

UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

NILO COSTA PEDROSA JUNIOR

INVERSÃO CONJUNTA DE DADOS GEOFÍSICOS (GRAVIMETRIA E
ELETORRESISTIVIDADE) AO LONGO DE UMA SEÇÃO TRANSVERSAL AO RIFTE
DA BACIA POTIGUAR

FORTALEZA

2010

NILO COSTA PEDROSA JUNIOR

INVERSÃO CONJUNTA DE DADOS GEOFÍSICOS (GRAVIMETRIA E
ELETORRESISTIVIDADE) AO LONGO DE UMA SEÇÃO TRANSVERSAL AO RIFTE
DA BACIA POTIGUAR

Dissertação submetida à Coordenação do
Curso de Pós-Graduação em Geologia, da
Universidade Federal do Ceará, como requisito
parcial para obtenção do grau de Mestre em
Geologia.

Área de concentração: Geodinâmica e
Recursos Minerais

Orientador: Prof. Dr. David Lopes de Castro

FORTALEZA
2010

P414i Pedrosa Júnior, Nilo Costa

Inversão conjunta de dados geofísicos (gravimetria e eletrorresistividade) ao longo de uma seção transversal ao rifte da Bacia Potiguar / Nilo Costa Pedrosa Júnior, 2010.

117f. ; il. color. enc.

Orientador: Prof. Dr. David Lopes de Castro

Área de concentração: Geodinâmica e Recursos Minerais

Dissertação (mestrado) - Universidade Federal do Ceará, Centro de Ciências. Depto. de Geologia, Fortaleza, 2010.

1. Geofísica 2. Gravidade (Física) 3. Sismos I. Castro, David Lopes de (orient.) II. Universidade Federal do Ceará –Pós-Graduação em Geologia III. Título

CDD 551

NILO COSTA PEDROSA JUNIOR

INVERSÃO CONJUNTA DE DADOS GEOFÍSICOS (GRAVIMETRIA E
ELETRORRESISTIVIDADE) AO LONGO DE UMA SEÇÃO TRANSVERSAL AO RIFTE
DA BACIA POTIGUAR

Dissertação submetida à Coordenação do Curso de Pós-Graduação em Geologia, da Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial para a obtenção do grau de Mestre em Geologia. Área de concentração Geodinâmica e Recursos Minerais

Aprovada em 26/02/2010.

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. David Lopes de Castro (Orientador)
Universidade Federal do Rio Grande do Norte-UFRN

Prof. Dr. Raimundo Mariano Gomes Castelo Branco
Universidade Federal do Ceará-UFC

Prof. Dr. Welitom Rodrigues Borges
Universidade de Brasília - UnB

Aos meus Pais.

AGRADECIMENTOS

À minha família, em especial a minha mãe e meu pai, Salete e Nilo Pedrosa, por todo amor, dedicação, carinho e paciência. Aos meus irmãos, Rafael, Karine e Bruna, pelo apoio e por sempre acreditarem em mim.

Ao professor e orientador Dr. David Lopes de Castro, pelos ensinamentos, confiança e paciência ao longo de todos esses anos.

Ao Laboratório de Geofísica de Prospecção e Sensoriamento Remoto (LGPSR), representado pelo professor Dr. Raimundo Mariano G. Castelo Branco.

Ao Professor Dr. José Márcio Lins Marinho e sua equipe pela aquisição de parte das sondagens elétricas verticais.

A todos os professores do Curso de Geologia da UFC pelos grandes ensinamentos.

A CAPES, pela bolsa de pesquisa e apoio financeiro e a UFC.

Aos bolsistas e amigos do Curso de Geologia da UFC e do LGPSR.

Aos grandes amigos: Ailton, Diego, Diones, Duarte, Ismael, Jackson, João Paulo, Pedro, Ricardo...

RESUMO

Na região centro-norte do Rio Grande do Norte, a área de pesquisa envolve a porção emersa da Bacia Potiguar, que é a maior reserva de hidrocarbonetos em terra do país. Mesmo com seus importantes campos petrolíferos, a bacia apresenta várias áreas com baixo imageamento sísmico. Nestas áreas, a estruturação interna do pacote sedimentar e seu arcabouço tectônico podem ser cartografados, de forma alternativa aos levantamentos sísmicos, com auxílio de outros métodos geofísicos, como a gravimetria e eletrorresistividade. Neste sentido, a presente pesquisa tem por objetivo principal promover uma inversão conjunta de dados gravimétricos e geolétricos para a investigação estrutural da Bacia Potiguar em uma área bem conhecida por uma extensa cobertura sísmica e informações de centenas de poços exploratórios. Uma vez conhecido o grau de resolução da metodologia proposta e suas eventuais limitações, este estudo pioneiro poderá ser estendido para outras áreas sem imageamento sísmico adequado ou até outras bacias rifte do Sistema de Rifteamento do Nordeste. O levantamento geofísico foi executado em um trecho da BR-304, com cerca de 70 km de extensão, ligando os municípios de Açu e Mossoró, no Rio Grande do Norte. Foi realizado um reconhecimento geológico na região do perfil geofísico, a fim de determinar relações de continuidade das estruturas geológicas aflorantes em profundidade e estabelecer o contraste médio das densidades entre as rochas do embasamento e da bacia, para a sua utilização na modelagem geofísica conjunta. A fim de obter modelos mais condizentes com a geologia da área, dados sísmicos e de perfilagem geofísica de poços foram incorporados ao procedimento de inversão conjunta, na forma de vínculos dos parâmetros do modelo geofísico, para melhorar a plausibilidade das soluções obtidas para o problema inverso proposto. O procedimento de inversão conjunta foi computacionalmente implementado e previamente testado em dados sintéticos, proporcionando uma melhor confiabilidade nos modelos finais do processo de inversão dos dados reais da bacia. As variações nos relevos das interfaces, gerados no processo de inversão conjunta dos dados gravimétricos e geolétricos, que limitam as unidades sedimentares e o topo do embasamento revelaram o comportamento em profundidade das principais estruturas deformacionais, como a identificação de falhas, *horsts* e grábens nesta região da bacia.

Palavras-chave: Inversão Conjunta, Rifte, Bacia Potiguar

ABSTRACT

The research area is located in the northern and central parts of the Rio Grande do Norte State and involves the onshore portion of the Potiguar Basin, which is the largest Brazilian onshore hydrocarbon reservoir. Even with its major oil fields, the basin has several areas of low seismic imaging. In these areas, the internal structure of its sedimentary and tectonic framework can be mapped with the aid of non-seismic methods such as gravity and resistivity. In this sense, the present research aims are improving a joint inversion of gravity and geoelectrical data for the structural investigation of the Potiguar Basin. The study was carried out in an up to 70 km long stretch of the BR-304 federal road, between Açu and Mossoró cities, in Rio Grande do Norte State. The local outcropped geology has been recognized in order to establish relations of continuity of geological structures in depth and to determine the average density contrast between basement and basin rocks, to use in the joint geophysical modeling. In order to obtain models more consistent with the local geology, seismic and well logging data have been incorporated and interpreted to better characterize the geophysical models. A joint inversion algorithm was implemented and tested on synthetic data, improving the feasibility and reliability of the inversion process of real data of the Potiguar Basin. Variations in the interfaces of sedimentary sequences were generated in the procedure of the geoelectrical and gravity data inversion. Finally, the resulted geophysical model is able to clearly the interfaces of basin infill units and the basement top, revealing in detail the behavior of major deformational structures, such as normal lystric faults, grabens and horsts in the Potiguar Rift Zone.

Keywords: Joint Inversion, Rift, Potiguar Basin

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1: Mapa de localização e vias de acesso da porção emersa da Bacia Potiguar (RN/CE). As linhas branca e preta tracejada representam os limites da Bacia Potiguar e do Rifte Potiguar <i>onshore</i> , respectivamente. A linha vermelha escura representa a <i>transecta</i> geofísica ao longo da BR-304.....	17
Figura 2.1: Mapa geotectônico da Província Borborema (modificado de CPRM, 2003; e Fetter <i>et al.</i> , 2003).....	19
Figura 2.2: Mapa Geológico da porção emersa da Bacia Potiguar (modificado de CPRM, 2003).....	21
Figura 2.3: Modelo de reconstrução tectônica do nordeste brasileiro e sudoeste africano durante os estágios sin-rifte I, II e III (adaptado de Matos, 1992).....	23
Figura 2.4: Arcabouço estrutural da Bacia Potiguar (modificado de Bertani <i>et al.</i> , 1990).....	24
Figura 2.5: Carta estratigráfica e evolução tectono-sedimentar da Bacia Potiguar (compilado de Araripe & Feijó, 1994).....	26
Figura 2.6: Mapa de pontos, com as associações litológicas aflorantes, realizados ao longo da seção transversal ao Rifte Potiguar.....	29
Figura 2.7: Mapa geológico da área de estudo (Fonte: Angelim <i>et al.</i> , 2006).....	30
Figura 2.8: Perfil geológico simplificado ao longo da <i>transecta</i> de estudo.....	30
Figura 2.9: Sequência Gnáissico-Migmatítica, apresentando leitos <i>boudinados</i> na porção sul da área (Ponto 1901 – 734.547mE/9.378.318mN).....	31
Figura 2.10: Seção delgada com nicóis cruzados do gnaiss migmatizado, com a presença de fenocristais de k-feldspato, plagioclásio e biotita (A) e com nicóis paralelos (B) (Ponto 1901 – 734.547mE/9.378.318mN).....	31
Figura 2.11: Biotita-gnaiss bastante alterado apresentando estrutura xistosa (N-S/50°E) (Ponto 1906 – 739.869mE, 9.376.383mN).....	32
Figura 2.12: Granito com textura leucocrática e lineação mineral 20° Az. (Ponto 1918 – 735.832mE, 9.373.737mN).....	33
Figura 2.13: Arenito com leitos conglomeráticos, bastante alterado (Ponto 1920 – 731.483mE, 9.379.880mN).....	34
Figura 2.14: Arenito fino da Formação Açu, apresentando concreções ferruginosas e estratificações cruzadas e acanaladas (Ponto 2003 – 719.087mE, 9.384.642mN).....	34
Figura 2.15: Seções delgadas com nicóis cruzados e paralelos do arenito fino, apresentando grande quantidade de quartzo e feldspato (Ponto 2003 – 719.087mE, 9.384.642mN).....	35
Figura 2.16: Ocorrência de arenito calcífero, bastante duro e recoberto por uma capa escura (Ponto 2009 – 721.722mE, 9.390.439mN).....	35
Figura 2.17: Seções delgadas do arenito com cimentação calcítica, apresentando crescimento de calcita entre os grãos (Ponto 2009 – 721.722mE, 9.390.439mN).....	36
Figura 2.18: Calcarenito aflorando no alto de uma escarpa (Ponto 2020 – 711.496 mE, 9.387.495 mN).....	36
Figura 2.19: Calcilitos de textura maciça e granulação fina (Ponto 2136 – 689.969 mE, 9.411.337 mN).....	37
Figura 2.20: Calcário bastante fraturado, textura maciça (Ponto 2131 – 693.674 mE, 9.407.961 mN).....	37
Figura 2.21: Seção delgada do calcário Jandaíra com bioclastos dispersos em uma matriz micrítica e cimentação esparítica (Ponto 2136 – 689.969 mE, 9.411.337 mN).....	38
Figura 2.22: Arenito da Formação Barreiras, com coloração alaranjada e produtos de	

oxidação, imprimindo uma coloração vermelha a rocha (Ponto 1924 – 722.117mE, 9.375.821mN).....	39
Figura 2.23: Conglomerado da Formação Barreiras mostrando coloração avermelhada e seixos arredondados de até 5 cm de comprimento (Ponto 1925 – 722.283mE, 9.376.119mN).....	39
Figura 2.24: Conglomerados pertencentes aos depósitos aluvionares, apresentando coloração avermelhada (Ponto 1920 – 722.577mE, 9.382.322mN).....	40
Figura 4.1: Representação simplificada das técnicas referentes ao método da eletrorresistividade. A, B e M, N associam-se aos eletrodos de corrente e potencial, respectivamente (Braga, 2007).....	46
Figura 4.2: Configuração dos eletrodos de emissão e recepção de corrente (A e B) e de potencial (M e N).....	48
Figura 4.3: Arranjos Schlumberger e Wenner. A e B representam os eletrodos de injeção de corrente elétrica; M e N representam os eletrodos de medida da diferença de potencial (Braga, 2007).....	50
Figura 4.4: Mapa geológico (adaptado de Angelim <i>et al.</i> , 2006) da área com a localização das 29 SEV's.....	51
Figura 4.5: Detalhes da execução das SEV's ao longo da seção transversal ao Rifte Potiguar, próximas as margens da BR-304.....	53
Figura 4.6: Figura 4.6: Detalhe das SEV's 01 (TIPO A), 08 (TIPO H), 15 (TIPO HA) e 28 (TIPO H) levantadas ao longo do perfil geofísico. Os sinais “+” representam os dados observados em campo, a curva contínua o modelo calculado e a linha pontilhada as camadas do modelo interpretado.....	56
Figura 4.7: Mapa de anomalias Bouguer do arcabouço estrutural da Bacia Potiguar (linha branca), com a área de pesquisa e a distribuição das estações gravimétricas utilizadas na inversão conjunta.....	59
Figura 4.8: Mapa de anomalias gravimétricas Bouguer regionais (A) e residuais (B) do arcabouço estrutural da Bacia Potiguar.....	60
Figura 4.9: Mapa de anomalias gravimétricas residuais da área de estudo, com a distribuição das estações gravimétricas utilizadas no processo de inversão conjunta (Sistema de Falhas Carnaubais – SFC).....	61
Figura 4.10: Anomalia gravimétrica residual ao longo da seção transversal ao rifte da Bacia Potiguar.....	62
Figura 4.11: Amostras de rochas cortadas em blocos para o ensaio de densidade média das principais unidades geológicas da Bacia Potiguar estudadas neste trabalho.....	63
Figura 4.12: Amostra sendo pesada em uma balança de precisão (BG – 1000) e mergulhada em uma bureta para determinação de seu volume.....	64
Figura 4.13: Mapa geológico com a localização dos três poços da perfilagem geofísica utilizados nesta pesquisa (UPN, CRU e SAB).....	66
Figura 4.14: Perfis de resistividade nos três poços próximos a <i>transecta</i> geofísica.....	68
Figura 4.15: Perfis de densidade, nos três poços próximos a <i>transecta</i> geofísica.....	69
Figura 4.16: Perfis de raios gama (GR) nos três poços próximos a <i>transecta</i> geofísica... ..	70
Figura 4.17: Perfis do potencial espontâneo (SP) nos três poços próximos a <i>transecta</i> geofísica.....	72
Figura 4.18: Mapa geológico com a localização das seções sísmicas interpretadas na área de estudo.....	74
Figura 4.19: Seção sísmica 01 (em tempo e em profundidade) interpretada da área de estudo. As linhas contínuas representam os limites ou interfaces das sequências pós-rifte, rifte e topo do embasamento, bem como estruturas internas do pacote sedimentar... ..	77
Figura 4.20: Seção sísmica 02 (em tempo e em profundidade) interpretada da área de	

estudo. As linhas contínuas representam os limites ou interfaces das sequências pós-rifte, rifte e topo do embasamento, bem como estruturas internas do pacote sedimentar...	78
Figura 4.21: Seção sísmica 03 (em tempo e em profundidade) interpretada da área de estudo. As linhas contínuas representam os limites ou interfaces das sequências pós-rifte, rifte e topo do embasamento, bem como estruturas internas do pacote sedimentar...	79
Figura 4.22: Seção sísmica 04 (em tempo e em profundidade) interpretada da área de estudo. As linhas contínuas representam os limites ou interfaces das sequências pós-rifte, rifte e topo do embasamento, bem como estruturas internas do pacote sedimentar...	80
Figura 4.23: Seção sísmica 05 (em tempo e em profundidade) interpretada da área de estudo. As linhas contínuas representam os limites ou interfaces das sequências pós-rifte, rifte e topo do embasamento, bem como estruturas internas do pacote sedimentar...	81
Figura 5.1: Representação esquemática de problemas direto e inverso.....	82
Figura 5.2: Modelo geofísico e configuração do levantamento utilizado no procedimento de inversão. As interfaces densidade/resistividade são definidas pelas linhas horizontais das células e representadas por pontos com coordenadas (x_l, z_l) . g_i é a gravidade da i -ésima medição; SEV_p é a p -ésima sondagem elétrica. A n -ésima camada é limitada pelas interfaces k e $(k + 1)$. Três pontos na interface k são marcados por $(l - 1)$, (l) e $(l + 1)$, respectivamente. A resistividade da célula l pertencente à camada n e abaixo da SEV_p é representado por $\rho_{n,l,p}$ (modificado de Santos <i>et al.</i> , 2006).....	88
Figura 5.3: Modelo usado para geração de dados sintéticos (SEV's e Gravimetria).....	90
Figura 5.4: Curva geoeletrica sintética (SEV 01) e seu respectivo modelo 1-D de três camadas.....	91
Figura 5.5: Anomalia gravimétrica calculada a partir do modelo 2-D. Estes dados sintéticos foram empregados para testar a exequibilidade do procedimento proposto para a inversão conjunta de dados gravimétricos e geoeletricos.....	92
Figura 5.6: Resultado final da inversão conjunta de dados gravimétricos e geoeletricos sintéticos. (A) Os dados gravimétricos observados (pontos) e calculados (linha contínua) apresentam bom ajuste. (B) Comparação entre as geometrias do modelo sintético e do modelo gerado pela inversão. A posição das interfaces ajustadas pelo procedimento inverso é representada por traços pretos e a linha azul tracejada mostra o modelo “verdadeiro” para inversão conjunta nos dados sintéticos. (C) Resultado da inversão conjunta para as SEV's 01, 05 e 09.....	94
Figura 5.7: Configuração do modelo utilizado na inversão conjunta dos dados reais da Bacia Potiguar. (A) Dados geoeletricos e a distribuição das resistividades. (B) Dados gravimétricos, com a distribuição das densidades.....	97
Figura 5.8: Informações a priori utilizadas para construção do modelo inicial para a inversão conjunta dos dados geofísicos da Bacia Potiguar. (A) Geologia de superfície, com a localização das SEV's, poços e seções sísmicas. (B) Poço UPN interpretado para os canais de resistividade, densidade, GR e SP. (C) Seção Sísmica 03 (SS3) interpretada.....	100
Figura 5.9: Distribuição dos erros no processo de inversão conjunta.....	102
Figura 5.10: Modelo geofísico final obtido a partir da inversão conjunta dos dados de gravidade e de eletrorresistividade na porção centro-sul da Bacia Potiguar. (A) Dados de gravidade observados (pontos) e calculados (linha). (B) Modelo final, com as três interfaces e a localização das SEV's. (C) SEV's 01, 05, 10, 16, 24 e 29, com os dados observados (pontos) e calculados (linha).....	104
Figura 5.11: Distribuição das resistividades nas camadas do modelo gerado pela inversão conjunta dos dados gravimétricos e geoeletricos na <i>transecta</i> de estudo.....	105
Figura 5.12: Modelo geológico interpretativo obtido a partir da inversão conjunta dos dados de gravidade e de eletrorresistividade na porção centro-sul da Bacia Potiguar.....	108

LISTA DE TABELAS

Tabela 1.1: Coordenadas geográficas e cartográficas (UTM, SAD-69, Zona 24 S) da área de estudo.....	16
Tabela 4.1: Resistividades médias de alguns materiais geológicos (Telford <i>et al.</i> , 1990).....	49
Tabela 4.2: Conjunto de SEV's, com espaçamento de AB/2 máximo e profundidade média de investigação.....	51
Tabela 4.3: Classes das SEV's realizadas ao longo do perfil estudado.....	54
Tabela 4.4: Distribuição das SEV's de acordo com a morfologia das curvas geoelétricas.....	55
Tabela 4.5: Modelo geoelétrico final proposto para a seção transversal ao Rifte Potiguar.....	57
Tabela 4.6: Valores das densidades médias para as principais unidades geológicas aflorantes.....	65
Tabela 5.1: Parâmetros usados na geração dos dados sintéticos.....	91
Tabela 5.2: Limites usados na inversão com SA para os dados sintéticos.	93
Tabela 5.3: Resistividades (ohm.m) mínimas e máximas para as quatro camadas usadas no processo de inversão conjunta, para as SEV's 01, 10, 15, 16, 25 e 26.....	98
Tabela 5.4: Distribuição das profundidades (m), com os limites superiores e inferiores, para as células 01, 10, 15, 20, 25 e 30.....	98
Tabela 5.5: Distribuição dos parâmetros utilizados no procedimento de inversão conjunta. Os parâmetros ϵ_1 , ϵ_2 e λ são pesos relacionados à gravidade, resistividade e suavidade das camadas.....	101
Tabela 5.6: Distribuição dos erros para as medidas de gravidade (G), resistividades (R), suavidade (S) e erro mínimo (MIN) nos diversos modelos de saída dos dados.....	102

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	13
1.1. Objetivos.....	15
1.2. Localização da Área.....	16
2. GEOLOGIA.....	18
2.1. Arcabouço Geotectônico.....	18
2.2. Embasamento Pré-cambriano Regional.....	20
2.3. Bacia Potiguar.....	22
2.3.1. Arcabouço Estrutural da Bacia Potiguar.....	23
2.3.2. Estratigrafia e Preenchimento Sedimentar.....	25
2.4. Geologia da Área de Estudo.....	29
2.4.1. Embasamento Pré-cambriano.....	30
2.4.2. Formação Açú.....	33
2.4.3. Formação Jandaíra.....	36
2.4.4. Formação Barreiras.....	38
2.4.5. Depósitos Aluvionares e Colúvio-eluvionais.....	40
3. METODOLOGIA.....	41
3.1. Desenvolvimento da Metodologia de Inversão Conjunta.....	41
3.2. Aquisição dos Dados Gravimétricos e Geoelétricos.....	43
3.3. Inversão de Dados Reais.....	43
3.4. Caracterização da Deformação na Evolução da Bacia Potiguar.....	44
4. MÉTODOS GEOFÍSICOS.....	45
4.1. Eletrorresistividade.....	45
4.1.1. Fundamentos Teóricos.....	46
4.1.2. Propriedades Elétricas dos Materiais Geológicos.....	48
4.1.3. Sondagem Elétrica Vertical (SEV).....	49
4.1.4. Aquisição dos Dados Geoelétricos.....	50
4.1.5. Interpretação Preliminar das SEV's.....	54
4.2. Gravimetria.....	58
4.2.1. Dados Gravimétricos.....	58
4.2.2. Assinatura Gravimétrica da Área de Estudo.....	60
4.2.3. Densidade Média das Rochas.....	63

4.3. Perfilagem Geofísica de Poços.....	66
4.3.1. Resistividade.....	67
4.3.2. Densidade.....	68
4.3.3. Raios Gama (GR).....	69
4.3.4. Potencial Espontâneo (SP).....	71
4.4. Seções Sísmicas.....	73
4.4.1. Interpretação Sismoestratigráfica.....	74
5. INVERSÃO GEOFÍSICA.....	82
5.1. Inversão Conjunta de Dados Geofísicos.....	84
5.2. Inversão Conjunta usando o <i>Simulated Annealing</i> (SA).....	86
5.3. Aplicação em Dados Sintéticos.....	90
5.3.1. Geração de Dados Sintéticos.....	90
5.3.2. Inversão Conjunta dos Dados Sintéticos.....	92
5.4. Aplicação nos Dados da Bacia Potiguar.....	95
5.4.1. Geologia da <i>Transecta</i> Geofísica.....	95
5.4.2. Desenvolvimento do Modelo Geofísico Inicial.....	96
5.4.3. Inversão Conjunta dos Dados da Bacia Potiguar.....	101
5.4.4. Caracterização da Evolução Tectônica.....	106
6. CONCLUSÕES.....	109
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	111

1. INTRODUÇÃO

Na porção centro-norte do Rio Grande do Norte, a parte emersa da Bacia Potiguar (BP) apresenta a maior reserva de hidrocarbonetos em terra no país. Durante muitos anos, os trabalhos geológicos não identificaram as estruturas deformacionais que trapeiam os reservatórios petrolíferos, principalmente, na sequência pós-rifte da bacia, salvo algumas poucas anisotropias de grande magnitude (Hackspacher *et al.*, 1985; Matos, 1992; Oliveira *et al.*, 1993). Atualmente, sabe-se que a BP encerra uma imensa variedade de estruturas de diferentes magnitudes e complexidades que podem ter controlados os processos de migração e acúmulo do petróleo extraído da bacia (Nogueira, 2008; Santos *et al.*, 2009). Contudo, vários aspectos ainda são discutíveis no que se refere à história deformacional pós-rifte na região. Seu posicionamento temporal ainda é incerto e a geodinâmica na formação dessas estruturas não é clara, em virtude do caráter polifásico das reativações. Além disso, a tectônica na região produziu estruturas de dimensão geralmente inferior a poucas dezenas de metros, bem menor do que a resolução de dados sísmicos levantados para investigar profundidades de até 6.000 m, na porção rifte da bacia.

Neste contexto, a cartografia de estruturas deformacionais rasas, até 500 m de profundidade, pode ser usada como um instrumento eficaz de análise de bacias sedimentares como a Bacia Potiguar, graças ao seu baixo custo e resultados consistentes com a identificação de pulsos tectônicos geradores de estruturas acumuladoras de hidrocarbonetos em profundidade.

Mesmo com seus importantes campos petrolíferos, a BP apresenta várias áreas com baixo imageamento sísmico. Nestas áreas, a estruturação interna do pacote sedimentar e seu arcabouço tectônico podem ser cartografados com auxílio de métodos geofísicos não sísmicos, como a Gravimetria e a Eletorresistividade.

Apesar de tratarem com propriedades físicas distintas, estes métodos de prospecção geofísica são complementares no estudo de bacias sedimentares. No caso da Gravimetria, o expressivo contraste de densidade entre as sequências sedimentares e os litotipos diversos do seu embasamento cristalino permite que a modelagem gravimétrica forneça uma acurada cartografia da arquitetura interna da bacia. Contudo, as variações de densidade nas camadas internas do pacote sedimentar são geralmente pouco pronunciadas para um imageamento adequado nos modelos gravimétricos. Já as variações das resistividades elétricas dos estratos sedimentares são, via de regra, facilmente detectáveis em sondagens elétricas verticais ou caminhamentos elétricos. Contudo, para uma caracterização em 3-D

apropriada da sub-superfície seria necessário um grande número de dados geoeletricos, cuja aquisição é mais complexa e demorada que o levantamento gravimétrico.

Em comparação com levantamentos sísmicos de reflexão, os procedimentos de aquisição e processamento de dados gravimétricos e geoeletricos são menos complexos, mais rápidos e exigem equipes de campo bem menores. Contudo, ambos os métodos apresentam limitações na resolução dos modelos interpretativos, quando processados isoladamente. A não unicidade na distribuição de densidade e profundidade das interfaces obtidas pela inversão gravimétrica é bem conhecida (Li & Oldenburg, 1998; Blakely, 1995). Na inversão de dados geoeletricos, as limitações do modelo teórico, bem como a ambiguidade de soluções, são também bem descritas na literatura (Parasnis, 1997). Entretanto, tais limitações podem ser reduzidas de forma significativa adotando-se procedimentos de inversão conjunta. Quantidades de medidas independentes podem ser integradas em uma inversão conjunta desde que os dados adquiridos sejam influenciados por um sub-conjunto de parâmetros da sub-superfície comuns. Um relacionamento direto entre os parâmetros dos modelos pode ser desde explícito ou até mesmo não existir (Haber & Oldenburg, 1997; Gallardo & Meju, 2004).

Outra classe de limitações para a modelagem gravimétrica de bacias sedimentares é a presença de fontes interferentes no embasamento cristalino. Blocos crustais com densidades variáveis interferem na assinatura gravimétrica do pacote sedimentar, podendo comprometer de forma definitiva o sucesso do procedimento de inversão. O arcabouço estrutural da BP é exemplar neste sentido. Ele é composto por maciços arqueanos e sequências metassedimentares intensamente afetados por intrusões ígneas e eventos tectônicos polifásicos. Adicionalmente, ao longo da borda do rifte da bacia, fortes anomalias gravimétricas sugerem a presença de diques básicos, que mascaram a contribuição do fino pacote sedimentar ao campo gravitacional local, nas porções pós-rifte e rifte da bacia (Milani & Latgé, 1987; Matos, 1992). A implementação da inversão conjunta deverá atenuar sobremaneira o efeito indesejável das fontes gravimétricas interferentes, uma vez que os dados geoeletricos não são afetados pelas propriedades físicas dos litotipos do embasamento da bacia.

No sentido de promover a inversão conjunta de dados gravimétricos e de resistividade em ambientes sedimentares, Santos *et al.* (2006) propuseram um algoritmo computacional para a delimitação de interfaces geoeletricas para estudos estratigráficos e de água subterrânea na região do Sinai, Egito. A metodologia desenvolvida é baseada em um procedimento estatístico conhecido como “resfriamento simulado” ou *simulated annealing*.

Esta técnica de modelagem iterativa promove a variação dos parâmetros do modelo de maneira cada vez mais lenta durante o processo inverso, simulando a técnica de resfriamento lento adotada na têmpera do vidro. Este procedimento será adaptado e implementado para a inversão de dados gravimétricos e geoeletricos ao longo de uma seção transversal ao rifte da Bacia Potiguar, cujos resultados finais descrevem satisfatoriamente a arquitetura interna esperada para a bacia nesta região.

1.1. Objetivos

PRINCIPAL

Promover a inversão conjunta de dados gravimétricos e geoeletricos para a investigação estrutural das porções rifte e pós-rifte da Bacia Potiguar, ao longo de uma seção transversal ao eixo principal do rifte da bacia (*transecta*) de 70 km de extensão.

ESPECÍFICOS

- Desenvolver e adaptar metodologia de inversão conjunta de dados gravimétricos e geoeletricos;
- Testar a referida metodologia em modelos sintéticos, simulando situações geológicas complexas em bacias sedimentares;
- Reunir dados gravimétricos e realizar sondagens elétricas verticais ao longo da seção transversal nas porções rifte e pós-rifte da Bacia Potiguar;
- Realizar um reconhecimento geológico e estrutural de detalhe em áreas alvo na Bacia Potiguar, bem como medidas das densidades dos litotipos aflorantes;
- Determinar relações de continuidade em profundidade das estruturas geológicas aflorantes para a caracterização da deformação na porção centro-sul da bacia.

1.2. Localização da área

A área de pesquisa situa-se na porção centro-sul da Bacia Potiguar, extremo nordeste do Brasil. Envolve as porções relacionadas aos períodos rifte e pós-rifte da bacia emersa, bem como parte de seu arcabouço estrutural. Mais especificamente, configura-se em um trecho da BR-304, que liga os municípios de Mossoró e Açu no Rio Grande do Norte, com cerca de 70 km de extensão (Tabela 1.1; Figura 1.1).

Tabela 1.1: Coordenadas geográficas e cartográficas (UTM, SAD-69, Zona 24 S) da área de estudo (Figura 1.1).

VÉRTICES	LONGITUDE	LATITUDE
1	37°20'00''W / 684.727mE	5°12'00''S / 9.424.982mN
2	36°50'00''W / 739.992mE	5°12'00''S / 9.424.982mN
3	36°50'00''W / 739.992mE	5°38'00''S / 9.375.650mN
4	37°20'00''W / 684.727mE	5°38'00''S / 9.375.650mN

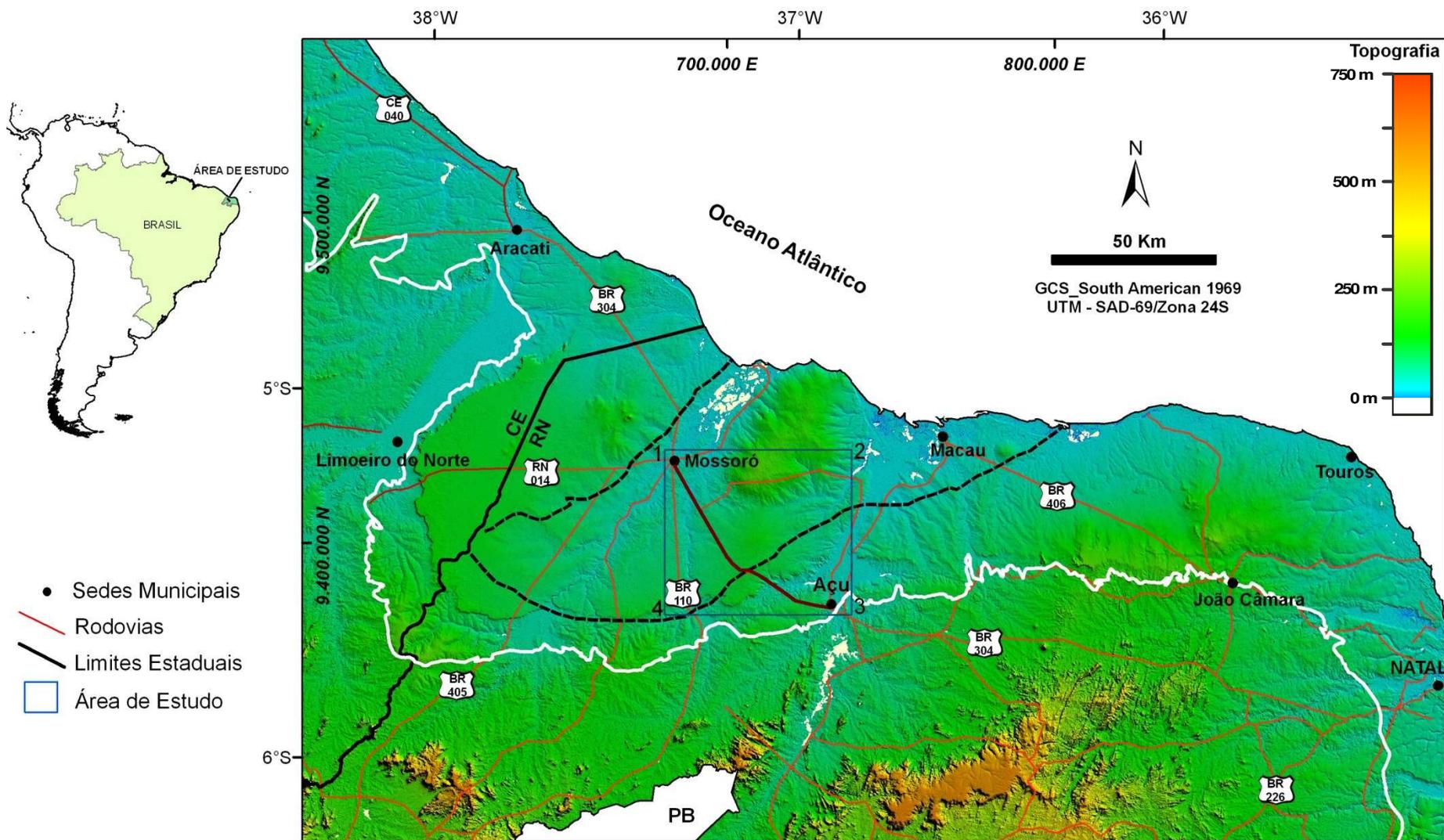


Figura 1.1: Mapa de localização e vias de acesso da porção emersa da Bacia Potiguar (RN/CE). As linhas branca e preta tracejada representam os limites da Bacia Potiguar e do Riftte Potiguar *onshore*, respectivamente. A linha vermelha escura representa a *transecta* geofísica ao longo da BR-304.

2. GEOLOGIA

2.1. Arcabouço Geotectônico

A área de estudo compreende cerca de 2.000 km² de superfície e situa-se na porção centro-sul da Bacia Potiguar, nordeste do Brasil. Em termos geotectônicos, a bacia está inserida na porção setentrional da Província Borborema (Figura 2.1), mais especificamente, na parte norte do Domínio Rio Grande do Norte (DRN), que é limitado a sul pelo Lineamento de Patos e a noroeste pela Zona de Cisalhamento Senador Pompeu. Essa província compreende amplo segmento geológico pré-cambriano, estruturado durante a Orogênese Pan-Africano/Brasiliano (Neoproterozóico) e caracteriza-se pelo arranjo complexo de domínios tectono-estratigráficos, limitados por zonas de cisalhamentos regionais e por intenso magmatismo granítico (Almeida *et al.*, 1977; Fetter *et al.*, 2003). É subdividida em três domínios tectônicos: Setentrional, Central e Meridional (Cavalcante, 1999, Figura 2.1).

Neste trabalho, é adotada uma subdivisão tectono-estratigráfica da porção Setentrional da Província Borborema formada por três domínios: Médio Coreaú (DMC), Ceará Central (DCC) e Rio Grande do Norte (DRN) (Van Schmus *et al.*, 1995; Brito Neves *et al.*, 2000, 2001).

O Domínio Médio Coreaú (DMC) é limitado pela Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II a sudeste (Lineamento Transbrasiliano) e é constituído por litotipos do embasamento gnáissico Paleoproterozóico formado a 2,35 Ga (Fetter, 1999), sequências supracrustais neoproterozóicas (Santos, 1999), além de granitóides intrusivos situados próximos a litotipos vulcano-sedimentares de bacias paleozóicas.

O Domínio Ceará Central (DCC) limita-se a sudeste com a Zona de Cisalhamento Senador Pompeu e a noroeste com a Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II. É caracterizado pela presença de um núcleo arqueano (Complexo Cruzeta), por sequência de rochas supracrustais neoproterozóicas, representadas por extensas faixas bastante deformadas, pela presença de um extenso complexo granítico-migmatítico (Complexo Tamboril-Santa Quitéria) (Fetter *et al.*, 2003), além de intenso plutonismo sin, tardi e pós-tectônicos.

O Domínio Rio Grande do Norte (DRN) é limitado a sul pelo Lineamento de Patos e a noroeste pela Zona de Cisalhamento Senador Pompeu (Figura 2.1). Caracterizado pela ocorrência de um núcleo Arqueano, sendo o mais antigo da Província Borborema representado pelo Maciço São José do Campestre (Dantas *et al.* 2004), por sequências supracrustais paleoproterozóicas da Faixa Orós-Jaguaribe (Parente & Arthaud, 1995) e neoproterozóicas da Faixa Seridó, além da ocorrência de um extenso complexo gnáissico-

migmatítico denominado de Complexo Caicó e grandes quantidades de corpos granitóides de idade neoproterozóica.

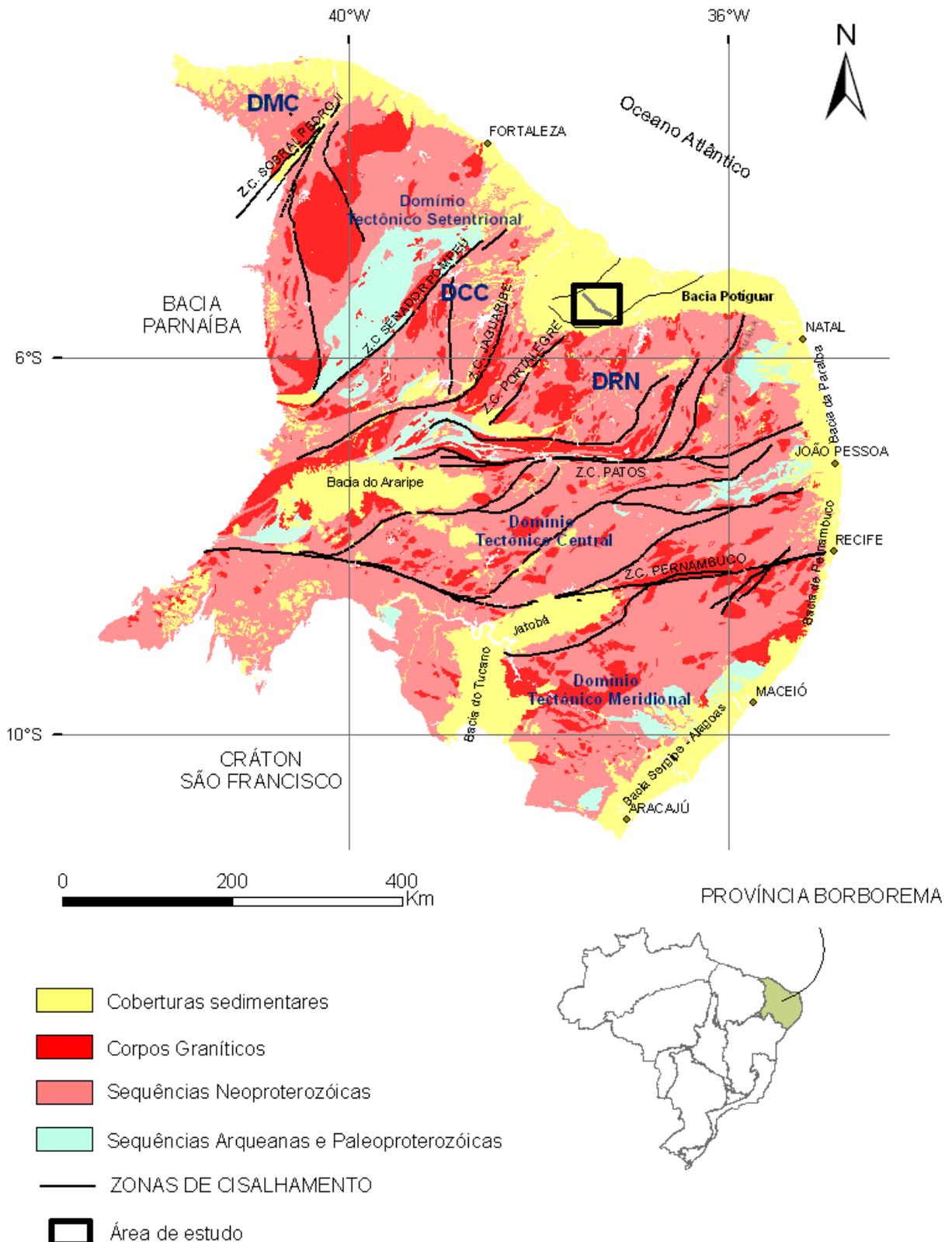


Figura 2.1: Mapa geotectônico da Província Borborema (modificado de CPRM, 2003; e Fetter *et al.*, 2003).

2.2. Embasamento Pré-cambriano Regional

O embasamento cristalino da Bacia Potiguar é representado pelo maciço arqueano São José do Campestre, localizado próximo a Natal, pelos litotipos gnáissico-migmatíticos do Complexo Caicó, a faixa de rochas supracrustais do Grupo Seridó e associações graníticas de composições variadas, aflorantes na porção sul da área de estudo (Figura 2.2). O Maciço São José do Campestre é datado como o mais antigo segmento de crosta continental da América do Sul (Dantas *et al.*, 2004). Caracteriza-se por diferentes episódios de acreção e de magmatismo, refletidos por uma variedade de assembléias litológicas e blocos crustais distintos.

O Complexo Caicó (Paleoproterozóico) segundo Jardim de Sá (1994) é composto por rochas metaplutônicas, com supracrustais subordinadas, de alto grau metamórfico, que exibem um aspecto gnáissico ou migmatítico bandado, resultante de intensa deformação e metamorfismo.

O Grupo Seridó trata-se de uma sequência de rochas metassedimentares aflorantes no leste do Rio Grande do Norte, estruturadas durante o ciclo Brasileiro. Compreende as formações, da base para o topo, Jucurutu (composta basicamente por paragneisses e mármore), Equador (quartzitos predominantemente) e Seridó (micaxistos). Van Schumus *et al.* (1997) sugerem que este conjunto de rochas foi depositado no Meso-Neoproterozóico.

A borda sul da bacia é dominada por intenso volume de suítes granitóides neoproterozóicas-eopaleozóicas (Figura 2.2), que constituem corpos de dimensões alongadas, tendo como encaixantes litotipos de diversas unidades. Apresentam relações de contato magmático-intrusivas e/ou controlada por zonas de cisalhamentos (Cavalcante, 1999).

Brito Neves *et al.* (2003) sugerem três estágios para formação de rochas graníticas na Província Borborema. Dois estágios com intervalos entre 650 a 625 Ma e 580 a 570 Ma são assinalados como importantes marcadores de formação de granitos acrescionários e um terceiro intervalo entre, 545 e 520 Ma, corresponde a granitos vinculados a processos intrusivos ou intraplaca.

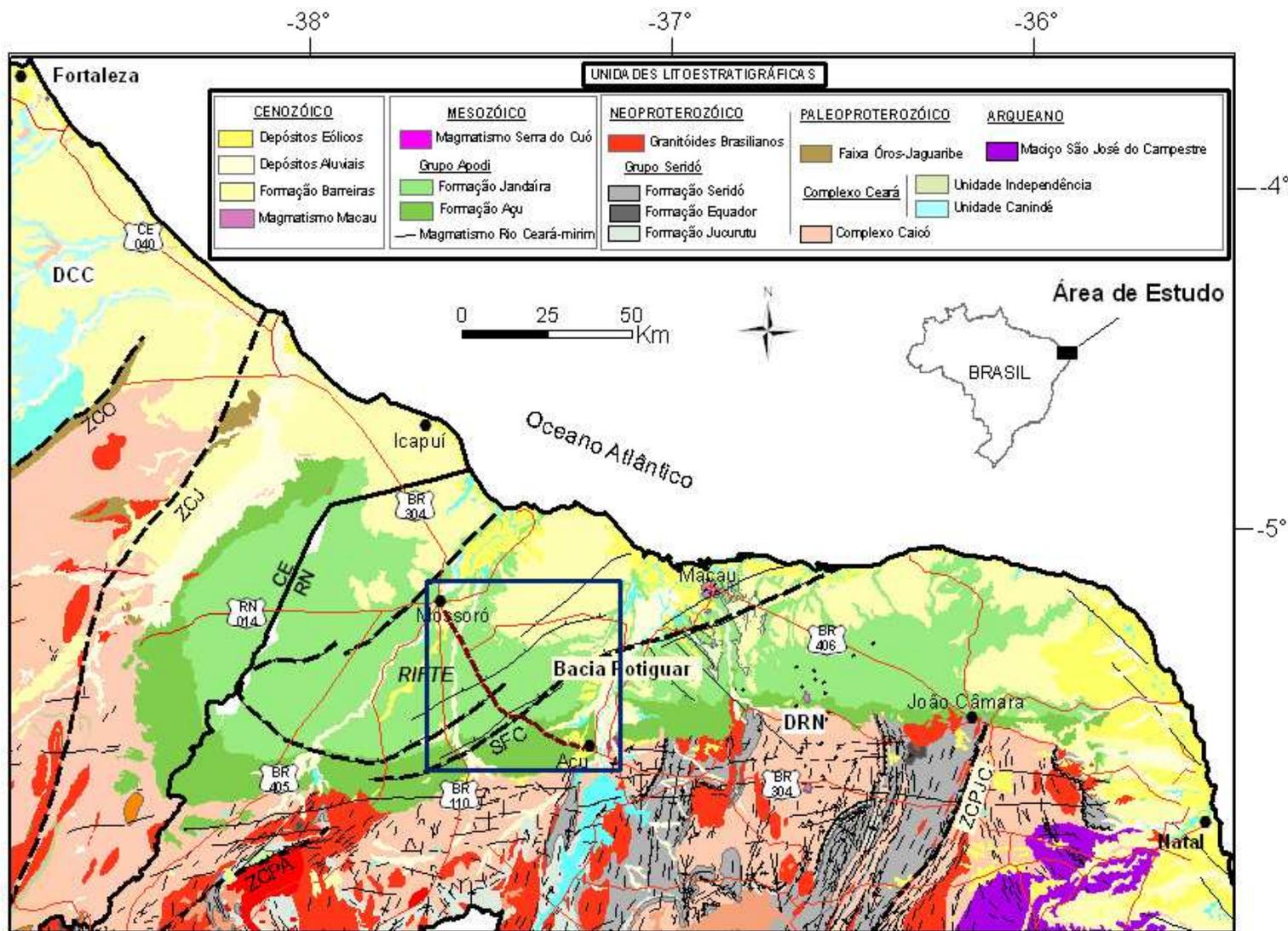


Figura 2.2: Mapa Geológico da porção emergida da Bacia Potiguar. Zonas de Cisalhamento: ZCO - Óros, ZCJ - Jaguaribe, ZCPA - Portalegre, e ZCPJC - Picuí-João Câmara. SFC: Sistema de Falhas Carnaubais (modificado de CPRM, 2003).

2.3. Bacia Potiguar

A Bacia Potiguar é a mais oriental das bacias da margem equatorial brasileira, estando, geneticamente relacionada a uma série de bacias neocomianas intracontinentais que compõem o Sistema de Riftes do Nordeste Brasileiro (Matos, 1987). Este sistema, análogo ao atual *Rift-Valley* do Leste Africano compreende as Bacias do Recôncavo, Tucano, Jatobá, Araripe, Rio do Peixe e Sergipe-Alagoas, além de uma série de pequenos grábens preenchidos por rochas sedimentares da mesma idade.

Existem vários modelos presentes na literatura que tentam explicar o mecanismo principal de formação do Rifte Potiguar, dentre os quais podemos destacar Françolin & Szatmari (1987) e Matos (1992).

Françolin & Szatmari (1987) sugerem que a origem da Bacia Potiguar está relacionada à evolução da Margem Equatorial Atlântica, iniciada no final do Jurássico. Segundo estes autores, a rotação diferencial horária entre a América do Sul e a África, gerou, na Província Borborema um regime de esforços com distensão N-S e compressão E-W, propiciando o desenvolvimento de diversas bacias rifte sob regime transtensional (Rifte Potiguar) e transpressional. A ocorrência do enxame de diques do Magmatismo Rio Ceará Mirim, situado a sul da Bacia Potiguar, ocorreria ao longo do eixo de maior compressão e seria o responsável pela separação dos segmentos transtensionais a NE e transpressionais a SW.

Por sua vez, Matos (1992) reconheceu pelo menos três importantes estágios tectônicos, em resposta à dinâmica das placas litosféricas durante o início da fragmentação do Gondwana, denominados de Sin-Rifte I, Sin-Rifte II e Sin-Rifte III (Figura 2.3).

Na Bacia Potiguar, é observado somente a atuação dos estágios Sin-Rifte II e Sin-Rifte III. No Sin-Rifte II, do Neocomiano ao Eobarremiano, ocorreu o desenvolvimento de bacias rifte controladas por falhas de rejeito preferencialmente normal, definindo meio-grábens assimétricos, a exemplo do rifte Neocomiano da porção emersa da Bacia Potiguar e dos demais riftes intracontinentais do nordeste brasileiro. No Estágio Sin-Rifte III, durante o Neobarremiano, o processo distensivo começou a concentrar a deformação ao longo da futura margem continental, causando uma grande mudança na cinemática do rifte.

Este evento provocaria, na Bacia Potiguar, um deslocamento do eixo de rifteamento para sua porção submersa, ao mesmo tempo em que causaria um levantamento e erosão na porção emersa. A direção do transporte tectônico mudaria, então, de NW-SE para E-W, com movimentos predominantemente transtensionais dextrais, em resposta ao processo de

deriva continental. O registro dessa fase na Bacia Potiguar é restrito à porção submersa das formações Pendências e Pescada.

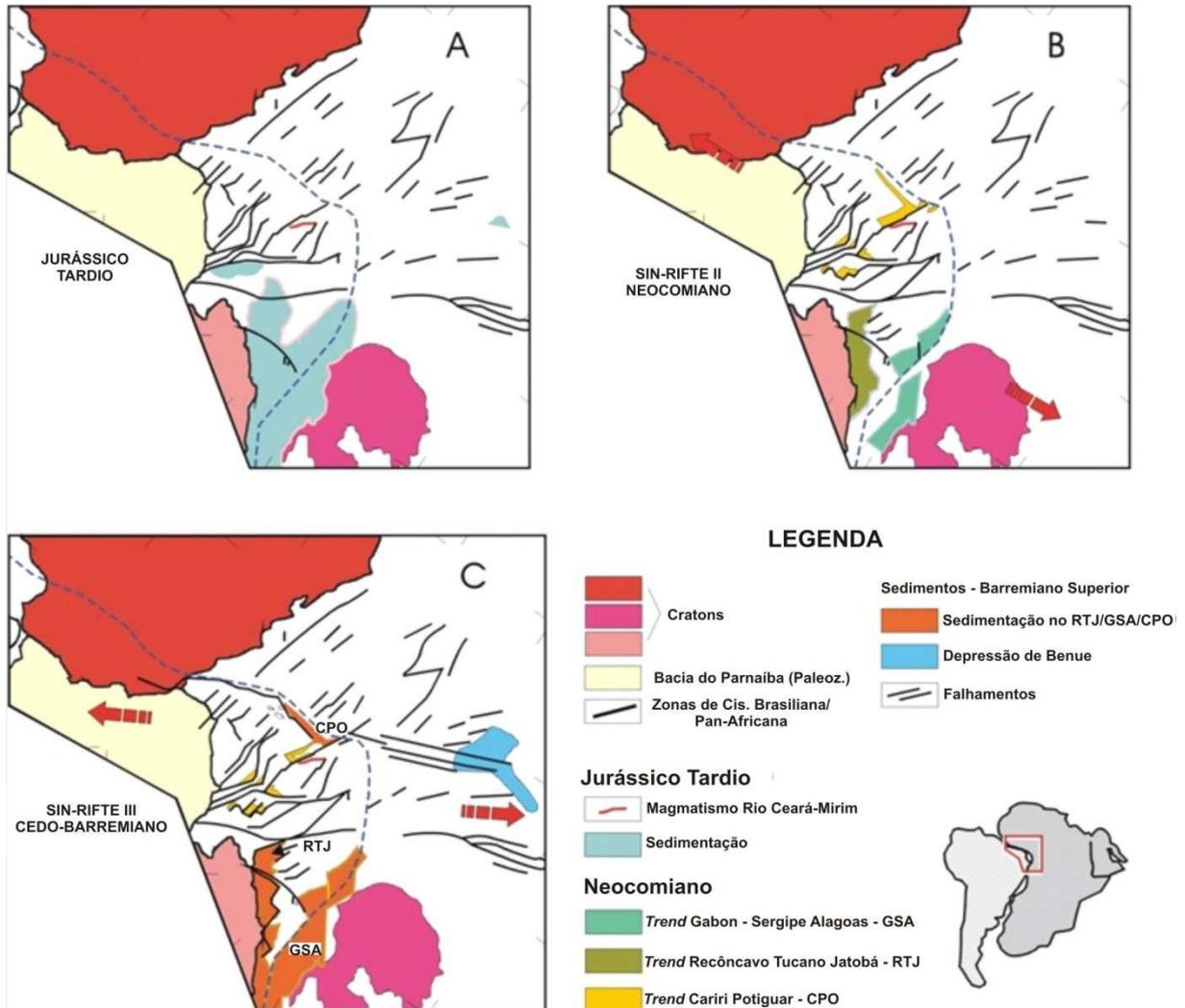


Figura 2.3: Modelo de reconstrução tectônica do nordeste brasileiro e sudoeste africano durante os estágios sin-rifte I, II e III (adaptado de Matos, 1992).

2.3.1. Arcabouço Estrutural da Bacia Potiguar

O arcabouço estrutural da Bacia Potiguar compreende três unidades básicas (Bertani *et al.*, 1990): grábens, altos internos e plataformas do embasamento que contém sequências sedimentares distintas neocomianas a terciárias (Figura 2.4).

Os grábens do Apodi, Umbuzeiro, Guamaré e Boa vista, situados na porção emergida da bacia, mostram forma assimétrica e apresentam feições lineares de direção NE-SW. Tais grábens são limitados por falhas normais de direção NE-SW e NW-SE, atingindo quilômetros de rejeito. Na porção submersa os grábens também são assimétricos, com eixos orientados

subparalelos à linha de costa atual. No Cretáceo Inferior, os grábens foram preenchidos por seqüências sedimentares.

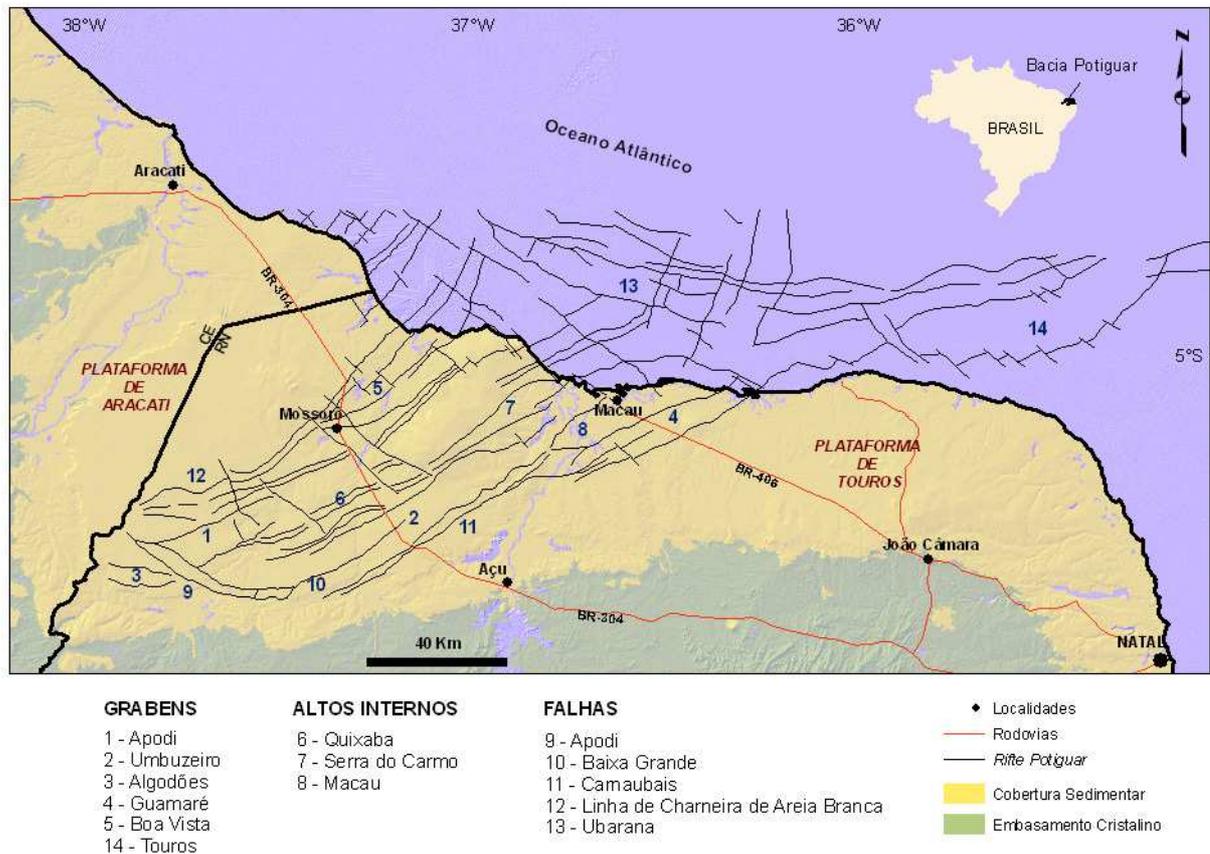


Figura 2.4: Arcabouço estrutural da Bacia Potiguar (modificado de Bertani *et al.*, 1990).

Os altos internos correspondem a cristas alongadas do embasamento que separam os principais grábens. Os *horsts* de Quixaba, Serra do Carmo e Macaú representam os principais altos internos da bacia, mostrando-se subparalelos aos eixos dos grábens subjacentes (Figura 2.4). Nos altos internos, não ocorrem seqüências do Cretáceo Inferior devido à erosão ou não deposição.

As plataformas rasas do embasamento limitam os grábens centrais a leste e a oeste e correspondem às plataformas de Touros e Aracati, respectivamente (Figura 2.4). Essas plataformas são sempre recobertas por sedimentos do Aptiano e Cretáceo Superior na porção emersa da bacia e também por seqüências terciárias na porção submersa.

2.3.2. Estratigrafia e Preenchimento Sedimentar

As seqüências da Bacia Potiguar estão subdivididas em três grupos (Araripe & Feijó, 1994): Areia Branca, Apodi e Agulha, com sedimentação ocorrida durante o Neocomiano até o recente (Figura 2.5).

Grupo Areia Branca

É constituído predominantemente por rochas sedimentares clásticas, compreendendo as formações Pendências, Pescada e Alagamar.

- **Formação Pendências:** Constituída por rochas sedimentares, com origem a partir de sistemas fluviais, lacustres e deltaicos (arenitos intercalados com folhelhos e siltitos). Esta formação recobre o embasamento e ocorre em discordância com a Formação Alagamar.

- **Formação Pescada:** A deposição está associada a um sistema de leques aluviais e fluvio-deltaico. Refere-se à cunha clástica sin-tectônica, cuja atividade está geneticamente relacionada ao final da fase rifte.

- **Formação Alagamar:** Formada por rochas sedimentares depositadas em ambiente fluvio-deltaico (Membro Upanema) e transicional (Membro Galinhos) separados por um intervalo de rochas pertencentes a um sistema lagunar (folhelhos das Camadas Ponta do Tubarão).

Grupo Apodi

É constituído pelas formações Açú, Ponta do Mel, Quebradas e Jandaíra (Araripe & Feijó, 1994). Neste grupo há um aumento considerável de rochas carbonáticas com relação ao anterior.

- **Formação Açú:** Identificada pela presença de pacotes de arenito médio a grosso com intercalações de folhelho, argilito e silito, aflorantes nas bordas sul e oeste da bacia (Figura 2.2). Apresenta contato inferior discordante e erosivo com a Formação Alagamar e com o embasamento cristalino e superior concordante com a Formação Jandaíra, podendo alcançar até 1.000 m de espessura na parte submersa da bacia (Figura 2.5).

- **Formação Ponta do Mel:** Constitui a primeira plataforma carbonática da seqüência transgressiva interdigitando-se lateralmente e recobrando concordantemente os clastos da Formação Açú. Os sedimentos carbonáticos foram depositados em um ambiente de plataforma rasa, abrangendo tanto os sistemas de planície de maré quanto de mar aberto.

- **Formação Quebradas:** Essa unidade representa uma posição intermediária entre os clásticos fluviais da Formações Açu e os folhelhos batiais da Formação Ubarana. O contato inferior é discordante com a Formação Ponta do Mel e o superior é concordante com a Formação Jandaíra, apresentando espessuras da ordem de 300 m.

- **Formação Jandaíra** (Figuras 2.2 e 2.5): Corresponde à única seção carbonática de alta energia sobreposta concordantemente as formações Açu e Quebradas e interdígita-se lateralmente com a Formação Ubarana. Esta formação é constituída por rochas de uma ampla plataforma carbonática que recobriu toda porção emersa da bacia, entre o Turoniano até o Mesocampaniano. É composta por calcarenitos bioclásticos e calcilutitos com *birds eyes*. Seu contato superior se apresenta discordante com o Grupo Agulha.

Grupo Agulha

Engloba as formações Ubarana, Guamaré, Tibau e Barreiras, formadas por rochas clásticas e carbonáticas de alta e baixa energia.

- **Formação Ubarana:** Composta por uma espessa seção de folhelho e argilito intercalado por camadas relativamente delgadas de arenito, siltito e calcarenito, depositados em talude e bacia entre o Albiano e Holoceno.

- **Formação Guamaré:** Corresponde a uma sequência carbonática entre as formações Ubarana e Tibau, com calcarenito, bioclástico com intercalações de calcilutito, folhelho e arenito, depositados em ambientes de plataforma e talude.

- **Formação Tibau:** Composta por arenito grosso a conglomerático, depositados predominantemente em ambiente de leques costeiros durante o Neocampaniano e o Holoceno. Apresenta contato inferior discordante com a Formação Jandaíra e concordante com a Formação Guamaré. A Formação Tibau encontra-se topograficamente sobreposta aos basaltos e diabásios do Magmatismo Macau, sendo localmente intrudida e/ou intercalada por estas rochas vulcânicas.

- **Formação Barreiras** (Figura 2.2): Composta por conglomerados e arenitos ferruginosos friáveis, de cor avermelhada e esbranquiçada, com matriz caolinítica e abundantes concreções lateríticas. Representam depósitos de sistemas aluviais, fluviais e costeiros. Os sedimentos da Formação Barreiras recobrem indistintamente rochas cristalinas pré-cambrianas e rochas sedimentares do Grupo Apodi, constituindo superfícies em forma de tabuleiros, de topo aplainado e bordas normalmente abruptas (Amaral, 1990).

Magmatismo na Bacia Potiguar

Segundo Oliveira (1998), a Bacia Potiguar, no seu desenvolvimento, evidencia três atividades ígneas distintas: Enxame de Diques Rio Ceará Mirim, Magmatismo Serra do Cuó e o Magmatismo Macau.

Enxame de Diques Rio Ceará Mirim, mais antigo, está inserido dinamicamente no contexto que precedeu a abertura do Atlântico no Nordeste Oriental, talvez associado a uma pluma, cujos efeitos termomecânicos nuclearam e governaram o início do rifteamento da Bacia Potiguar e adjacências, mas não foram capazes de formar grandes volumes de magmas continentais. Os diques se distribuem em faixa alongada E-W / NE-SW por mais de 800 Km, desde Natal até adentrar na Bacia do Parnaíba (Figura 2.2). O evento teve duração contínua de 150/120 Ma, com dois picos de atividades: 145 e 130 Ma, enquanto a implantação dos processos de rifteamento se deu entre 138/118 Ma (Figura 2.5). De natureza toleítica, os diabásios são enriquecidos em elementos incompatíveis. Geralmente, não denotam processos de mistura de magmas e/ou contaminação crustal.

Durante o Campiano/Santoniano, concomitante à deposição da plataforma carbonática da Formação Jandaíra, instalou-se um pulso ígneo de afinidade alcalina, denominado de **Magmatismo Serra do Cuó**, que "cozinhou" e soergueu os arenitos da Formação Açú. Esse magmatismo ocorreu a leste da cidade de Açú (RN) e teve duração curta (± 5 Ma). A assinatura geoquímica indica uma fonte mais profunda do que o Enxame de Diques Rio Ceará Mirim. Face ao seu caráter intraplaca local e sua afinidade temporal com outras feições tectono-estratigráficas da Bacia Potiguar, parece ser uma resposta distal ao forte tectonismo do oeste da África nessa época.

O **Magmatismo Macau**, o mais importante da Bacia Potiguar, desenvolveu-se entre 45 e 25 Ma (Figura 2.5). Ocorre desde a porção *offshore* da bacia até dentro de Pernambuco, sob forma de *plugs*, diques, derrames e soleiras (Figura 2.2). Configura uma faixa em torno de 40 Km e direção N-S, sugerindo um campo de *stress* extensional E-W durante sua intrusão. Sua intrusão provocou um ajuste espacial, que se manifesta através da grande quantidade de falhas transcorrentes rasas da Bacia Potiguar. A assinatura bastante alcalina juntamente com a abundância de xenólitos peridotíticos sugere fonte mantélica profunda.

2.4. Geologia da Área de Estudo

O reconhecimento geológico da área pesquisada foi realizado, principalmente, ao longo da *transecta* geofísica, entre os municípios de Açu e Mossoró e em regiões circunvizinhas (Figura 2.6). Foram observados vários afloramentos, de modo a abranger as unidades relacionadas ao arcabouço estrutural da Bacia Potiguar, como o embasamento Gnáissico-Migmatítico do Complexo Caicó, as sequências de rochas supracrustais da Faixa Seridó e corpos intrusivos e vulcânicos. Além desses, foram identificados os litotipos pertencentes à Bacia Potiguar (formações Açu e Jandaíra), rochas clásticas da Formação Barreiras de idade Tercio-Quaternária e sedimentos recentes correspondentes a depósitos aluviais e colúviais.

Amostras dos principais tipos de rochas aflorantes na área de estudo foram coletadas para a caracterização macro e microscópica dos litotipos e medidas de densidade. Os valores de densidade das rochas foram utilizados no processo de inversão conjunta. Com base nessas informações, foi possível caracterizar e individualizar as principais unidades litoestratigráficas, destacando-se essencialmente suas principais características macroscópicas e microscópicas.

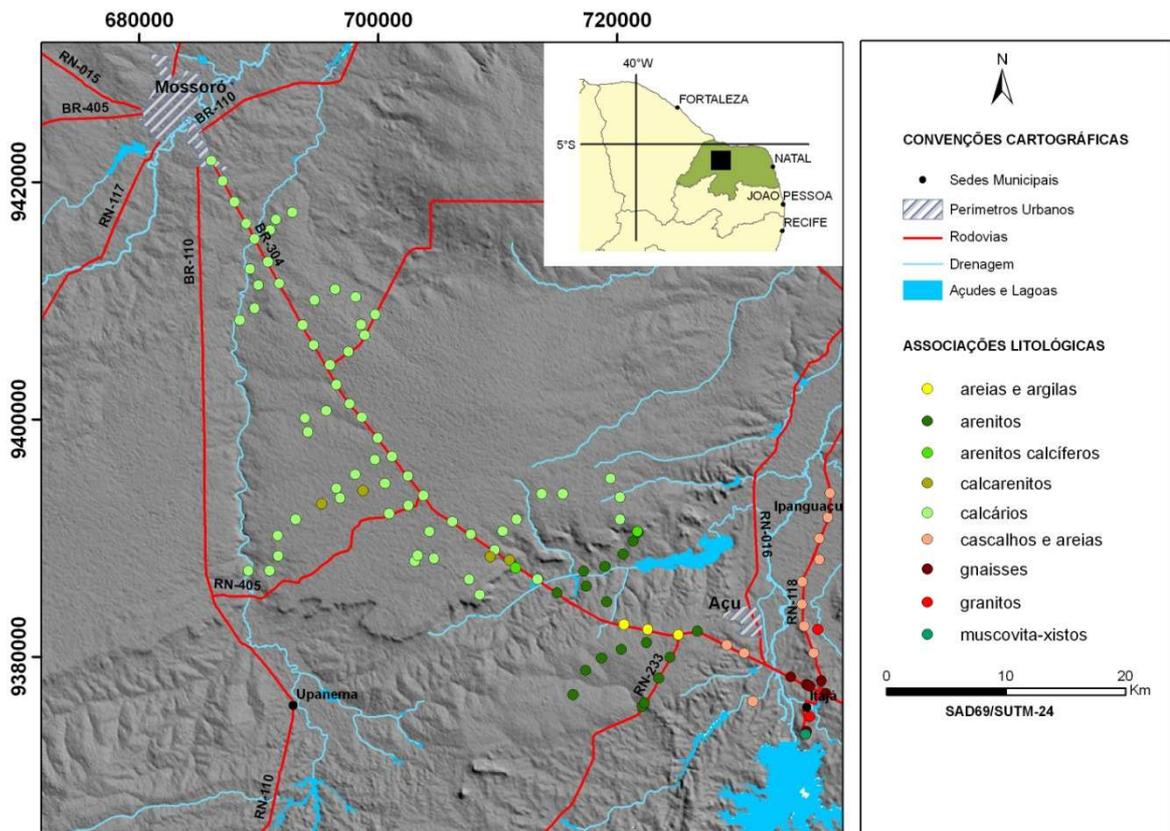


Figura 2.6: Mapa de pontos, com as associações litológicas aflorantes, realizados ao longo da seção transversal ao Rifte Potiguar.

As principais unidades estratigráficas identificadas na área são, da base para topo: a) o embasamento pré-cambriano, representado por gnaisses, migmatitos, xistos e corpos graníticos pertencentes ao Complexo Caicó e suítes graníticas alcalinas, de composições variadas; b) os arenitos da Formação Açú e calcários da Formação Jandaíra, pertencentes ao Grupo Apodi; e c) arenitos e conglomerados da Formação Barreiras, além de sedimentos recentes associados a depósitos aluvionares e colúvio-eluvionais. A Figura 2.7 mostra o mapa geológico simplificado da área de estudo, modificado de Angelim *et al.* (2006). A Figura 2.8 apresenta um perfil geológico esquemático ao longo da *transecta* de 70 km de extensão.

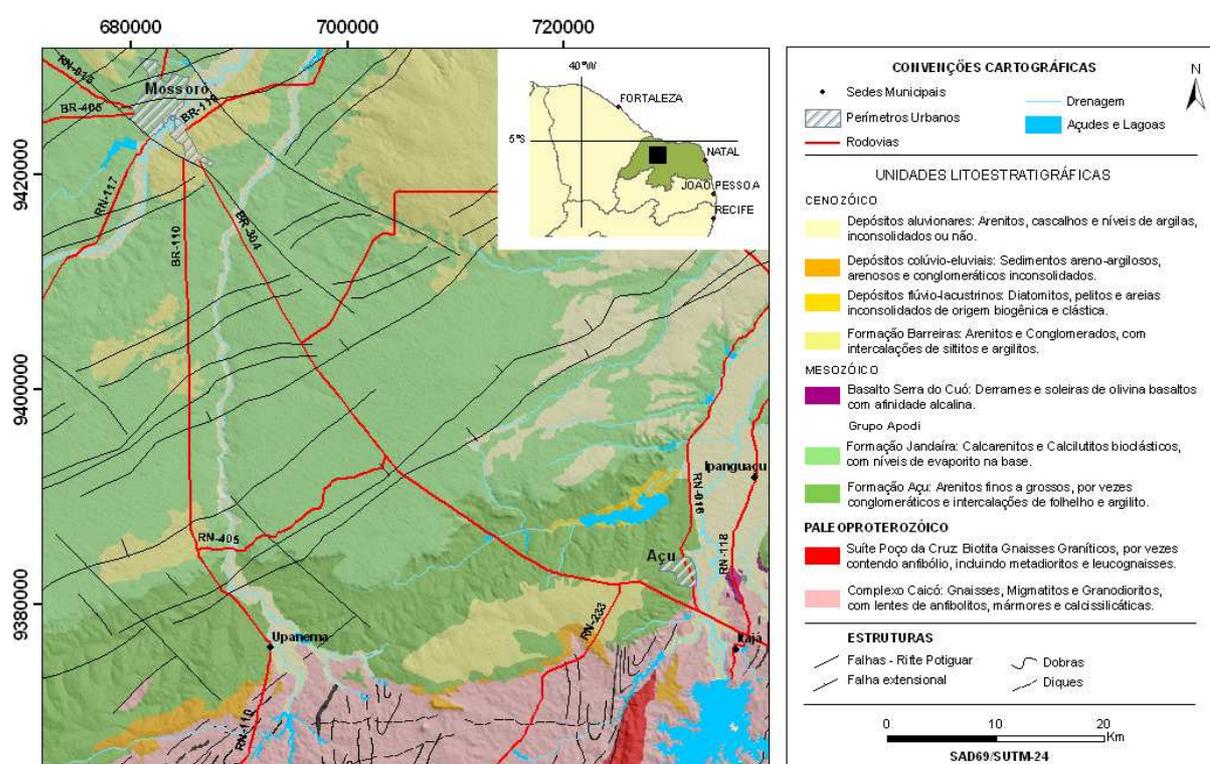


Figura 2.7: Mapa geológico da área de estudo (Escala: 1:500.000; Fonte: Angelim *et al.*, 2006).

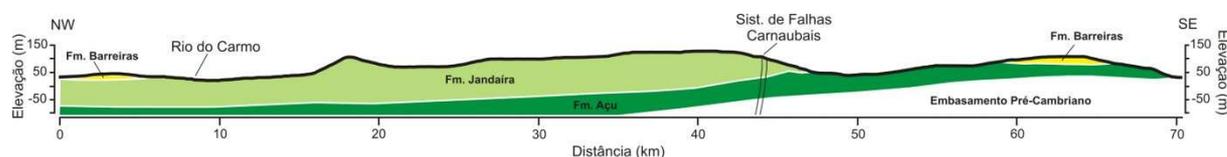


Figura 2.8: Perfil geológico esquemático ao longo da *transecta* de estudo.

2.4.1. Embasamento Pré-cambriano

O embasamento cristalino está limitado ao extremo sudeste da área, chegando a menos 10% da superfície total. Litologicamente, é representado por uma sequência gnaíssico-migmatítica, com biotita gnaisses e granitos porfiríticos, sendo correlacionados com os gra-

nitóides brasileiros de Jardim de Sá (1981). As rochas gnáissicas apresentam bandamento em escala variada, de centimétrica a métrica, com presença de leitos com *boudins* (Figura 2.9), indicando um processo de migmatização das rochas pré-existentes.



Figura 2.9: Sequência Gnáissico-Migmatítica, apresentando leitos *boudinados* na porção sul da área (Ponto 1901 – 734.547mE/9.378.318mN).

Microscopicamente, é composta por fenocristais de K-feldspatos (25%), plagioclásios (25%) e matriz rica em quartzo (40%) e opacos, hornblendas, biotitas, acessórios como apatita e epidoto somando 15% (Figuras 2.10A e B). Ocorrem inúmeros enclaves com morfologia circular ou alongada.

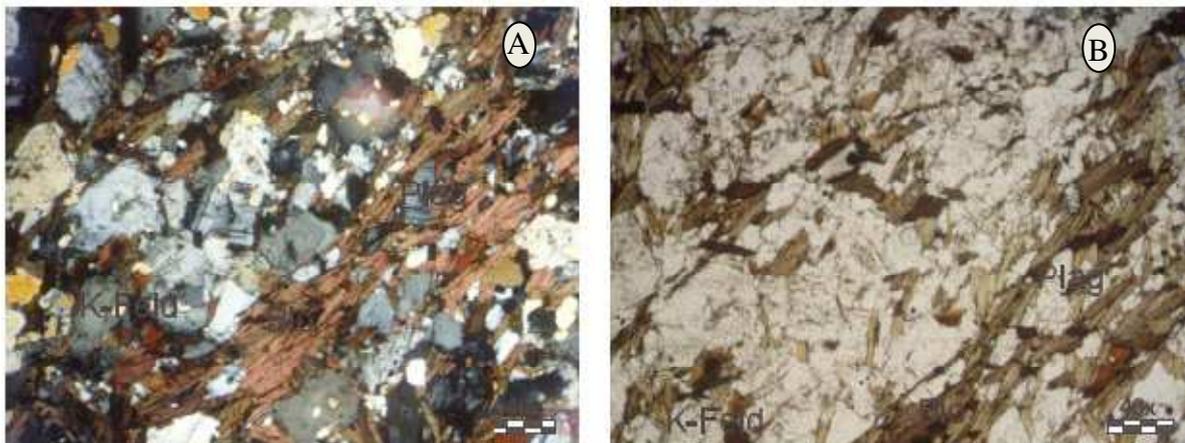


Figura 2.10: Seção delgada com nicóis cruzados do gnaiss migmatizado, com a presença de fenocristais de k-feldspato, plagioclásio e biotita (A) e com nicóis paralelos (B) (Ponto 1901 – 734.547mE/9.378.318mN).

Os Biotita-Gnaisses encontram-se bastante alterados, o que dificultou a observação das estruturas (Figura 2.11). Notam-se, entretanto, camadas com direção principal N-S. Possuem foliação indicada pelo alinhamento das micas, exibindo um mergulho forte, referente possivelmente ao último evento metamórfico e deformacional de larga escala, associado ao ciclo Brasileiro, que afetou a região no Neoproterozóico.



Figura 2.11: Biotita-gnaisse bastante alterado apresentando estrutura xistosa (N-S/50°E) (Ponto 1906 – 739.869mE, 9.376.383mN).

Os Granitos apresentam em sua maioria uma textura leucocrática (Figura 2.12), com veios pegmatóides de composição essencialmente quartzo-feldspática e tamanhos centimétricos a métricos. Encontram-se na superfície na forma de bolsões, sempre em contato com gnaisses e migmatitos do Complexo Caicó. Por vezes, mostram-se deformados, com lineação mineral na direção 20° Az.



Figura 2.12: Granito com textura leucocrática e lineação mineral 20°Az. (Ponto 1918 – 735.832mE, 9.373.737mN).

2.4.2. Formação Açú

Esses litotipos são compostos por rochas siliciclásticas, em geral arenitos, perfazendo aproximadamente 30% da extensão da área (Figura 2.7). A caracterização macroscópica das litotipos desta formação foi baseada nos aspectos texturais, composicionais e estruturas sedimentares observados em afloramentos.

Litologicamente, é composta por arenitos arcoseanos, conglomeráticos, de coloração avermelhada, que traduz a oxidação a qual foi sofrida. O tamanho dos clastos da fração cascalhosa varia de 0,2 a 6 cm (Figura 2.13). Microscopicamente, a matriz é síltico-argilosa. No geral, o grau de seleção destas rochas é moderado a pobre. São rochas bastante friáveis, o que dificultou a coleta de amostras, bem como sua caracterização nos ensaios de densidade.

Seu contato com as rochas calcárias sobrejacentes da Formação Jandaíra é abrupto e concordante. É marcado ainda, pela passagem dos arenitos calcíferos para os calcários através de uma mudança positiva de cotas do terreno, representado na forma de escarpas bruscas em algumas porções da área ou em escarpas mais suaves em outras.



Figura 2.13: Arenito com leitos conglomeráticos, bastante alterado (Ponto 1920 – 731.483mE, 9.379.880mN).

Ocorrem também arenitos finos, de coloração esbranquiçada a avermelhada e com grãos do arcabouço compostos basicamente por quartzo e matriz siltosa. O grau de seleção é moderado a bem selecionado. Alguns arenitos apresentam concreções ferruginosas e se encontram estratigraficamente, abaixo dos arenitos arcoseanos grossos (Figura 2.14).



Figura 2.14: Arenito fino da Formação Açu, apresentando concreções ferruginosas e estratificações cruzadas e acanaladas (Ponto 2003 – 719.087mE, 9.384.642mN).

É composto, essencialmente, de quartzo (55%) e feldspato (30%) (Figura 2.15). O cimento é silicoso, com quantidade pequena de óxido de ferro, perfazendo um total de 10%. Os grãos de quartzo variam de angulosos a sub-angulosos, anédrais e apresentam comumente extinção ondulante.

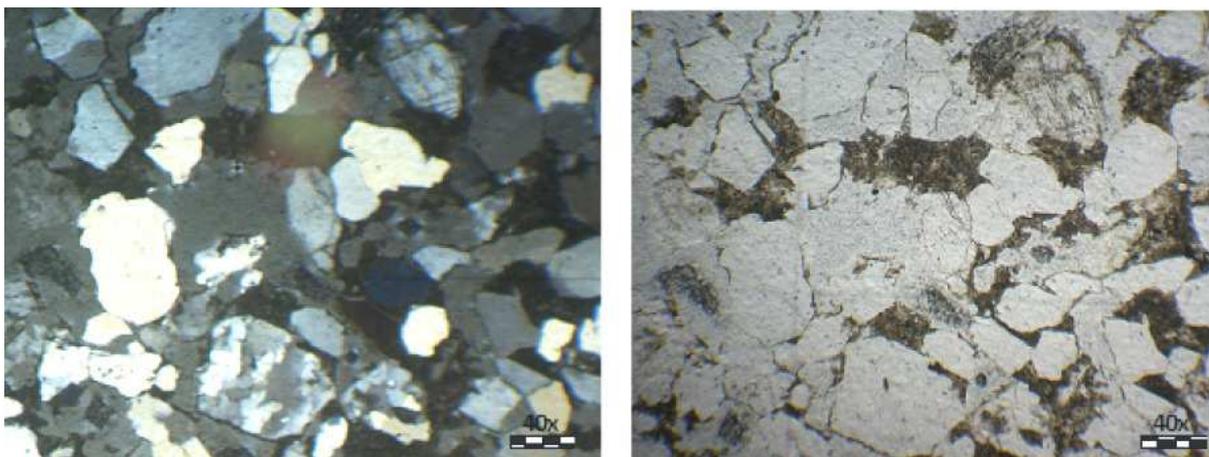


Figura 2.15: Seções delgadas com nicóis cruzados e paralelos do arenito fino, apresentando grande quantidade de quartzo e feldspato (Ponto 2003 – 719.087mE, 9.384.642mN).

Arenitos calcíferos, com granulometria fina a grossa, de coloração creme a amarelada e com uma capa escura formada através do intemperismo, também pertencem a essa unidade (Figura 2.16). São geralmente muito resistentes, mas localmente friáveis. Sua composição é formada por grãos de quartzo com cimento de calcita e feldspato e calcita (Figura 2.17). Essas rochas têm ocorrência restrita na área, geralmente na subida de escarpas, na zona de contato com os calcários da Formação Jandaíra.



Figura 2.16: Ocorrência de arenito calcífero, bastante duro e recoberto por uma capa escura (Ponto 2009 – 721.722mE, 9.390.439mN).

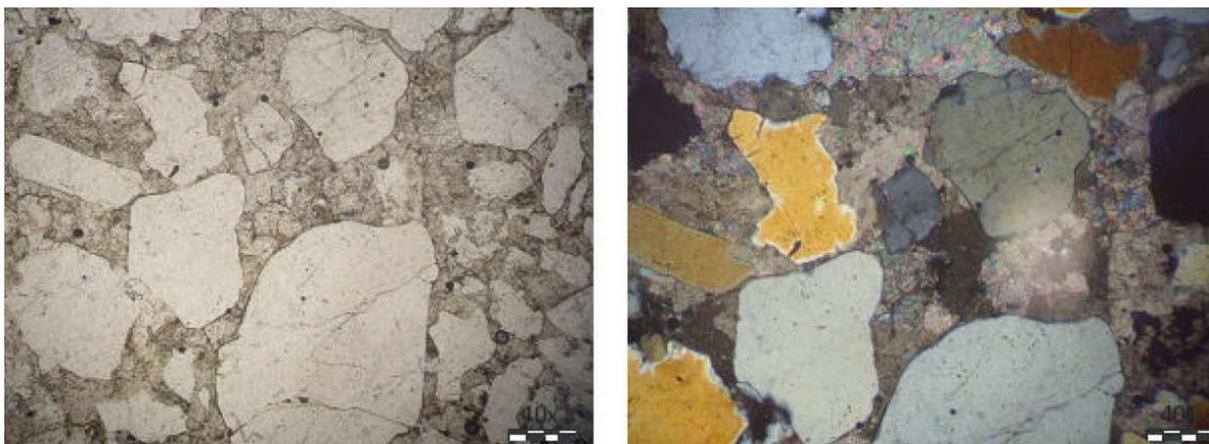


Figura 2.17: Seções delgadas do arenito com cimentação calcítica, apresentando crescimento de calcita entre os grãos (Ponto 2009 – 721.722mE, 9.390.439mN).

2.4.3. Formação Jandaíra

Ocupando cerca de 40% da extensão total da área (Figura 2.7), os calcários da Formação Jandaíra exibem variação faciológica bem proeminente, tanto na vertical como na horizontal. Basicamente, essas rochas são compostas por calcarenitos, calcilutitos, normalmente no topo de escarpas. Estes litotipos apresentam-se intemperizados, com coloração superficial cinza escura. As rochas que não sofreram intemperismo têm coloração acinzentada (calcários dolomitizados e dolomitos) a creme-clara, com textura variando de fina a grossa.

Os calcarenitos, que ocorrem no topo de escarpas, são de coloração creme a cinza e geralmente bastante compactos. A granulometria varia de média a grossa e são moderadamente a pobremente selecionados (Figura 2.18). Já, os calcilutitos ocorrem um pouco mais distantes da escarpa. São geralmente de coloração que varia entre cinza e branco, de granulometria muito fina, friável e afossilíferos (Figura 2.19).



Figura 2.18: Calcarenito aflorando no alto de uma escarpa (Ponto 2020 – 711.496 mE, 9.387.495 mN).



Figura 2.19: Calcilutitos de textura maciça e granulação fina (Ponto 2136 – 689.969 mE, 9.411.337 mN).

Os calcários possuem coloração variando de cinza a bege claro, com textura fina a média, apresentando níveis fossilíferos, ou com cavidades preenchidas por esparito (*birds eyes*). Nota-se a presença de estratificações plano-paralelas com mergulho suave, entre 10° e 30° . Alguns blocos apresentam-se basculados por falhas normais (Figura 2.20).



Figura 2.20: Calcário bastante fraturado, textura maciça (Ponto 2131 – 693.674 mE, 9.407.961 mN).

Microscopicamente, essas rochas mostram-se preenchidas por material calcítico e ferruginoso, que provavelmente, resulta da dissolução da própria rocha. Apresentam *birds eyes*, sendo preenchidos por esparito. A matriz é caracterizada predominantemente por uma

lama marrom-escura (micrítica), com muitas cavidades irregulares. Apresenta bioclásticos, tendo como constituintes foraminíferos, pelóides, bioesparito e raramente oólitos, de diversos tamanhos (Figura 2.21).

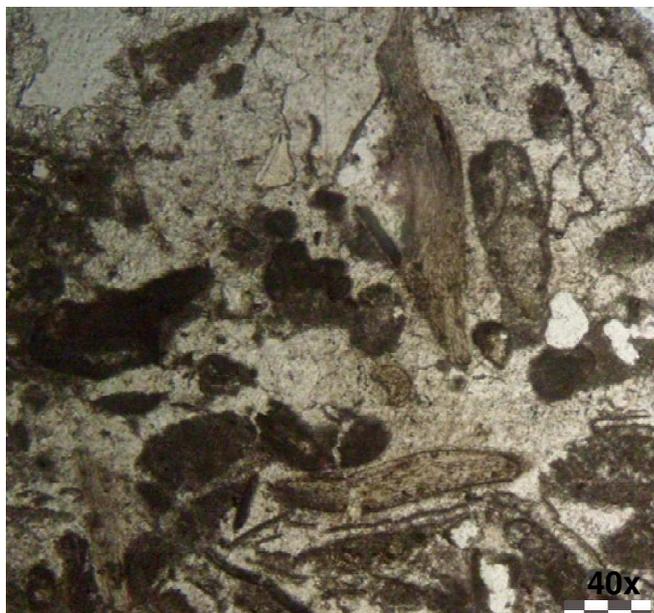


Figura 2.21: Seção delgada do calcário Jandaíra com bioclastos dispersos em uma matriz micrítica e cimentação esparítica (Ponto 2136 – 689.969 mE, 9.411.337 mN).

2.4.4. Formação Barreiras

Os pacotes siliciclásticos que representam a Formação Barreiras na parte norte da área estudada (Figura 2.7) apresentam coloração, variando de alaranjada a avermelhada, com porções oxidadas (concreções lateríticas) e conglomeráticas (Figura 2.22). Essas rochas mostram granulometria de areia média a grossa e conglomerática, com seixos com comprimento de até 5 cm, arredondados a sub-arredondados, com baixa esfericidade e moderadamente selecionados. Apresentam também uma matriz argilosa com bolsões e níveis de seixos (Figura 2.23). Normalmente, essa unidade litoestratigráfica encontra-se bem consolidada e recoberta por uma camada cascalhosa ou crosta laterítica.



Figura 2.22: Arenito da Formação Barreiras, com coloração alaranjada e produtos de oxidação, imprimindo uma coloração vermelha a rocha (Ponto 1924 – 722.117mE, 9.375.821mN).



Figura 2.23: Conglomerado da Formação Barreiras mostrando coloração avermelhada e seixos arredondados de até 5 cm de comprimento (Ponto 1925 – 722.283mE, 9.376.119mN).

Ao longo de toda a área, ocorrem coberturas colúvio-eluvionais e aluvionares, formadas por sedimentos inconsolidados diversos. Estes sedimentos estão, geralmente, sobrepostos às rochas sedimentares da Formação Barreiras. Tais sedimentos estão concentrados principalmente, em depósitos recentes.

2.4.5. Depósitos Aluvionares e Colúvio-eluvionais

São as unidades mais recentes mapeadas na área (Figura 2.7). Esses depósitos formam espessos pacotes de material cascalhoso, que recobrem a Formação Barreiras. Estes apresentam uma granulometria grossa, com níveis ou bolsões conglomeráticos e coloração escura. Essa litofácies aparece em camadas com espessuras centimétricas a métricas (Figura 2.24).



Figura 2.24: Conglomerados pertencentes aos depósitos aluvionares, apresentando coloração avermelhada (Ponto 1920 – 722.577mE, 9.382.322mN).

3. METODOLOGIA

Nesse capítulo é apresentado um estudo geofísico aplicado e multidisciplinar envolvendo as áreas de Gravimetria e Eletrorresistividade. A linha de ação estratégica envolve quatro etapas metodológicas, detalhadas abaixo:

3.1. Desenvolvimento da Metodologia de Inversão Conjunta

A) Desenvolvimento do Problema inverso

Vários trabalhos tratam de métodos de inversão conjunta de diferentes tipos de dados geofísicos, como resistividade, magnetotelúrico e eletromagnético no domínio do tempo (Meju, 1996; Harinarayana, 1999) ou resistividade e sísmica (Kis, 2002). Recentemente, Santos *et al.* (2006) propuseram um procedimento de inversão conjunta de dados gravimétricos e geoeletricos, o qual será adaptado e implementado para o estudo estrutural da porção centro-sul da Bacia Potiguar.

Neste caso, as propriedades físicas envolvidas pelos métodos geofísicos em questão são a densidade das rochas e sua resistividade elétrica. As complexas relações entre estas duas grandezas são estabelecidas através do estudo da porosidade do material rochoso, usando-se a Lei de Archie como expressa por Grant & West (1965). Admite-se que as interfaces definidas pelas variações nas densidades das rochas são as mesmas que apresentam variações na porosidade e conteúdo de água intersticial. Ademais, estas são também as interfaces associadas às mudanças da resistividade elétrica do meio. Por esta abordagem, o procedimento de inversão conjunta de Santos *et al.* (2006) permite estimar a distribuição de interfaces de densidade e resistividade em profundidade com base em uma técnica de “resfriamento simulado” ou *simulated annealing*. Os autores demonstram a aplicabilidade desta metodologia em dados gravimétricos e geoeletricos levantados na região do Sinai, no extremo nordeste do Egito.

A inversão de dados gravimétricos e geoeletricos é um problema não-linear normalmente solucionado com a aplicação do método de Tikhonov-Occam (Tikhonov & Arsenin, 1977; Li & Oldenburg, 1998; Barbosa *et al.*, 1999). Para a determinação da distribuição de densidades e/ou resistividade, a sub-superfície pode ser discretizada com um grande número de células retangulares e o contraste da propriedade física de cada célula será calculada, minimizando uma função objeto apropriada. A modelagem do substrato rochoso com base em dados gravimétricos é um problema clássico bem descrito na literatura (Bott, 1960; Cordell & Hederson, 1968; Oldenburg, 1974). Contudo, o problema torna-se bem mais

complexo se mais de uma interface é modelada. Neste caso, informações independentes são necessárias para restringir a ambiguidade das soluções possíveis. Para isso, foram empregadas informações advindas da inversão de dados geoeletricos, cujo problema é também bem descrito na literatura (Koefoed, 1979; Smith *et al.*, 1999).

Na inversão conjunta baseada na técnica de *simulated annealing*, a função objeto é análoga à energia de um sistema térmico em lento processo de resfriamento. Neste caso, as estimativas da solução final são controladas por um parâmetro específico, o qual limita as perturbações dos parâmetros do modelo dentro de valores aceitáveis. Ao término do procedimento iterativo, serão obtidas as profundidades das interfaces de densidade/resistividade, bem como a distribuição da resistividade elétrica em profundidade. O desenvolvimento dos aplicativos computacionais necessários para a inversão conjunta dos dados geofísicos será baseado no algoritmo apresentado por Santos *et al.* (2006), escrito em linguagem computacional Fortran 77.

B) Dados sintéticos

Nesta etapa, dados gravimétricos e geoeletricos foram gerados a partir de modelos teóricos para simular as respostas geofísicas da situação geológica esperada para as porções rifte e pós-rifte da Bacia Potiguar. Este procedimento visa testar a viabilidade da metodologia de inversão conjunta em condições ideais, onde se tem controle dos resultados finais, e assim estimar o grau de eficiência do procedimento inverso na resolução problema geofísico e os intervalos de valores dos parâmetros necessários para a minimização da função objeto que determina o ajuste do modelo geofísico final.

O modelo gravimétrico criado considera a topografia do arcabouço estrutural da bacia e a presença de estruturas acumuladoras de petróleo e/ou água subterrânea como falhas, *horsts* e grábens, bem como fontes interferentes do embasamento cristalino. As densidades e profundidades médias das camadas e unidades rochosas serão obtidas na vasta literatura científica, em levantamentos geofísicos na região (Telford *et al.*, 1990; Matos, 1992; de Castro, 2005; Soares *et al.*, 2003; de Castro *et al.*, 2007; Hoerlle *et al.*, 2007), bem como em medidas de densidade de amostras dos litotipos aflorantes.

O modelo geoeletrico criado considera apenas as principais unidades estratigráficas do pacote sedimentar, as formações Jandaíra (calcários) e Açu (arenitos), e o topo do embasamento. As resistividades médias das camadas geoeletricas foram baseadas em sondagens verticais executadas na região (Melo & Stein, 2003), bem como em informações de trabalhos

teóricos (Koefoed, 1979; Telford *et al.*, 1990) e dados de perfilagem geofísica cedidos pela Agência Nacional do Petróleo (ANP).

3.2. Aquisição dos Dados Gravimétricos e Geoelétricos

C) Dados prévios

Em um recente projeto de pesquisa para prospecção de água subterrânea, foram levantadas 100 estações gravimétricas na porção sul da Bacia Potiguar, entre as cidades de Upanema e Angicos (de Castro *et al.*, 2006). Este levantamento foi realizado em parceria com o Serviço Geológico do Brasil (CPRM) e as universidades federais do Rio Grande do Norte (UFRN) e do Ceará (UFC). Além disso, dados complementares adquiridos junto à ANP foram também incorporados para formar uma base gravimétrica com cobertura de uma estação a cada 1,0 km ao longo do perfil geofísico de 70 km, que cruza transversalmente as porções rifte e pós-rifte da bacia. O perfil geofísico foi definido ao longo de um trecho da BR-304 entre as cidades de Mossoró e Açu (RN).

D) Levantamento de Campo

Nas etapas de campo do projeto *‘Inversão Conjunta (Gravimetria e Resistividade) e Modelagem Sísmica na Porção Pós-Rifte da Bacia Potiguar – RN/CE: Investigação de Estruturas Acumuladoras de Petróleo e Água Subterrânea’*, foram realizadas vinte e nove sondagens elétricas verticais (SEV’s) ao longo do referido perfil geofísico. As sondagens têm aberturas dos eletrodos de corrente máximas iguais a 2.000 m ou 4.000 m para permitir profundidades de investigação entre 500 m a 1.000 m, o que mostrou-se suficiente para investigar em grande parte o pacote sedimentar, pertencente ao período pós-rife.

3.3. Inversão de Dados Reais

E) Inversão de dados reais

Ao longo dos 70 km do referido perfil geofísico, foi realizada a inversão conjunta dos dados gravimétricos e das 29 SEV’s. O modelo geofísico foi definido com três camadas sedimentares, compreendendo a cobertura recente e os litotipos das sequências pós-rifte (formações Jandaíra e Açu) e rifte (formações Alagamar e Pendência) da bacia, além do paleo-relevo do embasamento cristalino. Como estas camadas mergulham suavemente para NNW, o perfil geofísico cruzou os contatos superficiais das unidades geológicas supracitadas, fornecendo um bom controle de campo dos litotipos aflorantes.

A aplicabilidade da metodologia foi também avaliada em função da resposta do procedimento de inversão diante do problema de fontes gravimétricas interferentes, oriundas de heterogeneidades do embasamento cristalino e de corpos intrusivos. Tal problema foi satisfatoriamente atenuado, visto que a resposta geoeletrica ficou restrita a variações das propriedades físicas das unidades estratigráficas da bacia.

3.4. Caracterização da Arquitetura Interna da Bacia Potiguar e suas Implicações Geotectônicas

F) Integração da geologia de superfície e modelos geofísicos

As variações nos relevos das interfaces que limitam as unidades sedimentares e o topo do embasamento revelam o comportamento em profundidade das estruturas deformacionais na região centro-sul da Bacia Potiguar. Tais resultados somados a informações estruturais de superfície, obtidas em trabalhos prévios e no reconhecimento geológico, forneceram importantes subsídios para o conhecimento da tectônica local e sua atuação na geração de estruturas acumuladoras de hidrocarbonetos e água subterrânea.

4. MÉTODOS GEOFÍSICOS

Os principais métodos geofísicos envolvidos na pesquisa, no trecho entre os municípios de Mossoró e Açu, são a Eletrorresistividade, por meio de Sondagens Elétricas Verticais (SEV's) e a Gravimetria. Ambos os métodos, são empregados na Inversão Conjunta, utilizando a metodologia do *Simulated Annealing*. Adicionalmente, foram usados os métodos da Perfilagem Geofísica de Poços e a Sísmica de Reflexão a fim de obter informações complementares sobre a profundidade das interfaces, resistividades e densidades dos pacotes rochosos. A partir desses dados e de outros existentes na literatura, foi possível parametrizar o modelo de inversão conjunta, obtendo ajustes mais consistentes e diminuindo a ambiguidade das soluções no que diz respeito à disposição dos estratos sedimentares da bacia e o topo do embasamento cristalino.

4.1. Eletrorresistividade

O método da eletrorresistividade tem sido empregado em pesquisas de água subterrânea visando a caracterização e o monitoramento de aquíferos em terrenos sedimentares, na prospecção de minérios metálicos, estudos arqueológicos e ambientais, e na geologia de engenharia, visando determinar a profundidade do embasamento cristalino (Telford *et al.*, 1990). Mais recentemente, estão sendo elaborados algoritmos de inversão conjunta, com outros métodos geofísicos (p. ex. sísmica e gravimetria) para obtenção de modelos geofísicos e geológicos mais confiáveis e menos ambíguos (Hering *et al.*, 1995; Misiek *et al.*, 1997; Colombo *et al.*, 2007).

Esse método caracteriza-se pela medida de diferença de potencial entre dois eletrodos, criada a partir da injeção de corrente elétrica contínua no solo, através de outros dois eletrodos ligados a uma fonte – bateria. A distribuição de potencial resultante no solo, identificada por meio dos dois eletrodos de potencial, permite obter a distribuição da resistividade elétrica em subsuperfície (Parasnis, 1997). O valor medido desta diferença de potencial é função da resistividade aparente do subsolo e do arranjo geométrico dos eletrodos, sendo que a profundidade investigada é diretamente proporcional ao espaçamento entre os eletrodos (Orellana, 1972). Esse método consiste de medidas de impedância, com subsequente interpretação, em termos de resistividade elétrica da estruturação geológica em subsuperfície, baseado na resposta de cada material ao fluxo de uma corrente elétrica (Ward, 1990). A partir disso, é possível determinar a forma geométrica e os valores de resistividade de diferentes porções dos materiais geológicos em profundidade. Os valores de resistividade dos materiais rochosos

variam em função de diversos fatores, como a constituição mineralógica, textura e estrutura interna dos materiais e conteúdo de fluidos intersticiais.

Trabalhos pioneiros fazem uma ampla abordagem sobre os princípios teóricos e práticos da eletrorresistividade (Telford *et al.*, 1990; Parasnis, 1997). Orellana (1972) esclarece que a resistividade aparente pode ser obtida através da combinação de três técnicas elétricas, entre elas: a) Sondagem Elétrica Vertical (SEV), caracterizada pela investigação pontual das variações do parâmetro físico com a profundidade; b) Caminhamento Elétrico (CE), que corresponde à investigação lateral das variações do parâmetro físico a uma ou várias profundidades determinadas; e c) Perfilagem Elétrica, referente à investigação lateral e vertical das variações do parâmetro físico efetuadas no interior de furos de sondagens (Figura 4.1). A técnica de eletrorresistividade utilizada neste trabalho foi a SEV.

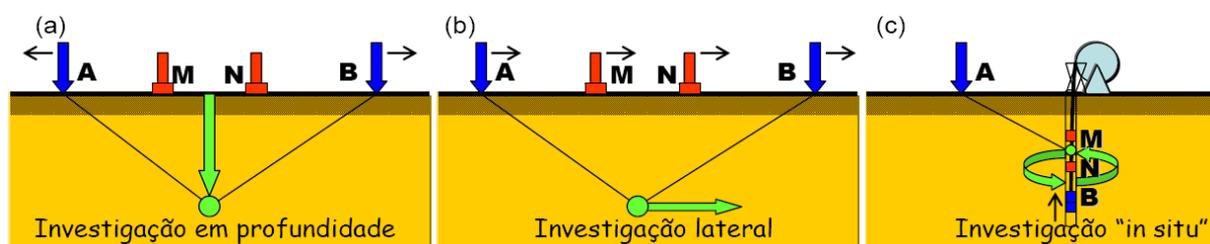


Figura 4.1: Representa o simplificada das técnicas referentes ao método da eletrorresistividade. A, B e M, N associam-se aos eletrodos de corrente e potencial, respectivamente (Braga, 2007).

4.1.1. Fundamentos Teóricos

A Lei de Ohm define uma rela o empírica entre a corrente elétrica fluindo através de um condutor e o potencial de voltagem requerido para conduzir esta corrente, sendo que a corrente (I)   proporcional   voltagem (V). A constante de proporcionalidade   chamada de resistência (R) do material, assim:

$$V = R \cdot I \quad (\text{Eq. 4.1})$$

A propriedade responsável pela transmissão da corrente elétrica independente dos fatores geométricos associados   resistência, corresponde   resistividade (ρ), que depende da natureza e do estado físico do corpo considerado. Desta forma, pode-se definir a resistividade de um corpo através da equa o abaixo:

$$\rho = (R \cdot S)/L \quad (\text{Eq. 4.2})$$

sendo L o comprimento do corpo, S a área do corpo e R a resistência.

No substrato geológico ou em um corpo qualquer, a corrente elétrica não flui em apenas uma dire o, sua propaga o ocorre de modo radial, perpendicular às superfícies de-

nominadas equipotenciais, sendo que em três dimensões elas formam um hemisfério centralizado nos eletrodos. As linhas de equipotenciais mais distantes dos eletrodos indicam menores potenciais entre os eletrodos considerados.

A partir da combinação entre as equações 4.1 e 4.2, temos que a voltagem de um condutor pode ser definida como:

$$V = \rho \cdot I \cdot L/S \quad (\text{Eq. 4.3})$$

Considerando um semi-espaco de resistividades, temos:

$$R = (\rho \cdot r)/2\pi^2 = \rho/2\pi r \quad (\text{Eq. 4.4})$$

Substituindo essa última equação pela anterior, temos:

$$V = (\rho \cdot I)/2\pi r \quad (\text{Eq. 4.5})$$

sendo ρ a resistividade, V o potencial, I a corrente e r a distância entre o eletrodo de corrente e o ponto de medida do potencial.

Considerando agora dois pontos de injeção de corrente (A , B) e dois pontos de medida de potencial (M , N) (Figura 4.2) e, ainda, considerando que o meio investigado é homogêneo e isotrópico, temos que os potenciais medidos nos pontos M e N são dados por:

$$V_M = (I \cdot \rho)/2\pi (1/AM - 1/BM) \quad (\text{Eq. 4.6})$$

$$V_N = (I \cdot \rho)/2\pi (1/AN - 1/BN) \quad (\text{Eq. 4.7})$$

Portanto, a diferença de potencial medida pelo equipamento para determinada posição dos eletrodos MN , será:

$$\Delta V_{MN} = V_M - V_N \quad (\text{Eq. 4.8})$$

assim:

$$\Delta V_{MN} = \frac{\rho \cdot I}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right) \quad (\text{Eq. 4.9})$$

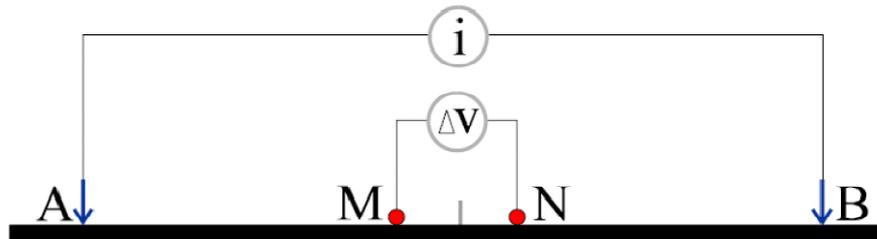


Figura 4.2: Configuração dos eletrodos de emissão e recepção de corrente (A e B) e de potencial (M e N).

Em levantamentos geofísicos com o método da eletrorresistividade, o meio investigado (subsolo) é heterogêneo e anisotrópico, resultando em modificações do campo elétrico introduzido neste meio. Desta forma, o valor medido corresponde a uma espécie de média ponderada de todas as resistividades verdadeiras do material investigado em subsuperfície, sendo representado pela resistividade aparente (ρ_a), onde a unidade de medida é dada em ohm.m.

$$\rho_a = K \frac{\Delta V}{I} \quad (\text{Eq. 4.10})$$

em que:

$$K = 2\pi \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right)^{-1} \quad (\text{Eq. 4.11})$$

sendo K a constante que depende do arranjo geométrico dos eletrodos.

4.1.2. Propriedades Elétricas dos Materiais Geológicos

A propagação da corrente nos materiais geológicos pode ocorrer através de dois mecanismos de condução: eletrônica (através da matriz da rocha) e iônica ou eletrolítica (através de íons existentes na água contida nos poros interconectados, fissuras e fraturas do maciço rochoso). O segundo mecanismo é, certamente, o mais importante nos levantamentos de eletrorresistividade, já que a maioria dos materiais rochosos são não-metálicos.

A porosidade, composição mineralógica, grau de saturação, resistividade do fluido, que preenche os vazios dos materiais terrestres e que é função da concentração de sais dissolvidos no fluido, tamanho e forma das partículas sólidas são fatores petrofísicos predominantes para determinação da resistividade elétrica dos materiais geológicos. Solos com texturas mais finas tendem a conduzir melhor a corrente elétrica. Uma argila, por exemplo, conduz melhor a corrente elétrica do que a areia seca, devido às características do sistema de suas partículas que mantém a água por adesão.

Em solos mais superficiais, os valores de resistividade variam de acordo com as variações de compactação e as alterações no teor de umidade do mesmo. Grandes variações de resistividade geralmente são verificadas nos horizontes mais superficiais. A resistividade elétrica das rochas cristalinas (pouco porosas) é normalmente alta. No entanto, se esta rocha estiver muito fraturada, a água que circula através das fraturas contendo sais minerais dissolvidos diminuirá bastante a resistividade da rocha. A Tabela 4.1 mostra algumas resistividades médias dos principais tipos litológicos encontrados ao longo do perfil estudado.

Tabela 4.1: Resistividades médias de alguns materiais geológicos (Telford *et al.*, 1990).

Material Geológico	Resistividade (ohm.m)
Argilas	1 a 10^2
Conglomerados	2×10^3 a 10^4
Folhelhos	20 a 2×10^3
Calcários	50 a 10^7
Dolomitos	$3,5 \times 10^2$ a 5×10^3
Arenitos	1 a $6,4 \times 10^8$
Granitos	$4,5 \times 10^3$ a $1,3 \times 10^6$
Diabásios	20 a 5×10^7
Sienitos	10^2 a 10^6
Xistos	20 a 10^4
Gnaisses	$6,8 \times 10^4$ a 3×10^6

4.1.3. Sondagem Elétrica Vertical (SEV)

Essa técnica utiliza uma série de determinações de resistividade aparente, efetuadas com um arranjo de eletrodos, onde há separação crescente entre os eletrodos de emissão e recepção ou separação crescente apenas dos eletrodos de emissão, segundo uma mesma direção (Orellana, 1972). Sua aplicação é preferencialmente adotada em áreas planas a suavemente onduladas, onde a disposição das camadas geológicas acredita-se que se apresentam de modo horizontal a sub-horizontal.

A execução de uma SEV fundamenta-se na distribuição linear e nas relações de distâncias entre quatro eletrodos denominados de A, M, N e B, fixados na superfície do terreno (Figura 4.3). Por meio de cabos elétricos fixados nos eletrodos A e B (eletrodos de corren-

te), dispostos de modo equidistantes nas extremidades do arranjo, injeta-se corrente elétrica de intensidade conhecida.

Os arranjos de campo mais utilizados na realização de uma SEV compreendem a disposição simétrica de quatro eletrodos em relação a um ponto central. Este ensaio permite leituras pontuais de resistividade em diversas profundidades na medida em que os eletrodos são espaçados de forma crescente. Existem dois tipos de arranjos principais para o desenvolvimento de uma SEV: a) Schlumberger, onde a premissa básica é fazer com que a distância “a” que separa os eletrodos M e N se mantenha fixa e tenda a zero em relação à distância “L” (Figura 4.3); e Wenner, onde os quatro eletrodos apresentam uma separação crescente e constante, sendo deslocados simultaneamente (Figura 4.3).

O presente trabalho utiliza o arranjo Schlumberger nas leituras de resistividade aparente por meio das SEV's, o que concerne maior versatilidade na execução dos trabalhos de campo, por ser necessário o deslocamento de apenas um par de eletrodos e as leituras estarão menos sujeitas a interferências indesejáveis, como potenciais produzidos por fios de alta tensão e transformadores elétricos.

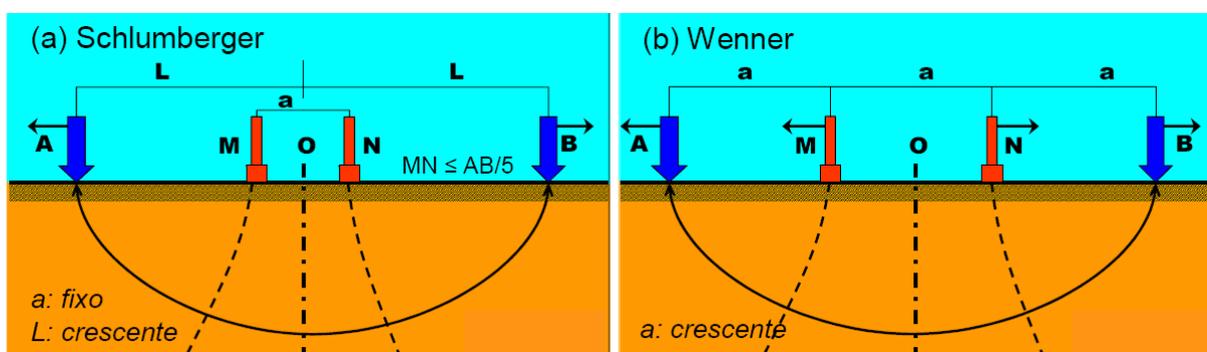


Figura 4.3: Arranjos Schlumberger e Wenner. A e B representam os eletrodos de injeção de corrente elétrica; M e N representam os eletrodos de medição da diferença de potencial (Braga, 2007).

4.1.4. Aquisição dos Dados Geométricos

Ao longo da seção geofísica, foram realizadas 29 SEV's (Figura 4.4), usando o arranjo Schlumberger e espaçamento $AB/2$ mínimo de 1,5 m e máximo de 1000 ou 2000 m, dependendo das profundidades de investigação pré-determinada para cada SEV. A profundidade de investigação teórica é aproximadamente igual ao espaçamento $AB/4$ (Tabela 4.2). Deste modo, para que as linhas de corrente alcancem profundidades maiores, faz-se necessário aumentar cada vez mais a distância AB, obedecendo à proporcionalidade de $MN \leq AB/5$.

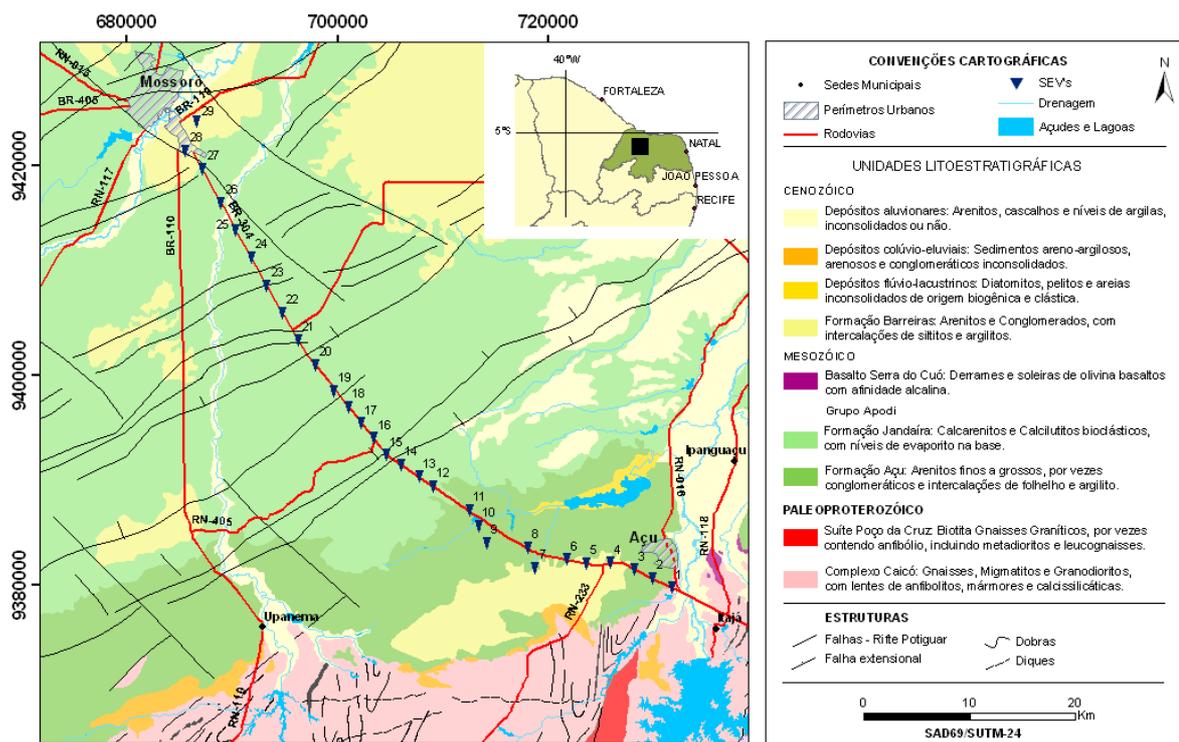


Figura 4.4: Mapa geológico (adaptado de Angelim *et al.*, 2006) da área com a localização das 29 SEV's.

Tabela 4.2: Conjunto de SEV's, com espaçamento de AB/2 máximo e profundidade média de investigação.

SEV's	AB/2 (m)	Profundidade de Investigação (m)
1 - 11	1000	500
12 - 18	2000	1000
19	1500	750
20 - 23	2000	1000
24 - 29	1000	500

O equipamento utilizado na aquisição dos dados foi um eletroresistivímetro VT/VR - 250 da INTERGEO, composto por um transmissor AC/DC com potência máxima de 200 W, um receptor AC com 10 dipolos de entrada e medidor digital de leitura em m/volts.

Os dados geoeletricos foram pré-processados, visando facilitar a interpretação quantitativa (automática) dos mesmos. Este tratamento consistiu em: a) descarte de pontos espúrios isolados; b) suavização das curvas com correções de deslocamentos de ramos causados por efeitos laterais nos eletrodos de potencial; e c) indicar uma profundidade mínima para o embasamento cristalino nas SEV's que, em princípio, não alcançaram o mesmo. Nestas, o embasamento foi simulado pelo prolongamento da curva com uma inclinação de 45° a partir do último ponto medido, como propôs Ward (1990).

Na execução de cada sondagem, foi utilizada a técnica de “embreagem” (Orellana, 1972), que consiste em efetuar leituras com o mesmo espaçamento de AB utilizando diferentes aberturas de MN. Tais mudanças são necessárias para melhorar a relação sinal/ruído e permitir também a identificação de efeitos de variação lateral de resistividade nas proximidades dos eletrodos de potencial.

As 29 SEV's foram executadas em duas etapas. A primeira ocorreu no período de 15 a 24 de outubro de 2007, quando foram levantadas 15 SEV's no sentido SE para NW, sempre próximas as margens da BR-304 (Figura 4.5). As SEV's foram espaçadas de cerca de 2,0 km e com abertura máxima de AB/2 de 1.000 ou 2.000 m. Esta etapa teve a coordenação integral do Laboratório de Geofísica de Prospecção e de Sensoriamento Remoto, com participação de professores, alunos e técnicos. A segunda etapa foi coordenada pelo Prof. Dr. José Márcio Lins Marinho, no período de 23 a 30 de agosto de 2008. Foram realizadas 11 SEV's, mantendo as mesmas características do levantamento anterior em termos de espaçamento das SEV's e aberturas dos eletrodos. O extremo NW do perfil geoeletrico aproxima-se da cidade de Mossoró, na região limítrofe da borda oeste do Rifte Potiguar (Figura 4.4).

Na área pesquisada, foram ainda obtidas três SEV's com arranjo Schlumberger, previamente realizadas no âmbito do Convênio CPRM/FINEP/2006 (Castelo Branco *et al.*, 2006). Todas tiveram os eletrodos de emissão de corrente (AB/2) distanciados até 1.000 m.

A interpretação quantitativa para medidas de eletrorresistividade permitiu caracterizar os materiais de subsuperfície, determinando-se as espessuras e as resistividades das camadas geoeletricas. Foram adotados modelos de camadas horizontais para a interpretação das curvas de resistividade aparente, ajustando-as a curvas teóricas, que são obtidas automaticamente através de *softwares* de inversão 1-D, como o ATO versão 1.82 (Zohdy & Bisdorf, 1989) e o RESIST versão 1.0 (Vander Velpen, 1988).

Segundo Ward (1990), o método de inversão de dados geoeletricos consiste em calcular uma curva teórica e compará-la com a curva de campo. Variações diminutas nos parâmetros do modelo geofísico permitem um ajuste automático das curvas teóricas aos dados observados, com base em critérios estatísticos como os mínimos quadrados. É importante ressaltar que os modelos geofísicos obtidos pela inversão dos dados elétricos representam soluções não únicas. Uma maneira de reduzir a ambiguidade inerente aos procedimentos de inversão é inserir informações independentes ao processo automático de interpretação (geologia de poços e perfilagem geofísica), além da inversão conjunta com dados gravimétricos e outros, como adotado na presente pesquisa.



Figura 4.5: Detalhes da execução das SEV's ao longo da seção transversal ao Rifte Potiguar, próximas as margens da BR-304.

4.1.5. Interpretação Preliminar das SEV's

As 29 SEV's, realizadas ao longo do Rifte Potiguar, foram separadas em três classes, de acordo com sua posição nas unidades geológicas aflorantes. Entre elas, estão as sondagens que se localizam em domínios das formações Açú, Jandaíra e Barreiras (Tabela 4.3).

A interpretação qualitativa das SEV's foi baseada numa análise morfológica das curvas de resistividade aparente e nos valores de resistividades advindos do processo de inversão e modelagem 1-D de cada sondagem. De acordo com o número de camadas identificadas e das variações de resistividades, as colunas geoeletricas podem ser de dois tipos (Orellana, 1972): 1) duas camadas, com padrões ascendente ($\rho_1 < \rho_2$) e descendente ($\rho_1 > \rho_2$); 2) três camadas, sendo os tipos K ($\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$), H ($\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$), A ($\rho_1 < \rho_2 < \rho_3$) e Q ($\rho_1 > \rho_2 > \rho_3$); e 3) quatro camadas, sendo KH ($\rho_1 < \rho_2 > \rho_3 < \rho_4$) e QH ($\rho_1 > \rho_2 > \rho_3 < \rho_4$). A partir disso, foi possível a elaboração de colunas geoeletricas com suas respectivas espessuras e relações de suas resistividades com base no contexto geológico local.

Tabela 4.3: Classes das SEV's realizadas ao longo do perfil estudado.

Unidades Geológicas	SEV's
Fm. Barreiras	04, 05, 28 e 29
Fm. Jandaíra	06, 12, 13, 14, 15, 16, 17, 18, 19, 20, 21, 22, 23, 24, 25, 26 e 27
Fm. Açú	01, 02, 03, 07, 08, 09, 10 e 11

As 29 SEV's foram classificadas de acordo com sua morfologia: A (3), H (14), HK (1), HA (9), QQ (1) e KA (1) (Tabela 4.4).

As curvas das sondagens realizadas em domínios da Formação Açú possuem morfologia dos tipos A, H, HK e QQ. Essas apresentam terminação das curvas num padrão ascendente, sendo que a grande maioria mostra uma inclinação próxima a 45°, o que indica a presença de um embasamento cristalino muito resistivo. As SEV's 01 (Figura 4.6), 02, 03, 06, 08, 09 foram interpretadas usando um modelo de quatro camadas, onde a primeira, possui espessuras em torno de 10 m, correspondentes a um solo bastante arenoso com altos valores de resistividade (1.000 a 10.000 ohm.m). Nas camadas 2 e 3, percebem-se variações de resistividades (50 – 500 ohm.m), caracterizando os arenitos da Formação Açú, com espessuras de 100 a 250 m. A quarta camada, com resistividades entre 4.500 a 40.000 ohm.m correspondem ao embasamento cristalino.

As sondagens realizadas sob domínio superficial da Formação Jandaíra dizem respeito a curvas dos tipos A, H, HA ou KA, sendo o tipo HA a mais frequente. Estas curvas mostram como característica principal uma camada intermediária com baixa resistividade, representada por rochas carbonáticas. Tal configuração geoeétrica imprime um caráter primordialmente H a curva de resistividades aparentes.

Tabela 4.4: Distribuição das SEV's de acordo com a morfologia das curvas geoeétricas.

TIPO A	TIPO H	TIPO HK	TIPO HA	TIPO QQ	TIPO KA
SEV 01	SEV 02	SEV 03	SEV 12	SEV 10	SEV 03
SEV 19	SEV 04		SEV 14		
SEV 20	SEV 05		SEV 15		
	SEV 06		SEV 16		
	SEV 07		SEV 17		
	SEV 08		SEV 18		
	SEV 09		SEV 21		
	SEV 11		SEV 22		
	SEV 24		SEV 23		
	SEV 25				
	SEV 26				
	SEV 27				
	SEV 28				
	SEV 29				

As SEV's de 12 até 17 foram interpretadas assumindo um modelo de quatro camadas. A primeira camada, com espessura de 1 a 5 m, corresponde a um solo de baixa resistividade, de conteúdo essencialmente argiloso e argilo-arenoso. A segunda camada, com espessura variando de 150 até 300 m, refere-se à Formação Jandaíra. A terceira camada corresponde a Formação Açu, com resistividade de 50 ohm.m e profundidade máxima de 450 m na SEV 17. A quarta camada representa o embasamento cristalino e está a uma profundidade que varia de 150 m, na SEV 12, e ultrapassa os 450 m, na SEV 17.

As SEV's 18 até 27 foram interpretadas assumindo um modelo de três camadas, pois o embasamento encontra-se mais profundo, não sendo possível a identificação a partir dessas sondagens. A primeira camada, com espessura média de 8 m, corresponde a um solo de baixa resistividade (120 ohm.m). A segunda camada refere-se aos litotipos da Formação

Jandaíra, com espessuras variando de 300 m e profundidades superiores a 500 m. A terceira camada corresponde a Formação Açu, cuja camada geolétrica correspondente está presente até a SEV 24, com profundidades de 450 m e resistividade média de 50 ohm.m.

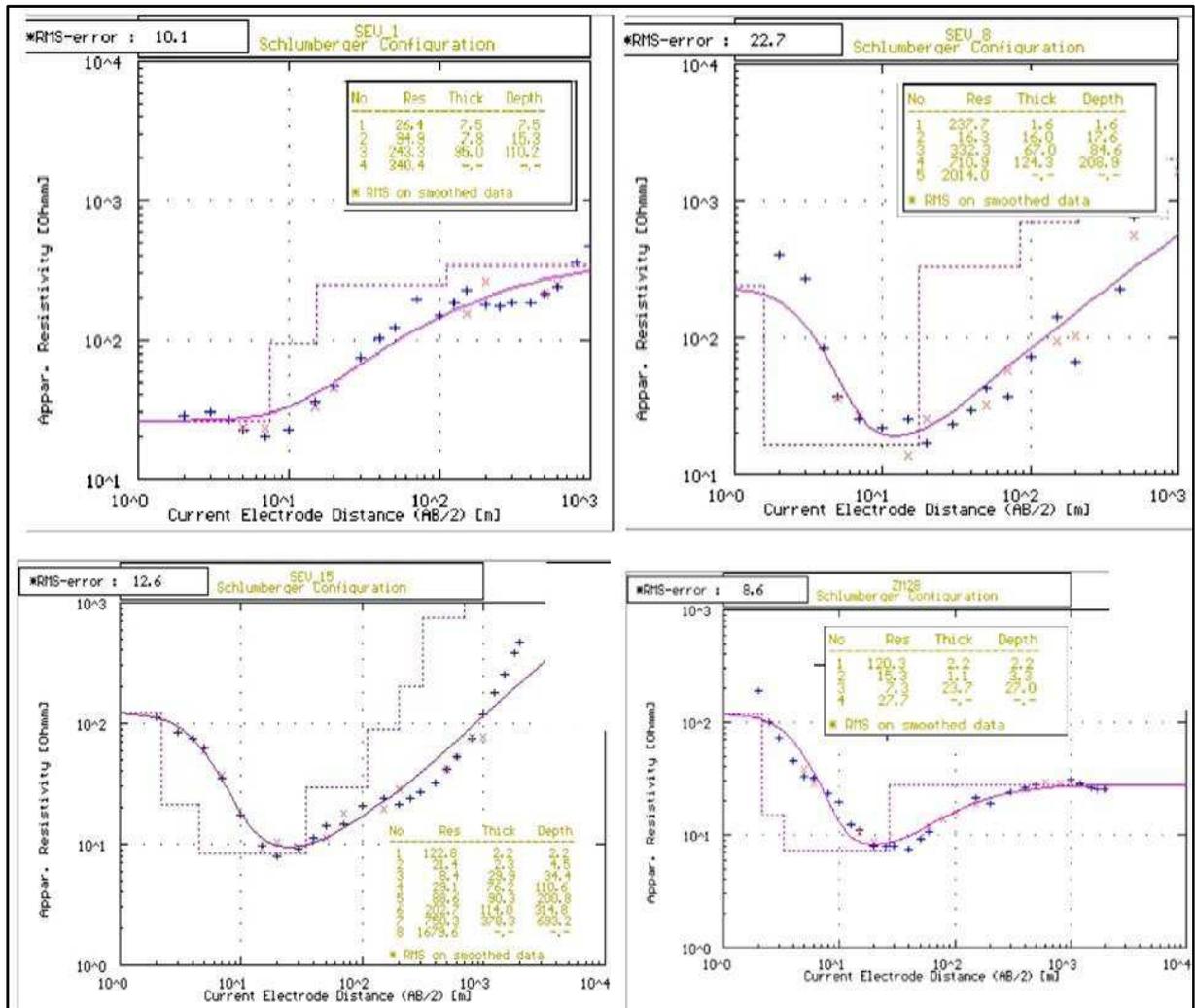


Figura 4.6: Detalhe das SEV's 01 (TIPO A), 08 (TIPO H), 15 (TIPO HA) e 28 (TIPO H) levantadas ao longo do perfil geofísico. Os sinais “+” representam os dados observados em campo, a curva contínua o modelo calculado e a linha pontilhada as camadas do modelo interpretado.

Já as sondagens realizadas sob os litotipos da Formação Barreiras, configuram-se como curvas do tipo H, caracterizando uma camada inicial com maior resistividade, estando associada a sedimentos arenosos. A segunda camada representa a Formação Açu, com espessura de até 150 m. A terceira camada representa o embasamento cristalino e está a uma profundidade superior aos 200 m e com resistividades bastante elevadas, superiores a 5.000 ohm.m. As SEV's 28 (Figura 4.6) e 29 indicaram que a primeira e segunda camadas apresentam um material mais espesso de resistividade em torno de 300 ohm.m representado pela

Formação Barreiras, com espessura de 10 m. A terceira camada corresponde a Formação Jandaíra, cuja espessura não é possível estimar, pois ultrapassa a profundidade de investigação alcançada nessas sondagens.

Com base na interpretação das SEV's, foi estabelecida uma correlação final das diversas litologias existentes na região ao longo da seção transversal ao Rifte Potiguar (Tabela 4.5). As camadas geoeletricas foram correlacionadas a unidades geológicas com base em dados de perfilagem geofísica de três furos de sondagens adquiridos junto à ANP, que foram somadas às informações da geologia superficial, obtidas na etapa de reconhecimento geológico, e na análise da vasta bibliografia sobre a Bacia Potiguar.

Tabela 4.5: Modelo geoeletrico final proposto para a seção transversal ao Rifte Potiguar.

	LITOLOGIA	RESISTIVIDADES (ohm.m)	ESPESSURAS (m)
SOLO 1	Solos areno-argilosos	5 - 400	10 - 15
SOLO 2	Solos arenosos e conglomerados	450 - 4.500	1 - 5
FM. JANDAÍRA	Dolomitos, calcários clásticos, calcilutitos e calcarenitos	10 - 100	100 - 450
FM. AÇU	Sedimentos clásticos de granulometria fina a grossa, folhelhos, argilitos, siltitos e arenitos e conglomerados	50 - 2.000	150 - 300
EMBASAMENTO	Rochas Gnáissicas-Migmatíticas do Complexo Caicó	400 - 40.000	Indeterminada

4.2. Gravimetria

A Gravimetria é um método geofísico usado para determinar as variações do campo gravitacional da Terra, em função da distribuição de densidades no interior do planeta (Luis & Silva, 1995; Telford *et al.*, 1990). É utilizada na Geofísica de Prospecção com intuito de se localizar minerais metálicos, além de outros recursos minerais de grande importância econômica, como o petróleo. As medidas são realizadas através de equipamentos muito sensíveis denominados de gravímetros. As anomalias gravimétricas indicam heterogeneidades geológicas na Crosta terrestre e Manto Superior, causadas pelo contraste de densidade dos diferentes materiais rochosos da subsuperfície.

A aplicação do método gravimétrico ao estudo da subsuperfície terrestre baseia-se em que diferentes distribuições de densidades abaixo da superfície provocam distorções no campo gravitacional normal, que envolve a Terra. Logo, a pesquisa geológica com o método gravimétrico consiste em medir a atração que o material da subsuperfície exerce sobre uma massa de prova localizada no instrumento de medição. A atração é registrada em termos da aceleração gravitacional com que a massa de prova é atraída. As distorções dos valores normais, as anomalias gravimétricas, são então interpretadas como o resultado de variações laterais na densidade dos materiais da subsuperfície, provocadas por estruturas geológicas ou depósitos de minérios (Luis & Silva, 1995).

O uso da Gravimetria no estudo de bacias sedimentares inclui o reconhecimento regional de unidades geológicas aflorantes e não-aflorantes, a procura de estruturas armazenadoras de petróleo e gás, bem como a geometria interna da bacia. Atualmente, o método gravimétrico tem sido empregado extensivamente em conjunto com outros métodos geofísicos, para inversões conjuntas, como por exemplo, com dados geoeletricos (Santos *et al.*, 2006), magnéticos (Narasimha *et al.*, 1995), magnetelúricos (Stefano & Colombo, 2006), etc. Essa recente técnica tem como principal objetivo diminuir a ambiguidade das soluções, quando geradas com um único método, bem como tornar os modelos geofísicos mais realísticos e condizentes com a estruturação geológica.

4.2.1. Dados Gravimétricos

Os dados gravimétricos terrestres utilizados nesta pesquisa provêm de vários levantamentos independentes realizados por diversas universidades (UFC, UFRN, USP, entre outras), instituições de pesquisa e órgãos governamentais (Petrobras, CPRM, ON e IBGE). Esses fazem parte do banco de dados do Laboratório de Geofísica de Prospecção e

Sensoriamento Remoto (LGPSR). As correções da atração luni-solar, latitude, elevação e Bouguer foram previamente efetuadas no conjunto de dados gravimétricos terrestres. Os mesmos estão todos referenciados à Rede de Padronização Gravimétrica Internacional de 1971 (IGSN-71).

O mapa de anomalias Bouguer do arcabouço estrutural da Bacia Potiguar (Figura 4.7) foi confeccionado através da interpolação dos dados gravimétricos em uma malha regular de 500 m, utilizando o método *kriging*. As anomalias Bouguer apresentam um expressivo gradiente gravimétrico que varia de -15 mGal, no interior do continente, a 160 mGal, nas regiões oceânicas mais profundas, aumentando de sudoeste para nordeste. O forte conteúdo de longo comprimento de onda do campo gravimétrico na porção setentrional da margem continental do Nordeste do Brasil é ocasionado pelo afinamento crustal em direção a crosta oceânica em uma típica região de margem continental passiva (de Castro *et al.*, 2007).

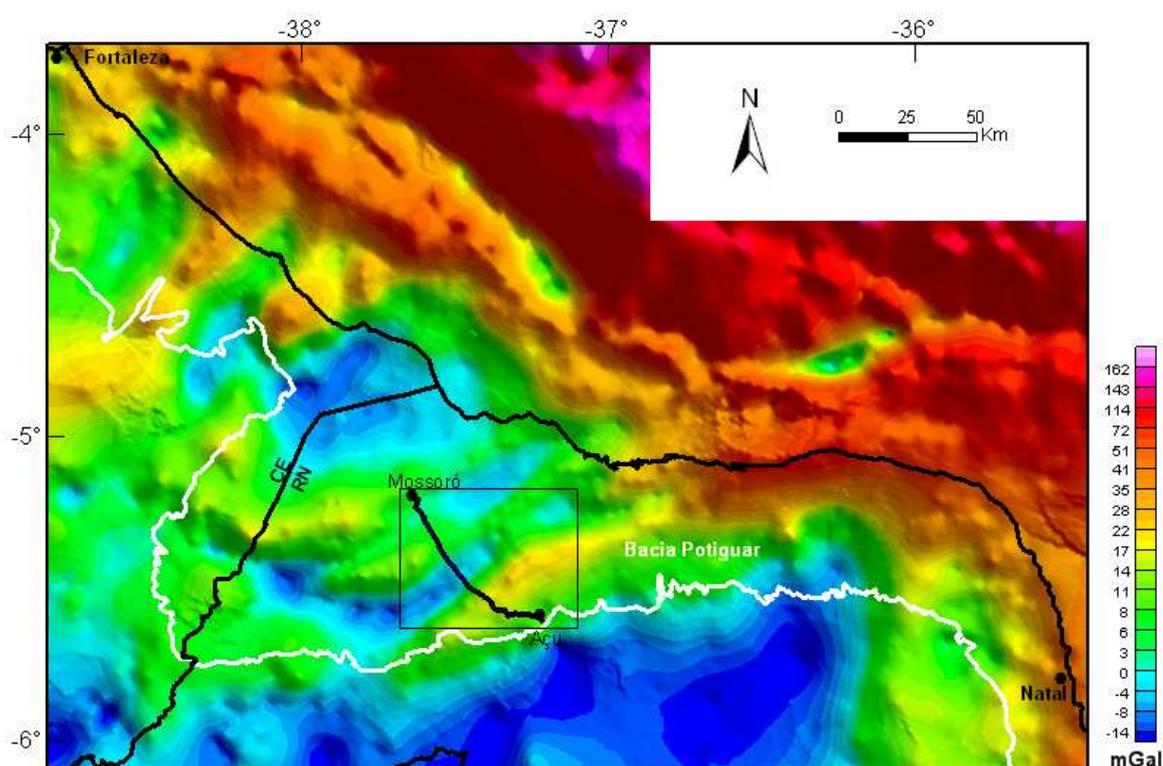


Figura 4.7: Mapa de anomalias Bouguer do arcabouço estrutural da Bacia Potiguar (linha branca), com a área de pesquisa e a distribuição das estações gravimétricas utilizadas na inversão conjunta.

As componentes regional e residual do campo gravimétrico (Figura 4.8) foram separadas através de um filtro de separação regional-residual, que baseia-se na distribuição gaussiana das fontes gravimétricas em função de suas profundidades. Este consiste de um operador matemático que atua como passa-baixa ou passa-alta das frequências do sinal

escolhido no domínio do número de ondas. O espectro de potência do sinal gravimétrico foi gerado afim de que se pudessem obter melhores resultados no que diz respeito à separação espectral das fontes mais rasas e profundas, causativas das anomalias gravimétricas. O *trend* gravimétrico regional da área pesquisada pôde ser então atenuado satisfatoriamente, realçando a resposta gravimétrica das heterogeneidades crustais mais rasas, expressas no mapa de anomalias residuais (Figura 4.8).

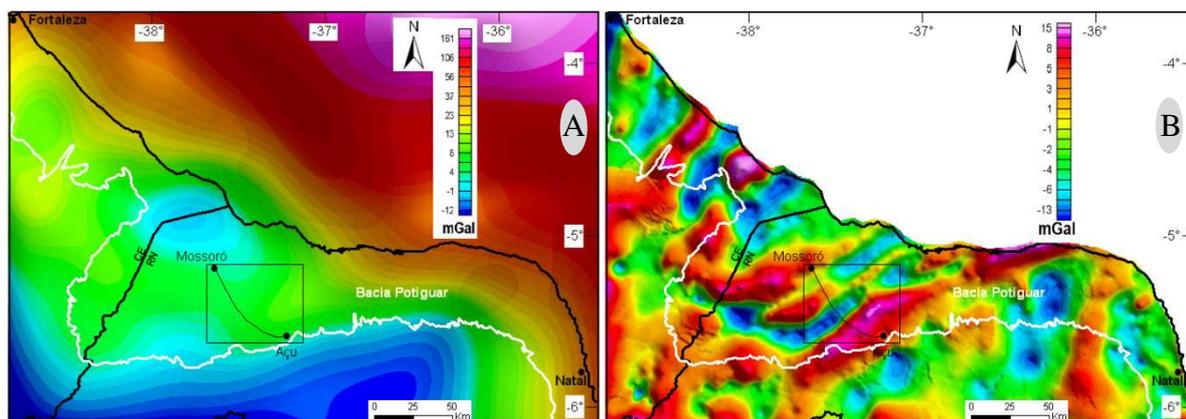


Figura 4.8: Mapa de anomalias gravimétricas Bouguer regionais (A) e residuais (B) do arcabouço estrutural da Bacia Potiguar.

O mapa de anomalias regionais é caracterizado por anomalias gravimétricas bastante suaves de longo comprimento de onda, associadas a um gradiente gravimétrico positivo de caráter regional (-50 à 150 mGal), com sentido de SW para NE (Figura 4.8A). Esse aumento contínuo do campo gravimétrico está associado ao afinamento crustal típico de margens continentais passivas como a do nordeste brasileiro (de Castro *et al.*, 1998). Já o mapa de anomalias residuais foi utilizado na interpretação da assinatura gravimétrica da área de estudo.

4.2.2. Assinatura Gravimétrica da Área de Estudo

Na região pesquisada, destaca-se uma anomalia positiva de longo comprimento de onda, que certamente reflete uma subida suave do manto em uma região de rifte abortado. Uma anomalia negativa (-5 mGal) com longo comprimento de onda (> 50 km) e eixo principal WNW-ESE aparece a NW da cidade de Mossoró (RN) (Figura 4.8A), sugerindo a presença de um déficit de massa profundo na borda oeste da BP. Os *trends* gravimétricos regionais indicam uma compartimentação crustal na direção NE-SW, com inflexões para NW-SE na borda oeste do rifte. A presença de lineamentos gravimétricos coincidentes com a borda fa-

lhada do semi-gráben da bacia sugere que o mesmo seria fruto da reativação de uma zona de fraqueza crustal pretérita bastante profunda e de provável idade neoproterozóica.

O Mapa de Anomalias Gravimétricas Residuais (Figura 4.8B) é representado por uma assinatura gravimétrica bastante acentuada, com anomalias negativas e positivas, variando de -13 a 15 mGal e com direção principal para NE-SW. A área de estudo caracteriza-se pela presença de dois expressivos lineamentos gravimétricos positivos, variando entre 5 e 15 mGal nas bordas da porção rifte da bacia. O alinhamento a leste está associado à Zona de Cisalhamento Portalegre (ZCPA na Figura 2.2), que se prolonga para NE na região da bacia através do Sistema de Falhas Carnaubais (SFC na Figura 4.9). A arquitetura interna do rifte é facilmente delineada no mapa gravimétrico residual, com mínimos coincidindo com os depocentros da bacia e os máximos com os altos estruturais.

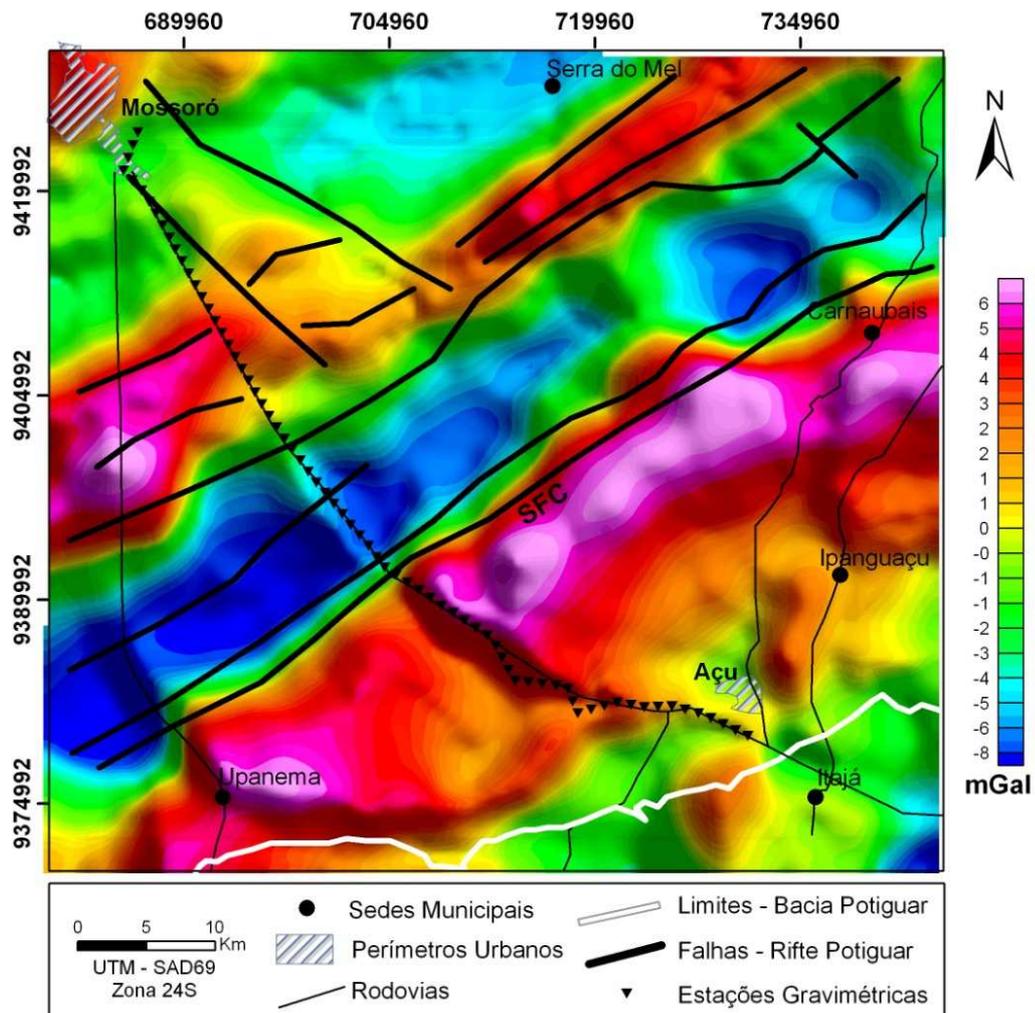


Figura 4.9: Mapa de anomalias gravimétricas residuais da área de estudo, com a distribuição das estações gravimétricas utilizadas no processo de inversão conjunta (Sistema de Falhas Carnaubais – SFC).

No perfil gravimétrico (Figura 4.10) extraído do mapa de anomalias residuais, a variação do campo gravitacional é bastante acentuada, com a presença de anomalias negativas e positivas, variando entre -8,0 a 10 mGal. A porção NW é caracterizada por valores gravimétricos negativos, que indica um déficit de massa pouco expressivo na borda oeste do Rifte Potiguar. Mais adiante, ocorre uma anomalia positiva de baixa amplitude, com pico máximo em torno de 3,0 mGal, que possivelmente revela a presença de um alto estrutural na porção central do rifte.

Na porção central do perfil (em torno de 35 km), ocorre um expressivo mínimo gravimétrico de -8,0 mGal, a partir do qual as anomalias negativas crescem de forma bastante abrupta no sentido SE. Esta extensa anomalia negativa deve representar o depocentro principal do semi-gráben do Rifte Potiguar. O forte gradiente gravimétrico adjacente marca a borda falhada do rifte, que por sua vez corresponde ao Sistema de Falhas de Carnaubais, que se prolonga na direção N60°E (SFC na Figura 4.9).

No limite leste do perfil (Figura 4.10), variações negativas do campo gravitacional de pequena amplitude correspondem, possivelmente, a litotipos do embasamento pré-cambriano e/ou corpos granitóides brasileiros, ou ainda, seqüências de rochas supracrustais. Estas unidades rochosas apresentam-se localmente menos densas que o arcabouço regional da bacia.

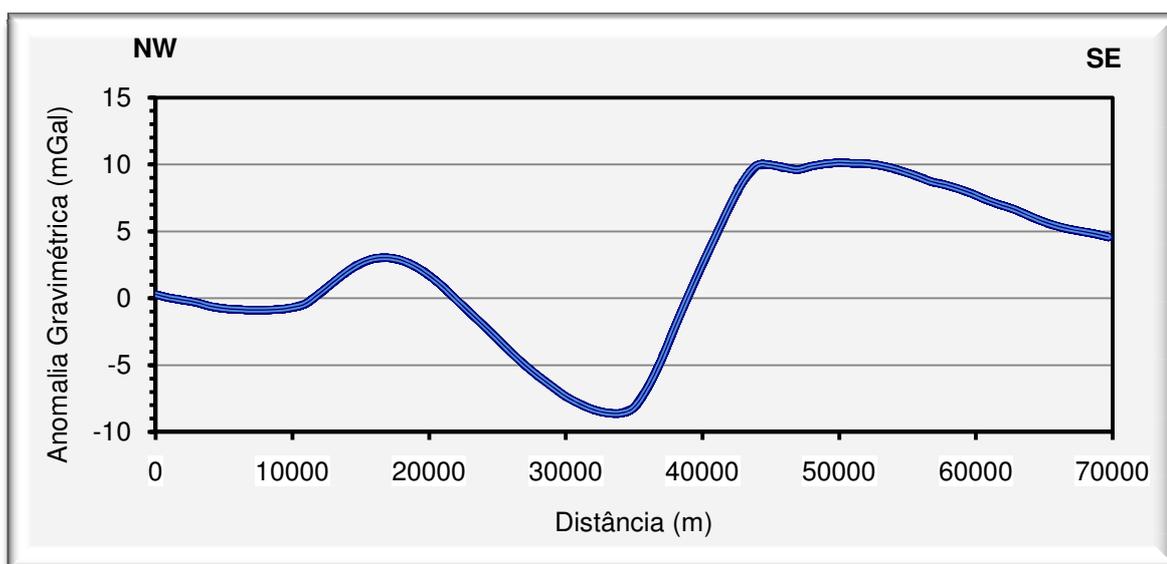


Figura 4.10: Anomalia gravimétrica residual ao longo da seção transversal ao rifte da Bacia Potiguar.

4.2.3. Densidade Média das Rochas

Cerca de quinze amostras de rochas foram selecionadas para realização do ensaio de densidade. Dentre os principais litotipos aflorantes, foram medidas as densidades para seis amostras do embasamento cristalino, entre gnaisses, migmatitos, granitos e xistos, três amostras de arenitos e arenitos calcíferos da Formação Açu e seis de calcários, calcarenitos e calcilutitos da Formação Jandaíra (Figura 4.11). As amostras foram coletadas durante a etapa de reconhecimento geológico ao longo da *transecta* geofísica. Esse ensaio teve por objetivo principal definir os contrastes médios das densidades entre as rochas do embasamento e as rochas sedimentares da bacia para estabelecer vínculos da propriedade física para o procedimento de inversão conjunta. Tal procedimento permite reduzir o universo de soluções do problema inverso a resultados condizentes com a geologia local.



Figura 4.11: Amostras de rochas cortadas em blocos para o ensaio de densidade média das principais unidades geológicas da Bacia Potiguar estudadas neste trabalho.

Todas as medidas foram feitas em pequenos blocos cortados na forma retangular, com dimensões variando em torno de 2,0 a 5,0 cm de largura por 9,0 a 10 cm de comprimento (Figura 4.11). Foram inicialmente pesados em uma balança de precisão, em seguida mergulhados em uma bureta graduada de 1.000 ml, com água destilada, para a determinação de seu volume (Figura 4.12). O volume calculado foi obtido pela variação da coluna d'água no recipiente, após o mergulho da amostra. Posteriormente, a massa das amostras foi dividida pela diferença do volume inicial e final da coluna de água, obtendo assim a densidade para cada litotipo.

A determinação da densidade para as rochas sedimentares foi um pouco mais complexa, devido à permeabilidade apresentada por estas amostras. A solução para minimizar este problema foi revestir cada amostra com um filme plástico delgado. Inicialmente foi medido o peso (M) da amostra, e em seguida, o volume (V) da amostra com o plástico e o volume somente do plástico, para em seguida, através da seguinte formulação matemática, obter a densidade da amostra.

$$\text{Densidade} = M_{\text{amostra}} / (V_{((\text{amostra} + \text{plástico}))} - V_{\text{plástico}}) \quad (\text{Eq. 4.12})$$



Figura 4.12: Amostra sendo pesada em uma balança de precisão (BG – 1000) e mergulhada em uma bureta para determinação de seu volume.

A medida de densidade foi repetida duas vezes para uma melhor confiabilidade no resultado da densidade média. As densidades médias (Tabela 4.6) foram então estabelecidas para as rochas do embasamento cristalino, sendo os gnaisses e migmatitos mais densos ($2,70 \text{ g/cm}^3$) e as rochas graníticas com densidades mais baixas ($2,60 \text{ g/cm}^3$). As rochas sedimentares da Formação Açu tiveram valores de densidade bem baixos ($2,18 \text{ g/cm}^3$), isso é devido as amostras superficiais encontrarem-se naturalmente friáveis, apesar do cuidado na sua coleta. Já, as rochas carbonáticas da Formação Jandaíra possuem valores médios de densidade de $2,51 \text{ g/cm}^3$.

Tabela 4.6: Valores das densidades médias para as principais unidades geológicas aflorantes.

LITOLOGIAS	DENSIDADE MÉDIA
Gnaisses e Migmatitos	$2,70 \text{ g/cm}^3$
Leucogranitos	$2,60 \text{ g/cm}^3$
Muscovita xistos	$2,54 \text{ g/cm}^3$
Arenitos arcóseos	$2,18 \text{ g/cm}^3$
Calcarenitos	$2,45 \text{ g/cm}^3$
Calcilutitos	$2,54 \text{ g/cm}^3$

4.3. Perfilagem Geofísica de Poços

Neste trabalho, dados de três perfis geofísicos de poços (CRU, SAB e UPN - Figura 4.13) foram incorporados com o intuito de diminuir a ambiguidade das soluções geradas no processo de inversão conjunta. Os dados geofísicos, obtidos junto à Agência Nacional do Petróleo (ANP), incluem os perfis de densidade, resistividade, raios gama e potencial espontâneo.

A Perfilagem Geofísica é definida como um registro das características da formação litológica atravessada por uma ferramenta de medida em um poço (Ellis, 1987). A operação consiste no levantamento de características e propriedades das rochas perfuradas, que são registradas, graficamente, em função da profundidade, mediante o deslocamento de sensores dentro do poço. As principais propriedades físicas registradas são densidade, resistividade elétrica, radioatividade, potencial espontâneo, velocidade, etc. Da análise dos perfis pode se identificar, por exemplo, as formações rochosas atravessadas, calcular suas espessuras e porosidades, e identificar os tipos de fluidos presentes nos poros das rochas.

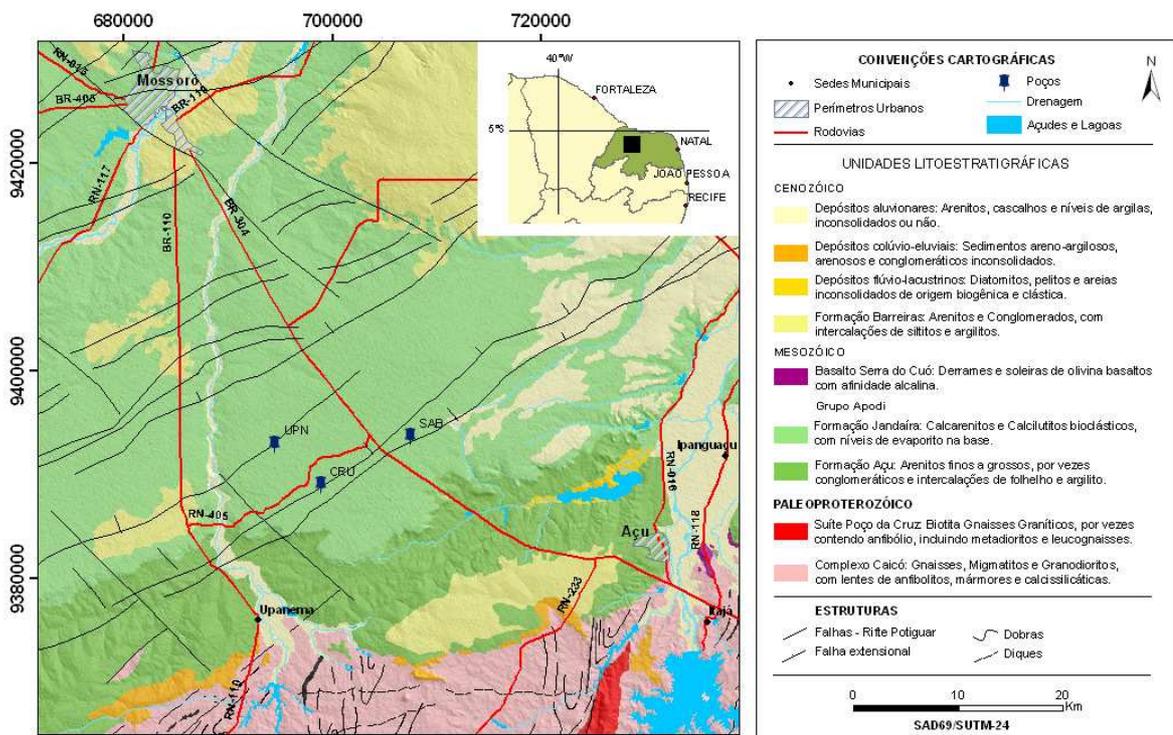


Figura 4.13: Mapa geológico com a localização dos três poços da perfilagem geofísica utilizados nesta pesquisa (UPN, CRU e SAB).

4.3.1. Perfis de Resistividade

Os perfis de resistividade envolvem o fluxo de corrente elétrica entre o equipamento de medida e as unidades estratigráficas. A condução eletrolítica e a troca de íons são processos que controlam o fluxo de corrente, onde cada litologia apresenta uma maneira de transporte de corrente elétrica. A salinidade e a porosidade facilitam a condução do fluxo de corrente e reduzem a resistividade. Entre outros, a cimentação, distribuição dos grãos e a matriz também afetam o fluxo de corrente e a resistividade.

Os três poços apresentam valores de resistividade bastante variados, chegando a atingir 100 ohm.m. O poço UPN (Figura 4.14) mostra um acréscimo suave nos valores de resistividade, passando de 5,0 ohm.m para 20 ohm.m a uma profundidade aproximada de 680 m que corresponde certamente a transição das rochas das sequências Pós-Rifte e Rifte. Apresentam outras variações nesse parâmetro, destacando-se altos valores de resistividade, em profundidades superiores a 1.400 m. Essas perturbações devem estar associadas a mudanças no caráter composicional e de fluidos na Formação Pendências, base do Grupo Apodi da Bacia Potiguar. Os poços CRU e SAB, com profundidades inferiores a 1.000 m, apresentam descontinuidades principais entre 380 m e 410 m, respectivamente. O primeiro poço mostra um aumento progressivo nos valores de resistividade (5,0 ohm.m para 22 ohm.m), enquanto no poço SAB os valores passam de 15 ohm.m para mais de 100 ohm.m. Essas mudanças nos valores de resistividade correspondem provavelmente, a passagem da camada siliciclástica da Formação Açú para os litotipos pertencentes a fase Rifte da bacia (Figura 4.14).



Figura 4.14: Perfis de resistividade nos três poços próximos a *transecta* geofísica.

4.3.2. Perfis de Densidade

O perfil de densidade consiste em um registro contínuo das variações das massas específicas (densidade) das formações atravessadas por um poço. É importante para identificação litológica, principalmente em pacotes rochosos de bacias sedimentares e rochas do embasamento cristalino, por apresentarem valores de densidade bastante distintos. A ferramenta de densidade (*density log*) consiste de uma fonte radioativa de raios gama, geralmente céσιο-137. Essa fonte é a responsável pela emissão de raios gama de alta energia, que interagem com os átomos de hidrogênio da formação e fornecem uma estimativa bastante precisa da densidade das litologias investigadas no poço (Oliveira, 2005).

Os perfis de densidade foram levantados entre as profundidades de 50 m a 2.000 m nos três poços analisados (Figura 4.15). No poço UPN, o registro só foi adquirido a partir de 1.150 m de profundidade, cujos valores de densidade estão em torno de 2,6 g/cm³, o que corresponde certamente aos litotipos da sequência Rife da Bacia Potiguar, representada pelas formações Pendência e Alagamar. Já nos poços CRU e SAB, este perfil geofísico foi levantado apenas nos primeiros 1.000 m e 700 m, onde as discontinuidades principais são percebidas a profundidades de 380 m e 420 m, respectivamente. Essas mudanças nos valores de densidade estão associadas à transição das formações Açu, com densidades mais baixas, em torno de

2,25 g/cm³, e Alagamar/Pendência (Sequência Rifte), com densidades superiores a 2,45 g/cm³. A Formação Jandaíra não foi amostrada por estar restrita aos primeiros 100 m de profundidade. Estes valores são bem consistentes com os resultados obtidos no ensaio de densidades das amostras (Tabela 4.6)

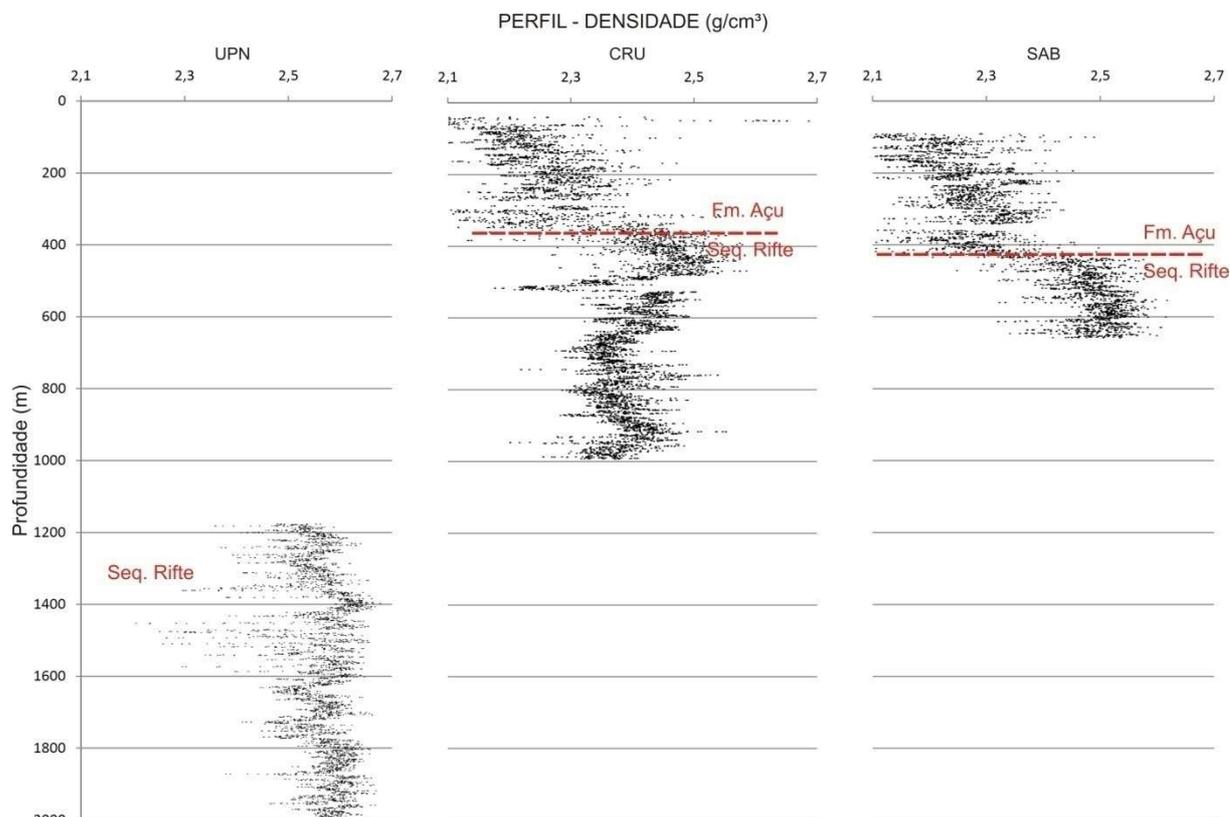


Figura 4.15: Perfis de densidade, nos três poços próximos a *transecta* geofísica.

4.3.3. Perfis de Raios Gama (GR)

O perfil de raios gama ou GR mede a radiação natural da formação. A amplitude de um pulso radioativo, proveniente das rochas, é uma função da energia do fóton que penetra no detector. A intensidade, ou quantidade da radiação, está relacionada com o número de fótons detectados por unidade de tempo. É, ainda hoje, um dos melhores indicadores litológicos, principalmente para as rochas sedimentares. Esta é a razão pela qual ele é utilizado nos trabalhos de correlação entre poços, uma vez que se podem distinguir arenitos e/ou carbonatos dos folhelhos, desde que os dois primeiros tipos não estejam contaminados.

Os perfis de raios gama foram levantados até a profundidade de 2.000 m nos três poços analisados (Figura 4.16). O perfil GR do poço UPN apresenta valores de radiação em torno de 20 e 200 API. Na profundidade de, aproximadamente 180 m, há um aumento acentuado nos valores de radiação, passando de 40 API para valores próximos a 85 API. Essa transi-

ção certamente é atribuída ao contato dos calcários menos radioativos da Formação Jandaíra e os arenitos da Formação Açú (Sequência Pós-rifte). Outra descontinuidade é notada a uma profundidade de aproximadamente 800 m. Essa está associada à passagem dos arenitos da Sequência Pós-rifte para arenitos e folhelhos da Sequência Rifte. Já nos poços CRU e SAB, os perfis GR apresentam profundidades inferiores a 1.000 m e 700 m, respectivamente. Descontinuidades principais são percebidas a profundidades de 50 m e 80 m, estando associadas à transição das rochas calcárias da Formação Jandaíra para o material siliciclástico da Formação Açú. Já nas profundidades de 380 m e 350 m, nos poços CRU e SAB, ocorre um aumento significativo nos valores de radiação gama, passando de, aproximadamente 80 API para valores superiores a 150 API. Essa variação pode representar a passagem das sequências Pós-Rifte para Rifte (Figura 4.13).

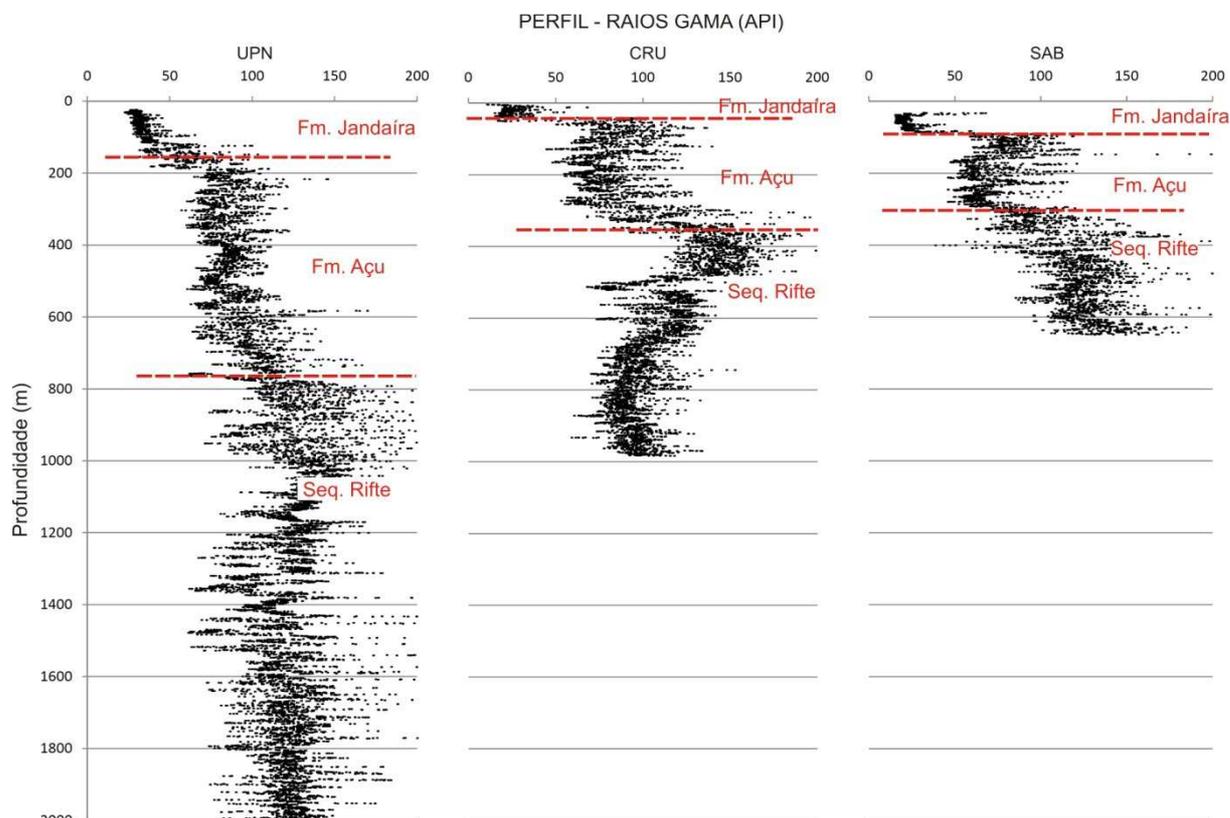


Figura 4.16: Perfis de raios gama (GR) nos três poços próximos a *transecta* geofísica.

4.3.4. Perfis de Potencial Espontâneo (SP)

Este perfil mede a diferença de potencial entre dois eletrodos, um na superfície e outro dentro do poço. Permite detectar as camadas permoporosas, calcular a argilosidade das rochas e auxiliar na correlação de informações litológicas e petrofísicas com poços vizinhos. O potencial espontâneo é causado por atividade eletroquímica ou mecânica (Oliveira, 2005). A água subterrânea é o agente mais importante no mecanismo de geração de SP. Os potenciais podem estar associados à presença de corpos metálicos, contatos entre rochas de diferentes propriedades elétricas (principalmente condutividade), atividade bioelétrica de materiais orgânicos, corrosão, gradientes térmicos e de pressão nos fluidos de subsuperfície. A principal vantagem é sua simplicidade, tanto instrumental como de operação de campo, além dos baixos custos envolvidos. Para um levantamento SP necessitam-se basicamente dois eletrodos, um milivoltímetro e fios devidamente isolados para as conexões entre os eletrodos dentro do poço e o milivoltímetro.

Os perfis SP foram levantados entre as profundidades de 50 m a 2.000 m nos poços analisados (Figura 4.17). No poço UPN, o perfil SP apresenta faixa de valores entre 2,0 e 50 mV. Na profundidade de 800 m, ocorre uma descontinuidade bastante expressiva, com os valores de potencial caindo de 50 mV para 15 mV. Esta variação deve representar a transição das rochas da sequências Pós-Rifte e Rifte. O perfil SP no poço CRU apresenta descontinuidades importantes nas profundidades de 100 m e 380 m. Essa primeira mudança está associada ao contato entre as formações Jandaíra e Açú. Já a segunda, representa mudanças composicionais entre as rochas siliciclásticas da Formação Açú e o pacote sotoposto da fase Rifte. Por fim no poço SAB, o perfil SP apresenta uma assinatura bastante semelhante aos poços anteriores, com uma descontinuidade principal a 420 m, onde os valores elétricos passam de 10 mV para valores superiores a 20 mV. Certamente essa descontinuidade está associada à interface das sequências Pós-Rifte e Rifte.

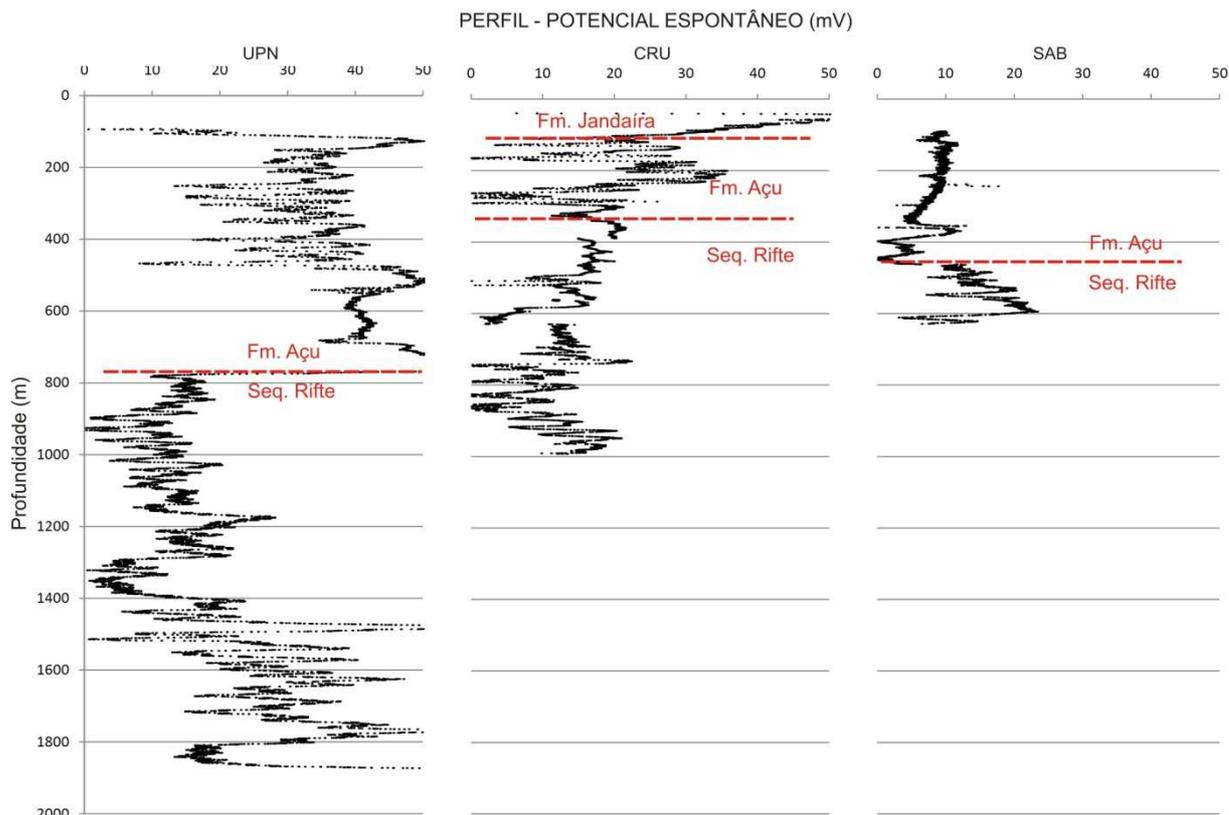


Figura 4.17: Perfis do potencial espontâneo (SP) nos três poços próximos a *transecta* geofísica.

De posse dos dados de todos os perfis da perfilagem geofísica foi possível determinar as profundidades médias para a transição das principais sequências da Bacia Potiguar. Os três poços estão localizados próximos as sondagens elétricas, SEV 14, para o poço SAB; SEV 15, para o poço CRU; e SEV's 18 e 19 para o poço UPN, onde os resultados das interpretações dos poços e das SEV's mostram-se bastante coerentes.

Foram identificadas as principais discontinuidades nos diversos canais, sendo bem marcadas as profundidades da transição entre as formações Jandaíra e Açú (40 m – 180 m) e a transição das sequências Pós-rifte e Rifte (700 m - 800 m), para o poço UPN e entre 350 m e 420 m para os poços CRU e SAB. Já a passagem da Sequência Rifte para as rochas do embasamento Pré-cambriano não foi identificada. No entanto, os dados das seções sísmicas, descritos no próximo item, são complementares e marcam satisfatoriamente essa interface.

4.4. Seções Sísmicas

É o método geofísico mais empregado na exploração petrolífera. Os sinais sísmicos são medidos a partir de arranjos entre fontes e receptores, posicionados na superfície, em intervalos pré-determinados, nos quais a fonte é responsável pela geração de ondas que se propagam no subsolo (Ferreira, 2002). Esta propagação se processa com uma velocidade característica para cada meio atravessado, e sofre diversos efeitos ao longo da sua trajetória, ou seja, são refletidas, refratadas e atenuadas.

As ondas geradas a partir da detonação são de vários tipos, sendo que as ondas P (primárias ou compressionais) e as ondas S (secundárias ou cisalhantes) são as mais estudadas. As ondas P possuem velocidade de propagação maior que as ondas S e se propagam tanto em meios sólidos quanto em fluidos, ao contrário das ondas S que não se propagam em meios fluidos. Assim, a parcela de energia que retorna à superfície na forma de ondas refletidas ou refratadas é medida por receptores (geofones) e registrada em sismógrafos digitais.

Para cada fonte detonada, há um número expressivo de receptores alinhados, cujo registro é exibido por meio de sismogramas. Esses dados passarão por diversas etapas de processamento, desde a edição até a migração (Ferreira, 2002). A finalidade é a obtenção da linha sísmica que deve corresponder tão fielmente quanto possível à forma geométrica das estruturas geológicas em subsuperfície.

A principal desvantagem do método é não conseguir imagear com clareza abaixo de estruturas halocinéticas e rochas ígneas básicas, por serem fortemente refratoras, além de uma baixa resolução nos dados a profundidades mais rasas, dependendo do arranjo dos geofones e da frequência utilizada. As vantagens, por sua vez, estão relacionadas ao fato de ser o método geofísico mais confiável para se obter informações das estruturas geológicas e de sua estratigrafia, que se dispõe atualmente.

Alguns trabalhos retratam a importância da utilização desses dados na porção e-mersa da Bacia Potiguar, entre eles destacam-se Soares & Rossetti (2005) e Hoerlle *et al.* (2007) e Ambos foram realizados na porção SW do Rife Potiguar, utilizando dados de sísmica de reflexão, e tendo como objetivo central a reinterpretação de várias seções sísmicas para avaliação da estruturação interna dessa porção da bacia, além de uma relação entre controles tectônicos e climáticos a fim de tornar a exploração petrolífera nessa região menos arriscada.

As seções sísmicas de reflexão utilizadas nesta pesquisa foram cedidas, na forma de arquivos digitais e previamente processadas (seções pós-*stack*), pela Agência Nacional do

Petróleo (ANP). Ao todo, são cinco seções sísmicas localizadas na área de estudo (Figura 4.18), sendo três dispostas perpendicularmente ao eixo principal do Rifte Potiguar e paralelas a *transecta* geofísica e duas posicionadas longitudinalmente as principais falhas do rifte. Para a visualização e interpretação sismoestratigráfica das seções sísmicas foi utilizado o *software* Reflex-Win versão 5.0.

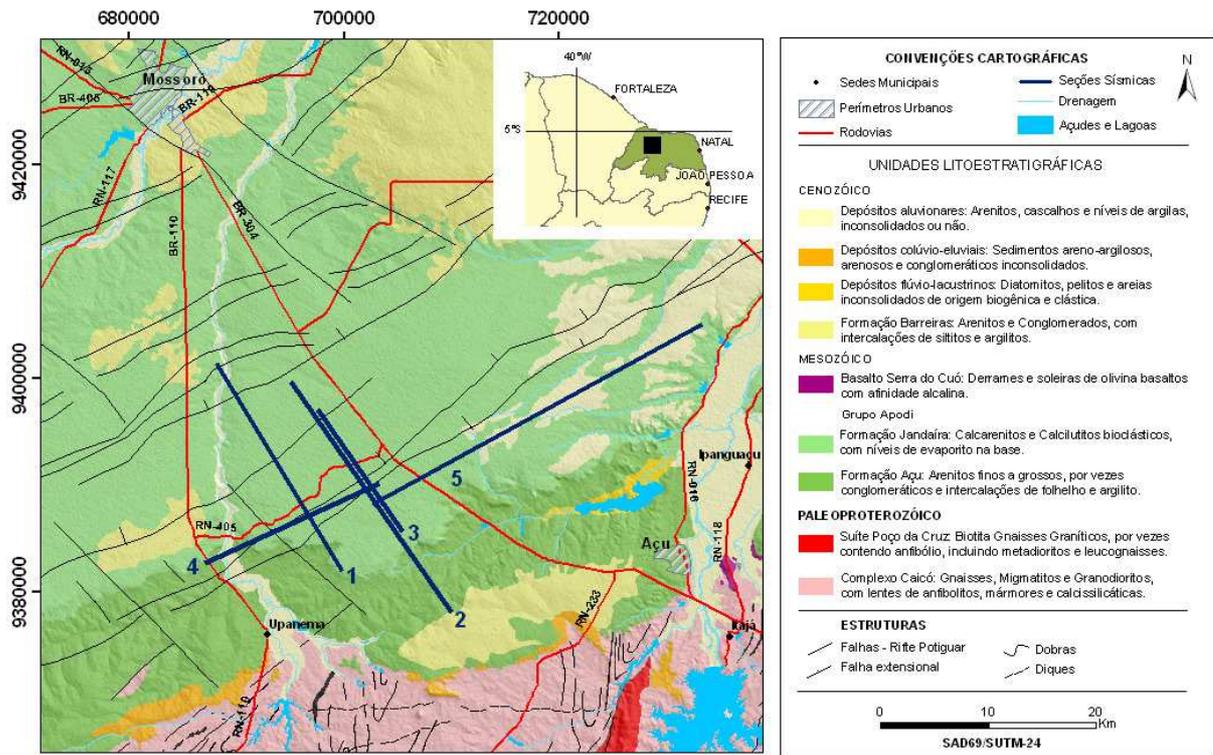


Figura 4.18: Mapa geológico com a localização das seções sísmicas interpretadas na área de estudo.

4.4.1. Interpretação Sismoestratigráfica

As seções sísmicas são apresentadas em tempo duplo de chegada nas Figuras 4.19 a 4.23. Adotou-se uma velocidade para as ondas sísmicas de 3.300 m/s, o que corresponde, por exemplo, para um tempo duplo de chegada de 1.000 ms uma profundidade de 1.650 m. Tal velocidade foi adotada por Hoerlle *et al.* (2007), baseado em análises de velocidade em seções sísmicas localizadas na porção SW do Rife Potiguar. Com base em seções sísmicas interpretadas por Matos (1992) nesta região e com a perfilagem geofísica descrita nesta pesquisa, admite-se que as profundidades dos refletores convertidas por esta velocidade são bastante consistentes com a geologia local.

As seções sísmicas 01, 02 e 03 (Figuras 4.19, 4.20 e 4.21) apresentam extensões entre 13 a 23 km, com direção principal NW-SE, perpendicular ao eixo principal do Rife Potiguar. O embasamento cristalino é caracterizado por refletores com padrão caótico, sendo

muito complexa a interpretação na parte interna desse pacote. Contudo, o seu topo é bem marcado nas três seções, com suave mergulho para SE a leste do rifte da bacia, onde os refletores tendem a tornar-se sub-horizontais, à medida que se aproximam da Falha de Carnaubais (SFC). Na porção rifte, o topo do embasamento atinge rapidamente em torno de 4.000 m a 4.500 m de profundidade, revelando a falha principal do semi-gráben de Umbuzeiro (Figuras 2.4, 4.19, 4.20 e 4.21).

A Sequência Rifte apresenta refletores sísmicos plano-paralelos e inclinados para SE, com espessuras variando entre 3.000 e 4.000 m. Os refletores são truncados na porção superior, marcando uma discordância erosional que a separa da fase Pós-Rifte sobreposta. Esses refletores podem estar associados, possivelmente, a um sistema deposicional fluvial e lacustre, representados pelas formações Pendência, na porção mais basal, e Alagamar, na porção mais superior da Sequência Rifte (Gráben de Umbuzeiro) Nota-se a presença de falhas normais listricas sintéticas, com mergulho para NW e rejeitos bem menores, estando associadas ao Sistema de Falhas Carnaubais (SFC). A feição de maior destaque está associada a uma forte descontinuidade dos refletores sísmicos, sendo representada pelo SFC, com forte mergulho para NW. Junto ao SFC, é possível observar uma zona de refletores sísmicos caóticos, que acompanha o plano da falha a oeste, sendo associada a sistemas deposicionais do tipo fan-deltáicos, como interpretados por Matos (1992).

A Sequência Pós-rifte, nas três primeiras seções, apresenta refletores plano-paralelos, com camadas dispostas de maneira horizontal a sub-horizantal, e espessura em torno de 1.000 m. É bem marcado o bloco estrutural leste, pertencente à Plataforma de Touros, destacando-se também, o plano de falha normal, com mergulho para NW (SFC), através de descontinuidades nos refletores. A transição entre as sequências Rifte e Pós-rifte é bem marcada por refletores sísmicos progradantes, tendo forma oblíqua tangencial, posicionados a uma profundidade que varia de 750 m a 1.000 m, nos limites NW das seções (Figuras 4.19 a 4.21). Essa feição corresponde a uma descontinuidade erosional entre esses dois pacotes rochosos na transição entre o Aptiano e Albiano (Cretáceo Inferior). Refletores sub-horizontais, plano-paralelos e com suave mergulho para NW a uma profundidade variando de 300 m e 400 m estão associados à passagem das rochas siliciclásticas da Formação Açu para os pacotes carbonáticos da Formação Jandaíra.

Já, as seções sísmicas 04 e 05 (Figuras 4.22 e 4.23) apresentam direção principalmente NE-SW, posicionadas longitudinalmente à borda leste do rifte principal da bacia (Sistema de Falhas Carnaubais). A interpretação sismoestratigráfica para essas duas seções é bas-

tante complexa, visto que os refletores sísmicos do topo do embasamento cristalino não se apresentam bem pronunciados e a falta de informações de poços não permite uma definição mais precisa da transição entre o embasamento cristalino e o pacote sedimentar basal da bacia. Contudo, refletores plano-paralelos e sub-horizontais de continuidade lateral bem marcante e mergulhos suaves no sentido NE (Figura 4.22) mostram possivelmente, o contato entre as sequências Pós-rifte e Rifte a uma profundidade de aproximadamente 700 m e o topo do embasamento cristalino a 2.000 m.

Além disso, são percebidas diversas discontinuidades nos refletores sísmicos, associadas a falhamentos com fortes mergulhos para NE e por vezes formando pequenos grábens na porção basal da sequência Pós-Rifte (Figuras 4.22). Essas falhas podem estar associadas a reativações das falhas principais e de maior porte, como o Sistema de Falhas Carnaubais, que afetam os litotipos depositados durante a fase de deriva continental. A seção sísmica 05 (Figura 4.23) situa-se fora dos limites da porção rifte da bacia. Com isso, o topo do embasamento cristalino encontra-se bem mais raso, a aproximadamente 1.000 m de profundidade. Esse contato exhibe alguns falhamentos com mergulhos abruptos para NE. Sobreposto, encontram-se as rochas da Formação Açú, apresentando refletores plano-paralelas e sub-horizontais, com espessuras de 400 m.

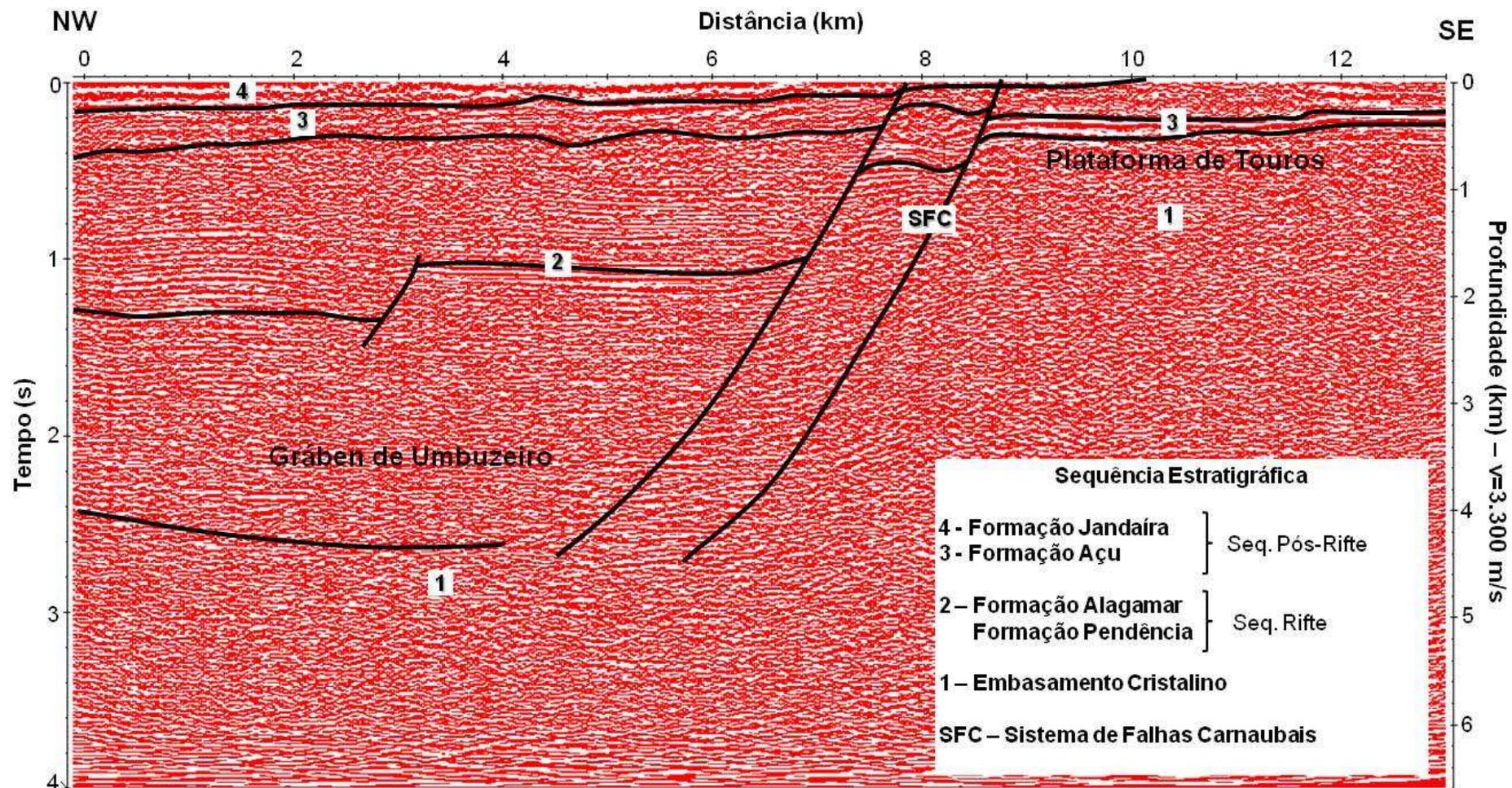


Figura 4.19: Seção sísmica 01 (em tempo e em profundidade) interpretada da área de estudo. As linhas contínuas representam os limites ou interfaces das sequências pós-rifte, rift e topo do embasamento, bem como estruturas internas do pacote sedimentar.

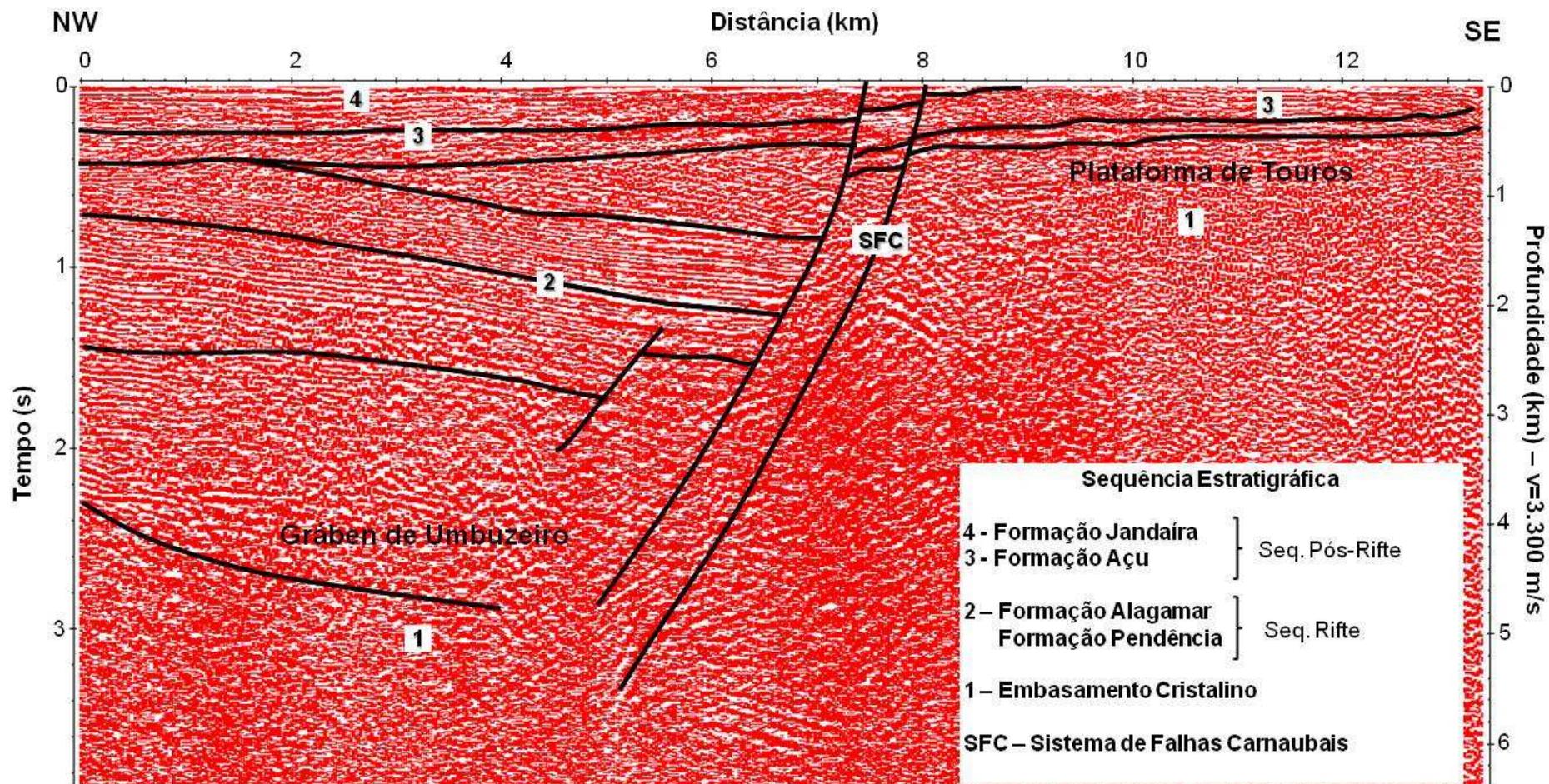


Figura 4.20: Seção sísmica 02 (em tempo e em profundidade) interpretada da área de estudo. As linhas contínuas representam os limites ou interfaces das sequências pós-rifte, rifte e topo do embasamento, bem como estruturas internas do pacote sedimentar.

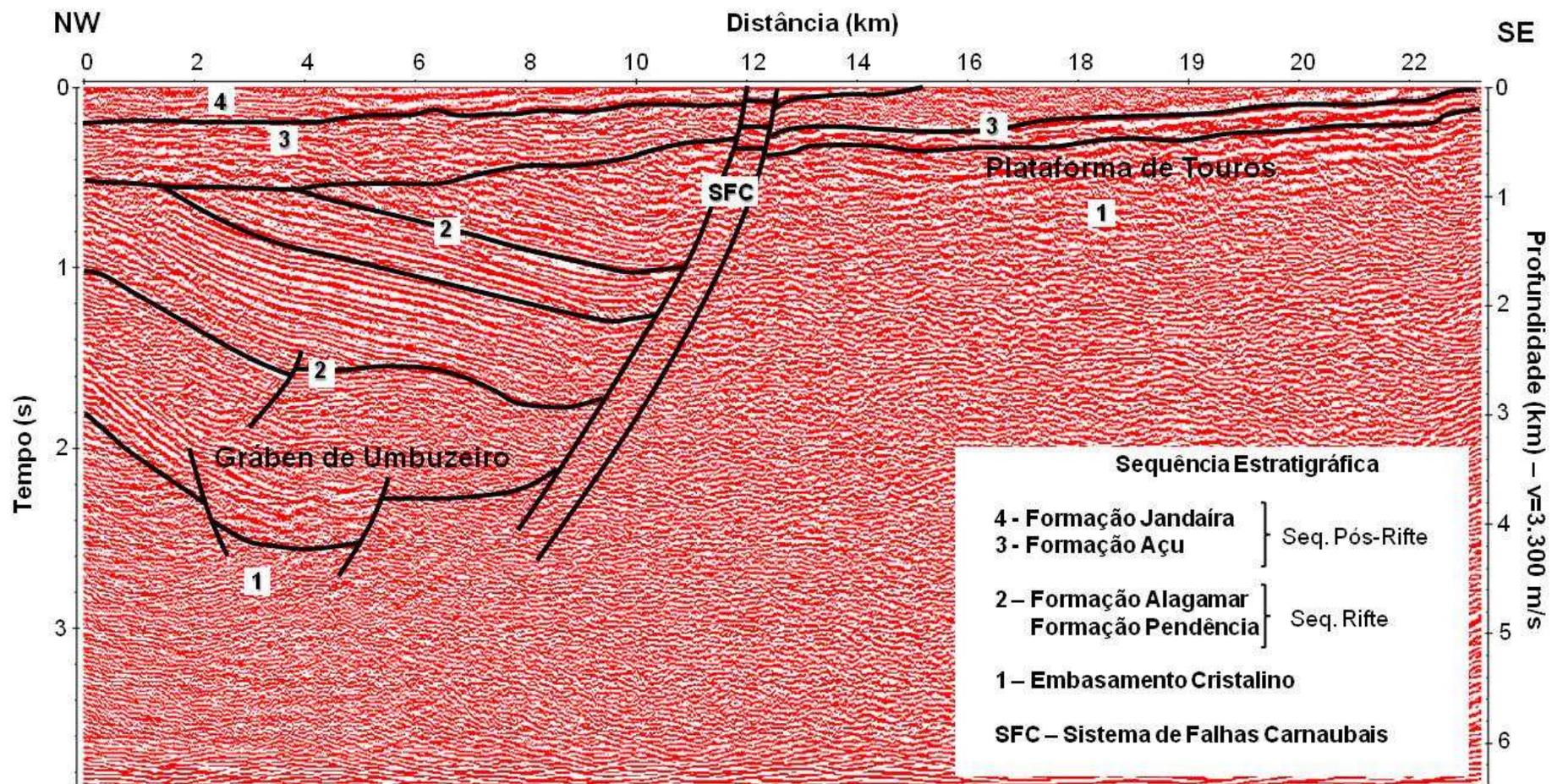


Figura 4.21: Seção sísmica 03 (em tempo e em profundidade) interpretada da área de estudo. As linhas contínuas representam os limites ou interfaces das sequências pós-rifte, rifte e topo do embasamento, bem como estruturas internas do pacote sedimentar.

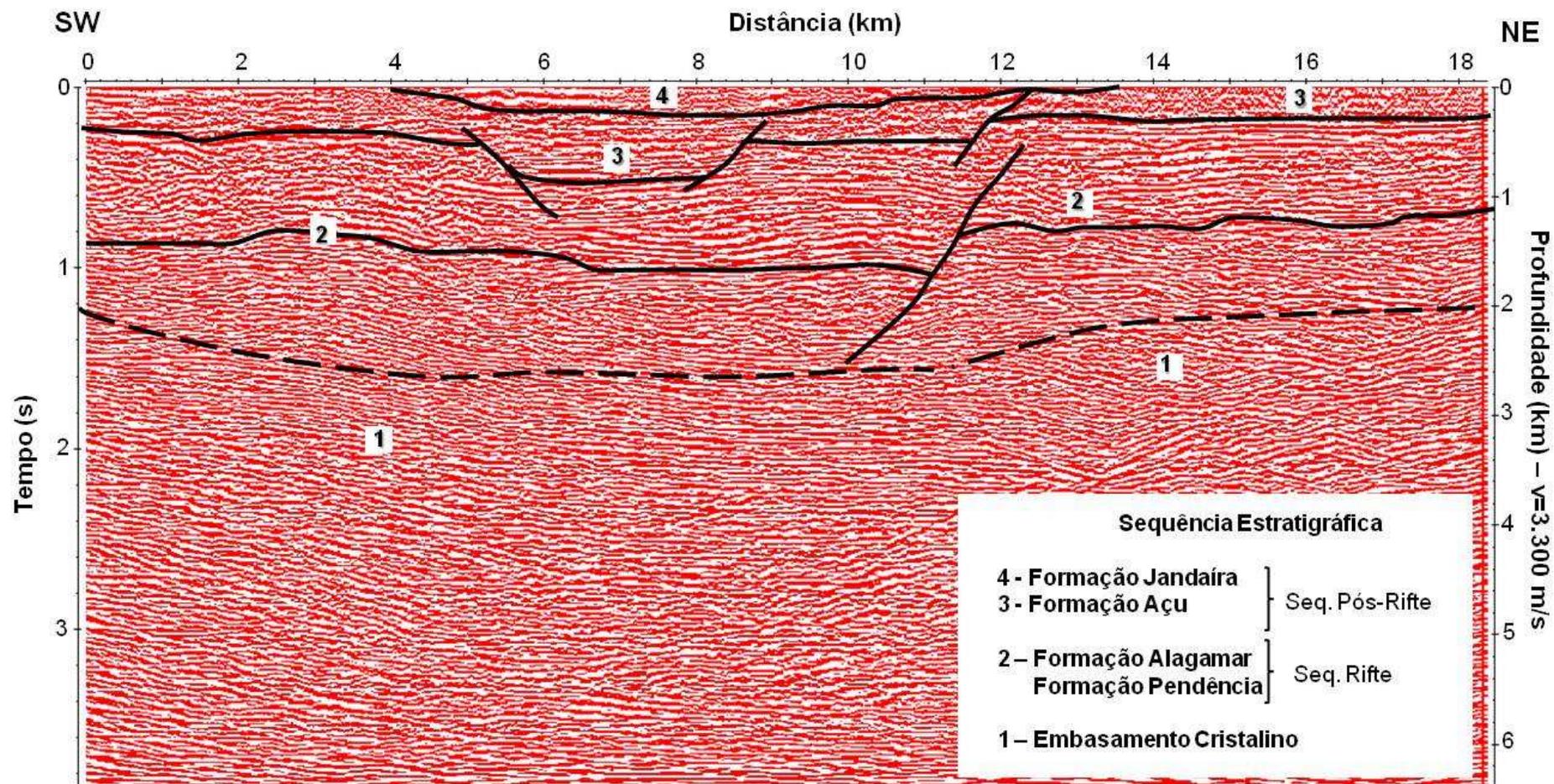


Figura 4.22: Seção sísmica 04 (em tempo e em profundidade) interpretada da área de estudo. As linhas contínuas representam os limites ou interfaces das sequências pós-rifte, rife e topo do embasamento, bem como estruturas internas do pacote sedimentar.

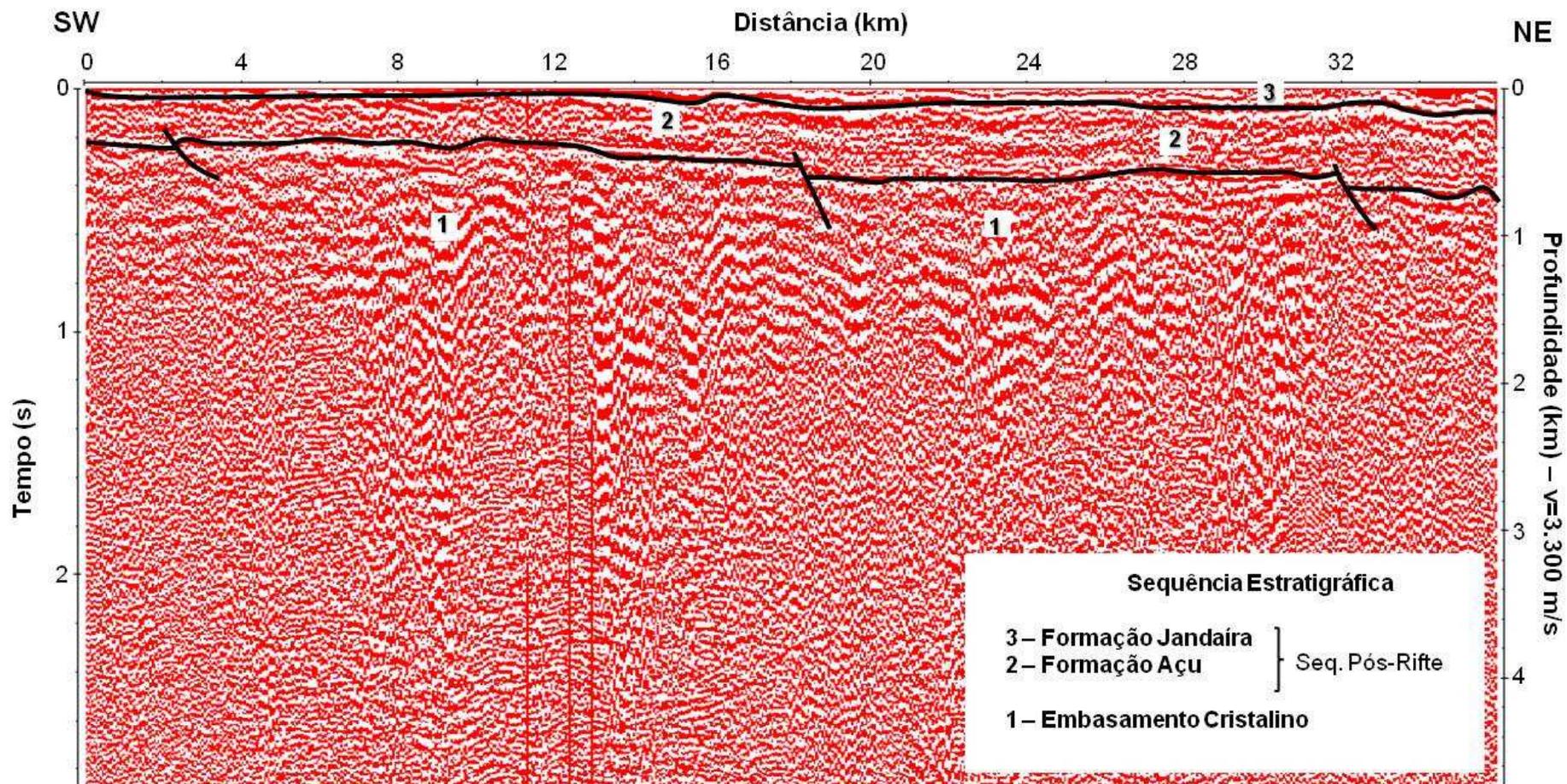


Figura 4.23: Seção sísmica 05 (em tempo e em profundidade) interpretada da área de estudo. As linhas contínuas representam os limites ou interfaces das sequências pós-rifte, rifte e topo do embasamento, bem como estruturas internas do pacote sedimentar.

5. INVERSÃO GEOFÍSICA

Problemas inversos são exemplos de estudos multidisciplinares, ou seja, para que se consiga determinar as soluções desses problemas é necessário o conhecimento de várias especialidades, entre elas, por exemplo, as ciências básicas, como a matemática, física e química, e as ciências aplicadas, como as engenharias, astronomia e as geociências. Deve-se a Oleg Mikailivitch Alifanov, grande pesquisador russo na área de problemas inversos a seguinte afirmação “*a solução de um problema inverso consiste em determinar causas baseado na observação de seus efeitos*”. Assim, resolver um problema inverso é determinar causas desconhecidas a partir de efeitos desejados ou observados (Engl *et al.*, 1996).

Um aspecto importante das ciências físicas é fazer inferências sobre parâmetros físicos a partir de um conjunto de dados. Em geral, as leis da física proporcionam os meios para calcular os valores dos dados em um determinado modelo, para isso, têm-se um problema direto. Esses tipos de problemas requerem um conhecimento completo e preciso das causas para determinação dos efeitos, que são estabelecidos pelas suas equações e leis.

Já no problema inverso, o objetivo é reconstruir o modelo a partir de um conjunto de medidas. No caso ideal, existe uma teoria exata, que prescreve a forma como os dados devem ser transformados, a fim de reproduzir o modelo. A Figura 5.1 mostra uma relação bastante clássica entre problema direto e inverso.

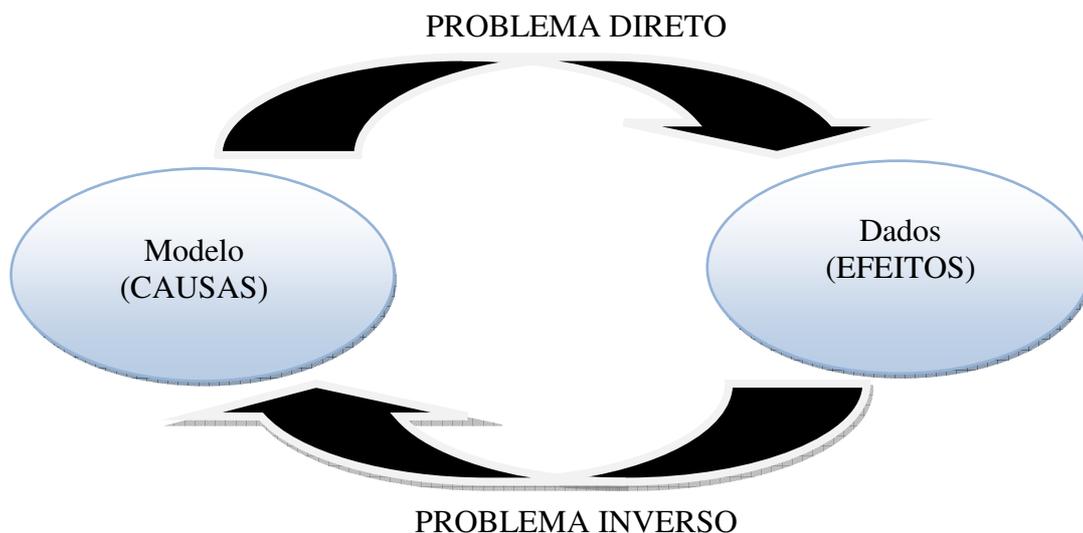


Figura 5.1: Representação esquemática de problemas direto e inverso.

Para os problemas diretos, conhecem-se os parâmetros e calcula-se a resposta do modelo, assim sendo, a partir de um conjunto de valores para esses parâmetros e conhecidas as leis ou expressões que regem o comportamento desse campo, a solução é única e pode ser calculada (Campos Velho, 2001). Em contrapartida, para os problemas inversos, diferentes modelos podem representar igualmente os dados (não-unicidade), ou seja, não se tem solução única e estável.

Matematicamente, problemas inversos pertencem à classe de problemas mal-postos (Campos Velho, 2001). No início deste século, o matemático francês Jacques Hadamard definiu um problema bem-posto como sendo aquele que cumpre as três condições abaixo:

- Existe solução;
- A solução é única;
- A solução tem uma dependência contínua (suave) com os dados de entrada.

Assim, o problema é dito mal-posto se alguma das condições acima não é satisfeita. Por exemplo, considere a solução da equação do 1º grau:

$$2x - 4 = 0 \quad (\text{Eq. 5.1})$$

o problema (direto) algébrico acima tem solução única: $x = 2$. O problema algébrico inverso

$$ax + b = 0 \quad (\text{Eq. 5.2})$$

com $x = 2$, não apresenta solução única. O problema de estabilidade é exemplificado por uma equação algébrica do 2º grau:

$$ax^2 - 2x + 1 = 0 \quad (\text{Eq. 5.3})$$

que para $a = 1$, possui as seguintes soluções: $x_1 = x_2 = 1$. Introduzindo um erro de 1% no coeficiente a , isto é, $a = 1,01$, essa última solução torna-se: $x_{1,2} = 1 \pm 0,1i$, sendo i a unidade dos números imaginários. Ou seja, 1% de ruído em a , não tem mais solução no campo dos números reais (Campos Velho, 2001).

Em geofísica, a interpretação dos dados, para resolução de problemas inversos, compreende o complexo trabalho de criar um modelo geofísico que satisfaça um conjunto de dados adquiridos, de acordo com um critério pré-estabelecido e seja susceptível de ter interpretação geológica que esteja de acordo com uma informação conhecida (Santos, 2006).

O estabelecimento do modelo geofísico é uma operação complexa que, nos dias atuais, e cada vez com maior frequência, faz apelo à resolução do problema inverso, na medida em que se parte dos dados para se obterem estimativas do conjunto de parâmetros do modelo, bem como informação relativa aos seus limites de confiança.

5.1. Inversão Conjunta de Dados Geofísicos

A inversão conjunta de dados geofísicos tem por objetivo principal diminuir a ambiguidade das soluções, baseado no desenvolvimento de metodologias que permitam a inversão integrada de dados adquiridos em diferentes métodos. Para isso, é necessário que exista pelo menos um parâmetro comum aos métodos em uso. Vários artigos são relacionados com métodos de inversão conjunta, por exemplo, com a combinação de dados de resistividade, magnetotelúricos e eletromagnéticos transientes (TDEM, Vozoff & Jupp, 1975; Meju, 1996; Harinarayana, 1999). Têm-se ainda, realizado trabalhos de inversão conjunta de dados de resistividade e sísmica (Hering *et al.*, 1995; Misiek *et al.*, 1997), resistividade e gravimetria (Santos *et al.*, 2006), magnetometria e gravimetria (Fan *et al.*, 2008).

Dentre os métodos geofísicos, a gravimetria e a eletrorresistividade desempenham importante papel em estudos de evolução tectônica, exploração mineral e nas áreas da hidrogeologia, meio ambiente e engenharia, solucionando diversos problemas de maneira bastante eficaz (Parasnis, 1986; Telford *et al.*, 1978). Entretanto, quando esses métodos são usados separadamente, apresentam limitações na resolução dos parâmetros do modelo. A não-unicidade na distribuição da densidade em profundidade das interfaces obtidas a partir de inversão de dados de gravidade é bem conhecida (por exemplo, Li & Oldenburg, 1998; Blakely, 1995). Na inversão de dados de resistividade adquiridos em camadas horizontais ou suavemente horizontais, esses problemas também são bem conhecidos na literatura (Parasnis, 1986). Essas limitações e a ambiguidade de técnicas individuais podem ser significativamente reduzidas através da utilização de metodologias de inversão conjunta.

Para a pesquisa na porção centro-sul da Bacia Potiguar, através de dados de gravimetria e resistividade, as relações entre as diversas equações é descrita a seguir:

A densidade efetiva σ_e e a porosidade fracionada φ , de meios porosos parcialmente preenchidos por água é expressa por:

$$\sigma_e = (1 - \varphi)\sigma_m + S_w\varphi\sigma_w \quad (\text{Eq. 5.4})$$

onde σ_m é a densidade da rocha matriz, σ_w é a densidade dos poros com água e S_w é a saturação fracionada de água dos poros, sendo o efeito do ar nos poros não considerado nesta equação. A conexão entre densidade efetiva e resistividade de uma formação geológica pode ser obtida através da porosidade, utilizando a Lei de Archie. Para rochas argilosas, a Lei de Archie é expressa por (Grant & West, 1965):

$$\rho_e = a\rho_w S_w^{-n} \varphi^{-m} \quad (\text{Eq. 5.5})$$

onde, ρ_e e ρ_w são a resistividade efetiva e da água, respectivamente, e a , n e m são constantes empíricas. Combinando as equações 5.4 e 5.5, a densidade efetiva será expressa por:

$$\sigma_e = (1 - \varphi)\sigma_m + [a\rho_w/(\rho_e\varphi^{m-n})]^{1/n}\sigma_w \quad (\text{Eq. 5.6})$$

De acordo com esta equação é possível obter várias combinações de porosidade, resistividade efetiva e da água e densidade da matriz. Esta é a expressão conhecida para o problema da não-unicidade da solução em gravidade. Ainda, se $n = m$, a expressão anterior pode ser expressa por:

$$\sigma_e = (1 - \varphi)\sigma_m + [a\rho_w/\rho_e]^{1/n}\sigma_w \quad (\text{Eq. 5.7})$$

Com isso, a partir das duas últimas equações, a relação linear entre a densidade e porosidade está estabelecida, sendo também possível revelar a complexa relação entre a densidade e a resistividade. Desse modo, assume-se que as interfaces correspondentes a mudanças de densidade são também interfaces de porosidade e variações no conteúdo de água. Portanto, essas interfaces correspondem também a mudanças na resistividade elétrica.

A metodologia de inversão conjunta proposta é baseada na técnica de otimização global *simulated annealing* (SA). Essa técnica promove a inversão conjunta no conjunto de dados gravimétricos e de geoeletricos (SEV's) para a delimitação das interfaces de resistividade/densidade e a distribuição da resistividade elétrica em sub-superfície. É necessário que seja levado em consideração as limitações das profundidades de investigação das SEV's, onde apenas algumas posições nas interfaces das camadas poderão ser consideradas como parâmetros comuns neste esquema. Os valores de resistividades das camadas são também considerados como parâmetros neste algoritmo, mas o conhecimento prévio da distribuição da densidade é necessário.

O programa foi testado com dados sintéticos, como será descrito posteriormente. Foi aplicado também no conjunto de dados da Bacia Potiguar, com objetivo de delimitar as interfaces densidade/resistividade das principais unidades geológicas da área de estudo, bem como a identificação de estruturas que possam conter água subterrânea e petróleo.

5.2. Inversão Conjunta usando o *Simulated Annealing* (SA)

A inversão conjunta de dados de resistividade e gravidade é um problema não-linear, normalmente resolvido através da aplicação do método de Tikhonov-Occam (por exemplo, Tikhonov & Arsenin, 1977; DeGroot-Hedlin & Constable, 1990; Li & Oldenburg, 1998; Barbosa *et. al.*, 1999). A distribuição da densidade e/ou resistividade em subsuperfície pode ser estabelecida através da discretização, em que a subsuperfície é dividida em um grande número de células retangulares, onde o contraste de resistividade e a espessura de cada célula são calculados, minimizando uma função objeto adequada.

A determinação da geometria das interfaces de densidade (em modelos 2-D ou 3-D) para dados de gravidade é um problema clássico. Vários autores apresentaram diferentes algoritmos: Cordell & Hederson (1968) usaram prismas retangulares de densidade constante para modelagem de camadas; Tsuboi (1983) propôs um método baseado na equivalência de estratos para cálculo de interfaces; Oldenburg (1974), a fim de determinar a geometria de interfaces de densidade utilizou uma técnica baseada na Transformada de Fourier, desenvolvida por Parker (1973). Se o problema consiste em determinar a geometria de uma única interface, a solução é, em geral, boa (por exemplo, Bott, 1960, Barbosa *et. al.*, 1999; Roy *et. al.*, 2002). A solução encontrada por qualquer um desses métodos pode ser aprimorada sensivelmente se informações a priori forem incorporadas ao processo de inversão, como dados geológicos e geofísicos de poços, por exemplo. No entanto, o problema fica mais difícil se mais de uma interface for estimada. Neste caso, informações adicionais, geralmente a partir de furos, são necessárias. Para a inversão conjunta dos dados geofísicos da região da Bacia Potiguar, foram usadas informações de perfilagem geofísica de três poços (Figura 4.13) e cinco seções sísmicas (Figura 4.18), localizados próximos à *transecta* geofísica.

Sondagens elétricas verticais (ou sondagens magnetotelúricas) são muitas vezes usadas para determinar a resistividade de estruturas (ou seja, a distribuição da resistividade elétrica e a geometria das interfaces de resistividade) em ambientes sedimentares. Este também é um problema inverso clássico, onde soluções são apresentadas por vários autores usando modelos 1-D (por exemplo, Patra & Battacharya 1966; Koefoed 1979; Johansen 1977) ou modelos 2-D (Dey & Morrison, 1979; Smith *et. al.*, 1999; DeGroot-Hedlin & Constable, 2004). Na Bacia Potiguar destacam-se os trabalhos de Aguiar (1995), Medeiros *et al.* (2001), Melo & Stein (2003) e Castelo Branco *et al.* (2006), que usam o método da eletrorresistividade para investigação geológica e estrutural, com aplicação para água subterrânea.

Os algoritmos de inversão mais populares são otimizadores locais e seu desempenho depende da proximidade do modelo inicial em relação a uma solução “real”. Nos últimos anos, o interesse na aplicação de técnicas de otimização global, por exemplo, algoritmos genéticos (AG), controladores aleatórios de pesquisa (CAP), SA, etc., para problemas geofísicos têm sido crescente e uma melhor convergência para o mínimo global da função objetivo tem sido relatada por vários autores (Kirkpatrick *et. al.*, 1983; Rothman, 1986; Dosso & Oldenburg, 1991; Dittmer & Szymansky, 1995; Sen & Stoffa, 1995; Pessel & Giber, 2003).

O nome do algoritmo SA traduz a semelhança existente entre o procedimento de otimização com o processo físico de arrefecimento de metais. O método inicia a procura da solução do problema inverso (PI) explorando aleatoriamente o espaço dos parâmetros. Lentamente esse espaço é restringido ao sub-espaço onde se encontra o mínimo absoluto. Este processo é semelhante ao arrefecimento de um metal e o seu controle é feito através de uma variável designada, nos algoritmos SA, por temperatura (Santos, 2006).

O método SA baseia-se no algoritmo de Metropolis *et. al.* (1953), que é também um algoritmo iterativo. A iteração k se inicia pela geração aleatória de uma solução \mathbf{m}^k (com base na solução da iteração $k-1$) e do cálculo da respectiva função objetiva φ_k . Se $\varphi^k < \varphi^{k-1}$ a solução é aceita e o processo iterativo continua pela geração de uma nova solução. No caso, $\varphi^k > \varphi^{k-1}$ a aceitação, ou não, da solução \mathbf{m}^k obriga ao cálculo da função $P(\Delta\varphi) = \exp((\varphi^{k-1} - \varphi^k)/T)$ e a geração aleatória do número real r , tal que $r \in [0,1]$. A solução \mathbf{m}^k é aceita se $r < P(\Delta\varphi)$, prosseguindo o processo iterativo (mantendo T constante). T é a temperatura, que no início do processo iterativo deve ser elevada, diminuindo (de acordo com uma regra estabelecida) ao longo do processo.

Nas fases iniciais, T é elevado, para isso são aceitas soluções muito diferentes. Isto a torna independente do estado inicial do modelo e permite que o algoritmo escape de mínimos locais. À medida que T diminui a aceitação de soluções torna-se mais exigente e apenas as melhores soluções são aceitas, ou seja, aquelas cujo valor da função objeto é reduzido. Assim, o algoritmo promove a convergência da função objeto para um valor mínimo global, ajustando a curva anômala calculada a partir do modelo otimizado aos dados medidos. Uma lenta diminuição no parâmetro T é importante na eficiência do algoritmo SA, permitindo a representatividade da amostragem no espaço de parâmetros.

O processo iterativo termina quando (por exemplo) a variação da função objeto escolhida entre duas iterações sucessivas é inferior a um valor pré-estabelecido. Para o mesmo

problema, o algoritmo SA pode ser usado várias vezes, com condições iniciais diferentes, de modo a obter-se um conjunto (estatisticamente) significativo de soluções.

Para aplicação da metodologia do SA, a subsuperfície é dividida em células retangulares, como mostrado na Figura 5.2. A dimensão vertical das células é limitada pela posição das interfaces densidade/resistividade. A densidade das células entre duas interfaces é considerada constante, mas a resistividade sob cada SEV tende a variar. Para um estudo de resistividades com SEV's realizadas próximas uma das outras e mostrando variações laterais, o modelo dos valores de resistividade pode ser forçado a consistir lateralmente, por um valor médio de resistividade em uma camada. Para isso, a abordagem 1-D utilizada no cálculo das SEV's e a opção de não usar limitações laterais, justifica-se pela semelhança dos dados de corrente elétrica contínua e pelo grande espaçamento entre as SEV's (quando comparado com a profundidade de investigação de cada sondagem). A modelagem 2-D deve ser adotada se o espaçamento das SEV's for da mesma ordem da profundidade de investigação.

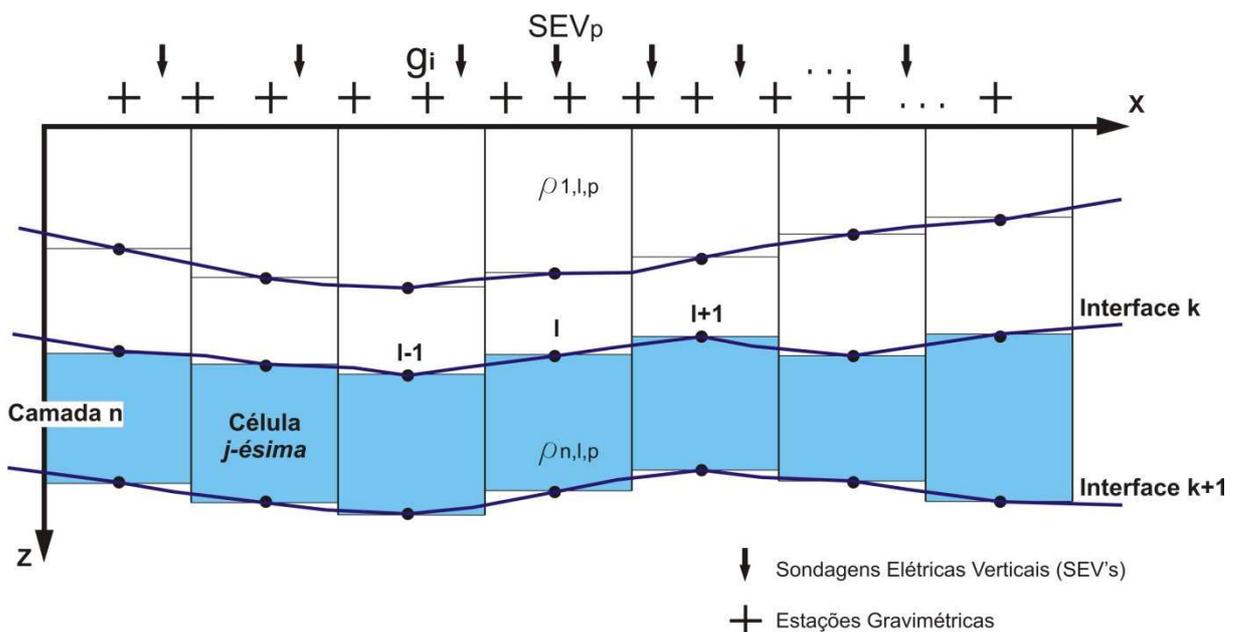


Figura 5.2: Modelo geofísico e configuração do levantamento utilizado no procedimento de inversão. As interfaces densidade/resistividade são definidas pelas linhas horizontais das células e representadas por pontos com coordenadas (x_i, z_i) . g_i é a gravidade da i -ésima medição; SEV_p é a p -ésima sondagem elétrica. A n -ésima camada é limitada pelas interfaces k e $(k + 1)$. Três pontos na interface k são marcados por $(l - 1)$, (l) e $(l + 1)$, respectivamente. A resistividade da célula l pertencente à camada n e abaixo da SEV_p é representado por $\rho_{n,l,p}$ (modificado de Santos *et al.*, 2006).

Uma função objeto predeterminada é minimizada para que os dados calculados se ajustem as anomalias observadas. Esta função escolhida (E) é baseada na normal l_1 e envolve

dados de gravidade e resistividade e interfaces suavizadas. Ela é definida por Santos *et al.* (2006) como:

$$\mathbf{E} = \varepsilon_1 \mathbf{E}_g + \varepsilon_2 \sum_p^p \mathbf{E}_{VESp} + \lambda \sum_{k-1}^k \mathbf{S}_k \quad (\text{Eq. 5.8})$$

onde, p é o número de SEV's, K é o número de interfaces do modelo, ε_1 , ε_2 e λ são pesos cujos valores dependem da importância relativa dos dados de gravidade, resistividade aparente e da suavidade das interfaces. E_g , E_{VESp} e S_k (suavidade da k -ésima interface) são definidas como (Roy *et al.*, 2002):

$$\mathbf{E}_g = \frac{2 \sum_{i=1}^{N_g} (|g_i^{obs} - g_i^{cal}|)}{\sum_{i=1}^{N_g} (|g_i^{obs} - g_i^{cal}|) + \sum_{i=1}^{N_g} (|g_i^{obs} + g_i^{cal}|)} \quad (\text{Eq. 5.9})$$

$$\mathbf{E}_{VESp} = \frac{2 \sum_{i=1}^{N_{VESp}} (|\gamma_i^{obs} - \gamma_i^{cal}|)}{(|\gamma_i^{obs} - \gamma_i^{cal}|) + \sum_{i=1}^{N_{VESp}} (|\gamma_i^{obs} + \gamma_i^{cal}|)} \quad (\text{Eq. 5.10})$$

$$\mathbf{S}_k = \frac{1}{N_k} \frac{\sum_l^{N_k} (|Z_{l-1} - 2Z_l + Z_{l+1}|)}{(X_{l+1} - X_{l-1})} \quad (\text{Eq. 5.11})$$

Os valores observados e calculados são mostrados pelas siglas *obs* e *cal*, respectivamente, g representa os valores de gravidade e γ a resistividade aparente no domínio logaritmo. Os índices p e k representam as SEV's das p -ésima e a k -ésima interface, respectivamente. N_k é o número de segmentos da k -ésima interface, N_{vesp} é o número de valores de resistividade aparente na p -ésima sondagem elétrica e N_g é o número de medidas gravimétricas. Os significados de z_l e x_l e de outros símbolos são mostrados na Figura 5.2. A diferença entre os dados observados e os valores calculados pelo modelo geofísico será determinada pelo erro relativo, dado por:

$$\mathbf{e} = \frac{1}{N} \sqrt{\sum_i^N \left(\frac{d_i^{obs} - d_i^{cal}}{d_i^{obs}} \right)^2} \times 100\% \quad (\text{Eq. 5.12})$$

onde, N é o número de observações utilizadas na inversão e d representa o conjunto de dados (gravidade e resistividade aparente).

5.3. Aplicação em Dados Sintéticos

Dados sintéticos foram usados para testar a confiabilidade/acuracidade da metodologia de inversão conjunta em condições ideais, onde se tem controle dos resultados finais. Para isso, foram gerados dados gravimétricos e geoeletricos a partir de modelos teóricos para simular as respostas geofísicas da situação geológica esperada. A partir do modelo sintético, foram também, compreendidas as principais limitações referentes ao método de inversão conjunta, como por exemplo, a atribuição de valores para os parâmetros do procedimento de inversão conjunta proposto nesta pesquisa, além dos limites inferiores e superiores para as resistividades de espessuras das células do modelo.

5.3.1. Geração dos Dados Sintéticos

O modelo escolhido para gerar dados sintéticos representa um ambiente geológico de uma bacia sedimentar do tipo rifte, sendo constituído por rochas do embasamento, com um alto estrutural (*horst*) e coberturas sedimentares (Figura 5.3). Esse contexto estrutural é também esperado para os dados reais da Bacia Potiguar. As resistividades e as densidades de cada camada são apresentadas na Tabela 5.1.

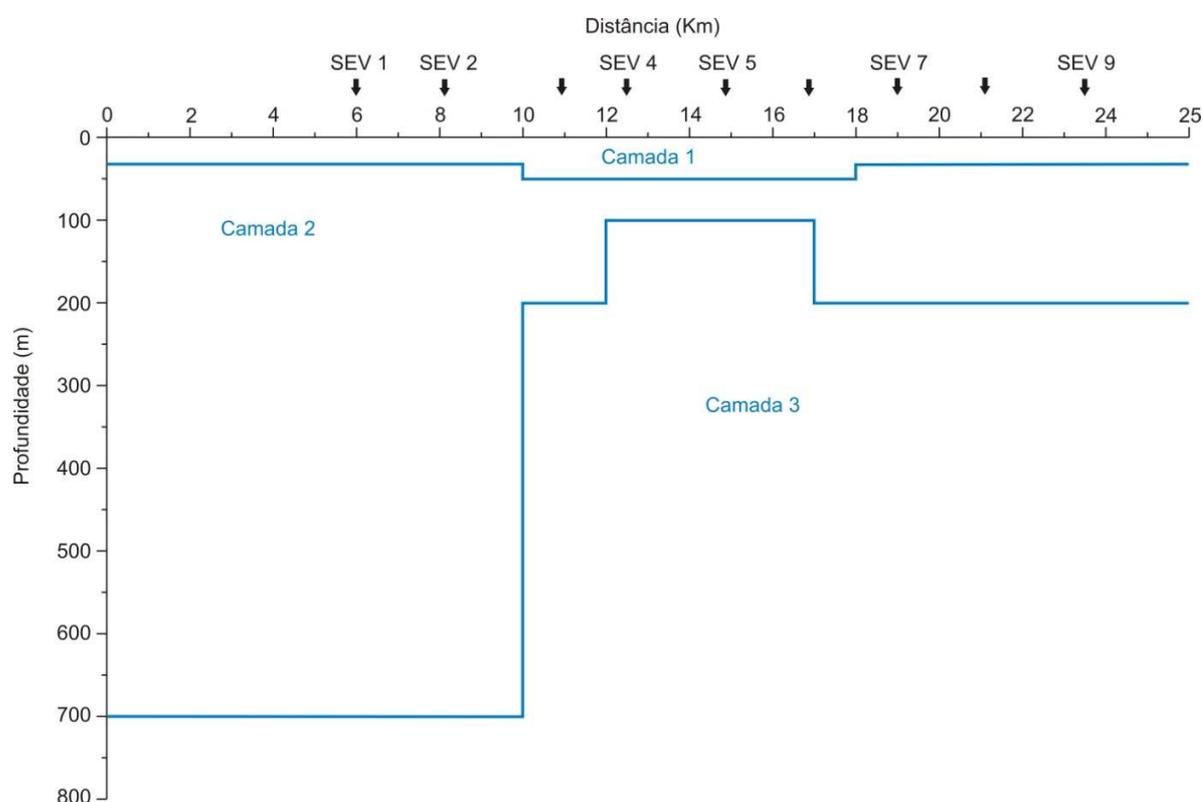


Figura 5.3: Modelo usado para geração de dados sintéticos (SEV's e Gravimetria). Os parâmetros do modelo são mostrados na Tabela 5.1.

Tabela 5.1: Parâmetros usados na geração dos dados sintéticos.

CAMADA	DENSIDADE (g/cm ³)	LIMITES (m)		RESISTIVIDADE (ohm.m)
		INFERIOR	SUPERIOR	
1	2,0	0	30	200
2	2,15	20	700	4,0
3	2,3	100	-	500

Foram elaboradas nove SEV's, com espaçamento médio entre elas de 2,0 km (Figura 5.3). O *software* utilizado para geração das sondagens elétricas foi o VES, versão 1.30 (Cooper, 1992). Esse programa estabelece a curva geoeétrica automaticamente (Figura 5.4), através da inserção de parâmetros como, espessura, resistividade aparente, AB/2 (máximo e mínimo) e os valores de resistividade aparente. Foram admitidos 17 valores de resistividade aparente, com espaçamento de AB/2 variando de 1,5 a 700 m, calculados assumindo modelo de camadas 1-D (Koefoed, 1979).

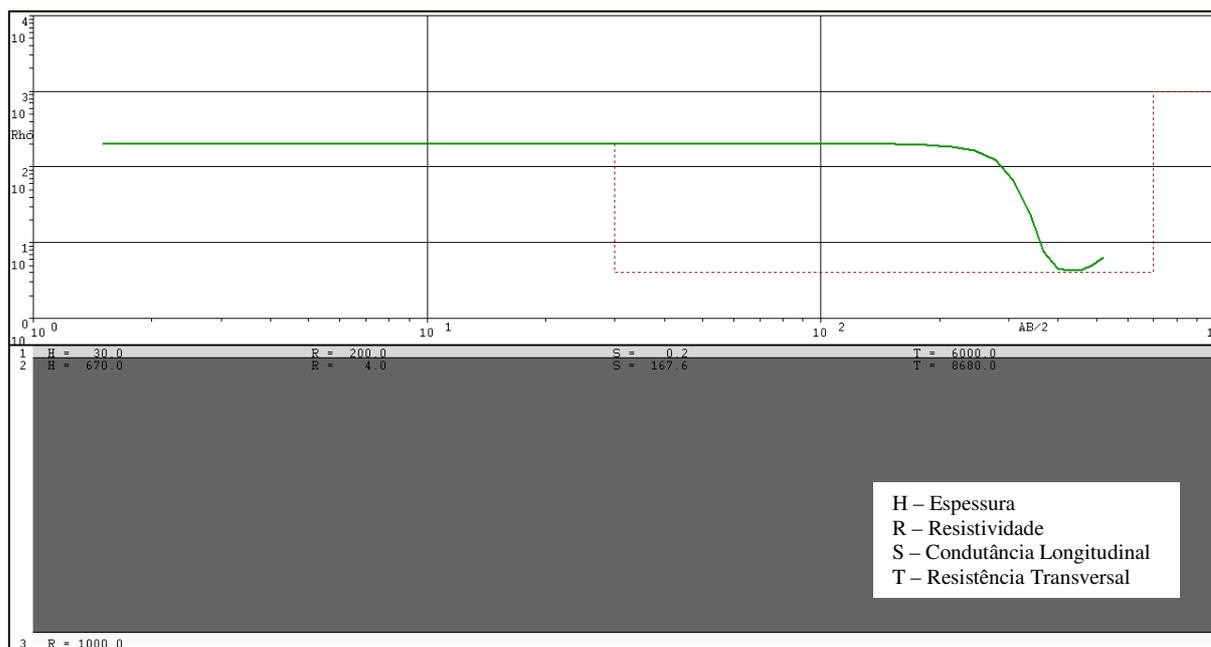


Figura 5.4: Curva geoeétrica sintética (SEV 01) e seu respectivo modelo 1-D de três camadas.

Já os dados gravimétricos foram calculados assumindo um modelo 2-D. Para isso, foi usado o *software* GRAV2DC, desenvolvido por Cooper (1996), que permite a obtenção da anomalia gravimétrica a partir de um modelo geológico hipotético. Inicialmente, são inseridos os valores correspondentes aos vértices do modelo, com as respectivas profundidades, espessuras e contrastes médios de densidade para cada camada (Tabela 5.1). Com isso, o programa calcula o efeito gravimétrico do modelo (Figura 5.5).

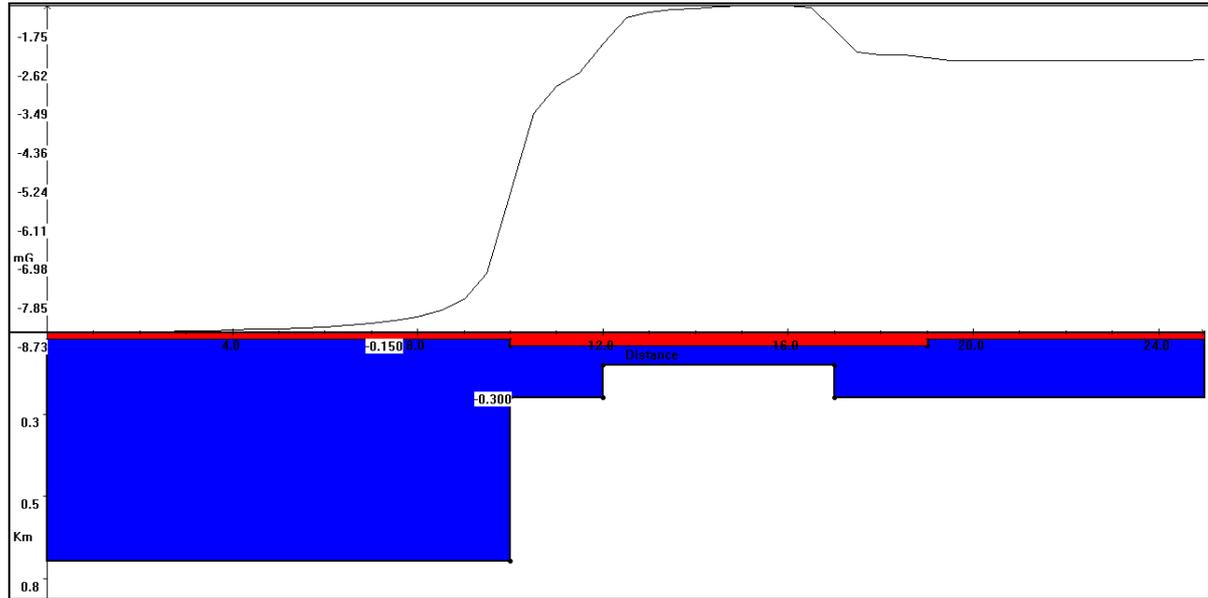


Figura 5.5: Anomalia gravimétrica calculada a partir do modelo 2-D. Estes dados sintéticos foram empregados para testar a exequibilidade do procedimento proposto para a inversão conjunta de dados gravimétricos e geoeletrônicos.

Dividindo a subsuperfície de interesse em pequenas células retangulares (Figura 5.2), o efeito da gravidade no i -ésimo ponto de dados é conseguido através da seguinte equação:

$$g_i = \sum_j^M A_{ij} \sigma_j \tag{Eq. 5.13}$$

para $i = 1, \dots, N_g$, onde σ_j é o contraste de densidade na j -ésima célula, A_{ij} representa a influência da célula j -ésima no i -ésimo valor de gravidade e M é o número de células. A expressão para A_{ij} pode ser encontrada, por exemplo, em Last & Kubik, (1983). Os valores de gravidade foram calculados a cada 1,0 km, de um total de 21 valores. Ruídos randômicos de 1% da média dos valores absolutos foram adicionados no conjunto de dados.

A profundidade de investigação das SEV's, nos dados sintéticos, é em torno de 250 a 300 m. Isso significa que na inversão conjunta dos dados de resistividade e gravidade, somente as interfaces localizadas a uma profundidade inferior a 300 m serão estimadas pelos dados de resistividade. As profundidades superiores a 300 m só serão estimadas pelos dados de gravidade.

5.3.2. Inversão Conjunta dos Dados Sintéticos

A inversão conjunta dos dados gravimétricos e geoeletrônicos sintéticos foi realizada usando a metodologia SA com o parâmetro inicial T igual a 0,5 e um esquema de resfria-

mento do tipo $T_n = 0,99T_{n-1}$, onde n é o número de iterações. Foram realizadas cinquenta iterações até que o modelo final pudesse ser gerado. Para os parâmetros ε_1 , ε_2 e λ , foram testados diferentes valores, cujo critério de escolha principal foi o valor mínimo para a função objeto, permitindo o melhor ajuste dos dados observados e calculados. Os parâmetros finais foram de 0,45, 0,55 e 1,3, respectivamente. Esses valores foram obtidos após a realização de vários testes. Foi usado um total de 20 células no procedimento de inversão, sendo a dimensão lateral de 6,0 km nas bordas, evitando assim, o efeito de borda nos dados e 1,0 km nas células da porção interior do perfil sintético. A Tabela 5.2 mostra os limites de cada parâmetro, usados na inversão conjunta.

Tabela 5.2: Limites usados na inversão com SA para os dados sintéticos.

Parâmetros	Máximo	Mínimo
z_1	60 m	5 m
z_2	750 m	61 m
r_1	600 ohm.m	10 ohm.m
r_2	20 ohm.m	1 ohm.m
r_3	1.700 ohm.m	200 ohm.m

z_n : profundidade da n -ésima interface e r_n : resistividade das células da n -ésima camada.

Os valores de cada parâmetro foram estabelecidos, e então, foram geradas as curvas e modelos diretos para interpretação. A Figura 5.6 mostra os modelos obtidos a partir das cinquenta iterações do algoritmo *Simulated Annealing*. Observa-se um ajuste bem consistente entre os dados gravimétricos e de resistividade observados e calculados a partir da inversão conjunta, como apresentados na Figura 5.6. O valor da função objeto é 0,029 e os desvios padrões para os dados de gravidade e resistividade são de 1,88% e 1,06%, respectivamente.

A geometria das interfaces é bem definida. A Figura 5.6B mostra que a posição das interfaces ajustadas no modelo gerado pela inversão conjunta dos dados sintéticos (traços pretos) é bastante compatível com a geometria do modelo sintético “verdadeiro” (linha azul tracejada). Os resultados revelam que a inversão conjunta dos dados de resistividade e gravidade torna possível a modelagem das interfaces de densidade/resistividade, melhorando a precisão e confiabilidade no cálculo do modelo de parâmetros em comparação a aplicação separada de cada um dos dois métodos geofísicos em questão.

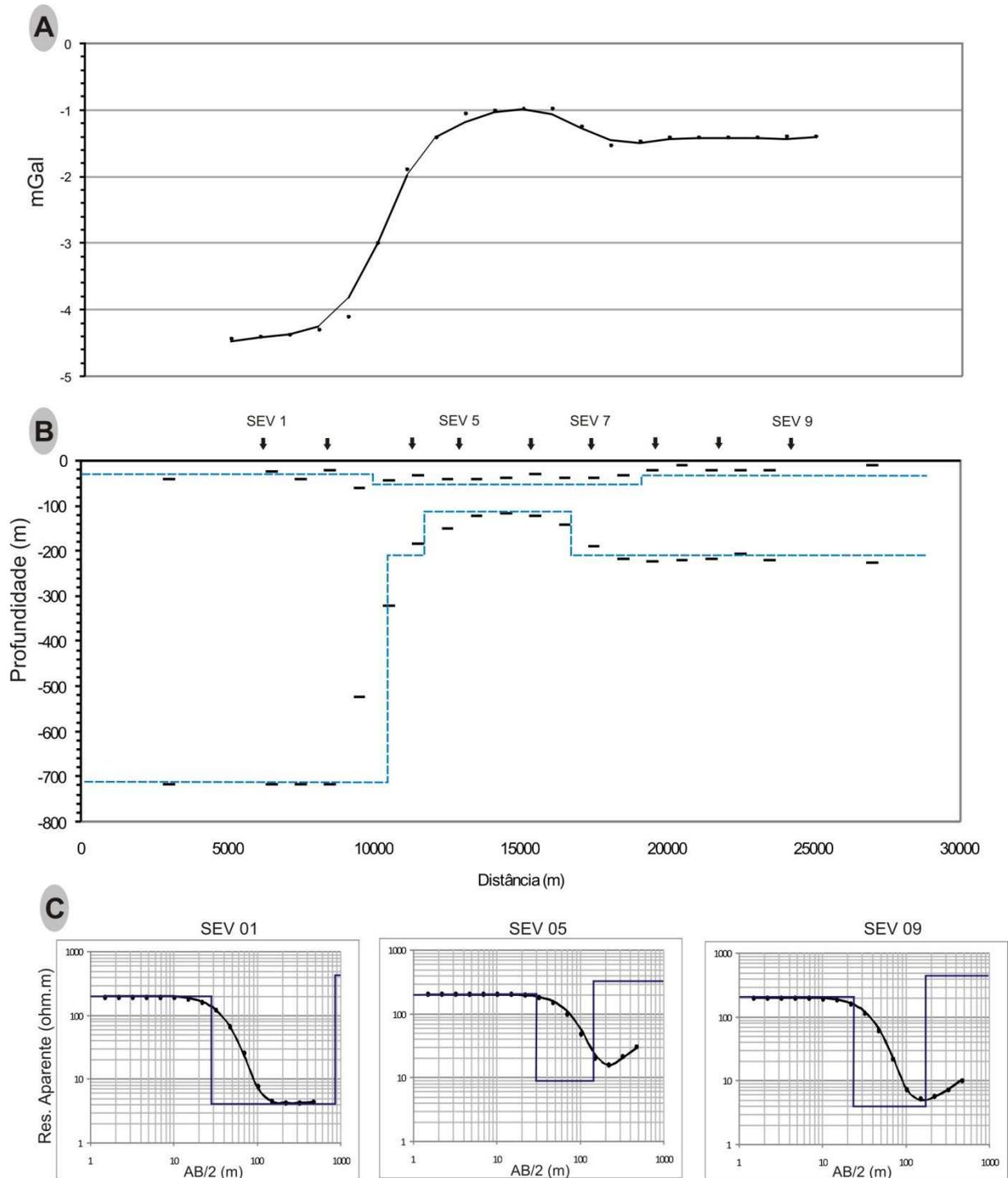


Figura 5.6: Resultado final da inversão conjunta de dados gravimétricos e geelétricos sintéticos. (A) Os dados gravimétricos observados (pontos) e calculados (linha contínua) apresentam bom ajuste. (B) Comparação entre as geometrias do modelo sintético e do modelo gerado pela inversão. A posição das interfaces ajustadas pelo procedimento inverso é representada por traços pretos e a linha azul tracejada mostra o modelo “verdadeiro” para inversão conjunta nos dados sintéticos. (C) Resultado da inversão conjunta para as SEV’s 01, 05 e 09.

5.4. Aplicação nos Dados da Bacia Potiguar

Nesse tópico serão abordados os principais resultados obtidos na inversão conjunta dos dados gravimétricos e de eletrorresistividade, ao longo da *transecta* geofísica realizada perpendicular ao eixo principal do Rifte Potiguar.

5.4.1. Geologia da *Transecta* de Estudo

O embasamento cristalino na região do perfil geofísico é representado por litotipos bastantes diversificados, com rochas gnáissico-migmatíticas do Complexo Caicó, sequências supracrustais neoproterozóicas do Grupo Seridó, além de associações graníticas de composições variadas e diques vulcânicos.

A formação da Bacia Potiguar está ligada a dois estágios evolutivos, iniciados a partir do Cretáceo Inferior: a) a fase Rifte, que compreende uma subsidência tectônica, proporcionando a geração de grábens assimétricos de direção NE-SW e altos internos (Matos, 1992). Nessa fase depositaram-se os litotipos pertencentes as formações Pendência e Alagamar; e b) a fase Pós-Rifte, associada a uma subsidência térmica, com a deposição de sequências transicionais e flúvio-marinhas transgressivas e regressivas (formações Açu e Jandaíra), além de eventos ígneos importantes. Essa bacia tem ainda, sofrido ao longo de seu desenvolvimento, reativações tectônicas de suas falhas principais, associadas a zonas de cisalhamento brasileiras e a abertura do Oceano Atlântico.

A partir dessas informações, o modelo geofísico esperado terá quatro camadas, sendo a camada superficial correspondente a Coberturas recentes do Cenozóico, a segunda camada está associada aos litotipos carbonáticos da Formação Jandaíra da fase Pós-Rifte, a terceira camada será formada pelas rochas siliciclásticas pertencentes a Formação Açu e as da fase Rifte, e a última camada corresponderia ao embasamento cristalino Pré-cambriano.

Foram realizadas 29 sondagens elétricas verticais (SEV's) e adquiridas 71 estações gravimétricas, já devidamente reduzidas (correções de maré, latitude, ar-livre, topográfica e Bouguer), na porção centro-sul da Bacia Potiguar, tendo como objetivo principal determinar a geometria dos pacotes rochosos pertencentes às sequências Pós-Rifte e Rifte da bacia, bem como o paleo-relevo do embasamento cristalino. As SEV's foram realizadas na direção NW-SE, com espaçamento entre elas de aproximadamente 2,0 km e tiveram aberturas máximas dos eletrodos de corrente iguais a 1.000 m e 2.000 m, permitindo investigar profundidades de até 1.000 m. As estações gravimétricas tiveram a mesma disposição das SEV's, porém o espaçamento entre os dados foi de aproximadamente 1,0 km.

5.4.2. Desenvolvimento do Modelo Geofísico Inicial

Para a construção do modelo, foram utilizadas quatro camadas, com 31 células, sendo a distribuição lateral de cada célula variando de 5,0 km e 10 km nas bordas e de 2,0 km e 3,0 km nas porções interiores do perfil geofísico (Figura 5.7).

Na distribuição dos dados geoeletricos, os valores de resistividades foram obtidos a partir da inversão individual das SEV's e informações da perfilagem geofísica de poços. Na primeira camada do modelo inicial para inversão conjunta, as resistividades variam entre 20 ohm.m até 5.000 ohm.m (Figura 5.7A). Essa disparidade nas resistividades ocorre devido a variações marcantes no material geológico situado próximo a superfície. Para a segunda camada, os valores de resistividade são mais homogêneos, variando entre 40 ohm.m a 200 ohm.m. Essa camada diz respeito ao pacote de rochas carbonáticas pertencentes a Formação Jandaíra. A terceira tem resistividades entre 50 ohm.m e 1.000 ohm.m (Figura 5.7A), estando associada ao pacote de rochas siliciclásticas sotopostas a Formação Jandaíra. E a camada mais profunda possui resistividades maiores que 2.000 ohm.m, sendo representada pelas rochas cristalinas do embasamento Pré-Cambriano. Na porção sudeste da *transecta*, os valores de resistividade sofrem um acréscimo significativo nas três camadas mais superficiais, devido às rochas do embasamento cristalino encontrarem-se bem mais próximas a superfície. A Tabela 5.3 apresenta a distribuição das resistividades mínimas e máximas, introduzidas no modelo de entrada dos dados, para algumas SEV's realizadas ao longo do perfil geofísico.

Os valores de densidade foram obtidos a partir das medidas realizadas nos ensaios de laboratório e nos dados da perfilagem geofísica de poços. A camada superficial possui as densidades mais baixas ($2,0 \text{ g/cm}^3$), a segunda camada possui densidades de $2,45 \text{ g/cm}^3$ e $2,15 \text{ g/cm}^3$ nos últimos 20 km do perfil, a terceira $2,55 \text{ g/cm}^3$, tendo também um decréscimo nos valores na parte final da *transecta*. Por fim, as rochas do embasamento cristalino possuem as densidades mais elevadas, em torno de $2,70 \text{ g/cm}^3$ (Figura 5.7B). Essas variações de densidade nos últimos 20 km do perfil geofísico podem estar associadas a rochas supracrustais neoproterozóicas ou corpos graníticos soterrados de densidades mais baixas.

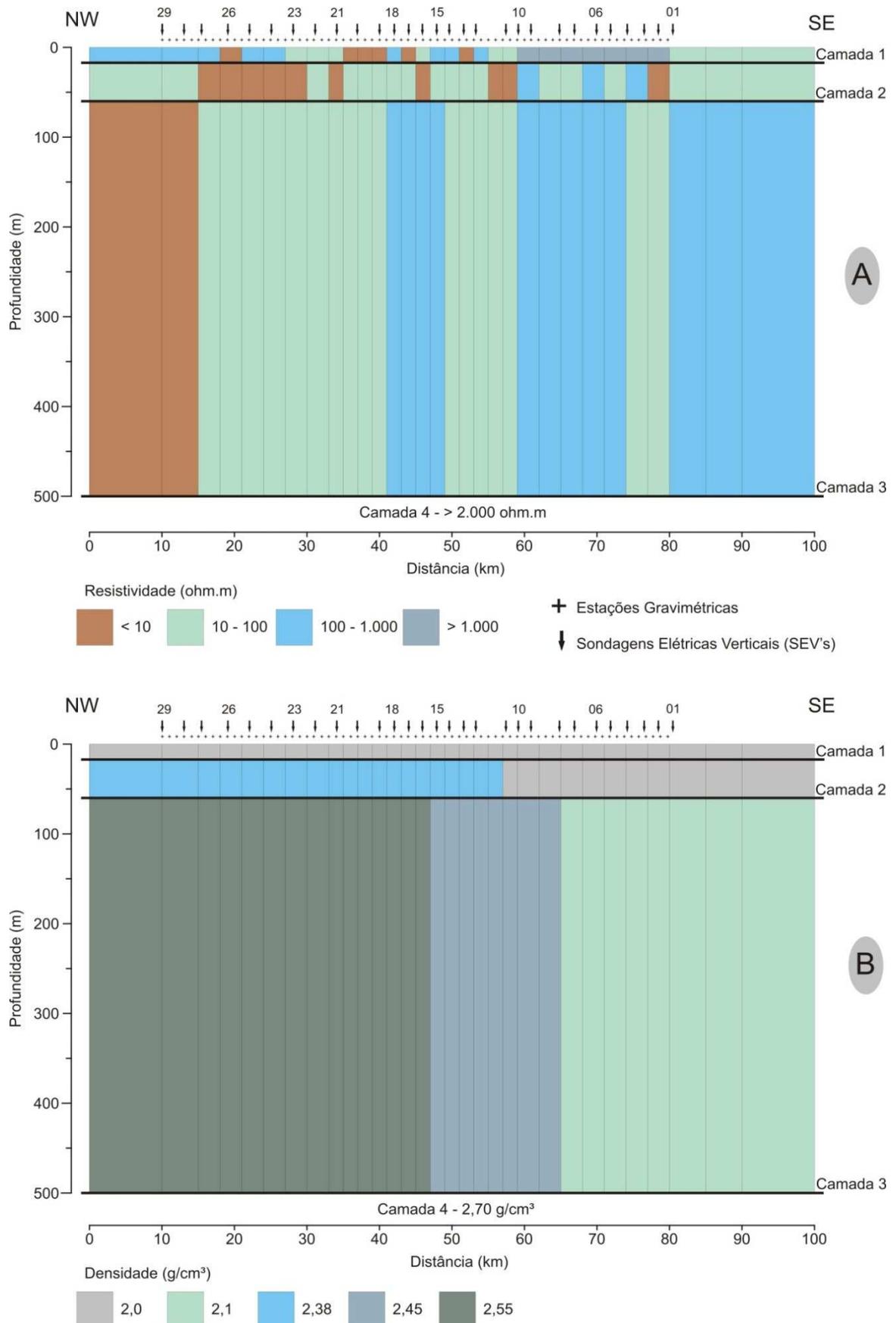


Figura 5.7: Configuração do modelo utilizado na inversão conjunta dos dados reais da Bacia Potiguar. (A) Dados geoeletricos e a distribuição das resistividades. (B) Dados gravimétricos, com a distribuição das densidades.

Tabela 5.3: Resistividades (ohm.m) mínimas e máximas para as quatro camadas usadas no processo de inversão conjunta, para as SEV's 01, 10, 15, 16, 25 e 26.

	CAMADAS	SEV 01	SEV 10	SEV 15	SEV 16	SEV 25	SEV 26
RESISTIVIDADES MÍNIMAS	1	120	50	80	80	600	6000
	2	30	4	8	30	60	1000
	3	3	20	20	20	350	40
	4	850	800	800	400	2500	50
RESISTIVIDADES MÁXIMAS	1	380	120	200	200	2200	12500
	2	60	15	50	80	300	2000
	3	40	80	300	200	2500	200
	4	10000	15000	30000	1500	60000	1000

A Tabela 5.4 mostra a distribuição das profundidades, com os limites inferiores e superiores utilizados na inversão conjunta. Esses limites representam 50% da resistividade da camada obtida na SEV mais próxima da célula. Tais valores foram determinados a partir de informações a priori (Figura 5.8), como por exemplo, dados da geologia de superfície (Figura 5.8A), perfilagem geofísica de poços, onde foram corridos os canais de densidade, resistividade, gama natural e potencial espontâneo, interpretações em seções de sísmica de reflexão, além da inversão 1-D individual de cada uma das 29 SEV's.

Os dados de resistividade e gravidade da *transecta* geofísica apresentam uma variação lateral bastante significativa, em função da complexa distribuição das rochas em sub-superfície. Por exemplo, em certos pontos do perfil a base da camada superior é mais profunda que o topo da camada subjacente em outros pontos do perfil. Por isso, o algoritmo de Santos *et al.* (2006) foi modificado para permitir a inclusão de limites inferiores e superiores de profundidades para cada célula (Tabela 5.4).

Tabela 5.4: Distribuição das profundidades (m), com os limites superiores e inferiores, para as células 01, 10, 15, 20, 25 e 30.

	INTERFACES	CEL 01	CEL 10	CEL 15	CEL 20	CEL 25	CEL 30
LIMITES INFERIORES	1	1	1	1	1	1	1
	2	35	30	75	200	350	450
	3	60	100	400	3500	1000	1500
LIMITES SUPERIORES	1	15	20	30	30	30	30
	2	50	70	250	400	500	800
	3	150	350	1000	6500	5000	3500

O perfil geofísico do poço CRU (Figura 5.8B), localizado próximo as SEV's 14 e 15 (Figura 5.8A), permitiu realizar uma correlação estratigráfica entre as unidades geoeletricas definidas na inversão 1-D das SEV's (Figura 4.6). Uma análise qualitativa integrada dos diferentes perfis permite identificar três horizontes geofísicos, que por sua vez, são interpretados como sendo representativos das seguintes unidades geológicas, da base para o topo, Sequência Rifte, Formação Açú e Formação Jandaíra.

A primeira interface, da base para o topo, ocorre a uma profundidade de aproximadamente, 380 m, e está associada ao topo da Sequência Rifte, a segunda, corresponde a transição das rochas siliciclásticas da Formação Açú e os pacotes carbonáticos da Formação Jandaíra, a uma profundidade de 50 m. Por fim, a porção superior, representada pelas Coberturas recentes, não puderam ser identificadas nesses perfis.

A seção sísmica 03 (SS3 na Figura 5.8A e C) é paralela ao perfil geofísico e revela a porção sudeste da arquitetura típica de semi-grábens assimétricos do Rifte Potiguar. A borda falhada do rifte ocorre a uma distância de, aproximadamente 12 km na seção sísmica, onde falhas normais sub-verticais do Sistema de Falhas de Carnaubais (SFC) provocam rejeitos próximos a 5.000 m de profundidade (depocentro). Seu topo é marcado por uma expressiva discordância erosional que separa os pacotes sedimentares da deposição Pós-Rifte e Rifte, num intervalo de profundidade entre 800 m e 1.000 m. Enquanto a Sequência Rifte diminui sua espessura para NW, a cobertura mais recente torna-se mais espessa nesta direção devido às novas condições de subsidência térmica e deriva continental, que atuaram durante o Albiano e Campaniano.

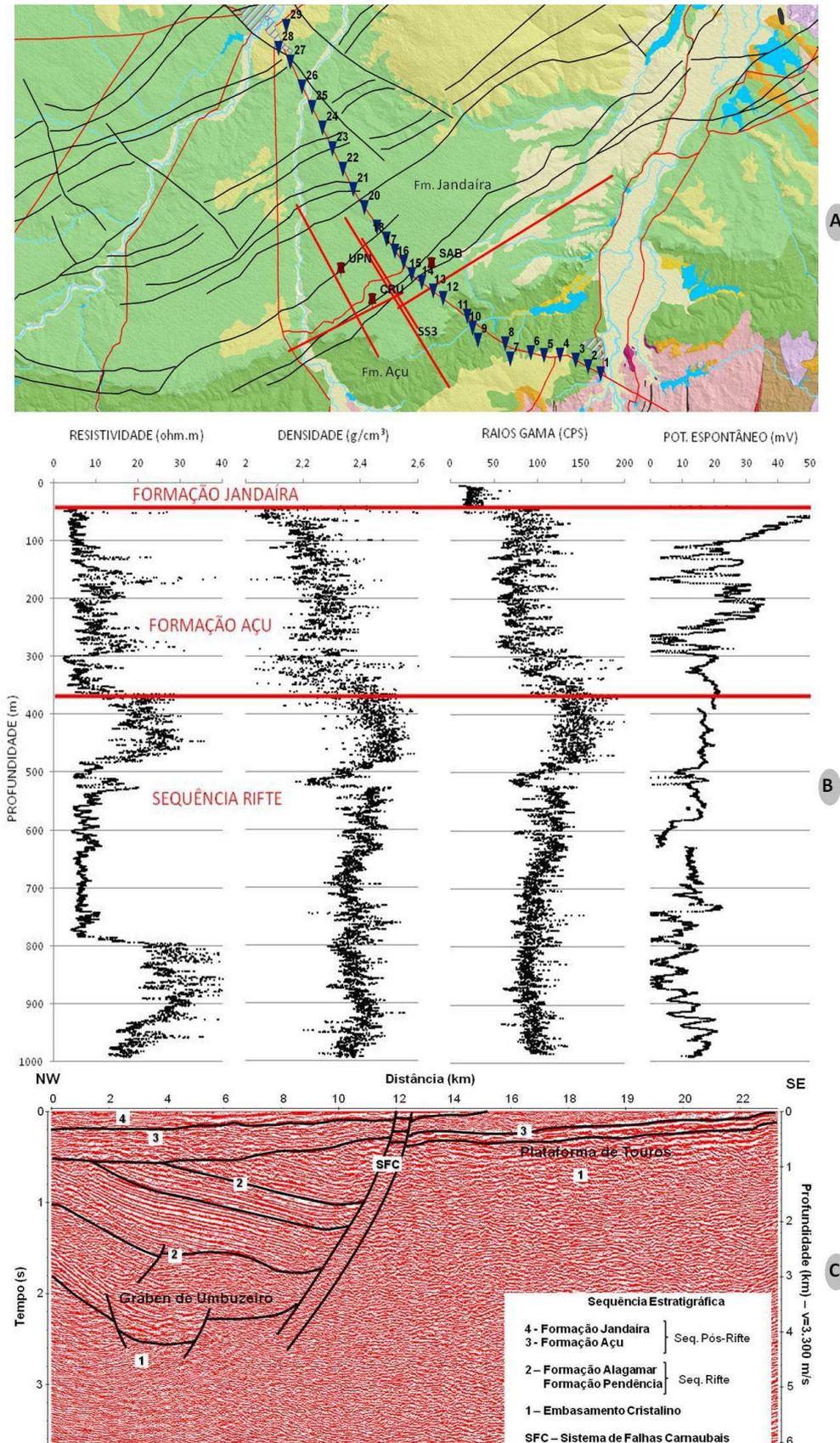


Figura 5.8: Informações a priori utilizadas para construção do modelo inicial para a inversão conjunta dos dados geofísicos da Bacia Potiguar. (A) Geologia de superfície, com a localização das SEV's, poços e seções sísmicas. (B) Poço CRU interpretado para os canais de resistividade, densidade, GR e SP. (C) Seção Sísmica 03 (SS3) interpretada.

5.4.3. Inversão Conjunta dos Dados da Bacia Potiguar

A escolha inicial dos parâmetros do procedimento de inversão conjunta foi baseada nos valores otimizados nos testes com os dados sintéticos, que por sua vez foram obtidos por Santos *et al.* (2006) em sua pesquisa no Egito. Com base nestes parâmetros pré-estabelecidos, a inversão conjunta dos dados gravimétricos e geoeletricos na Bacia Potiguar foi realizada com um parâmetro T inicial igual a 0,005 e um esquema de resfriamento do tipo $T_n = 0,99T_{n-1}$, onde n é o número de iterações. Foram realizadas trinta iterações, para obtenção do modelo final que apresentou os melhores resultados, tanto numericamente quanto qualitativamente (Tabela 5.5 e Figura 5.9). Para os parâmetros ϵ_1 , ϵ_2 e λ , foram testados diferentes valores, sendo os que apresentaram melhores resultados foram 0,35, 0,45 e 1,1, respectivamente (Tabela 5.5).

A Tabela 5.6 mostra os erros apresentados para cada conjunto de parâmetros na modelagem de saída dos dados. A S-18 foi a que apresentou menores erros, principalmente nos dados gravimétricos e de resistividade, com valores em torno de 3,1 % e 9,0 %, respectivamente. Os erros das sondagens elétricas verticais – SEV's são sempre maiores, em torno de 9,0 % até 12 %. Isso ocorre porque o método de otimização *simulated annealing* está tentando resolver uma geometria geoeletrica bem mais complexa, no que diz respeito, ao número maior de horizontes geoeletricos em cada sondagem e a significativa variação lateral do comportamento geoeletrico para as SEV's muito espaçadas, com um modelo geofísico mais simples de quatro camadas, incluindo o embasamento cristalino.

Tabela 5.5: Distribuição dos parâmetros utilizados no procedimento de inversão conjunta. Os parâmetros ϵ_1 , ϵ_2 e λ são pesos relacionados à gravidade, resistividade e suavidade das camadas.

SAÍDAS	ITERAÇÕES	T	ϵ_1	ϵ_2	λ
S-01	10	0,5	0,5	0,55	1,3
S-02	10	0,6	0,5	0,55	1,3
S-03	10	0,4	0,5	0,55	1,3
S-04	10	0,8	0,5	0,55	1,3
S-05	10	0,2	0,5	0,55	1,3
S-06	5	0,05	0,5	0,55	1,3
S-07	5	5	0,5	0,55	1,3
S-08	10	0,05	0,5	0,55	1,3
S-09	10	0,01	0,5	0,55	1,3

S-10	20	0,6	0,4	0,55	1,3
S-11	10	0,05	0,4	0,45	1,2
S-12	10	0,01	0,4	0,45	1,2
S-13	10	0,005	0,3	0,35	1,1
S-14	10	0,01	0,6	0,65	1,4
S-15	10	0,005	0,6	0,65	1,4
S-16	10	0,005	0,7	0,75	1,5
S-17	30	0,005	0,3	0,35	1,1
S-18	30	0,005	0,35	0,45	1,1

Tabela 5.6: Distribuição dos erros para as medidas de gravidade (G), resistividades (R), suavidade (S) e erro mínimo (MIN) nos diversos modelos de saída dos dados.

ERRO (%)	S-01	S-02	S-03	S-04	S-05	S-06	S-07	S-08	S-09
G	4,2	4,3	3,4	4,6	3,0	3,5	5,3	3,5	2,8
R	11,5	10,7	11,7	10,5	10,7	10,7	12,1	10,4	9,9
S	2,3	2,3	2,3	2,1	2,4	2,1	2,4	2,2	2,2
MIN	10,8	11,0	11,1	10,9	10,5	10,4	12,4	10,2	9,7

Tabela 5.6: Continuação.

ERRO (%)	S-10	S-11	S-12	S-13	S-14	S-15	S-16	S-17	S-18
G	3,6	3,3	3,4	2,9	2,9	2,6	3,1	3,1	3,1
R	11,0	10,7	10,3	9,6	9,8	10,3	9,9	9,5	9,0
S	2,1	1,9	1,9	1,9	2,1	1,9	1,9	1,7	1,9
MIN	10,2	8,4	8,2	6,4	11,1	11,0	12,6	6,2	7,3

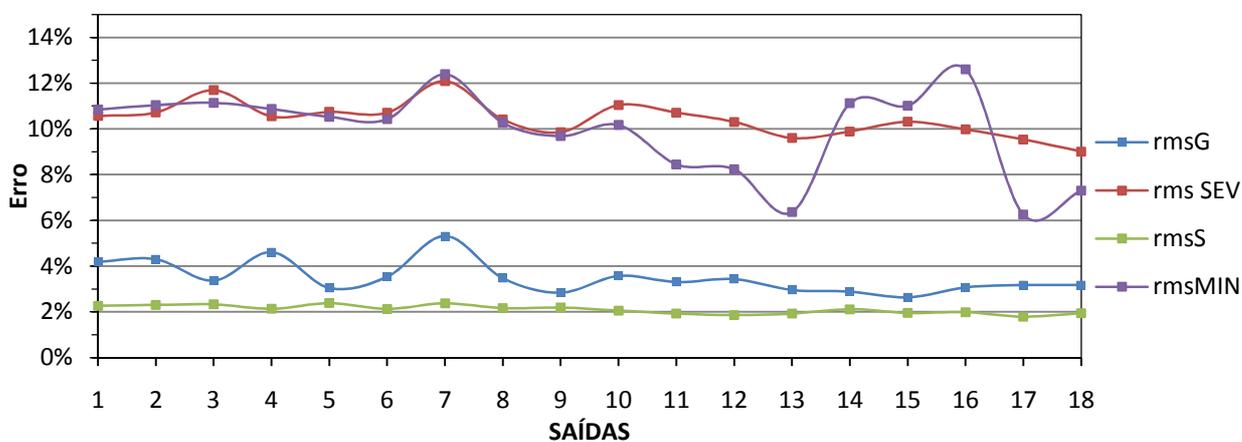


Figura 5.9: Distribuição dos erros no processo de inversão conjunta.

O modelo obtido a partir da inversão conjunta nos dados reais da Bacia Potiguar é apresentado nas Figuras 5.10 e 5.11. Esse sugere que a espessura da camada superior varia de 1,0 a 30 m, sendo pouco representativo na modelagem final dos dados. A resistividade dessa camada varia entre 10 e 4.000 ohm.m, estando associada a solos areno-argilosos e conglomeráticos da Formação Barreiras e Depósitos Aluviais. A camada intermediária apresenta valores de resistividade oscilando entre 10 e 100 ohm.m, atingindo eventualmente resistividades de até 500 ohm.m, e espessura bastante variável, entre 100 e 500 m (Figura 5.10B). A interface que separa esta camada da unidade sedimentar inferior reflete a transição dos litotipos pertencentes à Formação Jandaíra e as rochas siliciclásticas de composições variadas, com resistividades variando entre 10 e 1.000 ohm.m da Formação Açu, e ainda, os litotipos soto-postos, pertencentes à fase Rife da bacia. A interface inferior representa o topo do paleo-relevo do embasamento cristalino. É formado por um depocentro principal, com falhamento normal apresentando forte ângulo de mergulho para NW e ainda um alto estrutural. A camada mais profunda apresenta altos valores de resistividade (400 a 4.000 ohm.m), principalmente, na porção SE do perfil, já que o embasamento cristalino encontra-se cada vez mais raso.

No caso da Gravimetria, observa-se um resultado final bastante consistente, no que se refere ao ajuste entre as curvas dos dados observados e calculados (Figura 5.10A), com erro em torno de apenas 3,0%. A porção NW é caracterizada por baixos valores gravimétricos, com um suave declínio das anomalias. Na distância entre 25 e 30 km, ocorre uma suave variação de anomalias positivas, com pico máximo em torno de 3,0 mGal. No centro da *transecta*, entre 40 e 50 km, ocorre um expressivo mínimo gravimétrico (-8,0 mGal), onde a anomalia gravimétrica cresce de forma bastante abrupta para SE. O mínimo gravimétrico está associado ao depocentro principal do semi-gráben do Rife Potiguar. No limite leste do perfil, variações negativas do campo gravitacional de pequena amplitude correspondem, possivelmente, a litotipos do embasamento pré-cambriano e/ou corpos granitóides brasileiros, ou ainda, seqüências de rochas supracrustais. Estas unidades rochosas apresentam-se localmente menos densas que o arcabouço regional da bacia.

A Figura 5.10C mostra uma comparação entre as curvas geoeletricas observadas e calculadas, obtidas a partir da inversão conjunta entre os dados geoeletricos e gravimétricos. O grau de ajuste do modelo geofísico final foi estimado com base em critérios estatísticos no sentido dos mínimos quadrados. Nas sondagens elétricas que não atingem expressivas profundidades do embasamento (SEV's 14 a 29), ou seja, inferiores a 1.000 m, o erro no ajuste

das curvas calculadas é inferior a 25% na porção NW do rifte e a 10% no limite SE do perfil geofísico, onde o topo do embasamento situa-se mais próximo a superfície.

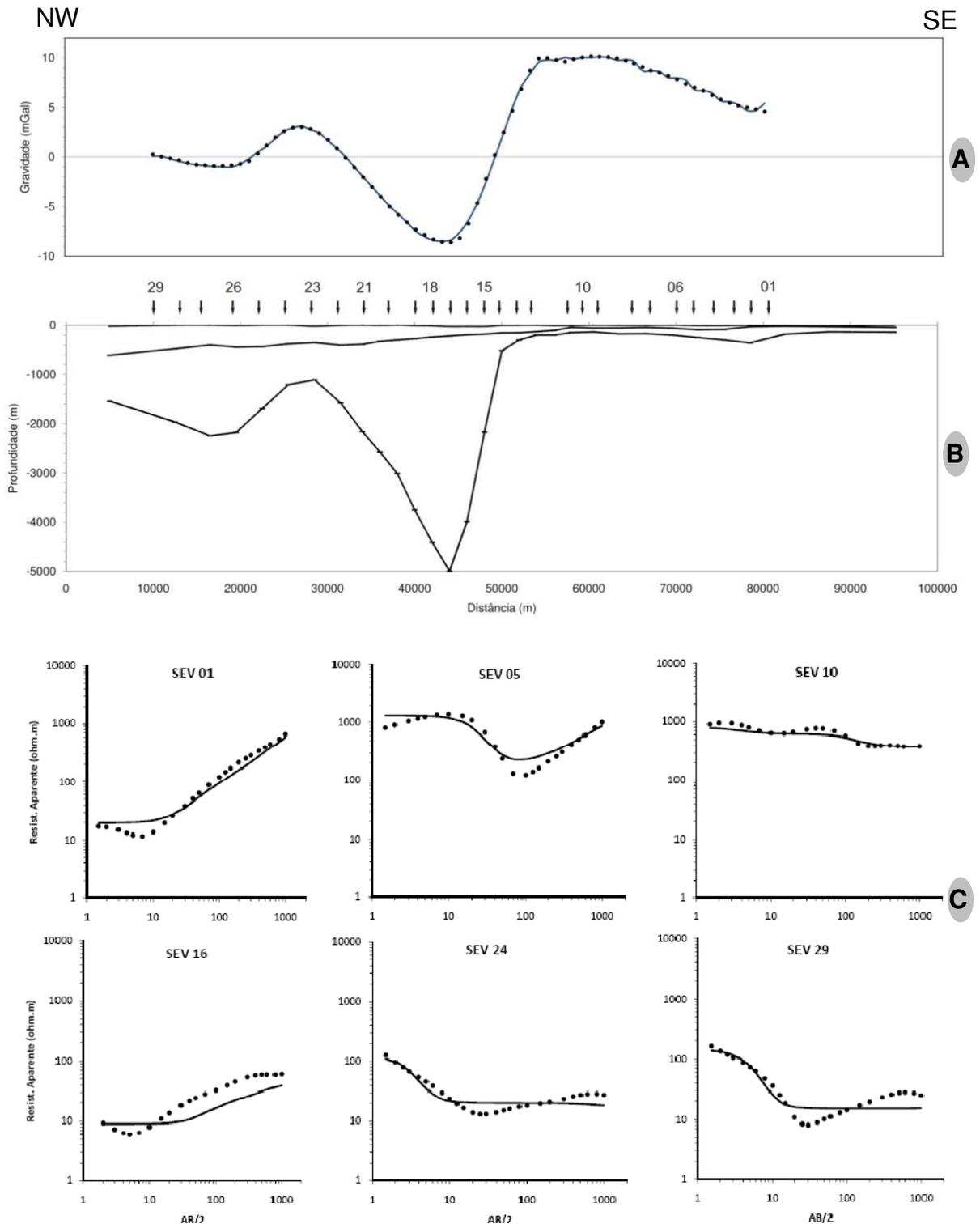


Figura 5.10: Modelo geofísico final obtido a partir da inversão conjunta dos dados de gravidade e de eletrorresistividade na porção centro-sul da Bacia Potiguar. (A) Dados de gravidade observados (pontos) e calculados (linha). (B) Modelo final, com as três interfaces e a localização das SEV's. (C) SEV's 01, 05, 10, 16, 24 e 29, com os dados observados (pontos) e calculados (linha).

A distribuição de resistividades das camadas geoeletricas do modelo final revelam que as duas camadas geofísicas subjacentes ao embasamento são menos resistivas e apresentam espessuras bastante variáveis, principalmente a camada sedimentar mais inferior, que exibe um intervalo de resistividades variando entre 10 e 1.000 ohm.m (Figura 5.11), relacionada às rochas siliciclásticas da sequência Rifte e a Formação Açu, base da Sequência Pós-Rifte. Sobreposta, repousa a unidade geofísica com os menores valores de resistividade do pacote sedimentar local (3,5 a 180 ohm.m) representando a deposição francamente transgressiva de rochas carbonáticas da Formação Jandaíra. A unidade geofísica/geológica mais superficial (topo) é constituída por material inconsolidado e não saturado da cobertura sedimentar de idade terció-quaternária. Esta unidade pouco espessa (1 - 30 m), cujas resistividades variam em uma ampla faixa de 4,0 a 10.000 ohm.m (Figura 5.11), reúne uma grande diversidade de litotipos, que vão de rochas areno-argilosas da Formação Barreiras até sedimentos dos depósitos elúvio-coluvionares e aluvionares locais.

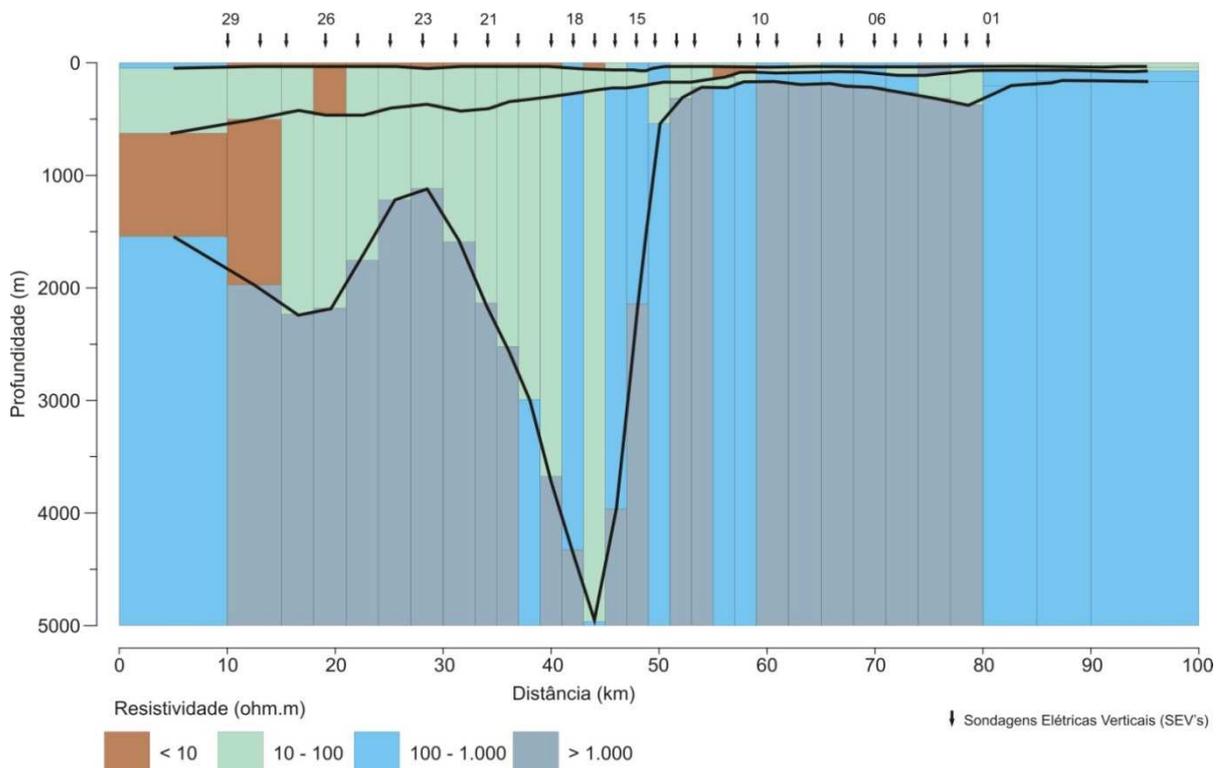


Figura 5.11: Distribuição das resistividades nas camadas do modelo gerado pela inversão conjunta dos dados gravimétricos e geoeletricos na *transecta* de estudo.

5.4.4. Caracterização da Evolução Tectônica

A geometria interna do rifte principal da Bacia Potiguar (Figura 5.12) revelado pela geofísica é de um semi-gráben assimétrico. Tal feição geológica foi definida a partir da inversão conjunta de dados gravimétricos e geoeletricos e ainda, complementada com informações adicionais a priori, obtidas a partir da perfilação geofísica em três poços exploratórios e cinco seções de sísmica de reflexão.

A porção NW é caracterizada por espessuras bastante variadas, atingindo nos primeiros 15 km do perfil 2.000 m para as rochas sedimentares da bacia. Entre as distâncias de 14 e 17 km, ocorre uma imponente feição estrutural associada a um alto estrutural (*Horst* de Quixaba), onde o topo do paleo-relevo do embasamento encontra-se a uma profundidade de aproximadamente 1.300 m, separado por duas falhas normais, com mergulhos opostos e de alto ângulo, que aparentemente afetam também os litotipos da Sequência Pós-Rifte da bacia. Na parte centro-oeste do perfil, entre 18 e 25 km, ocorre um conjunto de falhas escalonadas, sub-verticais, associadas a borda leste do *Horst* de Quixaba. Entre as distâncias de 25 e 35 km, ocorre a porção mais profunda do rifte da Bacia Potiguar, com espessura máxima de 5.000 m, associadas ao Gráben de Umbuzeiro. Já nas porções central, a partir de 38 km, e sudeste do perfil, ocorre um expressivo afinamento do pacote sedimentar, que é influenciado diretamente pela evolução tectônica atuante em todo nordeste brasileiro, caracterizada pela presença de esforços distensionais que produziram o desnivelamento de blocos estruturais, originando um padrão tectônico do tipo semi-gráben no Rifte Potiguar (Soares & Rossetti, 2005; Matos, 1992). Essa porção do perfil está inserida dentro da Plataforma de Touros (Figura 5.12), englobando toda parte a leste do Rifte.

O modelo geológico interpretativo do perfil geofísico transversal ao Rifte Potiguar é constituído na base pelo embasamento gnaíssico-migmatítico e uma suíte granítica sub-aflorente, extremamente resistivos pertencentes ao Complexo Caicó, recoberto pelas rochas sedimentares da Bacia Potiguar. Na base do pacote sedimentar, encontram-se as rochas areno-argilosas da sequência Rifte de idade Neocomiana Inferior, com altos valores de resistividade, cuja ocorrência na seção geológica está restrita as suas porções NW e central. A sequência Pós-Rifte sobreposta é dividida pelo pacote de rochas siliciclásticas pouco resistivas da Formação Açú, que ocorre ao longo de todo o perfil geofísico, e a sequência carbonática condutiva da Formação Jandaíra. Esta última ocorre apenas na porção do Rifte Potiguar. Por fim, o topo da seção geológica é composto pela cobertura sedimentar recente pouco espessa, porém contínua, normalmente mais resistiva.

Modelagens gravimétricas prévias (Milani & Latgé, 1987; Matos, 1992) apontam a presença de possíveis diques de composição básica soterrados na porção central do Rifte Potiguar. Esses dados revelam altos gravimétricos com *trend* principal E-W e os associam a diques básicos não aflorantes, com densidades elevadas ($2,90 \text{ g/cm}^3$). Os dados obtidos a partir da inversão conjunta revelam a existência de rochas de densidades mais baixas ($2,70 \text{ g/cm}^3$) que as apresentadas por Milani & Latgé (1987), sendo os altos gravimétricos correspondentes a altos estruturais no embasamento cristalino. Na porção SE do perfil, a curva gravimétrica apresenta um decréscimo nos valores, também, no sentido SE. Essa anomalia está possivelmente, associada a corpos ou diques de composição félsica e menos densos, como por exemplo, os granitóides de composição cálcio-alcálicas (Figura 5.12), como vistos aflorando, na parte mais a sul da bacia (Figura 2.11).

As estruturas interpretadas para a região de estudo tiveram importantes reativações durante o Mesozóico, influenciando na formação do arcabouço estrutural da Bacia Potiguar. Essas reativações foram provocadas por esforços distensionais a partir de feições estruturais mais antigas, impondo uma forma alongada e em cunha ao rifte da bacia, segundo um eixo principal NE-SW. É notório, ao longo da seção geofísica, um forte basculamento dos pacotes rochosos sedimentares, pertencentes aos períodos Pós-Rifte e Rifte, sendo estes controlados por falhamentos com mergulho de alto ângulo no sentido NW, correspondente ao Sistema de Falhas Carnaubais (SFC na Figura 5.12). Essas falhas foram reativadas a partir de movimentos distensionais de direção NW-SE, que originou juntas e falhas, também de origem distensional. Tais reativações parecem, também, ser um dos mecanismos principais de migração dos hidrocarbonetos gerados nas rochas fontes da sequência Rifte para as rochas reservatórios das formações superiores da fase Pós-Rifte.

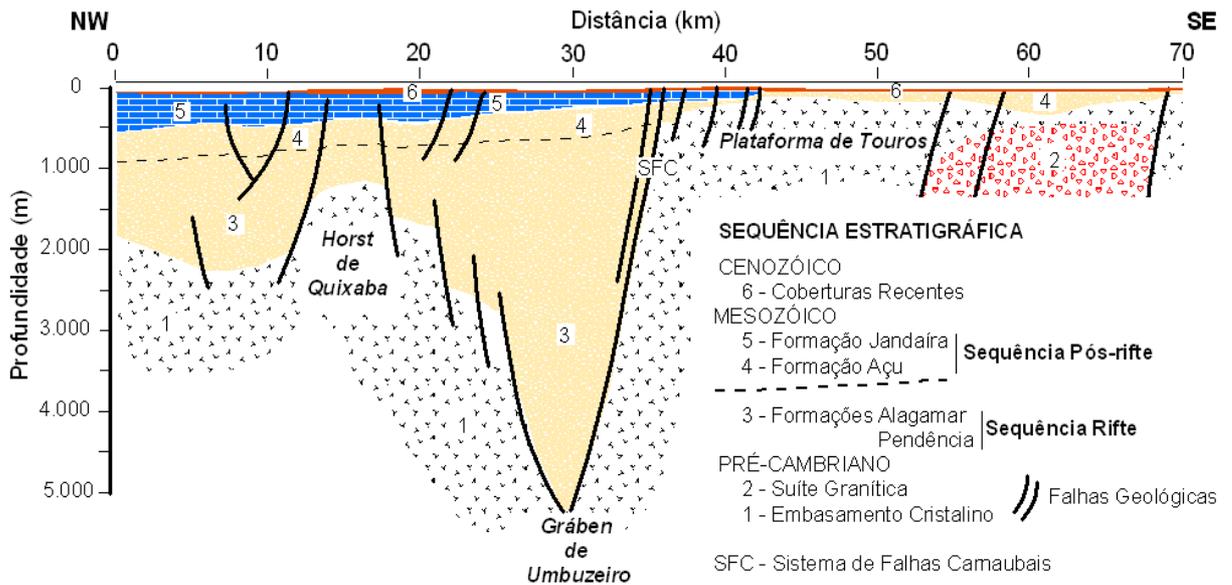


Figura 5.12: Modelo geológico interpretativo obtido a partir da inversão conjunta dos dados de gravidade e de eletrorresistividade na porção centro-sul da Bacia Potiguar.

6. CONCLUSÕES

Um procedimento de inversão conjunta de dados gravimétricos e geoeletricos foi desenvolvido e aplicado ao longo de uma seção transversal de 70 km de extensão à porção centro-sul da Bacia Potiguar. Este estudo geofísico multidisciplinar proporcionou uma investigação estrutural da arquitetura interna do Rife Potiguar.

O procedimento de inversão conjunta foi implementado computacionalmente e testado em dados sintéticos, o que proporcionou um melhor conhecimento sobre a técnica de otimização *simulated annealing*, que, por sua vez, promove o ajuste automático de dados calculados, a partir de um modelo geofísico bidimensional, a anomalias gravimétricas e medidas geoeletricas de sondagens verticais. A Gravimetria ajuda a revelar o topo do paleo-relevo do embasamento cristalino, em função do contraste significativo entre a densidade dessas rochas com os litotipos da bacia, e a Eletroresistividade, contribui com a identificação das interfaces internas do pacote sedimentar. Essas técnicas juntas geram um modelo mais realístico com a complexa realidade geológica da Bacia Potiguar.

No reconhecimento geológico de campo, foram mapeadas as diversas unidades litológicas aflorantes ao longo do perfil geofísico, bem como realizada uma coleta de amostras de rochas, para confecção de lâminas delgadas, determinação da composição mineralógica e medidas de densidade. As densidades médias, estabelecidas para as rochas do embasamento cristalino tiveram valores em torno de $2,70 \text{ g/cm}^3$, sendo as de composições mais félsicas (leucogranitos) menos densas ($2,60 \text{ g/cm}^3$). Já para as rochas sedimentares da bacia, as densidades são bem menores, tendo os arenitos da Formação Açú densidades por volta de $2,18 \text{ g/cm}^3$, e para as rochas carbonáticas da Formação Jandaíra as densidades variam numa faixa de $2,45$ a $2,54 \text{ g/cm}^3$. Estas informações forneceram subsídios para a determinação dos intervalos de variação das propriedades físicas no procedimento de inversão conjunta.

Os dados de perfilagem geofísica de três poços exploratórios e cinco seções sísmicas forneceram importantes informações a priori da geometria interna da bacia e das propriedades físicas investigadas e suas distribuições em subsuperfície. Foi possível determinar as profundidades médias para a transição das principais sequências da Bacia Potiguar, além do topo do paleo-relevo do embasamento cristalino. Os três poços estão localizados próximos as SEV's 14 a 18, onde os resultados das interpretações dos poços e das SEV's mostram-se bastante coerentes. Foram identificadas as principais descontinuidades nos diversos canais, onde a interface que separa as formações Jandaíra e Açú encontra-se entre 40 m e 180 m de profundidade e a transição das sequências Pós-rife e Rife entre 350 m e 800 m. Já o topo do

embasamento possui profundidades bastante variadas, sendo bem marcados nos dados de sísmica de reflexão entre 4.500 m e 5.000 m de profundidade. Estes dados proporcionaram a incorporação de vínculos ao procedimento de inversão, melhorando a confiabilidade dos modelos geofísicos finais e reduzindo sobremaneira o universo de soluções possíveis para a resolução do problema inverso proposto.

O desenvolvimento do modelo geofísico inicial para inversão conjunta foi criado considerando o fino pacote rochoso de Coberturas recentes do Cenozóico, as principais unidades estratigráficas do pacote sedimentar da Bacia Potiguar, formações Jandaíra e Açú e Sequência Rifte, além do embasamento cristalino Pré-Cambriano. Para isso, foi construído um modelo geofísico de quatro camadas, com 31 células, onde os principais parâmetros do processo de inversão conjunta foram determinados através de análises estatísticas baseadas no critério dos mínimos quadrados.

Ao longo da *transecta* geofísica, a estruturação interna da Bacia Potiguar, revelada através da inversão conjunta dos dados gravimétricos e geoeletricos, mostra-se bastante consistente com os dados de perfilagem geofísica e seções sísmicas, e ainda, com diversos trabalhos existentes na literatura. A arquitetura interna do rifte principal da Bacia Potiguar é formada por um semi-gráben assimétrico com cerca de 5.000 m de espessura junto a borda falhada, à leste (Sistema de Falhas Carnaubais) e, ainda, um alto estrutural, à oeste, denominado de Alto de Quixaba. Estas estruturas estão recobertas pela Sequência Pós-Rifte, arenitos e calcários das formações Açú e Jandaíra, respectivamente, com espessura aumentando suavemente para NW. A interface entre o embasamento cristalino e as rochas sedimentares da Bacia Potiguar apresenta morfologia bastante complexa, com a presença de diversas estruturas, tais como falhas, altos internos (*horsts*) e grábens. Foi ainda, possível a identificação de outras feições estruturais, ao longo da porção mais superior do perfil geofísico, como falhas normais de origem secundária, que possivelmente, sofreram reativações graças a movimentações das falhas principais de borda.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Aguiar, de C. J. B., 1995. Aplicação do Método Geofísico de Eletroresistividade na Pesquisa Hidrogeológica de Bacias Sedimentares – O Exemplo da Bacia Potiguar/RN. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal de Pernambuco. 61p.

Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B. & Fuck, R.A., 1977. Províncias estruturais brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 7, Campina Grande. Atas do... Campina Grande, SBG, 1977. 449p. il. p. 363 - 391.

Amaral, C.A., 1990. Folha João Câmara, escala 1:100.000. DNPM/CPRM, 88p. (anexos).

Angelim, L.A.A., Medeiros, V.C., Nesi, J.R., 2006. Programa Geologia do Brasil – PGB. Projeto Geologia e Recursos Minerais do Estado do Rio Grande do Norte. Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Norte. 1:500.000. Recife: CPRM/FAPERNA, 2006.

Araripe, P.T. & Feijó, F.J., 1994. Bacia Potiguar. Boletim de geociências da Petrobrás, 8(1): 127-141.

Barbosa, V.C., Silva, J.B.C. & Medeiros, W.E., 1999. Stable inversion of gravity anomalies of sedimentary basins with smooth basement relief and arbitrary density contrast variations, *Geophysics*, 64, 754–764.

Bertani, R.T., Costa, I.G. & Matos, R.M.D., 1990. Evolução tectono-sedimentar, estilo estrutural e habitat do petróleo na Bacia Potiguar. In: **Gabaglia, G.P.R. & Milani, E.J. (eds)**, Origem e evolução de Bacias Sedimentares. Petrobrás, Rio de Janeiro. P. 291-310.

Blakely, R.J., 1995. Potential theory in gravity and magnetic applications, Cambridge University Press, USA, p. 441.

Bott, M.H.P., 1960. The use of rapid digital computing methods for gravity interpretation of a sedimentary basin, *Geophysics J. R. astr. Soc.*, 3, 63–67.

Braga, A. C. O., 2007. Métodos Geométricos Aplicados. Disponível em <http://ns.rc.unesp.br/igce/aplicada/geoeletricos-V4> (acessado em: fevereiro de 2009).

Brito Neves, B.B., Guimarães, L. P., Santos, E.J., Van Schunus, W. R. & Campos Neto, M.C., 2003. Geology, geochemistry and geochronology (Rb-Sr, U-Pb, Sm-Nd and Ar-Ar) Of the orthogneisses from the Alto Pajeú Terrane. IV SSAGI , Salvador, Anais, Vol I p.155-157.

Brito Neves, B.B., Santos E.J. & Van Schmus, W. R., 2000. Tectonic History of the Borborema Province, NW Brazil. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (eds): Tectonic Evolution of South America, Rio de Janeiro, p. 151 – 182.

Brito Neves, B.B.; Van Shumus, W.R. & Fetter, A., 2001. Noroeste da África – Nordeste do Brasil (Província Borborema: ensaio comparativo e problemas de correlação). Revista do Instituto de Geociências da USP (Série Científica, 1): p. 59 – 78.

Campos Velho, H.F., 2001. Problemas inversos: conceitos básicos e aplicações. Disponível em <http://www.lac.inpe.br/~haroldo/CursoPI/CursoPI.pdf> (acessado em: janeiro/2009).

Castelo Branco, R. M. G., Castro, D. L., Souza, M. L., Pineo, T. R. G., 2006. Comportamento de Bacias Sedimentares da Região Semi-Árida do Nordeste Brasileiro: Lavras da Mangabeira, Potiguar e Araripe (Pesquisa - Contrato CPRM/LGPSR/FINEP/UFC).

Cavalcante, J.C., 1999. Limites e evolução do Sistema Jaguaribeano, Província Borborema, Nordeste do Brasil. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Brasil, 183 p.

Colombo, D., Mantovani, M., De Stefano, M., Garrad, D. & Al Lawati, H., 2007. Simultaneous Joint Inversion of Seismic and Gravity Data for Long Offset Pre-Stack Depth Migration in Northern Oman. Let It Flow. Flow of Ideas, Hydrocarbons and Business. CSPG, CSEG. p. 191-195.

Cooper, G. R. C., 1992. V E S 1.3. Forward Modelling and Inversion for Schlumberger Resistivity Soundings. Department of Geophysics, University of the Witwatersrand Johannesburg, South Africa. 006grc@cosmos.wits.ac.za.

Cooper, G. R. C., 1996. GRAV2DC for Windows. A 2.5D interactive gravity modeling and inversion software package, Version 2.02: University of Witwatersrand.

Cordell, L. & Hederson, R.G., 1968. Iterative three-dimensional solution of gravity anomaly data using a digital computer, Geophysics, 54, 621–631.

CPRM, 2003. Mapa Geológico do Estado do Ceará em escala de 1:500.000. Formato digital *shapefile* (ESRI).

Dantas, E.L., Van Schmus, W.R., Hackspacher, P.C., Fetter, A.H., Brito Neves, B.B., Cordani, U., Nutman, A.P & Williams, I.S., 2004. The 3.4-3.5 Ga São José do Campestre massif, NE Brazil: remnants of the oldest crust in South America. Precambrian Research, 130, 113-137.

De Castro, D.L., 2005. Modelagem Gravimétrica 3-D de Corpos Graníticos e Bacias Sedimentares com Embasamento Estrutural de Densidade Variável. Revista Brasileira de Geofísica, 23 (3): p. 295-308.

De Castro, D. L., Oliveira, D.C. & Castelo Branco, R. M. G., 2007. On the tectonics of the Neocomian Rio do Peixe rift basin, NE Brazil: lessons from gravity, magnetics and radiometric data. Journal of South American Earth Sciences, v. 24, p. 184-202.

De Castro, D.L., Castelo Branco, R.M.G. & Lousada, E.O., 2006. Comportamento das bacias sedimentares da região semi-árida do nordeste brasileiro (Borda sul da Bacia Potiguar). Relatório conclusivo do levantamento gravimétrico, 59 p.

De Castro, D.L., Medeiros, W.E., Jardim De Sá, E.F. & Moreira, J.A.M., 1998. Mapa gravimétrico do Nordeste Setentrional do Brasil e margem continental adjacente: interpretação com base na hipótese de isostasia. *Revista Brasileira de Geofísica*, 16 (2/3): 115-131.

DeGroot-Hedlin, C. & Constable, S.C., 2004. Inversion of magnetotelluric data for 2D structure with sharp resistivity-contrast, *Geophysics*, 69(1), 78–86.

Dey, A. & Morrison, H.F., 1979. Resistivity modelling for arbitrary shaped two-dimensional structures, *Geophys. Prospect.*, 27, 106–136.

Dittmer, J. & Szymansky, J.E., 1995. The stochastic inversion of magnetics and resistivity data using the simulated annealing algorithm, *Geophys. Prospect.*, 43, 397–416.

Dosso, S.E. & Oldenburg, D.W., 1991. Magnetotelluric appraisal using simulated annealing, *Geophys. J. Int.*, 106, 379–385.

Ellis, D. V., 1987. Well Logging for Earth Scientists. New York, Elsevier Science Publishing Co., Inc.. 532 p.

Engl, H. W., Hanke, M. & Neubauer, A., 1996. Regularization of Inverse Problems: Mathematics and its Applications, Kluwer, 336p.

Fan, J., Jiansheng, W. & Jialin, W., 2008. Joint inversion of gravity and magnetic data for a twolayer model. *Applied Geophysics*, Vol.5, N^o.4, P. 331 - 339.

Ferreira, F.J.F., 2002. Métodos Sísmicos. Curso de Pós-Graduação em Geologia - Disciplina de Geofísica Exploratória, UFPR, 49p.

Fetter A.H., 1999. U-Pb and Sm-Nd geochronological constraints on the crustal framework and geologic history of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the assembly of Gondwana. Tese de doutorado, University of Kansas, Lawrence, Kansas, USA, 164 p.

Fetter, A.H., Dos Santos, T.J.S., Van Schmus, W.R., Hackspacher, P.C., Brito Neves, B.B., Arthaud, M.H., Nogueira Neto, J.A. & Wernick, E., 2003. Evidence for Neoproterozoic continental arc magmatism in the Santa Quiteria Batholith of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brasil: Implications for the assembly of west Gondwana. *Gondwana Research*, V. 6, n^o 2, pp. 265-273.

Françolin, J. B. L. & Szatmari, P., 1987. Mecanismo de rifteamento da porção oriental da margem norte brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*. v. 17, n. 2, p. 196-207.

Gallardo, L.A. & Meju, M.A., 2004. Joint two-dimensional DC resistivity and seismic travel time inversion with cross-gradients constraints, *J. geophys. Res.*, 109, B03311.

Grant, F.S. & West, G.F., 1965. Interpretation theory in applied geophysics, McGraw-Hill, New York, 584 pp.

Haber, E. & Oldenburg, D., 1997. Joint inversion: a structural approach, *Inverse Problem*, 13, 63–77.

Hackspacker, P. C.; Corsino, A. R.; Srivastava, N. K. & Tiriba, V. F., 1985. A Falha de Afonso Bezerra como evidência de significativo tectonismo frágil NW -SE, na Bacia Potiguar emersa – RN. Boletim UFRN/CCET/DG, 10, 33-44.

Harinarayana, T., 1999. Combination of EM and DC measurements for upper crustal studies, *Surv. Geophys.*, 20(3–4), 257–278.

Hering, A., Misiak, R., A., Gyulai, A., Ormos, T., Dobroka, M. & Dresen, L., 1995. A Joint Inversion Algorithm to Process Geoelectric and Surface Wave Seismic Data. Part I: basic ideas. *Geophysical Prospecting*, 43, 135-156.

Hoerlle, M. R., Gomes, C. J. S. & Matos, R. M. D., 2007. O Graben de Apodi, Região Sudoeste da Bacia Potiguar, RN, uma Interpretação com Base em Seções Sísmicas e Dados de Poços. *REM: R. Esc. Minas, Ouro Preto*, 60(4): 593-602.

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, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília – UNB, 803 p.

Jardim de Sá, E.F., Legrand, J.M., & McReath I., 1981. “Estratigrafia” de rochas granitóides na região do Seridó (RN-PB) com base em critérios estruturais, *Rev. Bras. Geoc.*, 11, 50-57.

Johansen, H.K., 1977. A man/computer interpretation system for resistivity soundings over a horizontally stratified earth, *Geophys. Prospect.*, 25, 677–691.

Kirkpatrick, S., Gellat, C.D. & Vecchi, M.P., 1983. Optimization by simulated annealing, *Science*, 220, 671–680.

Kis, M., 2002. Generalised Series Expansion (GSE) used in DC geoelectric seismic joint inversion, *J. appl. Geophys.*, 50, 401–416.

Koefoed, O., 1979. Resistivity Sounding Measurements, *Geosounding Principles I*, Elsevier, Amsterdam, 276 p.

Last, B.J. & Kubik K., 1983. Compact gravity inversion, *Geophysics*, 48, 713–721.

Li, Y. & Oldenburg, D.W., 1998. 3-D inversion of gravity data, *Geophysics*, 63(1), 109–119.

Luiz, J.G. & Silva L.M.C., 1995. Geofísica de prospecção. Vol.1. UFPA, Cejup, 311p.

Matos, R. M. D., 1987. Expressão sísmica de prováveis falhas de transferência na Bacia Potiguar emersa e *Graben* de Jacaúna/CE. Seminário de Geofísica, 2, Nova Friburgo. Anais... Nova Friburgo: Petrobras/Depex.

Matos, R.M.D., 1992. Deep seismic profiling, basin geometry and tectonic evolution of intracontinental rift basins in Brazil. Ph.D. Thesis, Cornell University, Ithaca, New York, 276 pp.

Medeiros, W. E., Jardim De Sá, E. F., Medeiros, V. C., Lucena, L. R. F., 2001. Estrutura Geológica do Aquífero Açú na Borda Sul da Bacia Potiguar entre Apodi e Upanema, RN. Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica. Relatório Técnico do Projeto: Recursos Hídricos Subterrâneos da Formação Açú aflorante na borda sul da Bacia Potiguar, RN (Faixa Upanema-Apodi).

Meju, M.A., 1996. Joint inversion of TEM and distorted MT soundings: some effective practical considerations, *Geophysics*, 61(1), 56–65.

Melo, J.G. & Stein, P., 2003. Recursos hídricos subterrâneos da formação Açú na borda sul da bacia Potiguar, RN, Brasil: Faixa Upanema-Apodi. Convênio: CAERN/FUNPEC/ UFRN, Relatório Técnico, 189p.

Metropolis, N., Rosenbluth, A., Rosenbluth, M., Teller, A.&Teller, E., 1953. Equation for state calculations by fast computing machines, *J. Chem. Phys.*, **21**, 1087–1092.

Milani, E. & Latgé, M.A., 1987. Modelagem Gravimétrica da porção terrestre da Bacia Potiguar e suas implicações geotectônicas. Boletim de Geociências PETROBRAS, Rio de Janeiro, v.1(1): 75-85.

Misiek, R., Liebig, A., Gyulai, A., Ormos, T., Dobroka, M. & Dresen, L., 1997. A Joint Inversion Algorithm to Process Geoelectric and Surface Wave Seismic Data. Part II: applications. *Geophysical Prospecting*, 45, p. 65-68.

Narasimha, R.B., Ramakrishna, P. & Markandeyulu, A., 1995. GMINV: a computer program for gravity or magnetic data inversion, *Computers & Geosciences* 21 (2) 301–319.

Nogueira, F. C. C., 2008. Estruturas Tectônicas Cenozóicas na Porção Leste da Bacia Potiguar - RN. Tese de Doutorado, UFRN, Natal, 156p.

Oldenburg, D.W., 1974. The inversion and interpretation of gravity anomalies, *Geophysics*, **39**, 526–536.

Oliveira, D. C.; Matos, R. D. & Soares, U. M., 1993. Contribuição ao estudo de estruturas rasas na Bacia Potiguar: análise estrutural do afloramento Afonso Bezerra (RN) e adjacências. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 4. Anais.... Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Geologia, 1993. v. 12, p. 306-311.

Oliveira, D.C., 1998. Evolução Magmática da Bacia Potiguar. Anais do 40º Congresso Brasileiro de Geologia, Belo Horizonte, 102 p.

Oliveira, L.J., 2005. Avaliação do uso da perfilagem geofísica para obtenção de informações secundárias para utilização em co-estimativas de variáveis geológico-minerais. Dissertação de Mestrado, UFRGS, Porto Alegre., 164p.

Orellana, E., 1972. Prospeccion geoelectrica en corriente continua. Madrid, Ed.Parainfo, Biblioteca Tecnica Philips, 523p.

Parasnis, D.S., 1997. Principles of Applied Geophysics. Chapman & Hall, 437 p.

Parente, C.V. & Arthaud, M., 1995. O sistema Orós-Jaguaribe no Ceará, NE do Brasil. Revista Brasileira de Geociências, 25: 21-32.

Parker, R.L., 1973. The rapid calculation of potential anomalies, Geophysics J. R. astr. Soc., 31, 447–455.

Patra, H.P. & Battacharya, P.K., 1966. Geophysical exploration for ground water around Digha in the coastal region of West Bengal, India, Geoexploration, 4, 209–218.

Pessel, M. & Gibert, D., 2003. Multiscale electrical impedance tomography, J. geophys. Res., 108 (B1), p. 2054.

Rothman, D.H., 1986. Automatic estimation of large residual statics corrections, Geophysics, 51, 332–346.

Roy, L., Shaw, R.K. & Argwql, B.N.P., 2002. Inversion of gravity anomalies over sedimentary basins: application of genetic algorithm and simulated annealing. SEG Int'l Exposition and 72nd Annual Meeting, Salt Lake City, Utah. Sasaki, Y., 1989.

Santos, F.A.M., Sultan, S.A., Represas, P. & El Sorady, A.L., 2006. Joint inversion of gravity and geoelectrical data for groundwater and structural investigation: application to the northwestern part of Sinai, Egypt. Geophysical Journal International, 165,705-718.

Santos, F.M., 2006. Inversão de Dados em Prospeção Geoeletromagnética. Prospeção Geofísica I Capítulo 8. p. 1-26.

Santos, R. D., Sousa, M. O. L., Lima, E. N. M. & Bezerra, F.H.R., 2009. Deformação Pós-Campaniana do Sistema de Falhas Poço Verde-Caraúbas, Bacia Potiguar. XII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos; Universidade Federal de Ouro Preto.

Santos, T.J.S., 1999. Evolução tectônica e geocronológica do extremo noroeste da Província Borborema. Tese de doutorado, IGCE/UNESP, 186 p.

Sen, M.K. & Stoffa, P.L., 1995. Global optimization methods in geophysical inversion, Advances in Exploration Geophysics, Elsevier Science Publishers, Amsterdam.

Smith, T., Hoversten, M., Gasperikova, E. & Morrison, F., 1999. Sharp boundary inversion of 2D magnetotelluric data, Geophys. Prospect., 47, 469–486.

Soares, U.M. & Rossetti, E.L., 2005. Tectonismo e sedimentação na porção SW do Rifte Potiguar - Bacia Potiguar emersa. Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, v. 13, n. 2, p. 149-166.

Stefano, M., & Colombo, D., 2006. Geophysical modeling through simultaneous Joint Inversion of Seismic, Gravity and Magnetotelluric data: SEG 76th Annual Meeting, New Orleans, Research Workshop, Integration of Seismic and Electromagnetic Measurements.

Telford, W.M., Geldart, L.P. & Sheriff, R.A., 1990. Applied geophysics. 2ª edição, Cambridge Univ. Press. 770 p.

Tikhonov, N. & Arsenin, V.Y., 1977. Solution of Ill-Posed Problems, V.H. Winston and Sons, New York, 349 p.

Tsuboi, C., 1983. Gravity, 1st edn, George Allen & Unwin Ltd., London, p. 254.

Van Schumus, W.R., Brito Neves, B.B., Hackspacher, P.C. & Babinski, M., 1995. Neoproterozoic and Late Mesoproterozoic sedimentary and volcanic in the Borborema Province. In: Simp. de Geol. Nordeste., 16, Recife, n.14, 2:391-393.

Van Schunus, W.R., Brito Neves, B.B., Hackspacher, P.C., Fetter, A.H., Kozuch, M., Dantas, E.L. & Babinski, M., 1997. The Borborema Province: a collage of polycyclic domains in NE Brazil. 17º Simpósio de Geologia do Nordeste, Resumos Expandidos, n. 15, Fortaleza-CE.

Vander Velpen, B.P.A., 1988. A computer processing package for D.C. Resistivity interpretation for an IBM compatibles. ITC Jour., V.4, The Netherlands.

Vozoff, K. & Jupp, D.L.B., 1975. Joint inversion of geophysical data, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **42**, 977-991.

Ward, S. H., 1990. Resistivity and induced polarization methods, In: S. H. Ward, ed., Geotechnical and Environmental Geophysics, vol. II, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa-Oklahoma, 2ª edição. p. 147-185.

Zohdy, A.A.R. & Bisdorf, R.J., 1989. Programs for the automatic processing and interpretation of Schlumberger sounding curves in Quick Basic. U.S. Geological Survey Open File Report 89-137-2, 64 p.