la ceinture proterozoïque d'Oros, Nord-Est du Brésil. Thèse Doctorat, Univ. Nancy I: 177pp.
- SÁ, J.M., BEZERRA, F.H.R., MACEDO, M.H.F., PEREIRA, R. - 1988** - Middle Proterozoic supracrustals and Brasiliano orogeny in the southeast Ceará State: a monocyclic evolution. *Atas VII Congr. Latino-Amer. Geol*, 35-38, Belém, PA.
- SÁ, J.M., McREATH, I., LETERRIER, J. - 1995** - Petrology, geochemistry and

- geodynamic setting of Proterozoic igneous suites of Oros fold belt (Borborema Province, Northeast Brazil). *Jour. South Amer. Earth Sci.*, **8**: 299-314.
- SANTOS, E.J. & BRITO NEVES, B.B. - 1984** - Província Borborema. In *O Precambriano do Brasil* (Almeida, F.F.M. & Hasui, Y., eds.). Edgard Blucher, São Paulo, 123-186.
- SANTOS, E.J. - 1973** - Província scheelitífera do Nordeste. *Anais XXVII Congr. Bras. Geol.*, **2**: 31-46, Aracajú, SE.
- SANTOS, E.J. - 1996** - Ensaio preliminar sobre terrenos e tectônica acrescionária na Província Borborema. *Anais XXXIX Congr. Bras. Geol.*, **7**: 47-50, Salvador, BA.
- SANTOS, T.J.S, FETTER, A.H., NETO, J.A.N., HACKSPACHER, P.C., VAN SCHMUS, W.R. - 1998** - Geochronology and geochemistry of the Médio Coreaú domain, NW Borborema Province. *Anais XL Congr. Bras. Geol.*, **1**: 29, Belo Horizonte, MG.
- SANTOS, T.J.S. & HACKSPACHER, P.C. - 1992** - Geologia do Grupo Martinópolis, noroeste do Ceará. *Anais XXXVII Congr. Bras. Geol.*, **1**: 298-299, São Paulo, SP.
- SILVA, J.B.C. & HOHMANN, G.W. - 1984** - Airbone magnetic susceptibility mapping. *Explor. Geophys.*, **15**: 1-13.
- SOUZA, Z.S. & MARTIN, H. - 1991a** - Aspectos petrográficos e texturais em terrenos de alto grau: exemplos do Complexo Caicó, RN, Brasil. *Atas XIV Simp. Geol. Nordeste*, 244-246, Recife, PE.
- SOUZA, Z.S. & MARTIN, H. - 1991b** - Petrogênese dos metagranitóides do Complexo Caicó, RN, NE do Brasil. *Atas XIV Simp. Geol. Nordeste*, 175-177, Recife, PE.
- SOUZA, Z.S. - 1991** - Petrogênese des metagranitoides du Complexe de Caicó, Province Borborema (Etat du Rio Grande do Norte, Brésil). *Mém. DESS, Inst. Géol., Univ. Rennes I*, 87pp.
- TRINDADE, R.I.F. - 1995** - Geologia de uma área a norte de Pocinhos (RN): caracterização de um segmento da Zona de Cisalhamento Remígio-Pocinhos. Relatório de graduação, UFRN, 90pp.
- TRINDADE, R.I.F., ARAÚJO, J.M.M., JARDIM DE SÁ, E.F., SOUZA, Z.S. - 1995** - A Zona de Cisalhamento Remígio-Pocinhos (Faixa Seridó, PB): geometria e cinemática de uma estrutura transtraccional de escala litosférica. *Atas V Simp. Nac. Est. Tect.*, 101-102, Gramado, RS.

- VAN SCHMUS, W.R., BRITO NEVES, B.B., HACKSPACHER, P., BABINSKY, M. - 1995** - U/Pb and Sm/Nd geochronological studies of the eastern Borborema Province, Northeastern Brazil: initial conclusions. *Jour. South American Earth Sci.*, **8**: 267-288.
- VAN SCHMUS, W.R., BRITO NEVES, B.B., HACKSPACHER, P.C. - 1994** - Identification of lithospheric domains in NE Brazil and their relevance to the ancestry and assembly of western Gondwana. *Inter. Symp. on the Phys. and Chem. of the Upper Mantle*, 79-81.
- VAN SCHMUS, W.R., DANTAS, E.L., FETTER, A., BRITO NEVES, B.B., HACKSPACHER, P.C., BABINSKI, M. - 1996** - Neoproterozoic age for Seridó Group, NE Borborema Province, Brazil. *Anais XXXIX Congr. Bras. Geol.*, **6**: 152-155, Salvador, BA.
- VASCONCELOS, A.M., GOMES, F.E.M., PAIVA, I.O. - 1993** - Geologia da região centro-sul do Ceará - Folha Iguatu. *Atas XV Simp. Geol. Nordeste*, 248-250, Natal, RN.
- VINE, F.J. & KEAREY, P. - 1996** - *Global tectonics*. Blackwell Science, Oxford, 333pp.

APÊNDICE A

PARÂMETROS UTILIZADOS NO MODELAMENTO 2,5D DO PERFIL GRAVIMÉTRICO RESIDUAL AA'

Unidade de distância: km

Azimute da seção: 290°Az

Unidade de Δg : g/cm³

Nível de base: 3,7 mgal

Parte 1 (de 0 a 132 km)

Polígono nº.1 – xenólito do embasamento		
$\Delta g = 0,04\text{g/cm}^3$		
Vértice nº.	X (dist. horizontal)	Z (profundidade)
1	74.5	0.0
2	77.0	0.0
3	76.5	2.0
4	73	1.0

Polígono nº.2 – Granito G ₃		
$\Delta g = -0,06\text{g/cm}^3$		
Vértice nº.	X (dist. Horizontal)	Z (profundidade)
1	33.0	0.0
2	98.0	0.0
3	92.0	6.5
4	80.0	6.5
5	73.0	6.0
6	62.0	9.0
7	50.0	7.5
8	46.0	6.0
9	39.0	2.0

Polígono nº. 3 – Granitóide G ₂		
$\Delta g = -0,06\text{g/cm}^3$		
Vértice nº.	X (dist. horizontal)	Z (profundidade)
1	99.0	0.0
2	103.0	0.0
3	102.0	4.5
4	94.5	5.0

Polígono nº. 4 – Granitóide G ₂		
$\Delta g = -0,03\text{g/cm}^3$		
Vértice nº.	X (dist. horizontal)	Z (profundidade)
1	105.0	0.0
2	113.0	0.0
3	118.0	1.5
4	126.0	3.0
5	128.0	4.0
6	106.0	4.0

Polígono nº. 5 – Granito G ₃		
$\Delta g = 0,02\text{g/cm}^3$		
Vértice nº.	X (dist. horizontal)	Z (profundidade)
1	13.0	0.0
2	19.0	0.0
3	19.5	3.0
4	16.0	3.0
5	13.5	1.2

Polígono nº. 6 – Fm. Jucurutu (gnaisse)		
$\Delta g = 0,08\text{g/cm}^3$		
Vértice nº.	X (dist. horizontal)	Z (profundidade)
1	8.0	0.0
2	10.0	0.0
3	15.0	4.0
4	13.0	4.0

Polígono nº. 7 – Granitóide G ₂		
$\Delta g = -0,02\text{g/cm}^3$		
Vértice nº.	X (dist. horizontal)	Z (profundidade)
1	21.0	0.0
2	33.0	0.0
3	33.0	1.0
4	27.0	1.0
5	24.0	2.5
6	21.0	2.5

Polígono n°. 8 – Fm. Jucurutu (gnaisse)		
$\Delta g = 0,20\text{g/cm}^3$		
Vértice n°.	X (dist. horizontal)	Z (profundidade)
1	21.0	0.0
2	22.5	0.0
3	22.2	1.2
4	21.3	1.2

Parte 2 (de 100 a 232 km)

Polígono n°. 9 – Granitóide G ₂		
$\Delta g = -0,02\text{g/cm}^3$		
Vértice n°.	X (dist. Horizontal)	Z (profundidade)
1	145.0	0.0
2	147.0	0.0
3	149.0	3.0
4	146.5	2.0

Polígono n°. 10 – Granitóide G ₂		
$\Delta g = -0,01\text{g/cm}^3$		
Vértice n°.	X (dist. horizontal)	Z (profundidade)
1	150.0	0.0
2	151.5	0.0
3	155.0	5.0
4	153.0	4.0

Polígono n°. 11 – Fm. Jucurutu (mármore)		
$\Delta g = 0,04\text{g/cm}^3$		
Vértice n°.	X (dist. horizontal)	Z (profundidade)
1	151.5	0.0
2	152.5	0.0
3	155.5	3.5
4	154.0	3.0

Polígono n°. 12 – Fm. Seridó (xisto)		
$\Delta g = 0,02\text{g/cm}^3$		
Vértice n°.	X (dist. horizontal)	Z (profundidade)
1	157.0	0.0
2	185.0	0.0
3	181.0	3.0
4	165.0	3.0
5	160.0	3.5

Polígono nº. 13 – Granito G ₃		
$\Delta g = -0,05\text{g/cm}^3$		
Vértice nº.	X (dist. horizontal)	Z (profundidade)
1	185.0	0.0
2	188.5	0.0
3	187.5	4.0
4	181.5	5.0

Polígono nº. 14 – Granito G ₃		
$\Delta g = -0,02\text{g/cm}^3$		
Vértice nº.	X (dist. horizontal)	Z (profundidade)
1	182.0	0.0
2	183.0	0.0
3	181.0	2.0
4	180.5	3.0
5	180.0	2.5

Polígono nº. 15 – Fm. Jucurutu (gnaisse)		
$\Delta g = -0,05\text{g/cm}^3$		
Vértice nº.	X (dist. horizontal)	Z (profundidade)
1	172.0	0.8
2	173.0	0.8
3	178.0	1.0
4	177.0	1.3
5	171.0	2.0

Polígono nº. 16 – Fm Jucurutu (gnaisse)		
$\Delta g = 0,01\text{g/cm}^3$		
Vértice nº.	X (dist. horizontal)	Z (profundidade)
1	152.5	0.0
2	156.0	0.0
3	157.0	3.0
4	156.5	4.0
5	156.0	3.5

Parte 3 (de 168 a 300 km)

Polígono n°. 13 – Granito G ₃		
$\Delta g = -0,05\text{g/cm}^3$		
Vértice n°.	X (dist. horizontal)	Z (profundidade)
1	185.0	0.0
2	188.5	0.0
3	187.5	4.0
4	181.5	5.0

Polígono n°. 17 – Fm. Seridó (xisto)		
$\Delta g = 0,00\text{g/cm}^3$		
Vértice n°.	X (dist. horizontal)	Z (profundidade)
1	188.5	0.0
2	222.0	0.0
3	225.0	5.0
4	189.0	5.0

Polígono n°. 18 – Granito G ₃		
$\Delta g = -0,04\text{g/cm}^3$		
Vértice n°.	X (dist. horizontal)	Z (profundidade)
1	226.0	0.0
2	242.0	0.0
3	238.0	1.0
4	226.0	4.0

Polígono n°. 19 – Fm. Equador (quartzito)		
$\Delta g = 0,01\text{g/cm}^3$		
Vértice n°.	X (dist. horizontal)	Z (profundidade)
1	196.0	0.0
2	202.0	0.0
3	205.0	2.5
4	193.0	2.0

Polígono nº. 20 – Granito G ₃		
$\Delta g = -0,10\text{g/cm}^3$		
Vértice nº.	X (dist. horizontal)	Z (profundidade)
1	244.0	1.0
2	246.0	1.0
3	246.0	4.0
4	244.0	4.0

Polígono nº. 21 – Granito G ₃		
$\Delta g = -0,10\text{g/cm}^3$		
Vértice nº.	X (dist. horizontal)	Z (profundidade)
1	255.0	1.0
2	262.0	1.0
3	262.0	3.0
4	255.0	3.0

Polígono nº. 22 – Fm. Seridó (xisto)		
$\Delta g = -0,07\text{g/cm}^3$		
Vértice nº.	X (dist. horizontal)	Z (profundidade)
1	276.0	0.0
2	294.0	0.0
3	295.0	7.0
4	283.0	5.0

Polígono nº. 23 – Granito G ₃		
$\Delta g = -0,10\text{g/cm}^3$		
Vértice nº.	X (dist. horizontal)	Z (profundidade)
1	267.0	1.0
2	275.0	1.0
3	275.0	3.0
4	267.0	3.0

APÊNDICE B

PARÂMETROS UTILIZADOS NO MODELAGENTO 2,5D DO PERFIL GRAVIMÉTRICO RESIDUAL BB'

Unidade de distância: km

Azimute da seção: 90°Az

Unidade de Δg : g/cm³

Nível de base: -1,0 mgal

PARTE 1 (de 0 a 88 km)

Polígono n.º.1 – Granitóide G ₃		
$\Delta g = -0,01\text{g/cm}^3$		
Vértice n.º.	X (dist. horizontal)	Z (profundidade)
1	3.5	0.0
2	5.0	0.0
3	4.0	3.5
4	3.0	4.0

Polígono n.º.2 – Granitóide G ₂		
$\Delta g = -0,01\text{g/cm}^3$		
Vértice n.º.	X (dist. horizontal)	Z (profundidade)
1	5.0	0.0
2	11.5	0.0
3	14.0	5.5
4	4.2	4.0

Polígono n.º.3 – Fm. Jucurutu (gnaisse)		
$\Delta g = -0,08\text{g/cm}^3$		
Vértice n.º.	X (dist. horizontal)	Z (profundidade)
1	17.5	0.0
2	19.5	0.0
3	19.2	1.5

Polígono n.º.4 – Granitóide G ₃		
$\Delta g = -0,06\text{g/cm}^3$		
Vértice n.º.	X (dist. horizontal)	Z (profundidade)
1	19.5	0.0
2	27.5	0.0
3	26.0	7.0
4	19.0	9.0

Polígono nº.5 – Fm. Seridó (xisto)		
$\Delta g = -0,005\text{g/cm}^3$		
Vértice nº.	X (dist. horizontal)	Z (profundidade)
1	27.5	0.0
2	45.0	0.0
3	42.0	6.5
4	37.0	6.0
5	33.0	3.5
6	28.0	2.7

Polígono nº.6 – Granitóide G ₃		
$\Delta g = 0,01\text{g/cm}^3$		
Vértice nº.	X (dist. horizontal)	Z (profundidade)
1	51.5	0.0
2	59.5	0.0
3	57.0	3.0
4	53.0	3.0
5	50.5	4.0

Polígono nº.7 – Granitóide G ₃		
$\Delta g = -0,02\text{g/cm}^3$		
Vértice nº.	X (dist. horizontal)	Z (profundidade)
1	69.0	0.0
2	76.0	0.0
3	74.0	6.0
4	71.0	6.0

Polígono nº.8 – Granitóide G ₃		
$\Delta g = 0,01\text{g/cm}^3$		
Vértice nº.	X (dist. horizontal)	Z (profundidade)
1	64.0	0.0
2	65.5	0.0
3	65.2	2.0
4	64.3	2.0

APÊNDICE B - PARTE 2 (de 86 a 180 km)

Polígono nº.9 – Fm. Equador (quartzito e mármore)		
$\Delta g = -0,10\text{g/cm}^3$		
Vértice nº.	X (dist. Horizontal)	Z (profundidade)
1	90.0	0.0
2	93.0	0.0
3	93.7	6.0
4	91.7	6.0

Polígono nº.10 – Granitóide G ₂		
$\Delta g = -0,08\text{g/cm}^3$		
Vértice nº.	X (dist. Horizontal)	Z (profundidade)
1	98.5	0.0
2	99.5	0.0
3	99.5	3.0
4	98.5	3.0

Polígono nº.11 – Fm. Seridó (xisto)		
$\Delta g = -0,10\text{g/cm}^3$		
Vértice nº.	X (dist. horizontal)	Z (profundidade)
1	95.5	0.0
2	97.7	0.0
3	97.5	3.0
4	96.0	3.5

Polígono nº.12 – Fm Jucurutu (gnaisse)		
$\Delta g = -0,05\text{g/cm}^3$		
Vértice nº.	X (dist. horizontal)	Z (profundidade)
1	100.7	0.0
2	103.0	0.0
3	104.0	5.0
4	100.0	5.0

Polígono nº.13 – Fm. Seridó (xisto)		
-------------------------------------	--	--

$\Delta g = -0,20\text{g/cm}^3$		
Vértice n°.	X (dist. horizontal)	Z (profundidade)
1	103.0	0.0
2	106.0	0.0
3	108.0	6.0
4	104.0	5.0

Polígono n° 14 – Fm. Seridó (xisto)		
$\Delta g = -0,01\text{g/cm}^3$		
Vértice n°.	X (dist. horizontal)	Z (profundidade)
1	109.0	0.0
2	124.0	0.0
3	123.0	4.0
4	110.0	4.0

Polígono n° 15 – Granitóide G ₃		
$\Delta g = -0,06\text{g/cm}^3$		
Vértice n°.	X (dist. horizontal)	Z (profundidade)
1	131.5	0.0
2	133.5	0.0
3	128.0	6.0

Polígono n° 16 – Fm. Seridó (xisto)		
$\Delta g = -0,04\text{g/cm}^3$		
Vértice n°.	X (dist. horizontal)	Z (profundidade)
1	167.5	0.0
2	177.0	0.0
3	178.0	5.0

Polígono n° 17 (hipotético) – bloco arqueano		
$\Delta g = 0,04\text{g/cm}^3$		
Vértice n°.	X (dist. Horizontal)	Z (profundidade)
1	129.0	0.0
2	149.0	0.0
3	149.0	10.0
4	129.0	10.0

APÊNDICE C

PARÂMETROS UTILIZADOS NO MODELAMENTO 2D DO PERFIL MAGNÉTICO RESIDUAL BB'

Unidade de distância: km

Unidade de $\Delta\chi$: emu

Azimute da seção: 90°Az

Nível de base: de -220 a -100 nT

Intensidade do campo total: 26.569 nT

Inclinação magnética: -8,0827°

Declinação magnética: -21,763°

Altura e direção do vô: 0,135 km / E-W

Polígono nº.1 – Fm. Seridó (xisto)		
$\Delta\chi = -0,0015$ (magnetização induzida)		
Vértice nº.	X (dist. horizontal)	Z (profundidade)
1	27.5	0.0
2	45.0	0.0
3	42.0	6.5
4	37.0	6.0
5	33.0	3.5
6	28.0	2.7

Polígono nº.2 – Granitóide G ₃		
$\Delta\chi = 0,0009$ (magnetização induzida)		
Vértice nº.	X (dist. horizontal)	Z (profundidade)
1	49.5	0.0
2	57.5	0.0
3	55.0	3.0
4	51.0	3.0
5	48.5	4.0

Polígono nº.3 – Granitóide G ₃		
$\Delta\chi = 0,0001$ (magnetização induzida)		
Vértice nº.	X (dist. horizontal)	Z (profundidade)
1	69.0	0.0
2	76.0	0.0
3	74.0	6.0
4	71.0	6.0

Polígono nº.4 – Fm. Equador (quartzito e mármore)		
$\Delta\chi = 0,0020$ (magnetização induzida)		
Vértice nº.	X (dist. Horizontal)	Z (profundidade)
1	92.0	0.0
2	95.0	0.0
3	95.7	6.0
4	93.7	6.0

Polígono nº.5 – Fm Jucurutu (gnaisse)		
$\Delta\chi = -0,0020$ (magnetização induzida)		
Vértice nº.	X (dist. horizontal)	Z (profundidade)
1	100.7	0.0
2	103.0	0.0
3	104.0	5.0
4	100.0	5.0

Polígono nº.6 – Fm. Seridó (xisto)		
$\Delta\chi = -0,0001$ (magnetização induzida)		
Vértice nº.	X (dist. horizontal)	Z (profundidade)
1	103.0	0.0
2	106.0	0.0
3	108.0	6.0
4	104.0	5.0

Polígono nº.7 – Fm. Seridó (xisto)		
$\Delta\chi = -0,0013$ (magnetização induzida)		
Vértice nº.	X (dist. horizontal)	Z (profundidade)
1	109.0	0.0
2	122.0	0.0
3	121.0	4.0
4	110.0	4.0

Polígono nº.8 – Granitóide G ₃		
$\Delta\chi = 0,0003$ (magnetização induzida)		
Vértice nº.	X (dist. horizontal)	Z (profundidade)
1	131.5	0.0
2	133.5	0.0
3	129.0	6.0