



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**INTERPRETAÇÃO E MODELAGEM DE DADOS GEOFÍSICOS NO ESTUDO DA
EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA DO RIFTE DE JAIBARAS – NE DO BRASIL**

NILO COSTA PEDROSA JUNIOR

**TESE DE DOUTORADO Nº 122
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

Brasília, 12 de Junho de 2015



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**INTERPRETAÇÃO E MODELAGEM DE DADOS GEOFÍSICOS NO ESTUDO DA
EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA DO RIFTE DE JAIBARAS – NE DO BRASIL**

NILO COSTA PEDROSA JUNIOR

Tese de doutorado apresentada junto ao curso de Pós-Graduação em Geologia – Área de concentração Geologia Regional, para obtenção do Título de Doutor em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Reinhardt Adolfo Fuck

Co-orientadora: Profa. Dr^a. Roberta Mary Vidotti

Brasília, 12 de Junho de 2015

P372i Pedrosa Junior, Nilo Costa
Interpretação e Modelagem de Dados Geofísicos no
Estudo da Evolução Geotectônica do Rife de Jaibaras
NE do Brasil / Nilo Costa Pedrosa Junior; orientador
Reinhardt Adolfo Fuck; co-orientador Roberta Mary
Vidotti. -- Brasília, 2015.
187 p.

Tese (Doutorado - Doutorado em Geologia) --
Universidade de Brasília, 2015.

1. Interpretação geofísica. 2. Métodos potenciais.
3. Método magnetotelúrico. 4. Modelagem conjunta 2D.
5. Rife de Jaibaras. I. Fuck, Reinhardt Adolfo,
orient. II. Vidotti, Roberta Mary, co-orient. III.
Título.



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**INTERPRETAÇÃO E MODELAGEM DE DADOS GEOFÍSICOS NO ESTUDO DA
EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA DO RIFTE DE JAIBARAS – NE DO BRASIL**

NILO COSTA PEDROSA JUNIOR

TESE DE DOUTORADO Nº 122
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

Orientador: Prof. Dr. Reinhardt Adolfo Fuck

Co-orientadora: Profa. Dr^a. Roberta Mary Vidotti

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Reinhardt Adolfo Fuck (orientador) - UnB

Prof. Dr. Augusto Cesar Bittencourt Pires - UnB

Profa. Dr^a. Adalene Moreira Silva - UnB

Prof Dr. Clóvis Vaz Parente - UFC

Prof. Dr. Roberto Gusmão de Oliveira - CPRM

Brasília, 12 de Junho de 2015

Aos meus pais, Nilo e Salete.

AGRADECIMENTOS

À minha família, em especial, aos meus pais, Nilo e Salete Pedrosa, por todo amor, dedicação e carinho. Aos meus irmãos, Rafael, Karine e Bruna pelo apoio e parceria. Aos amigos Elias e Tauily pela amizade e aos meus queridos e amados sobrinhos Ian e Isabella. À minha linda companheira e geóloga Karen Maria pelo amor e confiança ao longo desses anos. Ao meu grande amigo e companheiro Bilbo e aos inesquecíveis Bingo e Vida (*in memoriam*) pela alegria e amor que sempre despertam em mim.

Ao professor e orientador Dr. Reinhardt Fuck pela confiança e paciência ao longo de todos esses anos. E a professora e co-orientadora Dra. Roberta Vidotti pelos ensinamentos e paciência ao longo da jornada, apesar de alguns contratemplos.

À Universidade de Brasília (UnB) e ao Instituto de Geociências pela oportunidade de fazer parte do programa de pós-graduação em Geologia Regional. Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pelo apoio financeiro com a concessão da bolsa de estudo. Aos projetos Transbrasileiro e Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Estudos Tectônicos (FUB/Petrobras 0050.0053151.09.9 e CNPq 57.3713/2008-1) pelo financiamento nas etapas de campo. Ao Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), Serviço Geológico do Brasil (CPRM) e Observatório Nacional (ON) pela cessão dos dados geofísicos e empréstimo do Gravímetro digital CG-05 para levantamento gravimétrico.

Aos amigos e companheiros de campo Péricles, Mendes e Everaldo e a Profa. Roberta, que nos ajudaram na árdua missão de aquisição dos dados gravimétricos.

Ao corpo docente e funcionários do Instituto de Geociências da UnB, em especial para os professores doutores Welitom Borges, Luciano Cunha, José Eduardo Soares, Elton Dantas e Adalene Silva. Agradeço também as críticas e sugestões apresentadas pelos membros da banca de qualificação, professores doutores Augusto Pires, Nilson Botelho, Monica Von Huelsen e Carlos Alvarenga.

Ao Laboratório de Geofísica (LGPSR) da Universidade Federal do Ceará (UFC), representado pelo amigo e professor Dr. Mariano Castelo Branco, agradeço pelo espaço e confiança depositada em mim. Agradeço também pelo empréstimo do equipamento MT e apoio na aquisição dos dados magnetotélúricos na área de estudo. Acrescento os integrantes e grandes amigos do LGPSR e da UFC, Karen, Jackson, Ismael, Ailton, Ricardo, Rafael Duarte, Fabiano, Sérgio, Fernando, Carlos Eduardo, Paulo, Roberta, Glauciane, Alisson, Eduardo, Caio, Jonathan, além de outros. Ao grande amigo Nilton pela parceria e aprendizado ao longo

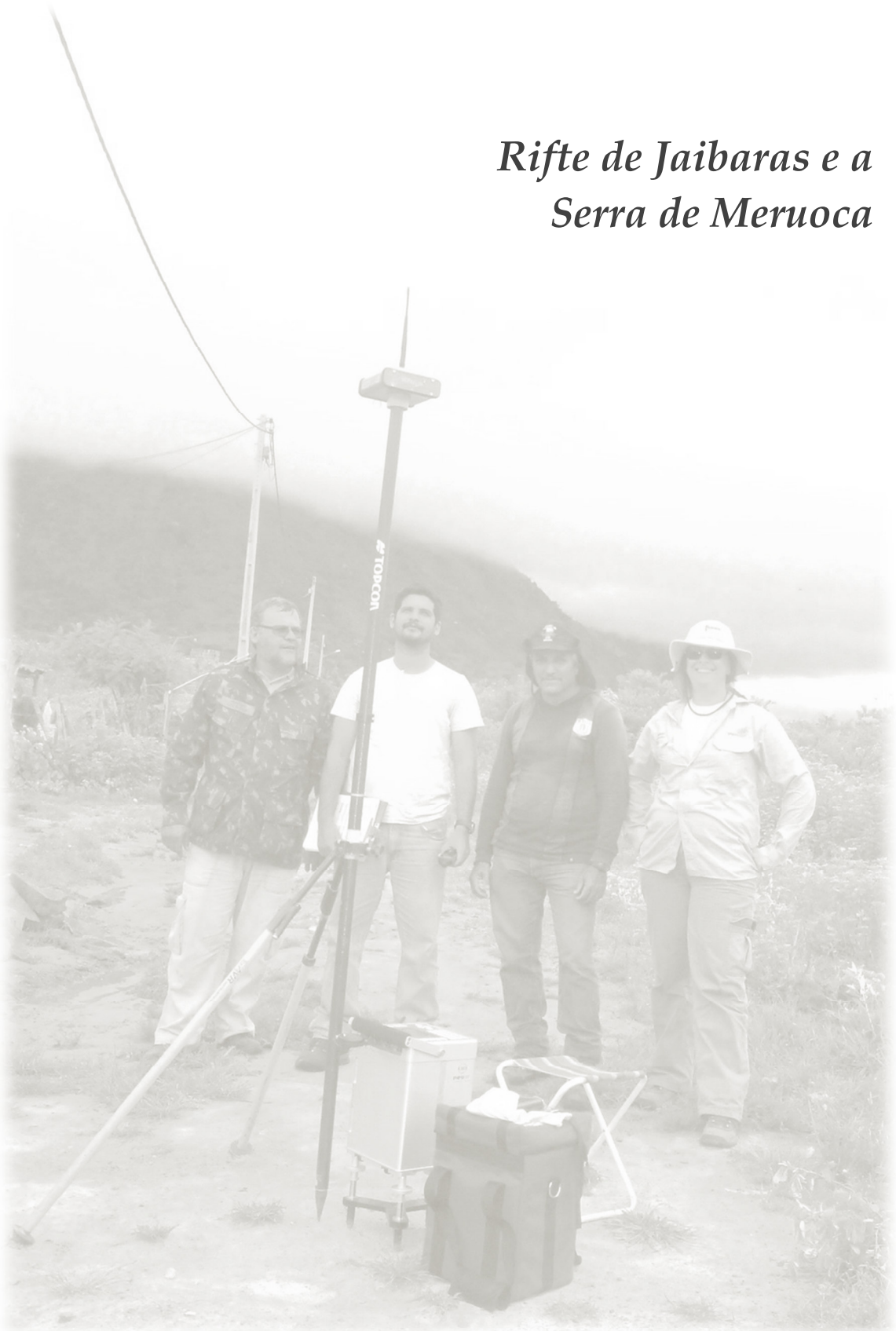
desses anos. Por fim, em especial, ao amigo e motorista Zé do Gado pela parceria e ensinamentos nas várias jornadas de campo realizadas.

Ao professor Dr. Afonso Almeida da UFC pelos vários comentários e ensinamentos sobre a geologia da Bacia de Jaibaras e pelo acompanhamento nas etapas de campo. Ao professor Dr. Clóvis Parente (UFC) pelos ensinamentos e ajuda na descrição das lâminas. Ao professor Dr. David Castro (UFRN) pelo apoio e dicas nas modelagens e inversão dos dados geofísicos. Ao Professor Dr. Fernando Santos da Universidade de Lisboa pela ajuda no processamento dos dados magnetotelúricos.

Aos amigos do programa de pós-graduação da UnB e de Brasília, especialmente para Lauro, Thiago, Gustavo, Heriscarter, Judiron, Ednie, Milton, Federico, Aureliano, Igor, Júlia, Ana Catarina, Isabela, Karine, Rafael, Eduardo, Márcio, Paulo, entre vários outros pelas discussões geológicas e geofísicas, “*rachas*” e cachaças tomadas e compartilhadas.

Ao Serviço Geológico do Brasil pelo espaço e tempo concedido a conclusão da tese. Acrescento os companheiros de trabalho – geólogos, geofísicos e os demais colaboradores da empresa pelas discussões e aprendizado. Em especial, os amigos da RETE Francisco Lages, Evilarde, Camila, Renato, Douglas, Magno, Emanuela, Elizângela, Paula, Rubens, Klara, Izabella, Aline, José Alberto, Ciro, Eduardo, André, Milton, Carlos Eduardo, Maicon, Jânio, Carminha, Francisco “*Rabicó*”, Paulo, Fabiano, David, Elivan, Samuel, Ricardo, John Kenedy, Robson, além de outros.

*Rifte de Jaibaras e a
Serra de Meruoca*



RESUMO

Estudo integrado de dados geofísicos (gamaespectrometria, magnetometria, gravimetria e magnetotelúrico) foi realizado na região do Rifte Jaibaras, NW do Ceará, situado no limite entre os domínios Ceará Central (DCC) e Médio Coreauá (DMC), porção setentrional da Província Borborema. O Rifte Jaibaras é uma feição alongada com direção NE-SW, controlada pela parte norte do Lineamento Transbrasiliano, localmente conhecida como Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II (ZCSPII). Interpretações qualitativa e quantitativa dos dados geofísicos foram promovidas visando o entendimento das relações tectono-magmáticas que envolvem a formação do rifte, com base na determinação dos principais lineamentos geofísicos, geometria e profundidade das fontes e separação de domínios geofísicos. Os resultados mostram compartimentação estrutural caracterizada por lineamentos dispostos na direção NE-SW e inflexões E-W, onde o DCC apresenta campo magnético relativamente suave, enquanto no DMC o campo é mais perturbado. Foi realizada estimativa de profundidade de fontes magnéticas e gravimétricas por meio da Deconvolução de Euler 2D em perfis perpendiculares ao eixo principal do rifte, bem como desenvolvida modelagem conjunta 2.5D de dados magnéticos e gravimétricos. Dados de geologia de superfície, medidas de densidade de rochas aflorantes e informações geofísicas de trabalhos anteriores na região foram incorporados com intuito de restringir o universo de soluções e tornar os modelos geológicos mais realísticos. Os resultados para as estimativas de profundidade nos perfis magnéticos e gravimétricos mostram que o Rifte de Jaibaras apresenta fontes com profundidades de até 2.5 km. A modelagem magnética-gravimétrica 2.5D foi estabelecida a partir da criação de vários blocos com propriedades físicas distintas, que mostram configuração complexa para o arcabouço estrutural do Rifte de Jaibaras, com conjunto de grabens assimétricos e horsts. A seção magnetotelúrica mostra que o Rifte de Jaibaras é marcado por baixos valores de resistividade, e que a espessura máxima do pacote sedimentar alcança aproximadamente 3 km. Anomalias condutivas de mergulho suave apontam para feição que pode representar zona de subducção no Domínio Ceará Central. A evolução tectono-magmática-sedimentar do Rifte de Jaibaras é iniciada a partir do final do evento Brasiliano, com tensores regionais atuando de modo a abrir a bacia de maneira transtensional. O rifte inicial tinha formato em “V” e com os processos evolutivos de rifteamento, erosão e de fechamento após o período cambro-ordoviciano fez com que fossem gerados falhamentos de direções NE-SW, E-W e NW-SE, e que continuam sofrendo processos de reativações.

ABSTRACT

Integrated study of geophysical data (gammaespectrometry, magnetometry, gravimetry and magnetotelluric) was undertaken in the Jaibaras Rift area, NW Ceará, between Ceará Central Domain (CCD) and Médio Coreaú Domain (MCD), northwestern portion of Borborema province. The Jaibaras Rift is a NE-SW trending elongated feature, controlled by the Transbrasiliano lineament, locally known as Sobral Pedro II Shear Zone (SPIISZ). Qualitative and quantitative interpretations of geophysical data were performed in order to understanding tectono-magmatic relations and rift formation based on determination of main geophysical lineaments, geometry and depth of sources and separation of geophysical domains. Magnetic models and 2-D e 2,5-D gravimetric models were generated from five NW-SW geophysical profiles for further characterization of geometry and depth of sources in order to obtain more reliable results, compatible with geological knowledge. The results show structural partition characterized by NE-SW lineaments and E-W inflexions, where CCD presents relatively mild magnetic field, whilst the MCD field is more disturbed. The depth of the magnetic and gravity sources was estimated using 2D Euler deconvolution. 2.5D joint modeling of magnetic and gravity data in five sections across the main axis of the Jaibaras Rift were performed. Surface geology data, outcropping rock density measurements and geophysical information from previous work in the area were integrated to constrain modeling. The magnetic and gravity profiles of the Jaibaras Rift estimated sources up to 2.5 km depth. The 2.5D magnetic-gravity modeling used several blocks with different physical properties, showing complex configuration for the structural framework of the Jaibaras Rift, with a set of asymmetric grabens and horsts. The 2D magnetotelluric inversion shows that Jaibaras Rift is marked by low resistivity values, and maximum thickness of the sedimentary package reaches approximately 3 km. Low dipping conductive anomalies point to a feature that may represent a subduction zone in Ceará Central Domain. The tectonic and magmatic-sedimentary evolution of the Jaibaras Rift starts at the end of the Brasiliano event with regional tensors opening the basin in a transtensional regime. The initial rift had a "V" shape, and the evolutionary processes of rifting, erosion and closing after the Cambro-Ordovician caused the NE-SW, E-W and NW-SE trending faults, which continue to undergo reactivation processes. The occurrence of earthquakes in the Jaibaras Rift region and its surroundings corroborate the recurrence of these reactivations.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	01
1.1. Objetivos	03
1.2. Localização da área	04
1.3. Organização da tese	04
2. GEOLOGIA	07
2.1. Contexto geotectônico regional	08
2.2. Arcabouço pré-cambriano da Bacia de Jaibaras	11
2.2.1. Paleoproterozoico	13
2.2.1.1. Complexo Granja	13
2.2.1.2. Complexo Gnáissico-migmatítico do DCC	14
2.2.1.3. Sequência Vulcânica Saquinho	14
2.2.2. Neoproterozoico	15
2.2.2.1. Complexo Ceará	15
2.2.2.2. Grupo Martinópole	17
2.2.2.3. Grupo Ubajara	19
2.2.2.4. Batólito de Santa Quitéria	20
2.2.2.5. Suítes granitoides	21
2.2.2.6. Enxame de Diques Coreaú-Aroeiras (EDCA)	22
2.3. Rifte de Jaibaras	23
2.3.1. Paleozoico	23
2.3.1.1. Grupo Jaibaras	23
2.3.1.1.1. Formação Massapê	24
2.3.1.1.2. Formação Pacujá	25
2.3.1.1.3. Formação Parapuí	27
2.3.1.1.4. Formação Aprazível	29
2.3.1.2. Granitos pós-orogênicos	30
2.3.1.2.1. Granito Meruoca	30
2.3.1.2.2. Granito Mucambo	31
2.4. Coberturas sedimentares	33
2.4.1. Paleozoico - Siluriano	33
2.4.1.1. Bacia do Parnaíba – Grupo Serra Grande	33

2.4.2. Cenozoico	34
2.4.2.1. Sedimentos recentes	34
2.5. Magmatismo e evolução geodinâmica da Bacia de Jaibaras	35
3. MÉTODOS	36
3.1. Levantamento bibliográfico e compilação de dados	37
3.2. Compilação e ampliação da cobertura gravimétrica e aquisição de dados magnetotelúricos	38
3.3. Processamento dos dados aerogeofísicos, gravimétricos e magnetotelúricos	38
3.4. Modelagens e inversões geofísicas	40
3.5. Modelos geológicos e geodinâmicos	41
4. DADOS GEOFÍSICOS	42
4.1. Aerogeofísica	43
4.1.1. Processamento dos dados gamaespectrométricos	43
4.1.2. Processamento dos dados magnéticos	47
4.2. Gravimetria	55
4.2.1. Aquisição dos dados gravimétricos	55
4.2.2. Dados gravimétricos prévios	59
4.2.3. Levantamento gravimétrico	59
4.2.4. Correção dos dados gravimétricos	60
4.2.5. Processamento dos dados gravimétricos	64
4.2.6. Densidade média das rochas	67
4.3. Método Magnetotelúrico	69
4.3.1. Aquisição dos dados magnetotelúricos	69
4.3.2. Processamento dos dados magnetotelúricos	72
5. ARTIGO 1 - ARCABOUÇO ESTRUTURAL E GEOFÍSICO DO RIFTE DE JAIBARAS	75
ABSTRACT	76
1. Introduction	76
2. Structural framework of the basement and the Jaibaras Rift	77
3. Geophysical data	79
3.1. Gamma ray spectrometric data analysis	79
3.2. Magnetic data analysis	80

3.3. Gravity data analysis	82
4. 3D Euler deconvolution	83
5. 2D gravity forward modeling	85
6. Discussion	87
7. Conclusion	89
Acknowledgments	90
References	90
6. ARTIGO 2 – INTERPRETAÇÃO E MODELAGEM CONJUNTA EM PERFIS MAGNÉTICOS E GRAVIMÉTRICOS E DADOS MAGNETOTELÚRICOS NO RIFTE DE JAIBARAS	93
ABSTRACT	95
Introduction	95
Regional geological context and Jaibaras Rift	98
Geophysical data	100
Magnetic data analysis	100
Gravity data	101
Magnetotelluric data	103
2D Euler deconvolution	105
2.5D Magnetic-gravity joint modeling	106
Results and discussion	107
Magnetotelluric data analysis	108
2.5D Magnetic-gravity joint modeling	108
Geological models	111
Geodynamic evolution and tectonic considerations	114
Conclusions	116
Acknowledgments	118
References	118
7. CONCLUSÕES	149
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	153
ANEXOS – RESUMOS EM ANAIS	170

LISTA DE FIGURAS

Capítulo 1

Figura 1.1: Mapa de localização e vias de acesso a área estudo, sobreposto a imagem SRTM (<i>Shuttle Radar Topographic Mission</i>).....	06
--	----

Capítulo 2

Figura 2.1: Gondwana Ocidental há cerca de 500 Ma. Principais províncias geológicas e a correlação entre o nordeste do Brasil e Oeste Africano.....	09
Figura 2.2: Geotectônica da Província Borborema.....	10
Figura 2.3: Mapa geológico do arcabouço estrutural da Bacia de Jaibaras.	12
Figura 2.4: Complexo Granja: a) Migmatito com porção rica em leucossoma e mesossoma; b) Gnaisse mostrando bandamento composicional.....	13
Figura 2.5: Complexo Gnáissico-migmatítico do DCC: a) Gnaisses com porções migmatíticas; b) Migmatito, mostrando veios de leucossoma descontínuos e dobrados.....	14
Figura 2.6: Complexo Ceará – Unidade Canindé: a) Gnaisses com diques de basalto; b) Metatexitos apresentando veios quartzo-feldspáticos dobrados e falhados; c) Leucognaisse bastante alterado com fraturas preenchidas por epidoto; d) Leucognaisse apresentando dobras simétricas e fechadas próximo a borda SE da Bacia de Jaibaras.....	16
Figura 2.7: Complexo Ceará – Unidade Independência: a) Visão geral do afloramento NJ 049; b) Detalhe do afloramento NJ 049: gnaisses com lentes de quartzitos; c) Quartzitos ricos em material aluminoso e ferruginoso; d) Lentes de mármore e rochas calcissilicáticas.....	17
Figura 2.8: Grupo Martinópolis: a) Aspecto geral dos quartzitos apresentando foliação de baixo ângulo; b) Detalhe do muscovita quartzito do afloramento NJ 147; c) Xisto bastante deformado com veios e/ou bolsões de quartzo e feldspato; d) Rochas calcissilicáticas apresentando dobras em Chevron.....	18
Figura 2.9: Grupo Ubajara: a) Meta-arenito intensamente fraturado exibindo direção preferencial N15°E; b) Meta-arenito de cor cinza orientado N70°E; c) Metacalcário com fraturas preenchidas por sílica; d) Matakão e blocos de metacalcário com minério de ferro.....	20

Figura 2.10: Batólito Santa Quitéria: a) Granito de granulação grossa com presença de restitos; b) Diques de diabásio exibindo esfoliação esferoidal e direção aproximada E-W.....	21
Figura 2.11: Suítes granitoides: a) Matacões e blocos de granito; b) Detalhe do afloramento NJ 039, mostrando granito equigranular, com elevado conteúdo de K-feldspato.....	22
Figura 2.12: Diques Coreaú-Aroeiras: a) Riolito porfirítico; b) Detalhe do riolito, com fenocristais de K-feldspato centimétricos.....	22
Figura 2.13: Coluna estratigráfica esquemática mostrando as principais relações entre as fases pré-rifte, rifteamento e subsidência termal.....	24
Figura 2.14: Formação Massapê: a) Brecha polimítica com matriz argilosa e clastos de gnaisses e quartzitos; b) Contato entre brecha polimítica e arenito conglomerático; c) Matacão de conglomerado polimítico fraturado; d) Microfotografia a Luz Natural Polarizada da brecha polimítica.....	25
Figura 2.15: Formação Pacujá: a) Vista geral dos arenitos da Formação Pacujá; b) Arenito bastante fraturado; c) Arenito com estratificação plano-paralela e níveis conglomeráticos; d) Fraturas abertas e preenchidas por sílica em siltitos; e) Arenito arcoseano estratificado com níveis de hematita; f) Microfotografia a luz natural do arenito arcoseano com hematita.....	26
Figura 2.16: Formação Parapuí: a) Basalto com textura afanítica e estrutura vesicular; b) Riolito com textura porfirítica; c) Diques de basalto com esfoliação esferoidal; d) Peperitos; e) Microfotografia de basalto; f) Microfotografia de basalto fortemente oxidado.....	28
Figura 2.17: Formação Aprazível: a) Conglomerado polimítico e arenito conglomerático; b) Detalhe do contato entre o conglomerado polimítico e arenito conglomerático; c) Conglomerado polimítico mal selecionado com matriz arenosa; d) Microfotografia do conglomerado polimítico.....	30
Figura 2.18: Granito Meruoca: a) Granito com granulação grossa equigranular rico em feldspato; b) Intrusão de rochas gabroicas na porção norte do Granito Meruoca; c) Microfotografia de granito; d) Microfotografia de gabro a luz ortoscópica.....	31

Figura 2.19: Granito Mucambo: a) Granito cinza de granulação fina a média; b) Detalhe do granito, apresentando xenólito de material de cor cinza escuro; c) <i>Hornfels</i> originado do metamorfismo de contato do Granito Mucambo; d) <i>Hornfels</i> mostrando dobras em <i>chevron</i>	32
Figura 2.20: Grupo Serra Grande: a) Vista geral de arenitos e conglomerados na porção nordeste da área de estudo; b) Conglomerados oligomíticos com níveis areníticos; c) Arenitos conglomeráticos com alto grau de litificação; d) Detalhe do conglomerado oligomítico.....	34
Capítulo 4	
Figura 4.1: Localização dos projetos aerogeofísicos nos estados do Ceará e Piauí utilizados na pesquisa.....	44
Figura 4.2: Etapas do processamento dos dados aerogamaespectrométricos da área de estudo.....	45
Figura 4.3: a) Mapa de anomalias radiométricas do canal Contagem Total, apresentando ruído de alta frequência na direção N-S; b) Perfil N-S, mostrando as variações na altura de voo do levantamento.....	46
Figura 4.4: Etapas de processamento dos dados aeromagnéticos da área de estudo.....	48
Figura 4.5: Campo Magnético Anômalo – CMA micronivelado da área de estudo.....	49
Figura 4.6: Anomalia magnética e sua respectiva fonte. a) 10° no hemisfério sul, b) no polo.....	50
Figura 4.7: Mapa de anomalias magnéticas reduzidas ao pólo, apresentando ruído de baixa frequência ao longo da declinação magnética (~ -21°).....	51
Figura 4.8: Amplitude do Sinal Analítico da área de estudo.....	52
Figura 4.9: Fase ou Inclinação do Sinal Analítico da área de estudo.....	53
Figura 4.10: Amplitude do Gradiente Horizontal Total da região do Rifte de Jaibaras.....	54
Figura 4.11: Imagem <i>Landsat Geocover</i> , com planejamento e localização dos perfis planejados para o levantamento gravimétrico.....	56
Figura 4.12: Relatório da Estação Gravimétrica Sobral “B” do Observatório Nacional utilizada como estação base na aquisição dos dados gravimétricos no Rifte de Jaibaras.....	57

Figura 4.13: Estação Base Gravimétrica Sobral “B” utilizada na aquisição dos dados gravimétricos no Rifte de Jaibaras.....	58
Figura 4.14: Equipamento Topcon HiPer Lite RTK utilizado para aquisição de dados plani-altimétricos no Rifte de Jaibaras.....	58
Figura 4.15: (a) Mapa com a localização das estações gravimétricas prévias, e (b) com as estações existentes e novas estações adquiridas na área de estudo....	59
Figura 4.16: Detalhe da tela do gravímetro digital CG-5 AUTOGRAV e o procedimento de aquisição dos dados.....	60
Figura 4.17: Mapa de anomalias gravimétricas Bouguer com a localização das estações e perfis gravimétricos.....	65
Figura 4.18: Espectro de potência radial médio do campo gravimétrico residual anômalo da área estudada.....	65
Figura 4.19: Etapas do processamento dos dados gravimétricos terrestres. a) anomalia Bouguer completa; b) anomalia gravimétrica regional; c) anomalia gravimétrica residual e; d) 1ª Derivada da anomalia residual.....	66
Figura 4.20: Amostras de rochas cortadas em blocos para o ensaio de densidade média das principais unidades geológicas da Bacia de Jaibaras e de seu arcabouço estrutural.....	68
Figura 4.21: Mapa de localização e vias de acesso da área de estudo, com a distribuição das estações magnetotelúricas na porção sul do Rifte de Jaibaras..	69
Figura 4.22: Configuração esquemática para levantamento magnetotelúrico utilizando “Arranjo em cruz”.....	70
Figura 4.23: Aquisição dos dados magnetotelúricos: a) Bobinas de indução para medição do campo magnético; b) Eletrodo não polarizado enterrado; c) Anotações e procedimentos gerais para aquisição dos dados; d) Detalhe da inserção dos parâmetros na ADU para início da aquisição; e) Detalhe da ADU, conexão e bateria para medição de 18 horas; f) Verificação dos dados após as 18 horas de medição.....	72
Figure 4.24: Dados eletromagnéticos transientes observados e curvas calculadas para a estação MT5.....	73
Figura 4.25: Modelo 2-D com a distribuição de resistividades na porção sul do Rifte de Jaibaras.....	74

Capítulo 5

Figure 1: a) West Gondwana, circa 500 Ma. Main geological provinces and the correlation between northeastern Brazil and West Africa; b) Simplified geological map of the northern portion of the Borborema Province.....	77
Figure 2: Simplified geological map of the structural framework of the Jaibaras Rift.....	78
Figure 3: Location of the Novo Oriente and Norte do Ceará geophysical projects, and the distribution of previous gravity stations, as well as the new stations acquired in the study area.....	80
Figure 4: Gamma-spectrometric maps: a) Concentration of K; b) Total Count, major outcropping geological boundaries and structures; c) False color ternary RGB composition with the main gamma ray spectrometric lineaments interpreted; and, d) Classification of elements based on high and low K, eU and eTh concentrations and interpreted lineaments.....	81
Figure 5: Magnetic anomaly maps: a) Magnetic anomaly and the main limits and known geological structures; b) First Vertical Derivative with major magnetic lineaments; c) Analytic Signal Amplitude; and, d) Main magnetic domains and blocks in the structural framework of the Jaibaras Rift region, and first and second order magnetic lineaments.....	82
Figure 6: Rosette diagrams for each interpreted magnetic domains.....	83
Figure 7: Gravity anomaly maps: a) Complete Bouguer with the stations; b) Regional; c) Residual and major boundaries, and geological structures; and, d) First Vertical Derivative with major gravimetric lineaments.....	84
Figure 8: 3D Euler Deconvolution using structural index 0: a) Magnetic anomaly and b) Residual Gravity Field solutions.....	85
Figure 9: Euler solutions to the AB transect: a) Magnetic and residual gravity anomalies; and b) Euler solutions for the magnetic and gravity data using structural index from 0 to 1.....	86
Figure 10: 2D gravity modeling of the transect AB: a) Observed and calculated gravity anomalies with fitting error lower than 0.5%; and, b) Interfaces and blocks with different densities used in the structural framework of Jaibaras Rift region.....	87

Figure 11: Map of integrated geophysical and geological data with the main structures, the limits of Jaibaras Rift and associated magmatism and schematic illustration of the tectonic and magmatic evolution of the Jaibaras Rift.....	88
Figure 12: Micro-gabbro in the Meruoca Granite region (a); Sandstones showing partially silica-filled fractures due to the reactivation of faults (b); Blocks of iron ore – Hematite (c); and, sandstones with centimetric to millimetric intercalations with iron ore (d).....	89
Figure 13: Geological model for the structural framework of the Jaibaras Rift..	90

Capítulo 6

Figure 1: Simplified geological map of the northern portion of the Borborema Province - Médio Coreau and Ceará Central domains.....	131
Figure 2: Simplified geological map of the structural framework of the Jaibaras Rift.....	132
Figure 3: Maps of magnetic (a) and residual Bouguer gravity (b) anomalies of the structural framework of the Jaibaras Rift.....	133
Figure 4: Two-dimensional resistivity model of the southern portion of the Jaibaras Rift (a) and interpreted resistivity model (b).....	134
Figure 5: Residual gravity and magnetic anomalies along the profiles with the Euler solutions for structural index 0 and 1.....	135
Figure 6: Observed and calculated magnetic and residual gravimetric anomalies (a) and result from the joint modeling of geophysical data along profile 1 (b).....	136
Figure 7: Observed and calculated magnetic and residual gravimetric anomalies (a) and result from the joint modeling of geophysical data along profile 2 (b).....	137
Figure 8: Observed and calculated magnetic and residual gravimetric anomalies (a) and result from the joint modeling of geophysical data along profile 3 (b).....	138
Figure 9: Observed and calculated magnetic and residual gravimetric anomalies (a) and result from the joint modeling of geophysical data along profile 4 (b).....	139

Figure 10: Observed and calculated magnetic and residual gravimetric anomalies (a) and result from the joint modeling of geophysical data along profile 5 (b).....	140
Figure 11: Geological models obtained from the joint modeling in the five magnetic and gravity profiles for region of the Jaibaras Rift.....	141
Figure 12: Simplified geodynamic model for the end of the Neoproterozoic and early Cambrian (post-Brasiliano) showing the evolution and current configuration of the tectonic framework of the Jaibaras Rift.....	142

LISTA DE TABELAS

Capítulo 1

Tabela 1.1: Coordenadas geográficas e UTM (WGS-84, Zona 24 S) da área de estudo.....	04
--	----

Capítulo 4

Tabela 4.1: Parte do banco de dados com as devidas correções gravimétricas realizadas nos dados adquiridos na região do Rifte de Jaibaras.....	63
Tabela 4.2: Valores das densidades médias para as principais unidades geológicas aflorantes.....	68

Capítulo 5

Table 1: Densities of the blocks with crustal domains and corresponding geological units used in the 2D gravity modeling.....	86
---	----

Capítulo 6

Table 1: Structural indices and respective magnetic and gravity data.....	143
Table 2: Indices of the geophysical model obtained in Profile 1, with the physical properties (magnetic susceptibility and density) and geological units of each block.....	144
Table 3: Indices of the geophysical model obtained in Profile 2, with the physical properties (magnetic susceptibility and density) and geological units of each block.....	145
Table 4: Indices of the geophysical model obtained in Profile 3, with the physical properties (magnetic susceptibility and density) and geological units of each block.....	146
Table 5: Indices of the geophysical model obtained in profile 4 with the physical properties (density and magnetic susceptibility) and geological units of each block.....	147
Table 6: Indices of the geophysical model obtained in profile 5, with the physical properties (density and magnetic susceptibility) and geological units of each block.....	148

INTRODUÇÃO

1. INTRODUÇÃO

O Rifte de Jaibaras está localizado no limite entre os domínios Médio Coreau e Ceará Central, na porção setentrional da Província Borborema, nordeste do Brasil. Diversos estudos geológicos realizados nessa região nos últimos 50 anos têm demonstrado que esta área é uma das mais interessantes e complexas do país, principalmente, no que diz respeito à sua evolução geológica (Kegel *et al.*, 1958; Cobra, 1963; Costa *et al.*, 1979; Sá *et al.*, 1979; Gomes *et al.*, 1981; Nascimento *et al.*, 1981; Gorayeb *et al.*, 1993; Torquato, 1995; Torquato e Nogueira Neto, 1996; Oliveira, 2001; Oliveira e Mohriak, 2003). Grande parte desses estudos está relacionada a mapeamento geológico regional e caracterização geológica e geotectônica da Província Borborema (Santos e Brito Neves, 1984; Santos *et al.*, 1984; Silva Filho, 1995; Santos *et al.*, 2008).

O controle estrutural do rifte é relacionado à parte norte do Lineamento Transbrasiliano (Schobbenhaus *et al.*, 1975), localmente conhecido como Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II. O lineamento é considerado como a continuação do Lineamento Kandi na África e é interpretado, em alguns trabalhos, como sutura neoproterozoica que atuou na formação do supercontinente Gondwana (Caby, 1989; Castaing *et al.*, 1993, 1994; Vauchez *et al.*, 1995; Arthaud *et al.*, 2008; Santos *et al.*, 2008; Cordani *et al.*, 2013a,b). A formação do Rifte de Jaibaras está relacionada ao processo tafrogenético que separou as placas Laurentia e Báltica do Gondwana Oriental no final do evento orogênico Brasileiro/Panafricano (Bond *et al.*, 1984; Lieberman, 1997; Oliveira e Mohriak, 2003).

Os riftes intracontinentais do início do Paleozoico, como é o caso do Rifte de Jaibaras, têm sua importância econômica relacionada a depósitos minerais formados em associação com eventos magmáticos diversos que atuaram concomitantemente ou posteriormente à sua abertura e preenchimento, como por exemplo, processos hidrotermais que dão origem a depósitos ricos em Fe-P e em óxido de Fe-Cu-Au ou IOCG (*Iron Oxide-Copper-Gold*) (Parente *et al.*, 2011). Tais ocorrências minerais podem ser estudadas com aplicação de métodos geofísicos, que por sua vez podem inferir áreas-alvo para estudos mais detalhados. Vale ressaltar, no entanto, que esse não é enfoque da presente pesquisa.

A pesquisa na região do Rifte de Jaibaras é baseada e fundamentada na aplicação de métodos geofísicos do campo potencial (aeromagnetometria e gravimetria terrestre), método gamaespectrométrico aéreo e no método magnetotelúrico (MT). Os dados aerogeofísicos foram disponibilizados pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM), os dados gravimétricos foram adquiridos em campo com gravímetro CG-05 e os dados

magnetotelúricos foram levantados com equipamentos da Metronix – ADU's. Todos esses dados passaram por processamento, com a aplicação de várias técnicas de filtragem, modelagem e inversão com intuito de realçar fontes e características geológicas específicas na região do rifte. Os métodos geofísicos aplicados na presente pesquisa, aliados ao controle geológico-estrutural na área de estudo, trazem novas informações a respeito da natureza do Rifte de Jaibaras, bem como do limite entre os domínios Médio Coreau e Ceará Central e de possível sutura ou descontinuidade continental.

1.1. Objetivos

O objetivo geral deste trabalho é mapear as relações tectono-magmáticas da arquitetura do Rifte de Jaibaras (NW do Ceará) e do embasamento intensamente deformado, com intuito de propor modelos geodinâmicos para a região de estudo e determinar a geometria interna do rifte. O estudo é baseado principalmente no processamento e interpretação das assinaturas gamaespectrométricas, magnéticas, gravimétricas e dos dados magnetotelúricos do arcabouço da bacia e sua arquitetura interna.

Como objetivos específicos propõem-se:

- Ampliar a cobertura gravimétrica da região da Bacia de Jaibaras;
- Realizar reconhecimento geológico e estrutural em áreas alvo do rifte, bem como medidas das densidades das rochas aflorantes;
- Efetuar o processamento e correção digital dos dados geofísicos e integrar dados gamaespectrométricos e magnéticos aerotransportados com a confecção de mapas de anomalias geofísicas, razões entre elementos radioativos e ternários (K-Th-U);
- Determinar as assinaturas geofísicas dos eventos magmáticos da Bacia de Jaibaras;
- Estudar a geometria do rifte com base em modelagem conjunta magnética e gravimétrica e Deconvolução Euler dos dados magnéticos e gravimétricos;
- Estudar feições crustais profundas e rasas por meio de modelagem gravimétrica 2-D e modelagem conjunta magnética e gravimétrica 2,5-D, junto com dados geofísicos disponíveis na literatura (sísmica, magnetotelúrico, gravimetria) e aquisição, processamento e interpretação de dados magnetotelúricos (MT);
- Determinar relações tectono-estruturais das zonas de cisalhamento e arquitetura interna do rifte, bem como determinar relações de continuidade em profundidade das estruturas geológicas aflorantes para a caracterização da deformação na bacia;

- Propor um modelo geodinâmico para a evolução do Rifte de Jaibaras e para a tectônica atuante após o Neoproterozoico na região dos domínios Médio Coreaú e Ceará Central.

1.2. Localização da área

A área pesquisada situa-se na região nordeste do Brasil, mais especificamente no noroeste do Estado do Ceará, envolvendo as rochas associados à Bacia de Jaibaras e seu arcabouço tectônico. Compreende cerca de 16.500 km² de área superficial, limitada pelas coordenadas geográficas 40° e 41°06' de longitude oeste e 2°55' e 4°12' de latitude sul (Tabela 1.1; Figura 1.1). O acesso à área pode ser feito pela rodovia federal BR-222, partindo da capital cearense - Fortaleza no sentido oeste até Sobral, cerca de 240 km de distância, adentrando assim, a Bacia de Jaibaras pela borda leste (Figura 1.1).

Tabela 1.1: Coordenadas geográficas e UTM (WGS-84, Zona 24 S) da área de estudo (Figura 1.1).

VÉRTICES	LONGITUDE	LATITUDE
1	41°06'00"W/266.894 mE	02°55'00"S/9.677.569 mN
2	40°00'00"W/388.863 mE	02°55'00"S/9.677.569 mN
3	40°00'00"W/388.863 mE	04°12'00"S/9.535.452 mN
4	41°06'00"W/266.894 mE	04°12'00"S/9.535.452 mN

1.3. Organização da tese

A tese de doutorado foi organizada em dois artigos, sendo um publicado e outro submetido em periódicos internacionais. Dessa maneira, os capítulos iniciais se referem a aspectos introdutórios, objetivos gerais e específicos, na localização da área de estudo e na apresentação dos dados e métodos utilizados na pesquisa.

O contexto geológico é discutido no capítulo 3 na forma de síntese bibliográfica, envolvendo o contexto regional da porção setentrional da Província Borborema e dos domínios Médio Coreaú e Ceará Central. Essas informações foram acrescidas de novos dados obtidos em levantamentos de campo na região do arcabouço estrutural do Rifte de Jaibaras. Já os procedimentos de aquisição e processamento dos dados magnéticos, gravimétricos e magnetotelúricos são mostrados em detalhe no capítulo 4.

O capítulo 5 é relativo ao primeiro artigo resultado deste trabalho e está publicado na revista *Journal of South American Earth Sciences* intitulado “*Structural framework of the*

Jaibaras Rift, Brazil, based on geophysical data". Nele são interpretadas e caracterizadas as assinaturas gamaespectrométricas, magnéticas e gravimétricas do arcabouço estrutural do Rifte de Jaibaras, além de investigação de fontes em subsuperfície que foram realizadas por meio de deconvolução de Euler 2-D e 3-D e modelagem gravimétrica 2-D.

Interpretação qualitativa e quantitativa dos dados magnéticos, gravimétricos e magnetotelúricos foi realizada em cinco perfis perpendiculares ao eixo principal do Rifte de Jaibaras. Esses resultados são mostrados no capítulo 6, apresentado como um manuscrito com o título de "*Internal architecture of the intracontinental Jaibaras Rift, Brazil: magnetic-gravity joint modeling and magnetoteluric data*" que foi submetido à revista *Interpretation* da *Society of Exploration Geophysicists*. Esse estudo é conduzido pela estimativa de profundidade de fontes magnéticas e gravimétricas, na modelagem conjunta 2,5-D de dados magnéticos e gravimétricos e na interpretação de dados magnetotelúricos adquiridos na porção sul do rifte.

O capítulo 7 reúne as considerações finais e as principais conclusões acerca da região do Rifte de Jaibaras e dos domínios Médio Coreaú e Ceará Central, sintetizando a caracterização das assinaturas geofísicas, disposição e configuração da estruturação interna da bacia, além de aspectos geodinâmicos para o período pós-neoproterozoico.

As figuras e tabelas da tese estão referenciadas a cada capítulo, sendo que os capítulos 5 e 6, que correspondem aos artigos publicado e submetido, respectivamente, obedecem à própria formatação e paginação das revistas. De todo modo, a paginação da tese é continuada e colocada entre colchetes para que seja diferenciada da paginação dos artigos.

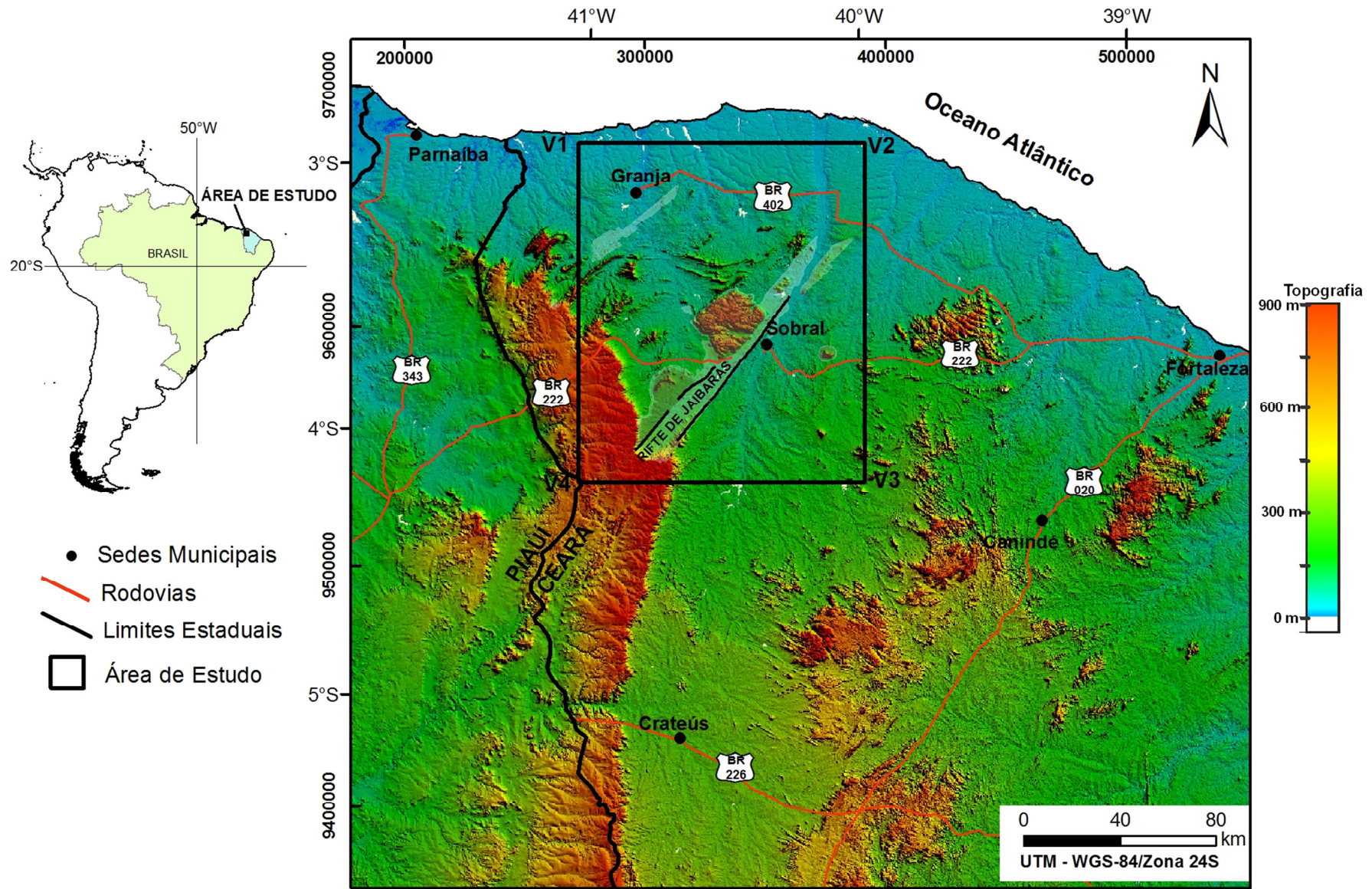


Figura 1.1: Mapa de localização e principais vias de acesso à área estudo, sobreposto a imagem SRTM (*Shuttle Radar Topographic Mission*).

2. GEOLOGIA

2.1. Contexto geotectônico regional

A área de estudo está situada no extremo noroeste da Província Borborema (PB), nordeste da Plataforma Sul-americana (Almeida *et al.*, 1981). A PB representa extenso segmento geológico pré-cambriano, cuja geometria atual é decorrente da colisão entre os crátons Amazônico, São Luiz–Oeste África e São Francisco–Congo durante a Orogenia Brasileira/Pan-Africana no final do Neoproterozoico e início do Fanerozoico (0,7 - 0,542 Ga) (Brito Neves e Cordani, 1991; Brito Neves *et al.*, 2000; Arthaud *et al.*, 2008; Van Schmus *et al.*, 2008; Brito Neves *et al.*, 2014 - Figura 2.1). Ao longo de sua evolução, a PB foi afetada ainda por outros importantes eventos tectono-termiais no Arqueano (3,4–3,2 Ga; 2,7 Ga), no Paleoproterozoico (2,4–2,3 Ga; 2,1–1,8 Ga) e na Orogenia Cariris Velhos (1,0–0,95 Ga) (Fetter, 1999; Brito Neves e Campos Neto, 2002; Van Schmus *et al.*, 2008; Santos *et al.*, 2008a; Santos *et al.*, 2010). Embora existam muitas divergências a respeito da influência de cada um desses eventos, é consenso que a Orogenia Brasileira/Pan-Africana foi responsável por grande parte das estruturas observadas atualmente na PB.

A instalação do Rifte de Jaibaras está associada ao final da Orogenia Brasileira, quando os processos contracionais deram lugar a tectônica de escape e a regimes de ruptura da crosta continental, associados ao processo tafrogenético que separou as placas Laurentia e Báltica do Gondwana Oriental (Bond *et al.*, 1984; Lieberman, 1997). O evento distensivo provocou acúmulo de *stress* intraplaca e reativação das principais zonas de cisalhamento e anisotropias crustais, fazendo com que se desenvolvessem importantes bacias e/ou riftes continentais e houvesse geração e intrusão de granitos anorogênicos (Leighton, 1990).

A PB caracteriza-se pelo arranjo complexo de domínios tectono-estratigráficos bastante deformados, limitados por zonas de cisalhamentos regionais e afetados por magmatismo granítico (Almeida *et al.*, 1981). A província é dividida em três subprovíncias: Setentrional, Central (ou Zona Transversal) e Meridional (Figura 2.2). A área de pesquisa encontra-se na subprovíncia Setentrional, que por sua vez, é dividida em três domínios: Rio Grande do Norte, Ceará Central e Médio Coreáú (Caby e Arthaud, 1986; Fetter *et al.*, 2003; Castro, 2004; Arthaud *et al.*, 2008; Oliveira, 2008; Santos *et al.*, 2008a, 2009; Araújo *et al.*, 2010, 2012a; Van Schmus *et al.*, 2011 - Figura 2.2).

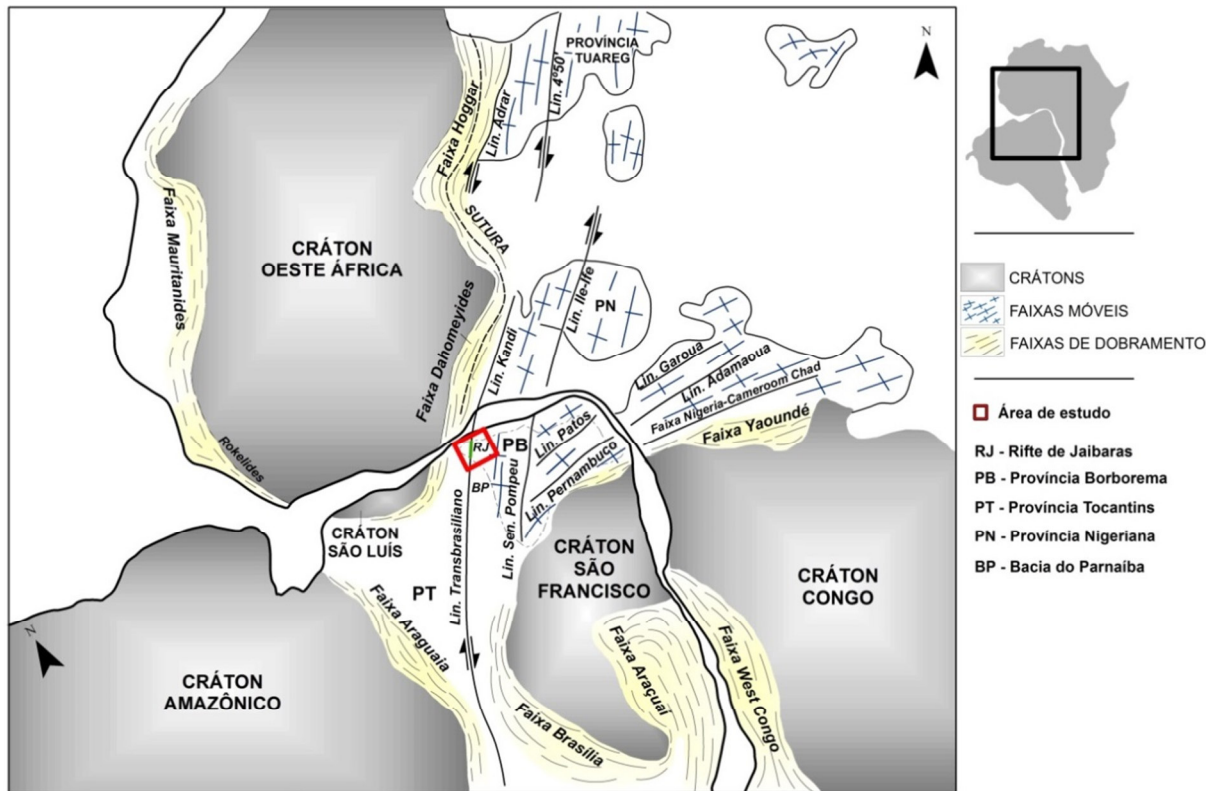


Figura 2.1: Gondwana Ocidental há cerca de 500 Ma. Principais províncias geológicas e a correlação entre o nordeste do Brasil e Oeste Africano (Caby, 1989; Santos *et al.*, 2008a; Van Schmus *et al.*, 2008).

O Domínio Rio Grande do Norte (DRN) é limitado a sul pelo Lineamento Patos e a noroeste pela Zona de Cisalhamento Senador Pompeu ou Jaguaribe (Figura 2.2). É caracterizado pela ocorrência de um núcleo arqueano, o mais antigo da América do Sul, representado pelo Maciço São José do Campestre (Dantas *et al.* 2004), por sequências supracrustais paleoproterozoicas da Faixa Orós-Jaguaribe (Parente e Arthaud, 1995) e neoproterozoicas da Faixa Seridó, além da ocorrência de extenso complexo gnáissico-migmatítico paleoproterozoico denominado de Complexo Caicó e grande número de intrusões graníticas de idade neoproterozoica. Arthaud *et al.* (2008) propõem a inserção do Domínio Orós-Jaguaribe, compreendendo gnaisses paleoproterozoicos de embasamento, associações vulcano-sedimentares do Paleoproterozoico tardio e granitos neoproterozoicos, é limitado pelas zonas de cisalhamento Orós e Jaguaribe (Arthaud *et al.*, 2008).

O Domínio Ceará Central (DCC) é limitado a sudeste pela Zona de Cisalhamento Senador Pompeu e a noroeste pela Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II, parte norte do Lineamento Transbrasiliano (Figura 2.2). O domínio é caracterizado por núcleo arqueano (3,2–2,7 Ga - Complexo Cruzeta) com associação de rochas do tipo tonalito-trondhjemitogranodiorito (TTG) e envolto por ortognaisses e migmatitos paleoproterozoicos (2,1–2,2 Ga, Fetter *et al.*, 2000; Martins *et al.*, 2009), pelas rochas supracrustais neoproterozoicas do

Complexo Ceará (Arthaud, 2007; Arthaud *et al.*, 2008), por arco continental neoproterozoico (Batólito Santa Quitéria, Fetter *et al.*, 2003; Arthaud *et al.*, 2008), e por granitos sin-, tardi- e pós-orogênicos (Fetter, 1999; Castro, 2004; Arthaud *et al.*, 2008).

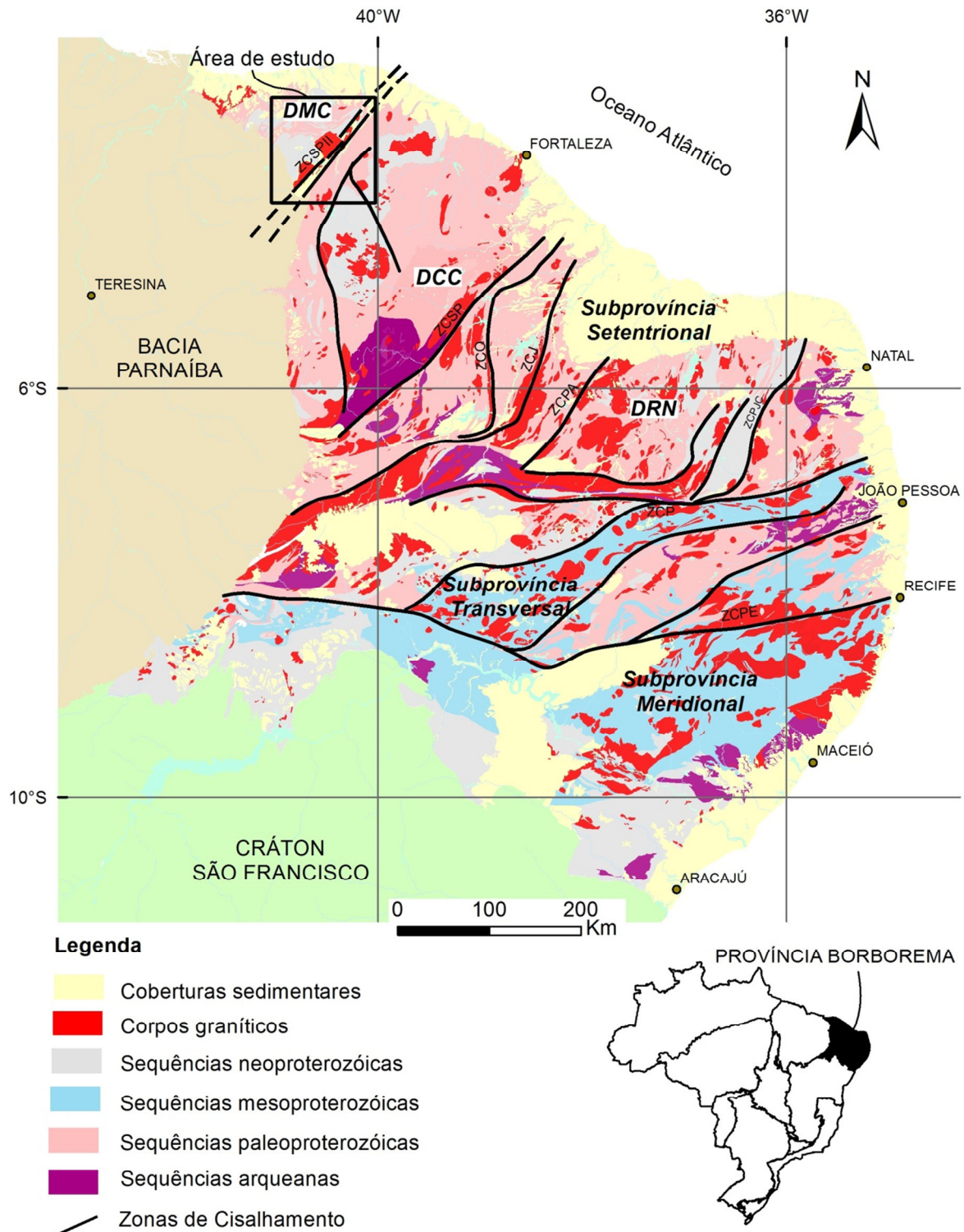


Figura 2.2: Geotectônica da Província Borborema. Domínios crustais da Subprovincia Setentrional - DMC: Médio Coreau; DCC: Ceará Central; DRN: Rio Grande do Norte. Principais zonas de cisalhamento regionais – ZCSP II: Sobral-Pedro II; ZCSP: Senador Pompeu; ZCJ: Jaguaribe; ZCO: Orós; ZCPA: Portalegre; ZCPJC: Picuí-João Câmara; ZCP: Patos; ZCPE: Pernambuco (modificado de Delgado *et al.*, 2003; Fetter *et al.*, 2003).

O Domínio Médio Coreaú (DMC), onde está inserida a Bacia de Jaibaras, é limitado a sudeste pela Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II - Lineamento Transbrasiliano (Figura 2.2) e a oeste pelas coberturas sedimentares da Bacia do Parnaíba. É constituído por sequência de rochas vulcanoclásticas da Unidade Saquinho (Santos *et al.*, 2008b), ortognaisses e migmatitos paleoproterozoicos, derivados de suítes do tipo TTG (Caby e Arthaud, 1986; Santos *et al.*, 2002) associadas ao Complexo Granja (Brito Neves, 1983), sequências supracrustais neoproterozoicas do Grupo Martinópolis (Santos e Hackspacher, 1991; Santos, 1993) e rochas metassedimentares do Grupo Ubajara (Nascimento e Gava, 1979), bacias do tipo molássicas, como é o caso dos riftes de Jaibaras e Riacho Sairi ou Jaguarapi, além de granitos brasileiros e anorogênicos.

2.2. Arcabouço pré-cambriano da Bacia de Jaibaras

O arcabouço paleoproterozoico do Rife de Jaibaras é formado por gnaisses, migmatitos e granulitos do Complexo Granja (DMC), sequências de rochas supracrustais neoproterozoicas dos grupos Ceará – gnaisses, xistos, granulitos e calcissilicáticas (DCC), Martinópolis – xistos e quartzitos e Ubajara – meta-arenitos, metassiltitos e mármore (DMC), além de diques e corpos graníticos e máficos sin- e pós-colisionais. Além desses, estão expostas as rochas das formações Massapê, Pacujá, Parapuí e Aprazível da Bacia do Jaibaras e rochas clásticas do Grupo Serra Grande (Figura 2.3).

Durante a etapa de aquisição dos dados gravimétricos e em etapa de campo posterior foi efetuado reconhecimento geológico na área de estudo, principalmente ao longo de cinco perfis geológicos/geofísicos e ainda, em regiões circunvizinhas. As principais unidades estratigráficas identificadas na área de estudo fazem parte dos domínios crustais DMC e DCC. O método para a cartografia das principais unidades envolveu a descrição e registro fotográfico dos diversos afloramentos, com a coleta de dados espaciais (coordenadas cartográficas – UTM, datum WGS-84, zona 24 Sul), dados estruturais e amostras de rochas para análise microscópica e ensaios de densidade. Os valores de densidade das rochas são incorporados nos processos de modelagem e inversão dos dados gravimétricos. Em outra etapa, foi realizado reconhecimento geológico de campo em algumas áreas-alvo, que representam anomalias geofísicas de interesse na região de estudo. Os resultados da integração geofísica/geologia estão também descritos nas interpretações geofísicas, bem como nas devidas modelagens.

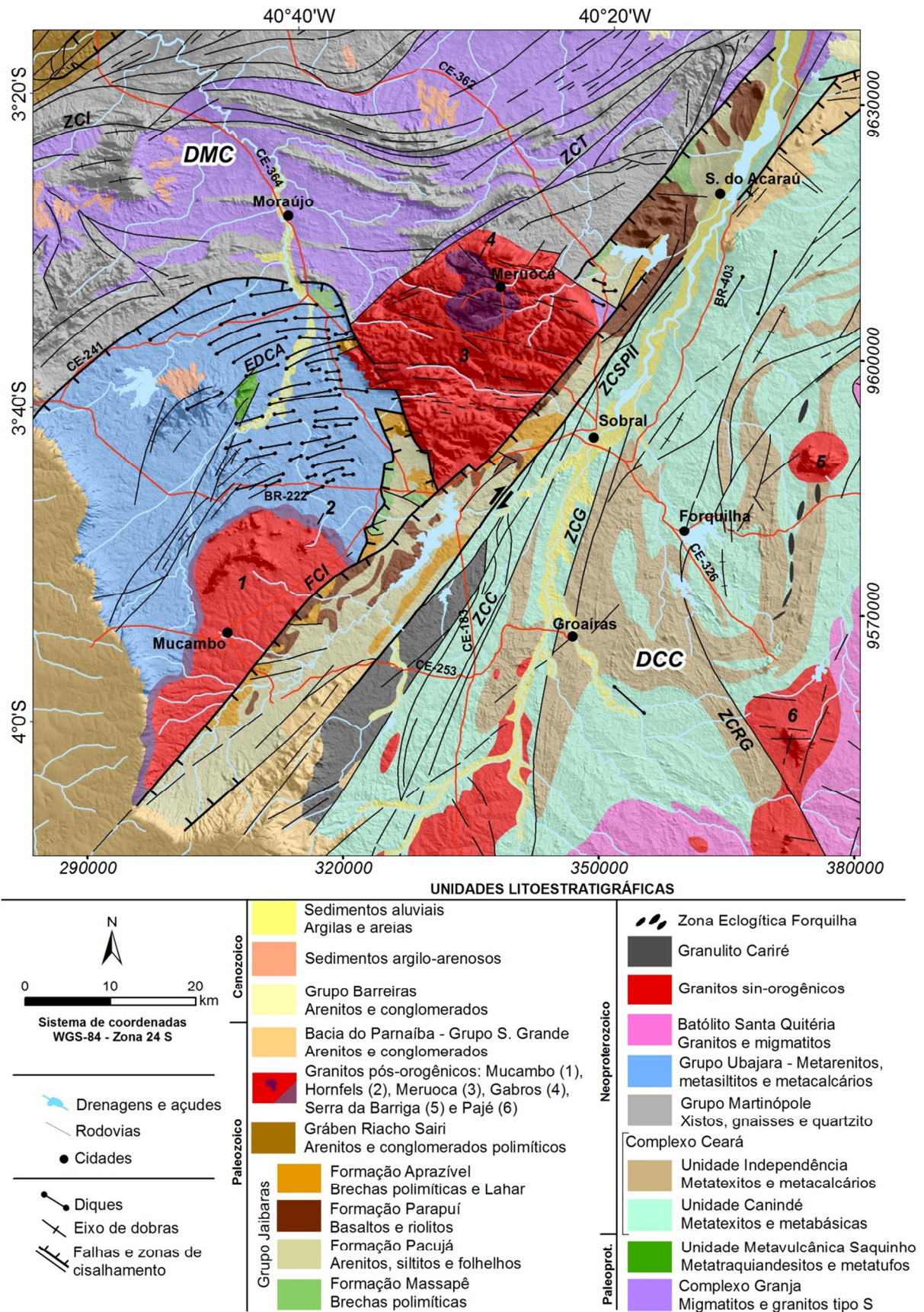


Figura 2.3: Mapa geológico do arcabouço estrutural da Bacia de Jaibaras. Domínios estruturais: DMC – Médio Coreaú; DCC – Ceará Central. Zonas de Cisalhamento: ZCI – Itacolomi; ZCT – Tangente; ZCSP II - Sobral-Pedro II; ZCC – Cariré; ZCG – Groaíras; ZCRG – Rio Groaíras. FCI – Falha de Café-Ipueiras. EDCA – Enxame de Diques Coreaú-Aroeiras (modificado de Cavalcante *et al.*, 2003; Santos *et al.*, 2002, 2008b; Amaral, 2010).

2.2.1. Paleoproterozoico

2.2.1.1. Complexo Granja

O Complexo Granja, a unidade geológica mais antiga do DMC, é formado por rochas metamórficas de alto grau (fácies granulito e anfibolito alto). Torquato e Nogueira Neto (1996) o subdividiram em duas unidades: a) Ortognaisses de composição tonalítica-trondhjemítica-granodiorítica (TTG) (Santos, 1999; Santos *et al.*, 2001) e b) Faixa granulítica, representada por gnaisses, granulitos máficos, enderbitos, kinzigitos e migmatitos (Santos *et al.*, 2008b). Estudos geocronológicos realizados por Fetter (1999) e Fetter *et al.* (2000), pelos métodos U/Pb e Sm/Nd, determinaram idades do Paleoproterozoico (2,36–2,29 Ga). É coberto parcialmente por sequências supracrustais paleo- e neoproterozoicas e intrudido por granitos *sin-* e pós-tectônicos brasileiros (Santos *et al.*, 2007).

As rochas do Complexo Granja afloram na porção noroeste da área de estudo. A sequência gnáissico-migmatítica apresenta leitos boudinados e dobrados e porções ou bolsões migmatizados orientados segundo a direção N30°E (Figura 2.4). Os gnaisses apresentam bandamento em escala variada, de centimétrica a métrica, sendo os minerais félsicos representados por quartzo e feldspatos e os minerais máficos representados por biotita e anfibólio (Figura 2.4a e b).

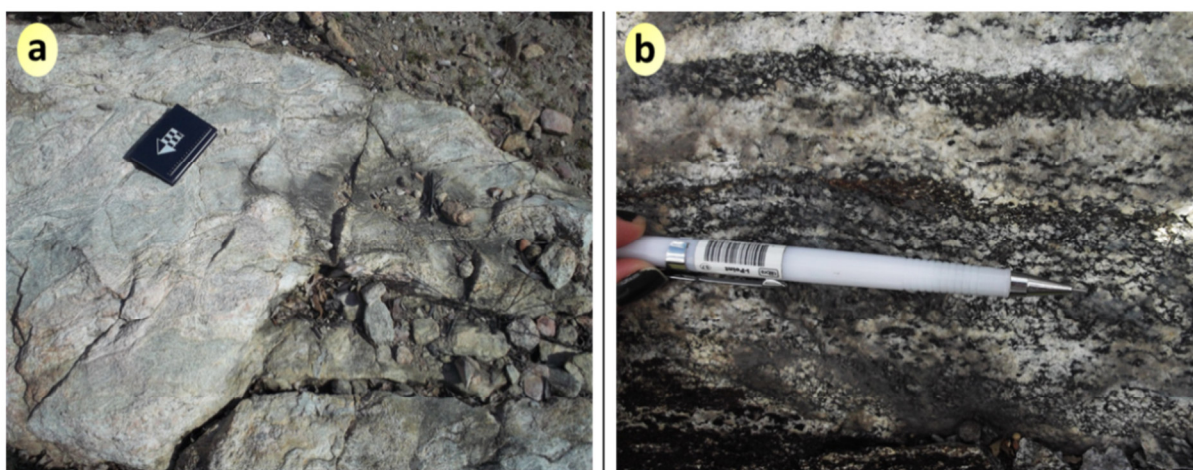


Figura 2.4: Complexo Granja: a) Migmatito com porção rica em leucossoma e mesossoma (NJ 152: 324.309mE/9.626.672mN); b) Gnaiss mostrando bandamento composicional característico (NJ 159: 343.512mE/9.619.166mN).

2.2.1.2. Complexo Gnáissico-migmatítico do DCC

As rochas do Complexo Gnáissico-migmatítico estão distribuídas em vastas áreas do embasamento paleoproterozoico da Província Borborema. São representadas em sua grande maioria por ortognaisses de composição tonalítica a granodiorítica, metamorfasadas sob condições de altas temperaturas da fácies anfibolito e variados graus de migmatização (Arthaud *et al.*, 2008). Martins *et al.* (2009) e Martins e Oliveira (2010) propuseram modelos petrogenéticos para ortognaisses que se baseiam na fusão parcial de uma fonte máfica, podendo estar relacionada a crosta oceânica subductada ou *underplating* de basaltos em arcos de ilhas pouco evoluídos.

As rochas associadas a essa unidade encontradas em campo são gnaisses com porções migmatíticas, com leitos descontínuos e dobrados (Figuras 2.5a e 2.5b). A distinção dessas rochas em relação às rochas do Complexo Ceará não é muito clara, sendo objeto de estudo em vários trabalhos (Arthaud *et al.*, 2008; Martins *et al.*, 2009; Araújo *et al.*, 2012a, 2014).

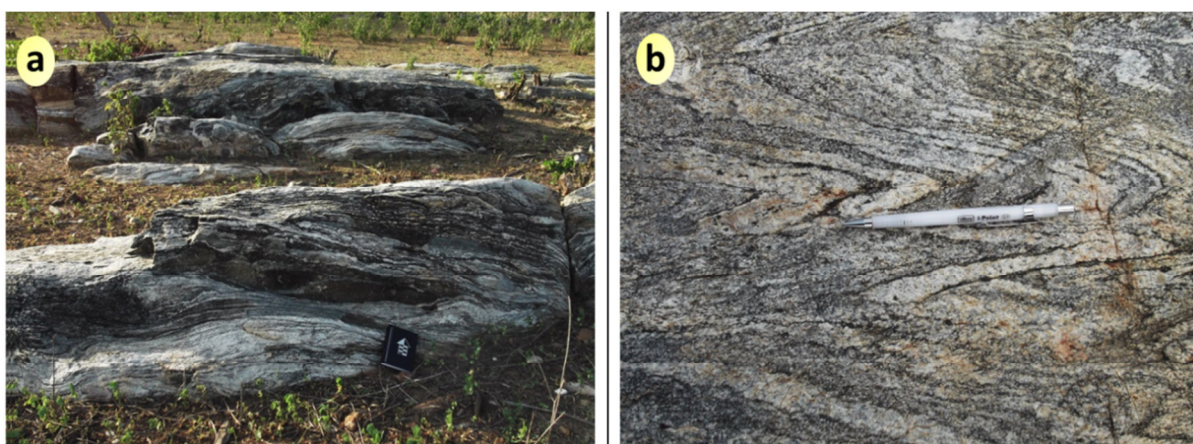


Figura 2.5: Complexo Gnáissico-migmatítico do DCC: a) Gnaisses com porções migmatíticas (NJ 177: 360.382mE/9.600.932mN); b) Migmatito, mostrando leitos de leucossoma descontínuos e dobrados (NJ 138: 369.385mE/9.612.208mN).

2.2.1.3. Sequência Metavulcânica Saquinho

A Sequência Metavulcânica Saquinho situa-se na porção centro-norte do Grupo Ubajara (Figura 2.3). Apresenta natureza metavulcanossedimentar, sendo constituída essencialmente de rochas metavulcânicas félsicas a intermediárias, incluindo metatraquiandesitos, metarriolitos, brechas e tufos vulcânicos, rochas metavulcanoclásticas, metacarbonatos e meta-arenitos ferruginosos (Santos *et al.*, 2002, 2008). Dados

geocronológicos (U-Pb zircão) mostram idade em torno de 1785 Ma, interpretada como a idade do vulcanismo (Santos *et al.*, 2002). A unidade está relacionada ao primeiro evento extensional do embasamento na região - Tafrogênese Estateriana (1,8 a 1,7 Ga, Brito Neves *et al.*, 1995; Santos, 1999).

2.2.2. Neoproterozoico

2.2.2.1. Complexo Ceará

O Complexo Ceará é representado pelas unidades Canindé e Independência (Figura 2.3), que se caracterizam por sequência típica de terrenos de rochas metassedimentares, dominada por metapelitos (Cavalcante *et al.*, 2003). As associações litológicas são compostas por quartzitos, micaxistos ricos em cianita e silimanita, lentes de mármore e rochas calcissilicáticas, frequentemente associadas com anfibolitos, compondo, típica sequência depositada em ambiente marinho plataformar (Vasconcelos *et al.*, 1998). Durante muitos anos o Complexo Ceará foi considerado de idade paleoproterozoica (Cavalcante *et al.*, 2003), no entanto, trabalhos geocronológicos efetuados recentemente na região sugerem idade neoproterozoica para as diversas unidades aflorantes (Fetter, 1999; Castro, 2004; Arthaud, 2007; Arthaud *et al.*, 2008; Araújo *et al.*, 2010, 2012a; Garcia *et al.*, 2014).

Amaral (2010), Amaral *et al.* (2011, 2012, 2015), Ancelmi *et al.* (2013, 2015) e Santos *et al.* (2009, 2014) retratam as implicações tectônicas e relações de campo de rochas de alto grau metamórfico que ocorrem no Complexo Ceará – Faixa Granulítica Cariré e Zona Eclogítica de Forquilha (Figura 2.3), bem como as condições termobarométricas e idades U-Pb, Lu-Hf e Sm-Nd em rochas metamáficas e metassedimentares nessas unidades.

O Complexo Ceará está inserido na porção sudeste da área de estudo (Figura 2.3), onde foram identificadas as unidades Canindé e Independência.

A sequência de rochas supracrustais da Unidade Canindé (Figura 2.6) é composta principalmente por metatexitos, rochas metabásicas e granulitos félsicos e máficos cortados por diques de basalto na direção E-W (Figura 2.6a). Essas rochas mostram-se bastante deformadas e fraturadas e encontram-se na maioria das vezes com direções preferenciais NE-SW (Figura 2.6b). Próximo às falhas de borda da Bacia de Jaibaras são identificados leucognaissees que são representados por milonitos, ultramilonitos e brechas de falhas, com fraturas preenchidas por quartzo e epidoto associados à gênese e à movimentação do

Lineamento Transbrasiliano e, ainda, processos hidrotermais atuantes quando da formação do Rife de Jaibaras. Tal evidência reforça a assertiva de depósitos do tipo IOCG, como descrito por Parente *et al.*, 2011 (Figuras 2.6c e d).

A Unidade Independência (Figura 2.7) é caracterizada por faixas estreitas representadas em sua grande maioria por metatexitos, xistos e quartzitos com lentes de anfibolitos, mármores e rochas calcissilicáticas (Figura 2.7d). Essa sequência de rochas supracrustais encontra-se bastante deformada, tendo direções preferenciais NE-SE e N-S, enquanto os mergulhos têm valores intermediários a altos à medida que se aproximam de zonas de cisalhamento. Essas rochas são de maneira geral mais aluminosas, com a presença abundante de muscovita, biotita, cianita e sillimanita (Figuras 2.7b, c e d).



Figura 2.6: Complexo Ceará – Unidade Canindé: a) Gnaisses com diques de basalto (NJ 067: 334.743mE/9.571.243mN); b) Metatexitos apresentando leitos quartzo-feldspáticos dobrados e falhados (NJ 067: 334.743mE/9.571.243mN); c) Leucognaisse bastante alterado com fraturas preenchidas por epidoto (NJ 106: 318.020mE/9.556.158mN); d) Leucognaisse apresentando dobras simétricas e fechadas próximo a borda SE da Bacia de Jaibaras.



Figura 2.7: Complexo Ceará – Unidade Independência: a) Visão geral do afloramento NJ 049 (356.655mE/9.583.698mN); b) Detalhe do afloramento NJ 049: gnaisses com lentes de quartzitos apresentando atitude N56°E/36°SE; c) Quartzitos ricos em material aluminoso e ferruginoso (NJ 032: 369.501mE/9.566.034mN); d) Lentes de mármore e rochas calcissilicáticas (NJ 021: 349.689mE/9.560.892mN).

2.2.2.2. Grupo Martinópolis

As principais unidades pertencentes a esse grupo afloram na porção noroeste da área de estudo (Figura 2.3), sobrepostas de forma discordante às rochas do Complexo Granja. O grupo é constituído essencialmente de metapelitos, metagrauvascas e quartzitos, com intercalações e lentes de rochas calcissilicáticas, metacarbonáticas e metavulcânicas (Santos *et al.*, 2008b).

De acordo com Prado *et al.* (1981), o Grupo Martinópolis é dividido em três formações, da base para o topo: São Joaquim, Covão e Santa Terezinha. Santos *et al.* (2004, 2007, 2008b) propuseram a inserção de mais uma formação na porção basal da sequência (Formação Goiabeira, Figura 2.3). A Formação Goiabeira é composta de metapelitos de médio a alto grau metamórfico e paragneisses quartzo-feldspáticos em menor proporção (Santos *et al.*, 2008b). A Formação São Joaquim é constituída essencialmente de lentes de

quartzitos, de composição variável e intercalações de rochas calciossilicáticas e metavulcânicas félsicas (metarriolitos). A Formação Covão é formada por xistos e camadas menores de quartzitos. As rochas metassedimentares clásticas são interpretadas como de origem marinha, formando depósitos turbidíticos. Por fim, a Formação Santa Teresinha é composta de xistos e metacarbonatos, com intercalações de metagrauvacas, quartzitos e rochas metavulcânicas félsicas com idade U-Pb de 775 ± 11 Ma (Fetter *et al.*, 1997; Santos *et al.*, 2004).

O Grupo Martinópolis está exposto na porção noroeste da área de estudo (Figura 2.3). Essas rochas possuem valores de densidade e susceptibilidade magnética muito próximos e por isso não serão discriminadas aqui as formações pertencentes a esse grupo. Portanto, de maneira geral os afloramentos descritos representam sequências de rochas supracrustais bastante deformadas, representadas por xistos, quartzitos e rochas calciossilicáticas (Figura 2.8).

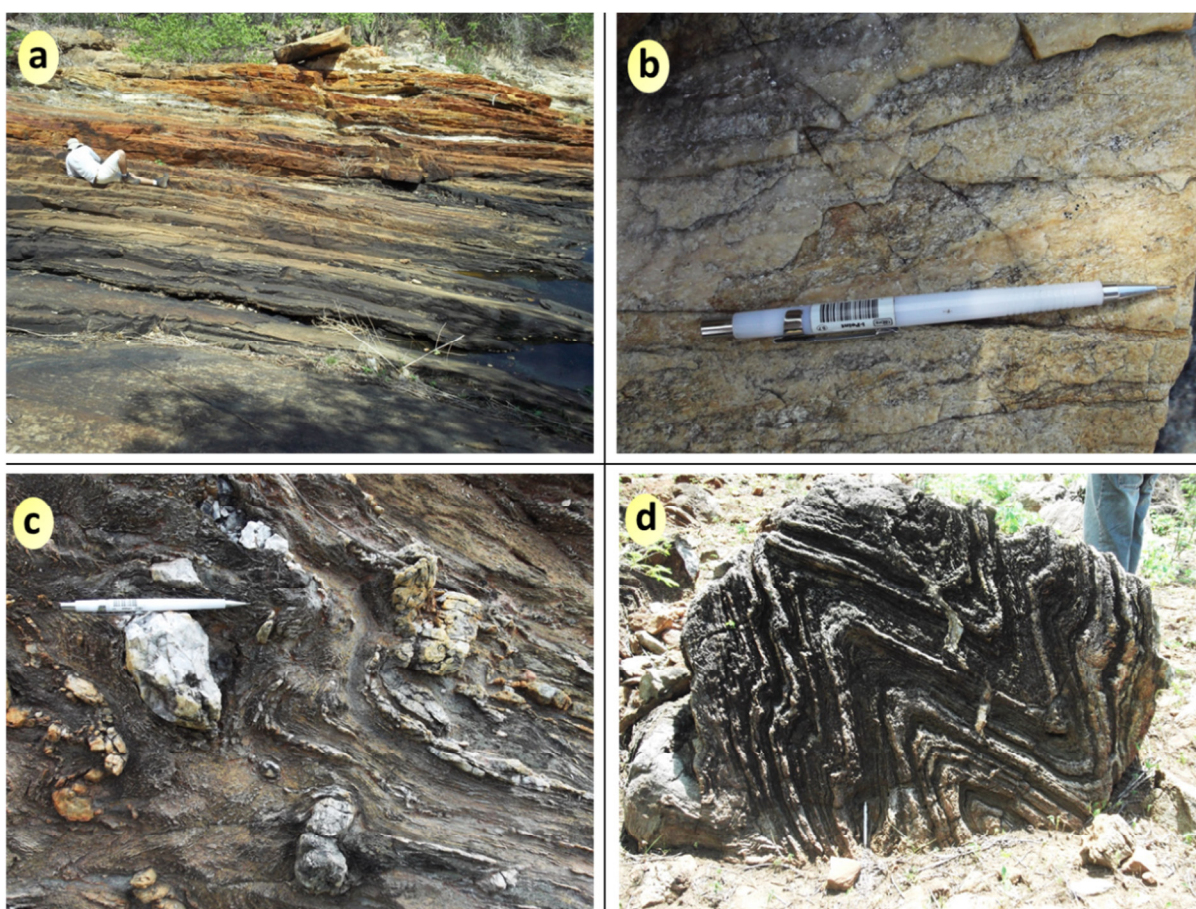


Figura 2.8: Grupo Martinópolis: a) Aspecto geral dos quartzitos apresentando foliação de baixo ângulo (atitude: $N72^{\circ}E/16^{\circ}SE$) (NJ 147: 359.096mE/9.624.260mN); b) Detalhe do muscovita quartzito do afloramento NJ 147; c) Xisto bastante deformado com veios e/ou bolsões de quartzo e feldspato (NJ 157: 346.052mE/9.615.640mN); d) Rochas calciossilicáticas apresentando dobras em Chevron (NJ 180: 348.891mE/9.611.440mN).

As principais rochas descritas são muscovita quartzitos (Figuras 2.8a e b), exibindo foliação de baixo ângulo, com direções preferenciais NE-SW e E-W e mergulhos para SE e S. O mesmo padrão, adicionado à presença de dobras, pode ser observado em xistos com veios de quartzo e feldspato e lentes de rochas calcissilicáticas (Figuras 2.8c e d). Essa característica denota os empurrões e a tectônica atuante na formação dessas rochas.

2.2.2.3. Grupo Ubajara

O Grupo Ubajara é sequência de rochas supracrustais neoproterozoicas no DMC (Nascimento e Gava, 1979; Hackspacher *et al.*, 1988). Está em contato com as rochas do embasamento – Complexo Granja e da Formação São Joaquim a NE e NW, com os granitos Meruoca e Mucambo e o Rifte de Jaibaras a leste. A oeste, seu contato é com as rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba (Figura 2.3). É caracterizado por ciclo tectono-sedimentar completo em margem continental, apresentando litofácies psamíticas proximais e distais com passagens laterais e interdigitadas, segundo Brito Neves (1983). Apresenta sequência metacarbonática marinha, culminando em sequência meta-arcoseana e metagrauváquica. Costa *et al.* (1973) subdividiram a sequência em quatro unidades, da base para o topo: a) Formação Trapiá, constituída por meta-arenitos, metassiltitos e meta-arcóseos; b) Formação Caiçaras, composta de ardósias e quartzitos; c) Formação Frecheirinha, formada essencialmente de metacalcários e mármore e d) Formação Coreau, composta de meta-arenitos feldspáticos e metagrauvas conglomeráticas.

As rochas sedimentares e metassedimentares do Grupo Ubajara estão situadas na porção centro-oeste da área de estudo (Figura 2.3). Também por simplificação as formações desse grupo não serão discriminadas aqui. Em campo, foram identificados meta-arenitos, metassiltitos, metacalcários, além de depósitos de minério de ferro (Figura 2.9).

Localmente, meta-arenitos exibem forte faturamento, com falhas de empurrão associadas, provocado por tensores de direção NW-SE (Figura 2.9a e b). Sequência de rochas metacarbonáticas, com fraturas preenchidas por sílica é também identificada na região do Grupo Ubajara (Figura 2.9c). Ademais, afloram matacões e blocos de metacalcários e meta-arenitos com minério de ferro (Figura 2.9d) em quantidade bastante expressiva e ocorrências de minério de cobre e manganês mais incipiente. Essas rochas estão situadas próximas a Falha Café-Ipueiras e dos *hornfels* do Granito Mucambo, que é descrito mais a diante.

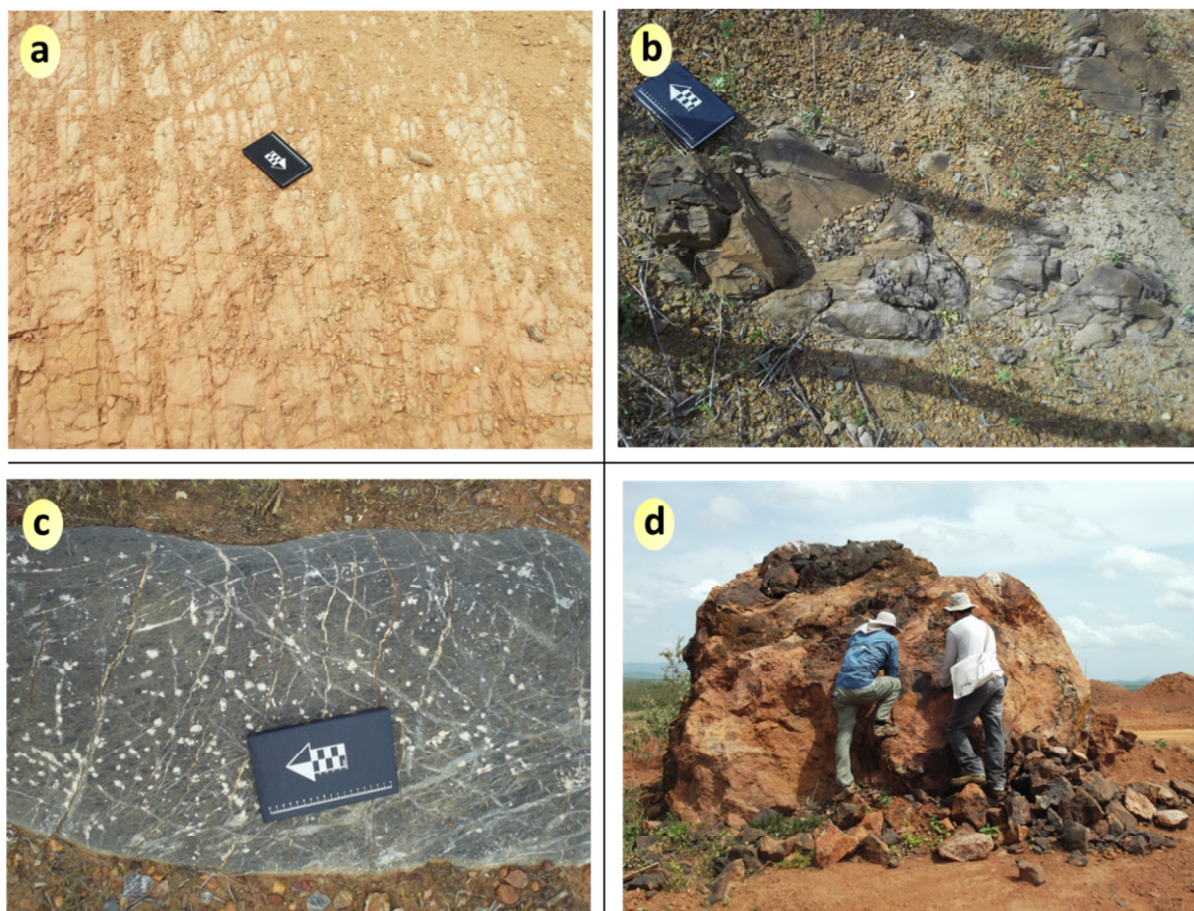


Figura 2.9: Grupo Ubajara: a) Meta-arenito intensamente fraturado exibindo direção preferencial N15°E (NJ 093: 299.343mE/9.571.886mN); b) Meta-arenito de cor cinza orientado N70°E (NJ 084: 322.191mE/9.594.238mN); c) Metacalcário com fraturas preenchidas por sílica (NJ 083: 323.796mE/9.591.434mN); d) Matacão e blocos de metacalcário com minério de ferro (*skarn* ?) (NJ 013: 319.838mE/9.580.668mN).

2.2.2.4. Batólito de Santa Quitéria

O Batólito de Santa Quitéria está em contato com as rochas supracrustais do Complexo Ceará (Figura 2.3). Inclui grande variedade de rochas graníticas e dioríticas, com associações migmatíticas (anatexitos e diatexitos) e ainda, porções de rochas calcissilicáticas e anfibolitos. Baseados nas relações de campo, dados geoquímicos e dados geocronológicos de Sm-Nd, U-Pb em zircão e isótopos de Nd e Sr-Nd-Hf-O em granitoides e migmatitos, com idades entre 640 e 600 Ma, Fetter *et al.* (2003), Costa *et al.* (2013) e Araújo *et al.* (2012b, 2014) apontam para rochas típicas de arco magmático continental na margem oeste do supercontinente Gondwana.

As rochas pertencentes a essa unidade posicionam-se no extremo sudeste da área de estudo. O reconhecimento de campo permitiu identificar granitos com bolsões de material restítico – máfico (Figura 2.10a), por vezes seguindo orientação de fluxo. Diques de rochas básicas (Figura 2.10b) são reconhecidos em alguns pontos e são interpretados como

preenchimento de fraturas mais profundas associadas, por sua vez, a algum evento mais recente.



Figura 2.10: Batólito Santa Quitéria: a) Granito de granulação grossa com presença de restitos (NJ 038: 379.905mE/9.558.478mN); b) Diques de diabásio exibindo esfoliação esferoidal e direção aproximada E-W (NJ 036: 379.263mE/9.567.218mN).

2.2.2.5. Suítes granitoides

Os diversos corpos de granitos aflorantes na área de estudo estão relacionados ao padrão de desenvolvimento tectônico da Orogenia Brasileira, o que permite reconhecer dois grandes grupos de intrusões: sin-orogênicas e pós-orogênicas (Santos *et al.*, 2007; Castro *et al.*, 2012). Por exemplo, os granitos Mucambo e Meruoca, que são os mais importantes da região e estão em contato com as rochas do Rifte de Jaibaras não se encontram deformados e são os mais representativos do plutonismo pós-orogênico que ocorreu no DMC (Santos *et al.*, 2008b).

Intrusões de corpos graníticos são encontradas nas porções sul e extremo sudeste da área de estudo. Esses corpos estão alojados próximos a zonas de cisalhamento de direções NE-SW e NW-SE (Zona de Cisalhamento Rio Groaíras, ZCRG na Figura 2.3). As rochas são descritas como granitos de granulação grossa e com elevado conteúdo de K-feldspato (Figuras 2.11a e b). Apresentam diques de rochas básicas de direção E-W, associados a vulcanismo mais recente (Vulcanismo Rio Ceará-Mirim) e próximo às zonas de cisalhamento são percebidas brechas de faturamento hidráulico, como já descrito por Arthaud (2007).



Figura 2.11: Suítes granitoides: a) Matacões e blocos de granito (NJ 039: 376.056mE/9.561.186mN); b) Detalhe do afloramento NJ 039, mostrando granito equigranular, com elevado conteúdo de K-feldspato.

2.2.2.6. Enxame de Diques Coreáú-Aroeiras (EDCA)

As rochas do EDCA (Figuras 2.3 e 2.12) cortam os meta-arenitos e metacalcários do Grupo Ubajara e não tem relação espacial com as rochas da Bacia do Jaibaras e com os granitos adjacentes. Isso as coloca como evento magmático precursor para a formação do Rifte de Jaibaras (Almeida, 1998; Almeida e Andrade Filho, 1999). Análises isotópicas em riolitos e dacitos realizadas com o método Rb-Sr mostram idades de 605 ± 31 Ma (Brito Neves *et al.*, 1978) e 562 ± 19 Ma (Sial e Long, 1987).



Figura 2.12: Diques Coreáú-Aroeiras: a) Riolito porfirítico (NJ 085: 320.495mE/9.595.732mN); b) Detalhe do riolito, com fenocristais de K-feldspato centimétricos (NJ 085).

As rochas que correspondem aos diques Coreáú-Aroeiras afloram na porção oeste da área de estudo (Figura 2.3). Representam corpos de dimensões variáveis, estreitos (< 50 m) e com comprimentos de até 20 km. Em campo, foram identificados vários corpos de riolitos porfiríticos, com matriz cinza a cinza-escuro e fenocristais centimétricos de feldspato

potássico (Figuras 2.12a e b), além de dacitos, dioritos e rochas básicas de menor abrangência.

2.3. Rifte de Jaibaras

2.3.1. Paleozoico

2.3.1.1. Grupo Jaibaras

O Rifte de Jaibaras (Figura 2.3) faz parte das bacias do estágio de transição Proterozoico-Fanerozoico da Província Borborema (Parente *et al.*, 2004). Do ponto de vista geológico e geocronológico é a mais importante bacia de idade cambro-ordoviciana que ocorre em terrenos pré-cambrianos da Província Borborema e do Escudo Nigeriano (Oliveira, 2001). Sua formação se deu no Eopaleozoico e, para alguns autores, parece estar intimamente relacionada à subsequente implantação da bacia intracratônica do Parnaíba, durante o Paleozoico e Mesozoico, no Nordeste do Brasil (Oliveira e Mohriak, 2003). O rifte mostra feição alongada de direção NE-SW, resultado de reativações de descontinuidades miloníticas crustais pertencentes ao Lineamento Transbrasiliano – Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II, por sua vez associado ao final da Orogenia Brasileira-Pan-Africana (Figura 2.1).

A estratigrafia da Bacia do Jaibaras (Figura 2.13) é marcada por duas sequências distintas, uma denominada Alfa Inferior (Ediacarano-Cambriano) representada pelas formações Massapê, Pacujá e Parapuí, e outra denominada Alfa Superior (Cambro-Ordoviciano) representada por parte da Formação Parapuí e pela Formação Aprazível (Parente *et al.*, 2004). Segundo Oliveira e Mohriak (2003), o final da deposição seria marcado pelo início da sedimentação da Bacia do Parnaíba no Eosiluriano (440 Ma). O Granito Meruoca, datado em 523 ± 9 Ma (Archanjo *et al.*, 2009) e em 541 ± 9 Ma (Santos *et al.*, 2013), idades similares considerado o erro analítico, e o Granito Mucambo (532 ± 9 Ma, Fetter, 1999; Santos, 1999), são intrusivos nas sequências Alfa Inferior e Superior.

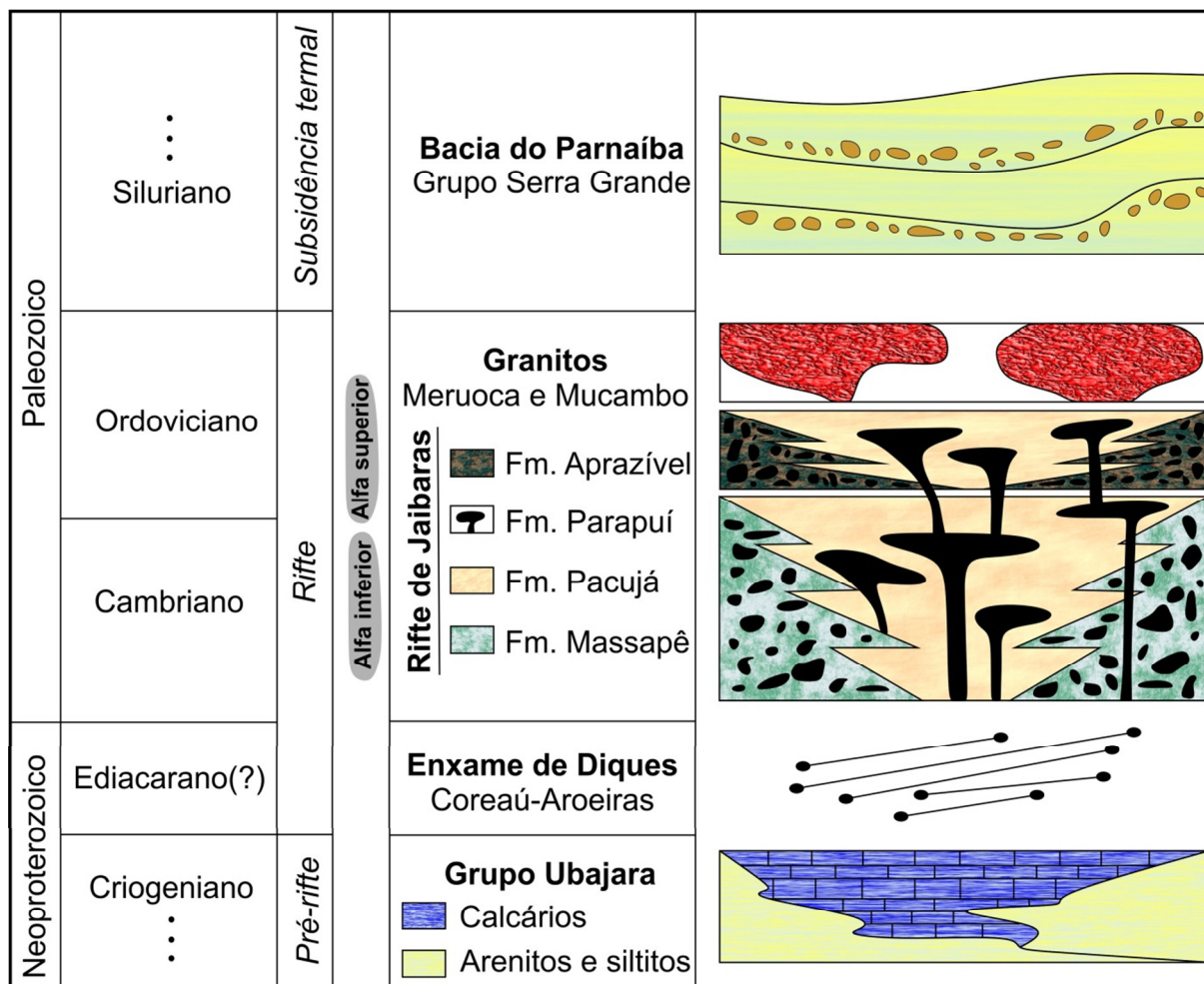


Figura 2.13: Coluna estratigráfica esquemática mostrando as principais relações entre as fases pré-rifte (rochas metassedimentares do Grupo Ubajara), rifteamento (Rifte de Jaibaras) e subsidência termal (Bacia do Parnaíba) (modificado de Cunha, 1986; Góes e Feijó, 1994; Oliveira, 1999; Oliveira e Mohriak, 2003).

2.3.1.1.1. Formação Massapê

A Formação Massapê é constituída por conglomerados polimíticos com matriz variando de composição argilosa a areno-arcoseana. A forma angulosa e subangulosa dos clastos é devida a fontes proximais à área de deposição. Os clastos são compostos por rochas do embasamento e do Grupo Ubajara (Mello, 1978; Costa *et al.*, 1979).

As rochas da Formação Massapê ocorrem em regiões mais restritas da bacia, estando sempre associadas à Falha de Café-Ipueiras. São representadas por brechas e conglomerados polimíticos, com matriz argilosa de cor vermelha e seixos angulosos e moderadamente selecionados (Figura 2.14a). As rochas encontradas em campo possuem clastos compostos por gnaisses, quartzitos e granitos. Em alguns pontos é possível perceber a gradação para arenitos conglomeráticos distais (Figuras 2.14b e c). Microscopicamente, a brecha polimítica caracteriza-se por apresentar fragmentos mal selecionados de quartzitos,

gnaisses e granitos, variando de 0,1 a 3 mm de comprimento, mergulhados em matriz argilosa microcristalina de cor escura (Figura 2.14d).

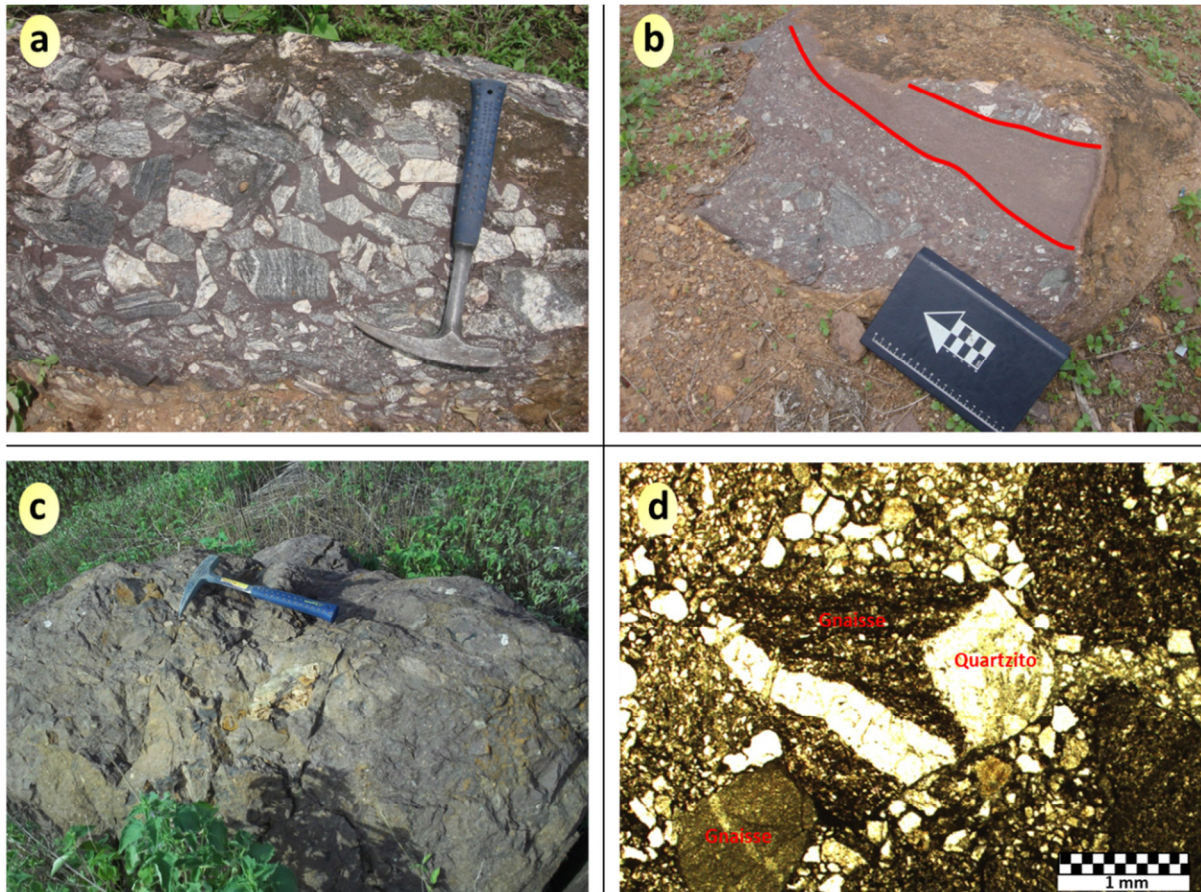


Figura 2.14: Formação Massapé: a) Brecha polimítica com matriz argilosa e clastos de gnaisses e quartzitos (NJ 006: 349.818mE/9.611.274); b) Contato entre brecha polimítica e arenito conglomerático (NJ 006); c) Matacão de conglomerado polimítico fraturado (NJ 090: 318.087mE/9.606.256mN); d) Fotomicrografia a Luz Natural Polarizada da brecha polimítica mostrando fragmentos de gnaisses e quartzitos com matriz escura (NJ 090).

2.3.1.1.2. Formação Pacujá

A Formação Pacujá é constituída por arenitos arcoseanos micáceos, folhelhos micáceos e, subordinadamente, grauvas e camadas conglomeráticas (Figura 2.15). O modo de ocorrência é marcado por sucessão de bandas decimétricas, mostrando estratificação bem definida entre arenitos finos micáceos e arcóseos, às vezes alternados com grauvas (Gorayeb *et al.*, 1988; Quadros *et al.*, 1994).

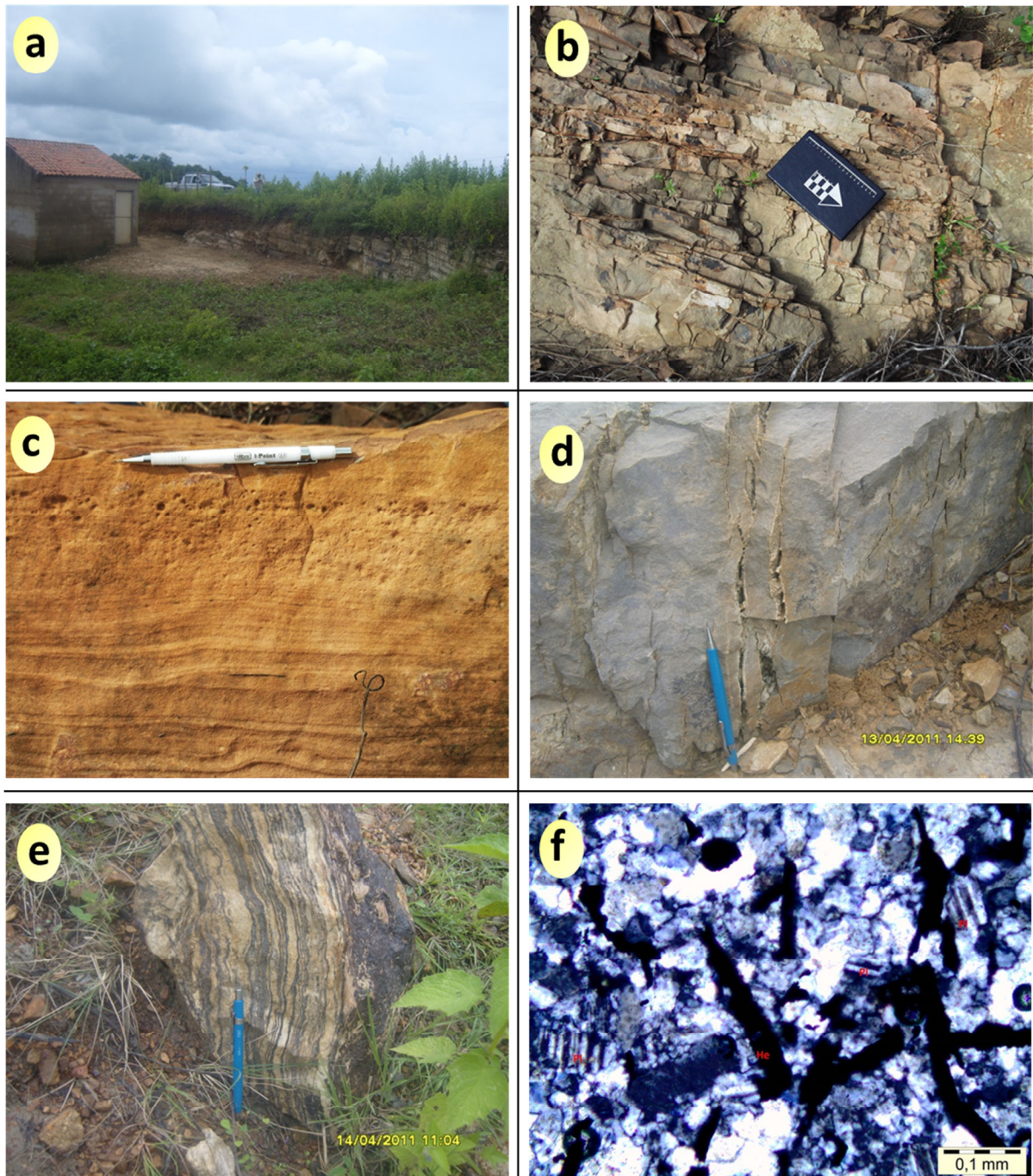


Figura 2.15: Formação Pacujá: a) Vista geral dos arenitos da Formação Pacujá, com atitude N20°E/10°SE (NJ 164: 351.738mE/9.609.244mN); b) Arenito bastante fraturado na direção N60°W (NJ 132: 353.001mE/9.610.096mN); c) Arenito com estratificação plano-paralela e níveis conglomeráticos (NJ 102: 312.471mE/9.560.286mN); d) Fraturas abertas e parcialmente preenchidas por sílica em siltitos (NJ 164); e) Arenito arcoseano estratificado com níveis de hematita (NJ 010: 355.062mE/9.604.978mN); f) Fotomicrografia a luz natural do arenito arcoseano com hematita (NJ 010).

As rochas da Formação Pacujá situam-se ao longo de todo eixo principal da Bacia de Jaibaras. Geralmente, essas rochas encontram-se bastante fraturadas nas direções NW-SE, NE-SW e E-W (Figuras 2.15a e b). Correspondem essencialmente a arenitos finos a médios, arenitos arcoseanos e siltitos. Apresentam estratificações planoparalelas e acanaladas com

níveis conglomeráticos, evidenciando ambientes de sedimentação variados (Figura 2.15c). Evidências de reativação de falhas são percebidas pela presença de fraturas (Figura 2.15d).

Microscopicamente, os arenitos arcoseanos com hematita (Figura 2.15e) mostram como minerais essenciais quartzo (45%), hematita (35%) e feldspato (20%) e minerais acessórios/secundários (<1%), zircão e limonita. Os cristais de quartzo apresentam extinção ondulante e compõem o cimento da rocha. Os cristais de hematita são placosos – microlamelares (Figura 2.15f). Porções de cor avermelhada representam a oxidação da hematita, dando origem a limonita. Os grãos de feldspato são de plagioclásio com geminação polissintética e microclínio (Figura 2.15f). O bandamento característico da rocha é de origem sedimentar, e os minerais de ferro se concentram principalmente ao longo da estratificação. Ocorrem também cristais isolados de zircão detrítico arredondado.

2.3.1.1.3. Formação Parapuí

A Formação Parapuí é originalmente usada por Costa *et al.* (1973) para abranger complexa suíte de rochas vulcânicas, incluindo derrames de lavas, elementos piroclásticos e termos subvulcânicos representados por diques e *sills*. As rochas da Suíte Parapuí são recortadas pelas intrusões graníticas eopaleozoicas representadas pelos granitos Meruoca e Mucambo (Figura 2.3). A relação é comprovada pela existência de xenólitos de basaltos parcialmente assimilados nas encostas do Granito Meruoca (Gorayeb *et al.*, 1988; Almeida, 1998).

As rochas vulcânicas bimodais da Formação Parapuí encontram-se distribuídas ao longo de todo Rifte de Jaibaras, sendo a maior concentração na porção norte. Foram identificados em campo basaltos com textura afanítica e estruturas vesicular (Figura 2.16a) e amigdaloidal preenchidas por plagioclásio, clorita, quartzo e epidoto, riolitos com textura porfirítica (Figura 2.16b), diques de gabros com ripas de plagioclásio (Figura 2.16c), além de peperitos, que são resultados da interação do material magmático com sedimentos umidificados ao longo do rifte (Figura 2.16d).

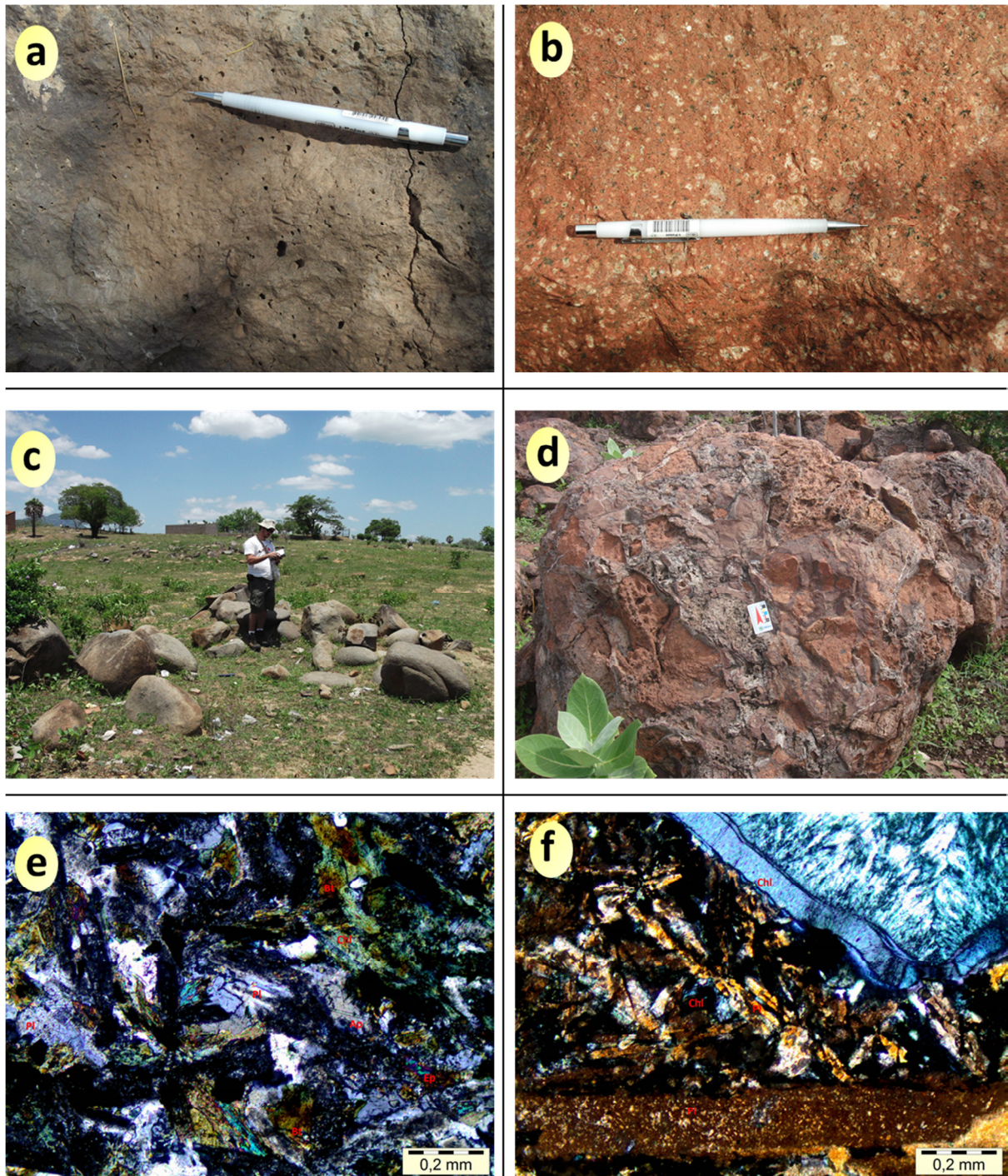


Figura 2.16: Formação Parapuí: a) Basalto com textura afanítica e estrutura vesicular (NJ 133: 366.265mE/9.616.762mN); b) Riólito com textura porfírica (NJ 057: 345.324mE/9.597.252mN); c) Diques de basalto com esfoliação esferoidal (NJ 007: 349.486mE/9.610.372mN); d) Peperitos (NJ 226); e) Fotomicrografia de basalto (NJ 007); f) Fotomicrografia de basalto fortemente oxidado (NJ 227: 359.414mE/9.613.817mN).

Microscopicamente, a amostra NJ 007 (Figura 2.16e) exibe a seguinte proporção em minerais essenciais: plagioclásio (40%), clorita (30%), opacos (ilmenita e titano-magnetita (15%), biotita (10%), epidoto (4%) e apatita (1%). Apresenta textura intersecional. Os cristais de plagioclásio são ripiformes. O principal processo de alteração da rocha é a transformação do clinopiroxênio em epidoto, clorita e biotita, que correspondem aos minerais de cor verde

(Figura 2.16e). Processos de alteração hidrotermal geraram biotita neoformada. Os cristais de apatita têm forma acicular. Os cristais de plagioclásio alterado correspondem a albita.

A amostra NJ 227 (Figura 2.16f) apresenta aspecto oxidado e textura microporfírica amigdaloidal, com cristais de clorita e quartzo. Os cristais de plagioclásio são ripiformes, de tamanhos variáveis e com saussuritização pronunciada. Os cristais opacos são formados essencialmente por titano-magnetita. As lamelas menores de clorita posicionadas na matriz estão associadas a alterações de cristais de clinopiroxênio.

2.3.1.1.4. Formação Aprazível

A Formação Aprazível ocorre ao longo de falhas marcadas por relevo escarpado do Rifte de Jaibaras, onde recobrem de forma discordante as rochas das formações Massapê, Pacujá e Parapuí e algumas áreas do Granito Meruoca (Costa *et al.*, 1979) (Figura 2.3). As principais rochas pertencentes a essa formação são brechas e conglomerados polimíticos, com fragmentos de rochas das formações Massapê, Pacujá e Parapuí e do Granito Meruoca. A formação ocorre ao longo do Rifte de Jaibaras, principalmente associada às bordas de falha. Os conglomerados e brechas polimíticas contêm seixos de rochas do embasamento cristalino, granitos, arenitos e basaltos (Figuras 2.17a, b e c). Os clastos estão distribuídos de maneira caótica e são compostos por fragmentos subangulosos e pobremente a moderadamente selecionados em meio a matriz vulcânica, argilosa e arcoseana (Figura 2.17c). Resultaram de processos gravitacionais, cujo fluxo agrega lama e cinza vulcânica, sedimentos e fragmentos de rochas, caracterizando depósitos do tipo *lahar*.

Em análise microscópica (Figura 2.17d), essas rochas caracterizam-se pela presença de fragmentos de basaltos com plagioclásio ripiforme com tamanhos de até 1 mm, quartzitos e grãos de quartzo com extinção ondulante e subangulosos, além de cristais de plagioclásio e minerais opacos (Figura 2.17d).

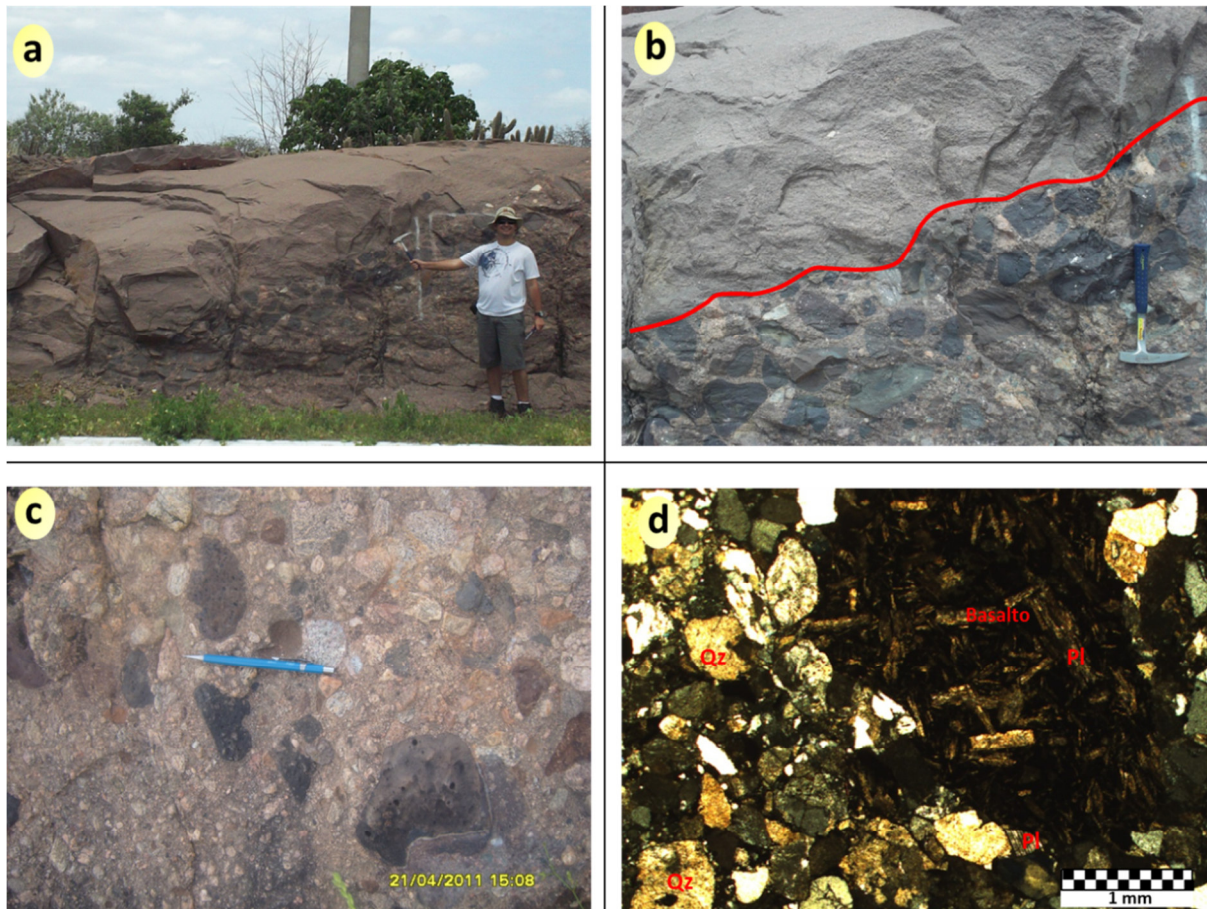


Figura 2.17: Formação Aprazível: a) Conglomerado polimítico e arenito conglomerático (NJ 071: 333.584mE/9.578.9114mN); b) Detalhe do contato entre o conglomerado polimítico e arenito conglomerático (NJ 071); c) Conglomerado polimítico mal selecionado com matriz arenosa (NJ 228: 333.527mE/9.579.238mN); d) Fotomicrografia do conglomerado polimítico (NJ 071).

2.3.1.2. Granitos pós-orogênicos

2.3.1.2.1. Granito Meruoca

O Granito Meruoca tem forma trapezoidal e ocupa área de aproximadamente 400 km² e altitude em torno de 800 m (Figura 2.3). Seus contatos com as formações do Grupo Jaibaras são do tipo magmático e tectônico, já seus contatos com rochas do Grupo Ubajara e Embasamento Pré-Cambriano formam ampla auréola de metamorfismo térmico, parcialmente mascarada por falhas (Sial *et al.*, 1981; Sial, 1989; Sial e Long, 1987).

O Granito Meruoca posiciona-se na porção central da área de estudo (Figura 2.3). Em perfil geológico de campo percebem-se variações de fácies significativas dessas rochas, com predomínio de álcali-felspatos granitos (Figura 2.18a) próximo à borda sudeste, sienogranitos nas porções mais centrais e intrusões de rochas gabróicas na parte norte (Figura

2.18b). Os granitos e gabros apresentam na maioria das vezes granulação grossa a média e fina a média, respectivamente (Figura 2.18a e c).

Em análise microscópica, o sienogranito aparece com textura alotriomórfica, inequigranular seriada e granulação média, tendo como minerais essenciais K-feldspato, quartzo e plagioclásio (Figura 2.18c) e zircão e minerais opacos como acessórios. Por sua vez, o gabro tem textura hipidiomórfica, equigranular fina, com cristais de plagioclásio ripiforme e clinopiroxênio em textura ofítica ou intergranular, além de quartzo, apatita e opacos como minerais acessórios (Figura 2.18d).

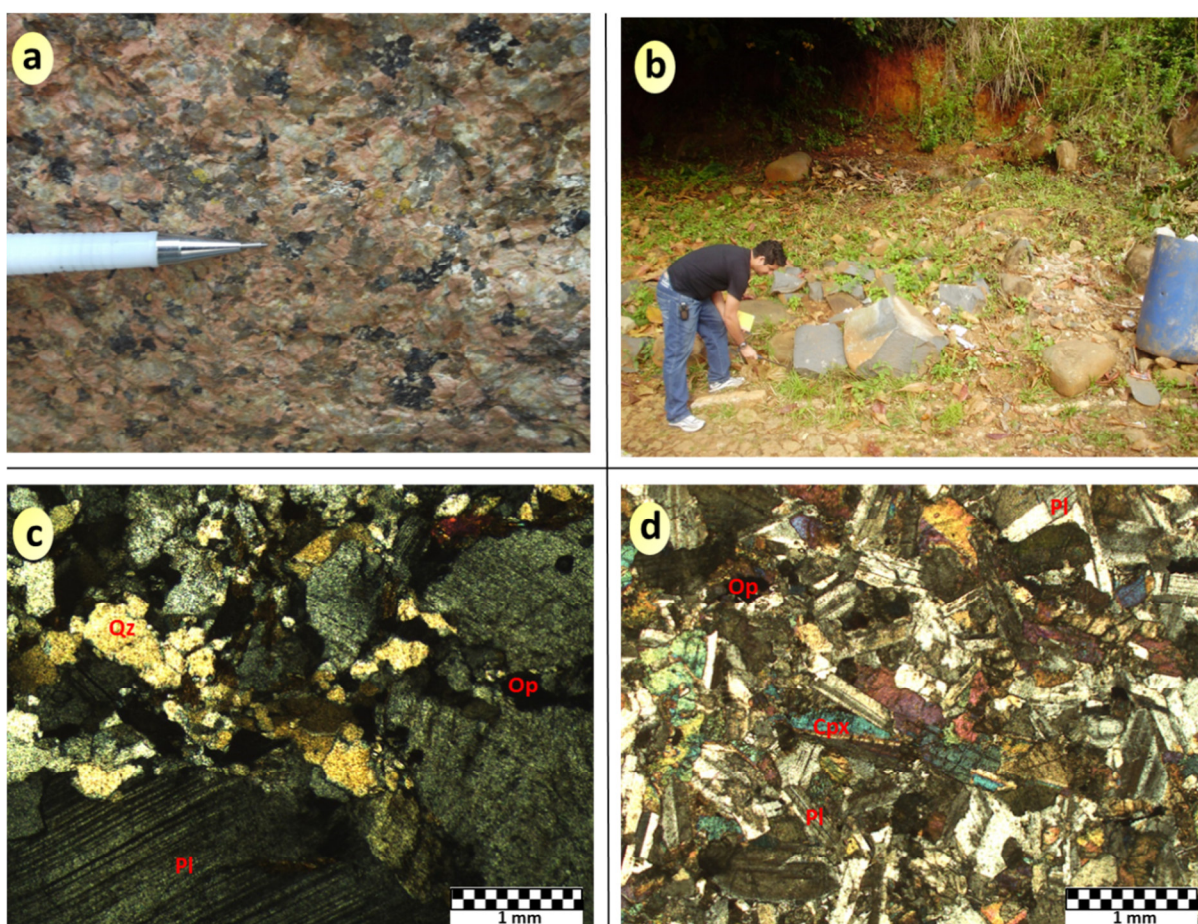


Figura 2.18: Granito Meruoca: a) Granito com granulação grossa equigranular rico em feldspato (NJ 060: 337.863mE/9.600.424mN); b) Intrusão de rochas gabroicas na porção norte do Granito Meruoca (NJ 215: 337.829mE/9.609.072mN); c) Fotomicrografia de granito (NJ 060); d) Fotomicrografia de gabro a luz ortoscópica (NJ 215).

2.3.1.2.2. Granito Mucambo

O Granito Mucambo possui forma elíptica com alongamento para sudoeste. É truncado pela Falha de Café-Ipueiras (FCI) em seus flancos leste e sudeste (Figura 2.3). É um

granito grosso, equigranular, isotrópico e leucocrático. Em suas bordas são observadas variações na granulação, passando a apresentar granulação média a fina e enclaves das encaixantes, principalmente na zona de contato com o Grupo Ubajara (Fetter *et al.*, 1997). Formou *hornfels* nas rochas sedimentares das formações Trapiá, Frecheirinha e Coreaú do Grupo Ubajara (Figura 2.3).

O Granito Mucambo está localizado na região sudoeste da área de estudo (Figura 2.3). As rochas possuem textura fanerítica e variações de fácies bem sutis, sendo a maioria de cor cinza e com granulação grossa a média (Figura 2.19a). Os minerais essenciais são formados por quartzo, plagioclásio, K-feldspato, biotita e anfibólio. Contêm xenólitos de rochas sedimentares (Figura 2.19b). Gomes e Souza (2008) fizeram uma abordagem sobre xenólitos de arenitos da Formação Pacujá com formas angulosas a arredondadas, granulação fina e cor cinza com estratificação bem preservada na porção sul do granito.



Figura 2.19: Granito Mucambo: a) Granito cinza de granulação fina a média (NJ 095: 305.462mE/9.569.076mN); b) Detalhe do granito, apresentando xenólito de material de cor cinza escuro (NJ 095); c) *Hornfels* originado do metamorfismo de contato do Granito Mucambo (NJ 096: 303.613mE/9.569.410mN); d) *Hornfels* mostrando dobras em *chevron* (NJ 096).

No entorno do Granito Mucambo destaca-se auréola de metamorfismo bem proeminente junto às rochas metassedimentares do Grupo Ubajara. São *hornfels* em arenitos com níveis variados de metamorfismo e deformação, dos quais alguns ainda preservam a estratificação dos arenitos (Figura 2.19c) e outros mostram dobras em chevron (Figura 2.19d).

2.4. Coberturas sedimentares

2.4.1. Paleozoico - Siluriano

2.4.1.1. Bacia do Parnaíba - Grupo Serra Grande

Caputo e Lima (1984) propuseram a divisão do Grupo Serra Grande nas formações Ipu, Tianguá e Jaicós. A unidade basal (Ipu) é formada por arenitos grossos, a unidade intermediária é composta por folhelhos, siltitos e arenitos finos e a unidade do topo por arenitos muito grossos e conglomerados. Góes e Feijó (1994) interpretam os ambientes de deposição do Grupo Serra Grande como flúvioglacial e glacial, passando a transicional (nerítico) e retornando às condições continentais (fluvial entrelaçado). O início da sedimentação do Grupo Serra Grande se deu no Siluriano estendendo-se até o começo do Devoniano. As rochas dos grupos Canindé, Balsas e Mearim estão sobrepostas ao Grupo Serra Grande. O conjunto é cortado por rochas vulcânicas das formações Mosquito e Sardinha (Figura 2.13).

As rochas sedimentares do Grupo Serra Grande concentram-se nas porções nordeste e extremo sudoeste da área de estudo (Figura 2.3). Representam na maioria dos casos áreas com relevo bastante acentuado e são classificadas como arenitos, arenitos conglomeráticos e conglomerados oligomíticos (Figura 2.20). Em certas áreas exibem mergulho suave para NW (Figura 2.20b). Os arenitos possuem níveis conglomeráticos ao longo de estratificações planoparalela e acanalada (Figura 2.20c), enquanto que os conglomerados oligomíticos mostram matriz arenosa com seixos centimétricos de quartzo arredondados a bem arredondados e bem selecionados (Figura 2.20d).

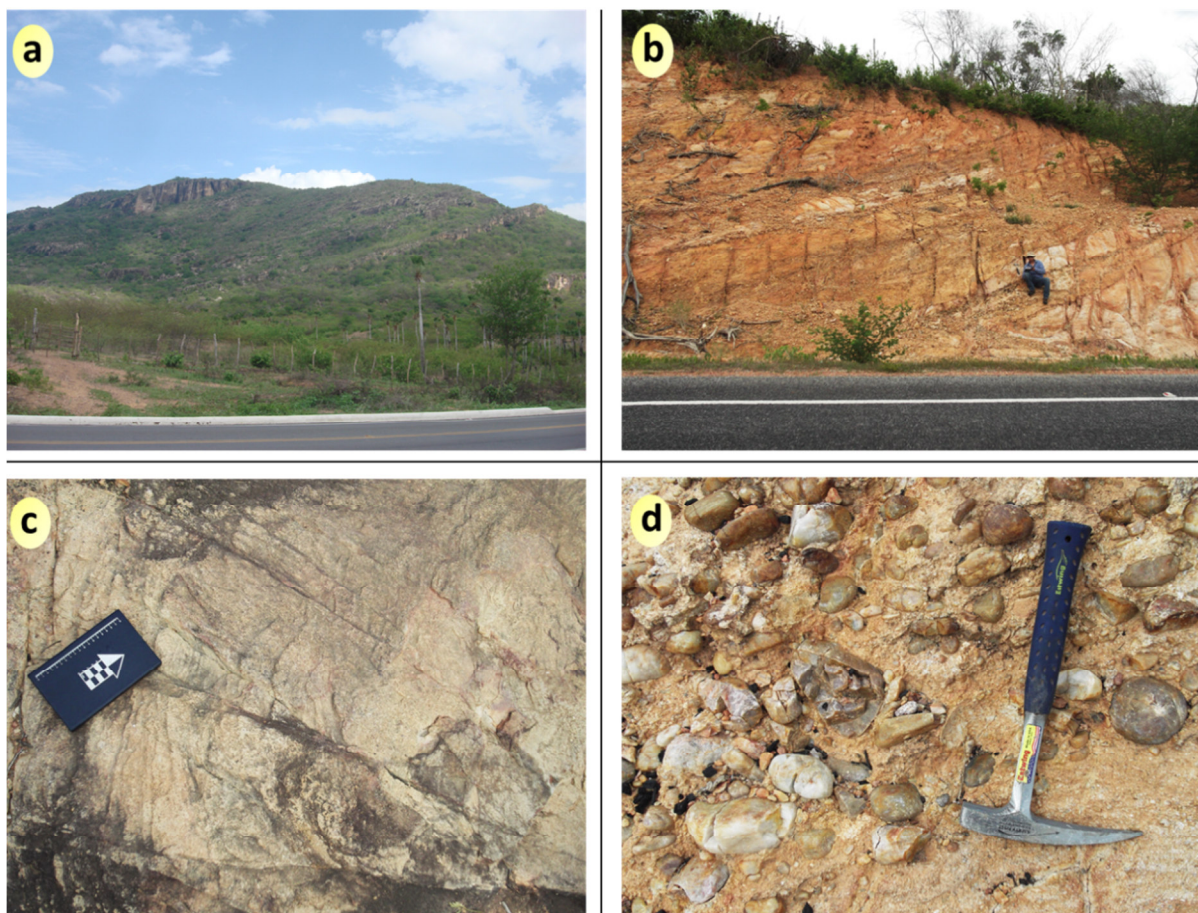


Figura 2.20: Grupo Serra Grande: a) Vista geral de arenitos e conglomerados na porção nordeste da área de estudo; b) Conglomerados oligomíticos com níveis areníticos (NJ 105: 317.789mE/9.556.756mN); c) Arenitos conglomeráticos com alto grau de litificação (NJ 134: 366.412mE/9.616.494mN); d) Detalhe do conglomerado oligomítico (NJ 105).

2.4.2. Cenozoico

2.4.2.1. Sedimentos Recentes

Próximo à borda leste da Bacia do Parnaíba são descritas ocorrências de sedimentos atribuídos indiscriminadamente aos períodos Terciário e Quaternário. Na porção norte da área de estudo afloram arenitos e lateritas pertencentes à Formação Barreiras, que bordeja praticamente todo litoral cearense e sedimentos argilo-arenosos associados a depósitos coluvionares (Figura 2.3).

Os aluviões representam sedimentos inconsolidados constituídos de blocos e seixos de rochas regionais ou quartzo, associado a areias quartzosas grossas a médias, na maioria dos casos restritos às calhas das principais drenagens da região (Figura 2.3).

2.5. Magmatismo e evolução geodinâmica da Bacia de Jaibaras

A evolução do rifte é revelada parcialmente pelas sequências estratigráficas que afloram nas suas bordas ou que foram perfuradas por poços exploratórios na região da Bacia do Parnaíba (Oliveira e Mohriak, 2003). Uma geração típica de um protorifte é proposta para a bacia, devido à sua formação por processos frágeis de reativação ao longo de zonas de fraqueza crustal pré-cambriana. A evolução geológica do Rifte de Jaibaras é também estabelecida a partir de quatro eventos magmáticos relacionados ao rifteamento continental, separados temporal e espacialmente (Oliveira, 2001).

O Enxame de Diques Coreau-Aroeiras (EDCA na Figura 2.3), de idade Ediacarana (?), constitui o estágio inicial de abertura do rifte. Dados geocronológicos Rb/Sr em rocha total, indicam idades pouco precisas de 605 ± 31 Ma (Brito Neves *et al.*, 1978), 580 ± 30 Ma (Novais *et al.*, 1979) e 562 ± 10 Ma (Tavares Jr. *et al.*, 1990) para os diques.

No Cambriano Médio, toda a sedimentação da bacia foi acompanhada por volume considerável de magma essencialmente básico, representado pelas rochas da Formação Parapuí. Datações radiométricas K-Ar em rocha total mostram idades de 502 ± 8 Ma e 478 ± 6 Ma (Novais *et al.*, 1979), 469 ± 13 Ma (Mizusaki e Saracchini, 1990) e U-Pb em zircão de $535,6 \pm 8.5$ Ma (Garcia *et al.*, 2010). Concomitante, houve a intrusão passiva dos plútons Mucambo (532 ± 7 Ma, Santos *et al.*, 2008b) e Meruoca (523 ± 9 Ma, Archanjo *et al.*, 2009; 541 ± 9 Ma, Santos *et al.*, 2013) (Figura 2.3).

De acordo com Oliveira (2001), as interações estratigráficas entre os eventos magmáticos e as sucessões sedimentares no Rifte de Jaibaras foram estabelecidas a partir das relações estruturais, associadas a controle geocronológico. A idade eopaleozoica da Bacia de Jaibaras é compatível com fragmentação continental durante os processos de estiramento da litosfera, que afetaram a porção ocidental do supercontinente Gondwana (Oliveira e Mohriak, 2003, Figura 2.1).

MÉTODOS

3. MÉTODOS

Os objetivos da presente tese de doutorado foram alcançados com a realização de uma etapa inicial, que incluiu levantamento bibliográfico e compilação de dados geológicos e geofísicos na região do Rifte de Jaibaras e na porção noroeste da Província Borborema. As etapas seguintes envolveram levantamentos de campo, com a aquisição de dados geofísicos (gravimetria e magnetotelúrico) e reconhecimento geológico com a coleta de amostras para análises microscópicas e ensaios de densidades. De posse do amplo conjunto de dados, foram promovidas as etapas de processamento e interpretação, com a integração das informações geofísicas e geológicas. Para isso foram realizados procedimentos de modelagem e inversão dos dados geofísicos, com intuito de caracterizar a arquitetura interna do Rifte de Jaibaras, além de montar modelos que retratem sua evolução.

3.1. Levantamento bibliográfico e compilação de dados

Na primeira etapa foi realizada compilação do material bibliográfico disponível sobre a Bacia de Jaibaras e seu arcabouço tectônico, bem como os aspectos técnico-científicos envolvidos na cartografia gamaespectrométrica, magnetométrica, gravimétrica e magnetotelúrica de eventos tectônicos e magmáticos em bacias sedimentares e em bacias do tipo rifte, como o caso do rifte intracontinental de Jaibaras. Mecanismos termo-mecânicos propostos para a litosfera continental, como a possível existência de zonas de sutura ou subducção, foram analisados como modelos teóricos possíveis para explicar a evolução geodinâmica do rifte.

Mapas geológicos da Bacia de Jaibaras e dos domínios Médio Coreaú e Ceará Central da porção setentrional Província Borborema, de diferentes escalas e disponíveis em meio digital ou impressos, foram compilados de forma integrada para gerar o mapa base, sobre o qual foram inseridos todos os níveis de informações obtidas. O sistema de informações georreferenciadas Arc Gis e o *software* Oasis Montaj da Geosoft® foram utilizados para concatenação dos dados geológicos e geofísicos, de forma que houvesse plena interação espacial entre os dois tipos de informação.

3.2. Compilação e ampliação da cobertura gravimétrica e aquisição de dados magnetotelúricos

Reunidos os dados gravimétricos existentes na região do Rifte de Jaibaras adquiridos por diversas instituições de ensino e pesquisa (Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - IBGE, Observatório Nacional – ON, Universidade Federal do Pará – UFPA, Universidade Federal do Ceará - UFC), a etapa foi dividida em dois levantamentos de campo. Na primeira foram incorporados novos dados gravimétricos terrestres no NW do Ceará, buscando dados nas porções onde a área de estudo apresentava baixa cobertura gravimétrica. Os dados disponíveis permitiam apenas modelagens gravimétricas regionais da bacia e do Domínio Médio Coreaú. Foi efetuado levantamento gravimétrico para aumentar a cobertura gravimétrica na região, possibilitando as modelagens gravimétricas da arquitetura interna do Rifte de Jaibaras. Além disso, foi realizada coleta de amostras das rochas aflorantes para ensaios de densidade e análises petrográficas em laboratório. Tais informações espaciais trouxeram novos subsídios aos conhecimentos dos esforços tectônicos que culminaram na formação da bacia.

Na segunda etapa de campo para aquisição de dados geofísicos foram levantadas 7 estações magnetotelúricas e eletromagnéticas TDEM (domínio do tempo) ao longo de perfil de aproximadamente 20 km de extensão na porção sul do Rifte de Jaibaras. O objetivo da aplicação do método foi aumentar a quantidade e qualidade de informações na região do rifte, com base nos contrastes de resistividade das rochas em subsuperfície. Uma das metas específicas foi atingir maiores profundidades de investigação (até 10 km) com intuito de obter informações sobre a possível zona de sutura na região do Domínio Ceará Central. Foram levadas em conta também na aquisição dos dados magnetotelúricos algumas limitações inerentes aos métodos potenciais, principalmente no que se refere à ambiguidade e não unicidade das soluções geradas pelos modelos. Os dados magnetotelúricos serviram de informações iniciais para a elaboração dos modelos geofísicos e geológicos na região do arcabouço estrutural do Rifte de Jaibaras.

3.3. Processamento dos dados aerogeofísicos (gamaespectrometria e magnetometria), gravimétricos e magnetotelúricos

Os dados aerogeofísicos dos projetos Novo Oriente (2006) e Norte do Ceará (2009) levantados pela AeroGeoPhysica LatinoAmerica – AGP-LA e Prospectors

Aerolevantamentos e Sistemas LTDA, respectivamente, por meio de contrato com o Serviço Geológico do Brasil (CPRM) foram utilizados neste trabalho (AeroGeoPhysica LatinoAmerica, 2006 e Prospectors Aerolevantamentos e Sistemas LTDA, 2009). Esses dados cobrem toda extensão dos domínios Médio Coreaú e Ceará Central no NW do Ceará e foram interpolados em malha regular de 125 m pelos métodos bi-direcional e mínima curvatura e integrados, gerando mapas de anomalias gamaespectrométricas e magnéticas em escala de 1:250.000. No total, a área estudada inclui a porção aflorante da bacia e dos eventos magmáticos associados. Compreende cerca de 16.500 km², recoberta por linhas geofísicas de alta densidade de amostragem, com direção N-S, espaçamento de 0,5 km e altura de voo de 100 m (AeroGeoPhysica LatinoAmerica, 2006 e Prospectors Aerolevantamentos e Sistemas LTDA, 2009).

Foram aplicados filtros digitais para eliminar ruídos associados à concentração de dados segundo as linhas de voo do levantamento, procedimento conhecido como micronivelamento. Outras técnicas de filtragem foram utilizadas para realçar características específicas das fontes magnéticas, como suas dimensões espaciais e profundidades. Em princípio, foram empregados filtros de redução ao polo para baixas latitudes magnéticas, sinal analítico 3-D (amplitude e fase) e Deconvolução de Euler (Thompson, 1982; Nabighian, 1984; Reid *et al.*, 1990; Cordell *et al.*, 1992; Roest *et al.*, 1992; Telford *et al.*, 1998). Para os dados gamaespectrométricos (canais de contagem total, potássio, tório e urânio) foram confeccionados vários mapas de anomalias geofísicas, razões entre elementos radioativos e ternários (K-eTh-eU).

As estações gravimétricas adquiridas em campo foram organizadas em banco de dados, no qual as correções de maré, deriva instrumental, latitude, ar livre, Bouguer e terreno foram efetuadas. Os dados de campo adquiridos neste trabalho foram integrados com os dados gravimétricos prévios e foram gerados os mapas de anomalias Ar-livre, Bouguer simples e Bouguer completa, com interpolação em malha regular de 2 km, por meio do método da mínima curvatura. A sequência de processamento desses dados se deu pela utilização do espectro de potência radial do sinal gravimétrico, para separação das componentes regional e residual.

O processamento dos dados magnetotelúricos teve início com análise da qualidade dos dados. Para isso foram visualizadas as séries temporais de cada componente dos campos elétrico e magnético (Ex, Ey, Hx, Hy e Hz) e excluídos dados espúrios para cada estação adquirida, além do uso de filtros e amplificadores dos sinais elétrico e magnético. As curvas

de resistividade e fase, coerência e estimativas de profundidade foram avaliadas em etapa subsequente para maior controle da qualidade desses dados.

3.4. Modelagens e inversões geofísicas

Foi efetuada modelagem gravimétrica 2-D da anomalia Bouguer em uma *transecta* regional de direção NW-SE, com objetivo de entender melhor variações na interface crosta-manto – descontinuidade de Moho e profundidade do Rifte de Jaibaras. A modelagem gravimétrica é realizada por meio de métodos iterativos ou por técnicas automáticas utilizando procedimentos de inversão de dados. Tal procedimento consiste em estimar a profundidade de uma ou mais interfaces que separam meios geológicos com densidades diferentes. A modelagem direta compara e ajusta os valores de gravidade calculados aos valores observados, determinado pelos contrastes de densidades e ainda pela geometria das fontes (Blakely, 1995; Rao *et al.*, 1995; Castro, 2005). Esses dados são mostrados no capítulo 5, que corresponde ao artigo “*Structural framework of the Jaibaras Rift, Brazil, based on geophysical data*”.

Para modelagem conjunta, usando dados magnéticos e gravimétricos, foram obtidos cinco perfis geofísicos a partir dos *grids* das anomalias magnéticas e gravimétricas residuais, sendo transversais ao eixo principal do Rifte de Jaibaras. Com a variação dos parâmetros correspondentes à geometria das fontes geofísicas, as curvas magnética e gravimétrica calculadas foram ajustadas às observadas pelas variações nos valores de densidade e susceptibilidade magnética coletadas no campo e dados disponíveis na literatura (Blakely, 1995; Castro, 2011; Castro *et al.*, 2014). O objetivo da modelagem conjunta nos cinco perfis é revelar a geometria do Rifte de Jaibaras na porção superior da crosta, bem como das unidades geológicas que perfazem seu arcabouço estrutural. Para o procedimento de modelagem gravimétrica e modelagem conjunta magnética-gravimétrica foi utilizada a plataforma Oasis Montaj da Geosoft®, por meio do pacote GMSYS. Por sua vez, esses dados podem ser visualizados no capítulo 6, que diz respeito ao artigo “*Internal architecture of the intracontinental Jaibaras Rift, Brazil: magnetic-gravity joint modeling and magnetotelluric data*”.

Os modelos magnetotelúricos 1-D e 2-D foram obtidos pelo ajuste dos dados observados e calculados pela inversão do algoritmo de Ocam (Constable *et al.*, 1987; de Groot-Hedlin and Constable, 1990). O procedimento foi realizado com os modos *Transverse electric* e *Transverse magnetic* por meio do vínculo de suavidade. Com isso, foi gerado

modelo com a distribuição de resistividades em subsuperfície na porção sul do Rifte de Jaibaras. A interpretação dos dados magnetotelúricos é mostrada juntamente com os dados de modelagem conjunta no capítulo 6.

3.5. Modelos geológicos e geodinâmicos

Os diversos mapas de anomalias geofísicas gerados pelos processamentos permitem não somente a precisa delimitação das rochas do Rifte de Jaibaras, mas também fornecem a configuração tectônica regional com base nos lineamentos gamaespectrométricos, magnéticos e gravimétricos, além de estimativas da profundidade das fontes magnéticas e gravimétricas e de dados magnetotelúricos. A assinatura geofísica típica dos corpos ígneos foi estabelecida para melhorar a cartografia dos principais eventos magmáticos da bacia já mapeados ou não. De posse do conjunto de dados geofísicos e geológicos foram propostos modelos geológicos para a região do rifte e ao longo das *transectas*, além de modelos evolutivos responsáveis pela configuração atual do Rifte de Jaibaras.

DADOS GEOFÍSICOS

4. DADOS GEOFÍSICOS

4.1. Aerogeofísica

O conjunto de dados aerogeofísicos utilizados neste trabalho foi cedido pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM), na forma de arquivos digitais (Figura 4.1). Os dados foram levantados pela AGP-LA e Prospectors Aerolevantamentos e Sistemas LTDA, no âmbito dos projetos Norte do Ceará e Novo Oriente, entre os anos de 2006 e 2010 (AeroGeoPhysica LatinoAmerica, 2006; Prospectors Aerolevantamentos e Sistemas LTDA, 2009). Para os dados do Projeto Norte do Ceará, foi voado um total de 111.080 km de perfis de magnetometria e gamaespectrometria de alta resolução, com intervalo de amostragem de 0,1 s (magnetômetro) e 1,0 s (gamaespectrômetro) e com altura média em relação ao terreno de 100 m. As linhas de voo tem direção N-S, com espaçamento entre elas de 0,5 km. As linhas de controle de qualidade do levantamento foram voadas na direção E-W e possuem espaçamento de 10 km. Já os dados do Projeto Novo Oriente possuem características semelhantes ao anterior, cobrindo área superficial de 52.973,5 km.

Os dados dos projetos Norte do Ceará e Novo Oriente foram recortados de modo a abranger apenas a área de estudo (Figura 4.1). Feito isso foram interpolados em malha quadrada com célula de 125 m de lado por meio de método bidirecional (*BIGRID*, Geosoft, 2010a) e então os *grids* foram unidos por meio da rotina *GRID KNITTING* (Geosoft, 2010b). Para esse procedimento foi isolada uma região de intersecção entre os dois *grids* (Figura 4.1) para análise estatística, na qual se tomou um *grid* como referência e nele foram incorporados e ajustados os valores da média e desvio padrão da região de intersecção entre os *grids*. O *datum* geográfico utilizado neste estudo é WGS-84 e zona 24 Sul.

4.1.1. Processamento dos dados gamaespectrométricos

Os dados gamaespectrométricos foram disponibilizados em banco de dados no programa Oasis Montaj da GEOSOFT, com arquivos dispostos no formato *GDB*. Foi realizada análise de qualidade do banco de dados, na qual foram excluídas as linhas de controle do levantamento, solucionados problemas referentes à altura de voo que interferem na qualidade dos dados e foi realizado o micronivelamento nos dados dos dois projetos separadamente. Além disso, foram retirados os valores negativos para os diversos canais e na normalização dos dados de ambos os projetos pelo ajuste das médias.

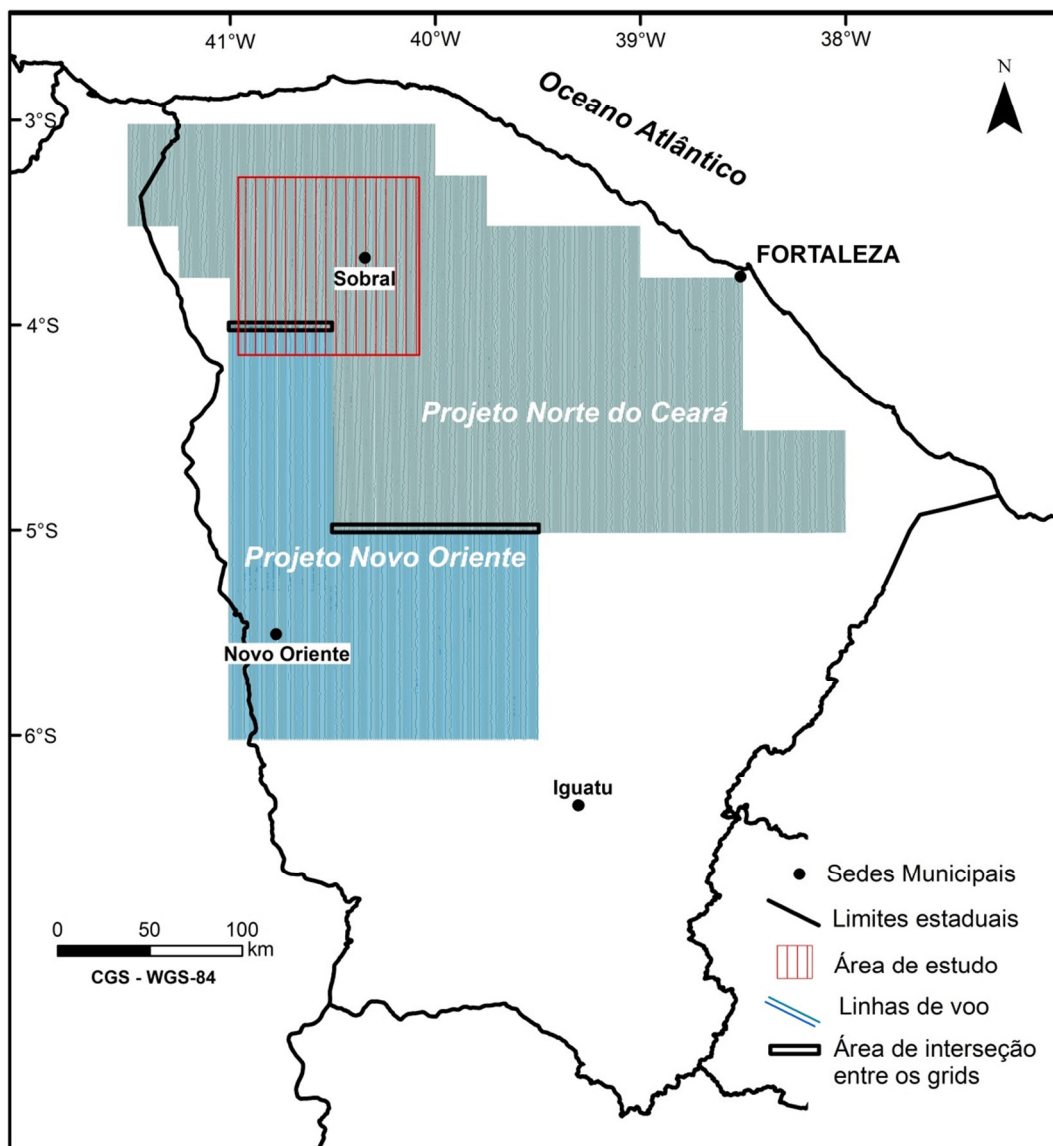


Figura 4.1: Localização dos projetos aerogeofísicos nos estados do Ceará e Piauí utilizados na pesquisa.

De posse dos dados micronivelados e normalizados foram então elaborados os mapas dos canais Potássio (K), equivalente Tório (eTh), equivalente Urânio (eU), Contagem Total (CT), razões entre os elementos (Th/K, U/K e U/Th), além de integrações com imagens de satélites – LANDSAT GEOCOVER TM-5, dados altimétricos ASTER GDEM (*Global Digital Elevation Map*) e SRTM (*Shuttle Radar Topographic Mission*) e composições ternárias em falsa cor entre os elementos (RGB – *Red Green Blue* e CMY – *Cyan Magenta Yellow*). A Figura 4.2 apresenta as principais etapas do processamento dos dados aerogamaespectrométricos da área de estudo.

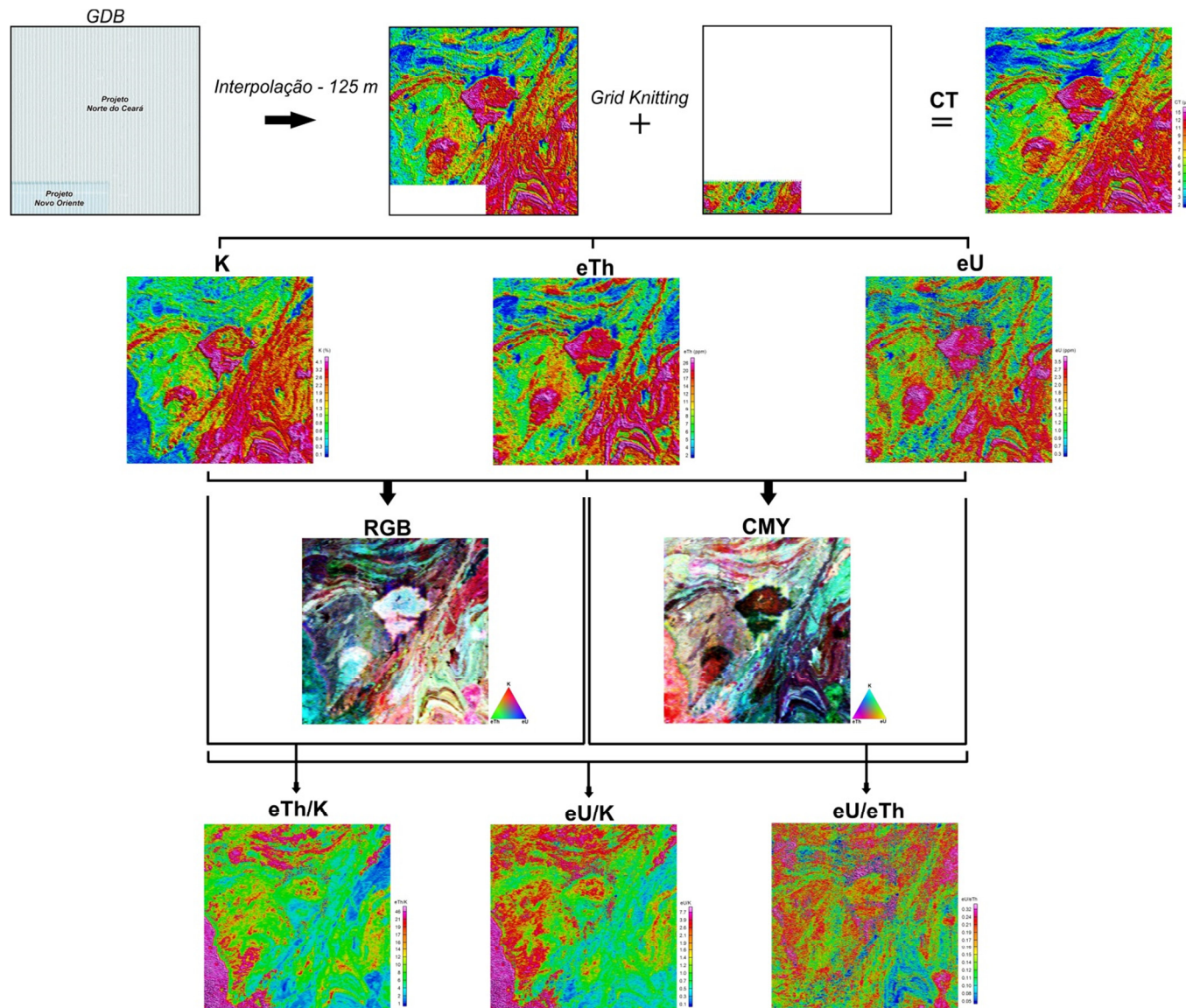


Figura 4.2: Etapas do processamento dos dados aerogamaespectrométricos da área de estudo. Mapas de anomalias gamaespectrométricas: CT – Contagem Total; K – Potássio; eTh – equivalente Tório; eU – equivalente Urânio; Composições ternárias RGB (Red Green Blue) e CMY (Cyan Magenta Yellow).

Na porção central da área notam-se ruídos de alta frequência ao longo das linhas de voo do aerolevante – N-S (Figura 4.3a). Esses ruídos são decorrentes de variações na altura do voo em relação ao terreno, associados a mudanças abruptas do relevo, principalmente, na área do Granito Meruoca (Figura 4.3b). A partir dessa análise, tornou-se necessária a aplicação do filtro de decorrugação (filtros *Butterworth - cutoff* 2.000 m e 1ª ordem e Cosseno Direcional – N-S) (Urquhart, 1988). Esse procedimento minimizou apenas parte dos ruídos, visto que alturas de voos maiores que 100 m em relação ao terreno tornam os dados gamaespectrométricos bastante comprometidos.

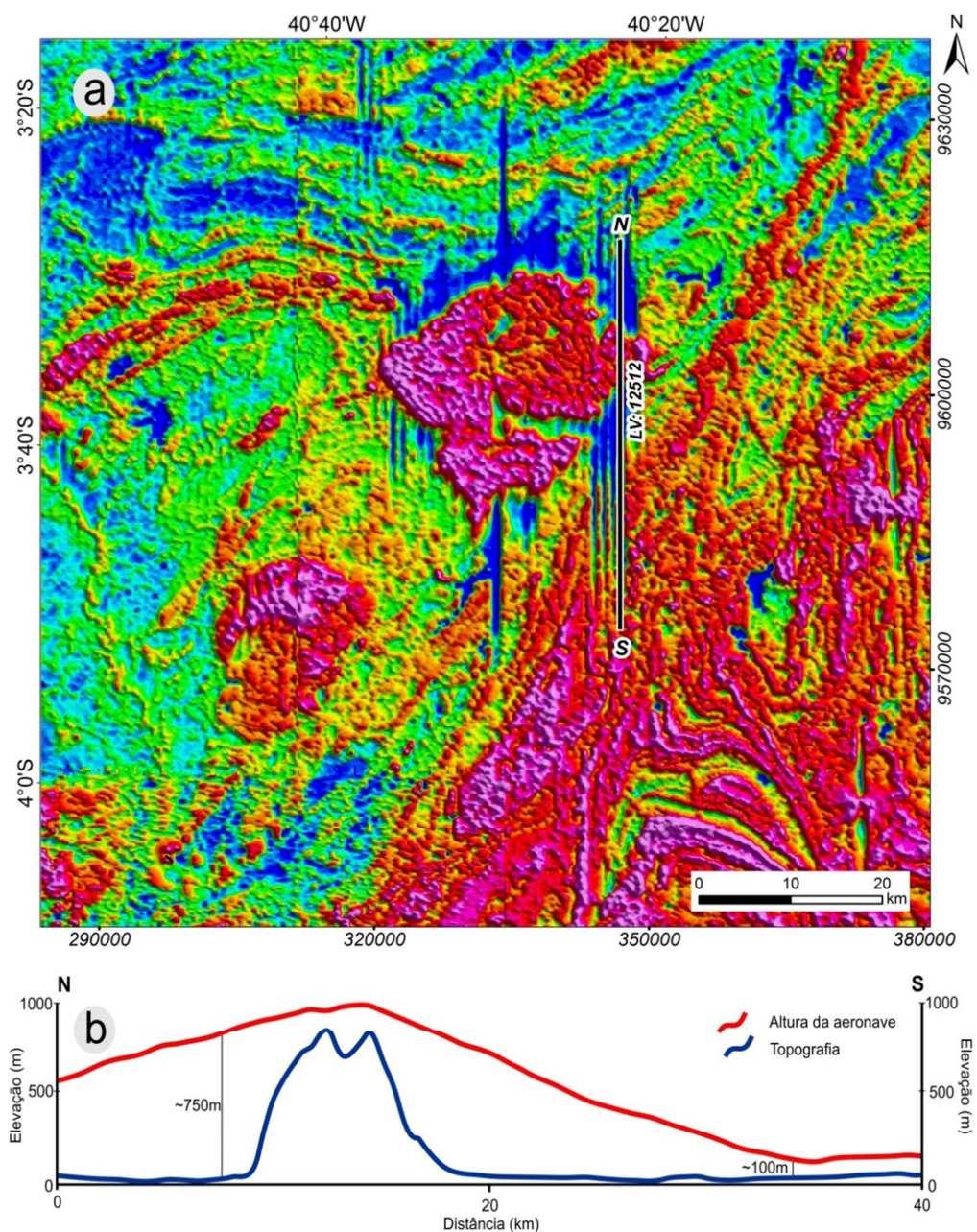


Figura 4.3: a) Mapa de anomalias radiométricas do canal Contagem Total, apresentando ruído de alta frequência na direção N-S; b) Perfil N-S, mostrando as variações na altura de voo do levantamento. A linha vermelha representa a altura de voo (m) e a linha azul a superfície do terreno – MDT.

4.1.2. Processamento dos dados magnéticos

Os dados aeromagnéticos foram incorporados ao banco de dados e organizados no programa Oasis Montaj da GEOSOFT, com arquivos dispostos no formato *GDB*. A partir disso, foi realizada análise de qualidade do banco de dados, na qual foram excluídas as linhas de controle do levantamento, além de problemas que foram atenuados referentes à altura de voo do levantamento, semelhante aos problemas identificados nos dados gamaespectrométricos.

Os dados aeromagnéticos foram previamente corrigidos da variação diurna e da variação da componente principal do campo geomagnético (*International Geomagnetic Reference Field - IGRF*) (AeroGeoPhysica LatinoAmerica, 2006; Prospectors Aerolevantamentos e Sistemas LTDA, 2009). A partir disso, foram interpolados em malha regular de 125 m, que corresponde a um quarto do espaçamento das linhas de voo do levantamento, pelo método bi-direcional – *BIGRID* (Geosoft, 2010a) para gerar o mapa do Campo Magnético Anômalo (Figuras 4.4 e 4.5). Alguns métodos de interpolação foram testados, sendo o *BIGRID* que promoveu os melhores resultados em função da distribuição espacial do conjunto de dados, tendo valores mínimo e máximo de -1.016,569 nT e 510,729 nT, respectivamente, com média de 20,390 nT e desvio padrão de 55,749.

Após esse procedimento, foram aplicadas diversas técnicas de filtragem, com intuito de aumentar a relação sinal/ruído e realçar características específicas das fontes magnéticas. A Figura 4.4 mostra as etapas do processamento com os principais produtos magnéticos gerados para a área de estudo.

Micronivelamento e Filtro Cosseno Direcional

O micronivelamento tem como função principal realçar o sinal geofísico por meio da filtragem dos ruídos de alta frequência concentrados ao longo das linhas de voo. Essa técnica foi baseada no algoritmo desenvolvido por Minty (1991). Para isso, foram aplicados os filtros do tipo *Butterworth* (passa-alta, com corte no comprimento de onda 4 vezes o espaçamento das linhas de voo – 2000 m) e Cosseno Direcional, utilizado para reduzir o ruído de alta frequência ao longo das linhas de voo (N-S). Esses ruídos são bastante sutis e estão relacionados principalmente a variações na altura de voo. Pode ser aplicado durante qualquer etapa do processamento, entretanto deve ser aplicado com critério, pois seu uso pode introduzir erros. Sua função é suavizar as feições que ocorrem em determinado sentido, neste caso, as linhas de voo de direção N-S. A Figura 4.5 mostra a assinatura magnética do

arcabouço do Rifte de Jaibaras após a aplicação do micronivelamento, portanto sem o efeito do ruído direcional. A anomalia magnética na área de estudo varia de -891 nT a 434 nT. A assinatura magnética mostra configuração complexa, com extensos alinhamentos magnéticos de curto comprimento de onda e direção preferencial NE-SW, além de anomalias secundárias seguindo *trends* NW-SE e E-W. O Rifte de Jaibaras é marcado por anomalias negativas, com comprimentos de ondas menores que 5 km e direção principal NE-SW (Figura 4.5).

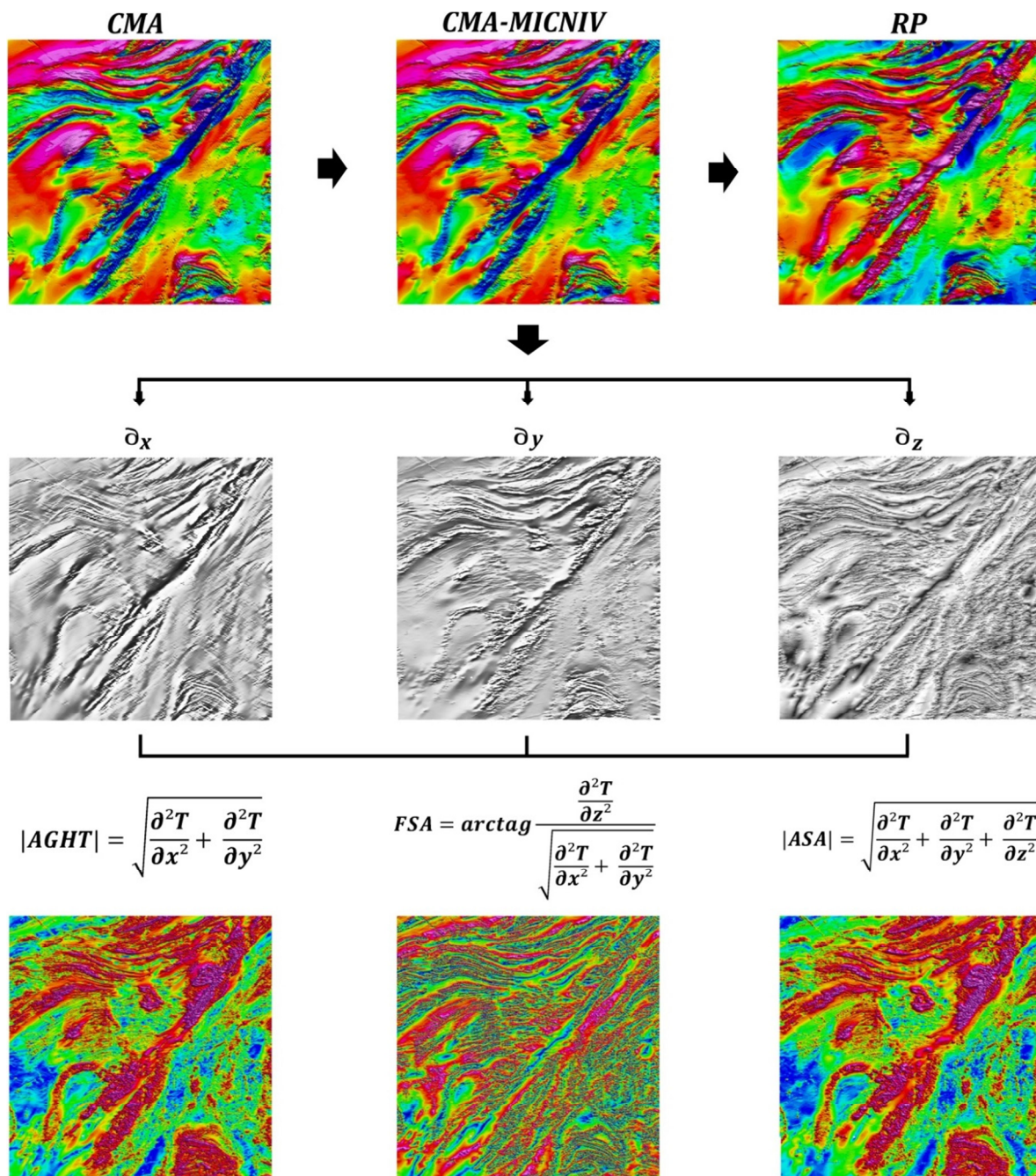


Figura 4.4: Etapas de processamento dos dados aeromagnéticos da área de estudo. CMA: Campo Magnético Anômalo; CMA_MICNIV: Campo Magnético Anômalo micronivelado; RP: Campo Magnético Anômalo Reduzido ao Polo; ∂_x , ∂_y e ∂_z : Derivadas de primeira ordem em X, Y e Z, respectivamente; AGHT: Amplitude do Gradiente Horizontal Total; FSA: Fase do Sinal Analítico; ASA: Amplitude do Sinal Analítico.

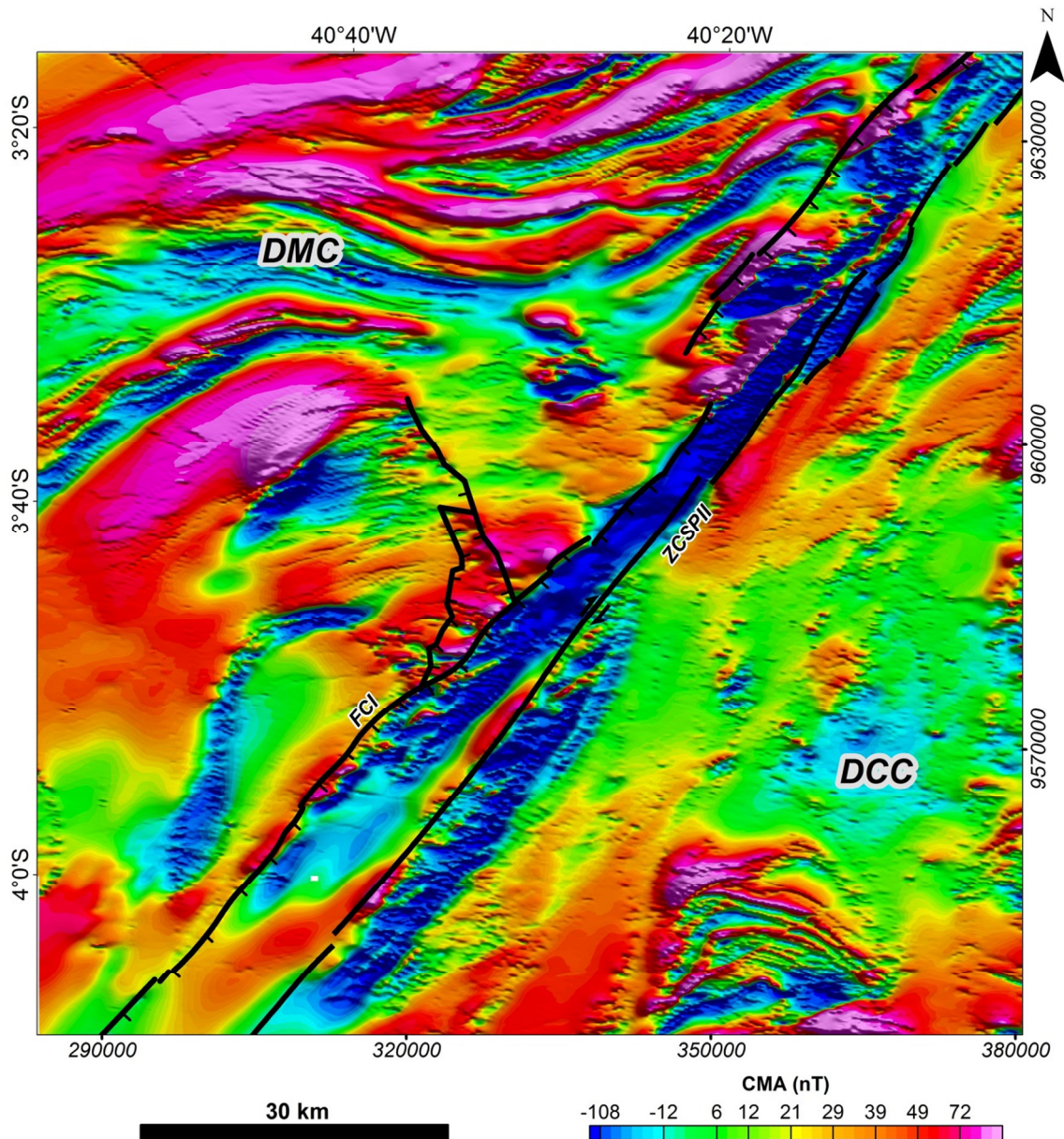


Figura 4.5: Campo Magnético Anômalo – CMA micronivelado da área de estudo. Domínios Tectônicos – DCC: Ceará Central e DMC: Médio Coreaú. ZCSP II: Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II; FCI: Falha de Café-Ipeiras.

Filtro de Redução ao Polo

O uso do filtro de redução ao polo (Baranov, 1957) consiste em transformar a anomalia magnética observada em anomalia como se as medidas tivessem sido realizadas no polo magnético, ou seja, com ambiente e campo de magnetização verticais (Nabighian *et al.*, 2005). A Figura 4.6 exemplifica a forma da anomalia magnética com fonte situada a 10° no hemisfério sul e no polo. O mapa é empregado para centralizar os picos das anomalias sobre suas respectivas fontes geológicas. Para seu cálculo são requisitados os valores médios da

inclinação ($-12^{\circ}54'25,2''$) e declinação ($-21^{\circ}15'50,4''$) do campo geomagnético da região na época do levantamento (26.185 nT).

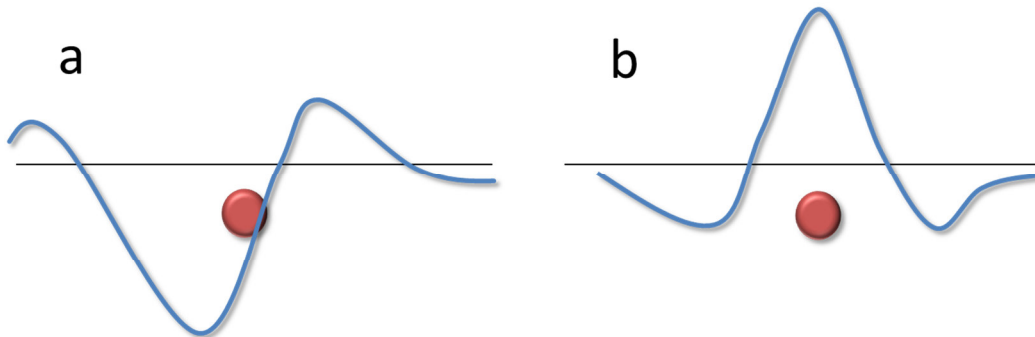


Figura 4.6: Anomalia magnética e sua respectiva fonte. a) 10° no hemisfério sul, b) no polo.

O mapa de anomalias magnéticas reduzidas ao polo (Figura 4.7) apresentou alguns problemas durante o processamento, interferindo assim, na análise das anomalias. Em função da baixa latitude geográfica (-3° a -4°) e, por conseguinte baixa latitude magnética o algoritmo tem instabilidade na inclinação magnética e apenas inverte as anomalias e ainda gera ruído de baixa frequência ao longo da declinação magnética (Figura 4.7). A redução ao Equador magnético também não promoveu bons resultados, gerando anomalias magnéticas de difícil interpretação.

Amplitude do Sinal Analítico - ASA

Corresponde a uma gama de métodos automáticos ou semiautomáticos que são baseados no uso dos gradientes (derivadas) vertical e horizontais das anomalias (Nabighian, 1984; Roest *et al.*, 1992). Tem como característica principal amplificar os curtos e atenuar os longos comprimentos de onda do sinal geofísico nas três direções ortogonais, realçando as bordas e os contatos de feições geológicas e falhas (Figura 4.8). Pode ser expresso por vetor de adição das derivadas de segunda ordem das componentes reais nas direções x e y e na componente imaginária na direção z, que realiza um processo de varredura para localizar contatos magnéticos e suas profundidades

$$|ASA| = \sqrt{\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}}$$

onde ASA é a Amplitude do Sinal Analítico, T o campo geomagnético, e ∂x , ∂y e ∂z são as derivadas parciais de 2ª ordem nas direções x, y e z, respectivamente (Reynolds, 1997).

O mapa de amplitude do sinal analítico foi usado na interpretação dos dados, bem como na individualização e compartimentação dos domínios magnéticos e na determinação de alinhamentos magnéticos de 1ª ordem. As anomalias magnéticas tem amplitudes que variam de 0 a 3,55 nT/m, cuja região do Rifte de Jaibaras é marcada por anomalias de altas amplitudes em sua grande maioria (Figura 4.8).

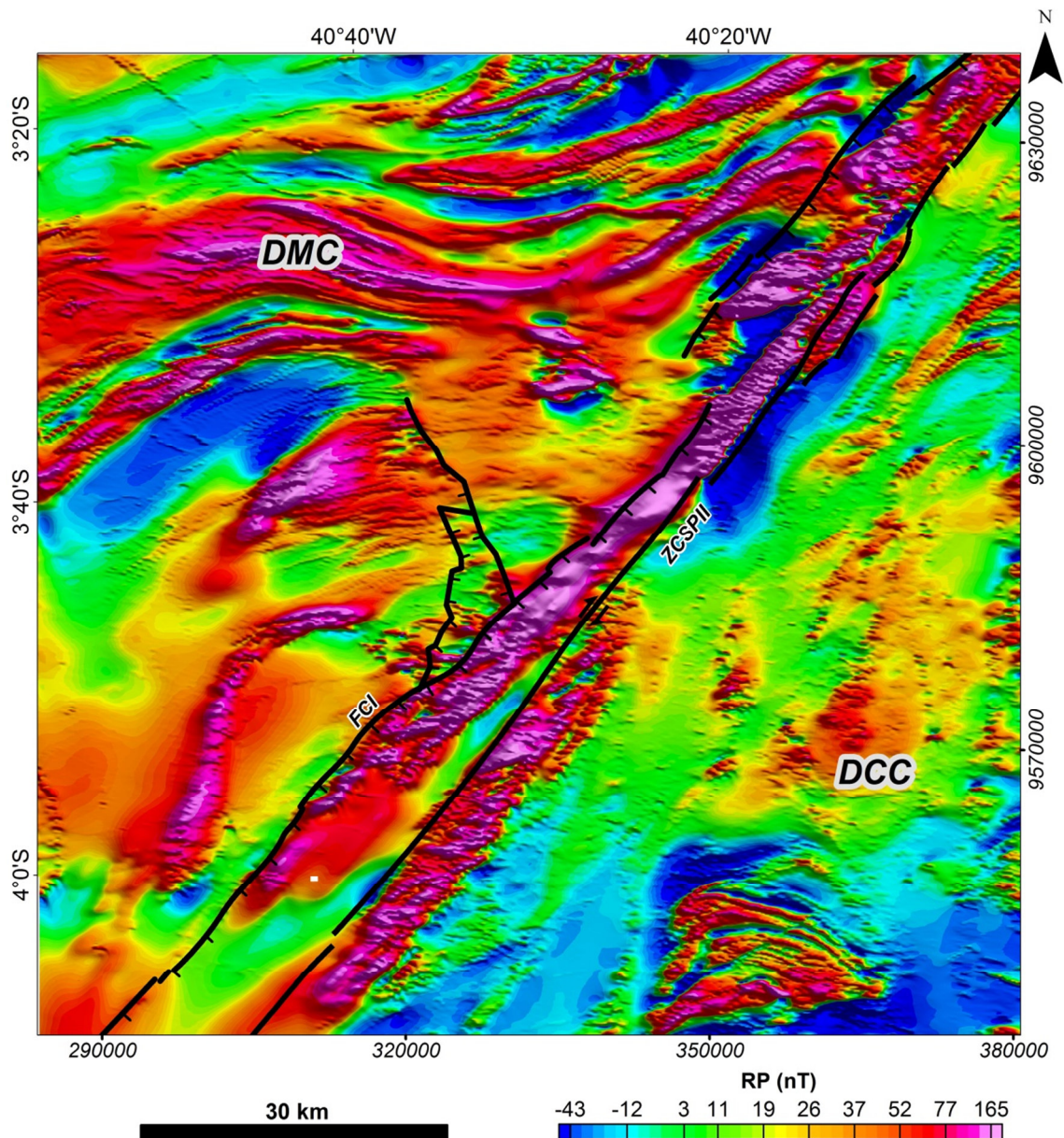


Figura 4.7: Mapa de anomalias magnéticas reduzidas ao pólo, apresentando ruído de baixa frequência ao longo da declinação magnética (~ -21°). Domínios Tectônicos – DCC: Ceará Central e DMC: Médio Coreaú. ZCSPII: Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II; FCI: Falha de Café-Ipueiras.

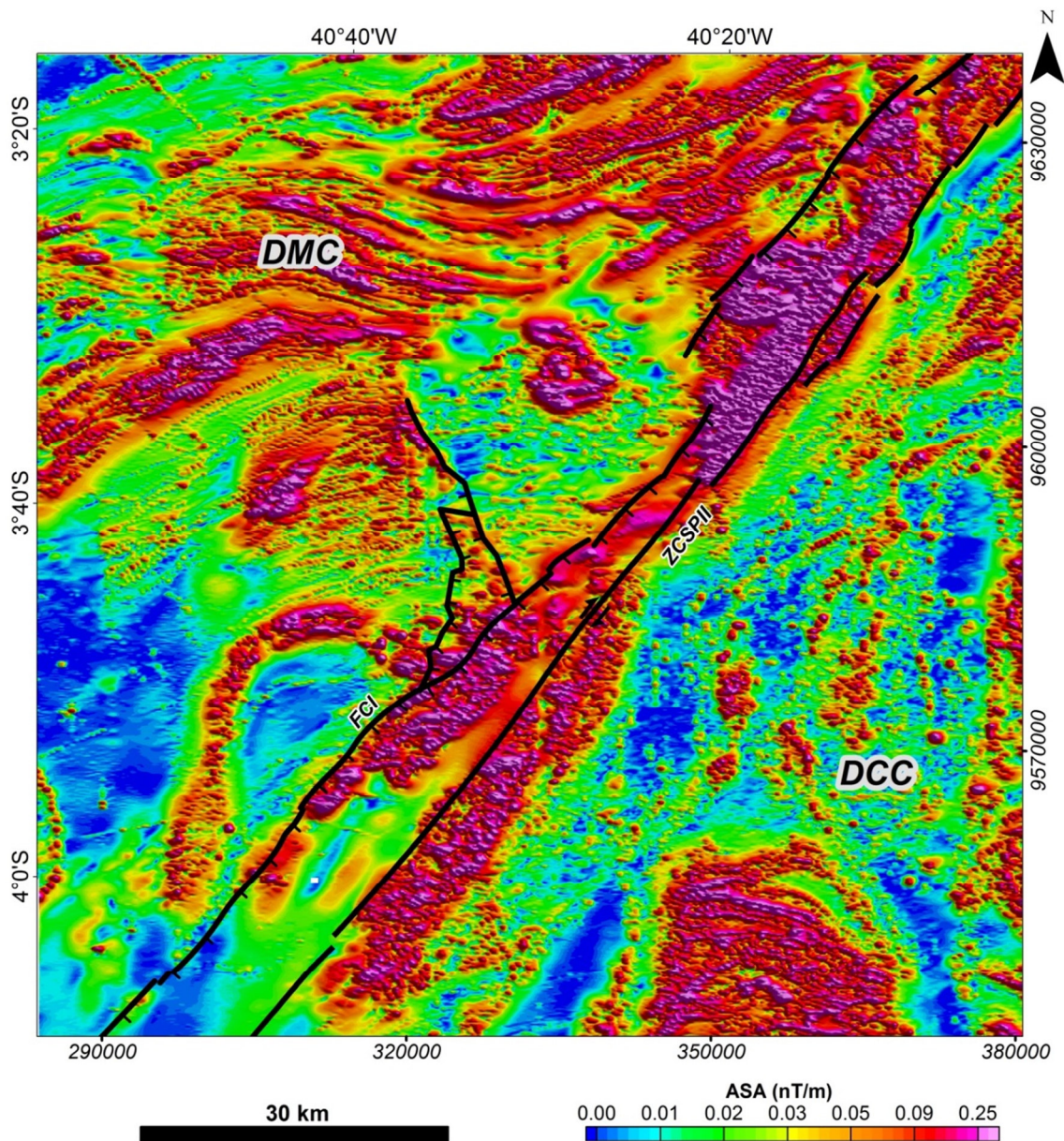


Figura 4.8: Amplitude do Sinal Analítico da área de estudo. Domínios Tectônicos – DCC: Ceará Central e DMC: Médio Coreaú. ZCSPII: Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II; FCI: Falha de Café-Ipueiras.

Fase ou Inclinação do Sinal Analítico - FSA

É definida pelo ângulo formado entre os vetores imaginários da 1ª derivada em z, pelos vetores reais da 1ª derivada em x e y (Miller e Singh, 1994). Essa expressão permite realizar a estimativa do mergulho e do contraste de susceptibilidade das fontes causadoras de anomalias. O mapa de anomalias da fase do sinal analítico é mostrado na Figura 4.9. A fase ou inclinação do sinal analítico é dada por

$$FSA = \arctag \frac{\frac{\partial^2 T}{\partial z^2}}{\sqrt{\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2}}}$$

onde *FSA* é a Fase do Sinal Analítico, *T* o campo geomagnético, e ∂x , ∂y e ∂z são as derivadas parciais de 2ª ordem nas direções *x*, *y* e *z*, respectivamente.

Os lineamentos magnéticos de 1ª e 2ª ordens foram definidos e interpretados no mapa de fase do sinal analítico e no mapa da 1ª derivada vertical. O Rifte de Jaibaras possui lineamentos preferenciais na direção NE-SW e lineamentos secundários ENE-WSW (Figura 4.9).

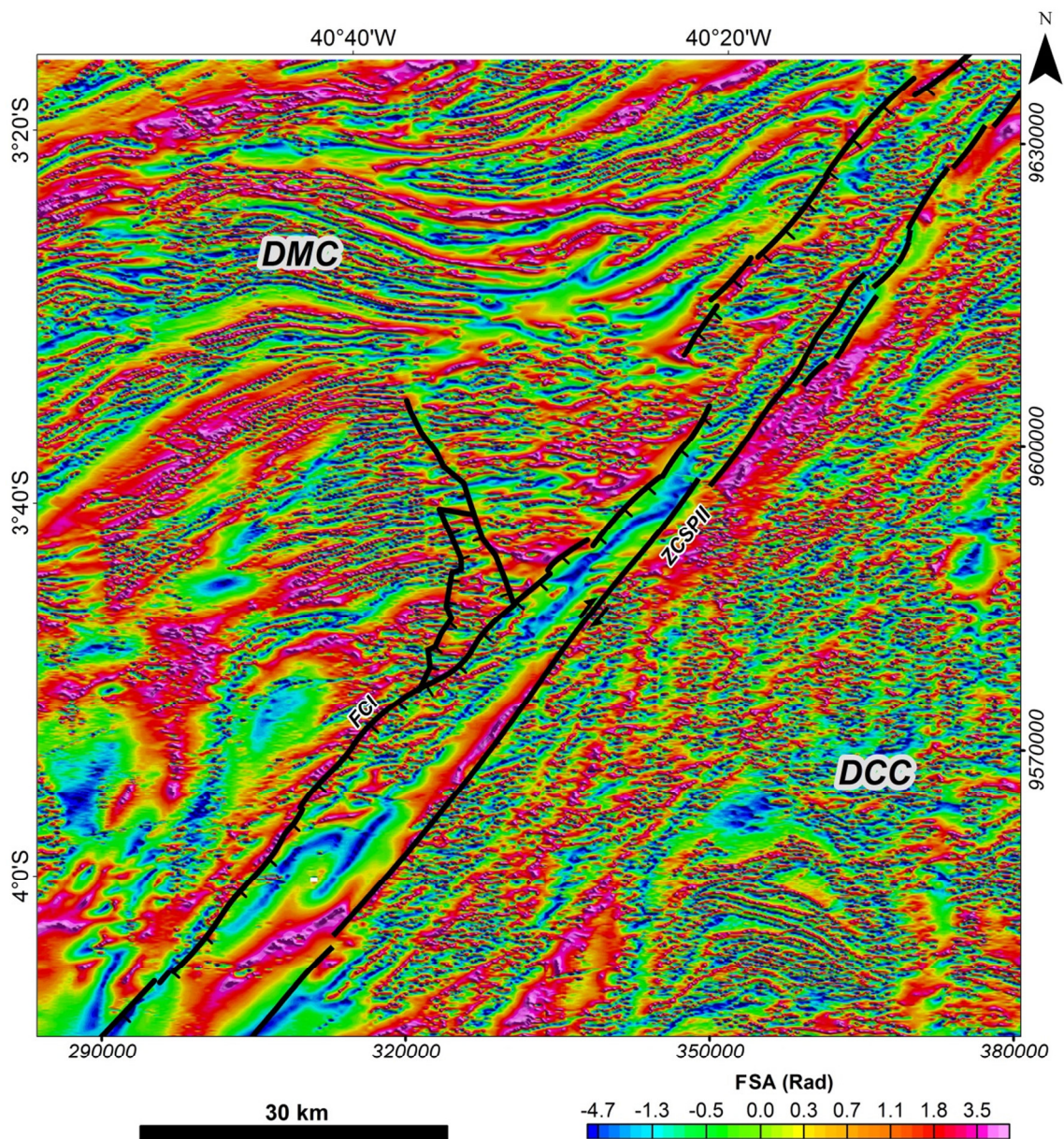


Figura 4.9: Fase ou Inclinação do Sinal Analítico da área de estudo. Domínios Tectônicos – DCC: Ceará Central e DMC: Médio Coreaú. ZCSPII: Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II; FCI: Falha de Café-Ipueiras.

Amplitude do Gradiente Horizontal Total – AGHT

As anomalias de AGHT (Figura 4.10) são geradas mediante a utilização das derivadas horizontais e representa a taxa de variação lateral nos dados e realça os principais contatos geológicos (Cordell e Grauch, 1985; Verduzco *et al.*, 2004). Pode ser calculada por meio da seguinte formulação matemática

$$|AGHT| = \sqrt{\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2}}$$

onde AGHT é a Amplitude do Gradiente Horizontal Total, T o campo geomagnético, e ∂x , ∂y são as derivadas parciais de 2ª ordem nas direções x, y, respectivamente.

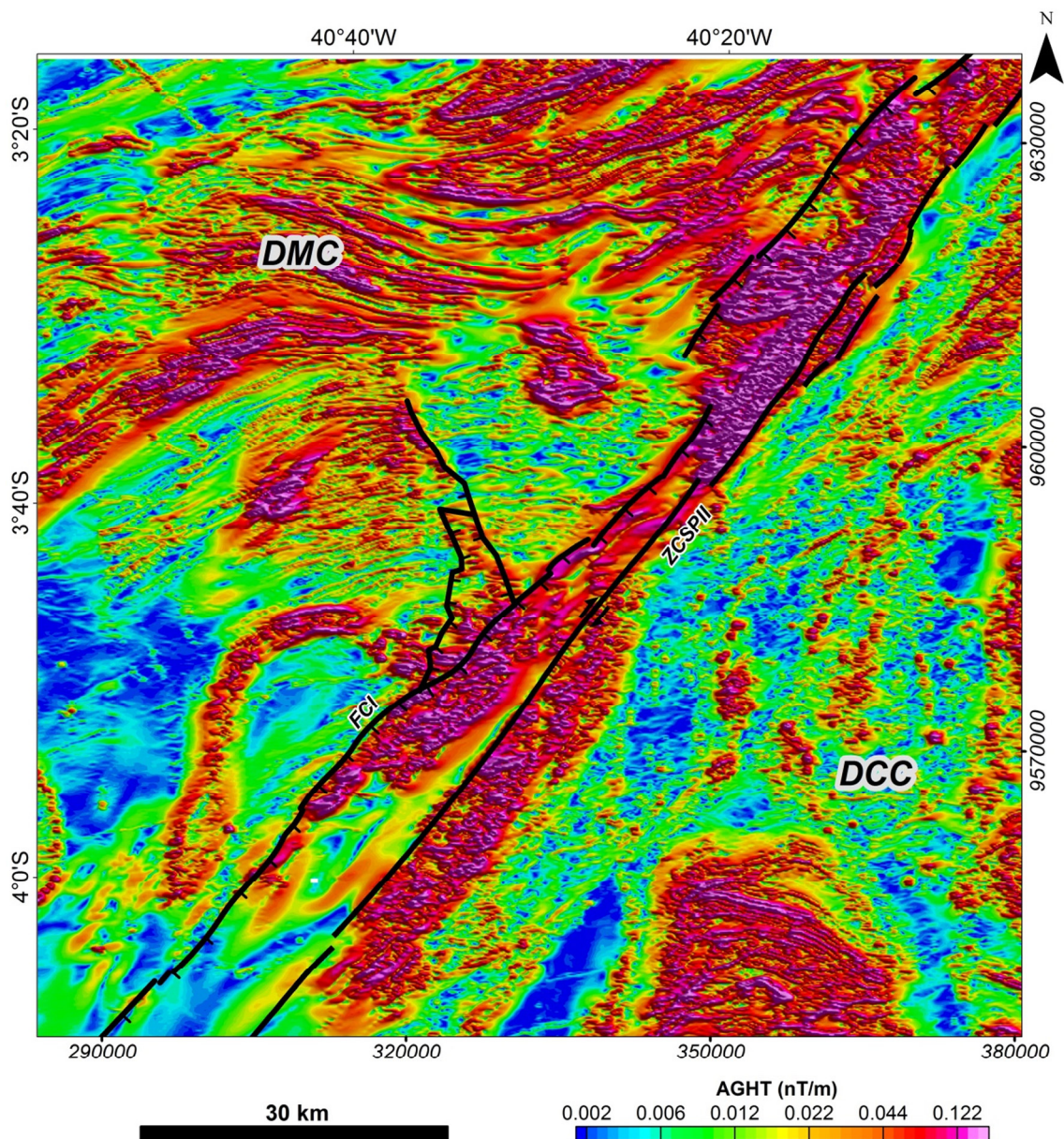


Figura 4.10: Amplitude do Gradiente Horizontal Total da área de estudo. Domínios Tectônicos: DCC: Ceará Central e DMC: Médio Coreaú. ZCSP11: Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II; FCI: Falha de Café-Ipueiras.

A Figura 4.10 mostra o mapa de AGHT com anomalias magnéticas que variam de 0 a 1,898 nT/m. Essas anomalias exibem menor comprimento de onda no interior e nos contatos dos domínios magnéticos de maior e menor amplitude. Com isso, esse produto foi utilizado para realçar e refinar os domínios magnéticos na região do arcabouço estrutural do Rifte de Jaibaras.

4.2. Gravimetria

4.2.1. Aquisição dos dados gravimétricos

A estratégia para execução do levantamento gravimétrico teve início com levantamento de informações cartográficas na área de estudo, a fim de identificar as melhores rodovias e vias de acesso para realização de perfis ortogonais e longitudinais ao eixo principal do Rifte de Jaibaras (Figura 4.11). Foram utilizadas imagens *Landsat Geocover* em formato *MrSid* (órbita 218 e ponto 064 de novembro de 2004), sensor TM-5 (<http://www.dgi.inpe.br/CDSR>) (Figura 4.11), dados SRTM (*Shuttle Radar Topographic Mission*) adquiridos em formato *raster* acessando o *EROS Data Center*, controlado pelo USGS (*United States Geological Survey*), dados altimétricos obtidos pelo sensor *ASTER GDEM (Global Digital Elevation Map)*, com imagens produzidas a partir de pares estereográficos com resolução espacial horizontal de 30 m e erro vertical de 20 m com 95% de confiança (<http://gdem.aster.ersdac.or.jp/>) e cartas plani-altimétricas da SUDENE na escala 1:100.000. Para o processamento, georreferenciamento e visualização das imagens foram utilizados os *softwares* Arc Gis, Er Mapper, Global Mapper e Google Earth.

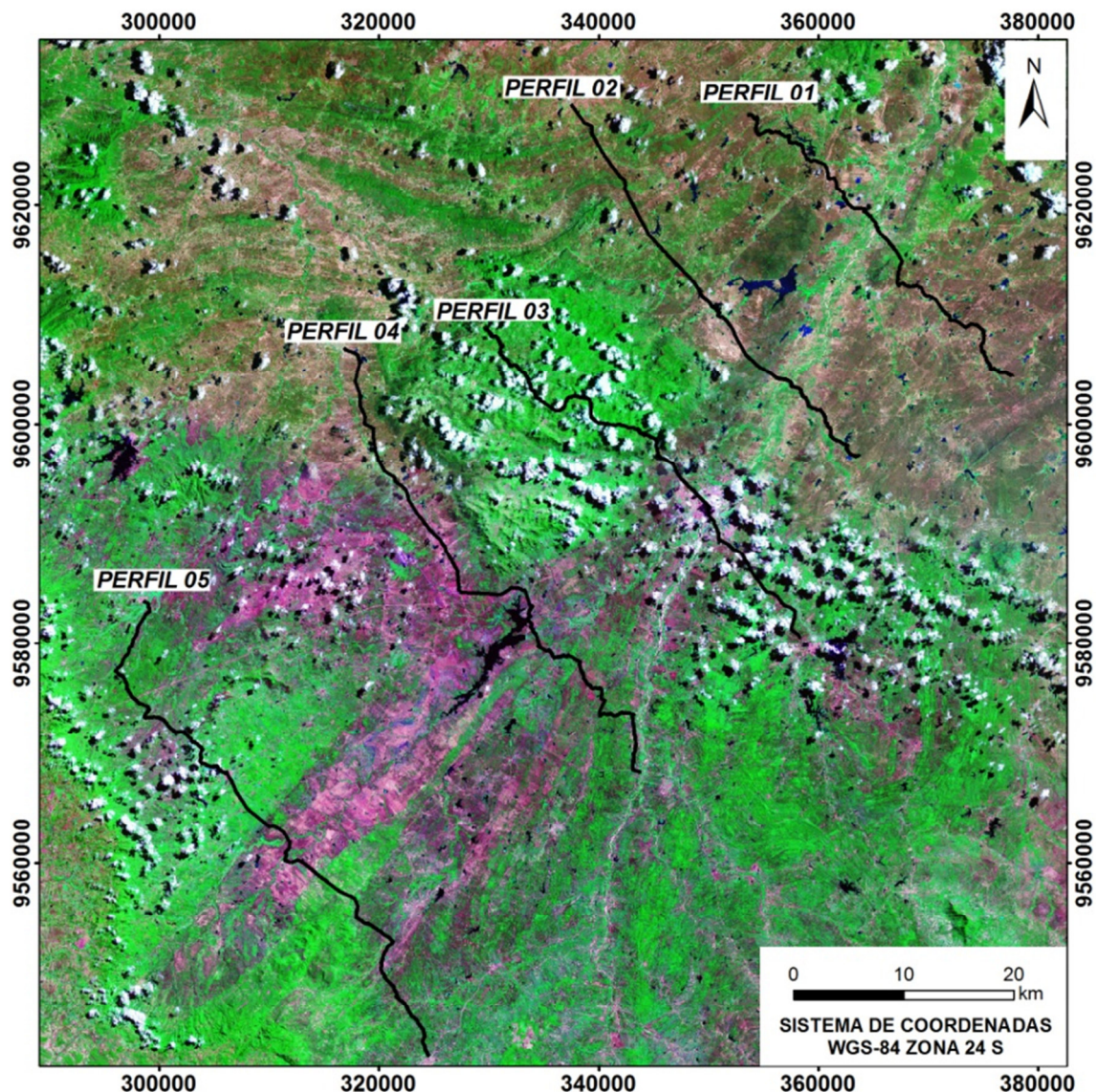


Figura 4.11: Imagem *Landsat Geocover*, com planejamento e localização dos perfis para o levantamento gravimétrico. Além desses perfis foram adquiridas outras estações gravimétricas ao longo de perfis no entorno e na região do Rifte de Jaibaras.

A Estação Gravimétrica Sobral “B” do Observatório Nacional, cravada na base do monumento em homenagem ao Arcebispo Dom José Tupinambá da Frota (Figura 4.12), localizada na Praça São João, Sobral, Ceará, foi utilizada como estação base para o levantamento gravimétrico na área de estudo (Figura 4.13).

Laboratório de Gravimetria Relatório de Estação Gravimétrica

<p>Estação: Sobral "B" (CE)</p> <p>Gravímetro sobre a RN 518Z do IBGE, cravada na base do monumento em homenagem ao Arcebispo D. José Tupinambá da Frota, localizada na Praça Dr. Antônio Ibiapina ou Praça São João.</p>	<p>Código: 170484</p>
<p>Situação em 23/07/1986: PRESERVADO</p>	
<p>Coordenadas WGS84 / SIRGAS 2000</p> <p>Latitude: 03° 41' 17,1" Sul</p> <p>Longitude: 40° 20' 51,3" Oeste</p> <p>Altitude Geométrica (m): 56</p> <p>Altitude Ortométrica (m): 70,63</p>	<p>Gravimetria</p> <p>Gravidade Ajustada (mGal): 978006,590 ± 0,030</p> <p>Anomalia Ar-Livre (mGal): -25</p> <p>Anomalia Bouguer simples (mGal): -33 (densidade: 2670 kg/m³)</p>

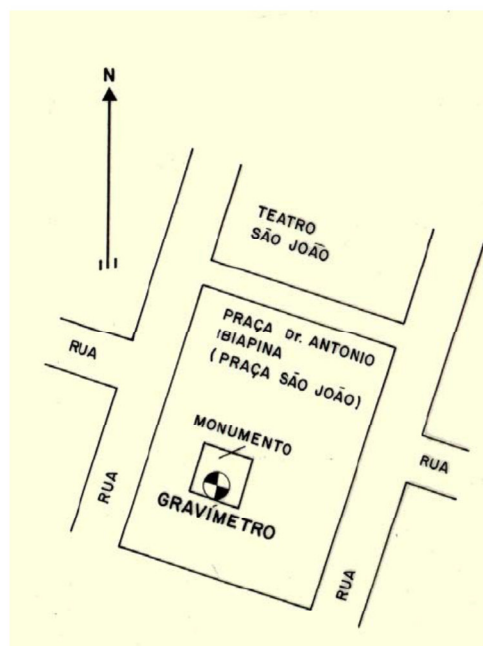


Figura 4.12: Relatório da Estação Gravimétrica Sobral “B” do Observatório Nacional utilizada como estação base na aquisição dos dados gravimétricos no Rifte de Jaibaras.



Figura 4.13: Estação Base Gravimétrica Sobral “B” utilizada na aquisição dos dados gravimétricos no Rifte de Jaibaras.

Junto à coleta dos dados gravimétricos, foi efetuado levantamento plani-altimétrico em todas as estações. O equipamento utilizado foi o Topcon HiPer Lite RTK, pertencente ao Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (UnB), totalmente integrado, com receptor, antena, bateria, carregador e rádio 915 MHz, sendo o erro de posicionamento horizontal não superior a 1 cm e vertical a 10 cm (Figura 4.14). Ademais, foi realizada descrição sucinta nos principais afloramentos ao longo dos perfis e coleta de amostras para ensaios de densidade e confecção de lâminas delgadas.



Figura 4.14: Equipamento Topcon HiPer Lite RTK utilizado para aquisição de dados plani-altimétricos no Rifte de Jaibaras.

4.2.2. Dados gravimétricos prévios

O NW do Ceará apresenta cobertura gravimétrica pouco densa, com aproximadamente 670 estações de medidas, concentradas ao longo das principais rodovias (Figura 4.15a). Esses dados foram levantados pela Universidade Federal do Pará (UFPA), Observatório Nacional (ON) e Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE). A Figura 4.15a apresenta o mapa com a distribuição das estações gravimétricas prévias na área pesquisada. Vale salientar a inexpressiva cobertura gravimétrica ao longo do Rife de Jaibaras, refletindo, assim, a importância de trabalhos de maior detalhe na região. A Figura 4.15b mostra o mapa com as novas estações adquiridas e as estações existentes.

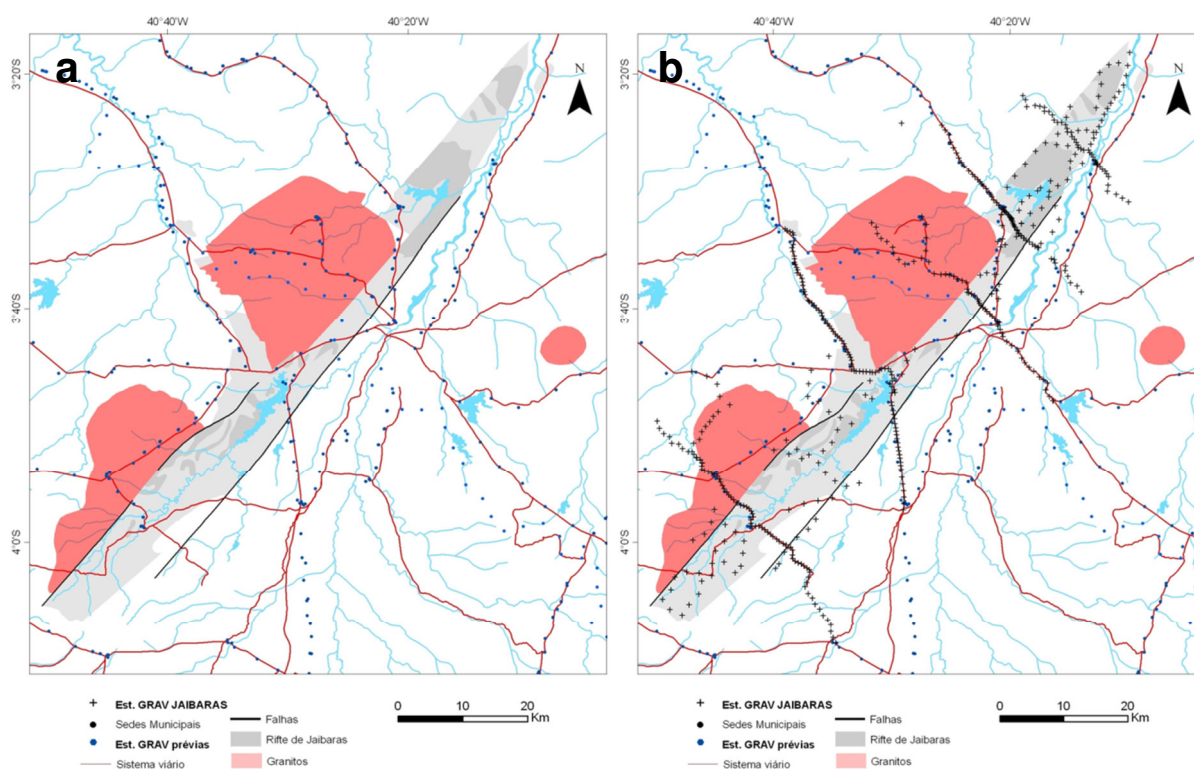


Figura 4.15: (a) Mapa com a localização das estações gravimétricas prévias, e (b) com as estações existentes e novas estações adquiridas na área de estudo.

4.2.3. Levantamento gravimétrico

No total, foram adquiridas 471 novas estações gravimétricas com o uso do gravímetro digital modelo CG-5 fabricado pela SCINTREX, cedido pelo *Pool* de Equipamentos Geofísicos do Brasil (PEGBR), sediado no Observatório Nacional para este trabalho (Figura 4.16). Foram realizados cinco perfis gravimétricos transversais ao eixo principal do Rife de Jaibaras, com extensões entre 25 e 55 km (Figuras 4.15b). O

Nilo C. Pedrosa Jr.

espaçamento entre as estações foi de, aproximadamente, 0,5 km nas regiões mais proximais (centro e bordas do rifte) e de 1,0 km nas porções mais distais. Foram adquiridas também estações ao longo das rodovias e vias de acesso que cortam o rifte, com espaçamentos da ordem de 2,0 km (Figura 4.15b).



Figura 4.16: Detalhe da tela do gravímetro digital CG-5 AUTOGRAV à esquerda e o procedimento de aquisição dos dados à direita.

4.2.4. Correção dos dados gravimétricos

O banco de dados gravimétricos adquirido foi importado por meio do *software* Oasis Montaj (Tabela 4.1). As correções iniciais desses dados envolvem o cálculo dos efeitos da maré, *drift* instrumental, altura do instrumento e latitude. A partir daí, foram calculados os valores de gravidade em cada estação de medida com base na estação gravimétrica de primeira ordem do ON - Sobral “B” (Figuras 4.12 e 4.13) com objetivo de gerar os mapas do campo de gravidade e suas anomalias Ar-Livre e Bouguer simples e completa. Cada correção utilizada está descrita a seguir e foi baseada no manual de processamento de dados gravimétricos do Oasis Montaj (Geosoft, 2010c).

Correção de Maré

Todas as leituras foram corrigidas da variação de maré devido à atração gravitacional do sistema Luni-Solar para a data (dia e hora) e local da observação (Tabela 4.1). O algoritmo desenvolvido para a correção do efeito da maré é apresentado por Longman (1959). Como a fórmula usada no cálculo é complexa, apenas uma simplificação é mostrada

$$L_m = L + C_m$$

onde L_m é a leitura corrigida da maré, L a leitura de gravidade média e C_m a correção de maré.

Correção da Altura do Instrumento

Cada leitura é corrigida em função da altura do instrumento mais a altura do tripé sobre a estação gravimétrica ou base do terreno sobre a qual a elevação é medida

$$L_a = L_m + 0,308596 \cdot a_i$$

onde L_a é a leitura corrigida do instrumento, L_m a leitura corrigida da maré e a_i a altura do instrumento (m).

Correção da Deriva Instrumental

A correção da variação instrumental é calculada com base no erro de fechamento entre a primeira e a última leitura na estação gravimétrica base de cada circuito

$$D = \frac{(L_{B2} - L_{B1}) - (G_{B2} - G_{B1})}{t_{B2} - t_{B1}}$$

onde D é a deriva em mGal/hora, L_{B1} e L_{B2} as leituras na base, t_{B1} e t_{B2} a hora das leituras e G_{B1} e G_{B2} os valores absolutos de gravidade em mGal.

Gravidade Absoluta

A gravidade absoluta é a atração do campo de gravidade terrestre na estação

$$G_a = G_{B1} + (L_a - L_{B1}) - (t - t_{B1}) \cdot D$$

onde G_a é a gravidade absoluta em mGal, G_{B1} a gravidade absoluta na base 1, L_a a leitura corrigida da altura do instrumento, L_{B1} a leitura na base 1, t a hora da leitura, t_{B1} a hora da leitura na base 1 e D a deriva do equipamento CG-5.

Correção de Latitude

Essa correção requer a gravidade teórica para o local de medida sobre o esferoide terrestre. A Fórmula Internacional de 1967 foi utilizada para o cálculo da gravidade teórica

$$G_l = 978031,846 \cdot [1 + 0,005278895 \cdot \text{sen}^2(l) - 0,000023462 \cdot \text{sen}^4(l)]$$

onde G_l é a gravidade teórica mGal para correção de latitude e l a latitude da estação.

Anomalia Ar-Livre

A correção Ar-Livre é calculada pela subtração do valor de gravidade teórica para correção de latitude da gravidade absoluta, adicionando a correção para a elevação da estação

$$G_{AL} = G_a - G_l + 0,308596 \cdot h_e$$

onde G_{AL} é a anomalia Ar-Livre em mGal, G_a a gravidade absoluta, G_l a gravidade teórica com a correção da latitude e h_e a elevação ou altitude ortométrica em metros.

Anomalia Bouguer

A anomalia Bouguer (Tabela 4.1) corrige a anomalia Ar-Livre para as massas topográficas que existem entre a elevação da estação de medida e o esferoide de referência

$$G_{AB} = G_{AL} - 0,0419088 \cdot [\rho \cdot h_e + (\rho_a - \rho)h_a + (\rho_g - \rho_a)h_g]$$

onde G_{AB} é a anomalia Bouguer, G_{AL} a anomalia Ar-Livre, ρ a densidade das rochas ($2,67 \text{ g/cm}^3$), h_e a elevação da estação (m), ρ_a a densidade da água (g/cm^3), h_a profundidade da água e do gelo (m), ρ_g a densidade do gelo (g/cm^3), h_g a espessura do gelo (m).

Correção de Terreno

A correção do terreno (Tabela 4.1) é calculada utilizando uma combinação de dois métodos descritos por Nagy (1966) e Kane (1962). O programa calcula as correções de terreno para cada estação pela extração das correções regionais a partir do *grid* da correção de terreno regional e pela adição da correção de terreno local (Geosoft, 2010c).

O cálculo é realizado com imagens SRTM. É amostrado para um *grid* de malha centrada na estação onde são feito os cálculos, baseados nas contribuições de zonas próximas, intermediárias e distantes. Em zonas próximas (até 100 m) o algoritmo soma os efeitos de quatro seções triangulares de declive, as quais descrevem a superfície entre a estação de gravidade e elevação para cada vértice. Em zonas intermediárias (entre 100 e 800 m), o efeito do terreno é calculado para cada ponto utilizando para um prisma quadrado de superfície plana (Nagy, 1966). E nas zonas mais distantes (> 800 m) o cálculo baseia-se na aproximação de um anel para um prisma quadrado (Kane, 1962). Quaisquer valores de *dummy* no *grid* são interpolados por valores adjacentes antes do cálculo da correção. O sistema usa o *grid* da elevação médio para compensar os efeitos de terreno nas distâncias de correções regionais (Geosoft, 2010c).

Anomalia Bouguer Completa

A anomalia Bouguer Completa (Tabela 4.1) corrige a anomalia Bouguer das atrações gravimétricas das massas topográficas nas vizinhanças do ponto de observação:

$$G_{ABC} = G_{AB} + C_T$$

onde G_{ABC} é a anomalia Bouguer completa em mGal, G_{AB} a anomalia Bouguer simples e C_T a correção de terreno em mGal.

Tabela 4.1: Parte do banco de dados com as devidas correções gravimétricas realizadas nos dados adquiridos na região do Rifte de Jaibaras.

Estação	X	Y	Leitura	Data	Hora	Elevação	Corr - Maré	Gravidade	Ar-livre	Bouguer	Corr - Terreno	Bouguer completa
10	348177.9	9613425.5	2331.041	12/04/2011	15:34:28	93.304	-0.0071	978024.56	2.304	-8.136	0.49	-7.646
10	348177.9	9613425.5	2331.041	12/04/2011	15:34:28	93.304	-0.0071	978024.56	2.304	-8.136	0.49	-7.646
10	348177.9	9613425.5	2331.04	12/04/2011	15:33:22	93.304	-0.0076	978024.559	2.304	-8.137	0.49	-7.646
10	348177.9	9613425.5	2331.036	12/04/2011	15:32:16	93.304	-0.0082	978024.555	2.3	-8.141	0.49	-7.65
100	367064.5	9615756.4	2316.045	16/04/2011	12:38:45	110.641	0.1203	978005.542	-11.135	-23.516	0.177	-23.339
100	367064.5	9615756.4	2316.048	16/04/2011	12:39:51	110.641	0.1192	978005.543	-11.134	-23.515	0.177	-23.338
100	367064.5	9615756.4	2316.049	16/04/2011	12:40:57	110.641	0.118	978005.542	-11.135	-23.516	0.177	-23.339
101	367332	9615256.5	2311.664	16/04/2011	13:18:00	128.125	0.0757	978001.088	-10.244	-24.58	0.392	-24.189
101	367332	9615256.5	2311.66	16/04/2011	13:16:54	128.125	0.077	978001.086	-10.245	-24.582	0.392	-24.191
101	367332	9615256.5	2311.655	16/04/2011	13:15:48	128.125	0.0783	978001.083	-10.248	-24.585	0.392	-24.194
102	367256	9613941.5	2316.811	16/04/2011	13:30:23	102.456	0.0606	978006.211	-13.172	-24.637	0.35	-24.287
102	367256	9613941.5	2316.814	16/04/2011	13:32:35	102.456	0.0579	978006.209	-13.173	-24.638	0.35	-24.288
102	367256	9613941.5	2316.808	16/04/2011	13:31:29	102.456	0.0593	978006.205	-13.177	-24.642	0.35	-24.292
103	367149.3	9613015.2	2321.943	16/04/2011	13:51:44	70.703	0.0343	978011.301	-17.973	-25.884	0.243	-25.641
103	367149.3	9613015.2	2321.946	16/04/2011	13:52:50	70.703	0.0329	978011.301	-17.972	-25.883	0.243	-25.64
103	367149.3	9613015.2	2321.937	16/04/2011	13:50:38	70.703	0.0356	978011.297	-17.977	-25.888	0.243	-25.645
104	368533.9	9612521	2315.276	16/04/2011	14:11:25	95.998	0.0101	978004.595	-16.922	-27.664	0.093	-27.57
104	368533.9	9612521	2315.28	16/04/2011	14:13:37	95.998	0.0075	978004.595	-16.922	-27.664	0.093	-27.571
104	368533.9	9612521	2315.278	16/04/2011	14:12:31	95.998	0.0088	978004.595	-16.922	-27.664	0.093	-27.57
105	369496.3	9611931.6	2316.95	16/04/2011	14:30:07	79.529	-0.012	978006.233	-20.425	-29.324	0.077	-29.246
105	369496.3	9611931.6	2316.954	16/04/2011	14:31:13	79.529	-0.0132	978006.235	-20.423	-29.322	0.077	-29.244
105	369496.3	9611931.6	2316.955	16/04/2011	14:32:19	79.529	-0.0145	978006.234	-20.424	-29.323	0.077	-29.245
106	370493.7	9611368	2318.968	16/04/2011	14:49:05	64.201	-0.0329	978008.216	-23.228	-30.412	0.11	-30.302
106	370493.7	9611368	2318.972	16/04/2011	14:50:11	64.201	-0.0341	978008.218	-23.226	-30.41	0.11	-30.3
106	370493.7	9611368	2318.972	16/04/2011	14:51:17	64.201	-0.0352	978008.217	-23.228	-30.412	0.11	-30.302

4.2.5. Processamento dos dados gravimétricos

Após as correções ou reduções gravimétricas, os dados levantados foram integrados aos dados gravimétricos disponíveis na região NW do Ceará (Tabela 4.1). Previamente, foram realizadas análises estatísticas e da distribuição espacial dos dados com intuito de verificar a consistência entre os bancos de dados prévios e novos. O mapa de anomalias Bouguer foi confeccionado por meio da interpolação dos dados em malha regular de 2,0 km, utilizando o método da mínima curvatura – *RANGRID* (Swain, 1976; Briggs, 1974; Geosoft, 2010a).

A Figura 4.17 mostra o mapa de anomalias Bouguer da área de estudo, cuja porção norte apresenta anomalias positivas de comprimento de onda superior a 30 km e amplitudes máximas da ordem de 9 mGal, orientadas segundo a direção preferencial NE-SW. Já as porções sul e sudeste apresentam baixos gravimétricos mais acentuados (< -30 mGal), cuja faixa anômala com valores variando de -10 a -30 mgal e de direção NE-SW corresponde à área onde está localizado o Rifte de Jaibaras.

O espectro de potência radial médio do sinal gravimétrico da anomalia Bouguer (Figura 4.18) foi gerado a fim de se obter melhores resultados na análise dos intervalos de número de onda no que diz respeito à separação espectral das fontes rasas e profundas, causativas das anomalias gravimétricas (Spector e Grant, 1970). Um ponto suave de inflexão da curva do espectro, que corresponde a junção ou interseção de duas retas é considerado como ponto ideal para o corte do comprimento de onda do sinal gravimétrico (0,02 ciclos/km ou 50 km). Com base nisso as anomalias gravimétricas de comprimento de onda superior a 50 km estão associadas a fontes profundas e relacionadas à interface crosta/manto. Por sua vez, as anomalias com comprimentos de onda inferiores a 50 km podem ser representadas por fontes intermediárias e rasas e relacionadas aos pacotes de rochas da crosta superior (Figuras 4.18 e 4.19).

As componentes regional (Figura 4.19b) e residual (Figura 4.19c) do campo gravimétrico foram separadas por meio de filtro de separação regional-residual, que se baseia na distribuição gaussiana das fontes gravimétricas em função de suas profundidades (Figura 4.19). O filtro consiste de operador matemático que atua como passa-baixa ou passa-alta das frequências do sinal escolhido no domínio do número de ondas. O *trend* gravimétrico regional da área pesquisada pôde ser individualizado satisfatoriamente, realçando a resposta gravimétrica das heterogeneidades crustais mais rasas, expressas no mapa de anomalias residuais. A partir da anomalia gravimétrica residual foi gerada a primeira derivada com

objetivo de realçar feições mais lineares e de menor comprimento de onda do sinal para determinação e interpretação dos principais lineamentos gravimétricos (Figura 4.19d).

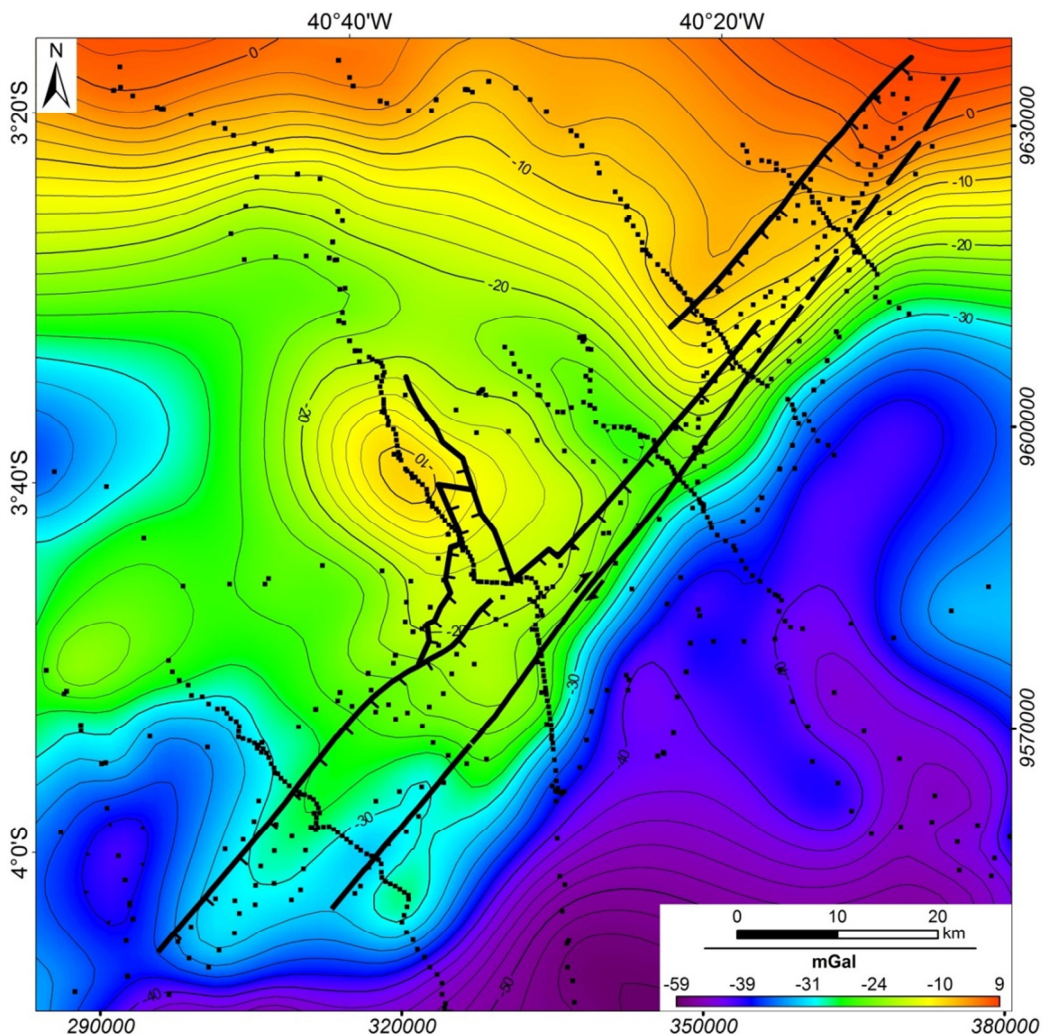


Figura 4.17: Mapa de anomalias gravimétricas Bouguer com a localização das estações e perfis gravimétricos.

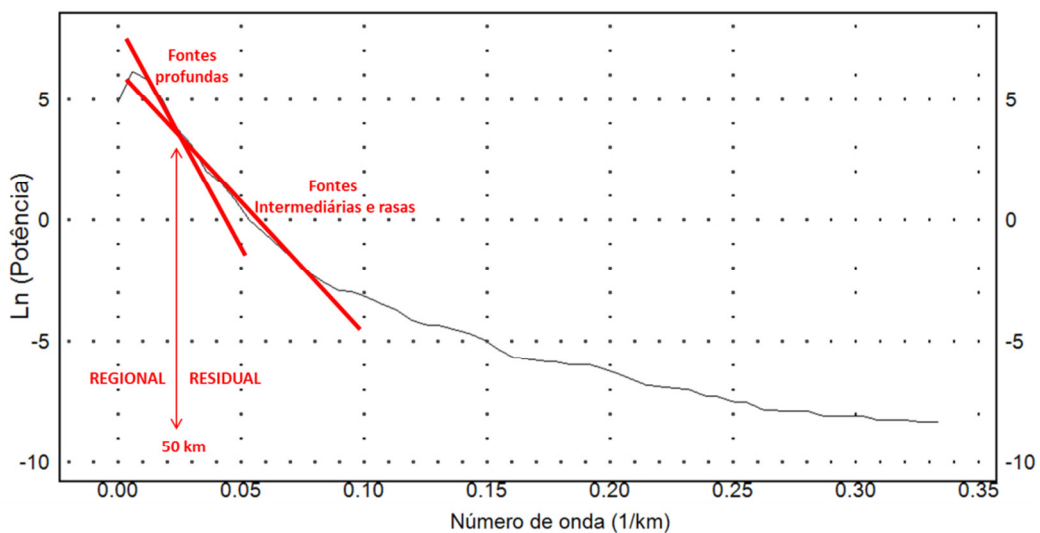


Figura 4.18: Espectro de potência radial médio do campo gravimétrico residual anômalo da área estudada.

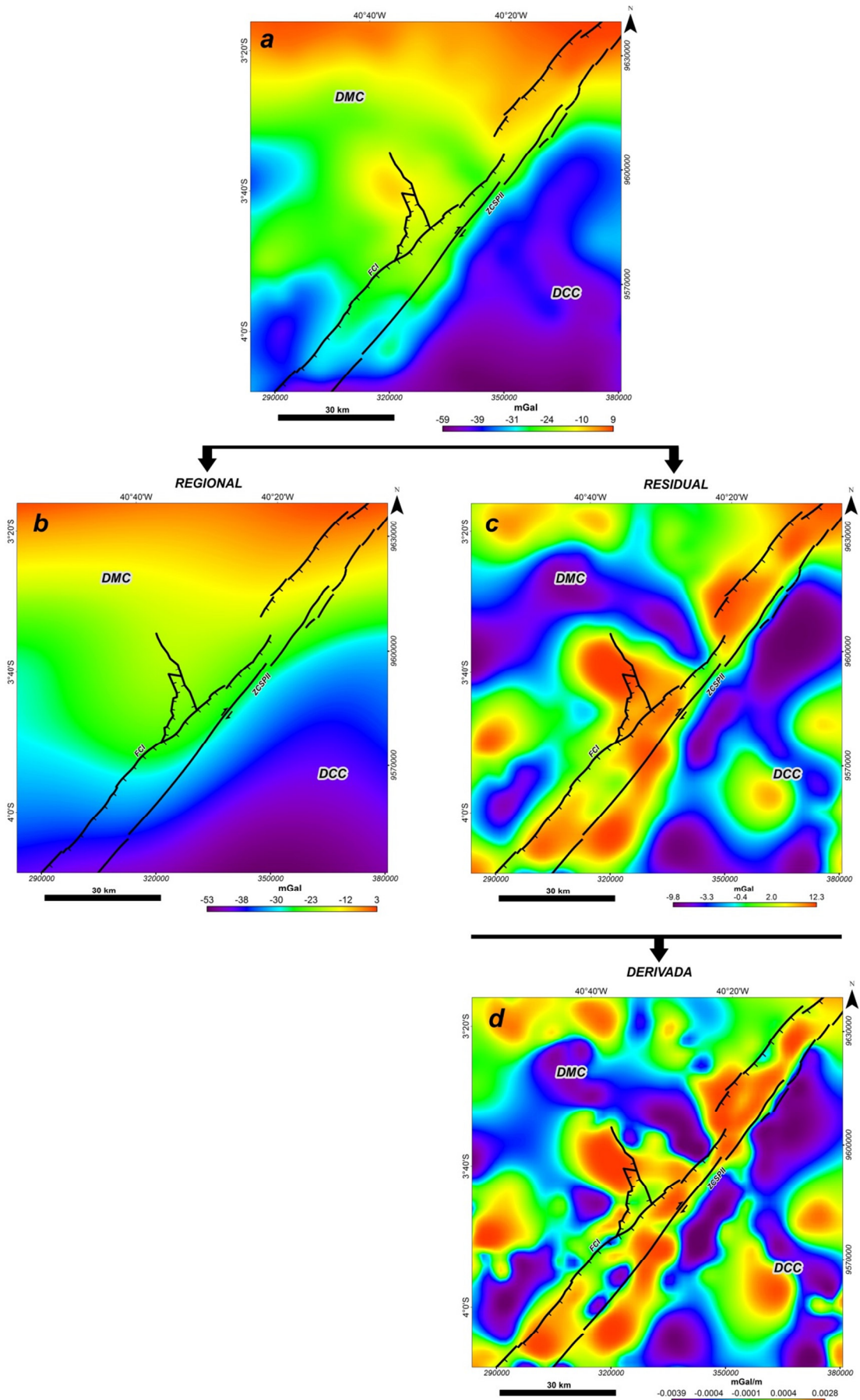


Figura 4.19: Etapas do processamento dos dados gravimétricos terrestres. a) anomalia Bouguer completa; b) anomalia gravimétrica regional; c) anomalia gravimétrica residual e; d) 1ª Derivada da anomalia residual.

4.2.6. Densidade média das rochas

Trinta e nove amostras de rochas foram selecionadas para realização do ensaio de densidade. Dentre os principais litotipos aflorantes, foram medidas as densidades para amostras do embasamento cristalino (gnaisses, migmatitos, granitos, quartzitos e xistos), amostras das formações Pacujá, Massapê e Aprazível (arenitos, siltitos e brechas polimíticas), basaltos e gabros da Formação Parapuí e as rochas dos granitos Meruoca e Mucambo (Figura 4.20a). As amostras foram coletadas durante a aquisição dos dados gravimétricos e durante a etapa de reconhecimento geológico ao longo da *transectas* e da área de estudo. Esse ensaio teve por objetivo principal definir os contrastes médios das densidades entre as rochas do embasamento e as rochas sedimentares e vulcânicas da Bacia de Jaibaras para modelagem gravimétrica e modelagem conjunta magnética e gravimétrica. Tal procedimento permitiu reduzir o universo de soluções nas modelagens a resultados condizentes com a geologia local.

Todas as medidas foram realizadas 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 4.20a). Foram inicialmente pesados em uma balança de precisão (Figura 4.20b), em seguida mergulhados em uma bureta graduada de 1.000 ml, com água destilada, para a determinação de seu volume (Figura 4.20c). 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, obter a densidade da amostra.

$$Densidade (g/cm^3) = \frac{M_{amostra} (g)}{V_{amostra+plástico} (cm^3) - V_{plástico} (cm^3)}$$

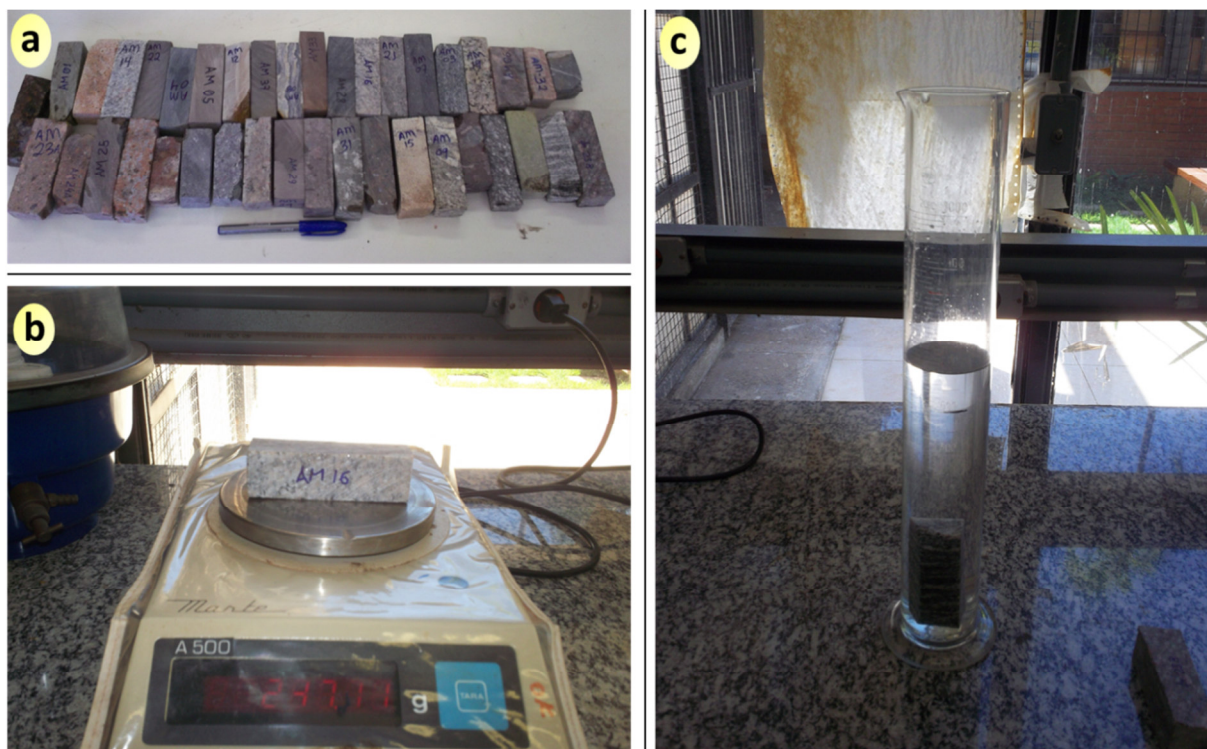


Figura 4.20: Amostras de rochas cortadas em blocos para o ensaio de densidade média das principais unidades geológicas da Bacia de Jaibaras e de seu arcabouço estrutural.

A medida de densidade foi repetida duas vezes para uma melhor confiabilidade no resultado da densidade média. Em geral, as densidades médias (Tabela 4.2) foram então estabelecidas para as rochas do embasamento cristalino, sendo os gnaisses e migmatitos do Complexo Granja mais densos ($2,76 \text{ g/cm}^3$) e as rochas do Complexo Ceará menos densas ($2,69 \text{ g/cm}^3$). As rochas sedimentares da Bacia de Jaibaras tiveram valores de densidade da ordem de $2,53 \text{ g/cm}^3$. Já os basaltos da Formação Parapuí tiveram densidades médias de $2,91 \text{ g/cm}^3$. Valores de densidades de outras unidades podem ser consultados na Tabela 4.2.

Tabela 4.2: Valores das densidades médias para as principais unidades geológicas aflorantes.

UNIDADE LITOESTRATIGRÁFICA	TIPO DE ROCHA	DENSIDADE (g/cm^3)
Bacia de Jaibaras - Suíte Parapuí	Basaltos	2,91
Bacia de Jaibaras - Formação Aprazível	Brechas polimíticas	2,53
Complexo Granja	Granitos e Gnaisses	2,76
Grupo Martinópole	Xistos e Quartzitos	2,63
Granito Meruoca	Granitos	2,52
Granito Meruoca	Gabros	3,05
Grupo Ceará	Gnaisses e Migmatitos	2,69
Enxame de Diques Coreauí	Riolitos	2,76
Grupo Ubajara	Arenitos e Siltitos	2,53

4.3. Método Magnetotelúrico

4.3.1. Aquisição dos dados magnetotelúricos

Com intuito de testar a diversidade de dados geofísicos e incrementar a qualidade dos modelos geofísicos e geológicos elaborados na presente tese de doutorado foi realizada aquisição de dados eletromagnéticos magnetotelúricos e transiente na porção sul do Rifte de Jaibaras. Foram adquiridas 7 estações ao longo de um perfil com aproximadamente 20 km de extensão e espaçamento médio de 3,5 km (Figura 4.21). A localização do perfil MT e a distribuição das estações magnetotelúricas ao longo do perfil foram determinadas com base na assinatura gravimétrica, onde anomalias gravimétricas residuais negativas apontam para pacote sedimentar mais espesso na porção sul do rifte.

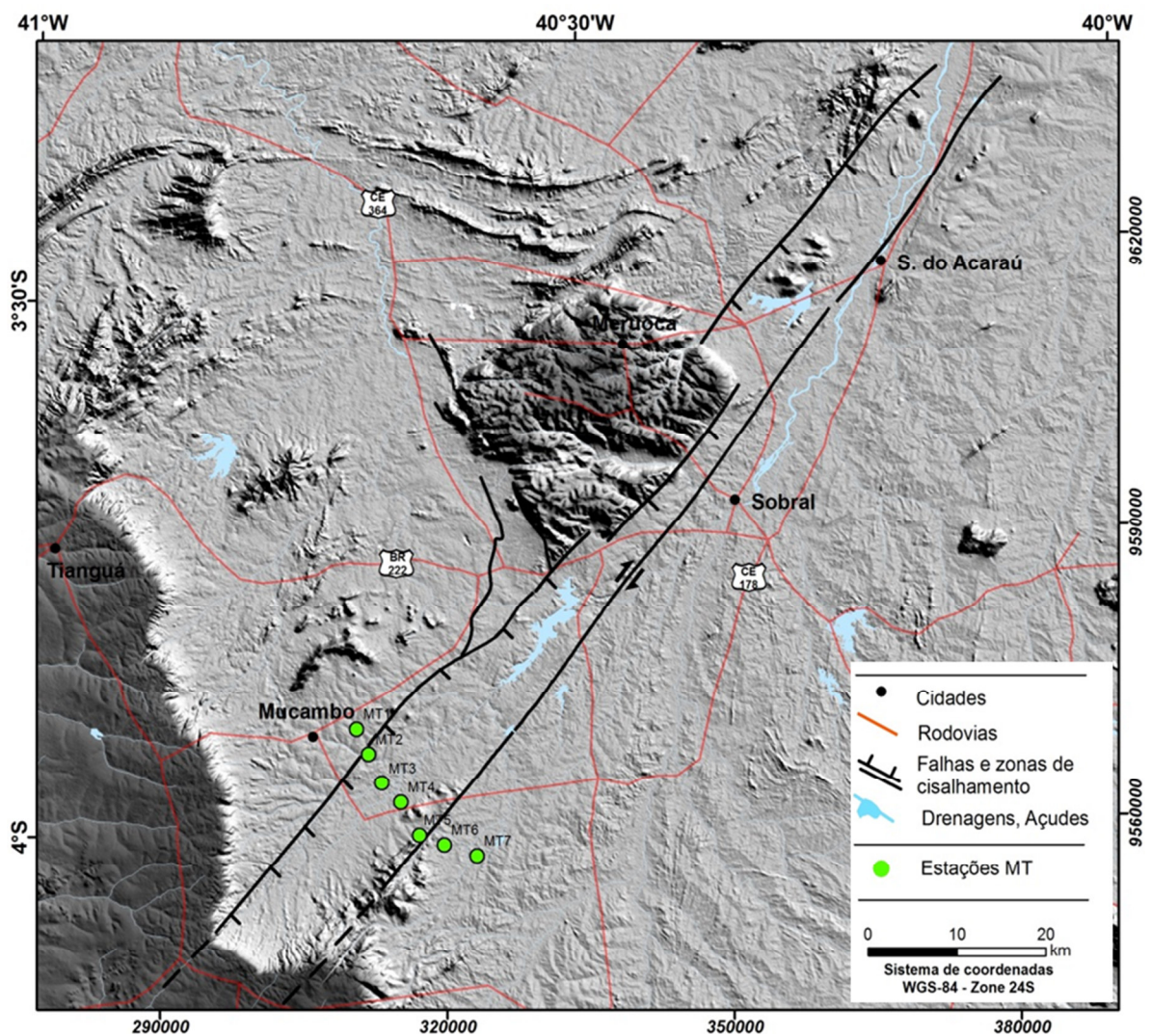


Figura 4.21: Mapa de localização e vias de acesso da área de estudo, com a distribuição das estações magnetotelúricas na porção sul do Rifte de Jaibaras.

Para a aquisição de dados magnetotelúricos em banda larga foi utilizado equipamento da Metronix – ADU's. Foram utilizadas bobinas de indução para determinação do campo magnético, com sensibilidade de 200 mV/nT e faixa de frequência na ordem de 0,00025 a 10 Hz. Esses equipamentos possuem também ampla faixa de temperatura de operação (-25° a +70°C) e manuseio bastante simples. Já para as medidas do campo elétrico induzido (mV/m) foram utilizados eletrodos não polarizados de cloreto de chumbo (PbCl). A configuração adotada para o levantamento magnetotelúrico no Rifte de Jaibaras foi o arranjo em cruz (Simpson e Bahr, 2005). As direções são tomadas para o norte e leste magnéticos, sendo H_x , E_x para norte, H_y , E_y para leste e H_z para centro da Terra. Os dois dipolos elétricos tiveram afastamento de 100 m e o afastamento ideal para as bobinas de indução variou de 3 a 5 m (Figura 4.22).

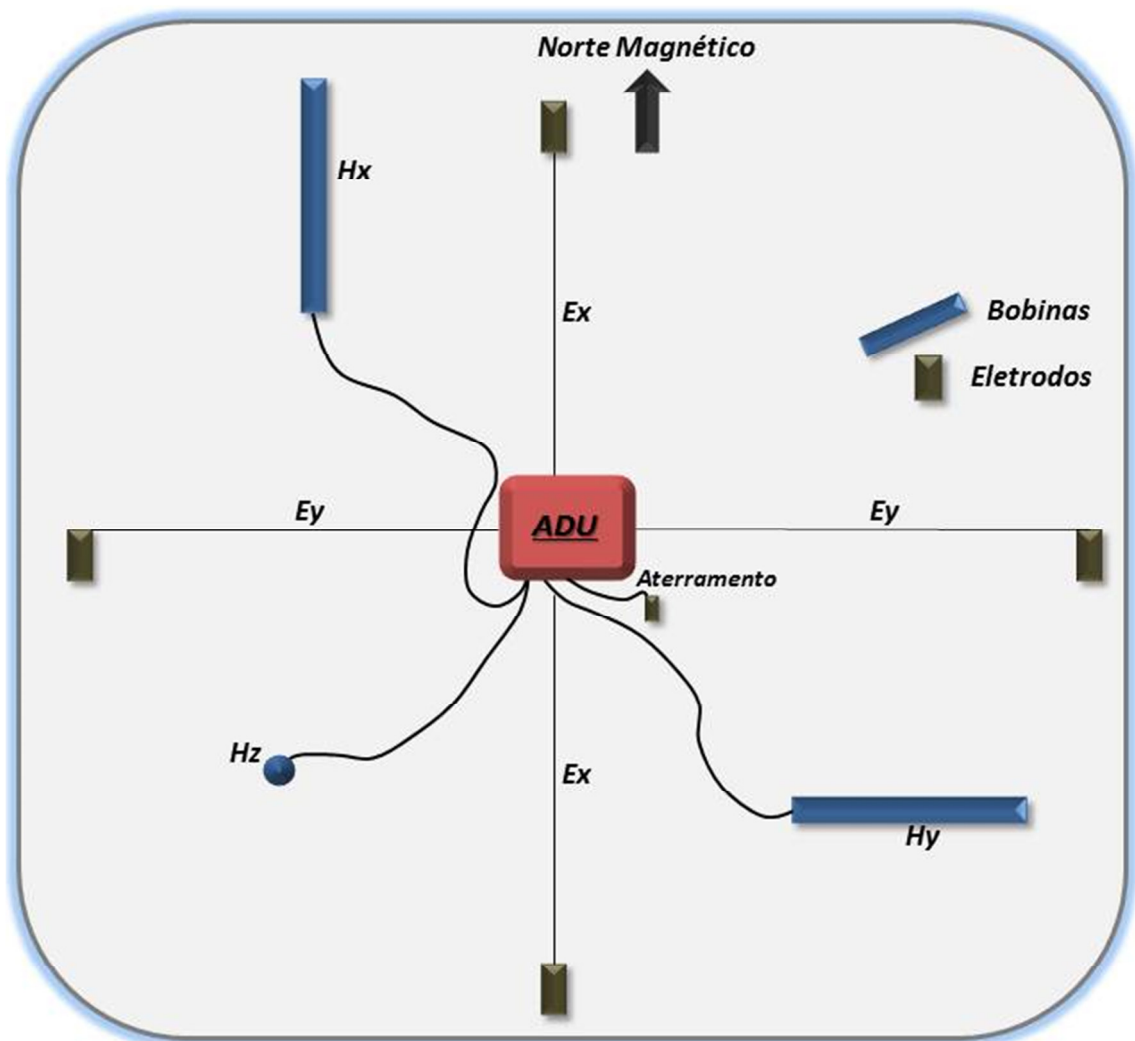


Figura 4.22: Configuração esquemática para levantamento magnetotelúrico utilizando “Arranjo em cruz”.

Alguns procedimentos específicos foram importantes na aquisição dos dados, tendo sido tomados os seguintes cuidados: sempre colocar os cabos dos eletrodos e bobinas rentes ao chão e se possível enterra-los; sempre afastar os eletrodos pelo menos 5 m de cercas ou quaisquer outras interferências; desenrolar o fio dos eletrodos de modo a não criar uma bobina; nivelar todas as bobinas; utilizar eletrodo não polarizado no aterramento; referenciar os cabos dos magnetômetros e eletrodos; verificar resistência de contato dos eletrodos com multímetro analógico (ideal que os valores estejam abaixo de 10 K Ω); verificar valores de potencial espontâneo – SP com multímetro digital; conectar os cabos na ADU, GPS, baterias, *notebook*, realizar as devidas anotações em caderneta de campo. A Figura 4.23 mostra algumas fotos da aquisição de dados magnetotélúricos na porção sul do Rifte de Jaibaras.

Foi realizado concomitantemente ao levantamento magnetotélúrico levantamento eletromagnético transiente com o equipamento TEMFAST HP 48, por meio de *loop* quadrado de 100 m de lado para cada estação. O objetivo da realização dessas medidas é corrigir o efeito “*static shift*” do campo elétrico, ou seja, do deslocamento das resistividades aparentes dos campos E_x e E_y , devido a correntes galvânicas que ocorrem próximas à superfície e influenciam nas medições dos dados magnetotélúricos (Simpson e Bahr, 2005). Em cada estação foram inseridos diversos parâmetros, variando de acordo com as condições geológicas do meio investigado. Alguns parâmetros ficaram fixos, como a corrente elétrica em 4 A, voltagem em 48 V (4 baterias automotivas) e 24 V (2 baterias automotivas), filtro de frequência de 60 Hz (rede elétrica do Brasil), HVP automático e ligado em 9 μ s, número de voltas ou *turn* 1 e amplificador desligado. Os parâmetros que variaram durante a aquisição foram o tempo (5 e 7) e empilhamento – *stack* (3, 7 e 12).

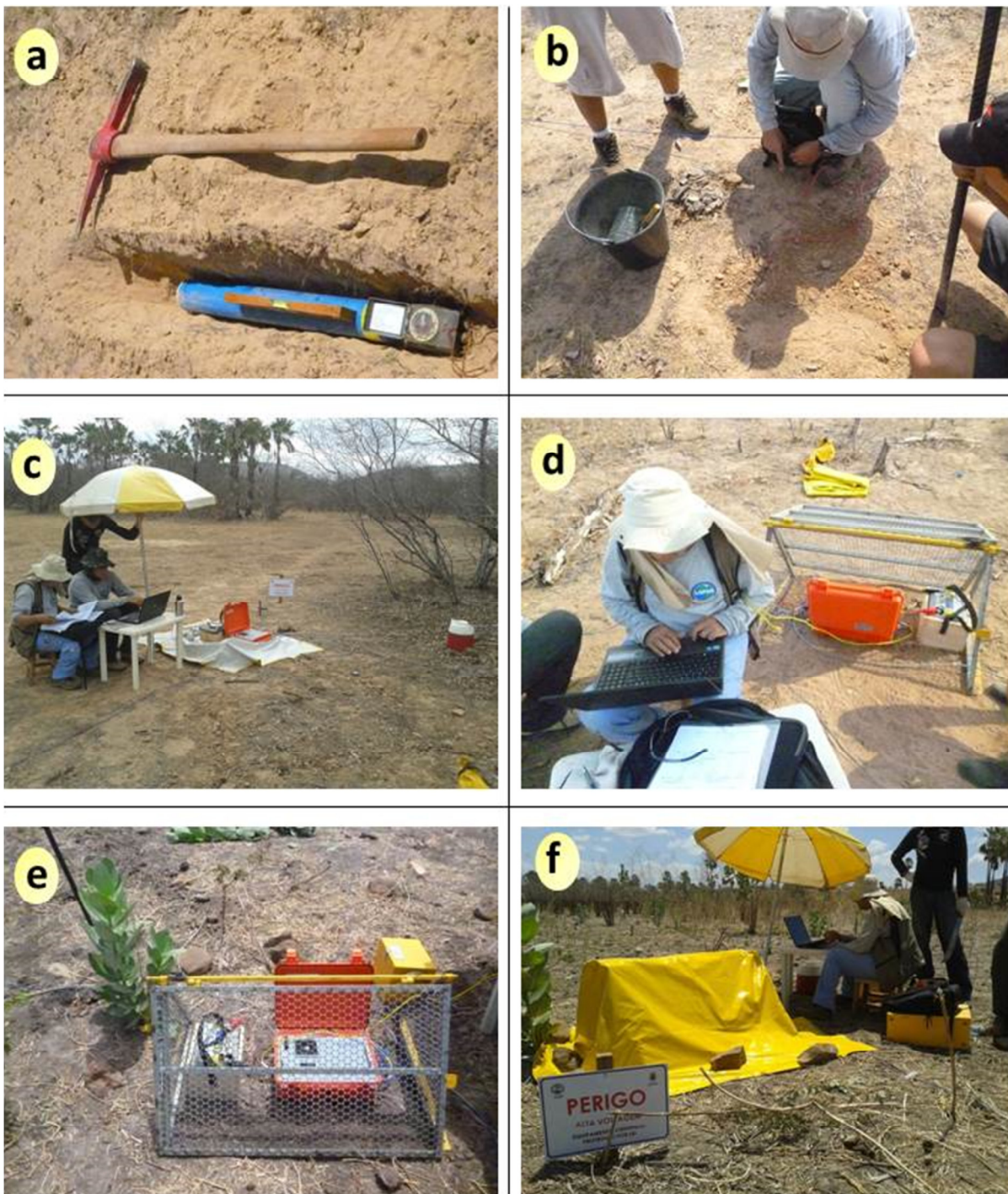


Figura 4.23: Aquisição dos dados magnetotelúricos: a) Bobinas de indução para medição do campo magnético; b) Eletrodo não polarizado enterrado; c) Anotações e procedimentos gerais para aquisição dos dados; d) Detalhe da inserção dos parâmetros na ADU para início da aquisição; e) Detalhe da ADU, conexão e bateria para medição de 18 horas; f) Verificação dos dados após as 18 horas de medição.

4.3.2. Processamento dos dados magnetotelúricos

Inicialmente foi realizado processamento nos dados eletromagnéticos transientes, que consistiu em excluir valores de resistividades negativos e os expoentes dos mesmos

valores de tensão de voltagem. Os dados observados e as curvas calculadas pela inversão de Ocam, bem como o modelo invertido em função da distribuição de resistividades em profundidade para a estação MT5 (Figura 4.21) podem ser observados na figura 4.24. O ajuste final entre os dados observados e calculados exibe valores de RMS inferiores a 10% para três e quatro camadas modeladas. Posteriormente esses dados foram utilizados nas correções de *static shift* nos dados magnetotelúricos.

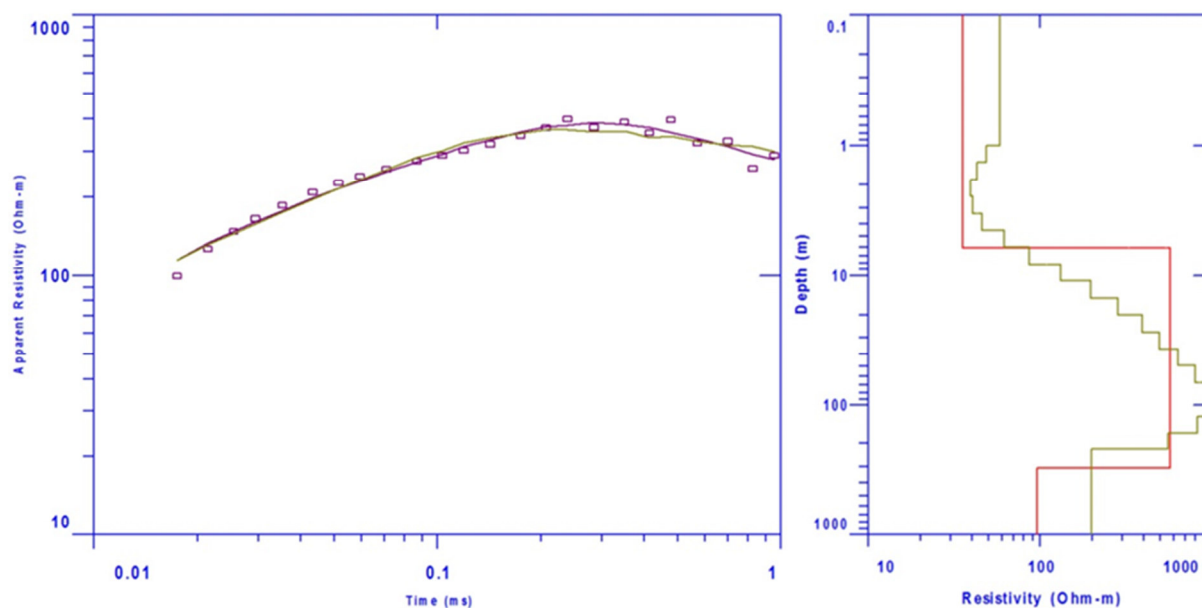


Figura 4.24: Dados eletromagnéticos transientes observados e curvas calculadas para a estação MT5. À direita o modelo gerado a partir da inversão Ocam para 3 camadas. O erro RMS foi de 7,93%.

Processamento inicial dos dados magnetotelúricos se deu pela análise da qualidade dos dados. Para isso foram excluídos dados espúrios das séries temporais de cada componente dos campos elétrico e magnético para cada uma das estações adquiridas.

Os modelos magnetotelúricos 1D foram obtidos pelo ajuste dos dados observados e calculados pela inversão de Ocam (Constable *et al.*, 1987), com valores de RMS inferiores a 10% para três e quatro camadas modeladas. O passo seguinte no processamento desses dados foi a correção do *static shift* nos dados magnetotelúricos a partir dos dados eletromagnéticos transientes. O *strike* geolétrico incorporado aos dados foi de 45° Az, que corresponde à estruturação tectônica do arcabouço do Rifte de Jaibaras.

A partir do algoritmo de inversão Ocam com performance 2D (de Groot-Hedlin e Constable, 1990) foi gerado modelo com a distribuição de resistividades em subsuperfície na porção sul do Rifte de Jaibaras (Figura 4.25). O procedimento de inversão 2-D para os dados magnetotelúricos foi realizado com os modos TE (*transverse electric*) e TM (*transverse*

magnetic) por meio do vínculo de suavidade. O modelo obtido foi gerado após 30 iterações, com erro *root mean square* (RMS) de 4.08.

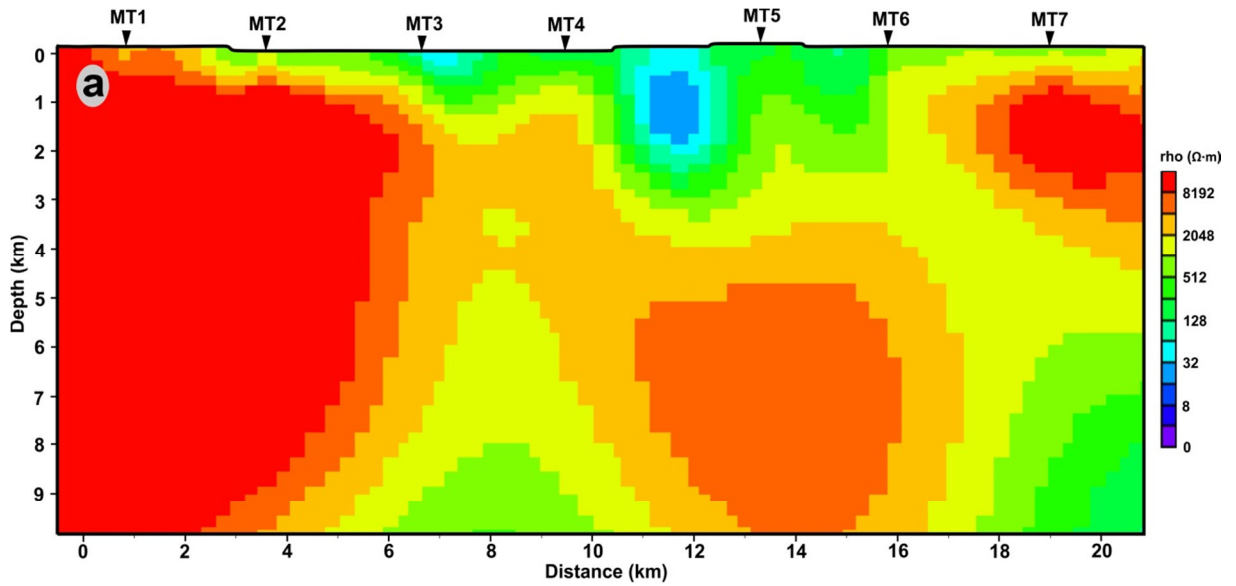


Figura 4.25: Modelo 2-D com a distribuição de resistividades na porção sul do Rife de Jaibaras.

ARTIGO 1 - ARCABOUÇO ESTRUTURAL
E GEOFÍSICO DO RIFTE DE JAIBARAS



Contents lists available at ScienceDirect

Journal of South American Earth Sciences

journal homepage: www.elsevier.com/locate/james

Structural framework of the Jaibaras Rift, Brazil, based on geophysical data



Nilo Costa Pedrosa Jr. ^{a, b, c, *}, Roberta M. Vidotti ^b, Reinhardt A. Fuck ^b,
Karen M. Leopoldino Oliveira ^c, R. Mariano G. Castelo Branco ^c

^a Graduate Program in Regional Geology, Universidade de Brasília, Brazil

^b Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brazil

^c Laboratório de Geofísica, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Ceará, Brazil

ARTICLE INFO

Article history:

Received 27 March 2014

Accepted 6 July 2014

Available online 22 July 2014

Keywords:

Geophysical mapping
Potential field methods
Borborema Province
Jaibaras rift

ABSTRACT

The Cambro-Ordovician Jaibaras Rift is a NE–SW trending elongated feature, controlled by the Transbrasiliano lineament, locally known as Sobral-Pedro II shear zone (SPIISZ). An integrated study of geophysical data (gammaspectrometry, magnetometry and gravimetry) was undertaken in the Jaibaras Rift area, between Ceará Central (CCD) and Médio Coreaú domains (MCD), northwest Borborema Province. Geophysical data were interpreted qualitatively and quantitatively in order to understand the tectono-magmatic relations and rift formation based on the main geophysical lineaments, source geometry and depth, and separation of geophysical domains. In addition, a 2D gravity model was generated. The results show a structural partition characterized by NE–SW lineaments and E–W inflexions, where CCD presents a relatively mild magnetic field, whilst the MCD field is more disturbed. The Jaibaras Rift is characterized by positive magnetic and gravity anomalies. The SPIISZ, which corresponds to the SE fault edge of the Jaibaras Rift, is marked by strong magnetic dipoles and strong gravity gradients in the profile, showing the deep character of the Transbrasiliano lineament in the region. The Café-Ipueiras fault, at the NW edge of the rift, is well marked in gravity profiles, but displays low contrast of the magnetic field. Interpretation of the gravimetric anomaly map allowed to recognizing the main NE–SW axis, with alternation of maxima and minima in MCD. A regional gravity gradient reveals significant lateral density variation between the MCD and CCD perpendicular to the SPIISZ, emphasizing it as a main continental suture zone between crustal blocks.

© 2014 Elsevier Ltd. All rights reserved.

1. Introduction

Over the past 50 years, geological studies in the northwestern portion of the Borborema Province (Fig. 1) have shown its complex geological evolution (Kegel et al., 1958; Cobra, 1963; Costa et al., 1979; Sá et al., 1979; Gomes et al., 1981; Nascimento et al., 1981; Gorayeb et al., 1993; Torquato, 1995; Torquato and Nogueira Neto, 1996; Almeida, 1998; Oliveira, 2001; Oliveira and Mohriak, 2003). Most of these studies are related to regional geological mapping, as well as geological and geotectonic characterization of the Borborema Province (Santos and Brito Neves, 1984; Santos et al., 1984, 2008; Silva Filho, 1995). The exposed rocks in the region are the end products of several episodes of sedimentation, magmatism,

metamorphism and tectonics, occurred in the Proterozoic and Paleozoic, in addition to magmatic events and restricted sedimentation episodes in the Meso-Cenozoic. Shear zones cut and delimit the main lithostratigraphic units, configuring a complex system of rift basins (Fig. 1), whose geological evolution is still controversial.

The Sobral-Pedro II Shear Zone (Figs. 1 and 2), the northern part of the Transbrasiliano Lineament, is the most prominent structural feature in the study site. This lineament is considered the continuation of the Kandi lineament in Africa, interpreted in some studies as a Neoproterozoic suture that was active during formation of the Gondwana supercontinent (Caby, 1989; Castaing et al., 1993; Vaucher et al., 1995; Arthaud et al., 2008; Santos et al., 2008; Cordani et al., 2013a, b) (Fig. 1). The geophysical methods applied in this study, combined with the geological-structural control in the study area, provided new information about the nature of the boundary between Médio Coreaú (MCD) and Central Ceará (CCD) domains and a possible suture or continental discontinuity (Fig. 1).

* Corresponding author. Laboratório de Geofísica de Prospecção e Sensoriamento Remoto, Universidade Federal do Ceará – UFC, Campus Universitário do PICI, Bloco 1011, ZIP: 60455-760 Fortaleza, Ceará, Brazil. Tel.: +55 (85) 3366 9870.

E-mail address: nilojunior@yahoo.com.br (N.C. Pedrosa).

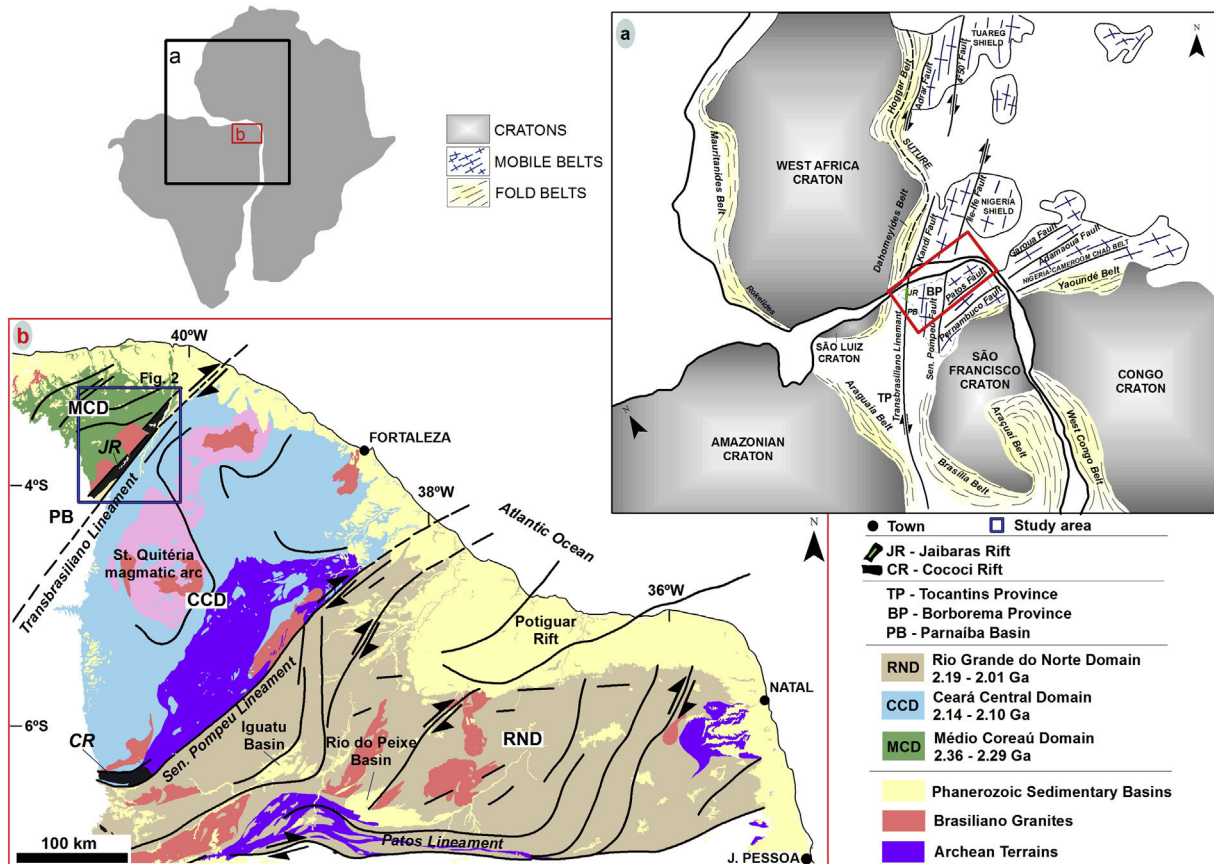


Fig. 1. a) West Gondwana, circa 500 Ma. Main geological provinces and the correlation between northeastern Brazil and West Africa (Caby, 1989; Santos et al., 2008; Van Schmus et al., 2008); b) Simplified geological map of the northern portion of the Borborema Province showing the main tectonic domains and major Brasiliano shear zones.

Crustal heterogeneities influence the structural control, as well as the tectonic-sedimentary and magmatic evolution of rift basins, with the reactivation of a previously deformed continental lithosphere (Nicolas et al., 1994; Oliveira and Mohriak, 2003; Castro et al., 2007, 2012, 2014). Fundamental understanding of the relationships between extensional deformation, basement structures and their reactivation, and the resulting rift architecture can be achieved by integrated interpretation of gamma-ray spectrometric, magnetic and gravity data, especially in onshore basins, where the physical properties involved display significant contrast.

Continental rifting evolution and characteristics were explained by analogue models and by comparing the results with the East African rift system (Corti, 2009, 2012). Sykes (1978) and Boyce and Morris (2002) drew attention to the intraplate tectonics and revealed weakness zones in the continental crust, in rift basin regions with deep faults, as is also the case of the Jaibaras Basin that could be reactivated by stress generated at some distance from plate boundaries. Indeed, the geophysical data interpretation based on lineaments, geophysical fields, and modeling allowed identifying potential areas for the occurrence of earthquakes in the region (Oliveira et al., 2010; Moura, 2012; Moura et al., 2014).

The main objective of this study is to characterize the structural framework of the Jaibaras Rift based on gamma-spectrometric, magnetic and gravimetric signatures. Geological data and geophysical lineaments are integrated to investigate the tectonic evolution of the region and to determine the structural relationships between the geotectonic processes that generated the basin and the pre-rift structural inheritance.

2. Structural framework of the basement and the Jaibaras Rift

The study area is located in the northwestern part of the Borborema Province (BP), northeast of the South American Platform (Almeida et al., 1981). The BP (Fig. 1) is an extensive Precambrian geological segment whose current geometry results from the collision of the Amazonian, São Luiz–West Africa and São Francisco–Congo cratons, during the Brasiliano/Pan-African Orogeny in late Neoproterozoic and early Phanerozoic (0.7–0.55 Ga; Brito Neves and Cordani, 1991; Brito Neves et al., 2000; Arthaud et al., 2008; Van Schmus et al., 2008). Throughout its evolution, the BP or parts of it were involved in other major tectonothermal events in the Archaean (3.4–3.2 Ga, 2.7 Ga), in the Paleoproterozoic (2.4–2.3 Ga, 2.1–1.8 Ga) and in the Early Neoproterozoic (Cariris Velhos Orogeny, 1.0–0.95 Ga, Brito Neves et al., 1995; Brito Neves and Campos Neto, 2002; Van Schmus et al., 2008; Santos et al., 2008, 2010). Although the influence of each of these events is still controversial, there is consensus that the Brasiliano/Pan-African Orogeny that led to Gondwana amalgamation was responsible for most of the structures currently observed in the province (Fig. 1). Phanerozoic processes played a role in the formation of the Parnaíba Basin, whose sedimentation extended over the rocks of BP and Jaibaras Rift (Paleozoic) and the extension resulting from the Pangaea breakup, and subsequent opening of the Atlantic Ocean in the Cretaceous (Asmus, 1984; Matos, 1992).

The Jaibaras Rift (Figs. 1 and 2) represents the end of the Brasiliano/Pan African event, when contractional processes were replaced by the collapse of orogenic chains and rupture of the continental crust, associated with the breakup process that

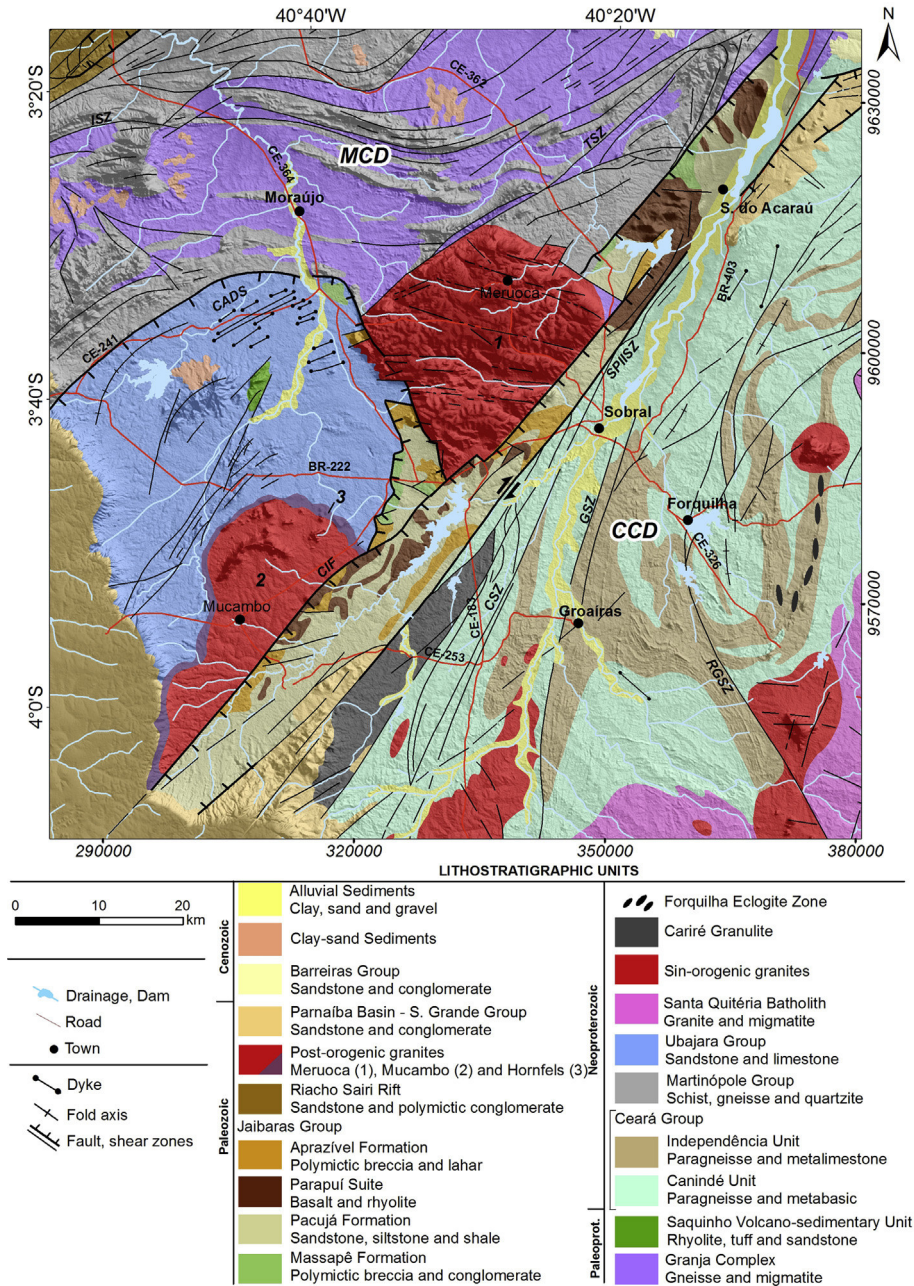


Fig. 2. Simplified geological map of the structural framework of the Jaibaras Rift. The lithostratigraphic units are described in the text. Structural domains: MCD – Médio Coreaú; CCD – Central Ceará. Shear zones: ISZ – Itacolúmi; TSZ – Tangente; SPIISZ – Sobral-Pedro II; GSZ – Groaíras; CSZ – Cariré; RGSZ – Rio Groaíras. CIF – Café-Ipueiras Fault. CADS – Coreaú-Aroeiras Dike Swarm. (Modified from Cavalcante et al., 2003 (Scale: 1:500,000); Santos et al., 2002, 2008; Amaral, 2010).

separated the Laurentia and Baltica plates from Eastern Gondwana (Bond et al., 1984; Lieberman, 1997). The extensional event caused accumulation of intraplate stress, reactivation of major shear zones and crustal anisotropy (e.g. SPIISZ), leading to the development of basins and/or continental rifts, and the intrusion of anorogenic granites (Leighton, 1990). The rifts, including the Jaibaras Rift, hold important information about the geological and tectonic evolution of the BP (Almeida, 1998; Oliveira, 2001).

The Jaibaras Rift was formed in the Eopaleozoic, preceding formation of the cratonic Parnaíba Basin, during the Paleozoic and Mesozoic (Oliveira and Mohriak, 2003). It is an elongated NE–SW trending feature, up to 20 km wide and at least 110 km long, extending southwestwards beneath the sedimentary rocks of the

Parnaíba Basin, and beneath recent sedimentary cover in the NE (Fig. 1).

The Jaibaras Rift is bounded to the southeast by the SPIISZ and to the northwest by the Café-Ipueiras Fault (CIF), at the boundary region between the Médio Coreaú (MCD) and Ceará Central (CCD) domains (Figs. 1 and 2). The CCD is limited to the southeast by the Senador Pompeu lineament and to the northwest by the SPIISZ, the northern part of the Transbrasiliano Lineament (Fig. 1). The domain basement is characterized by an Archean core (Cruzeta Complex, 3.2–2.7 Ga) with associated tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) rocks, surrounded by juvenile Paleoproterozoic rocks (2.1–2.2 Ga), including orthogneiss and migmatite (Fetter et al., 2000; Martins et al., 2009). The basement is partially covered by

a Neoproterozoic supracrustal sequence, represented by a complex nappe stack of Ceará Group units (Arthaud, 2007; Arthaud et al., 2008), including high-grade metamorphic rocks – Cariré Granulite and Forquilha Eclogite Zone (Amaral et al., 2011, 2012; Santos et al., 2009, 2014; Ancelmi et al., 2013), exposed on both sides of the Neoproterozoic Santa Quitéria continental arc (Fetter et al., 2003; Arthaud et al., 2008), and intruded by a number of syn-, late- and post-tectonic granite plutons (Fetter, 1999; Castro, 2004; Teixeira, 2005; Arthaud et al., 2008; Amaral, 2010). The MCD is bounded to the southeast by the SPIISZ, and to the west, by the Parnaíba Basin sedimentary cover. It consists of Paleoproterozoic orthogneiss and migmatite derived from TTG type suites (Caby and Arthaud, 1986; Santos et al., 2002) of the Granja Complex, a sequence of volcanoclastic rocks of the Saquinho unit (Santos et al., 2008), Neoproterozoic supracrustal sequences of the Martinópolis Group (Santos and Hackspacher, 1991; Santos, 1993) and low-grade metasedimentary rocks of the Ubajara Group (Nascimento and Gava, 1979; Hackspacher et al., 1988). The domain includes molasse type basins (Jaibaras, Jaguarapi, Cavalcante et al., 2003), and anorogenic granites (Meruoca, Mucambo) (Figs. 1 and 2).

The Jaibaras Basin stratigraphy (Fig. 2) comprises two distinct sequences, the Lower Alpha (Vendian–Cambrian) represented by the Massapé, Pacujá and Parapuí formations, and the Upper Alpha (Cambro-Ordovician) represented by the Aprazível Formation and part of the Parapuí Formation (Parente et al., 2004). According to Oliveira and Mohriak (2003), the end of the deposition is marked by the sedimentation onset of the Parnaíba Basin in the Early Silurian (440 Ma). The Meruoca Granite, dated at 523 ± 9 Ma (Archanjo et al., 2009) and 541 ± 9 Ma (Santos et al., 2013), and the Mucambo Granite (532 ± 9 Ma, Fetter, 1999; Santos, 1999) are intrusive in the Lower and Upper Alpha sequences. From base to top, the Jaibaras Group comprises the following formations: a) **Massapé Formation:** polymictic conglomerates composed of angular and sub-angular clasts of the regional basement and of the Ubajara Group in an arkosean matrix (Mello, 1978; Costa et al., 1979; Almeida, 1998); b) **Pacujá Formation:** micaceous arkosean sandstones and shales, and subordinate conglomeratic greywacke layers; the formation shows well-defined stratification of fine-grained micaceous and arkosean sandstones, sometimes alternating with greywacke and iron-rich beds (Gorayeb et al., 1988; Quadros et al., 1994; Parente et al., 2004); c) **Parapuí Formation:** complex suite of bimodal volcanic rocks, including extensive lava flows, pyroclastic deposits and sub-volcanic dikes and sills (Costa et al., 1973); these rocks are cut by the Meruoca and Mucambo granites (Fig. 2), the former bearing xenoliths of volcanic rocks (Gorayeb et al., 1988; Almeida, 1998); and, d) **Aprazível Formation:** polymictic conglomerate and breccia deposits developed along faults and steep rift reliefs, unconformably overlying the Massapé, Pacujá and Parapuí formations and some areas of the Meruoca Granite (Costa et al., 1979); conglomerate and breccia clasts and rock fragments are from the Massapé, Pacujá and Parapuí formations and from basement rocks.

The Meruoca and Mucambo granites occur along the Café-Ipueiras Fault and are intrusive in the Ubajara, Martinópolis and Jaibaras groups. They both exhibit coarse-grained, isotropic texture and composition ranging from alkali-feldspar granite to monzonite and syenogranite (Almeida, 1998). Gabbro is exposed in the northern part of the Meruoca Granite; the rock is coarse-grained, dark green in color; magnetite is the main accessory mineral.

The evolution of the rift is partly revealed by stratigraphic sequences that crop out at its edges or were drilled by exploratory wells in the Parnaíba Basin (Oliveira and Mohriak, 2003). A proto-rift generation is proposed for the basin, due to its formation by brittle reactivation processes along the Precambrian crustal weakness zones. Rift development is established from four magmatic

events related to the continental rifting, all temporal and spatially separated (Oliveira, 2001). The Vendian Coreau–Aroeiras dike-swarm (CADS in Fig. 2) constitutes the initial stage of the rift opening. Geochronological Rb/Sr data in whole rock samples of these dikes indicate poorly constrained ages between 605 ± 31 Ma and 562 ± 10 Ma (Brito Neves et al., 1978; Novais et al., 1979; Tavares Jr. et al., 1990). Basin sedimentation was accompanied by a large volume of mafic magma and minor felsic volcanism, represented by the rocks of the Parapuí Formation. Radiometric K–Ar dating in whole rock samples of the volcanic rocks shows ages between 502 ± 8 Ma and 469 ± 13 Ma (Novais et al., 1979; Mizusaki and Saracchini, 1990). U–Pb zircon age of a felsic volcanic rock sample is 536 ± 9 Ma (Garcia et al., 2010). The Mucambo Granite is dated at 532 ± 7 Ma (Santos et al., 2008), and samples of the Meruoca Granite were dated at 523 ± 9 Ma (Archanjo et al., 2009) and 541 ± 9 Ma (Santos et al., 2013) (Fig. 2).

The Late Neoproterozoic to Eopaleozoic age of the Jaibaras Basin is compatible with continental fragmentation during lithosphere stretching processes, which affected the western part of the Gondwana supercontinent (Oliveira and Mohriak, 2003). The contemporary development of a magmatic–sedimentary system, dating from the Cambrian to Ordovician, and confined to the rift trend, increasing the thermal gradient and producing soft mantle discontinuity, would have caused extensive uplift of the region (Oliveira, 2001). This could explain the close temporal and spatial association between the Transbrasiliiano lineament and the central depocenter of Paleozoic deposition within the Parnaíba Basin (Oliveira and Mohriak, 2003) (Fig. 1).

3. Geophysical data

The Geological Survey of Brazil (Serviço Geológico do Brasil, CPRM) provided the airborne geophysical data (Fig. 3) as digital files corresponding to the Novo Oriente and Norte do Ceará projects, carried out in 2006 and 2008/2009, respectively. A total of 52,973.5 and 111,080 km were flown for Novo Oriente and Norte do Ceará projects, respectively, to obtain high-resolution magnetic and gamma spectrometric profiles. The acquisition characteristics were the same for both projects: sampling interval of 1 s (gamma spectrometer) and 0.1 s (magnetometer), nominal height of 100 m above ground level, N–S flight lines, spaced 0.5 km and E–W control lines, spaced 10 km (CPRM, 2006, 2009). The database underwent quality control while problems related to survey flight height and data unevenness regarding the two projects were also resolved. The gamma ray spectrometric and magnetic data were interpolated by bi-directional method – *BIGRID* (Geosoft, 2013), in 125 m square cell.

The study site has low density terrestrial gravity coverage, with approximately 670 measurement stations, concentrated along major highways, with spacing ranging from 1 to 5 km (Fig. 3), acquired by universities and public agencies in Brazil (Beltrão, 1989; Osako et al., 2011). In addition to these data 471 new gravity stations were acquired using SCINTREX digital gravimeter model CG-5. Fig. 3 shows the distribution of previous gravity stations and the newly acquired stations, with spacing between stations from 0.5 to 1 km. The gravity data were interpolated by the *kriging* method (Geosoft, 2013), in 1 km square cell.

3.1. Gamma ray spectrometric data analysis

The maps of potassium (K) (Fig. 4a), equivalent Thorium (eTh), equivalent Uranium (eU), Total Count (TC) (Fig. 4b), element ratios (Th/K, U/K and U/Th), together with satellite imagery integrations – LANDSAT GEOCOVER TM-5, ASTER GDEM (Global Digital Elevation Map) and SRTM (Shuttle Radar Topographic Mission) altimetry, and

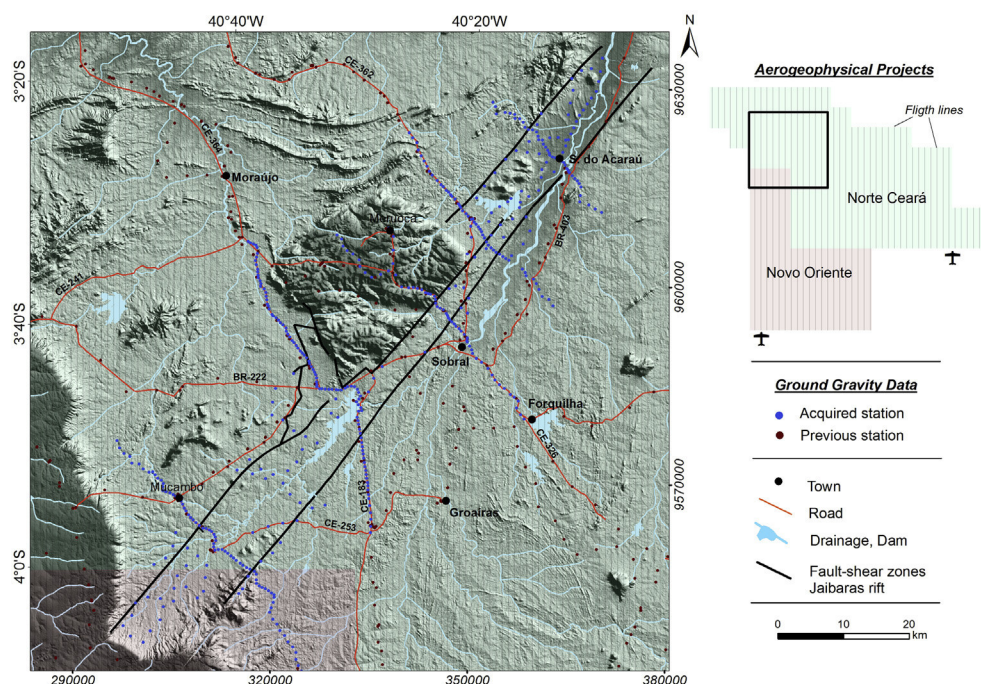


Fig. 3. Location of the Novo Oriente and Norte do Ceará geophysical projects (CPRM, 2006, 2009), and the distribution of previous gravity stations, as well as the new stations acquired in the study area.

ternary compositions in false color between the elements (RGB – Red Green Blue and CMY (Fig. 4c) – Cyan Magenta Yellow) were designed to obtain information about the contact between the main outcropping units in the geological framework of the Jaibaras Rift.

All channels and images were used for gamma spectrometric interpretations, but greater emphasis was given to the ternary images in false color, RGB/CMY. A total of eight gamma ray spectrometric domains were interpreted by the varying concentration or radiation intensity of K, eU and eTh (Fig. 4d). Due to generally low relief and scarce vegetation cover, the various maps of radiometric anomalies are very similar to the geological maps displaying lithostratigraphic units mapped at the surface (Fig. 2). The relationship between radiometric anomalies and rock units is less evident in the Mucambo and Meruoca granites, at the edge of the Parnaíba Basin, at the contact between Martinópolis and Ubajara groups and along the Jaibaras Rift (Fig. 4).

The radiometric signature shows that the Médio Coreau domain comprises areas with low and intermediate radiometric values, while the Central Ceará domain shows high content of radionuclides. The change marks the boundary between the domains, which coincides with the anomalous NE–SW trending zone, associated, in part, to the SPIISZ and alluvial deposits of the Acaraú River (Fig. 4).

The Jaibaras Rift rocks feature contrasting radiometric signature, with low and high values in different channels (Fig. 4). The distinction between the geological units within the rift is less pronounced, with the highest values concentrated mainly along the edge faults of the rift. The sedimentary rocks have intermediate and low (5 μ R/h in CT and 6 ppm eTh) radiometric values, while the volcanic rocks have slightly higher values (7 μ R/h in CT and 4% K).

The Meruoca and Mucambo granites have high radiometric values (15 μ R/h in CT – Fig. 4b), especially at the edges where hydrothermal processes acted during the intrusion of these plutons (Santos et al., 2013). The high values are consistent with its acid and potassium-rich nature (Dickson and Scott, 1997). A large number of

earthquakes have been recorded in the Meruoca Granite area, between 2008 and 2010 (Oliveira et al., 2010; Moura, 2012; Moura et al., 2014). A more detailed geophysical/geological mapping was performed aiming at identifying areas more prone to earthquakes since percolation of fluids is expected to occur in faults and, hence, variation in the radionuclides contents. These regions are well marked in the south central portion of the granite, with mainly NW–SE and E–W trending anomalies, the latter associated with the direction of the most pronounced epicenters in the region, with low values of K, CT and RGB (Fig. 4a,b and c, respectively).

The images of the ratios between the three radioactive elements (eTh/K, eU/K and eU/eTh) less affected by the source geometry and the surface variability of each element (Carvalho, 1999), assisted in the individualization of radiometric domains.

3.2. Magnetic data analysis

Filtering techniques enabled to increase the signal/noise ratio and to enhance specific characteristics of the magnetic sources. Initially, micro leveling was applied to enhance geophysical signal by filtering the high frequency noise (Minty, 1991; Blum, 1999). In this work the decorrugation method introduced by Urquhart (1988) was used. This process generates a noise grid based on Butterworth (high-pass with a wavelength cutoff of 2 km) and directional cosine along the flight line direction, which is subtracted from the original grid to produce the micro leveled grid where the flight line noise is reduced (Cordell et al., 1992). Fig. 5a shows the magnetic signature of the Jaibaras Rift framework after micro leveling and without the directional noise effect. Subsequently, the 1st order horizontal and vertical derivatives of the magnetic anomaly were determined, from which the major magnetic lineaments were extracted (Fig. 5b). The derivatives were used to produce the analytic signal amplitude map (Nabighian, 1984; Roest et al., 1992), whose main characteristic is to amplify and mitigate the short and long wavelengths of the magnetic signal, respectively, in the three orthogonal directions, thus enhancing the edges and contacts of geological

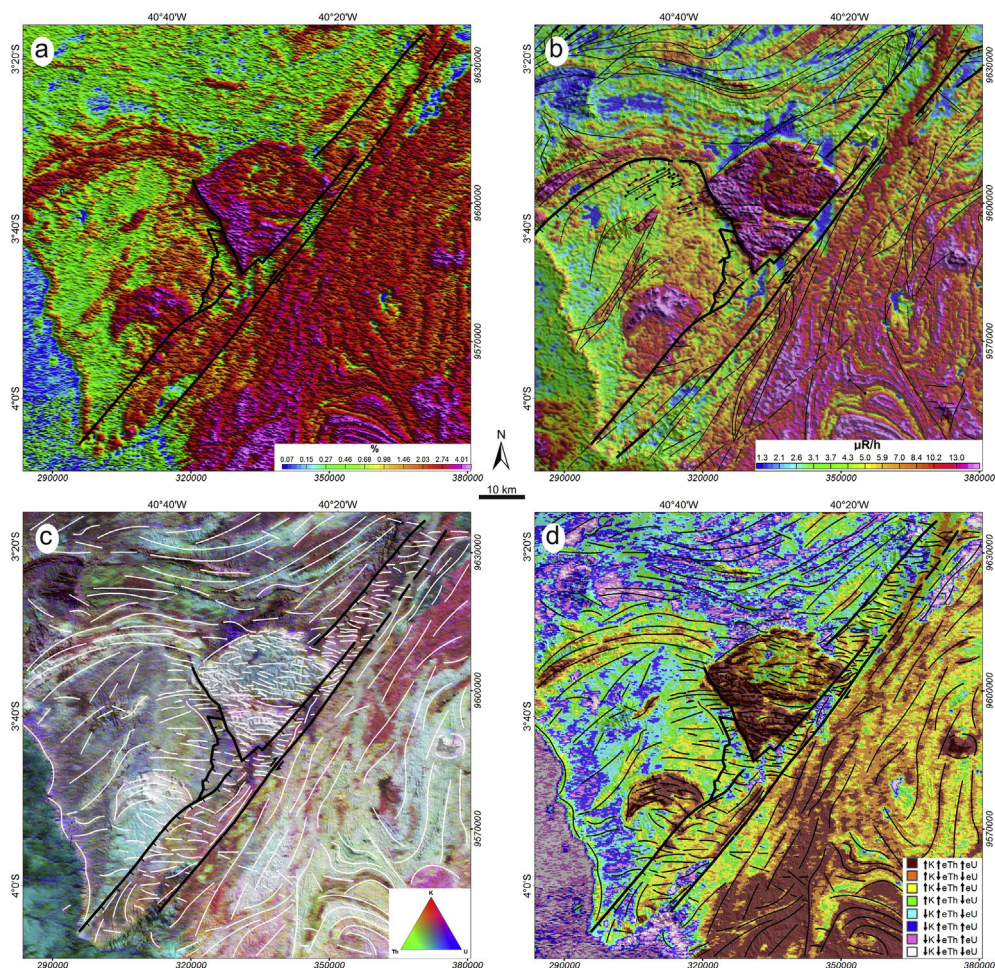


Fig. 4. Gamma-spectrometric maps: a) Concentration of K; b) Total Count, major outcropping geological boundaries and structures (Fig. 2); c) False color ternary RGB composition with the main gamma ray spectrometric lineaments interpreted (white line); and, d) Classification of elements based on high and low K, eU and eTh concentrations and interpreted lineaments (black line). (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

features and faults (Fig. 5c). The tilt derivative and amplitude of the total horizontal gradient maps were also used for the interpretation.

The magnetic signature of the structural framework of the Jaibaras Rift based on several maps of magnetic anomalies, shows a complex configuration, with long magnetic lineaments trending NE–SW, NW–SE and E–W (Fig. 5b and d). The Médio Coreaú domain shows a pattern of E–W and NE–SW elongated anomalies and disturbed magnetic field, i.e., with high frequencies and amplitudes in the magnetic anomaly and analytic signal amplitude (Fig. 5a and c) maps. The Central Ceará domain is dominated by intermediate values and a relatively quiet magnetic field (Fig. 5a). Longer wavelength negative anomalies (10–30 km) may be associated with deeper features.

Altogether, 11 magnetic domains could be distinguished (Fig. 5d). Their limits were defined by the variation of the values of the anomalous magnetic field and the amplitude of the analytic signal:

- MMD (*Martinópolis Magnetic Domain*) is less than 5% of the total surface area and is located in the extreme NW of the study area. It has the longest wavelength anomalies (10 km) and low amplitudes, while some portions lack anomalies in the analytic signal; preferred orientation is N70°E, whilst second order anomalies trend N55°W (Figs. 5 and 6);

- GMD (*Granja Magnetic Domain*) is located in the northern portion of the study area. It is noteworthy that positive sigmoidal magnetic anomalies trend NW–SE, NE–SW and E–W, with preferred N55°E direction (Fig. 6), and wavelengths ranging between 2 and 5 km (Fig. 5);
- UMD (*Ubajara Magnetic Domain*) is located in the southwest portion of the area. This region displays low magnetic intensity anomalies (Fig. 5c) and intermediate intensity, long-wavelength (10–20 km) magnetic anomalies (Fig. 5a). The analytical signal has null values at the eastern end (Fig. 5c) and the preferential trend for its lineaments is N60°E (Fig. 6);
- MBMD (*Mucambo Magnetic Domain*) is represented by two negative strips (–500 nT) in the magnetic anomaly map (Fig. 5a) and two positive strips (0.1–0.2 nT/m) of semi-elliptical shape in the analytic signal amplitude map (Fig. 5c). Lesser magnitude lineaments trend NE–SW and E–W (Figs. 5b, d and 6);
- CMD (*Coreaú Magnetic Domain*) is located in the midwest of the study area (Fig. 5d). It has a magnetic relief of greater intensity than the adjoining UMD and MRMD, with high frequency and short-wavelength anomalies (1–2 km). These anomalies have preferred N70°E and N80°E directions (Figs. 5d and 6);
- SMD (*Saquinho Magnetic Domain*) is located in the central-western part of the study area within the CMD; it is represented by a longer wavelength and higher gradient in the analytic signal amplitude map (Fig. 5c) when compared to the CMD;

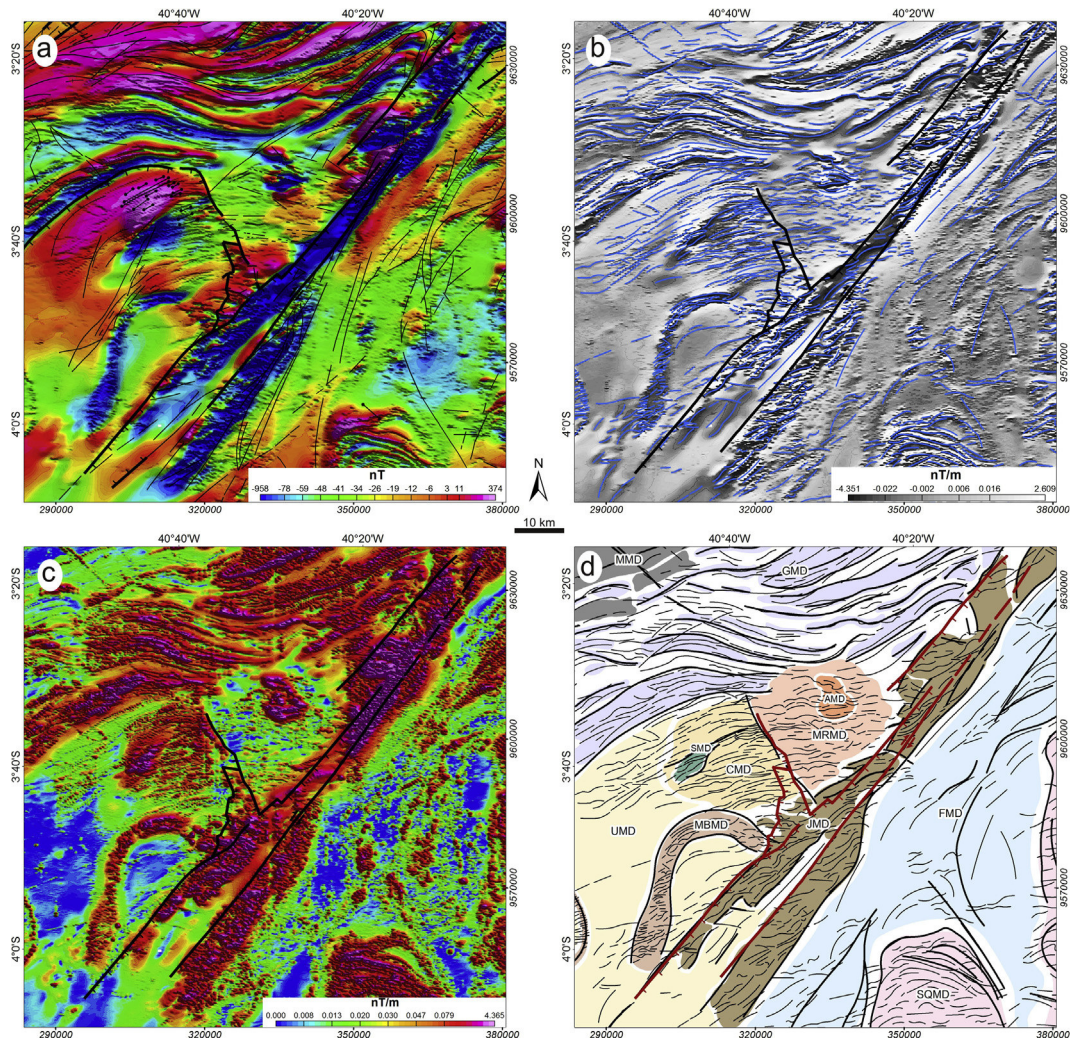


Fig. 5. Magnetic anomaly maps: a) Magnetic anomaly and the main limits and known geological structures (Fig. 2); b) First Vertical Derivative with major magnetic lineaments (blue line); c) Analytic Signal Amplitude; and, d) Main magnetic domains and blocks in the structural framework of the Jaibaras Rift region, and first (thick black line) and second (thinner black line) order magnetic lineaments. Magnetic Fields: MMD – Martinópolis, GMD – Granja, UMD – Ubajara, MBMD – Mucambo, SMD – Saquinho, CMD – Coreaú, MRMD – Meruoca, AMD – Anil, JMD – Jaibaras, FMD – Forquilha and SQMD – Santa Quitéria. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

the anomaly has an ellipsoidal shape whose largest N60°E trending axis is about 10 km long (Figs. 5c, d and 6);

- MRMD (*Meruoca Magnetic Domain*) is located in the central portion of the study area. Its magnetic anomalies have intermediate wave length (5–10 km), isolated high amplitude peaks and preferred E–W trend (Figs. 5 and 6). The values for the magnetic anomaly are intermediate, ranging from –50 to –10 nT;
- AMD (*Anil Magnetic Domain*) is located within the northern part of MRMD (Fig. 5d). In the analytic signal map it shows oval shaped high amplitude anomalies (0.1–0.5 nT/m, Fig. 5c) and preferential magnetic lineaments following the NW–SE and E–W trends (Fig. 6);
- JMD (*Jaibaras Magnetic Domain*) is in the central portion of the area along the narrow NE–SW negative anomalous strip (–500 to –800 nT, Fig. 5a). Because the study area is located in low magnetic latitude, sources rich in ferromagnesian minerals (high magnetic susceptibility) generate negative anomalies. It is characterized by high amplitude of the analytic signal (>1 nT/m, Fig. 5c), displaying asymmetric shapes and following the preferential N50°E trend and a 2nd order E–W trend (Figs. 5d and 6). The JMD encompasses a large part of the Jaibaras Rift;

- FMD (*Forquilha Magnetic Domain*) comprises large portions in the northeast, east central and southeast of the study area. Fig. 5a shows negative anomalies of intermediate intensity (–50 nT) and low amplitude of the analytic signal (0.01–0.001 nT/m, Fig. 5c). The anomalies have a somewhat chaotic pattern, with isolated high amplitude peaks and well-defined preferential NE–SW trend, as observed in much of the Jaibaras Rift structural framework (Figs. 5 and 6);
- SQMD (*Santa Quitéria Magnetic Domain*) is located in the eastern and southeasternmost portions of the study area. It is associated with high amplitude anomalies of the analytic signal (0.2 nT/m), with preferred NE–SW lineaments and a significant E–W component (Figs. 5d and 6).

3.3. Gravity data analysis

The acquired gravity data were corrected for tide effects, instrumental drift and latitude, after which the free air and Bouguer anomalies were calculated. After integration with previous stations, the terrain effects were corrected for each station and the complete Bouguer anomaly map of the structural framework of the Jaibaras Rift was prepared (Fig. 7a).

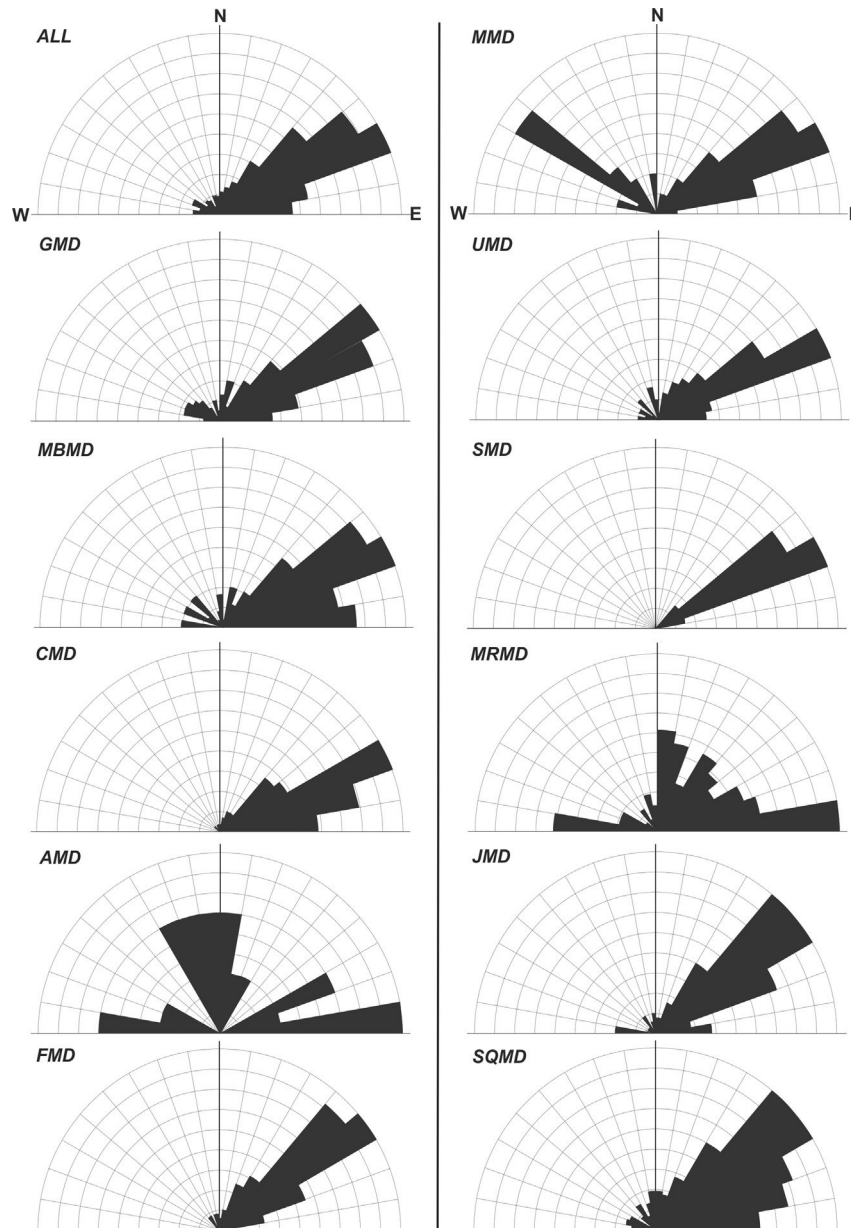


Fig. 6. Rosette diagrams for each interpreted magnetic domains. Magnetic Fields: MMD – Martinópolis, GMD – Granja, UMD – Ubajara, MBMD – Mucambo, SMD – Saquinho, CMD – Coreaú, MRMD – Meruoca, AMD – Anil, JMD – Jaibaras, FMD – Forquilha and SQMD – Santa Quitéria.

The power spectrum of the gravity signal was generated in order to separate spectrally the shallow and deep sources, causative of gravity anomalies. The regional and residual components of the gravity field were separated by a regional-residual separation filter, which is based on the Gaussian distribution of gravity sources according to depth. The filter is a mathematical operator that acts as low-pass or high-pass of frequencies within a selected band. The Gaussian function standard deviation of 0.04 rad/km representing cutoff wavelength of approximately 25 km was used. The regional gravity trend (Fig. 7b) enhances the gravity response of deep crustal heterogeneities. The residual Bouguer anomaly map (Fig. 7c) represents the shallower crustal heterogeneities.

The regional gravity anomalies display long wavelength, ranging from -53.8 mGal to ~ 25 mGal, from south to north (Fig. 7b). This continuous increase of the Bouguer anomaly can be explained by crustal thinning, characteristic of the passive continental margin of northeastern Brazil (Castro et al., 1998; Pedrosa Jr. et al., 2010).

The residual gravity anomaly map is represented by medium to long wavelength (>10 km) negative and positive anomalies, trending mainly NE–SW and ranging from -8.9 to 10.6 mGal (Fig. 7c). The first vertical derivative of the residual gravity map (Fig. 7d) outlines the main gravimetric alignments of the tectonic framework of the Jaibaras Rift. The lineaments have preferred NE–SW trend, while 2nd order lineaments show NW–SE and E–W directions (Fig. 7d).

4. 3D Euler deconvolution

3D Euler deconvolution was performed for semi-quantitative interpretation and estimation of magnetometric and gravimetric residual sources (Thompson, 1982; Reid et al., 1990). The structural index indicates source geometry. It is an exponential factor expressing the fall-off of the field strength versus distance from source (Barbosa and Silva, 2005). The complexity degree or

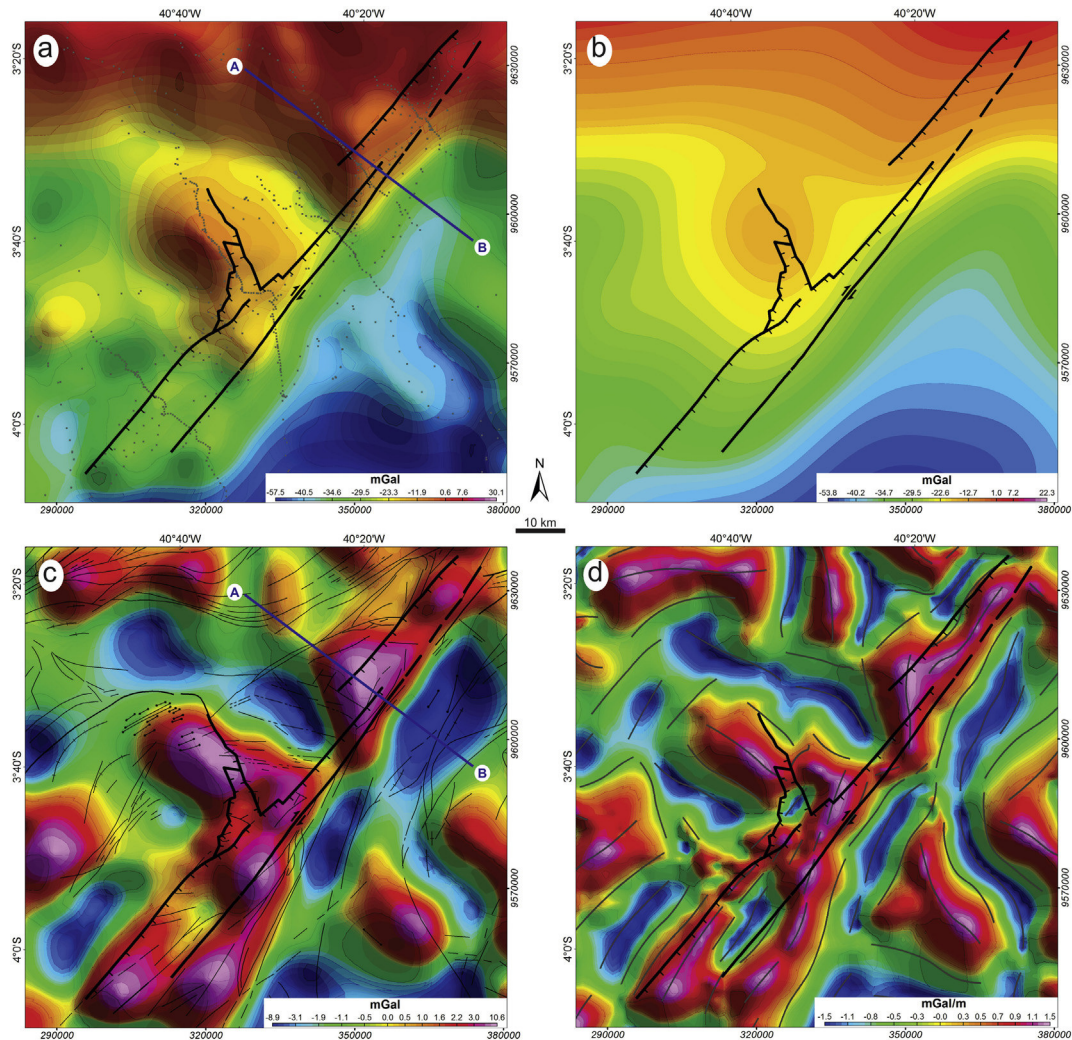


Fig. 7. Gravity anomaly maps: a) Complete Bouguer with the stations (gray dots); b) Regional; c) Residual and major boundaries, and geological structures; and, d) First Vertical Derivative with major gravimetric lineaments (gray line). The line AB is the transect used to perform the 2D Euler deconvolution and 2D gravity modeling.

geometry of the magnetic source index varies from 0 to 3; the higher the value, the higher the tri-dimensionality of the sources (Reid et al., 1990).

The index 0 was chosen due to its relationship with linear features, since it is necessary to understand the depth of the contacts and structures, using a 1250 m spatial window and 15% maximum depth tolerance. The spatial window and maximum depth tolerance parameters were chosen iteratively, by analyzing the results obtained when these parameters changed. Choosing of parameters was based on the number and distribution of Euler solutions as well as on maximum and minimum values, average and standard deviation, in order to obtain representative data and avoid discrepancies.

Fig. 8a shows the results for four depth intervals: the first of shallowest sources, <500 m; the second, 500–1000 m; the third, 1000–2000 m; the deepest sources are deeper than 2000 m. The alignment and depth of these solutions may be associated with intra-sedimentary features of the Jaibaras Rift, either at the units contact or by reactivation of SPIISZ and CIF (Fig. 2).

In the MCD, the Euler solutions are aligned along NE–SW and E–W trends, most of which lie in shallow and intermediate depths (100–2000 m). These solutions are mainly concentrated along several indiscriminate shear zones, at the contact between geologic

units and on the edges of the Meruoca and Mucambo granites (MMD, GMD, MRMD, UMD and MBMD in Fig. 5d). Solutions in 3D suggest that these contacts are sub-vertical. Other deeper sources are observed near the northern Meruoca Granite, in the central part of the Mucambo Granite, and at the unconformity between the Ubajara Group and the overlying Parnaíba Basin sedimentary deposits (>2000 m depth, Fig. 8a).

The CCD has more dispersed clouds of Euler solutions, with preferred NE–SW lineaments, as seen in FDM and SQMD. The rocks of the Ceará Group and the Santa Quitéria batholith display mostly shallow sources, with maximum 500 m depths. The contact of these units is well marked by deeper (up to 2000 m) anomalous sources positioned north and south in the CCD, which represents shear zones.

The Jaibaras Rift and JMD are marked by shallow and deep magnetic sources (from 500 m to over 2000 m). The northern portion of the rift, where mafic volcanic rocks of the Parapuí Formation are exposed, shows the shallower sources (Fig. 2). In the central portion, where sedimentary rocks of the Massapê, Pacujá and Aprazível formations crop out, the sources range from intermediate to deep (500–2000 m), with well-marked vertical edge faults (Fig. 8a). The sources are deeper (>2000 m) in the southern rift, which probably represents the thickest sedimentary

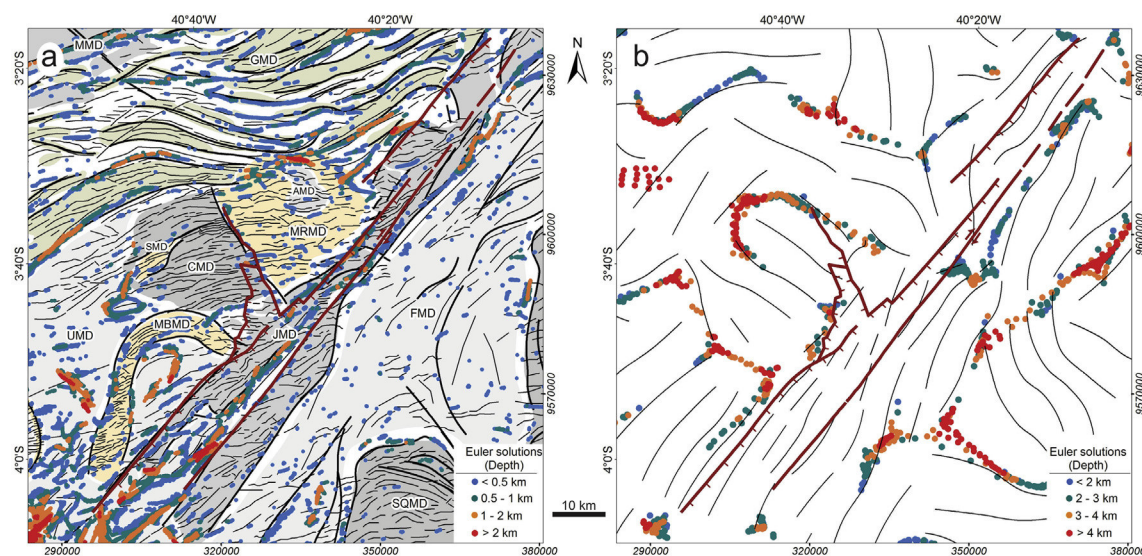


Fig. 8. 3D Euler Deconvolution using structural index 0: a) Magnetic anomaly and b) Residual Gravity Field solutions. Magnetic Fields: MMD – Martinópolis, GMD – Granja, UMD – Ubajara, MBMD – Mucambo, SMD – Saquinho, CMD – Coreaú, MRMD – Meruoca, AMD – Anil, JMD – Jaibaras, FMD – Forquilha and SQMD – Santa Quitéria.

package of the Jaibaras Basin. In addition, sedimentary rocks of the Parnaíba Basin cover the southernmost part of the rift (Fig. 2). Based on data from the 3D Euler deconvolution, Castro et al. (2014) suggest that cloud solutions may be associated with Cambro-Ordovician rift along the Transbrasiliiano Lineament within the Parnaíba Basin.

The structural index 0 was also the best fit for the residual gravity Bouguer data, using a 10 km spatial window and 15% depth tolerance. Fig. 8b shows the main cloud of solutions, also for four depth intervals, the shallowest (<2 km), two intermediate (between 2 and 3 km and between 3 and 4 km) and the deepest (>4 km). The solutions for gravity data are scarcer compared with magnetic data, due to the fact that the residual gravity anomalies have long wavelength and also due to irregular data distribution, with high sampling density on roads and low density along the Jaibaras Rift (Fig. 3). Nevertheless, the gravimetric solutions are preferably aligned in the NE–SW and NW–SE directions (Fig. 8b).

The northern MCD displays clouds of solutions with NE–SW lineaments and E–W and NW–SE inflections. They highlight the ISZ (2–4 km) and TSZ (<3 km), as well as other indiscriminate and deeper sources in the Granja Complex and in the Martinópolis Group. Deep NE and SW trending solutions evidence the contact between the Martinópolis and Ubajara groups. The SE edge of the Mucambo Granite and its northern contact with the Ubajara Group (marked by hornfels) show sources between 2 and 3 km and deeper (>3 km), respectively (Fig. 8b).

In the CCD, sources are aligned along the NE–SW trend, with lineaments bent towards E–W and NW–SE in the southeast. The NE–SW trend marks the contact between supracrustal rocks of the Ceará Group through deep sources along shear zones (e.g., RGSZ). Furthermore, in the southeast, the contact between the Santa Quitéria Magmatic Arc and the Ceará Group is well marked by sources also deeper than 3 km (Fig. 8b).

The Jaibaras Rift region is not well defined in the solutions generated by 3D Euler deconvolution of gravity data, except for the north–central part of SPIISZ, which displays the most significant sources that reach 3 km depth (Fig. 8b). More accurate results require higher density of gravity data, especially along the rift.

5. 2D gravity forward modeling

An NW–SE trending, approximately 55-km long profile, transverse to the main axis of the Jaibaras Rift, was determined in the northern portion of the study area to analyze the 2D gravity and magnetic sources, as well as the 2D gravity modeling (AB in Fig. 7).

The gravity data were modeled using the GM-SYS (GM-SYS, 2004) software of the Oasis Montaj™ Geosoft package, based on the algorithms developed by Talwani et al. (1959), Talwani and Heirtzler (1964) and Won and Bevis (1987). The gravity modeling consists of iterative methods or automated techniques, using data inversion procedures. The procedure estimates the depth of one or more interfaces that separate the geological medium according to density. The direct modeling compares and adjusts the calculated to the observed gravity values, determined by density contrasts and source geometry. It takes into account that the gravity field is additive, i.e., the total field is the sum of the gravitational effects of the sources present in the region, from the surface to the upper mantle (Castro, 2005).

The goal is to determine the configuration of the crust–mantle interface and the structure of shallower crustal levels, emphasizing the Jaibaras Rift heterogeneity, as well as major lithostratigraphic units in the border region between the Médio Coreaú and Central Ceará domains. The initial models were created based on surface geology data (Cavalcante et al., 2003) and the 3D (Fig. 8) and 2D (Fig. 9) Euler deconvolution.

The crust–mantle interface and the limits of the lower, middle and upper crust were estimated by CRUST 2.0 model (Laske et al., 2000). This global model with 2° by 2° resolution was designed based on the integration of seismological data. The results from the modeling of gravity and magnetic data by Castro et al. (2014) in the Parnaíba Basin were also used. The shallower crustal levels were estimated from regional studies conducted in the Borborema Province and Parnaíba Basin, using geophysical methods (seismic reflection and refraction, magnetotelluric and gravity) (Oliveira and Mohriak, 2003; Conceição et al., 2009; Soares et al., 2010; Osako et al., 2011; Castro et al., 2014; Padiilha et al., 2014).

Density tests were performed on rocks outcropping in the region, in order to determine average density contrasts among the rocks of the Jaibaras Rift and other rocks exposed in the study area.

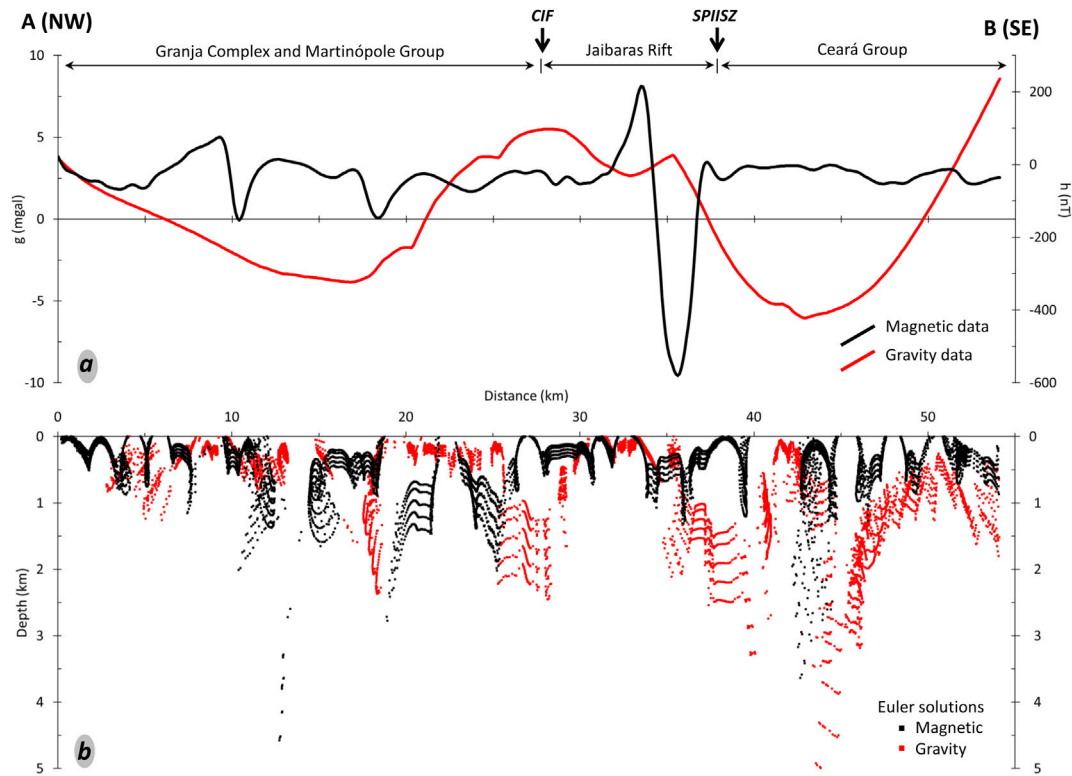


Fig. 9. Euler solutions to the AB transect: a) Magnetic and residual gravity anomalies; and b) Euler solutions for the magnetic and gravity data using structural index from 0 to 1.

Two density measurements were conducted for each sample. The sedimentary rocks of the Massapê, Pacujá and Aprazível formations have average densities of 2690 kg/m^3 , while the volcanic rocks of the Parapuí Formation show higher densities (2870 kg/m^3). Moreover, the average densities of Granja Complex gneiss and migmatite are about 2760 kg/m^3 , while the Martinópole and Ubarara groups' metasedimentary rocks are 2730 kg/m^3 and 2580 kg/m^3 , respectively. The supracrustal rocks of the Ceará Group have an average density of 2720 kg/m^3 . Table 1 shows the density values used for the blocks and interfaces, as well as the association with the crustal domains and main lithostratigraphic units. The Moho interface features gentle NW to SE dip, and thickening crust in the CCD region.

The Bouguer gravity anomaly of the AB profile ranges from approximately -5 to -40 mGal . The area of the Jaibaras Rift is marked by a subtle relative gravity low, associated mainly with shallower crustal features (Figs. 9 and 10a). A gentle upward bulge of the upper mantle marks the rift (Fig. 10b). The boundaries between the lower-middle and middle-upper crusts are about 23 km and 12 km, respectively. The initial model was determined by forming 21 different densities blocks in the upper crust, while the boundaries between major geological units of each block were associated with either shear zones or vertical to sub vertical faults (Fig. 10b and Table 1).

The Vertical Gradient of the Magnetic Anomaly and Residual Bouguer anomaly were used to estimate gravity and magnetic sources, respectively (Fig. 9). Data exhibit cloud solutions at depths up to 5 km, revealing the main shallow crustal discontinuities in the Jaibaras Rift structural framework. The blocks and interfaces in direct 2D gravity modeling were prepared based on the available information. In the transect region crop out rocks of the Granja Complex and supracrustal rocks of the Martinópole and Ceará groups, in addition to sedimentary and volcanic rocks of the

Table 1

Densities of the blocks with crustal domains and corresponding geological units used in the 2D gravity modeling (Fig. 10). Structural domains: MCD – Médio Coreaú; CCD – Central Ceará. SPIISZ – Sobral-Pedro II Shear Zone.

	Crustal domain	Geological unit	Lithology	Density (kg/m^3)	Model index	
Upper Crust	CCD	Canindé Unit	Gneiss	2760	26	
			Granite	2730	25	
			Gneiss	2740	24	
		Independência Unit	Schist	2710	23	
			Quartzite	2700	22	
			Paragneiss	2720	21	
	Jaibaras Rift	SZSPII	Milonite	2810	20	
			Lahar	2750	19	
		Aprazível Formation	Pacujá Formation	Sandstone	2650	18
			Metasedimentary sequences	2750	17	
	MCD	Massapê Formation	Polymictic breccia	2690	16	
			Parapuí Formation	Basalt	2850	15
				Basalt	2900	14
			Basic igneous	2860	13	
		Martinópole Group	Schist	2730	12	
			Gneiss	2770	11	
Quartzite			2710	10		
Granja Block			Granulite	2800	9	
			Migmatite	2760	8	
			Gneiss	2740	7	
Gneiss and migmatite		2760	6			
	Middle Crust	–	–	2870	5	
Jaibaras Block		–	Ultramafic rocks	2900	4	
Lower Crust	–	–	2870	3		
	–	–	3000	2		
Upper Mantle	–	–	3200	1		

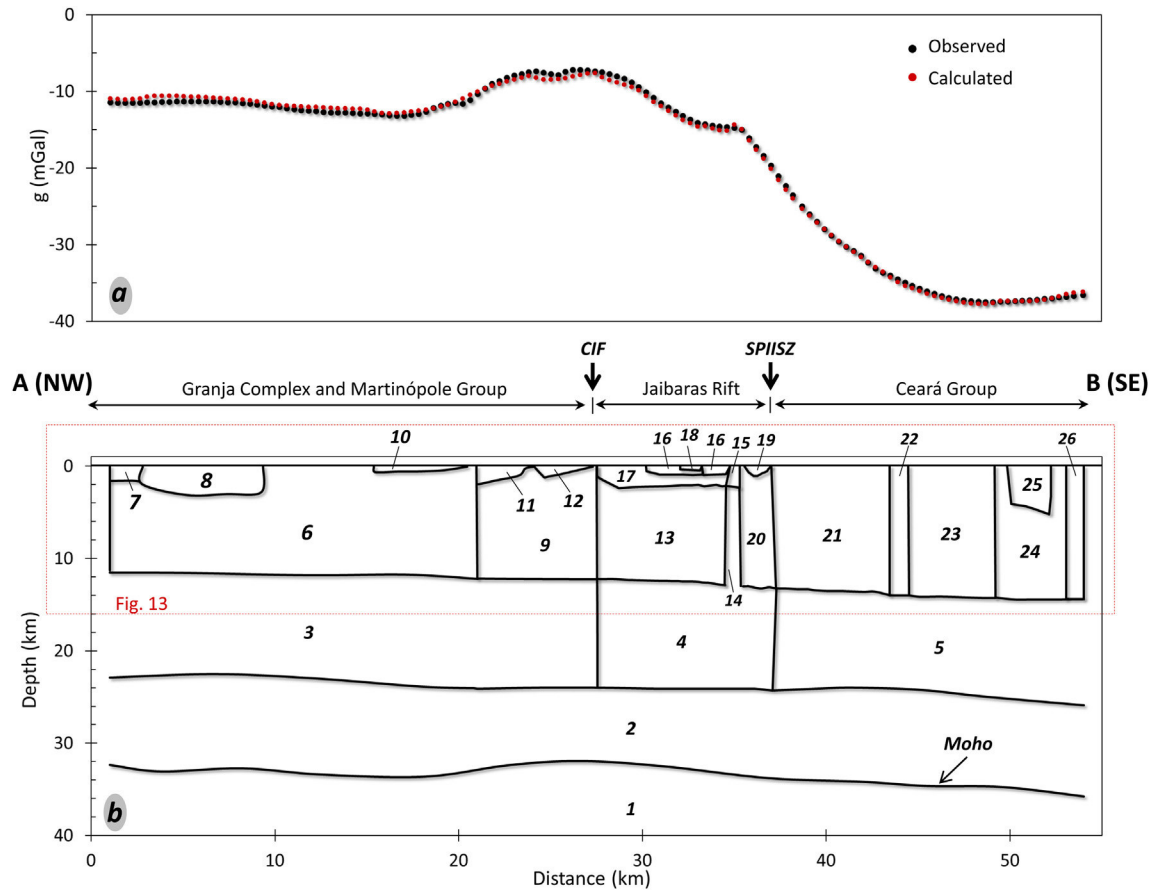


Fig. 10. 2D gravity modeling of the transect AB: a) Observed and calculated gravity anomalies with fitting error lower than 0.5%; and, b) Interfaces and blocks with different densities used in the structural framework of Jaibaras Rift region. Each block index is described in Table 1.

Jaibaras Basin (Figs. 2 and 9). The anomalous magnetic field varies from -150 to 50 nT in the first 30 km, while the shorter wavelength anomalies represent the Brasiliano shear zones in the MCD. The residual gravity anomaly has higher wavelength, ranging from -5 to 5 mGal (Fig. 9a). The most pronounced sources align with the strong NW and SE dip whose depth reaches 2.5 km in the Martinópolis Group area. The rift shows an anomalous negative magnetic peak (-600 nT), directly related to the volcanic rocks of the Parapuí formation and part of SPIISZ, as well as a less pronounced gravimetric low to the west, which probably corresponds to sedimentary rocks. The magnetic and gravity sources are shallower in the rift region, with almost always-upright dips. The final part of the profile, where the Ceará Group rocks crop out, is characterized by a uniform magnetic field and a steep gravity low of long wavelength (15 km), which reflects a certain mass deficit in this region. The magnetic sources are shallower, while the gravity sources extend over 3 km deep (Fig. 9b).

The initial profile represents gneiss, migmatite and granulite of the Granja Complex (6, 7, 8 and 9 in Fig. 10b). These rocks are denser and comprise most of the upper crust in the MCD region. The supracrustal rocks of the Martinópolis Group are less dense and less than 4 km deep (10, 11 and 12 in Fig. 10b). The base of the sedimentary package of the Jaibaras Rift is outlined with an average depth of 2.0–2.5 km, while the gravimetric high is related to the volcanic rocks of the Parapuí formation and possibly ultramafic rocks of the middle and upper crust of the Jaibaras block (2900 kg/m³). Rocks of the Ceará Group crop out in the eastern profile and the strong gravity low is associated mainly with the mass deficit that can be interpreted as thickening of the crust in the CCD

(Fig. 10). Lower density blocks in the upper crust are associated with the Independência unit and higher density granites and gneisses with the Canindé unit. The fitting error of the calculated and observed anomalies, based on the method of least squares, is 0.5%.

6. Discussion

The information obtained from gamma ray spectrometric, magnetic and gravity data shows important differences regarding Jaibaras Rift delimitation when compared with previous contributions. Local indentations caused by the opening of the basin, due to the reactivation of SPIISZ in a brittle regime (Fig. 11), are observed along the border faults. These fractures extend locally into the CCD, forming rift appendices, suggesting the possibility of RRR limits.

Almeida (1998) showed that the opening of the Jaibaras Basin resulted from the action of a tensor system characterized by σ_1 horizontal trending approximately E–W, σ_3 horizontal approximately N–S, and σ_2 vertical (Fig. 11). These tensors were responsible for the development of, $N80^\circ - 70^\circ$ extensional fractures, filled by dikes of the Coreaú-Aroeiras Dike Swarm (CADS in Figs. 2 and 11) (Almeida et al., 1999). The gamma ray spectrometric and magnetic data characterize well the CADS (Figs. 4 and 5), and show a much larger area than recorded by Cavalcante et al. (2003). The gravity data show a positive anomaly, revealing the denser character of the rocks in the CADS area (Fig. 7). The tensors enabled the SPIISZ dextral movement while continuation of the process, incremented with a transtensional component, formed the Jaibaras Rift (Fig. 11) (Almeida, 1998).

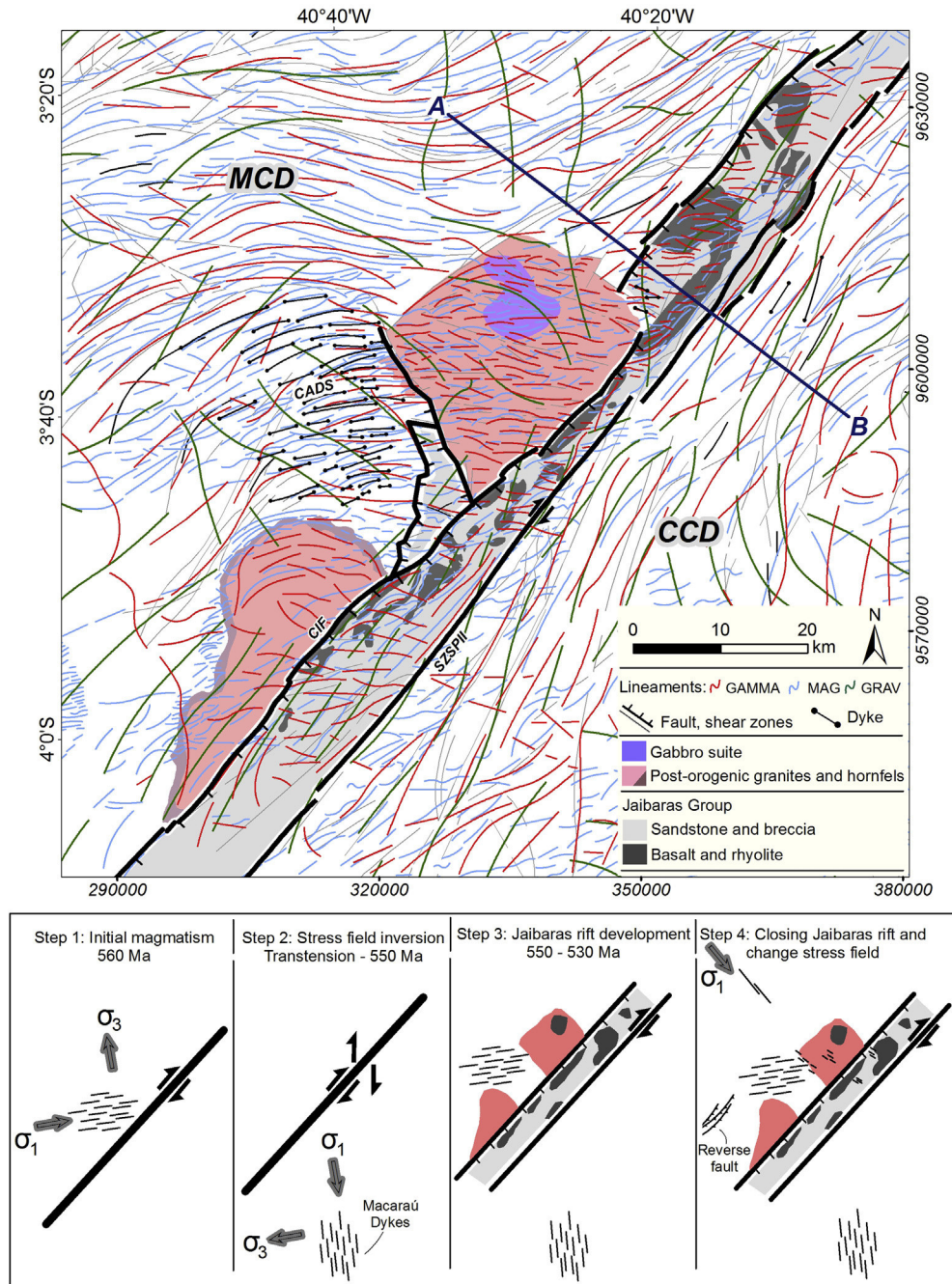


Fig. 11. Map of integrated geophysical and geological data with the main structures, the limits of Jaibaras Rift and associated magmatism (top) and schematic illustration of the tectonic and magmatic evolution of the Jaibaras Rift (base) proposed by Almeida (1998). Structural domains: MCD – Médio Coreaú; CCD – Central Ceará. SPIISZ – Sobral-Pedro II Shear Zone. CAF – Café-Ipueiras Fault. CADS – Coreaú-Aroeiras Dike Swarm. The line AB is the transect used to perform the 2D Euler deconvolution and 2D gravity modeling.

Radiometric anomalies and a strong magnetic anomaly in the northern Meruoca Granite are related to a gabbro intrusion (Fig. 12a), recognized in the field (Figs. 4, 5 and 11). Second order NW–SE trending lineaments may represent open extensional fractures, filled with basic material during the regional tensor inversion process, in an attempt to close the basins of Jaibaras and Riacho Sairi. Internal features such as unfilled reverse faults (Fig. 11) are still observed inside the Jaibaras Basin and in the Ubajara Group exposures. Open fractures may be partially or fully filled with silica (Fig. 12b) or other low temperature materials coming from the surrounding rocks. Silica is carried into the fractures by aqueous fluids that may contain iron, thus generating iron deposits (Fig. 12c)

or ferruginous silexite (Fig. 12d), as already mentioned by Parente et al. (2011).

Positive gravimetric and magnetic signatures, with short and long wavelength anomalies, respectively mark the Coreaú Magnetic Domain (CMD), which corresponds to the northern portion of the Ubajara Group (Figs. 2 and 5d) where rhyolite and mafic dikes of Coreaú-Aroeiras Dike Swarm (CADS) crop out. This results probably from denser rocks, richer in ferromagnesian minerals. This area records the first magmatic event associated with the opening of the Jaibaras Rift in the late Neoproterozoic (Fig. 11).

The Jaibaras Magnetic Domain (JMD) is characterized by positive high amplitude magnetic anomalies with asymmetric shapes,

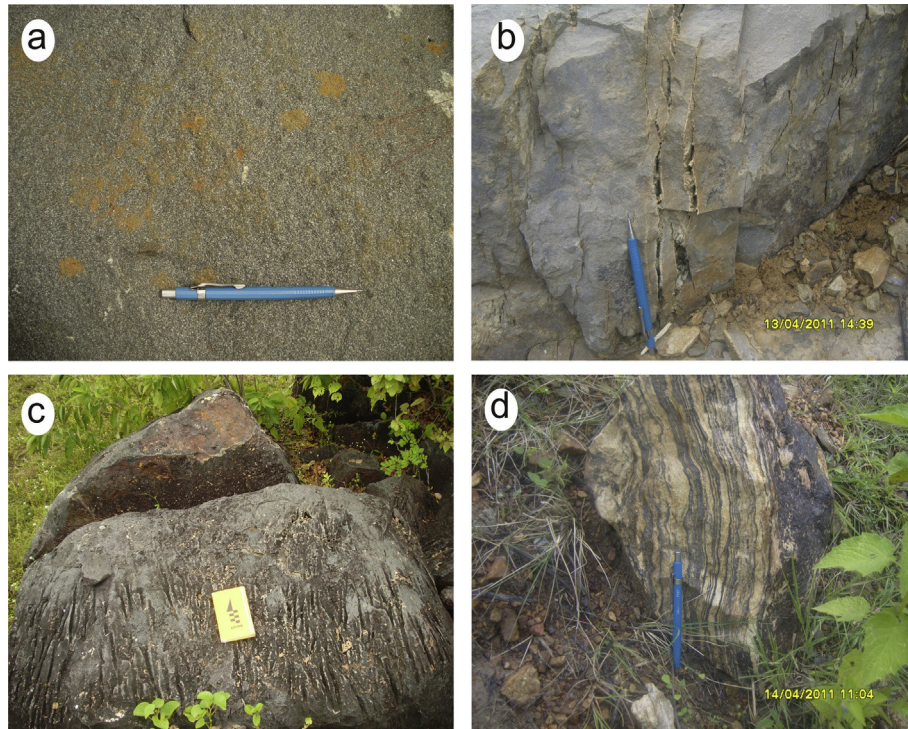


Fig. 12. Micro-gabbro in the Meruoca Granite region (a); Sandstones showing partially silica-filled fractures due to the reactivation of faults (b); Blocks of iron ore – Hematite (c); and, sandstones with centimetric to millimetric intercalations with iron ore (d).

NE–SW and E–W trending (Figs. 5 and 6). The residual gravity anomaly is positive along the rift and its edges, similar to JMD (Fig. 7c). In general, these anomalies correspond to the volcanic rocks of the Parapuí Formation. The blocks and boulders of massive iron ore found during the field reconnaissance stage (Fig. 12c) may explain the positive gravity and magnetic anomalies in the area, while supporting the metallogenic potential of the study area. Similar signature is noted further south, where mafic and felsic granulites of Cariré are exposed (Amaral et al., 2012), also consistent with positive gravity and magnetic signature. The Ubajara Magnetic Domain (UMD), located in the southern portion of the Jaibaras Rift, features smooth magnetic relief with low to intermediate magnetic values and gravity lows (Figs. 5d and 7c). The area comprises sandstones, siltstones and breccias of the Massapê, Pacujá and Aprazível formations. The anomalies are possibly related to the thicker sedimentary package of the southern portion of the basin, with either lesser volcanic rocks or less dense felsic volcanics.

The Meruoca Magnetic Domain (MRMD) comprises the Meruoca Granite area, whose gamma ray spectrometric and magnetic E–W trending lineaments with short wavelength are probably related to 2nd order faults (Figs. 4d and 5d), which represent seismogenic zones (Oliveira et al., 2010; Moura, 2012; Moura et al., 2014). These features are also well observed on satellite images and in the topography. Using prospective methods, Boyce and Morris (2002) call attention to this type of intraplate tectonics. The gravity anomaly shows long wavelength in the area, partially due to the uneven distribution of stations (Fig. 7a). The area of the Mucambo Granite and of the UMD (Fig. 5d) displays positive radiometric anomaly in its northern portion and negative magnetic and gravity anomalies. The Mucambo Magnetic Domain (MBMD) and the hornfels of the Ubajara Group stand out in magnetic anomaly maps, showing high amplitude, probably the result of high temperature recrystallization at the time of the granite intrusion. Similar feature

occurs further west, within the Parnaíba Basin, suggesting that the rocks of the Serra Grande Group hide an intrusion similar to the Mucambo Granite (Fig. 5d).

The geophysical anomalies observed in the Ceará Central domain show that the Santa Quitéria continental magmatic arc (Fetter et al., 2003; Arthaud et al., 2008), and the bordering sequences of granulite and eclogite (Fetter, 1999; Arthaud et al., 2008; Santos et al., 2009, 2014; Amaral, 2010; Amaral et al., 2011, 2012; Ancelmi et al., 2013) are characterized by positive gamma-spectrometric anomalies, due to the presence of K, eU and eTh rich rocks, low magnetic relief with positive anomalous narrow bands that may represent fragments of the ancient subduction zone, both in surface and sub-surface, and negative Bouguer gravity anomalies, suggesting a mass deficit in this portion of the crust. The data of 2D gravity modeling show the current behavior of the Moho and the internal structure of the upper crust in the Ceará Central Domain (CCD) region (Fig. 13).

7. Conclusion

The geophysical maps (Figs. 4, 5 and 7) show regional structures marked by E–W trending gamma ray spectrometric and magnetic lineaments with slight NE–SW inflection in the Médio Coreaú Domain (MCD) and by NE–SW lineaments in the Jaibaras Rift. The CCD has a more homogeneous character, with intermediate wavelength NE–SW trending anomalies. The gravimetric signature exhibits long wavelength anomaly, where the CCD and MCD distinction is well characterized by gravimetric relief with positive and negative values, respectively (Fig. 7).

The geophysical mapping of the gamma ray spectrometric, magnetic and gravity domains of the study area provided important insights into the spatial distribution of the geological units that form the structural substrate of the Jaibaras Rift, as well as major structural lineaments in the region, as can be observed in Figs. 4, 5,

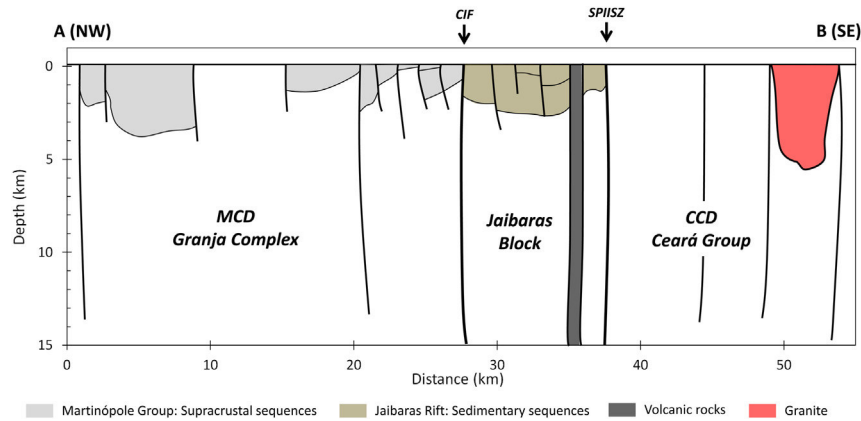


Fig. 13. Geological model for the structural framework of the Jaibaras Rift.

7 and 11. The geophysical sources signature characterizes various geophysical domains, some of which have not yet been recorded in available geological maps, such as the Coreaú (CMD), Anil (AMD), Jaibaras (JMD) and Santa Quitéria (SQMD) magnetic domains (Figs. 5d and 11). In particular, some examples are; a) the gabbros exposed in the central–north Meruoca Granite, stressing the idea of its contemporaneity with the Parapuí Formation volcanics; b) the strong influence of the Coreaú-Aroeiras dike swarm in the north and east exposure area of the Ubajara Group, revealing the importance and range of the precursor magmatism of the Jaibaras Rift; c) subtle variations in the rift border faults, NW–SE trending magnetic lineaments in the rift area and in the NW portion of the study area, which may be related to the basin closing, as well as recent reactivation in seismogenic areas; and d) magnetic anomalies signature, suggesting an intrusion similar to the Mucambo Granite and smaller rifts beneath the Parnaíba Basin.

The signature and depths of magnetic and gravity sources were determined using the 3D and 2D Euler deconvolution method, upward continuations, power spectrum and 2D gravity modeling along a NW–SE trending transect in the northern part of the Jaibaras Rift. Many faults associated with the opening of the rift were mapped, and others were interpreted as reactivation of the Sobral-Pedro II shear zone, which represents the Transbrasiliano Lineament in the study area. These sources show sub-vertical dip toward the central axis of the rift, suggesting asymmetric geometry, e.g. half-graben for the Jaibaras Rift.

The Bouguer anomaly shown in the A–B profile (Fig. 10) suggests mass deficit in the Ceará Central domain, where the Moho dips gently to the southeast. In the gravity model the upper crust appears rather heterogeneous, showing several blocks of different densities associated to exposed rocks. The Jaibaras Rift corresponds to the denser block, extending to the middle crust.

The results also provide new information to advance the knowledge on the metallogenic potential of the Jaibaras Basin, in particular concerning igneous mafic rocks. Currently, both public and private sectors invest in research, seeking knowledge of the regional tectonic and geological aspects and aiming at exploitation of iron ore, copper and manganese in the region - IOCG deposits (Parente et al., 2011). The data presented in this work show that targets of mineral exploration for iron ore, manganese, and IOCG type copper deposits appear to extend in depth, and detailed study on target areas is recommended.

Acknowledgments

This work is part of the doctoral thesis of the first author, enrolled in the Graduate Program of the Universidade de Brasília.

The research has been funded by Transbrasiliano and Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Estudos Tectônicos (FUB/Petrobras 0050.0053151.09.9 and CNPq 57.3713/2008-1) projects. The authors thank Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) and Serviço Geológico do Brasil (CPRM) for providing the geophysical data and Observatório Nacional (ON) for loaning the CG-5 digital Gravimeter for the gravity survey; ESRI for providing the tool package ArcGis 10 under the contract n° 2011 MLK 8733; IMAGEM for making possible the agreement between IG-UnB and ESRI; the Laboratory of Remote Sensing and the Laboratory of Applied Geophysics of the IG-UnB (Instituto de Geociências da Universidade de Brasília) for the use of their facilities. The first author is also grateful to Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) for the research fellowship and to the Laboratório de Geofísica de Prospecção e Sensoriamento Remoto (LGPSR) of the Universidade Federal do Ceará (UFC) for allowing the use of the facilities for data processing and interpretation, as well as to Dr. Afonso Almeida and Dr. Clovis Parente, Department of Geology, UFC. Thanks are also due to two anonymous reviewers for their suggestions which greatly improved this work.

References

- Almeida, A.R., 1998. O magmatismo Parapuí e a evolução geológica da Bacia de Jaibaras. Titular Professor Thesis. DEGEO, Universidade Federal do Ceará.
- Almeida, A.R., Andrade Filho, J.F., 1999. A Suíte Magmática Aroeiras – Sobral – CE: Petrologia, Mecanismo de Ascensão e Posição Estratigráfica. *Rev. Geol. (Fortaleza)*, Fortaleza 12, 53–68.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Sci. Rev.* 17, 1–29.
- Amaral, W.S., 2010. Análise geoquímica, geocronológica e termobarométrica das rochas de alto grau metamórfico, adjacentes ao arco magmático de Santa Quitéria, NW da Província Borborema. MSc Dissertation. Universidade de Campinas – UNICAMP, p. 248.
- Amaral, W.S., Santos, T.J.S., Wernick, E., 2011. Occurrence and geochemistry of metamorphic rocks from the Forquilha Eclogite Zone, Central Ceará (NE Brazil): geodynamic implications. *Geol. J.* 46 (2–3), 137–155.
- Amaral, W.S., Santos, T.J.S., Wernick, E., Nogueira Neto, J.A., Dantas, E.L., Matteini, M., 2012. High-pressure granulites from cariré, borborema province, NE Brazil: tectonic setting, metamorphic conditions and U–Pb, Lu–Hf and Sm–Nd geochronology. *Gondwana Res.* 22, 892–909.
- Ancelmi, M.F., Santos, T.J.S., Reginato, R.A., Amaral, W.S., Monteiro, L.V.S., 2013. Geology of the Forquilha Eclogite Zone, Ceará Central domain, northwestern Borborema Province. *Braz. J. Geol.* 43 (2), 235–252.
- Archanjo, C.J., Launeau, P., Hollanda, M.H.B.M., Macedo, J.W.P., 2009. Scattering of magnetic fabrics in the Cambrian alkaline granite of Meruoca (Ceará State, northeastern Brazil). *Int. J. Earth Sci.* 98, 1793–1807.
- Arthaud, M.H., 2007. Evolução Neoproterozóica do Grupo Ceará (Domínio Ceará Central, NE Brasil): da sedimentação à colisão continental brasileira. PhD thesis. Universidade de Brasília, Brasília, p. 170.
- Arthaud, M.H., Caby, R., Fuck, R.A., Dantas, E.L., Parente, C.V., 2008. Geology of the northern Borborema Province, and its correlations with Nigeria, NW Africa. In: Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J., Brito Neves, B.B., de Witt, M.J. (Eds.), *West*

- Gondwana, Pre-cenozoic Correlations across the South Atlantic Region. Geological Society, London, pp. 49–67. Special Publications, 294.
- Asmus, H.E., 1984. Geologia da margem continental brasileira. In: Schobbenhaus, C., Campos, D.A., Derze, G.R., Asmus, H.E. (Eds.), *Geologia Do Brasil*. MME/DNPM, Brasília, pp. 443–472.
- Barbosa, V.C.F., Silva, J.B.C., 2005. Deconvolução de Euler: passado, presente e futuro – um tutorial. *Rev. Bras. Geofísica* 23 (3), 243–250.
- Beltrão, J.F., 1989. Uma nova abordagem para interpretação de anomalias gravimétricas regionais e residuais aplicada ao estudo da organização crustal – exemplo da região norte do Piauí e noroeste do Ceará. PhD thesis. Universidade Federal do Pará, Belém, p. 164.
- Blum, M.L.B., 1999. Processamento e interpretação de dados de geofísica aérea no Brasil central e sua aplicação à geologia regional e à prospecção mineral. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, p. 229. PhD thesis.
- Bond, G.C., Nickeson, P.A., Kominz, M.A., 1984. Breakup of a supercontinent between 625 and 555 Ma: new evidence and implications for continental histories. *Earth Planet. Sci. Lett.* 70, 325–345.
- Boyce, J.I., Morris, W.A., 2002. Basement-controlled faulting of Paleozoic strata in southern Ontario, Canada: new evidence from geophysical lineament mapping. *Tectonophysics* 353, 151–171.
- Brito Neves, B.B., Sá, J.M., Nilson, A.A., Botelho, N.F., 1995. A tafrogênese estereariana nos blocos paleoproterozóicos da América do Sul e processos subsequentes. *Rev. Geonomos* 3, 1–21.
- Brito Neves, B.B., Campos Neto, M.C., 2002. Ciclo Brasileiro: discussão prefacial. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia. João Pessoa, Anais, vol. 41, p. 295.
- Brito Neves, B.B., Cordani, U.G., 1991. Tectonic evolution of South America during the late proterozoic. In: Stern, R.J., Van Schmus, W.R. (Eds.), *Crustal Evolution in the Late Proterozoic*, Precambrian Research, 53, pp. 23–40.
- Brito Neves, B.B., Long, L.L., Kawashita, K., Sial, A.N., Cordani, U.G., Pessoa, R.J.R., 1978. Estudo da geocronologia da faixa costeira pré-cambriana do Nordeste. Unpublished paper. CNPq, Recife, p. 14.
- Brito Neves, B.B., Santos, E.J., Van Schmus, W.R., 2000. The tectonic history of the Borborema Province. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.), *International Geological Congress, Rio de Janeiro, Tectonic Evolution of South America*, 31, pp. 151–182.
- Caby, R., Arthaud, M.H., 1986. Major precambrian nappes of the Brazilian Belts, Ceará, Northeast Brazil. *Geology* 14, 871–874.
- Caby, R., 1989. Precambrian Terrane of Benin–Nigeria and Northeast Brazil and Proterozoic Atlantic Fit Barks. *Geological Society of America*, pp. 145–158. Special paper, 230.
- Carvalho, M.T.N., 1999. Integração de dados geológicos, geofísicos e geoquímicos aplicada à prospecção de ouro nos Greenstones Belts de Pilar de Goiás e Guarinos, GO. PhD thesis. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, p. 190.
- Castaing, C., Triboulet, C., Feybesse, J.L., Chevremont, P., 1993. Tectonometamorphic evolution of Ghana, Togo and Benin in the light of the Pan-Africano/Braziliano Orogeny. *Tectonophysics* 218, 323–342.
- Castro, D.L., 2005. Modelagem gravimétrica 3D de corpos graníticos e bacias sedimentares com embasamento estrutural de densidade variável. *Rev. Bras. Geofísica, Rio Janeiro/RJ* 23 (3), 295–308.
- Castro, D.L., Bezerra, F.H.R., Souza, M.O.L., Fuck, R.A., 2012. Influence of Neoproterozoic tectonic fabric on the origin of the Potiguar Basin, northeastern Brazil and its links with West Africa based on gravity and magnetic data. *J. Geodyn.* 54, 29–42.
- Castro, D.L., Fuck, R.A., Phillips, J.D., Vidotti, R.M., Bezerra, F.H.R., Dantas, E.L., 2014. Crustal structure beneath the Paleozoic Parnaíba Basin revealed by airborne gravity and magnetic data. *Braz. Tectonophys. Amst.* 614, 128–145.
- Castro, D.L., Medeiros, W.E., Sá, E.F.J., Moreira, J.A.M., 1998. Mapa gravimétrico do Nordeste Setentrional do Brasil e margem continental adjacente: interpretação com base na hipótese de isostasia. *Braz. J. Geophys.* 16 (2/3), 115–131.
- 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, magnetism and radiometric data. *J. South Am. Earth Sci.* 24 (2–4), 186–202.
- Castro, N.A., 2004. Evolução Geológica Proterozóica da região entre Madalena e Taperuaba, Domínio Tectônico Ceará Central (Província Borborema). PhD thesis. Universidade de São Paulo, p. 221.
- Cavalcante, J.C., Vasconcelos, A.M., Medeiros, M.F., Paiva, I.P., Gomes, F.E.M., Cavalcante, S.M., Melo, A.C.R., Duarte Neto, V.C., Benevides, H.C., 2003. Mapa geológico do Estado do Ceará. Escala 1:500.000. CPRM, Fortaleza, CE.
- Cobra, R.Q., 1963. Estudos da estratigrafia, tectônica, ocorrências minerais e recursos d'água do Nordeste do Ceará. SUDENE/DRM, Recife, p. 23. Unpublished paper.
- Conceição, M.A.P., Padilha, A.L., Bologna, M.S., 2009. Estudo das estruturas geológicas na Província Borborema pelo método magnetotérmico. Relatório final de projeto de iniciação científica (PIBIC/CNPq/INPE). MCT, p. 40.
- Cordani, U.G., Pimentel, M.M., Araújo, C.E., Basei, M.A.S., Fuck, R.A., Girardi, V.A.V., 2013a. Was there an Ediacaran Clymene ocean in central South America? *Am. J. Sci.* 313, 517–539.
- Cordani, U.G., Pimentel, M.M., Araújo, C.E., Fuck, R.A., 2013b. The significance of the Transbrasiliano–Kandi tectonic corridor for the amalgamation of West Gondwana. *Braz. J. Geol. São Paulo* 43 (3), 583–597.
- Cordell, L., Phillips, J.D., Godson, R.H., 1992. US Geological Survey Potential Field Geophysical Software Version 2.0. USGS. Open File Report, 92–18.
- Corti, G., 2009. Continental rift evolution: from rift initiation to incipient break-up in the Main Ethiopian Rift, East Africa. *Earth Sci. Rev.* 96, 1–53.
- Corti, G., 2012. Evolution and characteristics of continental rifting: analog modeling-inspired view and comparison with examples from the East African Rift System. *Tectonophysics* 522–523, 1–33.
- Costa, M.J., França, J.B., Bacciegga, I.F., Habekost, C.R., Cruz, W.B., 1973. Geologia da Bacia Jaibaras, Ceará, Piauí e Maranhão. Projeto Jaibaras, vol. 5. DNPM/CPRM, Recife, Brasil. Relatório final.
- Costa, M.J., França, J.B., Lins, C.A.C., Bacchiégga, I.F., Habekost, C.R., Cruz, W.B., 1979. Geologia da Bacia de Jaibaras, Ceará, Piauí e Maranhão: Projeto Jaibaras. Série Geologia N°14. DNPM, Brasília, p. 106. Seção Geologia Básica N°11.
- CPRM, 2006. Projeto Aerogeofísico Novo Oriente. Programa Geologia do Brasil (PGB). Relatório final do levantamento e processamento dos dados magnetométricos e gamaespectrométricos, vol. 1. MME, SGM/TM, pp. 30–33.
- CPRM, 2009. Projeto Aerogeofísico Norte do Ceará. Programa Geologia do Brasil (PGB). Relatório final do levantamento e processamento dos dados magnetométricos e gamaespectrométricos, vol. 1. MME, SGM/TM, pp. 30–33.
- Dickson, B.L., Scott, K.M., 1997. Interpretation of aerial gamma-ray surveys – adding the geochemical factors. *AGSO J. Aust. Geol. Geophys. Austrália* 17 (2), 187–200.
- 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. PhD thesis. Department of Geology, The University of Kansas, Lawrence, Kansas, USA, p. 164.
- Fetter, A.H., Santos, T.J.S., Van Schmus, W.R., Hackspacher, P.C., Brito Neves, B.B., Arthaud, M.H., Nogueira, J.A., Wernick, E., 2003. Evidence for Neoproterozoic continental arc magmatism in the Santa Quitéria Batholith of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the assembly of West Gondwana. *Gondwana Res.* 6, 265–273.
- Fetter, A.H., Van Schmus, W.R., Santos, T.J.S., Arthaud, M.H., Nogueira Neto, J.A., 2000. U–Pb and Sm–Nd geochronological constraints on the crustal evolution and basement architecture of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the existence of the Paleoproterozoic supercontinent “Atlantica”. *Rev. Bras. Geociências* 30, 102–106.
- Garcia, M.G.M., Parente, C.V., Silva Filho, W.F., Almeida, A.R., 2010. Idade do vulcanismo ácido da Formação Parapuí: implicações na estratigrafia da Bacia Eopaleozóica Jaibaras-CE. In: XLV Congresso Brasileiro de Geologia, 2010, Belém. Anais do XLV. CBG.
- Geosoft, 2013. Oasis Montaj 7.5 Mapping and Processing System. In: Quick Start Tutorials. Geosoft Incorporated, p. 258.
- GM-SYS, 2004. Gravity/Magnetic Modeling Software: User's Guide Version 4.9. NGA Inc., p. 101.
- Gomes, J.R.C., Gatto, C.M.P.P., Souza, G.M.C., Luz, D.S., Pires, J.L., Teixeira, W., França, F.A.B., Cabral, E.M.A., Menor, E.A., Monteiro, N., Barros, M.J.G., Ribeiro, A.G., Lima, E.A., Fonseca, R.A., 1981. Geologia. Projeto RADAMBRASIL, levantamentos de recursos naturais, folhas Jaguaribe/Natal, vol. 23. MME, Rio de Janeiro, pp. 27–300.
- Goarayeb, P.S.S., Abreu, F.A.M., Correa, J.A.M., Moura, C.A.V., 1988. Relações estratigráficas entre o granito Meruoca e a sequência Ubajara-Jaibaras. In: XXXV Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, vol. 6, pp. 2678–2688.
- Goarayeb, P.S.S., Abreu, F.A.M., Hasui, Y., 1993. A tectônica distensiva e a geração de granitos eopaleozóicos no oeste do Ceará. In: XV Simpósio de Geologia do Nordeste, Natal, pp. 254–257.
- Hackspacher, P.C., Soares, J.S., Petta, R.A., 1988. Geologia do Grupo Ubajara – região de Frecheirinha (CE). In: 35 Congresso Brasileiro de Geologia, Belém. Anais, 5, pp. 2661–2688.
- Kegel, W., Scorza, E.P., Coelho, F.C.P., 1958. Estudos geológicos do norte do Ceará. In: Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia, vol. 184. DNPM, Rio de Janeiro, pp. 1–46.
- Laske, G., Masters, G., Reid, C., 2000. CRUST 2.0: a New Global Crustal Model at 2° × 2°. Available at: <http://igppweb.ucsd.edu/~gabi/crust2.html>.
- Leighton, M.W., 1990. Introduction to interior cratonic basins. In: Leighton, M.W., Kolata, D.R., Oltz, D.F., Eidel, J.J. (Eds.), *Interior Cratonic Basins*, vol. 51. American Association of Petroleum Geologists, Memoir, pp. 1–24.
- Lieberman, B.S., 1997. Early Cambrian paleogeography and tectonic history: a biogeography approach. *Geology* 25, 1039–1042.
- Martins, G., Oliveira, E.P., Lafon, J.M., 2009. The Algodões amphibolite–tonalite gneiss sequence, Borborema Province, NE Brazil: geochemical and geochronological evidence for Palaeoproterozoic accretion of oceanic plateau/back-arc basalts and adakitic plutons. *Gondwana Res.* 15, 71–85.
- Matos, R.M.D., 1992. The northeast Brazilian rift system. *Tectonics* 11 (4), 766e–791.
- Mello, Z.F., 1978. Evoluções finais do ciclo geotectônico Brasileiro no Nordeste Oriental. In: XXX Congresso Brasileiro de Geologia, Recife, vol. 6, pp. 2438–2450.
- Minty, B.R.S., 1991. Simple micro-levelling for aeromagnetic data. *Explor. Geophys.* 22, 591–592.
- Mizusaki, A.M.P., Saracchini, F.E., 1990. Catálogo geral de dados geocronológicos da Petrobrás. Petrobrás/Cenpes, Rio de Janeiro, p. 24. Relatório Interno.
- Moura, A.C.A., 2012. Falhas sísmicas no granito Meruoca, Sobral, Ceará. MSc. dissertation. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, p. 74.
- Moura, A.C.A., Oliveira, P.H.S., Bezerra, F.H.R., Ferreira, J.M., Fuck, R.A., Nascimento, A.F., 2014. Seismogenic faulting in the Meruoca granite, NE Brazil, consistent with a local weak fracture zone. *An. Acad. Bras. Ciências* 86 (3) (in press).
- Nabighian, M., 1984. Toward a three-dimensional automatic interpretation of potential field data via generalized Hilbert transforms: fundamental relations. *Geophysics* 49, 780–786.

- Nascimento, D.A., Gava, A., 1979. Novas Considerações sobre a Estratigrafia da Bacia Jaibaras. In: 9º Simpósio de Geologia do Nordeste, Natal, Anais, pp. 9–29.
- Nascimento, D.A., Gava, A., Pires, J.L., Teixeira, W., Franóia, F.A.B., Cabral, E.M.A., Stamford, W.J.P., Ribeiro, A.G., Barros, M.J.G., Fonseca, R.A., 1981. Geologia. In: Projeto RADAMBRASIL, levantamentos de recursos naturais, folha Fortaleza, vol. 21. MME, Rio de Janeiro, pp. 23–212.
- Nicolas, A., Achauer, U., Daignieres, M., 1994. Rift initiation by lithospheric rupture. *Earth Planet. Sci. Lett.* 123 (1–4), 281–298.
- Novais, F.R.G., Brito Neves, B.B., Kawashita, K., 1979. Reconhecimento cronoestratigráfico na região Noroeste do Ceará. In: IX Simpósio de Geologia do Nordeste, Natal, pp. 91–110.
- Oliveira, D.C., Mohriak, W.U., 2003. Jaibaras trough: an important element in the early tectonic evolution of the Parnaíba interior sag basin, Northern Brazil. *Mar. Petrol. Geol.* 20, 351–383.
- Oliveira, D.C., 2001. Reavaliação da evolução tectono-magmática do Graben de Jaibaras (Nordeste do Brasil). *Acta Geol. Hisp.* 36 (1/2), 53–95.
- Oliveira, P.H.S., Ferreira, J.M., Nascimento, A.F., Bezerra, F.H.R., Soares, J.E., Fuck, R.A., 2010. Estudo da Sismicidade na Região de Sobral-CE, NE do Brasil em 2008. In: Anais do IV Simpósio Brasileiro de Geofísica, Brasília.
- Osako, L.S., Castro, D.L., Fuck, R.A., Castro, N.A., Pitombeira, J.P.A., 2011. Contribuição de uma seção gravimétrica transversal ao estudo da estruturação litosférica na porção setentrional da Província Borborema, NE do Brasil. *Rev. Bras. Geofísica* 29 (2), 309–329.
- Padilha, A.L., Vitorello, I., Padua, M.B., Bologna, M.S., 2014. Electromagnetic constraints for subduction zones beneath the northwest Borborema province: evidence for Neoproterozoic island arc-continent collision in northeast Brazil. *Geology* 42, 91–94.
- Parente, C.V., Botelho, N.F., Santos, R.V., Garcia, M.G.M., Oliveira, C.G., Verissimo, C.U.V., 2011. Contexto Geológico, Tipológico e Geoquímico Isotópico das Brechas Hidrotermalizadas de Ferro e Cobre tipo IOCG, associadas à Bacia Eo-Paleozóica Jaibaras, da Província Borborema, Brasil. In: 2011. In: Frantz, José Carlos, Marques, Juliana, Jost, Hardy (Eds.), Contribuições à Metalogenia do Brasil, vol. 1. UFRGS, Porto Alegre.
- Parente, C.V., Filho, W.F.S., Almeida, A.R., 2004. Bacias do Estágio de Transição do Domínio Setentrional da Província Borborema. In: *Geologia Do Continente Sul Americano. Evolução da Obra de Fernando F. M. Almeida*, Cap. vol. XXIX. Editora Beca, São Paulo, Brasil, pp. 524–536.
- Pedrosa Jr., N.C., Castro, D.L., Matos, J.P.M., 2010. Assinaturas magnéticas e gravimétricas do arcabouço estrutural da Bacia Potiguar Emersa, NE do Brasil. *Rev. Bras. Geofísica* 28, 265–278.
- Quadros, M.L.E.S., Abreu, F.A.M., Gorayeb, P.S.S., 1994. Considerações sobre os ambientes deposicionais das formações Pacujá e Aprazível, Bacia de Jaibaras – NW do Ceará. In: XXXVIII Congresso Brasileiro de Geologia, Camboriú, pp. 240–242.
- Reid, A.B., Allsop, J.M., Granser, H., Millett, A.J., Somerton, I.W., 1990. Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. *Geophysics* 55, 80–91.
- Roest, W.R., Verhoef, J., Pilkington, M., 1992. Magnetic interpretation using the 3D analytical signal. *Geophysics* 57 (1), 116–125.
- Sá, E.F.J., Hackspacher, P.C., Nogueira, A.M.M., McReath, I., Lins, F.A., Srivastava, N.K.L., 1979. Observações sobre a estratigrafia e seqüências ígneas da Bacia de Jaibaras, Nordeste do Ceará. In: SBC, Simpósio de Geologia do Nordeste, Natal, vol. 9, pp. 30–38.
- Santos, A.C.L., Padilha, A.L., Fuck, R.A., Pires, A.C.B., Vitorello, I., Pádua, M.B., 2014. Deep structure of a stretched lithosphere: magnetotelluric imaging of the southeastern Borborema province, NE Brazil. *Tectonophysics* 610, 39–50.
- Santos, E.J., Brito Neves, B.B., 1984. In: Precambriano do Brasil, O., de Almeida, F.F.M., Hasui, Y. (Eds.), Província Borborema. Ed. Blucher, Brasil, pp. 123–186.
- Santos, E.J., Coutinho, M.G.N., Costa, M.P.A., Ramalho, R., 1984. A Região de Dobramentos Nordeste e a Bacia do Parnaíba, incluindo o Cráton de São Luis e as Bacias Marginais. In: Schobbenhaus, C., Campos, D.A., Derze, G.R., Asmus, H.E. (Eds.), *Geologia do Brasil, texto explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais*, escala 1:2.500.000. DNPM, Brasília, pp. 131–189.
- Santos, E.J., Van Schmus, W.R., Kozuch, M., Brito Neves, B.B., 2010. The Cris Velhos tectonic event in Northeast Brazil. *J. South Am. Earth Sci.* 29, 61–76.
- Santos, R.V., Oliveira, C.G., Parente, C.V., Garcia, M.G.M., Dantas, E.L., 2013. Hydrothermal alteration related to a deep mantle source controlled by a Cambrian intracontinental strike-slip fault: evidence for the Meruoca felsic intrusion associated with the Transbrasiliano lineament, northeastern Brazil. *J. South Am. Earth Sci.* 43, 33–41.
- Santos, T.J.S., Hackspacher, P.C., 1991. Geologia do Grupo Martinópolis, NW do Ceará. In: Anais do XXX Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo.
- Santos, T.J.S., 1993. Aspectos geológicos de uma área a sudeste de Granja, região NW do Ceará. PhD thesis. Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista (IGCE-UNESP), Rio Claro, São Paulo, Brasil, p. 159.
- Santos, T.J.S., 1999. Evolução Tectônica e Geocronológica do Extremo Noroeste da Província Borborema. PhD thesis. Instituto de Geociências e Ciências Exatas IGCE/UNESP, Rio Claro, SP, p. 186.
- Santos, T.J.S., Fetter, A.H., Nogueira Neto, J.A., 2008. Correlation of the west margin of the Transbrasiliano–Kandi lineament in the Borborema Province (NE Brazil) and Pharusian Belt (NW Africa). In: Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J., Brito Neves, B.B., Wit, M.J. (Eds.), *West Gondwana: Pre-cenozoic Correlations a Cross the South Atlantic Region*. Geological Society, London, pp. 101–119. Special Publications, 294.
- Santos, T.J.S., Fetter, A.H., Schmus, W.R.V., Hackspacher, P.C., 2009. Geological Society Special Publication. Evidence for 2.35 to 2.30 Ga Juvenile Crustal Growth in the Northwest Borborema Province, NE Brazil, vol. 323, pp. 271–281.
- Santos, T.J.S., Souza, G.M., Queiroz, H.B., Nogueira Neto, J.A., Parente, C.V., 2002. Tafrogênese estateriana no embasamento paleoproterozóico do NW da Província Borborema: Uma abordagem petrográfica, geoquímica e geocronológica. In: XLI Congresso Brasileiro de Geologia. SBG, João Pessoa, Anais, p. 337.
- Silva Filho, M.A., 1995. A Província Borborema, nova abordagem geotectônica. In: XVI Simpósio de Geologia do Nordeste, Recife, vol. 2, pp. 384–390.
- Soares, J.E.P., Lima, M.V., Fuck, R.A., Berrocal, J., 2010. Características Sísmicas Da Litosfera Da Província Borborema: Resultados Parciais do Experimento de Refração Sísmica Profunda. In: Anais do IV Simpósio Brasileiro de Geofísica, Brasília.
- Sykes, L.R., 1978. Intraplate seismicity, reactivation of preexisting zones of weakness, alkaline magmatism and other tectonism post-dating continental fragmentation. *Geophysics* 16, 621–688.
- Talwani, M., Heirtzler, J.R., 1964. Computation of magnetic anomalies caused by 2D bodies of arbitrary shape. In: Parks, G.A. (Ed.), *Computers in the Mineral Industries, Part 1*, vol. 9. Stanford University Publications, Geological Sciences, pp. 464–480.
- Talwani, M., Worel, J.L., Landisman, M., 1959. Rapid gravity computations for 2D bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone. *J. Geophys. Res.* 64, 49–59.
- Tavares Jr., S.S., Gorayeb, P.S.S., Lafon, J.M., 1990. Petrografia e geocronologia Rb/Sr do feixe de diques da borda oeste do Granito de Meruoca (CE). In: XXXVI Congresso Brasileiro de Geologia, Natal, pp. 337–338.
- Teixeira, M.L.A., 2005. Integração de dados aerogeofísicos, geológicos e isotópicos do limite norte do Complexo Tamboril-Santa Quitéria - CE (Província Borborema). MSc Dissertation. Universidade de Brasília, p. 91.
- Thompson, D.T., 1982. EULDPH: a new technique for making computer assisted depth estimates from magnetic data. *Geophysics* 47, 31–37.
- Torquato, J.R., Nogueira Neto, J.A., 1996. Historiografia da região de dobramentos do Médio Coreá. *Rev. Bras. Geociências* 26, 303–314.
- Torquato, J.R., 1995. A geologia do Noroeste do Ceará (uma visão histórica). *Rev. Geol. (Fortaleza)*, Fortaleza 8, 5–183.
- Urquhart, T., 1988. Decorrugation of enhanced magnetic field maps. In: 58th Annual International Meeting. Society of Exploration Geophysicists, pp. 371–372. Expanded Abstracts.
- Van Schmus, W.R., Oliveira, E.P., Silva Filho, A.F., Toteu, F., Penaye, J., Guimarães, I.P., 2008. Proterozoic Links between the Borborema Province, NE Brazil, and the Central African Fold Belt. *Geological Society of London*, pp. 69–99. Special Publication, 294.
- Vauchez, A., Neves, S., Caby, R., Corsini, M., Egydio-Silva, M., Arthaud, M., Amaro, V., 1995. The Borborema shear zone system, NE Brazil. *J. South Am. Earth Sci.* 8, 247–266.
- Won, I.J., Bevis, M., 1987. Computing the gravitational and magnetic anomalies due to a polygon: algorithms and Fortran subroutines. *Geophysics* 52, 232–238.

INTERPRETAÇÃO E MODELAGEM
CONJUNTA DE DADOS MAGNÉTICOS E
GRAVIMÉTRICOS E DADOS
MAGNETOTELÚRICOS

Interpretation™

ARCHITECTURE OF THE INTRACONTINENTAL JAIBARAS RIFT, BRAZIL: MAGNETIC-GRAVITY JOINT MODELING AND MAGNETOTELLURIC DATA

Journal:	<i>Interpretation</i>
Manuscript ID:	Draft
Manuscript Type:	Geophysical modeling for interpreters
Date Submitted by the Author:	n/a
Complete List of Authors:	Pedrosa Junior, Nilo; Geological Survey of Brazil, Geology Vidotti, Roberta; Universidade de Brasília, Instituto de Geociências Fuck, Reinhardt; Universidade de Brasília, Instituto de Geociências Leopoldino Oliveira, Karen; Universidade Federal do Ceará, Laboratório de Geofísica Castelo Branco, Mariano; Universidade Federal do Ceará, Laboratório de Geofísica
Keywords:	modeling, magnetics, gravity, magnetotelluric, interpretation
Subject Areas:	Interpretive processing/modeling, EM/potential fields interpretation, Structural, stratigraphic, and sedimentologic interpretation

SCHOLARONE™
Manuscripts

ABSTRACT

This work presents a qualitative and quantitative interpretation of magnetic, gravity and magnetotelluric data in the Jaibaras Rift region, NW Ceará, Brazil, aiming to determine the internal architecture of the Jaibaras rift, and assess its evolution and interaction of the sedimentary package and igneous rocks of the basin with the sequences of Precambrian rocks of the crystalline basement and the overlying sedimentary units. The depth of the magnetic and gravity sources was estimated using 2D Euler deconvolution. 2.5D joint modeling of magnetic and gravity data in five sections across the main axis of the Jaibaras Rift were performed. Surface geology data, outcropping rock density measurements and geophysical information from previous work in the area were integrated to constrain modeling. The magnetic and gravity profiles of the Jaibaras Rift estimated sources up to 2.5 km depth. The 2.5D magnetic-gravity modeling used several blocks with different physical properties, showing complex configuration for the structural framework of the Jaibaras Rift, with a set of asymmetric grabens and horsts. The 2D magnetotelluric inversion shows that Jaibaras Rift is marked by low resistivity values, and maximum thickness (depocenter) of the sedimentary package reaches approximately 3 km. Low dipping conductive anomalies point to a feature that may represent a subduction zone in Ceará Central Domain.

Keywords: Potential field, Magnetotelluric, Magnetic-gravity 2D joint modeling, Rift geometry and evolution, Jaibaras Rift

INTRODUCTION

The Jaibaras Rift is located in the boundary between the Ceará Central and Médio Coreaú domains, in the northern portion of the Borborema Province,

1
2
3 northeastern Brazil (Fig. 1). The rift is characterized by a NE-SW elongated main axis,
4
5 and is about 120 km long and 3 to 15 km wide (Fig. 2). The structural control is related
6
7 to the northern part of the Transbrasiliano Lineament (Schobbenhaus *et al.*, 1975),
8
9 locally known as Sobral-Pedro II Shear Zone, with dextral strike-slip kinematics
10
11 (Almeida, 1998; Oliveira, 2001; Oliveira and Mohriak, 2003; Pedrosa Jr. *et al.*, 2015;
12
13 Fig. 1). The Jaibaras Rift formation is related to the tectogenetic process that separated
14
15 the Baltic and Laurentia plates of East Gondwana in the late Brasiliano/Panafricano
16
17 Orogeny (Bond *et al.*, 1984; Lieberman, 1997; Oliveira and Mohriak, 2003).
18
19

20
21 Potential methods have been applied in the study of rift basins, especially to
22
23 determine the geometry, thickness, and to identify structures that may hold mineral
24
25 resources. One example is the Mesozoic basins of the Brazilian continental margin,
26
27 leading producers of hydrocarbons in Brazil (Matos, 1992; Castro, 2011). Continental
28
29 rifts of the early Paleozoic, such as the Jaibaras Rift, can be economically important due
30
31 to possible formation of mineral deposits associated with several magmatic events that
32
33 acted concurrently or after its opening and filling, as for example, IOCG deposits (Paim
34
35 and Fonseca, 2004; Parente *et al.*, 2004; 2011; Santos *et al.*, 2013).
36
37

38
39 The contrasts between physical properties are the main parameters for
40
41 geophysical models to obtain better geological models. The main constraints of
42
43 potential methods are the ambiguity of the solutions, the presence of heterogeneous
44
45 sources and semi-infinite homogeneous bodies with weak potential field signatures
46
47 (Blakely, 1996; Castro, 2011; Saltus and Blakely, 2011). Some alternatives have been
48
49 used to reduce the number of solutions, such as determining the magnetic susceptibility
50
51 values and density of the outcropping rocks, information from other geophysical
52
53 methods, boreholes, Euler deconvolution data and modeling or joint inversion of
54
55
56
57
58
59
60

1
2
3 geophysical data (Blakely and Simpson, 1986; Xia and Sprowl, 1992; Ramadass *et al.*,
4
5 2006; Goussev and Peirce, 2010; Castro, 2011; Castro *et al.*, 2014).
6

7 Recently, Pedrosa Jr. *et al.* (2015) discussed and interpreted the
8
9 gammaspectrometric, magnetic and gravimetric signatures in the Jaibaras Rift region.
10
11 Geophysical products generated by the authors show regional structures with major NE-
12
13 SW and E-W geophysical lineaments for the Médio Coreaú Domain (MCD) and NE-
14
15 SW in Ceará Central Domain (CCD) (Figs. 1 and 2). The study was completed with 2D
16
17 and 3D Euler deconvolution data and 2D gravity modeling along a profile perpendicular
18
19 to the axis of the rift. The results show that the rift region is characterized by a denser
20
21 block that extends to the intermediate crust, whose edge faults show solutions that
22
23 converge to a semi-graben type structure. This paper, the continuation of Pedrosa Jr. *et*
24
25 *al.* (2015) work, reports on the 2.5D joint modeling of magnetic and gravimetric data
26
27 from five profiles across the main axis of the Jaibaras Rift (Fig. 2), and presents new
28
29 data from the magnetotelluric method.
30
31
32
33

34 Similar work involving joint modeling of magnetic and gravity data with using
35
36 information of seismic reflection sections and geophysical profile data of wells was
37
38 performed by Castro (2011) along profiles in the Cretaceous rift region of the Potiguar
39
40 Basin. The author also used 2D Euler deconvolution data to prepare the models and
41
42 correlated the geometry and depth data with similar regions in West Africa.
43
44

45 The main objective of this research is to determine the geometry, depth and
46
47 thickness of the Jaibaras Rift, its structural framework based on the distribution of
48
49 magnetic susceptibilities and densities from the 2.5D joint modeling of magnetic and
50
51 gravimetric data. It also proposes a geodynamic model for the current configuration of
52
53 the Jaibaras Rift. The study is enriched with 2D Euler deconvolution information of
54
55
56
57
58
59
60

1
2
3 potential and resistivity data derived from magnetotelluric surveys conducted in the
4
5 southern portion of the rift.
6
7

8 9 REGIONAL GEOLOGICAL CONTEXT AND JAIBARAS RIFT

10
11 The Jaibaras Rift (Fig. 2) is of Neoproterozoic-Cambro-Ordovician age and
12
13 occurs in Precambrian terrains of the Borborema Province. It is located on the boundary
14
15 between two distinct crustal domains: (1) Ceará Central (CCD), in the southeastern
16
17 portion of the area, characterized by the presence of medium- to high-grade
18
19 metamorphic rocks, the Ceará and Tamboril-Santa Quitéria complexes, representing,
20
21 respectively, Neoproterozoic supracrustal rocks sequences and its Archean-
22
23 Paleoproterozoic basement, and an extensive granite-migmatitic complex associated
24
25 with a continental magmatic arc (Fetter *et al.*, 2003), as well as syn-, late- and post-
26
27 tectonic plutonism; and (2) Médio Coreaú (MCD), limited to the southeast, by the
28
29 Sobral-Pedro II Shear Zone (SPIISZ in Fig. 2), which consists of gneissic
30
31 Paleoproterozoic basement rocks (Granja Complex), supracrustal Neoproterozoic
32
33 sequences, composed mostly of schists, gneisses and quartzites of the Martinópolis
34
35 Group, and intrusive granites with intrusions of gabbroic rocks (Meruoca and
36
37 Mucambo) located near volcano-sedimentary rocks of Eopaleozoic basins, such as the
38
39 Jaibaras Rift and Riacho Sairi Graben (Fig. 2). The Ubajara Group is characterized by
40
41 proximal and distal psammitic and pelitic lithofacies with interdigitated and lateral
42
43 passages of continental margin type. The Coreaú-Aroeiras dike swarm (CADS in Fig. 2)
44
45 consists of N80°E to E-W trending vertical dacite and rhyolite dikes, with eventual
46
47 xenoliths of basic rocks.
48
49
50
51
52

53
54 The stratigraphy of the Jaibaras Basin (Fig. 2) comprises two sequences, Alfa
55
56 Inferior (Ediacaran-Cambrian) represented by the Massapê, Pacujá and Parapuí
57
58
59
60

1
2
3 formations, and Alfa Superior (Cambro-Ordovician), including part of the Parapuí
4 Formation and the Aprazível Formation (Parente *et al.*, 2004). According to Oliveira
5 and Mohriak (2003), the end of the deposition would have been marked by the
6 beginning of sedimentation of the Parnaíba Basin in the Eosilurian (ca. 440 Ma). The
7 Meruoca Granite, dated at 523 ± 9 Ma (Archanjo *et al.*, 2009) and 541 ± 9 Ma (Santos
8 *et al.*, 2013) by the U-Pb zircon method, and the Mucambo Granite (532 ± 9 Ma, Fetter,
9 1999; Santos, 1999), are intrusive in the Alfa Inferior and Superior sequences (Parente
10 *et al.*, 2004). The Jaibaras Group comprises the following formations, from bottom to
11 top: a) Massapê Formation: consists of polymict conglomerate with arkosic matrix. The
12 angular and subangular shape of the clasts suggest proximal sources to the deposition
13 area. The clasts are composed of basement and Ubajara Group rocks (Mello, 1978;
14 Costa *et al.*, 1979); b) Pacujá Formation: consists of micaceous arkose sandstones,
15 micaceous shales and subordinate greywacke and conglomeratic layers. The rocks are
16 banded due to alternating fine-grained micaceous sandstone and arkose, sometimes
17 including greywacke layers (Gorayeb *et al.*, 1988; Quadros *et al.*, 1994); c) Parapuí
18 Formation: Costa *et al.* (1973) comprises a complex suite of bimodal magmatic rocks,
19 including extensive lava flows, pyroclastic rocks and subvolcanic dikes and sills. The
20 formation is cut by the Eopaleozoic Meruoca and Mucambo granite intrusions (Fig. 2).
21 The relationship is proven by the existence of xenoliths of andesites partially
22 assimilated on the slopes of Meruoca granite (Gorayeb *et al.*, 1988; Almeida, 1998); d)
23 Aprazível Formation: occurs along rift faults and steep reliefs, discordantly covering the
24 rocks of Massapê, Pacujá, Parapuí formations (Costa *et al.*, 1979). The main rocks of
25 this formation are polymictic conglomerates with rock fragments of the Massapê,
26 Pacujá and Parapuí formations and basement rocks.
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60

1
2
3 The rift evolution is revealed partly by the stratigraphic sequences that crop out
4 on the rift edges or that were drilled for exploration wells (Oliveira and Mohriak, 2003).
5
6 Typical protorift generation is proposed for the basin due to its formation by fragile
7 reactivation processes along Precambrian crustal weaknesses zones. The rift
8 development is also established from four magmatic events related to continental
9 rifting, separated temporally and spatially (Oliveira, 2001). The Coreaú-Aroeiras dike
10 swarm (Fig. 2), of apparent Ediacaran age, is the initial opening stage of the rift. The
11 Rb-Sr geochronological data on whole rock of the dykes indicate ages of 605 ± 31 Ma
12 (Brito Neves *et al.*, 1978), 580 ± 30 Ma (Novais *et al.*, 1979) and 562 ± 10 Ma (Tavares
13 Jr. *et al.*, 1990). In the Cambrian, basin sedimentation was accompanied by considerable
14 volume of essentially basic magma, represented by the rocks of the Parapuí Formation.
15 The K-Ar radiometric dating on whole rock show ages of 502 ± 8 Ma; 478 ± 6 Ma
16 (Novais *et al.*, 1979) and 469 ± 13 Ma (Mizusaki and Saracchini, 1990) and U-Pb zircon
17 age of 535.6 ± 8.5 Ma (Garcia *et al.*, 2010). Subsequently, there was the passive
18 intrusion of the Mucambo and Meruoca plutons (Fig. 2).
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39

GEOPHYSICAL DATA

Magnetic Data Analysis

40
41
42 Aeromagnetic data (Fig. 3a) were provided by the Geological Survey of Brazil
43 (CPRM), as digital files from the Novo Oriente and Norte do Ceará projects, which
44 were acquired in 2006 and 2008/2009, respectively. Both datasets have the same
45 technical characteristics: 0.1 s sampling interval for the magnetic data, 100 m nominal
46 flight height, N-S flight lines spaced 0.5 km, and E-W tie lines spaced 10 km (CPRM,
47 2006, 2009). Databases underwent quality control, and problems related to survey flight
48 height and data leveling of the two projects were solved. The magnetic data were
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60

1
2
3 interpolated by the bi-directional method - BIGRID (Geosoft, 2013) in 125 m square
4
5 cell. The magnetic profiles for 2D modeling were extracted from the magnetic grid,
6
7 with 100 m sampling space.
8

9
10 The aeromagnetic data were filtered using microlevelling - Butterworth and
11
12 Cosine Directional type filters, horizontal and vertical derivative of 1st order of the
13
14 anomalous magnetic field amplitude and phase of the analytic signal to increase the
15
16 signal/noise ratio and highlight specific characteristics of the magnetic sources
17
18 (Nabighian, 1984; Urquhart, 1988; Minty, 1991; Cordell *et al.*, 1992; Roest *et al.*,
19
20 1992).
21

22
23 Fig. 3a shows the map of magnetic anomalies of the Jaibaras Rift structural
24
25 framework, displaying complex configuration and extensive NE-SW, NW-SE and E-W
26
27 magnetic alignments. The Médio Coreaú domain (MCD in Fig. 3a) has a pattern of
28
29 elongated E-W anomalies with NE-SW inflections and disturbed magnetic field. On the
30
31 other hand, the Ceará Central domain (CCD in Fig. 3a) is dominated by intermediate
32
33 magnetic values and relatively quiet magnetic field.
34

35
36 According to Pedrosa Jr. *et al.* (2015), the region can be divided into 11
37
38 magnetic domains bounded by the changing values of the anomalous magnetic field and
39
40 amplitude of the analytical signal. The Jaibaras Rift has its magnetic signature marked
41
42 by negative anomalies of less than 8 km wavelength, and N50°E preferential and E-W
43
44 subordinate lineaments (Fig. 3a). The authors associate the high amplitude of the
45
46 analytic signal and asymmetrical anomalies with the volcanic rocks of the Parapuí
47
48 Formation, and suggest new information about the metallogenic potential the basin
49
50 offers, such as the IOCG deposits (Iron Oxide-Copper-Gold).
51
52

53 54 55 56 **Gravity data** 57 58 59 60

1
2
3 The study area has sparse terrestrial gravity coverage, with approximately 670
4 measurement stations, concentrated along the main access roads, spaced from 1 to 5 km
5 (Fig. 3b), surveyed by universities and public institutions in Brazil (Beltrão, 1989;
6 Osako *et al.*, 2011). In addition to these data, 471 new gravity stations were acquired
7 using a digital SCINTREX CG-05 gravimeter. Fig. 3b shows the distribution of
8 previous gravity stations and the newly acquired stations, spaced between 0.5 and 1 km.
9 The gravity data were interpolated using the kriging method (Geosoft, 2013) in 1 km
10 square cell (Pedrosa Jr. *et al.*, 2015).
11
12
13
14
15
16
17
18
19

20 The acquired gravity data were adjusted for tide effects, instrumental drift and
21 latitude, and the Bouguer and free air anomalies were calculated. The complete Bouguer
22 anomalies map of the Jaibaras Rift structural framework was produced after the data
23 from both previous and newly acquired stations were integrated and corrected for the
24 terrain effects of each station. The power spectrum of the gravity signal was generated
25 to separate spectrally the shallow and deep sources, causative of gravity anomalies. The
26 regional and residual components of the gravity field were separated using a regional-
27 residual separation filter, based on the Gaussian distribution of gravity data in relation
28 to its depth. The filter is a mathematical operator that acts as low-pass or high-pass of
29 chosen signal frequencies based on the power spectrum in the wave number domain.
30 The standard deviation of the Gaussian function used was 0.04 rad/km, representing the
31 approximate wavelength cutoff of 25 km (Pedrosa Jr. *et al.*, 2015). The map of residual
32 anomalies highlights the gravity response of shallower crustal heterogeneities (Fig. 3b).
33 The gravity profiles for 2D modeling were established from the residual anomaly,
34 spaced 100 m.
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52

53 The Residual Bouguer Anomalies Map is represented by negative and positive
54 anomalies from medium to long wavelength (> 10 km), mainly NE-SW trending and
55
56
57
58
59
60

1
2
3 values ranging from -8.9 to 10.6 mGal. The lineaments are preferably NE-SW, while
4
5 2nd order lineaments are NW-SE and E-W (Fig. 3b). Most of the Jaibaras Rift is
6
7 characterized by rounded positive gravity anomalies, with wavelength shorter than 10
8
9 km. This signature results from the significant volume of magmatic rocks (Parapuí
10
11 Formation), especially in the northern part of the rift. The strong contribution of these
12
13 rocks to the local gravity field masks partially the portion of the gravity field of the
14
15 sedimentary package of the Jaibaras Rift. This problem was overcome and minimized
16
17 by the joint modeling of magnetic and gravity data.
18
19

20 21 22 23 **Magnetotelluric data**

24
25 The magnetotelluric (MT) and transient electromagnetic (TDEM) data were
26
27 acquired in the southern portion of the Jaibaras Rift to support the joint 2D gravity and
28
29 magnetic modeling and reduce ambiguity, increasing the number of physical parameters
30
31 observed in the region. Seven stations were acquired along an approximate 20 km long
32
33 profile, spaced 3.5 km (Fig. 2). The stations are approximately parallel to profile 5 (P5
34
35 in Fig. 2).
36
37

38
39 The magnetotelluric method is an electromagnetic technique in the frequency
40
41 domain which involves simultaneous measurements on the Earth's surface of temporal
42
43 variations of magnetic and electric fields in orthogonal directions, as a function of the
44
45 incidence of plane electromagnetic waves generated at infinity (Cagniard, 1953;
46
47 Simpson and Bahr, 2005). The objective is to estimate the resistivity/conductivity
48
49 distribution features in the subsurface. The magnetotelluric data were acquired using
50
51 induction coils to determine the magnetic field with a wide frequency range - 0.00025 to
52
53 10 Hz and non-polarized lead chloride electrodes (PbCl) to measure the induced electric
54
55 field (mV/m). The survey implemented the "cross configuration arrangement" (Simpson
56
57
58
59
60

1
2
3 and Bahr, 2005). The directions used are to the magnetic north, Hx and Ex; and east Hy,
4
5 and Ey; and to the center of the Earth, Hz. The two electric dipoles were spaced 100 m,
6
7 while the induction coils were spaced 3-5 m. The preprocessing of the data consisted of
8
9 quality control analysis. Therefore, spurious data were excluded from the time series of
10
11 each component of the electric and magnetic fields (Ex, Ey, Hx, Hy) for each acquired
12
13 station. This processing was performed using the Mapros software of Metronix. The
14
15 electrodes, coils and acquisition stations (ADU's) are from Metronix, Germany. The
16
17 TDEM equipment and accessories are from the AEMR (Applied Electromagnetic
18
19 Research, Netherlands).
20
21
22

23 The TDEM electromagnetic survey adopted a 100 m square loop for each station
24
25 to correct the "static shift" effect of the electric field, i.e., the displacement of the
26
27 apparent resistivity of the Ex and Ey fields due to galvanic currents occurring near the
28
29 surface that influence the magnetotelluric measurements (Simpson and Bahr, 2005). All
30
31 acquired MT data were corrected for this effect and then followed the inversion
32
33 procedures.
34
35

36 The magnetotelluric 1D models were established for three and four layers with
37
38 different thickness and resistivity values for each of the layers of the 7 stations. The fit
39
40 between the observed and calculated data by the Occam inversion (Constable *et al.*,
41
42 1987) had Root Mean Square value (RMS) lower than 10%. The geoelectrical strike of
43
44 45°Az was incorporated to the data, corresponding to the tectonic structure of the rift
45
46 framework. The model with the resistivity distribution in the subsurface in the southern
47
48 portion of the Jaibaras Rift (Fig. 4a) was generated from the Occam inversion
49
50 algorithm with 2D performance (de Groot-Hedlin and Constable, 1990). The joint
51
52 inversion procedure for magnetotelluric data was performed with the TE modes
53
54
55
56
57
58
59
60

1
2
3 (transverse electric) and TM (transverse magnetic) by softness link. The model was
4
5 generated after 30 iterations, with RMS error of 4.08.
6
7

8 9 10 2D EULER DECONVOLUTION

11 The Euler deconvolution is a semi-automatic technique used to interpret the
12 positions and depths of anomalous sources in magnetic and gravity data (Nabighian,
13 1972; Thompson, 1982; Reid *et al.*, 1990). It was adopted to establish links for the
14 magnetic and gravimetric joint modeling in sections across the Jaibaras Rift (Figs. 2 and
15 3). The residual magnetic and gravity sources were estimated using the horizontal and
16 vertical derivatives of the magnetic and gravity fields, respectively (Thompson, 1982;
17 Reid *et al.*, 1990). The structural index indicates source geometry. It is an exponential
18 factor expressing the fall-off of the field strength versus distance from source (Barbosa
19 and Silva, 2005). The degree of complexity or geometry of the magnetic source has
20 indexes ranging from 0 to 3, the higher this value, the greater the three-dimensionality
21 of the solution (Reid *et al.*, 1990). Tab. 1 shows the correlation between structural
22 indices ranging from 0 to 3 and their associated sources geometries (Reynolds, 1997).
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37

38 Fig. 5 shows the residual magnetic and gravity anomalies and Euler solutions
39 clouds generated with structural indices 0 and 1 in the five geophysical profiles (P1 to
40 P5) in the Jaibaras Rift region. The significant difference between the wavelengths of
41 magnetic and gravity anomalies leads to the assumption that the magnetic data sources
42 are shallower than the gravity data sources. The results show Euler solutions clouds
43 ranging between 0 and 5 km deep, for the uppermost part of the Earth's crust. In general,
44 these clouds show very consistent variations along the structural framework of the
45 Jaibaras Rift (Fig. 5), showing the complexity of the rift geometry and even the
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60

1
2
3 interfering sources associated with the basement rocks and volcanic sequences (Figs. 2
4
5 and 5).
6

7
8 For example, a more detailed analysis of profile 2 (P2 in Fig. 5) shows that the
9
10 Jaibaras Rift boundaries are very well marked by the Euler solutions, specifically
11
12 solutions generated in gravimetric data, approximately between 15 and 25 km from NW
13
14 border of the profile, marking the western and eastern boundaries, respectively. The
15
16 magnetic data solutions are shallower and may reflect the contact and/or dikes
17
18 associated with physical property variation between sedimentary and volcanic rocks of
19
20 the rift. In turn, the residual gravity anomaly solutions have a strong relationship with
21
22 the rift boundary faults and the internal geometry, and a well characterized graben form
23
24 structure. The contact between the rift and the basement along P2 can be delineated at
25
26 the maximum depth of 2 km. Cloud solutions with structural index 1 extend to greater
27
28 depths, and are possibly associated with faults and dikes filled with higher magnetic
29
30 susceptibility and density material.
31
32
33
34
35

36 2.5D MAGNETIC-GRAVITY JOINT MODELING

37
38 The joint modeling of magnetic and gravity data was performed using the GM-
39
40 SYS platform (GM-SYS, 2004) of the Oasis MontajTM package from Geosoft, based on
41
42 the algorithms developed by Talwani *et al.* (1959), Talwani and Heirtzler (1964) and
43
44 Won and Bevis (1987). The magnetic and gravity modeling is performed by iterative
45
46 methods or automated techniques using data inversion procedure (Marquardt, 1963).
47
48 The implementation of the algorithm in a computer program was developed by the
49
50 USGS SAKI (Webring, 1985). The user estimates the depth of one or more interfaces
51
52 that separate geological media with different densities and magnetic susceptibilities. To
53
54 this end, the calculated values of the magnetic and gravity anomalies are compared and
55
56
57
58
59
60

1
2
3 adjusted to the observed values, this being determined by the contrast of the physical
4
5 properties and geometry of the sources. The joint modeling aims to reduce the
6
7 ambiguity of solutions inherent to potential methods, and to use magnetotelluric data
8
9 and estimated depths based on 2D Euler deconvolution.
10

11 12 13 RESULTS AND DISCUSSION 14

15
16 Density tests were conducted on the rocks that crop out in the rift region, so the
17
18 values could be inserted in the gravity profiles. The average densities of the sedimentary
19
20 rocks of Massapê, Pacujá and Aprazivel Formations ranged from 2500 to 2650 kg/m³,
21
22 while the densities of the volcanic rocks of the Parapuí Formation are higher and ranged
23
24 from 2850 to 2900 kg/m³. The gneisses and migmatites of the Granja Complex have
25
26 average values of 2760 kg/m³ and the metasedimentary rocks of the Martinopole and
27
28 Ubajara groups have average densities of 2650 and 2600 kg/m³, respectively. The
29
30 densities of the supracrustal rocks of the Ceará Group range from 2650 to 2730 kg/m³.
31
32 The densities of the Meruoca and Mucambo Granites are about 2600 kg/m³, and
33
34 gabbroic rocks, 2850 kg/m³.
35
36
37

38
39 According to Pedrosa Jr. *et al.* (2015), the Moho interface presents smooth NW
40
41 to SE dip, with a thickening crust in the Ceará Central Domain region (CCD in Figs. 1
42
43 and 2). The rift area is marked by gentle upward buldge of the upper mantle, whose
44
45 boundary between the lower-middle and middle-upper crusts are around 23 km and 12
46
47 km, respectively. The models were determined from separating blocks of different
48
49 magnetic susceptibilities and densities in the upper crust, while the limits between the
50
51 main geological units of each block were associated to shear zones or vertical and
52
53 subvertical faults.
54
55
56
57
58
59
60

Magnetotelluric Data Analysis

The inverted 2D magnetotelluric section (Fig. 4) has resistivity values ranging from about 30 to 8000 $\Omega\cdot\text{m}$, represented by cold and warm colors, respectively, for a 10 km investigation depth. The geological units of the Jaibaras Rift are marked by lower resistivity values (30-200 $\Omega\cdot\text{m}$) in depth, and contact the basement rocks at maximum depth of 3 km (depo-center) (Fig. 4b). The Mucambo Granite is very resistive and the Café-Ipueiras edge fault (CIF in Fig. 2) is not well defined in the model due to the spacing of the stations and the link adopted in the inversions, so its interpretation is based on the geological mapping data. This problem can be overcome in the future by increasing station density along the profile. The resistivity of Ceará Central Domain ranges between 1000 and 8000 $\Omega\cdot\text{m}$ (Fig. 4). The Cariré granulites are exposed in this area. Some discontinuities/faults are interpreted in the model (Fig. 4b). A lower anomalous resistivity zone (lighter yellow zone) is highlighted, with an approximate 25°SE gentle dip (Fig. 4b). This feature may be associated with the suture or subduction zone already mentioned in previous studies (Fetter *et al.*, 2003; Padilha *et al.*, 2014). The magnetotelluric section and the 2D Euler deconvolution data served as *a priori* information to determine the blocks in the combined modeling/inversion of the magnetic and gravity profiles, mainly in profile 5 (Fig. 8).

2.5D magnetic-gravity joint modeling

The five magnetic and gravity profiles are approximately 25 to 50 km long, with NW-SE trend, transversal to the main axis of the Jaibaras Rift (Fig. 2). The objective of the joint modeling study is to seek the geophysical configuration of the shallower crustal levels (Upper Crust: ≤ 5 km) of the structural framework of the Jaibaras Rift, based on contrasts of the physical properties of the magnetic and gravimetric methods.

1
2
3 Modeling aimed at better characterize the rift in the upper portion of the crust. The
4
5 results of the physical models indicate the geometry and heterogeneity of the rift, as
6
7 well as major lithostratigraphic units in the border region between the Médio Coreaú
8
9 and Ceará Central areas. The initial models were created based on information, such as
10
11 geological mapping (Cavalcante *et al.*, 2003), magnetotelluric data, 2D Euler
12
13 deconvolution (Fig. 5), density data on sampled rock outcrops and regional studies in
14
15 the Parnaíba Basin that identified features associated with grabens or rifts using seismic
16
17 reflection and refraction, gravity and magnetotelluric methods (Oliveira and Mohriak,
18
19 2003; Conceição *et al.*, 2009; Soares *et al.*, 2010; Osako *et al.*, 2011; Castro *et al.*,
20
21 2014; Daly *et al.*, 2014; Padilha *et al.*, 2014).

22
23
24
25 The geophysical models developed from the 2D gravity and magnetic joint
26
27 modeling/inversion were defined by the contrasts of magnetic susceptibility and density,
28
29 depth and thickness of several blocks created in the upper portion of the upper crust
30
31 (<12 km). The magnetic and gravity profiles 1, 2, 3, 4 and 5 with the observed and
32
33 calculated anomalies, and the respective models of blocks for a depth of up to 5 km are
34
35 shown in Figs. 6, 7, 8, 9 and 10, respectively. The blocks names have three digits, the
36
37 first is the geophysical profile; the second, the crustal domain; and, the third, the
38
39 modelled block (for example, 1M2, 4C5 and 2J3 in figs. 6b – Tab. 2, 7b – Tab. 3 and 8b
40
41 – Tab. 4, respectively). The crustal domain, the geological unit, the rock type and
42
43 gravity and magnetic properties of each block are shown in Tabs. 2 to 6. The data fitting
44
45 errors between the calculated and observed values for the five profiles were given by the
46
47 method of least squares, and ranged from 18.12% to 24.27% for the magnetic data, and
48
49 from 0.13% to 0.18% for the gravimetric data. The fitting of the magnetic data is poorer
50
51 compared to gravity data, which can be explained by the more complex behavior of the
52
53 magnetic field vector (Ramadass *et al.*, 2006; Backe *et al.*, 2010;. Castro, 2011).
54
55
56
57
58
59
60

1
2
3 Remnant magnetization data were not considered due to lack of information of these
4
5 data in the region of the Jaibaras Rift (Fig. 3).
6

7 Profile 1, located in the northeast part of the rift, is about 25 km long (P1 in Fig.
8
9 2). The magnetic anomalies exhibited range from -265 to 18 nT while the residual
10 gravity anomaly varies between -2.6 and 1.6 mGal (Fig. 6a). The geophysical model
11 obtained from the joint modeling of P1 shows 45 blocks with different values of density
12 and magnetic susceptibility (Fig. 6b and Tab. 2). The data fitting errors were 12.18 and
13 0.13% for the magnetic and gravity data, respectively (Fig. 6a).
14
15
16
17
18
19

20 Profile 2 is approximately 35 km long (P2 in Fig. 2). The magnetic anomaly
21 varies from -560 to 241 nT, while the residual gravity anomaly ranges from -2.5 to 2.5
22 mGal (Fig. 7a). A total of 41 blocks were designed to fit the calculated to the observed
23 anomalies in P2 (Fig. 7b and Tab. 3). The fitting errors were 23.95% and 0.15% for the
24 magnetic and gravimetric curves, respectively (Fig. 7a).
25
26
27
28
29
30

31 Profile 3 is about 40 km long in the central part of the rift (P3 in Fig. 2). The
32 magnetic anomaly reveals sharp gradients ranging from -270 to 80 nT. On the other
33 hand, gravimetric anomaly has longer wavelength, varying from -2.7 to 2.5 mGal (Fig.
34 8a). The geophysical model for P3 has 39 blocks (Fig. 8b and Tab. 4); and the fitting
35 errors were 24.27 and 0.14% for the magnetic and gravimetric data, respectively (Fig.
36 8a).
37
38
39
40
41
42
43
44

45 Profile 4 is the longest with approximately 50 km (P4 in Fig. 2). The magnetic
46 anomalies display higher frequency and shorter wavelength, ranging from -201 to 24 nT
47 and residual gravity anomaly with longer wavelength values ranging from -4.4 to 5.1
48 mGal (Fig. 9a). The model has 39 blocks with different values of density and magnetic
49 susceptibility (Fig. 9b and Tab. 5). The fitting errors for the magnetic and gravity
50 anomalies were 20.89 and 0.13%, respectively (Fig. 9a).
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60

1
2
3 Profile 5, located in the southern rift portion, is 40 km long (P5 in Fig. 2). The
4 magnetic anomaly is characterized by a range of values ranging from -150 to 53 nT,
5 while the residual gravity anomaly ranges from -5.6 to 5.1 mGal (Fig. 10a). The
6 geophysical model obtained for P5 has 48 blocks (Fig. 10b and Tab. 6), which were
7 aided by the magnetotelluric data acquired nearby P5 (Figs. 2 and 4). The final fitting
8 errors were 13.55 and 0.16% for the magnetic and gravimetric data, respectively (Fig.
9 10a).

20 **Geological models**

21
22 The geological models were developed based on 2.5D joint modeling of the
23 magnetic and gravity data, in the magnetotelluric section in the southern portion of the
24 Jaibaras Rift, in addition to geological field data and other data available in the literature
25 (Cavalcante *et al.*, 2003; Santos *et al.*, 2002, 2008; Amaral, 2010; Araújo *et al.*, 2014;
26 Pedrosa Jr. *et al.*, 2015). The geological models for the five profiles perpendicular to the
27 main axis of the Jaibaras Rift are shown in Fig. 11.

28
29 The portion of the upper crust below the Jaibaras Rift presents a very
30 heterogeneous Paleoproterozoic basement, marked by denser rocks and more disturbed
31 magnetic field represented by orthogneiss with mafic and felsic dikes, which are related
32 to the Parapuí Formation of the Jaibaras Group (2 in Fig. 11). This crustal segment is
33 separated by important geological and structural discontinuities, whose evolution was
34 responsible for the Jaibaras Rift (Sobral-Pedro II Shear Zone and Café-Ipueiras Fault;
35 SPIISZ and CIF in Figs 2 and 11). The crystalline basement of the Médio Coreaú
36 Domain consists of orthogneiss and granulites of the Granja Complex, characterized by
37 higher densities and strong magnetic field (1 in Fig. 11). On the other hand, the
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60

1
2
3 Paleoproterozoic basement of the Ceará Central Domain comprises more homogeneous
4
5 and less dense orthogneiss with less intense magnetic field (3 in Fig. 11).
6

7 The profiles/transects were analyzed separately due to striking lithological
8
9 variation and heterogeneity of the geological units observed along the structural
10
11 framework of the Jaibaras Rift.
12

13
14 In the first 7 km of P1 (Fig. 11), there is an outcrop of gneiss and migmatite
15
16 from the Granja Complex and supracrustal sequences of the Martinópolis Group, no
17
18 deeper than 3 km. Between 7 km and 17.5 km, there is an outcrop of rocks of the
19
20 Jaibaras Rift while polymict breccia of Massapê Formation, basalts and gabbros of the
21
22 Parapuí Formation along the boundary/edge faults, and sandstones of the Pacujá
23
24 Formation are observed in the central part of the rift. The sedimentary rocks of the
25
26 Jaibaras Rift are approximately 1.7 km thick in the P1 profile area. In the final part,
27
28 along the SPIISZ (Fig. 2 and P1 in Fig. 11), there is an outcrop of sandstones and
29
30 conglomerates of the Serra Grande Group of the Parnaíba Basin about 1 km thick.
31
32 These values are compatible with depths found by Carvalho (2003) using gravity data
33
34 and shallow seismic refraction. Southeastwards, the Neoproterozoic supracrustal
35
36 sequences of the Ceará Complex - Canindé and Independência units are represented by
37
38 metatexites with amphibolites, close to 5 km deep (P1 in Fig. 11).
39
40
41
42

43 The first 14 km of P2 (Fig. 11) are characterized by the rocks of the Granja
44
45 Complex (up to 2 km) and metasedimentary sequences (gneiss, schist and quartzite) of
46
47 the Martinópolis Group. The rock package of the Martinópolis Group has thickness
48
49 ranging between 0.5 and 3.2 km, is very deformed and controlled by several Brasiliano
50
51 shear zones (Fig. 2 and P2 in Fig. 11). The Jaibaras Rift region is between 14 km and
52
53 23.5 km of P2. At the beginning, there is an outcrop of sedimentary rocks, whereas at
54
55 the end, volcanic rocks of Parapuí Formation crop out along the SPIISZ. The
56
57
58
59
60

1
2
3 sedimentary package has a maximum thickness of about 1.6 km, while the basalt flows
4
5 are less than 0.3 km thick (P2 in Fig. 11). Similar to P1, at the end of P2, rocks of
6
7 Canindé and Independência units display sub-horizontal dips, and are between 1 and 3
8
9 km deep, with some discontinuities associated with indiscriminate shear zones and
10
11 metabasic rocks (P2 in Fig. 11).
12

13
14 In the initial 16.5 km of P3 (Fig. 11), an outcrop of gabbroic rocks and granite of
15
16 the Meruoca Pluton is observed. This crustal segment has maximum thickness of about
17
18 3.8 km. Similar thicknesses have been calculated from gravity and seismic refraction
19
20 data and modelled by Osako *et al.* (2003) and Soares *et al.* (2010), respectively. P3 is
21
22 the region where the Jaibaras Rift is the narrowest, approximately 5 km wide. In this
23
24 section, an outcrop of gabbro dikes of the Parapuí Formation is observed, along the
25
26 boundary faults and a less representative sedimentary sequence of the Pacujá and
27
28 Aprazivel formations. In this area, the thickness of the modeled sedimentary package is
29
30 about 1 km and the basalt flows extend up to 1.3 km deep (P3 in Fig. 11). From 21.5 km
31
32 onwards, Neoproterozoic supracrustal rocks of the Ceará Complex crop out. In this area,
33
34 several Brasiliano and indiscriminate shear zones impart more vertical disposition to the
35
36 units, which are distributed at depths of up to 3 km.
37
38
39

40
41 From the beginning to the 22 km of P4 (Fig. 11), low-grade sandstones and
42
43 limestones of the Ubajara Group are exposed, cut by Coreaú-Aroeiras dikes (CADS in
44
45 Fig. 2). The anchimetamorphic sequences are deeper along the northwest portion of the
46
47 rift, about 2.5 km thick, and less than 1.5 km near the CADS, formed of narrow, vertical
48
49 to subvertical dikes. The rocks of the Jaibaras Rift crop out between 22 km and 34.5
50
51 km. The sedimentary package thickness ranges from 1.5 to 2 km, and is represented by
52
53 an asymmetric set of grabens and horsts. In this area, the rocks of the Parapuí Formation
54
55 are less abundant on the surface, occurring preferentially as dikes along the Café-
56
57
58
59
60

1
2
3 Ipueiras fault (P4 in Fig. 11). The final part of P4 is marked by the presence of high-
4
5 grade metamorphic rocks, including Cariré granulites, metatexite and amphibolite of the
6
7 Canindé unit, 2 to 3 km thick, cut by a set of vertical to subvertical NE-SW shear zones.
8

9
10 At the beginning of P5 (Fig. 11), low-grade metamorphic rocks from the Ubajara
11
12 Group are exposed, affected by thrust and fault zones (Fig. 2). The metasedimentary
13
14 package in this area is about 1.6 km thick. Slate was turned into hornfels next to the
15
16 Mucambo intrusion. Between 3.5 km and 15.5 km in P5, the Mucambo granite is
17
18 exposed, between 1.5 and 3 km deep. From 15.5 km to 27 km, sedimentary rocks of the
19
20 Pacujá and Aprazível formations of the Jaibaras Basin and sandstones and
21
22 conglomerates of the Serra Grande Group of the Parnaíba Basin is exposed. A set of
23
24 grabens and horsts is proposed for this area, with maximum thicknesses of about 3 km
25
26 (P5 in Fig. 11). Thicknesses were estimated in agreement with the analysis of the
27
28 magnetotelluric data near P5 (Fig. 4). Basaltic flows in subsurface were also proposed,
29
30 based on the magnetic and gravity anomalies. The final portion of the profile is
31
32 characterized by Cariré granulite and metatexite of the Canindé unit, which are over 5
33
34 km deep (P5 in Fig. 11).
35
36
37
38
39

40 41 **Geodynamic evolution and tectonic considerations**

42
43 At the end of the Neoproterozoic Brasiliano Orogeny, extensional processes
44
45 started to work at the border between the Médio Coreaú and Ceará Central domains
46
47 (Fig. 1), in the northern Borborema Province. According to Almeida (1998), the initial
48
49 stage of the opening of the Jaibaras Rift was due to transtensional efforts, with
50
51 horizontal σ_1 and σ_3 tensors of E-W and N-S trends, respectively, and vertical σ_2 .
52
53 These tensors were responsible for the generation and development of the E-W trending
54
55 extensional fractures that make up the Coreaú-Aroeiras dike swarm (CADS in Fig. 2).
56
57
58
59
60

1
2
3 These dikes represent the magmatic event precursor of the opening of the Jaibaras Rift
4
5 (Almeida, 1998; Oliveira, 2001; P4 in Fig 11 and Step 1 in Fig. 12).
6

7 The beginning of the Cambrian is marked by the initial rifting process, with the
8
9 development of the rift boundary faults, Café-Ipueiras at NW and Sobral-Pedro II Shear
10
11 Zone to SE (CIF and SPIISZ in Figs. 2 and 12). This stage is characterized by proximal
12
13 sedimentation, with the deposition of immature sediments represented by polymictic
14
15 conglomerates of the Massapê Formation (Step 2 in Fig. 12). Expansion of the rifting
16
17 led to sediment deposition in more distal portions of the basin, including sandstones,
18
19 argillites, siltstones and shales of the Pacujá Formation. The brittle process was also
20
21 responsible for generating the internal faults in rift region (Step 3 in Fig. 12).
22
23

24 The Jaibaras rift evolves by propagation of fractures down to the base of the
25
26 crust, allowing magma of varying composition (basalt and rhyolite) to ascend to the
27
28 surface and spread along the major axis of the rift. Lahar-type process also occur due to
29
30 mixing of pyroclastic material with water, sediment and rocks of the Precambrian
31
32 basement in valleys or steep reliefs, which is then deposited in lower energy
33
34 environments through gravitational mass movements. Breccia and polymictic
35
36 conglomerates are the products of this process and correspond to the Aprazível
37
38 Formation. The opening and filling of the rift is complemented with the generation of
39
40 space allowing the intrusion of granite bodies and gabbroic rocks (Step 4 in Fig. 12).
41
42
43
44

45 Finally, variations in the stress field of the region caused filling of extensional
46
47 NW-SE fractures with basaltic material. Non-filled reverse faults are observed in the
48
49 northern and central part of Jaibaras Basin and in the Ubajara Group region (Fig. 2).
50
51 Such features are observed in the maps of magnetic anomalies (Fig. 3a) and in field
52
53 geological surveys (Pedrosa Jr. *et al.*, 2015). A certain tectonic stability is characterized
54
55 in the region after the Cambrian. The current configuration of the Jaibaras Rift is
56
57
58
59
60

1
2
3 represented by its most basal portion, i.e., post-Cambrian erosional processes caused
4
5 only the "root" of the rift to be left, with average thickness of 1.5 km (Fig. 11 and Step 5
6
7 in Fig. 12).
8

9
10 Evidence of boundary faults reactivation has been discussed in some studies, in
11
12 relation to recurring earthquakes along the rift axis and in the Meruoca Granite region.
13
14 These events have trend approximately E-W and are associated with lineaments or
15
16 discontinuities of 2nd order (Oliveira *et al.*, 2010; Moura *et al.*, 2014). The magnetic
17
18 and gravity data corroborate this assertion, given the persistent distribution of E-W
19
20 trending lineaments in the rift region and in the Meruoca Granite (Fig. 3).
21
22

23 Despite of the low lateral resolution of the magnetotelluric data in the region, it
24
25 is possible to clearly establish the limits of the Jaibaras Rift, even if the nature of the
26
27 Transbrasiliano Lineament or Sobral-Pedro II Shear Zone is still poorly understood.
28
29 Lower resistivity anomalies with low-angle and SE dip suggest the existence of either
30
31 subduction or a suture zone starting at 2.5 km deep (Fig. 4). However, in the shallower
32
33 part, where the rift is located, the anomalies are narrower and more vertical. Probably,
34
35 this region of the SPIISZ corresponds to the brittle structure that was responsible for
36
37 opening the basin.
38
39
40
41
42

43 CONCLUSIONS

44
45 The magnetic and gravity signatures of the Jaibaras Rift are marked by negative
46
47 and positive anomalies, respectively. The magnetic anomaly has short wavelengths (<5
48
49 km), while the residual gravity anomaly has wavelengths longer than 10 km in the rift
50
51 region (Fig. 3). The main geophysical lineaments have a NE-SW trend while the
52
53 secondary lineaments follow the E-W trend. This behavior of the magnetic and gravity
54
55
56
57
58
59
60

1
2
3 fields is associated, to a large extent, with the important and representative contribution
4
5 of the volcanic rocks from the Parapuí formation along the rift.
6

7 The results from the fitting of the magnetic and gravimetric curves observed and
8
9 calculated by the joint modeling were satisfactory, and the error resulting from the
10
11 method of least squares was on average approximately 20% for the magnetic data and
12
13 0.15% for the gravimetric data. The greater error for the fitting of the magnetic data is
14
15 assigned to a larger number of shallow magnetic sources with different magnetic
16
17 susceptibility values, since no magnetic susceptibility measurements were conducted on
18
19 surface rock samples.
20
21

22 The geological models created from the joint modeling in the five magnetic-
23
24 gravity profiles represent the internal structure of the Jaibaras Rift and the structural
25
26 framework of the upper portion of the upper crust (≤ 5 km). The magnetotelluric section
27
28 allowed deeper investigation, and discontinuities associated with resistivity variations of
29
30 geological units were detected up to 10 km deep.
31
32

33 The Jaibaras Rift region is marked by a very complex internal structure, with
34
35 discontinuous sequence of grabens and horsts, and significant volume of volcanic rocks
36
37 on the surface and subsurface. The sedimentary packages with volcanic rift sequences
38
39 have variable thicknesses, from 1 to 3 km (Fig. 11). These rock units are controlled by
40
41 listric normal faults that developed from older discontinuities, such as the
42
43 Transbrasiliano lineament, regionally represented by the Sobral-Pedro II shear zone.
44
45 The magnetotelluric data corroborate this configuration and show conductive anomalies
46
47 that may be associated with subduction zone or past suture in the Ceará Central
48
49 Domain.
50
51

52 The tectonic and magmatic-sedimentary evolution of the Jaibaras Rift starts at
53
54 the end of the Brasiliano event with regional tensors opening the basin in a
55
56
57
58
59
60

1
2
3 transtensional regime. The initial rift had a "V" shape, and the evolutionary processes of
4
5 rifting, erosion and closing after the Cambro-Ordovician caused the NE-SW, E-W and
6
7 NW-SE trending faults, which continue to undergo reactivation processes. The
8
9 occurrence of earthquakes in the Jaibaras Rift region and its surroundings corroborate
10
11 the recurrence of these reactivations.
12

13 14 15 16 ACKNOWLEDGMENTS

17
18 This article is part of the first author's doctoral thesis. The research was funded
19
20 by Transbrasiliano and Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Estudos
21
22 Tectônicos projects (FUB/0050.0053151.09.9 Petrobras and Conselho Nacional de
23
24 Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) 57.3713/2008-1). The authors are
25
26 thankful to Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), Serviço Geológico do
27
28 Brasil (CPRM) for supplying the geophysical data and to Observatório Nacional (ON)
29
30 for lending the CG-5 digital Gravimeter for the gravity survey. Thanks are also due to
31
32 the Laboratório de Geofísica (LGPSR) of Universidade Federal do Ceará for lending the
33
34 equipment and support in the acquisition of magnetotelluric data. Thanks are also due to
35
36 Professor Dr. Fernando Santos, Universidade de Lisboa for helping to process the
37
38 magnetotelluric data. The first author also acknowledges CNPq for the research grant
39
40 and financial support.
41
42
43
44
45
46

47 48 REFERENCES

49 Almeida, A.R., 1998, O magmatismo Parapuí e a evolução geológica da Bacia
50
51 de Jaibaras: Titular Professor Thesis, Universidade Federal do Ceará.
52
53
54
55
56
57
58
59
60

1
2
3 Amaral, W.S., 2010, Análise geoquímica, geocronológica e termobarométrica
4 das rochas de alto grau metamórfico, adjacentes ao arco magmático de Santa Quitéria,
5 NW da Província Borborema: PhD Thesis, Universidade de Campinas.
6
7

8
9 Araújo, C.E.G., Cordani, U.G., Weinberg, R.F., Basei, M.A.S., Armstrong, R.,
10 Sato, K., 2014, Tracing Neoproterozoic subduction in the Borborema Province (NE-
11 Brazil): Clues from U-Pb geochronology and Sr-Nd-Hf-O isotopes on granitoids and
12 migmatitos: *Lithos*, 202-203, 167-189.
13
14
15

16
17 Archanjo C.J., Launeau, P., Hollanda, M.H.B.M., Macedo, J.W.P., 2009,
18 Scattering of magnetic fabrics in the Cambrian alkaline granite of Meruoca (Ceará
19 State, northeastern Brazil): *International Journal of Earth Sciences*, 98, 1793-1807.
20
21
22

23
24 Backé, G., Baines, G., Giles, D., Preiss, W., Alesci, A., 2010, Basin geometry
25 and salt diapirs in the Flinders Ranges, South Australia: insights gained from
26 geologically- constrained modelling of potential field data: *Marine and Petroleum*
27 *Geology*, 27, 650-665.
28
29
30
31
32

33
34 Barbosa, V.C.F. and Silva, J.B.C., 2005, Deconvolução de Euler: passado,
35 presente e futuro - um tutorial: *Revista Brasileira de Geofísica*, 23(3), 243-250.
36
37

38
39 Beltrão, J.F., 1989, Uma nova abordagem para interpretação de anomalias
40 gravimétricas regionais e residuais aplicada ao estudo da organização crustal – exemplo
41 da região norte do Piauí e noroeste do Ceará: PhD thesis, Universidade Federal do Pará.
42
43

44
45 Blakely, R. J., 1996, *Potential theory in gravity and magnetic applications*, 2nd
46 ed. Cambridge University Press.
47
48

49
50 Blakely, R.J. and Simpson, R.W., 1986, Approximating edges of source bodies
51 from magnetic and gravity anomalies: *Geophysics*, 51, 1494-1498.
52
53
54
55
56
57
58
59
60

1
2
3 Bond, G.C., Nickeson, P.A., Kominz, M.A., 1984, Breakup of a supercontinent
4 between 625 and 555 Ma: new evidence and implications for continental histories:
5 Earth and Planetary Science Letters, 70, 325-345.
6
7

8
9 Brito Neves, B.B., Long, L.L., Kawashita, K., Sial, A.N., Cordani, U.G., Pessoa,
10 R.J.R., 1978, Estudo da geocronologia da faixa costeira pré-cambriana do Nordeste: Not
11 published. Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico.
12
13

14
15 Cagniard, L., 1953, Basic theory of the magneto-telluric method of geophysical
16 prospecting: Geophysics, 18, 605-635.
17
18

19
20 Carvalho, M. J., 2003, Estruturação do Grupo Serra Grande na região de Santana
21 do Acaraú (CE) e a reativação do Lineamento Sobral-Pedro II: Integração com dados
22 geofísicos: M.S. Thesis, Universidade Federal do Rio Grande do Norte.
23
24

25
26 Castro, D.L., 2011, Gravity and magnetic joint modeling of the Potiguar rift
27 basin (NE Brazil): basement control during Neocomian extension and deformation:
28 Journal of South American Earth Sciences, 31, 186-198.
29
30

31
32 Castro, D.L., Fuck, R.A., Phillips, J.D., Vidotti, R.M., Bezerra, F.H.R., Dantas,
33 E.L., 2014, Crustal structure beneath the Paleozoic Parnaíba Basin revealed by airborne
34 gravity and magnetic data, Brazil: Tectonophysics (Amsterdam), 614, 128-145.
35
36

37
38 Cavalcante, J.C., Vasconcelos, A.M., *et al.*, 2003, Mapa Geológico do Estado do
39 Ceará – Escala 1:500.000. Ministério das Minas e Energia/Companhia de Pesquisa de
40 Recursos Minerais, Fortaleza, Brasil.
41
42

43
44 Conceição, M.A.P., Padilha, A.L., Bologna, M.S., 2009, Estudo das estruturas
45 geelétricas na Província Borborema pelo método magnetotelúrico: Relatório final de
46 projeto de iniciação científica, Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e
47 Tecnológico.
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60

1
2
3 Constable, S.C., R. L. Parker, R.L., Constable, C.G., 1987, Occam's inversion:
4 A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding
5 data: *Geophysics*, 52, 289-300.
6
7

8
9
10 Cordell, L., Phillips, J.D., Godson, R.H., 1992, US Geological Survey Potential
11 Field geophysical software Version 2.0, USGS, Open File Report, 92-18.
12

13
14 Costa, M.J., França, J.B., Bacciegga, I.F. Habekost, C.R., Cruz, W.B., 1973,
15 Geologia da Bacia Jaibas, Ceará, Piauí e Maranhão. Projeto Jaibas. Departamento
16 Nacional de Produção Mineral/Serviço Geológico do Brasil. Recife, Brasil.
17

18
19
20 Costa, M.J., França, J.B., Lins, C.A.C., Bacchiegga, I.F., Habekost, C.R., Cruz,
21 W.B., 1979, Geologia da Bacia de Jaibas, Ceará, Piauí e Maranhão: Projeto Jaibas.
22 Série Geologia 14, Seção Geologia Básica 11, Brasília: Departamento Nacional de
23 Produção Mineral.
24

25
26
27 CPRM, 2006, Relatório final do levantamento e processamento dos dados
28 magnetométricos e gamaespectrométricos. Projeto Aerogeofísico Novo Oriente.
29 Programa Geologia do Brasil. MME, SGM TM, 1, 1-39.
30

31
32
33 CPRM, 2009, Relatório final do levantamento e processamento dos dados
34 magnetométricos e gamaespectrométricos. Projeto Aerogeofísico Norte do Ceará.
35 Programa Geologia do Brasil. MME, SGM TM, 1, 1-40.
36

37
38
39 Daly, M.C., Andrade, V., Barousse, C.A., Costa, R., McDowell, K., Piggott, N.,
40 Poole, A.J., 2014, Brasiliano crustal structure and the tectonic setting of the Parnaíba
41 basin of NE Brazil: Results of a deep seismic reflection profile, *Tectonics*, 33,
42 doi:10.1002/2014TC003632.
43

44
45
46 De Groot-Hedlin C. and Constable S.C., 1990, Occam's inversion to generate
47 smooth, two-dimensional models from magnetotelluric data: *Geophysics*, 55, 1613-
48 1624.
49
50
51

1
2
3 Fetter, A.H., 1999, U-Pb and Sm-Nd geochronological constraints on the crustal
4 framework and geologic history of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil:
5 Implications for the assembly of Gondwana: PhD thesis, University of Kansas.
6
7

8
9 Fetter, A.H., Santos, T.J.S., Van Schmus, W.R., Hackspacher, P.C, Brito Neves,
10 B.B., Arthaud, M.H., Nogueira, J.A., Wernick, E., 2003, Evidence for Neoproterozoic
11 continental arc magmatism in the Santa Quitéria Batholith of Ceará State, NW
12 Borborema Province, NE Brazil: implications for the assembly of West Gondwana:
13 Gondwana Research, 6, 265-273.
14
15

16 Garcia, M.G.M., Parente, C.V., Silva Filho, W.F., Almeida, A.R., 2010, Idade
17 do vulcanismo ácido da Formação Parapuí: implicações na estratigrafia da Bacia
18 Eopaleozóica Jaibaras-CE: Presented at the 45th Congresso Brasileiro de Geologia.
19
20

21 Geosoft, 2013, Oasis Montaj 7.5 Mapping and Processing System. Quick Start
22 Tutorials, Geosoft Incorporated.
23
24

25 GM-SYS, 2004, Gravity/Magnetic Modeling Software: User's Guide Version
26 4.9. NGA Inc., 101 pp.
27
28

29 Gorayeb, P.S.S., Abreu, F.A.M., Correa, J.A.M., Moura, C.A.V., 1988, Relações
30 estratigráficas entre o granito Meruoca e a sequência Ubajara-Jaibaras: Presented at the
31 35th Congresso Brasileiro de Geologia.
32
33

34 Goussev, S.A. and Peirce, J.W., 2010, Magnetic basement: gravity-guided
35 magnetic source depth analysis and interpretation: Geophysical Prospecting, 58, 321-
36 334.
37
38

39 Lieberman, B.S., 1997, Early Cambrian paleogeography and tectonic history: A
40 biogeography approach: Geology, 25, 1039-1042.
41
42

43 Marquardt, D.W., 1963, An algorithm for least squares estimation of nonlinear
44 parameters: Journal of the Society for Industrial and Applied Mathematics, 11, 431-441.
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60

1
2
3 Matos, R.M.D., 1992, The northeast Brazilian rift system: *Tectonics*, 11(4), 766-
4
5 791.

6
7 Mello, Z.F., 1978, Evoluções finais do ciclo geotectônico Brasileiro no Nordeste
8
9 Oriental: Presented at the 30th Congresso Brasileiro de Geologia.

10
11 Minty, B.R.S., 1991, Simple micro-levelling for aeromagnetic data: *Exploration*
12
13 *Geophysics*, 22, 591-592.

14
15 Mizusaki, A.M.P. and Saracchini, F.E., 1990, Catálogo geral de dados
16
17 geocronológicos da Petrobrás. Petrobrás/Cenpes, Rio de Janeiro, internal report. 24p.

18
19 Moura, A.C.A., Oliveira, P.H.S., Bezerra, F.H.R., Ferreira, J.M., Fuck, R.A.,
20
21 Nascimento, A.F., 2014, Seismogenic faulting in the Meruoca granite, NE Brazil,
22
23 consistent with a local weak fracture zone. *An. Acad. Bras. Ciências* 86 (3) (in press).

24
25 Nabighian, M.N., 1972, The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies
26
27 with polygonal cross-section: its properties and use for automated anomaly
28
29 interpretation: *Geophysics*, 37, 507-517.

30
31 Nabighian, M.N., 1984, Toward a three-dimensional automatic interpretation of
32
33 potential field data via generalized Hilbert transforms: fundamental relations:
34
35 *Geophysics*, 49, 780-786.

36
37 Novais, F.R.G., Brito Neves, B.B., Kawashita, K., 1979, Reconhecimento
38
39 cronoestratigráfico na região Noroeste do Ceará. Presented at the 9th Simpósio de
40
41 Geologia do Nordeste.

42
43 Oliveira, D.C. and Mohriak, W.U., 2003, Jaibaras trough: an important element
44
45 in the early tectonic evolution of the Parnaíba interior sag basin, Northern Brazil:
46
47 *Marine and Petroleum Geology*, 20, 351-383.

48
49 Oliveira, D.C., 2001, Reavaliação da evolução tectono-magmática do Graben de
50
51 Jaibaras (Nordeste do Brasil): *Acta Geologica Hispanica*, 36(1/2), 53-95.

1
2
3 Oliveira, P.H.S., Ferreira, J.M., Nascimento, A.F., Bezerra, F.H.R., Soares, J.E.,
4
5 Fuck, R.A., 2010, Estudo da Sismicidade na Região de Sobral-CE, NE do Brasil em
6
7 2008: Presented at the 4th Simpósio Brasileiro de Geofísica.
8

9
10 Osako, L.S., Castro, D.L., Fuck, R.A., Castro, N.A., Pitombeira, J.P.A., 2011,
11
12 Contribuição de uma seção gravimétrica transversal ao estudo da estruturação litosférica
13
14 na porção setentrional da Província Borborema, NE do Brasil: Revista Brasileira de
15
16 Geofísica, 29(2), 309-329.
17

18
19 Padilha, A.L., Vitorello, I., Padua, M.B., Bologna, M.S., 2014, Electromagnetic
20
21 constraints for subduction zones beneath the northwest Borborema province: Evidence
22
23 for Neoproterozoic island arc-continent collision in northeast Brazil: *Geology*, 42, 91-
24
25 94.
26

27
28 Paim, P.S.G. and Fonseca, M.M., 2004, Setor Meridional da Província
29
30 Mantiqueira – Bacias do Camaquã e Itajaí, *in* V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C. D. R.
31
32 Carneiro and B. B. Brito Neves, eds., *Geologia do Continente Sul Americano, Evolução*
33
34 *da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, 29, 490-500.
35

36
37 Parente, C.V., Botelho, N.F., Santos, R.V., Garcia, M.G.M., Oliveira, C.G.,
38
39 Verissimo, C.U.V., 2011, Contexto Geológico, Tipológico e Geoquímico Isotópico das
40
41 Brechas Hidrotermalizadas de Ferro e Cobre tipo IOCG, associadas à Bacia Eo-
42
43 Paleozóica Jaibaras, da Província Borborema, Brasil, *in* J. C. Frantz, J. Marques and H.
44
45 Jost, eds., *Contribuições à Metalogenia do Brasil*, Universidade do Rio Grande do Sul,
46
47 1, 26p.
48

49
50 Parente, C.V., Filho, W.F.S., Almeida, A.R., 2004, Bacias do Estágio de
51
52 Transição do Domínio Setentrional da Província Borborema, *in* V. Mantesso-Neto, A.
53
54 Bartorelli, C. D. R. Carneiro and B. B. Brito Neves, eds., *Geologia do Continente Sul*
55
56 *Americano, Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, 29, 525-536.
57
58
59
60

1
2
3 Pedrosa Jr., N.C., Vidotti, R.M., Fuck, R.A., Leopoldino Oliveira, K.M., Castelo
4 Branco, R.M.G., 2015, Structural framework of the Jaibaras Rift, Brazil, based on
5
6 geophysical data: *Journal of South American Earth Sciences*, 58, 318-334.
7
8

9
10 Quadros, M.L.E.S., Abreu, F.A.M., Gorayeb, P.S.S., 1994, Considerações sobre
11 os ambientes deposicionais das formações Pacujá e Aprazível, Bacia de Jaibaras - NW
12 do Ceará: 38th Congresso Brasileiro de Geologia, Expanded Abstracts, 240-242.
13
14

15
16 Ramadass, G., Ramaprasada Rao, I.B., Himabindu, D., 2006, Crustal
17 configuration of the Dharwar Craton, India, based on joint modeling of regional gravity
18 and magnetic data: *Journal of Asian Earth Sciences*, 26, 437-448.
19
20

21
22 Reid, A.B., Allsop J.M., Granser H., Millett A.J., Somerton I.W., 1990,
23 Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution: *Geophysics*, 55,
24 80-91.
25
26

27
28
29 Roest, W.R., Verhoef, J., Pilkington, M., 1992, Magnetic interpretation using the
30 3D analytical signal: *Geophysics*, 57(1), 116-125.
31
32

33
34 Saltus, R. W. & Blakely, R. J., 2011, Unique geologic insights from “non-
35 unique” gravity and magnetic interpretation: *The Geological Society of America*,
36 21(12), 4-10.
37
38

39
40 Santos, R.V., Oliveira, C.G., Parente, C.V., Garcia, M.G.M., Dantas, E.L., 2013,
41 Hydrothermal alteration related to a deep mantle source controlled by a Cambrian
42 intracontinental strike-slip fault: Evidence for the Meruoca felsic intrusion associated
43 with the Transbraziliano lineament, northeastern Brazil: *Journal of South American*
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60

51 Santos, T.J.S., 1999, *Evolução Tectônica e Geocronológica do Extremo*
52
53
54
55
56
57
58
59
60

1
2
3 Santos, T.J.S., Fetter, A.H., Nogueira Neto, J.A., 2008, Correlation of the west
4 margin of the Transbrasiliano–Kandi Lineament in the Borborema Province (NE Brazil)
5 and Pharusian Belt (NW Africa), *in* R. J. Pankhurst, R. A. J. Trouw, B. B. Brito Neves
6 and M. J. Wit, eds, West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations A cross the South
7 Atlantic Region. Geological Society, Special Publications 294, 101-119.

8
9
10
11
12 Santos, T.J.S., Souza, G.M., Queiroz, H.B., Nogueira Neto, J.A., Parente, C.V.,
13 2002, Tafrogênese estateriana no embasamento paleoproterozóico do NW da Província
14 Borborema: Uma abordagem petrográfica, geoquímica e geocronológica: 41st
15 Congresso Brasileiro de Geologia, Extended Abstracts, P337.

16
17
18 Schobbenhaus C., Campos, D.A., Derze, G.R., Asmus, H.E, 1975, Texto
19 Explicativo. Folha Goiás SD.22, *in* C. Schobbenhaus, ed., Carta Geológica do Brasil
20 Milionésimo. Brasília, DNPM.

21
22
23 Simpson, F. and Bahr K., 2005, Practical Magnetotellurics: Cambridge
24 University Press.

25
26
27 Soares, J.E.P., Lima, M.V., Fuck, R.A., Berrocal, J., 2010, Características
28 sísmicas da litosfera da Província Borborema: resultados parciais do experimento de
29 refração sísmica profunda: Presented at the 4th Simpósio Brasileiro de Geofísica.

30
31
32 Talwani, M. and Heirtzler, J.R., 1964, Computation of magnetic anomalies
33 caused by 2D bodies of arbitrary shape, *in* G. A. Parks, ed., Computers in the Mineral
34 Industries, Part 1, Stanford University Publications, Geological Sciences, 9, 464-480.

35
36
37 Talwani, M., Worel, J.L., Landisman, M., 1959, Rapid gravity computations for
38 2D bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone: Journal of
39 Geophysical Research, 64, 49-59.

1
2
3 Tavares Jr., S.S., Gorayeb, P.S.S., Lafon, J.M., 1990, Petrografia e
4 geocronologia Rb/Sr do feixe de diques da borda oeste do Granito de Meruoca (CE):
5
6
7 36th Congresso Brasileiro de Geologia, Expanded Abstracts, 337-338.
8

9
10 Thompson, D.T., 1982, EULDPH: A new technique for making computer
11 assisted depth estimates from magnetic data: *Geophysics*, 47, 31-37.
12

13
14 Urquhart, T., 1988, Decorrugation of enhanced magnetic field maps - Expanded
15 Abstracts and Biographies: Society of Exploration Geophysicists, 58th Annual Meeting,
16
17 7, 371-372.
18

19
20 Webring, M., 1985: SAKI, a Fortran Program for Generalized Linear Inversion
21 of Gravity and Magnetic Profiles: USGS Open File Report, 85-122, 29p.
22

23
24 Won, I.J. and Bevis, M., 1987, Computing the gravitational and magnetic
25 anomalies due to a polygon: algorithms and Fortran subroutines: *Geophysics*, 52, 232-
26
27 238.
28

29
30
31 Xia, J. and Sprowl, D.R., 1992, Inversion of potential field data by iterative
32 forward modeling in the wavenumber domain: *Geophysics*, 57, 126-130.
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60

LIST OF FIGURES

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60

Fig. 1: Simplified geological map of the northern portion of the Borborema Province - Médio Coreaú and Ceará Central domains showing the main tectonic domains and major Brasiliano shear zones. SPIISZ: Sobral-Pedro II Shear Zone.

Fig. 2: Simplified geological map of the structural framework of the Jaibaras Rift. Structural domains: MCD - Médio Coreaú; CCD - Ceará Central. SPIISZ - Sobral-Pedro II Shear Zone; CIF – Café-Ipueiras Fault; CADS - Coreaú-Aroeiras Dike Swarm. (Modified from Cavalcante *et al.*, 2003 (Scale: 1:500.000); Santos *et al.*, 2002, 2008; Amaral, 2010; Pedrosa Jr. *et al.*, 2015).

Fig. 3: Maps of magnetic (a) and residual Bouguer gravity (b) anomalies of the structural framework of the Jaibaras Rift (adapted from Pedrosa Jr. *et al.*, 2015). The rift of the edge faults are represented by black lines, while the geophysical profiles (P1 to P5) are represented by white lines. The white and gray dots represent the previous and acquired gravity stations, respectively. Structural domains: MCD - Médio Coreaú; CCD - Ceará Central. SPIISZ - Sobral-Pedro II Shear Zone; CIF – Café-Ipueiras Fault.

Fig. 4: Two-dimensional resistivity model of the southern portion of the Jaibaras Rift (a) and interpreted resistivity model (b). SPIISZ: Sobral-Pedro II Shear Zone; CIF: Café-Ipueiras Fault.

Fig. 5: Residual gravity and magnetic anomalies along the profiles (red and blue lines, respectively) with the Euler solutions for structural index 0 (circles) and 1 (vertical lines). The black line at the top of the profiles is the limit where the Jaibaras Rift outcrops.

Fig. 6: Observed and calculated magnetic and residual gravimetric anomalies (a) and result from the joint modeling of geophysical data along profile 1 (b). Indices of the

1
2
3 geophysical model with the physical properties and the geological units of each block
4
5 are shown in Tab. 2.
6

7 Fig. 7: Observed and calculated magnetic and residual gravimetric anomalies (a)
8
9 and result from the joint modeling of geophysical data along profile 2 (b). Indices of the
10
11 geophysical model with the physical properties and the geological units of each block
12
13 are shown in Tab. 3.
14

15
16 Fig. 8: Observed and calculated magnetic and residual gravimetric anomalies (a)
17
18 and result from the joint modeling of geophysical data along profile 3 (b). Indices of the
19
20 geophysical model with the physical properties and the geological units of each block
21
22 are shown in Tab. 4.
23

24
25 Fig. 9: Observed and calculated magnetic and residual gravimetric anomalies (a)
26
27 and result from the joint modeling of geophysical data along profile 4 (b). Indices of the
28
29 geophysical model with the physical properties and the geological units of each block
30
31 are shown in Tab. 5.
32

33
34 Fig. 10: Observed and calculated magnetic and residual gravimetric anomalies
35
36 (a) and result from the joint modeling of geophysical data along profile 5 (b). Indices of
37
38 the geophysical model with the physical properties and the geological units of each
39
40 block are shown in Tab. 6.
41

42
43 Fig 11: Geological models obtained from the joint modeling in the five magnetic
44
45 and gravity profiles for the structural framework region of the Jaibaras Rift.
46

47 Fig 12: Simplified geodynamic model for the end of the Neoproterozoic and
48
49 early Cambrian (post-Brasiliano) showing the evolution and current configuration of the
50
51 tectonic framework of the Jaibaras Rift.
52
53
54
55
56
57
58
59
60

LIST OF TABLES

Tab. 1: Structural indices and respective magnetic and gravity data.

Tab. 2: Indices of the geophysical model obtained in Profile 1, with the physical properties (magnetic susceptibility and density) and geological units of each block (Fig. 6).

Tab. 3: Indices of the geophysical model obtained in Profile 2, with the physical properties (magnetic susceptibility and density) and geological units of each block (Fig. 7).

Tab. 4: Indices of the geophysical model obtained in Profile 3, with the physical properties (magnetic susceptibility and density) and geological units of each block (Fig. 8).

Tab. 5: Indices of the geophysical model obtained in profile 4 with the physical properties (density and magnetic susceptibility) and geological units of each block (Fig. 9).

Tab. 6: Indices of the geophysical model obtained in profile 5, with the physical properties (density and magnetic susceptibility) and geological units of each block (Fig. 10).

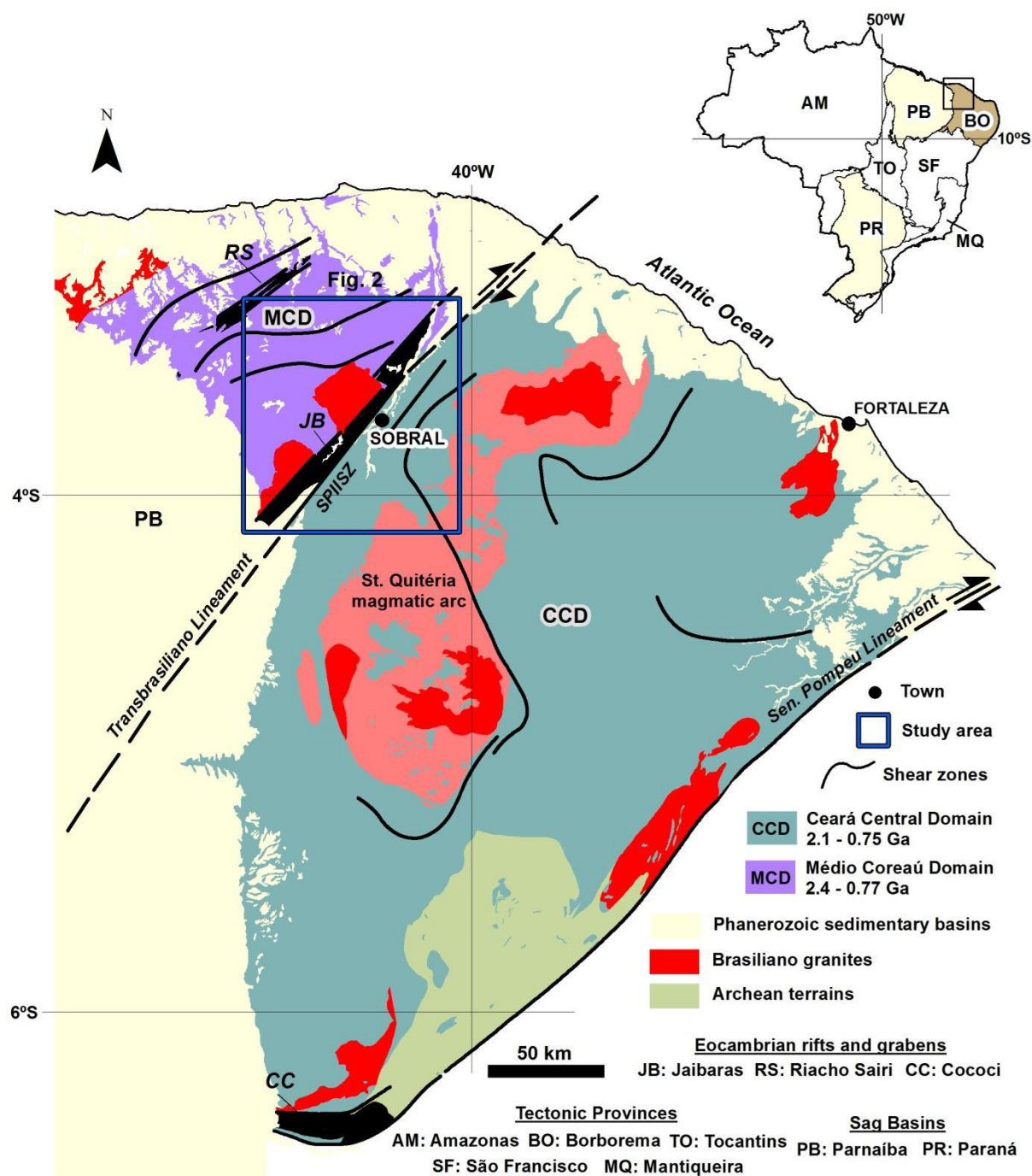


Figure 1: Simplified geological map of the northern portion of the Borborema Province - Médio Coreaú and Ceará Central domains showing the main tectonic domains and major Brasílioan shear zones. SPIISZ: Sobral-Pedro II Shear Zone (Modified from Cavalcante *et al.*, 2003; Arthaud *et al.*, 2008; Santos *et al.*, 2008).

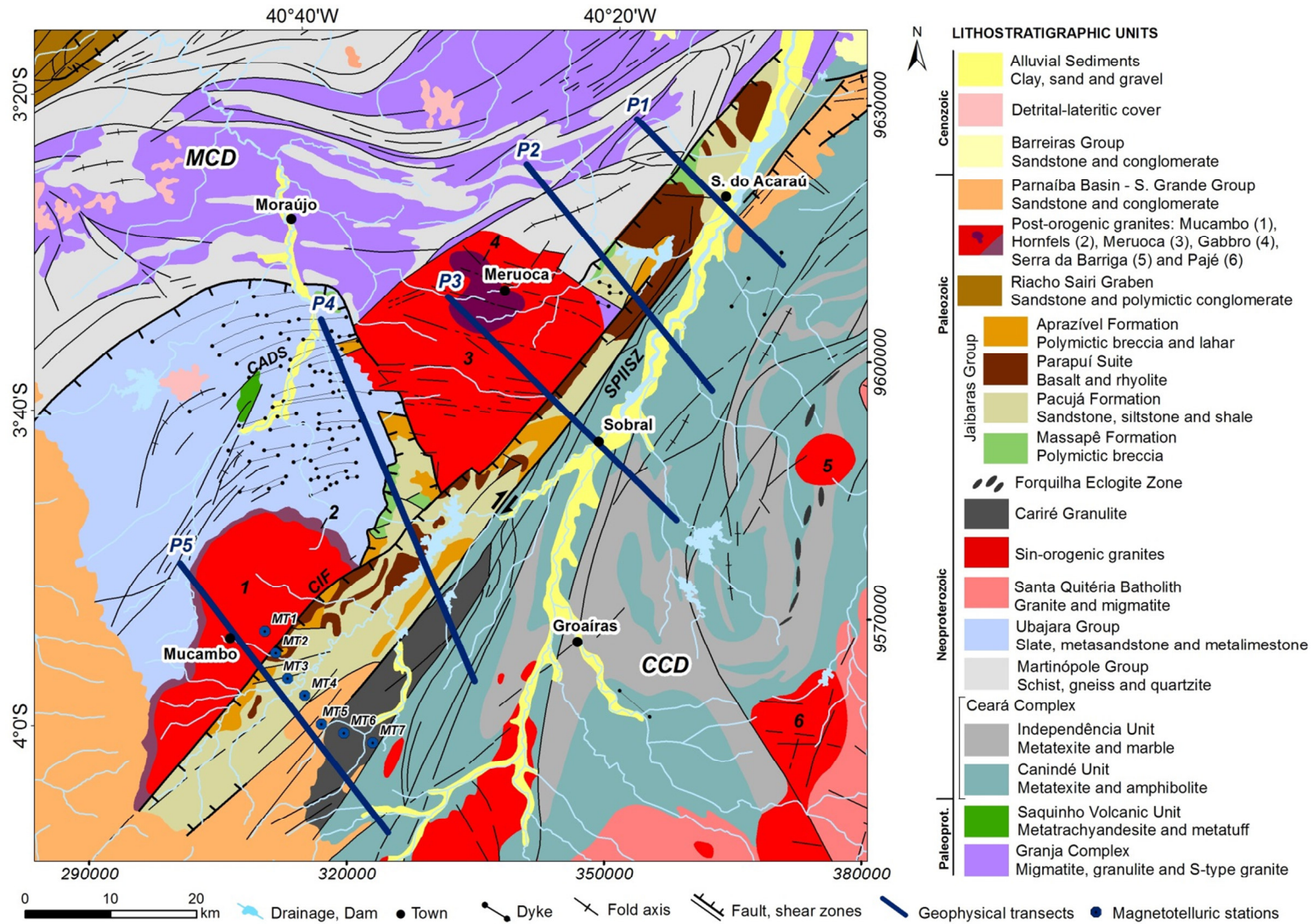


Figure 2: Simplified geological map of the structural framework of the Jaibaras Rift. Structural domains: MCD - Médio Coreaú; CCD - Ceará Central. SPIISZ - Sobral-Pedro II Shear Zone; CIF – Café-Ipueiras Fault; CADS - Coreaú-Aroeiras Dike Swarm. (Modified from Cavalcante *et al.*, 2003 (Scale: 1:500.000); Santos *et al.*, 2002, 2008; Amaral, 2010; Pedrosa Jr. *et al.*, 2015).

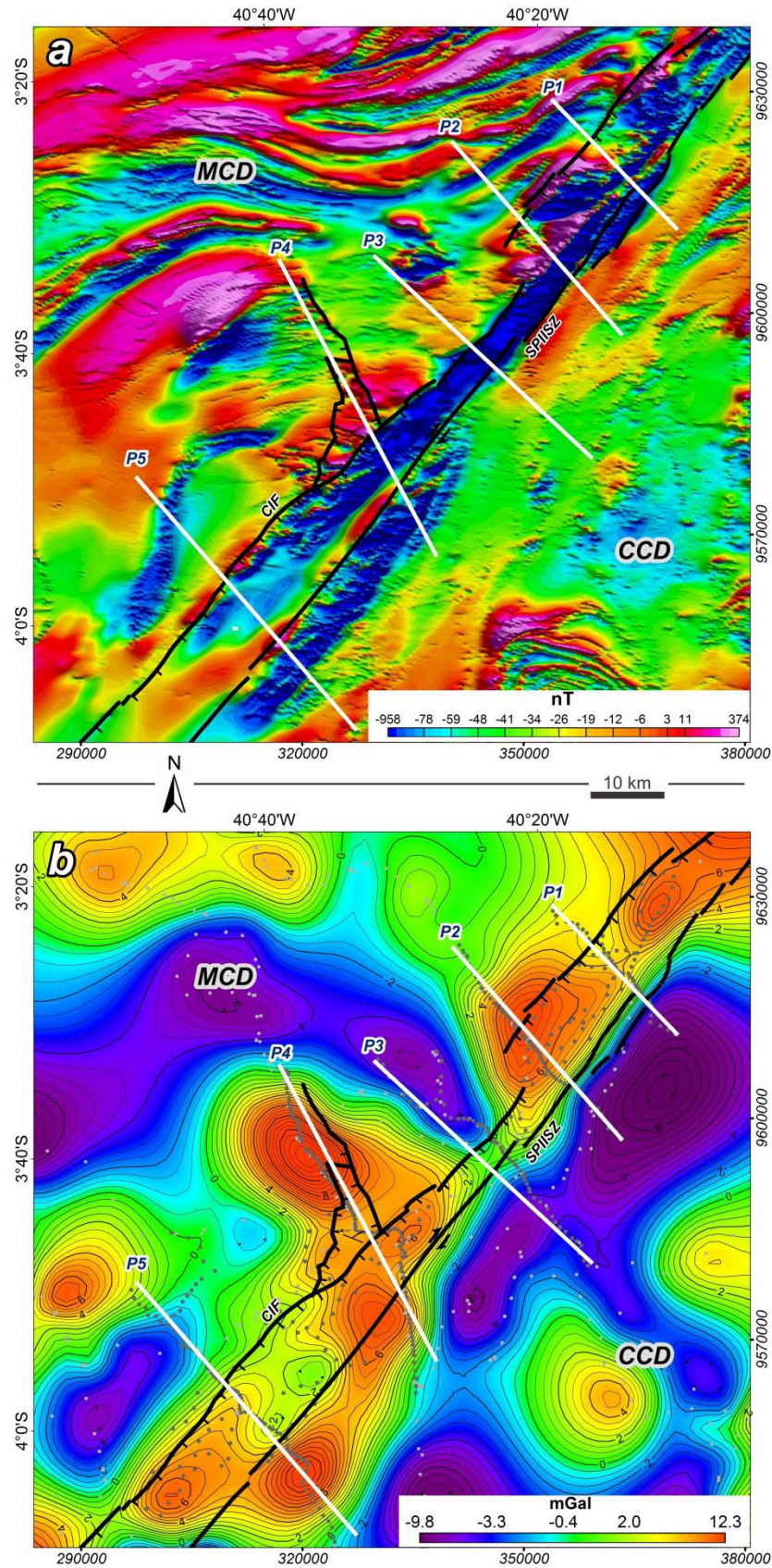


Figure 3: Maps of magnetic (a) and residual Bouguer gravity (b) anomalies of the structural framework of the Jaibaras Rift (adapted from Pedrosa Jr. *et al.*, 2015). The rift of the edge faults are represented by black lines, while the geophysical profiles (P1 to P5) are represented by white lines. The white and gray dots represent the previous and acquired gravity stations, respectively. Structural domains: MCD - Médio Coreaú; CCD - Ceará Central. SPIISZ - Sobral-Pedro II Shear Zone; CIF – Café-Ipueriras Fault.

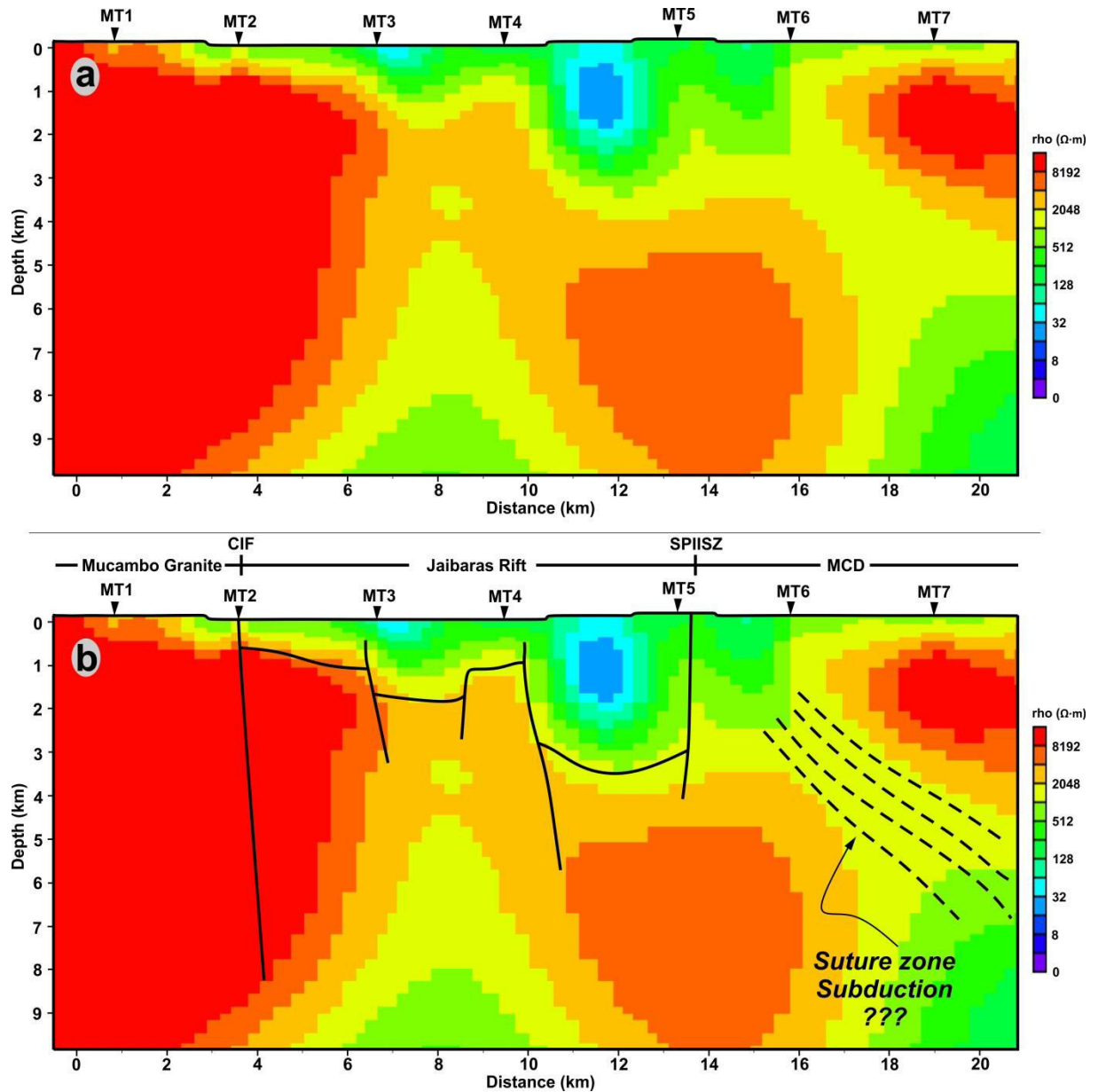


Figure 4: Two-dimensional resistivity model of the southern portion of the Jaibaras Rift (a) and interpreted resistivity model (b). SPIISZ: Sobral-Pedro II Shear Zone; CIF: Cafe-Ipueiras Fault.

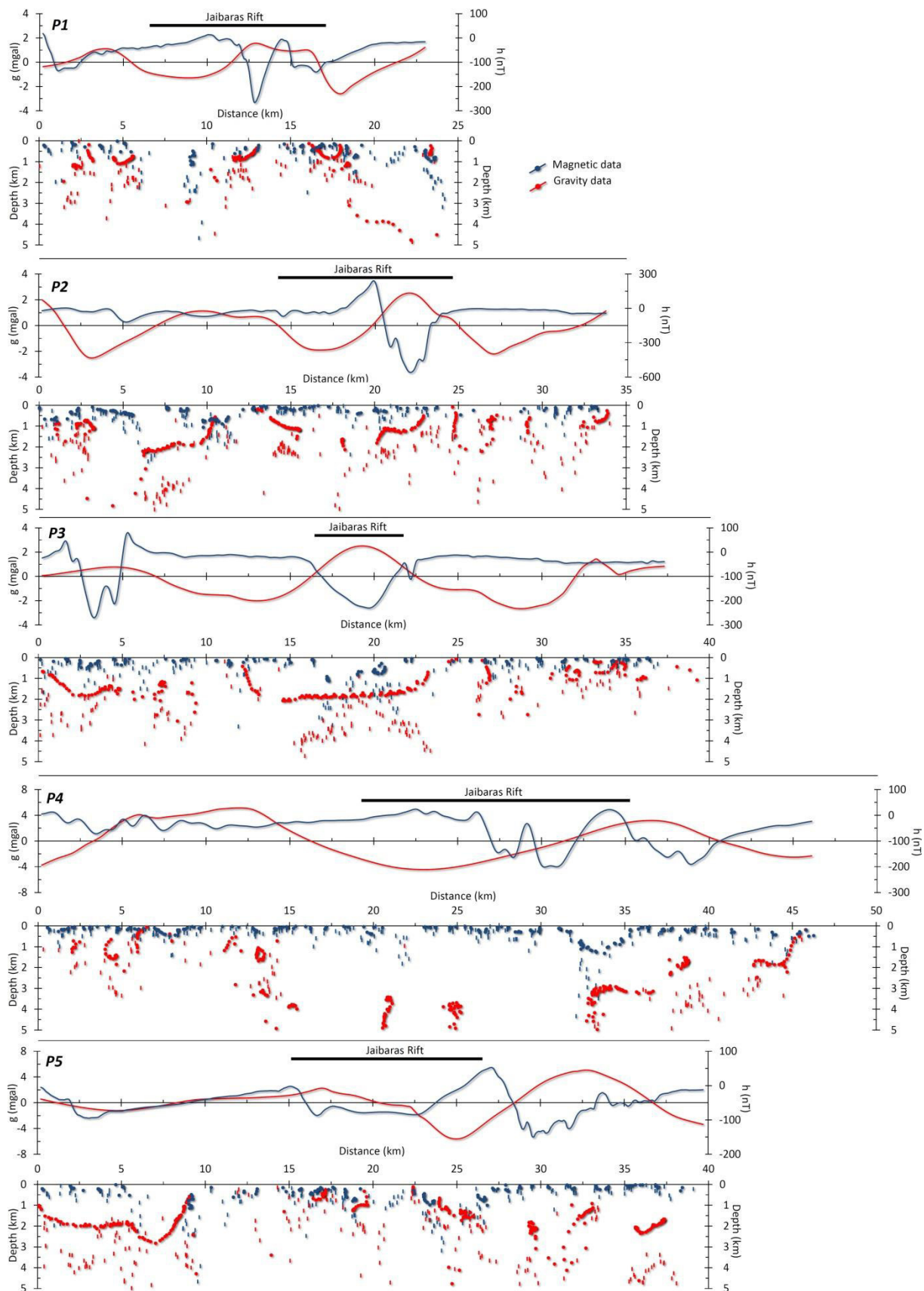


Figure 5: Residual gravity and magnetic anomalies along the profiles (red and blue lines, respectively) with the Euler solutions for structural index 0 (circles) and 1 (vertical lines). The black line at the top of the profiles is the limit where the Jaibaras Rift outcrops.

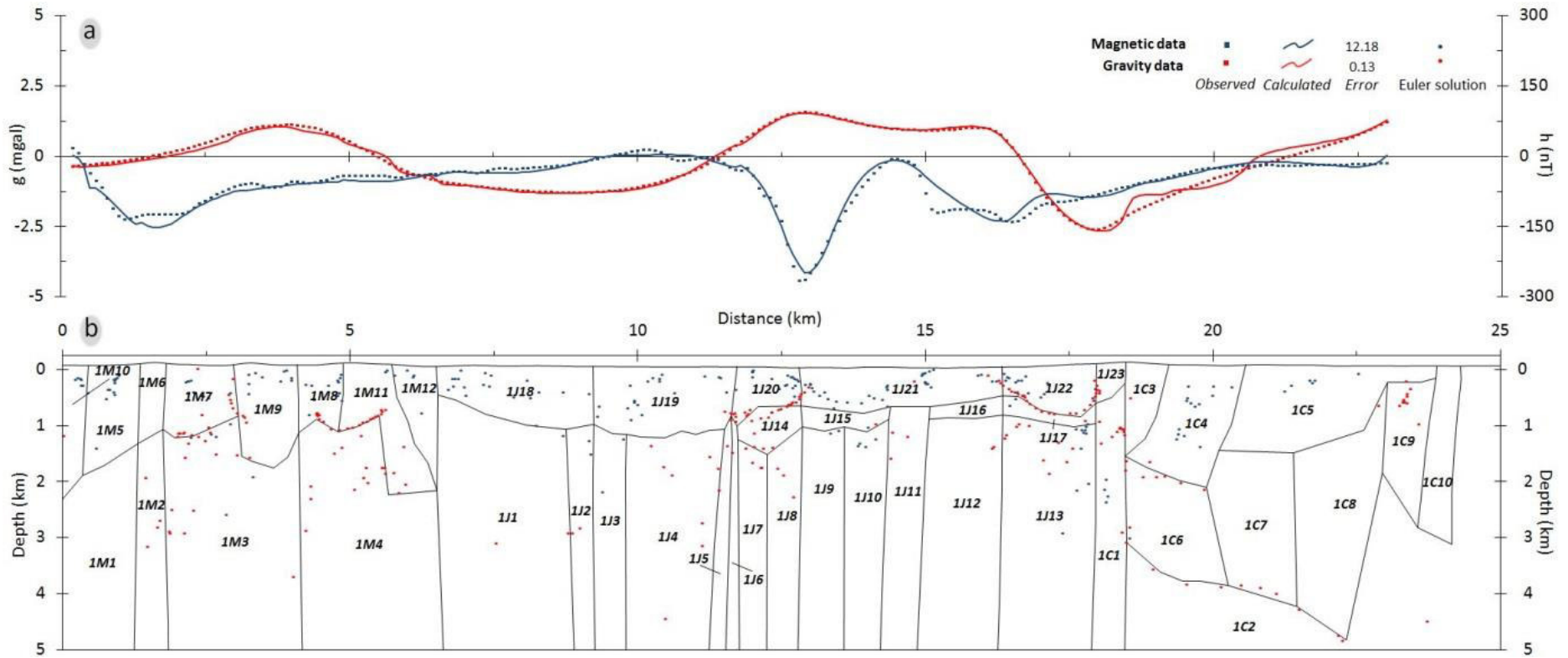


Figure 6: Observed and calculated magnetic and residual gravimetric anomalies (a) and result from the joint modeling of geophysical data along profile 1 (b). Indices of the geophysical model with the physical properties and the geological units of each block are shown in Table 2.

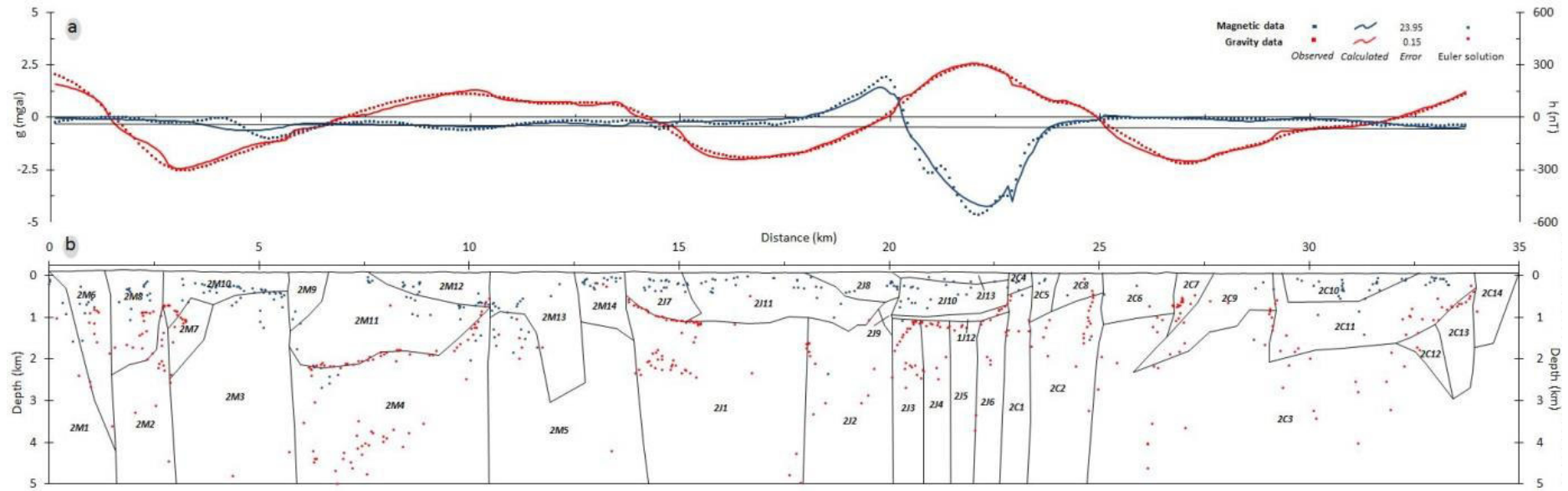


Figure 7: Observed and calculated magnetic and residual gravimetric anomalies (a) and result from the joint modeling of geophysical data along profile 2 (b). Indices of the geophysical model with the physical properties and the geological units of each block are shown in Table 3.

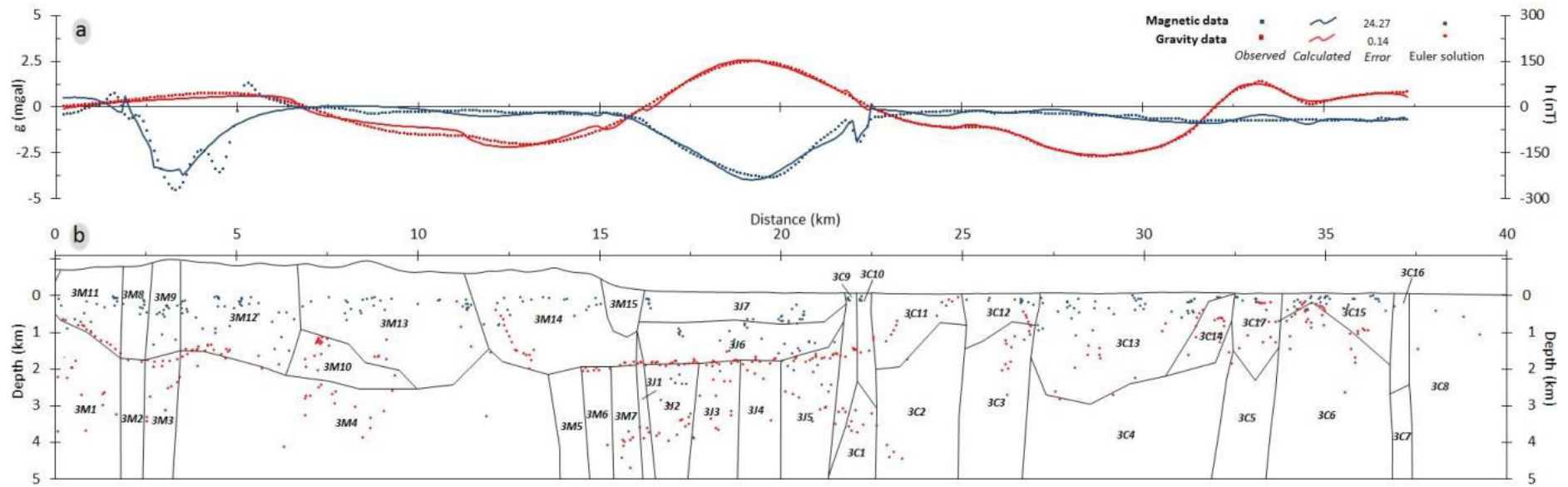


Figure 8: Observed and calculated magnetic and residual gravimetric anomalies (a) and result from the joint modeling of geophysical data along profile 3 (b). Indices of the geophysical model with the physical properties and the geological units of each block are shown in Table 4.

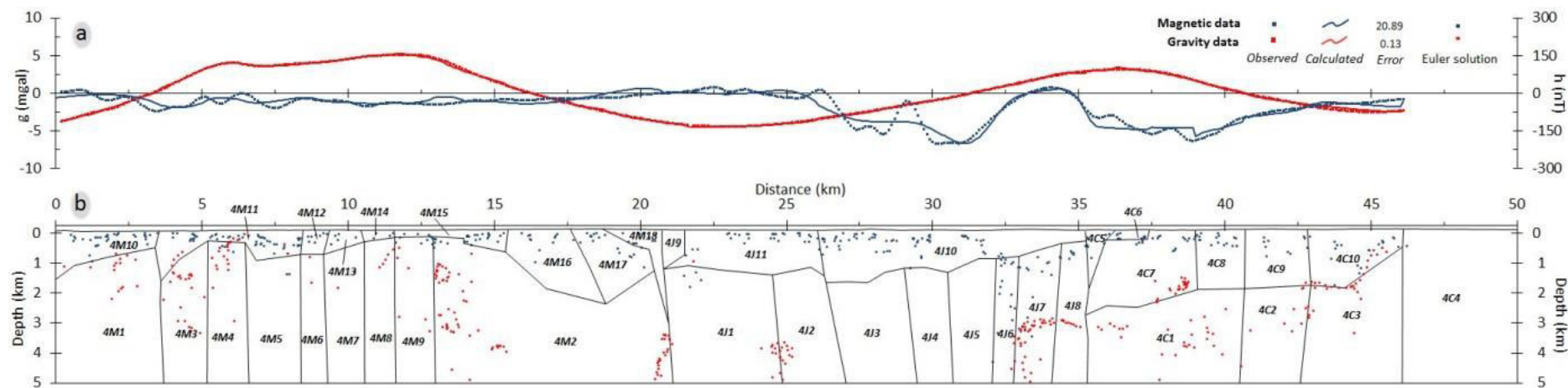


Figure 9: Observed and calculated magnetic and residual gravimetric anomalies (a) and result from the joint modeling of geophysical data along profile 4 (b). Indices of the geophysical model with the physical properties and the geological units of each block are shown in Table 5.

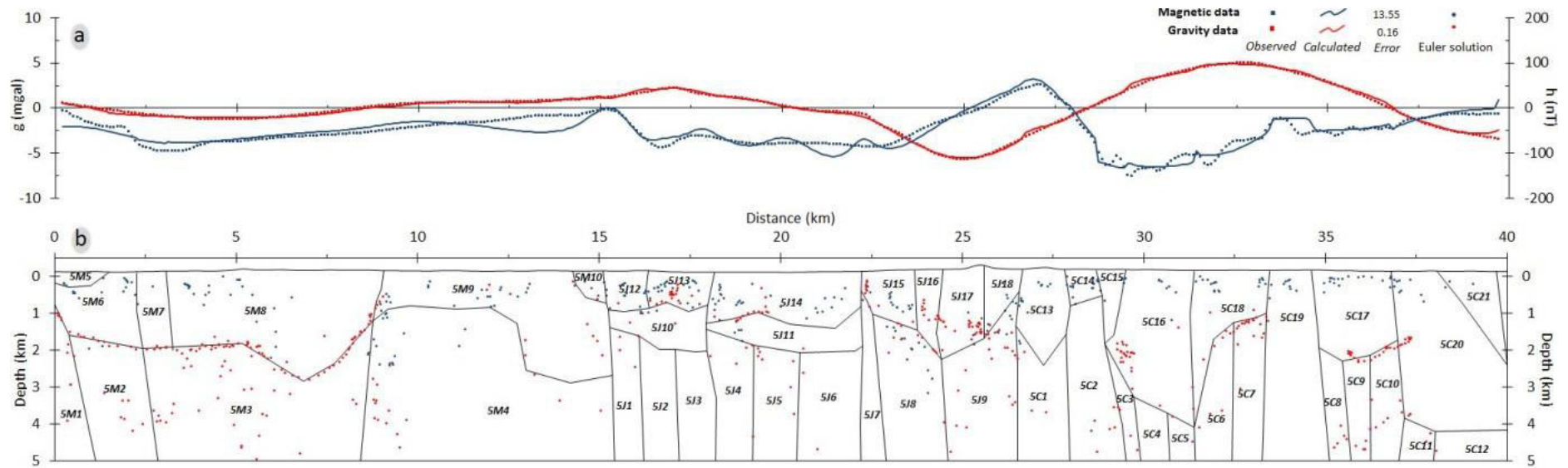


Figure 10: Observed and calculated magnetic and residual gravimetric anomalies (a) and result from the joint modeling of geophysical data along profile 5 (b). Indices of the geophysical model with the physical properties and the geological units of each block are shown in Table 6.

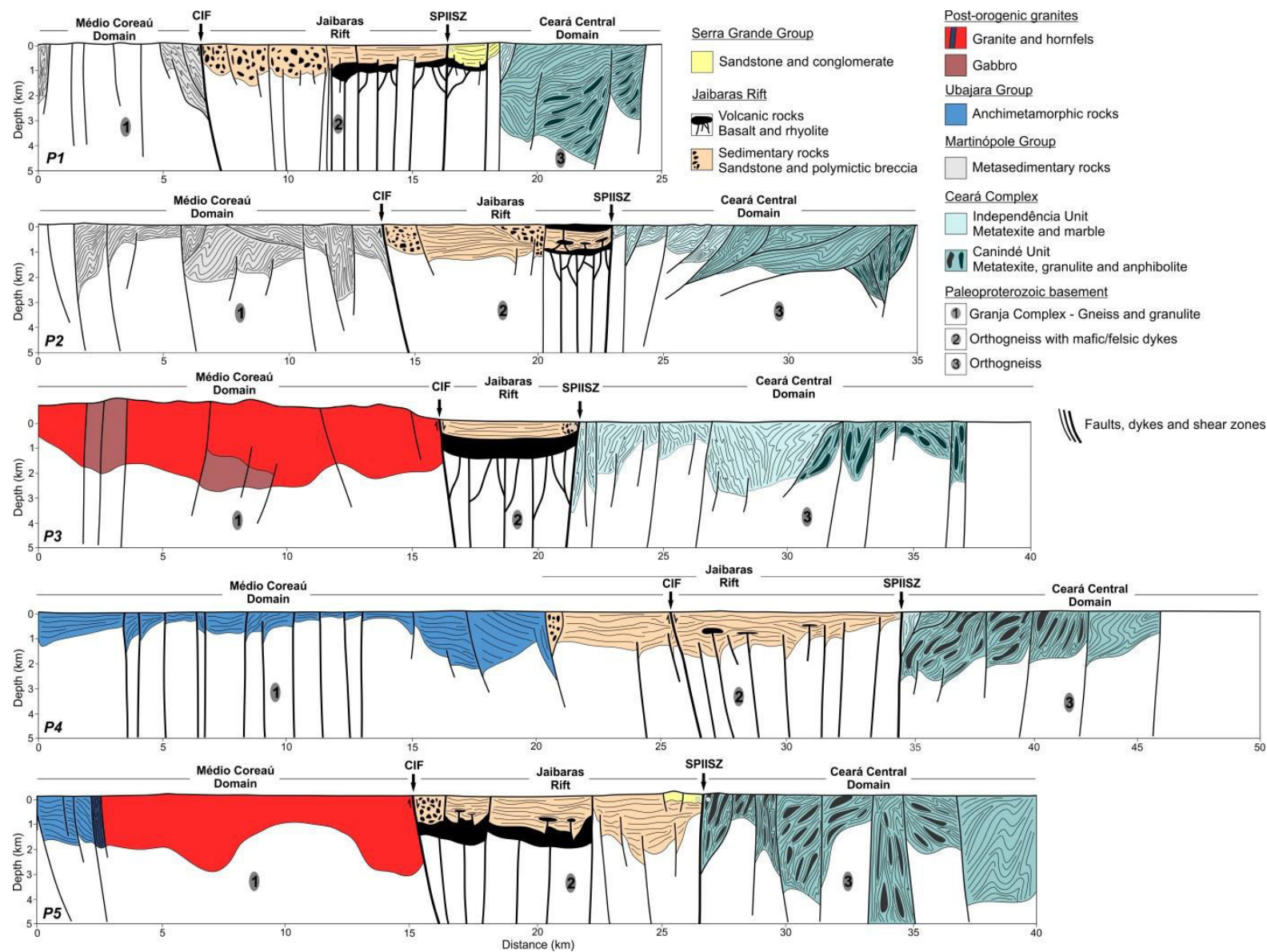


Figure 11: Geological models obtained from the joint modeling in the five magnetic and gravity profiles for the structural framework region of the Jaibaras Rift.

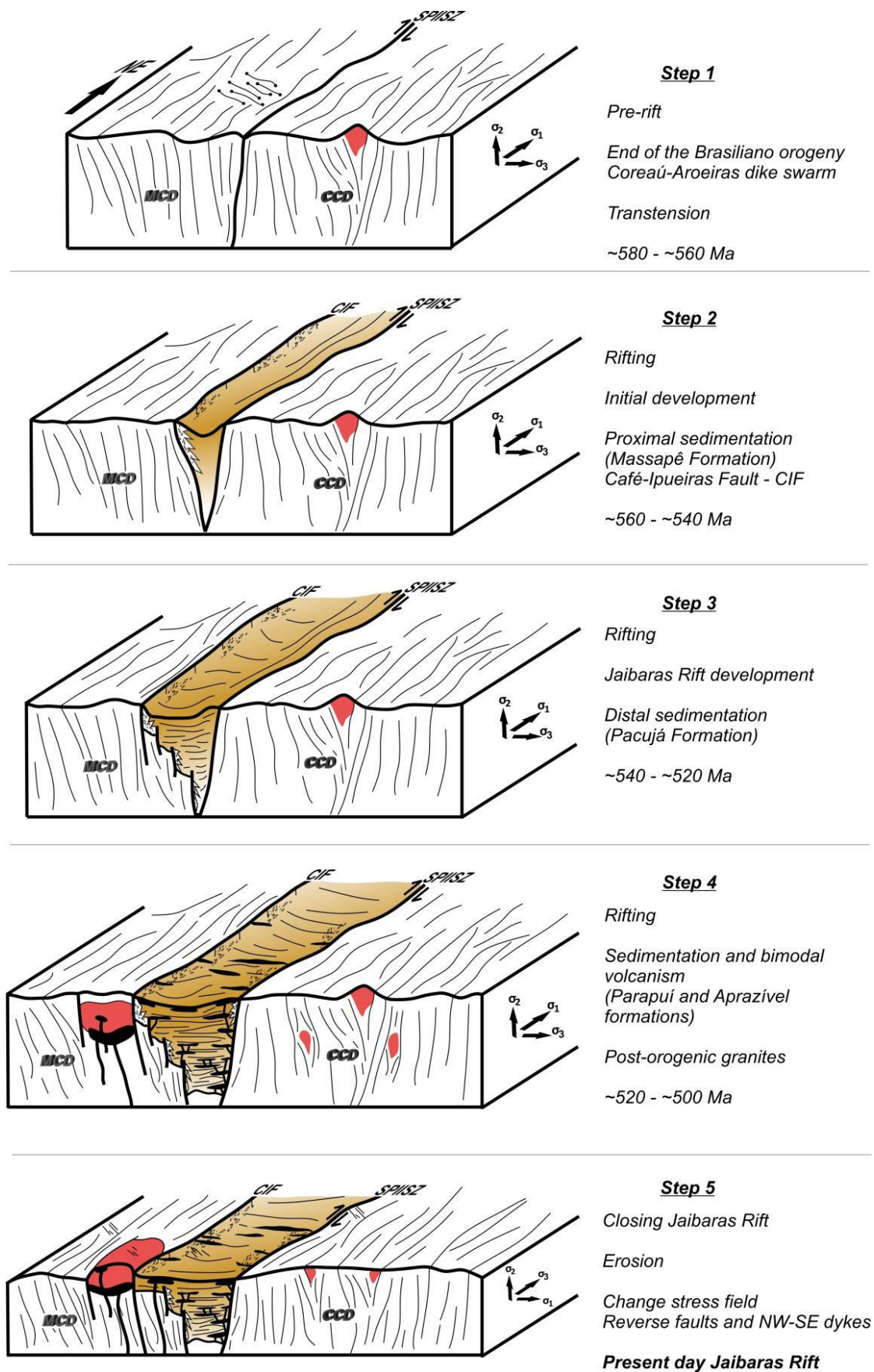


Figure 12: Simplified geodynamic model for the end of the Neoproterozoic and early Cambrian (post-Brasiliano) showing the evolution and current configuration of the tectonic framework of the Jaibaras Rift. Crustal domains: MCD – Médio Coreau; CCD – Ceará Central. SPIISZ – Sobral-Pedro II Shear Zone; CIF – Café-Ipueiras Fault.

Table 1: Structural indices and respective magnetic and gravity data.

Structural index	Magnetic field	Gravity field
0	Geological contacts	Sill, dyke and fault
1	Sill, dyke and fault	Cylinder and pipe
2	Cylinder and pipe	Sphere
3	Sphere	--

Table 2: Indices of the geophysical model obtained in Profile 1, with the physical properties (magnetic susceptibility and density) and geological units of each block (Figure 6).

Crustal Domain	Geological Unit	Lithology	Model index	Magnetic susceptibility (SI units)	Density (kg/m ³)			
Ceará Central Domain	Canindé Unit	Metatexite and metabasic	1C10	0.1482	2800			
			1C9	-0.0144				
			1C8	0.0142				
			1C7	-0.0018				
			1C6	0.0475				
	Independência Unit	Gneiss and Schist	1C5	0	2730			
			1C4	0				
			1C3	0				
			1C2	-0.0188				
			1C1	0.0064				
Jaibaras Rift	Serra Grande Group	Sandstone and conglomerate	1J23	0	2500			
			1J22					
			1J21					
	Pacujá Formation	Sandstone and siltstone	1J20	-0.0005	2520			
			1J19	-0.0014				
	Massapê and Aprazível formations	Sandstone and Polymictic breccia	1J18	-0.0003	2560			
			1J17	0				
	Paleoproterozoic basement	Orthogneiss	1J16	0.055	2900			
			1J15	0.105				
			1J14	-0.105				
			1J13	0.0001				
			1J12	-0.0084				
			1J11	0.0114				
			1J10	-0.0919				
			1J9	-0.0735				
Paleoproterozoic basement	Orthogneiss with mafic/felsic dykes	1J8	0.3988	2800				
		1J7	-0.2992					
		1J6	0.7974					
		1J5	-0.4983					
		1J4	-0.0211					
		1J3	-0.0253					
		1J2	-0.002					
		1J1	-0.0076					
		Médio Coreaú Domain	Martinópolis Group		Gneiss, Schist and quartzite	1M12	-0.0005	2630
						1M11	-0.0004	
1M10	-0.0027							
Granja Complex/Paleoproterozoic basement	Gneiss and migmatite		1M9	0	2730			
			1M8	0				
			1M7	0.0001				
			1M6	0				
			1M5	0.0011				
			1M4	-0.0067				
			1M3	-0.0066				
Orthogneiss and granitite	1M2	0.1888	2760					
	1M1	-0.1274						

Table 3: Indices of the geophysical model obtained in Profile 2, with the physical properties (magnetic susceptibility and density) and geological units of each block (Figure 7).

Crustal Domain	Geological Unit	Lithology	Model index	Magnetic susceptibility (SI units)	Density (kg/m ³)
Ceará Central Domain	Canindé Unit	Metabasic	2C14	0	2800
			2C13	0.0146	
			2C12	0.0399	
		Gneiss	2C11	0	2750
			2C10	0	2730
			2C9	0	2700
	2C8	0.0022			
	Independência Unit	Quartzite and metalimestone	2C7	0	2670
			2C6	0	
			2C5	0.0023	
			2C4	0	
	Paleoproterozoic basement	Orthogneiss	2C3	0.0114	2750
			2C2	0.0075	
			2C1	0.0324	
Jaibaras Rift	Parapuí Formation	Basalt	2J13	-0.0195	2900
			2J12	0.105	
	Pacujá Formation	Sandstone	2J11	-0.0024	2520
			2J10	0.0074	
	Massapê and Aprazível formations	Sandstone and Polymictic breccia	2J9	-0.0905	2580
			2J8	-0.0039	
			2J7	-0.0024	
	Paleoproterozoic basement	Orthogneiss with mafic/felsic dykes	2J6	0.1752	2800
			2J5	0.0316	
			2J4	0.0708	
			2J3	-0.1512	
2J2	0.0082				
2J1					
Médio Coreaú Domain	Martinópolis Group	Schist and quartzite	2M14		2670
			2M13	0	2700
		Gneiss	2M12	0	2740
			2M11	0	2720
		Schist	2M10	0	2600
		Gneiss and Schist	2M9	0	2690
	2M8				
	Granja Complex/Paleoproterozoic basement	Gneiss and migmatite	2M7	-0.0044	2760
			2M6	0	
		Orthogneiss and migmatite	2M5	0.0083	
			2M4	0.0092	
			2M3	0.0064	
			2M2	-0.0012	
			2M1	0	

Table 4: Indices of the geophysical model obtained in Profile 3, with the physical properties (magnetic susceptibility and density) and geological units of each block (Figure 8).

Crustal Domain	Geological Unit	Lithology	Model index	Magnetic susceptibility (SI units)	Density (kg/m ³)	
Ceará Central Domain	Canindé Unit	Metatexite and metabasic	3C17	0	2800	
			3C16	0	2780	
			3C15			
	Independência Unit	Gneiss and Schist	3C14	0.0001		
			3C13	0	2720	
			3C12			
			3C11	0	2700	
			Quartzite and metalimestone	3C10	0.0054	2650
				3C9	-0.0016	
	Paleoproterozoic basement	Orthogneiss	3C8	0.0006		
			3C7	0.2206		
			3C6	0.0053		
			3C5	0.0199	2750	
			3C4	0.0282		
			3C3	0.0093		
			3C2	0.0132		
			3C1	0.0834		
Pacujá and Aprazível formations	Sandstone and Polymictic breccia	3J7	-0.0015	2560		
Parapuí Formation	Basalt	3J6	0.0156	2850		
Jaibaras Rift	Paleoproterozoic basement	Orthogneiss with mafic/felsic dykes	3J5	0.0202		
			3J4	0.1249		
			3J3	-0.0051	2800	
			3J2	0.0127		
			3J1	-0.3374		
Médio Coreaú Domain	Meruoca Granite	Granite	3M15	-0.0012		
			3M14			
			3M13	0	2630	
			3M12			
	Granja Complex/Paleoproterozoic basement	Orthogneiss and migmatite	3M11			
			3M10	-0.0029		
			3M9	-0.0025	2780	
			3M8	-0.0065		
			3M7	0.2964		
			3M6	-0.1314		
3M5	0.0543	2760				
3M4	0.0241					
3M3	0.2359					
3M2	-0.2073					
3M1	0.0178					

Table 5: Indices of the geophysical model obtained in profile 4 with the physical properties (magnetic susceptibility and density) and geological units of each block (Figure 9).

Crustal Domain	Geological Unit	Lithology	Model index	Magnetic susceptibility (SI units)	Density (kg/m ³)
Ceará Central Domain	Canindé Unit	Metatexite	4C10	0	2730
		Gneiss and granulite	4C9	0.0001	2780
	4C8		0.0017		
	4C7		-0.0013		
	4C6		0		
	Independência Unit	Quartzite and metalimestone	4C5	0	2690
			4C4	-0.0011	
		Orthogneiss	4C3	-0.0025	2750
			4C2	0.0025	
	4C1	0.0125			
Jaibaras Rift	Pacujá Formation	Sandstone and siltstone	4J11	0	2520
	Massapê, Pacujá and Aprazível formations	Sandstone and Polymictic breccia	4J10	0.0011	2560
			4J9		
	Paleoproterozoic basement	Orthogneiss with mafic/felsic dyke	4J8	-0.0177	2800
			4J7	-0.0131	
			4J6	-0.0141	
			4J5	0.0336	
			4J4	-0.0101	
			4J3	0.0047	
			4J2	-0.0243	
4J1	-0.0091				
Médio Coreaú Domain	Ubajara Group	Metasandstone	4M18	0	2580
		Metalsandstone	4M17	0	2670
	Metasandstone, metalimestone and metasiltstone with mafic/felsic dikes	4M16	0	2700	
		4M15			
		4M14			
		4M13			
		4M12			
	4M11				
	Granja Complex/Paleoproterozoic basement	Metalimestone	4M10	0	2650
			4M9	-0.0037	
Orthogneiss and migmatite with mafic/felsic dykes - Coreaú-Aroeiras Dyke Swarm		4M8	-0.0037	2790	
		4M7	-0.0051		
		4M6	-0.012		
		4M5	-0.0057		
		4M4	-0.0053		
		4M3	-0.0009		
Orthogneiss and migmatite	4M2	-0.0061	2760		
	4M1	-0.0082			

Table 6: Indices of the geophysical model obtained in profile 5, with the physical properties (magnetic susceptibility and density) and geological units of each block (Figure 10).

Crustal Domain	Geological Unit	Lithology	Model index	Magnetic susceptibility (SI units)	Density (kg/m ³)	
Ceará Central Domain	Canindé Unit	Metatexite	5C21	0	2700	
			5C20	0.0012	2720	
		Granulite and gneiss	5C19	-0.0023	2800	
			5C18	-0.0014		
			5C17	0.0002	2770	
			5C16	0.0016		
	Gneiss and Schist	5C15	0.0029	2700		
		5C14	-0.0011	2670		
	Paleoproterozoic basement	Orthogneiss	5C13	0	2630	
			5C12	0	2750	
			5C11	-0.0305		
			5C10	0.023		
			5C9	0.024		
			5C8	-0.0023		
			5C7	0.0123		
			5C6	0.029		
			5C5	0.0589		
			5C4	0.0634		
			5C3	0.0476		
			5C2	-0.0116		
			5C1	-0.0138		
Serra Grande Group and Pacujá Formation			Sandstone and conglomerate	5J18		0
	5J17					
	5J16					
	5J15					
	Pacujá Formation	Sandstone and siltstone	5J14	0		
			5J13			
	Aprazível Formation	Sandstone and Polymictic breccia	5J12	0	2580	
	Jaibaras Rift	Parapuí Formation	Basalt	5J11	0.1066	2900
				5J10	-0.1002	
		Paleoproterozoic basement	Orthogneiss with mafic/felsic dyke	5J9	-0.0029	2800
5J8				0.0442		
5J7				-0.0404		
5J6				-0.0072		
5J5				-0.0833		
5J4				-0.1533		
5J3	0.1456					
5J2	0.4161					
5J1	-0.2586					
Mucambo Granite	Granite	5M10	0	2650		
		5M9	0	2660		
		5M8				
	Ubajara Group	Hornfels	5M7	0.0002	2700	
		Metasandstone and metasiltstone	5M6	0		
			5M5			
			5M4	-0.0021		
Granja Complex/Paleoproterozoic basement	Orthogneiss and migmatite	5M3	0.0065	2760		
		5M2	0.0021			
		5M1	-0.0027			

CONCLUSÕES

7. CONCLUSÕES

As atividades descritas no capítulo 3 – Métodos - foram desenvolvidas de acordo com o cronograma previsto no plano de tese. Um primeiro artigo (Capítulo 5) que se baseia nas interpretações das assinaturas gamaespectrométricas, magnéticas e gravimétricas do arcabouço estrutural do Rifte de Jaibaras, com investigação de fontes em subsuperfície por meio de deconvolução de Euler 2-D e 3-D e modelagem gravimétrica 2-D foi publicado no “*Journal of South American Earth Sciences* (2015)” e mostra parte dos resultados obtidos com os dados geofísicos no Rifte de Jaibaras. O segundo artigo (Capítulo 6) foi submetido à revista *Interpretation* da *Society of Exploration Geophysicists* e trata da interpretação qualitativa e quantitativa, deconvolução de Euler 2-D e modelagem conjunta de dados magnéticos, gravimétricos e magnetotélúricos realizada em cinco perfis perpendiculares ao eixo principal do Rifte de Jaibaras. As conclusões acerca dos principais resultados alcançados na presente tese de doutorado estão sintetizadas abaixo:

- O Rifte de Jaibaras representa segmento encravado na região limítrofe entre dois domínios crustais distintos – os domínios Médio Coreau (DMC) e Ceará Central (DCC) - na porção setentrional da Província Borborema; sua assinatura geofísica é completamente diferente dos blocos circunvizinhos.
- A cartografia dos domínios geofísicos da área estudada forneceu importantes subsídios para a distribuição espacial das unidades geológicas que formam o substrato estrutural do Rifte de Jaibaras, bem como para demarcação dos principais lineamentos estruturais da região. A assinatura das fontes geofísicas caracteriza-se por diversos domínios gamaespectrométricos, magnéticos e gravimétricos, alguns dos quais ainda não mapeados na geologia de superfície conhecida. Os mapas aerogeofísicos mostram estruturação regional marcada por lineamentos geofísicos com direção E-W e leve inflexão para NE-SW no DMC e direção preferencial NE-SW no Rifte de Jaibaras. O DCC é marcado por caráter mais homogêneo, com anomalias de maior comprimento de onda e de direção NE-SW.
- A assinatura magnética e gravimétrica do Rifte de Jaibaras é marcada por anomalias negativas e positivas, respectivamente. A anomalia magnética possui curto comprimento de onda (< 5 km), enquanto a anomalia gravimétrica residual tem comprimentos de ondas maiores que 10 km na região do rifte. Anomalias de grande amplitude do sinal analítico para os dados magnéticos e anomalias positivas nos dados gravimétricos estão associadas, em grande parte, a importante e representativa contribuição de rochas vulcânicas em superfície e em profundidade, pertencentes à Formação Parapuá ao longo de todo rifte.

- A assinatura e as profundidades das fontes magnéticas e gravimétricas foram determinadas por meio da deconvolução de Euler 2-D e 3-D, de continuações ascendentes, do espectro de potência, da modelagem gravimétrica e da modelagem conjunta magnética-gravimétrica 2-D. Foram cartografados diversos falhamentos associados à abertura do Rifte de Jaibaras e outros interpretados como reativações da Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II, parte norte do Lineamento Transbrasiliano.

- Levantamentos de campo para o reconhecimento geológico das principais unidades geológicas do Rifte de Jaibaras e de seu arcabouço geológico foram importantes para definir melhor os limites entre as diversas unidades litoestratigráficas da região. Amostragem das rochas expostas permitiu ensaios de densidades em laboratório com objetivo de incorporar esses dados nas modelagens e diminuir o universo de soluções ou ambiguidade dos dados gravimétricos.

- A modelagem conjunta magnética-gravimétrica 2,5-D foi estabelecida a partir da criação de blocos com propriedades físicas distintas, que mostram a configuração complexa do arcabouço estrutural do Rifte de Jaibaras, com conjunto de grábens assimétricos e horsts. Esses modelos foram balizados pelos dados de deconvolução de Euler 2-D, dados de densidade e trabalhos anteriores envolvendo a interpretação e modelagem de dados gravimétricos, magnetotélúricos e de sísmica de reflexão.

- Os resultados obtidos na modelagem conjunta dos dados magnéticos e gravimétricos foram satisfatórios, sendo que o erro variou em média de aproximadamente 20% para os dados magnéticos e 0,15% para os dados gravimétricos. O maior erro no ajuste dos dados magnéticos é atribuído à maior quantidade de fontes magnéticas rasas com diferentes valores de susceptibilidade magnética, uma vez que não foram realizadas medidas de susceptibilidade magnética nas amostras de rochas de superfície.

- Os modelos geológicos criados a partir da modelagem conjunta nos cinco perfis magnéticos e gravimétricos representam a estruturação interna do Rifte de Jaibaras e de seu arcabouço estrutural na porção superior da crosta superior. A seção magnetotélúrica permitiu investigação mais profunda, com determinação de descontinuidades associadas a variações de resistividades das unidades geológicas detectadas até 10 km de profundidade.

- A região do Rifte de Jaibaras é marcada por estruturação interna complexa, com sequências de grábens e *horsts* descontínuos, além de expressivo volume de rochas vulcânicas em superfície e subsuperfície. Os pacotes sedimentares e as sequências vulcânicas do rifte apresentam espessuras variáveis, entre 1 e 3 km. Essas unidades de rochas são controladas por

falhas normais lítricas que se desenvolveram graças a descontinuidades mais antigas, como por exemplo, o Lineamento Transbrasiliano. Os dados magnetotelúricos corroboram essa configuração e mostram ainda anomalias condutivas que podem estar associadas a zona de subducção ou sutura pretérita no Domínio Ceará Central.

- A evolução tectono-magmática-sedimentar do Rifte de Jaibas é iniciada a partir do final da Orogenia Brasileira, com tensores regionais atuando de modo a abrir a bacia em regime transtensional. O rifte inicial tinha formato em “V” e a sequência de processos evolutivos de rifteamento, erosão e fechamento após o Cambro-Ordoviciano levou a falhamentos de direção NE-SW, E-W e NW-SE, que, em parte, indicam processos de reativação, assinalados por sismos e enxames de sismos na região do Rifte de Jaibas e seu entorno.

- Os resultados mostram, também, novas informações para o avanço no conhecimento do potencial metalogenético da Bacia de Jaibas, principalmente das rochas da suíte magmática básica. Órgãos públicos e privados investem em pesquisas, buscando o conhecimento dos aspectos geológicos e geotectônicos regionais para suporte de atividades de exploração de ferro, cobre e manganês na região.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AeroGeoPhysica LatinoAmerica, 2006. Relatório final do levantamento e processamento dos dados magnetométricos e gamaespectrométricos. Projeto Aerogeofísico Novo Oriente. Programa Geologia do Brasil. MME, SGM TM 1, 1-39.

Almeida, A. R., 1998. O magmatismo Parapuí e a evolução geológica da Bacia de Jaibaras. Tese de Professor Titular, DEGEO, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 279p.

Almeida, A. R., e Andrade Filho, J. F., 1999. A Suíte Magmática Aroeiras – Sobral-CE: Petrologia, Mecanismo de Emplacement e Posição Estratigráfica. Revista de Geologia (Fortaleza). 12: 53-68.

Almeida, F. F. M., Hasui, Y., Brito Neves, B. B., Fuck, R. A., 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. Earth Science Reviews, 17: 1-29.

Amaral, W. S., 2010. Análise geoquímica, geocronológica e termobarométrica das rochas de alto grau metamórfico, adjacentes ao arco magmático de Santa Quitéria, NW da Província Borborema. Tese de doutorado, Universidade de Campinas – UNICAMP, 248p.

Amaral, W. S., Santos, T. J. S., Ancelmi, M. F., Fuck, R. A., Dantas, E. L., Matteini, M., Moreto, C. P. N., 2015. 1.57 Ga protolith age of the Neoproterozoic Forquilha eclogites, Borborema Province, NE Brazil, constrained by U-Pb, Hf and Nd isotopes. Journal of South American Earth Sciences 58: 210-222.

Amaral, W. S., Santos, T. J. S., Wernick, E., 2011. Occurrence and geochemistry of metamafic rocks from the Forquilha Eclogite Zone, Central Ceará (NE Brazil): geodynamic implications. Geological Journal, 46(2-3): 137-155.

Amaral, W. S., Santos, T. J. S., Wernick, E., Nogueira Neto, J. A., Dantas, E. L., Matteini, M., 2012. High-pressure granulites from Cariré, Borborema Province, NE Brazil: Tectonic setting, metamorphic conditions and U-Pb, Lu-Hf and Sm-Nd geochronology. Gondwana Research 22: 892-909.

Ancelmi, M. F., Santos, T. J. S., Amaral, W. S., Fuck, R. A., Dantas, E. L., Zincone, S. A., 2015. Provenance of metasedimentary rocks from the Ceará Central Domain of Borborema Province, NE Brazil: implications for the significance of associated retrograded eclogites. *Journal of South American Earth Sciences* 58: 82-99.

Ancelmi, M. F., Santos, T. J. S., Reginato, R. A., Amaral, W. S., Monteiro, L. V. S., 2013. Geology of the Forquilha Eclogite Zone, Ceará Central Domain, northwestern Borborema Province. *Brazilian Journal of Geology*, 43(2): 235-252.

Araújo, C. E. G., Cordani, U. G., Basei, M. A. S., Castro, N. A., Sato, K., Sproesser, W. M. 2012a. U-Pb detrital zircon provenance of metasedimentary rocks from the Ceará Central and Médio Coreá domains, Borborema Province, NE-Brazil: Tectonic implications for a long-lived Neoproterozoic active continental margin. *Precambrian Research*, 206-207: 36-51.

Araújo, C. E. G., Cordani, U. G., Weinberg, R. F., Basei, M. A. S., Armstrong, R., Sato, K., 2014. Tracing Neoproterozoic subduction in the Borborema Province (NE-Brazil): Clues from U-Pb geochronology and Sr-Nd-Hf-O isotopes on granitoids and migmatites. *Lithos* 202-203: 167-189.

Araújo, C. E. G., Costa, F. G., Píneo, T. R. G., Cavalcante, J. C., Moura, C. A. V., 2012b. Geochemistry of $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ zircon ages of granitoids from the southern portion of the Tamboril-Santa Quitéria granitic-migmatitic complex, Ceará Central domain, Borborema Province (NE Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, 33:21-33.

Araújo, C. E. G., Pinéo, T. R. G., Caby, R., Costa, F. G., Cavalcante, J. C., Vasconcelos, A. M., Rodrigues, J. B., 2010. Provenance of the Novo Oriente Group, southwestern Ceará Central Domain, Borborema Province (NE-Brazil): A dismembered segment of a magma-poor passive margin or a restricted rift-related basin? *Gondwana Research*, 15: 454-470.

Archanjo, C. J., Launeau, P., Hollanda, M. H. B. M., Macedo, J. W. P., 2009. Scattering of magnetic fabrics in the Cambrian alkaline granite of Meruoca (Ceará State, northeastern Brazil). *International Journal of Earth Sciences*, 98: 1793-1807.

Arthaud, M. H., 2007. Evolução Neoproterozóica do Grupo Ceará (Domínio Ceará Central, NE Brasil): da sedimentação à colisão continental brasileira. Tese de doutorado, Universidade de Brasília, Brasília, 170p.

Arthaud, M. H., Caby, R., Fuck, R. A., Dantas, E. L., Parente, C. V., 2008. Geology of the northern Borborema Province, and its correlations with Nigeria, NW Africa. *In*: Pankhurst, R. J., Trouw, R. A. J., Brito Neves, B. B., de Witt, M. J. West Gondwana, Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region. Geological Society, London, Special Publications, 294: 49-67.

Baranov, V., 1957. A new method for the interpretation of aeromagnetic maps: pseudo-gravimetric anomalies. *Geophysics*, 22: 359-383.

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

Bond, G. C., Nickeson, P. A., Kominz, M. A., 1984. Breakup of a supercontinent between 625 and 555 Ma: new evidence and implications for continental histories. *Earth and Planetary Science Letters*, 70: 325-345.

Briggs, I. C., 1974. Machine contouring using minimum curvature. *Geophysics*, 39(1): 39-48.

Brito Neves B. B., Sá, J. M., Nilson, A. A., Botelho, N. F., 1995. A tafrogênese estateriana nos blocos paleoproterozóicos da América do Sul e processos subsequentes. *Revista Geonomos*, 3: 1-21.

Brito Neves, B. B. e Campos Neto, M. C., 2002. Ciclo Brasileiro: discussão prefacial. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 41, João Pessoa, Anais, 295p.

Brito Neves, B. B. e Cordani, U. G., 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *In*: Stern, R. J. e Van Schmus, W. R. (Eds), *Crustal Evolution in the Late Proterozoic*. *Precambrian Research*, 53: 23-40.

Brito Neves, B. B., 1983. O mapa geológico do nordeste oriental do Brasil, Escala 1:1.000.000. Tese de Livre docência, Universidade de São Paulo, 177p.

Brito Neves, B. B., Fuck, R. A., Pimentel, M. M., 2014. The Brasiliano collage in South America: a review. *Brazilian Journal of Geology*, 44(3): 493-518.

Brito Neves, B. B., Long, L. L., Kawashita, K., Sial, A. N., Cordani, U. G., Pessoa, R. J. R., 1978. Estudo da geocronologia da faixa costeira pré-cambriana do Nordeste. Não publicado. CNPq, Recife, 14p.

Brito Neves, B. B., Santos, E. J., Van Schmus, W. R., 2000. The tectonic History of the Borborema Province. *In*: Cordani, U. G., Milani, E. J., Thomaz Filho, A., Campos, D. A. (Eds.), *International Geological Congress, Rio de Janeiro, Tectonic Evolution of South America*, 31: 151-182.

Caby, R. e Arthaud, M. H., 1986. Major Precambrian nappes of the Brazilian Belts, Ceará, Northeast Brazil. *Geology*, 14: 871-874.

Caby, R., 1989. Precambrian terrane of Benin–Nigeria and northeast Brazil and Proterozoic Atlantic fit barks. *Geological Society of America, Special paper*, 230: 145-158.

Caputo, M. V. e Lima, E. C., 1984. Estratigrafia, idade e correlação do Grupo Serra Grande. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais... Rio de Janeiro, SBG-Núcleo RJ/ES*, 2:740-753.

Castaing, C., Triboulet, C., Feybesse, J. L., Chevremont, P., 1993. Tectonometamorphic evolution of Ghana, Togo and Benin in the light of the Pan-African/Brasiliano Orogeny. *Tectonophysics*, 218: 323-342.

Castaing, C.; Feybesse, J. L.; Thieblemont, D., Triboulet, C., Chevremont, P., 1994. Paleogeographical reconstructions of the Pan-African/Brasiliano orogen: closure of an oceanic domain or intracontinental convergence between major blocks?. *Precambrian Research*, 69: 327-344.

Castro, D. L., 2005. Modelagem gravimétrica 3-d de corpos graníticos e bacias sedimentares com embasamento estrutural de densidade variável. *Revista Brasileira de Geofísica*, Rio de Janeiro/RJ, 23: n° 3, 295-308.

Castro, D. L., 2011. Gravity and magnetic joint modeling of the Potiguar Rift Basin (NE Brazil): Basement control during Neocomian extension and deformation. *Journal of South American Earth Sciences*, 31: 186-198.

Castro, D. L., Fuck, R. A., Phillips, J. D., Vidotti, R. M., Bezerra, F. H. R., Dantas, E. L., 2014. Crustal structure beneath the Paleozoic Parnaíba Basin revealed by airborne gravity and magnetic data, Brazil. *Tectonophysics (Amsterdam)* 614, 128-145.

Castro, N. A., 2004. Evolução Geológica Proterozóica da região entre Madalena e Taparuaba, Domínio Tectônico Ceará Central (Província Borborema). Tese de doutorado, Universidade de São Paulo, 221 p.

Castro, N. A., Araujo, C. E., Basei, M. A. S., Osako, L. S., Nutman, A., Liu, D., 2012. Ordovician A-type granitoid magmatism on the Ceará Central Domain, Borborema Province, NE-Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 36: 18–31.

Cavalcante, J. C., Vasconcelos, A. M. *et al.*, 2003. Mapa Geológico do Estado do Ceará – Escala 1:500.000. Ministério das Minas e Energia/Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, Fortaleza, Brasil.

Cobra, R. Q., 1963. Estudos da estratigrafia, tectônica, ocorrências minerais e recursos d'água do Nordeste do Ceará. SUDENE/DRM, Recife. Trabalho não publicado, 23p.

Constable, S. C., Parker, R. L., Constable, C. G., 1987. Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. *Geophysics* 52, 289-300.

Cordani, U. G., Pimentel, M. M., Araújo, C. E. G., Basei, M. A. S., Fuck, R. A., Girardi, V. A. V., 2013b. Was there an Ediacaran Clymene Ocean in central South America? *American Journal of Science* 313, 517-539.

Cordani, U. G., Pimentel, M. M., Araújo, C. E. G., Fuck, R. A., 2013a. The significance of the Transbrasiliano-Kandi tectonic corridor for the amalgamation of West Gondwana. *Brazilian Journal of Geology* 43, 583-597.

Cordell, L. e Graunch, V. J. S., 1985. Mapping basement magnetization zones from aeromagnetic data in the San Juan Basin, New Mexico. *In: Hinze, W. J. (Ed.). The Utility of Regional Gravity and Magnetic Anomalies Maps. Society of Exploration Geophysicists*, 181-197.

Cordell, L., Phillips, J. D., Godson, R. H., 1992. US Geological Survey Potential Field geophysical software Version 2.0, USGS, Open File Report, 92-18.

Costa, F. G., Araújo, C. E. G., Amaral, W. S., Vasconcelos, A. M., Rodrigues, J. B., 2013. U-Pb (LA-ICPMS) zircon ages and Nd isotopes for granitoids of the Tamboril-Santa Quitéria Complex, Ceará Central domain: implication for Neoproterozoic syncollisional magmatism in north Borborema Province. *Geologia USP, Série Científica*, 13: 159-174.

Costa, M. J., França, J. B., Bacciegga, I. F. Habekost, C. R., Cruz, W. B., 1973. Geologia da Bacia Jaibaras, Ceará, Piauí e Maranhão. Projeto Jaibaras. Departamento Nacional de Produção Mineral /Serviço Geológico do Brasil. Recife, Brasil. Relatório final. Vol. 5.

Costa, M. J., França, J. B., Lins, C. A. C., Bacchiegga, I. F., Habekost, C. R., Cruz, W. B., 1979. Geologia da Bacia de Jaibaras, Ceará, Piauí e Maranhão: Projeto Jaibaras. Série Geologia N° 14, Seção Geologia Básica N° 11, Brasília: Departamento Nacional de Produção Mineral, 106p.

Cunha, F. M. B., 1986. Evolução paleozóica da Bacia do Parnaíba e seu arcabouço tectônico. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 107p.

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 Groot-Hedlin C. e Constable S. C., 1990. Occam's inversion to generate smooth, two-dimensional models from magnetotelluric data. *Geophysics* 55, 1613-1624.

Delgado, I., Souza, J., Silva, L., Silveira Filho, N., Santos, R., Pedreira, A., Guimarães, J., Angelim, L., Vasconcelos, A., Gomes, I., Lacerda Filho, J., Valente, C., Perrotta, M. e Heineck, C., 2003. Geotectônica do Escudo Atlântico. *In: Bizzi, L., Vidotti, R. e Gonçalves, J. (Eds.). Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. 5, 227-334.*

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. Doctoral Dissertation, Department of Geology, The University of Kansas, Lawrence, Kansas, USA, 164p.

Fetter, A. H., Santos, T. J. S., Van Schmus, W. R., Hackspacher, P. C, Brito Neves, B. B., Arthaud, M. H., Nogueira, J. A., Wernick, E., 2003. Evidence for Neoproterozoic continental arc magmatism in the Santa Quitéria Batholith of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the assembly of West Gondwana. *Gondwana Research*, 6: 265-273.

Fetter, A. H., Van Schmus, W. R., Santos, T. J. S., Arthaud, M. H., Nogueira Neto, J. A., 1997. Geologic history and framework of Ceará State: Northwest Borborema Province, NE Brazil. *South American Symposium on Isotope Geology, Brazil, Extended Abstracts*: 112-114.

Fetter, A. H., Van Schmus, W. R., Santos, T. J. S., Arthaud, M. H., Nogueira Neto, J. A., 2000. U-Pb and Sm-Nd geochronological constraints on the crustal evolution and basement architecture of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the existence of the Paleoproterozoic supercontinent "Atlantica". *Revista Brasileira de Geociências*, 30: 102-106.

Garcia, M. G. M., Parente, C. V., Silva Filho, W. F., Almeida, A. R., 2010. Idade do vulcanismo ácido da Formação Parapuí: implicações na estratigrafia da Bacia Eopaleozóica Jaibaras-CE. *In: XLV Congresso Brasileiro de Geologia, 2010, Belém. Anais do XLV Congresso Brasileiro de Geologia.*

Garcia, M. G. M., Santos, T. J. S., Amaral, W. S., 2014. Provenance and tectonic setting of Neoproterozoic supracrustal rocks from the Ceará Central Domain, Borborema Province (NE Brazil): constraints from geochemistry and detrital zircon ages. *International Geology Review* 56: 481-500.

Geosoft Inc., 2010a. Filtragem montaj MAGMAP. Processamento de dados de campos potenciais no domínio da frequência. Extensão para o Oasis Montaj, v. 7.1. Tutorial e guia do usuário. Toronto, ON Canadá,. 77p.

Geosoft Inc., 2010b. Montaj GridKnit. Grid Stitching Extension for Oasis montaj v. 7.1. Tutorial and user guide. Toronto, ON Canadá, 28p.

Geosoft Inc., 2010c. Montaj Gravity & Terrain Correction. Extensão de Processamento de Dados Gravimétricos para o Oasis montaj v. 7.1. Tutorial e guia do usuário. Toronto, ON Canadá, 60p.

Góes, A. M. O. e Feijó, F. J., 1994. Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 8: 57-67.

Gomes, E. N. e Souza, F. E. F., 2008. Aspectos litológicos, estruturais, estratigráficos e petrográficos da quadrícula Pacujá, Folha SA-24-Y-C-VI (Bacia do Jaibaras – CE). Relatório de Graduação. Universidade Federal do Ceará, 82p.

Gomes, J. R. C., Gatto, C. M. P. P., Souza, G. M. C., Luz, D. S., Pires, J. L., Teixeira, W., França, F. A. B., Cabral, E. M. A., Menor, E. A., Monteiro, N., Barros, M. J. G., Ribeiro, A. G., Lima, E. A., Fonseca, R. A., 1981. Geologia. Projeto RADAMBRASIL, levantamentos de recursos naturais, folhas Jaguaribe/Natal. Rio de Janeiro: Ministério de Minas e Energia, 23: 27-300.

Gorayeb, P. S. S., Abreu, F. A. M., Correa, J. A. M., Moura, C. A. V., 1988. Relações estratigráficas entre o granito Meruoca e a sequência Ubajara-Jaibaras. XXXV Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, 6: 2678-2688.

Gorayeb, P. S. S., Abreu, F. A. M., Hasui, Y., 1993. A tectônica distensiva e a geração de granitos eopaleozóicos no oeste do Ceará. XV Simpósio de Geologia do Nordeste, Natal, 254-257.

Hackspacher, P. C., Soares, J.W., Petta, P. A., 1988. A geologia do Grupo Ubajara - Região de Frecheirinha. *In: XXXV Congresso Brasileiro de Geologia*. Belém, Anais do CBG, v. 6. p. 2661-2677.

Kane, M. F., 1962. A comprehensive system of terrain corrections using a digital computer, *Geophysics*, vol. 27, n. 4.

Kegel, W., Scorza, E. P., Coelho, F. C. P., 1958. Estudos geológicos do norte do Ceará. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia*, 184, Rio de Janeiro: Departamento Nacional de Produção Mineral, 1-46.

Leighton, M. W., 1990. Introduction to interior cratonic basins. *In: Leighton, M. W., Kolata, D. R., Oltz, D. F., Eidel, J. J. (Eds.), Interior cratonic basins*, American Association of Petroleum Geologists, Memoir, 51: 1-24.

Lieberman, B. S., 1997. Early Cambrian paleogeography and tectonic history: A biogeography approach. *Geology*, 25: 1039-1042.

Martins, G. e Oliveira, E. P., 2010. Petrogênese dos Ortognaisses Cipó e implicações para evolução crustal durante o Paleoproterozóico no Domínio Ceará Central da Província Borborema. *Revista de Geologia*, 23: 61-77.

Martins, G., Oliveira, E. P., Lafon, J. M., 2009. The Algodões amphibolite-tonalite gneiss sequence, Borborema Province, NE Brazil: geochemical and geochronological evidence for Palaeoproterozoic accretion of oceanic plateau/back-arc basalts and adakitic plutons. *Gondwana Research*, 15: 71-85.

Mello, Z. F., 1978. Evoluções finais do ciclo geotectônico Brasileiro no Nordeste Oriental. *XXX Congresso Brasileiro de Geologia*, Recife, 6: 2438-2450.

Miller, H. G. e Singh, V., 1994, Potential field tilt - a new concept for location of potential field sources: *Journal of Applied Geophysics*, 32: 213-217.

Minty, B. R. S., 1991. Simple micro-levelling for aeromagnetic data. *Exploration Geophysics*, 22: 591-592.

Mizusaki, A. M. P. e Saracchini, F. E., 1990. Catálogo geral de dados geocronológicos da Petrobrás. Petrobrás/Cenpes, Rio de Janeiro, Relatório Interno. 24p.

Nabighian, M. N., 1984. Toward a three-dimensional automatic interpretation of potential field data via generalized Hilbert transforms: fundamental relations, *Geophysics* 49, 780-786.

Nabighian, M. N., Grauch, V. J. S., Hansen, R. O., LaFehr, T. R., Li, Y., Peirce, J. W., Phillips, J. D., Ruder, M. E., 2005, The historical development of the magnetic method in exploration: *Geophysics*, 70(6): 33-61.

Nagy, D., 1966. The gravitational attraction of a right rectangular prism, *Geophysics*, vol. 31, n. 2.

Nascimento, D. A. e Gava, A., 1979. Novas Considerações sobre a Estratigrafia da Bacia Jaibaras. *In: IX Simpósio de Geologia do Nordeste*, Natal, Anais, 9-29.

Nascimento, D. A., Gava, A., Pires, J. L., Teixeira, W., Franóia, F. A. B., Cabral, E. M. A., Stamford, W. J. P., Ribeiro, A. G., Barros, M. J. G., Fonseca, R. A., 1981. Geologia. *In Projeto RADAMBRASIL, levantamentos de recursos naturais, folha Fortaleza*. Rio de Janeiro: Ministério de Minas e Energia, 21: 23-212.

Novais, F. R. G., Brito Neves, B. B., Kawashita, K., 1979. Reconhecimento cronoestratigráfico na região Noroeste do Ceará. *IX Simpósio de Geologia do Nordeste*, Natal, 91-110.

Oliveira, D. C. e Mohriak, W. U., 2003. Jaibaras trough: an important element in the early tectonic evolution of the Parnaíba interior sag basin, Northern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 20: 351-383.

Oliveira, D. C., 1999. Stratigraphic interplays between igneous and sedimentary events in Early Palaeozoic Jaibaras Trough (Northeast Brazil). *Revista Brasileira de Geociências*, 30(3): 423-427.

Oliveira, D. C., 2001. Reavaliação da evolução tectono-magmática do Graben de Jaibaras (Nordeste do Brasil). *Acta Geologica Hispanica*, 36(1/2): 53-95.

Oliveira, R. G., 2008. Arcabouço geofísico, isostasia e causas do magmatismo cenozoico da Província Borborema e de sua margem continental (Nordeste do Brasil). Tese de doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 411p.

Parente C. V. e Arthaud M. H., 1995. O sistema Orós-Jaguaribe no Ceará, NE do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 25: 297-306.

Parente, C. V., Botelho, N. F., Santos, R. V., Garcia, M. G. M., Oliveira, C. G., Verissimo, C. U. V., 2011. Contexto Geológico, Tipológico e Geoquímico Isotópico das Brechas Hidrotermalizadas de Ferro e Cobre tipo IOCG, associadas à Bacia Eo-Paleozóica Jaibaras, da Província Borborema, Brasil. *In: José Carlos Frantz., Juliana Marques., Hardy Jost. (Eds.). Contribuições à Metalogenia do Brasil. Porto Alegre: UFRGS, 2011, v. 1, 26p.*

Parente, C. V., Filho, W. F. S., Almeida, A. R., 2004. Bacias do Estágio de Transição do Domínio Setentrional da Província Borborema. *In Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, D. D. R. e Brito Neves, B. B. (Eds.). Geologia do Continente Sul Americano, Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida, 29, 525-536.*

Prado, F. S., Mendonça, J. C. G., Morais, J. B. A., Medeiros, M. F., Assunção, P. R. S., Andrade, V. A., Medeiros, R. P., 1981. Geologia da região noroeste do Estado do Ceará - Projeto Martinópolis. Brasília. Série Geologia n°. 23. Seção Geologia Básica n°. 17, Brasília: Departamento Nacional de Produção Mineral, 59p.

Prospectors Aerolevantamentos e Sistemas LTDA, 2009. Relatório final do levantamento e processamento dos dados magnetométricos e gamaespectrométricos. Projeto Aerogeofísico Norte do Ceará. Programa Geologia do Brasil. MME, SGM TM 1, 1-40.

Quadros, M. L. E. S., Abreu, F. A. M., Gorayeb, P. S. S., 1994. Considerações sobre os ambientes deposicionais das formações Pacujá e Aprazível, Bacia de Jaibaras - NW do Ceará. XXXVIII Congresso Brasileiro de Geologia, Camboriú, 240-242.

Rao, B. N, Ramakrishna, P., Markandeyulu, A., 1995. GMINV: A computer program for gravity or magnetic data inversion. *Computers e Geosciences*, 21: N° 2, 301-319.

Reid, A. B., Allsop J. M., Granser H., Millett A. J., Somerton I. W., 1990. Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. *Geophysics* 55, 80-91.

Reynolds, J. M., 1997. *An Introduction to Applied and Enviromental Geophysics*. Chichester, John Wiley e Sons. 796p.

Roest, W. R., Verhoef, J., Pilkington, M., 1992. Magnetic interpretation using the 3D analytical signal. *Geophysics* 57(1), 116-125.

Sá, E. F. J., Hackspacher P. C., Nogueira, A. M. M., McReath, I., Lins, F. A., Srivastava, N. K. I., 1979. Observações sobre a estratigrafia e sequências ígneas da Bacia de Jaibaras, Nordeste do Ceará. *In: SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste*, Natal, 9: 30-38.

Santos, E. J. e Brito Neves, B. B., 1984. Província Borborema. *In: O Precambriano do Brasil* F.F.M. de Almeida e Y. Hasui (Eds.), Ed. Blucher, Brasil, 123-186.

Santos, E. J., Coutinho, M. G. N., Costa, M. P. A., Ramalho, R., 1984. A Região de Dobramentos Nordeste e a Bacia do Parnaíba, incluindo o Cráton de São Luis e as Bacias Marginais. *In: Schobbenhaus, C., Campos, D. A., Derze, G. R., Asmus, H. E. (Eds.), Geologia do Brasil, texto explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais, escala 1:2.500.000*. Brasília: Departamento Nacional de Produção Mineral, 131-189.

Santos, E. J.; Van Schmus, W. R.; Kozuch, M.; Brito Neves, B. B., 2010. The Cariris Velhos Tectonic Event in Northeast Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 29: 61-76.

Santos, R. V., Oliveira, C. G., Parente, C. V., Garcia, M. G. M., Dantas, E. L., 2013. Hydrothermal alteration related to a deep mantle source controlled by a Cambrian intracontinental strike-slip fault: Evidence for the Meruoca felsic intrusion associated with the Transbraziliano lineament, northeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 43: 33-41.

Santos, T. J. S. 1993. Aspectos geológicos de uma área a sudeste de Granja, região NW do Ceará. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista (IGCE-UNESP), Rio Claro, São Paulo, Brasil, 159p.

Santos, T. J. S. e Hackspacher, P. C., 1991. Geologia do Grupo Martinópolis, NW do Ceará. *Anais do XXX Congresso Brasileiro de Geologia*, São Paulo.

Santos, T. J. S., 1999. Evolução Tectônica e Geocronológica do Extremo Noroeste da Província Borborema. Tese de doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas IGCE/UNESP-Rio Claro, SP, 186p.

Santos, T. J. S., Amaral, W.S., Ancelmi, M. F., Pitarello, M. Z., Fuck, R. A., Dantas, E. L., 2014. U-Pb age of the coesite-bearing eclogite from NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for western Gondwana assembly. *Gondwana Research*, no prelo.

Santos, T. J. S., Dantas, E. L., Fuck, R. A., Araújo, C. E. G., Rosa, F. F., Amaral, W. S., 2007. The geology and U–Pb and Sm–Nd geochronology from the northern portion of the Santa Quitéria Batholith, NE Brazil. *In: XI Simpósio nacional de estudos tectônicos – V International symposium on tectonics of Brazil*, Anais, Extended Abstracts. Sociedade Brasileira de Geologia, 142–144.

Santos, T. J. S., Fetter, A. H., Hackspacher, P. C., Van Schmus, W. R., Nogueira Neto, J. A., 2008b. Neoproterozoic tectonic and magmatic episodes in the NW sector of the Borborema Province, NE Brazil, during the assembly of Western Gondwana. *Journal of south American Earth Sciences*, 25: 271-284.

Santos, T. J. S., Fetter, A. H., Nogueira Neto, J. A., 2008a. Correlation of the west margin of the Transbraziliano–Kandi Lineament in the Borborema Province (NE Brazil) and Pharusian

Belt (NW Africa). *In*: Pankhurst, R. J., Trouw, R. A. J., Brito Neves, B. B., Wit, M. J. (Eds.), *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations A cross the South Atlantic Region*. Geological Society, London, Special Publications, 294: 101-119.

Santos, T. J. S., Fetter, A., Hackspacher, P., Van Schmus, W. R., Nogueira Neto, J. A., 2004. Structural and geochronological studies of the Médio Coreaú Domain, NE Brazil: Constraints on Brasiliano/Pan-African tectonic evolution in the NW part of the Borborema Province. *In*: Weinberg, R., Trouw, R., Fuck, R. e Hackspacher, P. (Eds.). *The 750–550 Ma Brasiliano Event of South America*. *Journal of the Virtual Explorer, Electronic Edition*, vol. 17, Paper 9.

Santos, T. J. S., Garcia, M. G. M., Amaral, W. S., Caby, R., Wernick, E., Arthaud, M. H., Dantas, E. L., Santosh, M., 2009. Relics of eclogite facies assemblages in the Ceará Central Domain, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the assembly of West Gondwana. *Gondwana Research*, 15: 454-470.

Santos, T. J. S., Nogueira Neto, J. A., Fetter, A. H., Hackspacher, P. C., 2001. Petrografia e Litogeoquímica das Rochas do Embasamento Cristalino da Região de Granja - CE. *Revista de Geologia (UFC)*, 14: 33-48.

Santos, T. J. S., Souza, G. M., Queiroz, H. B., Nogueira Neto, J. A., Parente, C. V., 2002. Tafrogênese estateriana no embasamento paleoproterozóico do NW da Província Borborema: Uma abordagem petrográfica, geoquímica e geocronológica *In*: XLI Congresso Brasileiro de Geologia, João Pessoa, Anais. Sociedade Brasileira de Geologia (SBG), p. 337.

Schobbenhaus, C. Campos, D. A., Derze, G. R., Asmus, H. E., 1975. Texto Explicativo. Folha Goiás SD.22. *In*: Schobbenhaus, C. (Ed.) *Carta Geológica do Brasil Milionésimo*. Brasília, DNPM, 114p.

Sial, A. N. e Long, L. E., 1987. Mineral chemistry and stable isotope geochemistry of the Cambrian Meruoca and Mucambo plutons, Ceará, northeast Brazil. *International symposium on granites and associated mineralizations (ISGAM)*, Salvador, Brazil, 185-188.

Sial, A. N., Figueiredo, M. C. H., Long, L. E., 1981. Rare-earth element geochemistry of the Meruoca and Mucambo Plutons, Ceará, Northeast Brazil. *Chemical Geology*, 31: 271-283.

Sial, A.N., 1989. Petrologia, geoquímica de elementos maiores, traços, terras raras e isótopos (Sr, O, H, S) nos batólitos da Meruoca e Mucambo, Ceará, Nordeste do Brasil. Tese Livre Docência, Universidade Federal do Pernambuco, 284p.

Silva Filho, M. A., 1995. A Província Borborema, nova abordagem geotectônica. XVI Simpósio de Geologia do Nordeste, Recife, 2: 384-390.

Simpson, F. e Bahr K., 2005. Practical Magnetotellurics. Cambridge University Press, Cambridge, 270p.

Spector, A. e Grant, F. S., 1970. Statistical models for interpreting aeromagnetic data. Geophysics, 35(2): 293-302.

Swain, C. J., 1976. A FORTRAN IV program for interpolating irregularly spaced data using the difference equations for minimum curvature. Computers e Geosciences, 1: 231-240.

Tavares Jr., S. S., Gorayeb, P. S. S., Lafon, J. M., 1990. Petrografia e geocronologia Rb/Sr do feixe de diques da borda oeste do Granito de Meruoca (CE). XXXVI Congresso Brasileiro de Geologia, Natal, 337-338.

Telford, W. M., Geldart, L. P., Sheriff, R. E., Keys, D. A., 1998. Applied Geophysics (5 ed.), Cambridge University Press, 860 p.

Thompson, D. T., 1982. EULDPH: A new technique for making computer assisted depth estimates from magnetic data. Geophysics 47, 31-37.

Torquato, J. R. e Nogueira Neto, J. A., 1996. Historiografia da região de dobramentos do Médio Coreaú. Revista Brasileira de Geociências, 26: 303-314.

Torquato, J. R., 1995. A geologia do Noroeste do Ceará (uma visão histórica). Revista de Geologia (Fortaleza), Fortaleza, 8: 5-183.

Urquhart, T., 1988. Decorrugation of enhanced magnetic field maps. In: 58th Annual International Meeting. Society of Exploration Geophysicists, pp. 371-372. Expanded Abstracts.

Van Schmus, W. R., Kozuch, M., Brito Neves, B. B., 2011. Precambrian history of the Zona Transversal of the Borborema Province, NE Brazil; Insights from Sm-Nd and U-Pb geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, 31: 227-252.

Van Schmus, W. R., Oliveira, E. P., Silva Filho, A. F., Toteu, F., Penaye, J., Guimarães, I. P., 2008. Proterozoic links between the Borborema Province, NE Brazil, and the Central African Fold Belt. *Geological Society of London. Special Publication*, 294, 69-99.

Vasconcelos, A. M., Prado, F. D. *et al.*, 1998. Folha Iguatu (Folha SB.24-Y-B) Estado do Ceará. Escala 1:250.000. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais/Divisão de Editoração Geral/Departamento de Apoio, Brasília, Brasil.

Vaucher, A., Neves, S., Caby, R., Corsini, M., Egydio-Silva, M., Arthaud, M., Amaro, V., 1995. The Borborema shear zone system, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 8: 247-266.

Verduzco, B., Fairhead, J. D., Green C. M., Mackenzie, C., 2004. New insights into magnetic derivatives for structural mapping. *The Leading Edge*, 23(2): 116-119.

ANEXOS – RESUMOS EM ANAIS



Assinaturas geofísicas do arcabouço estrutural da Bacia de Jaibaras – NE do Brasil

PEDROSA JÚNIOR, Nilo Costa (1), DE CASTRO, David Lopes (2), CASTELO BRANCO, Raimundo Mariano Gomes (1), FUCK, Reinhardt Adolfo (3).

(1) Universidade Federal do Ceará, E-mail: nilojuniorp@yahoo.com.br; (2) Universidade Federal do Rio Grande do Norte; (3) Universidade de Brasília.

Copyright 2010, SBGf - Sociedade Brasileira de Geofísica

Este texto foi preparado para a apresentação no IV Simpósio Brasileiro de Geofísica, Belém, 14 a 17 de novembro de 2010. Seu conteúdo foi revisado pelo Comitê Técnico do IV SimBGf, mas não necessariamente representa a opinião da SBGf ou de seus associados. É proibida a reprodução total ou parcial deste material para propósitos comerciais sem prévia autorização da SBGf.

Abstract

Gravity, magnetic and radiometric signatures of the Jaibaras Basin, NW Borborema Province (NE Brazil) are presented in this work. A qualitative interpretation of the potential filed datasets allowed the characterization of five geophysical domains for the basin structural framework, which can be correlated with major regional tectonic blocks.

Introdução

Diversos estudos geológicos realizados na região noroeste do Ceará nos últimos 50 anos têm demonstrado que esta área é uma das mais interessantes e complexas do país, principalmente, no que diz respeito à sua evolução geológica (Oliveira & Mohriak, 2003). Entendimento fundamental sobre as relações entre a deformação distensional, a estruturação pretérita, reativações de estruturas do embasamento e a arquitetura do rifte resultante pode ser obtido por meio da interpretação integrada de dados gravimétricos, magnéticos e radiométricos. Com isso, o objetivo principal da pesquisa é mapear o arcabouço estrutural da Bacia de Jaibaras e cartografar os eventos magmáticos, com base nas suas assinaturas geofísicas.

A área pesquisada situa-se na região nordeste do Brasil, mais especificamente no extremo NW do Ceará, envolvendo as rochas associadas à Bacia de Jaibaras e seu arcabouço tectônico. É limitada pelas coordenadas geográficas -41° e -40° de longitude oeste e $-4^{\circ}20'$ e $-3^{\circ}20'$ de latitude sul (Figura 1).

Contexto Geológico Regional

O Rifte de Jaibaras (Figura 1) é a mais importante bacia de idade Cambro-Ordovicianiana que ocorre em terrenos Pré-cambrianos da Província Borborema e do Escudo Nigeriano (Oliveira, 2001). Situa-se no limite entre dois domínios crustais distintos: (1) Ceará Central (DCC), localizado na porção sudeste da área, caracterizado pela presença de rochas metamórficas de médio a alto grau, arqueanas e paleoproterozóicas, seqüências de rochas supracrustais neoproterozóicas, extenso complexo granítico-migmatítico (Fetter *et al.*, 2003), além de intenso plutonismo sin-, tardi- e pós-tectônico; e (2) Médio Coreá (DMC), que é limitado, a sudeste, pela Zona de Cisa-

lhamento Sobral-Pedro II (ZCSP II), parte do Lineamento Transbrasiliiano, e é constituído por rochas do embasamento gnáissico paleoproterozóico, seqüências supracrustais neoproterozóicas (rochas metamórficas de médio a alto grau), além de granitoides intrusivos situados próximos a rochas vulcano-sedimentares de bacias paleozóicas, como a Bacia de Jaibaras.

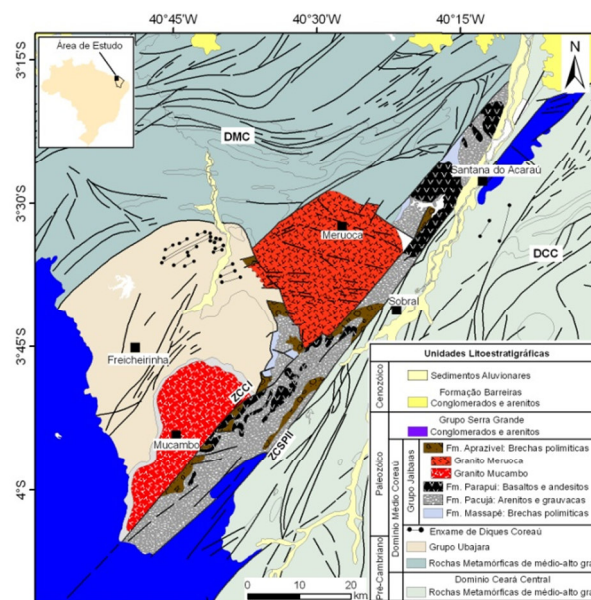


Figura 1 - Mapa geológico simplificado da Bacia de Jaibaras. Domínios Crustais: DCC – Ceará Central, DMC – Médio Coreá; Zonas de Cisalhamento: ZCSP II – Sobral-Pedro II, ZCCI – Café-Ipuieras (Escala – 1:500.000; CPRM, 2003). Datum: SAD-69, zona 24 Sul.

O Grupo Ubajara (Figura 1) é caracterizado por ciclo tectono-sedimentar completo em margem continental, apresentando litofácies psamíticas proximais e distais com passagens laterais e interdigitadas. Apresenta uma seqüência metacarbonática marinha, culminando em seqüência metarcosiana e metagrauváquica.

O Enxame de Diques Coreá constitui-se de rochas de composição ácida (dacitos e riolitos), com porções isoladas de xenólitos de rochas básicas. Apresentam-se de forma descontínua e subparalelos, com direção principal N80E e mergulho subvertical.

A estratigrafia da Bacia de Jaibaras é marcada por duas seqüências distintas: (1) Alfa Inferior, representada pelas

Formações Massapê, Pacujá e Suíte Parapuú (Figura 1); e (2) Alfa Superior, representada também pela suíte Parapuú e pela Formação Aprazível (Parente *et al.*, 2004). Segundo Oliveira & Mohriak (2003), o final da deposição seria marcado pelo início da sedimentação da Bacia do Parnaíba no Eosiluriano (Grupo Serra Grande). O granito Meruoca é intrusivo na sequência Alfa inferior. Desta forma se pode inferir uma idade mínima para a sequência Alfa inferior entre 560 e 540 Ma e uma idade máxima para a sequência Alfa superior entre 540 e 440 Ma.

No extremo norte da área afloram depósitos sedimentares de composição areno-argilosa, associados à Formação Barreiras (Figura 1). Os sedimentos aluvionares são constituídos de blocos e seixos de rochas ou quartzo, associado a areias quartzosas.

Origem dos Dados

O NW do Ceará apresenta uma cobertura gravimétrica de 670 estações de medidas. Esses dados foram levantados pela Universidade Federal do Pará, Observatório Nacional e Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE). A Figura 2 apresenta o mapa de anomalias Bouguer com a distribuição das estações de medidas na área pesquisada.

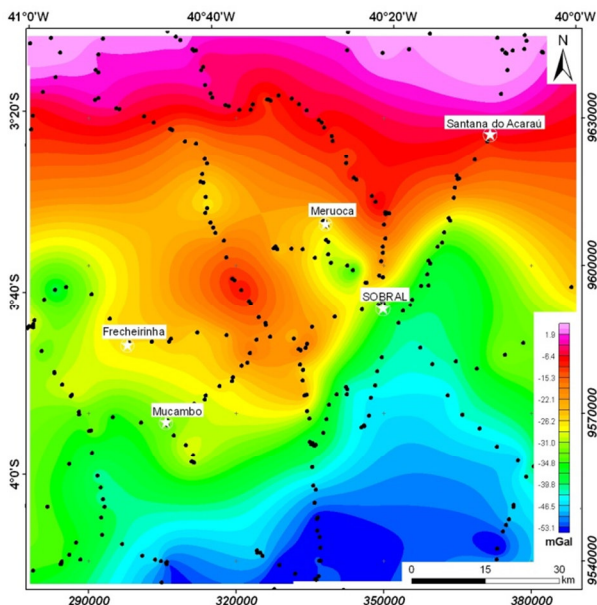


Figura 2 – Mapa de Anomalias Bouguer, com a distribuição das estações gravimétricas.

O conjunto de dados aerogeofísicos (magnetometria e gamaespectrometria) foram levantados pela Petrobras, no âmbito do Projeto Rio Acaraú em 1975, cobrindo uma área de 21.000 km² no NW do Ceará (Figura 3). As linhas de voo possuem direção N-S, com espaçamento entre elas de cerca de 1,0 km, intervalo de amostragem de 2 s e uma altitude média em relação ao terreno de 150 m.

As correções da atração luni-solar, latitude, elevação e Bouguer foram previamente efetuadas no conjunto de dados gravimétricos. O mapa de anomalias Bouguer (Figura 2) foi confeccionado por meio da interpolação dos dados em malha regular de 1 km, utilizando o método *kriging*. As componentes regional e residual do campo gravimétrico (Figuras 4a e 4b) foram separadas por meio de um filtro de separação regional-residual, que se baseia na distribuição gaussiana das fontes gravimétricas em função de suas profundidades.

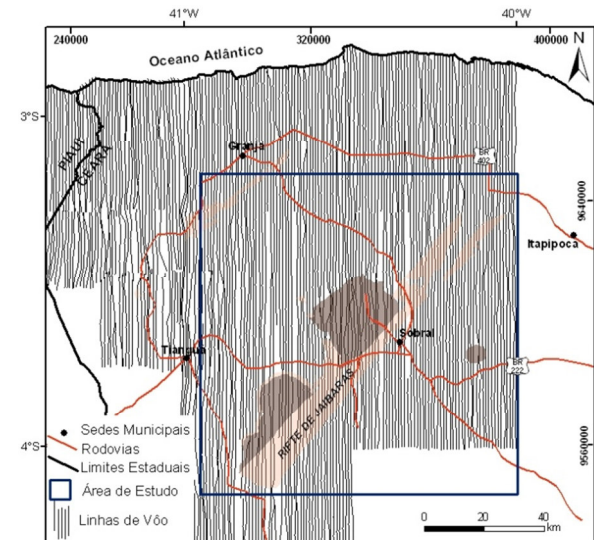


Figura 3 – Mapa com a distribuição das linhas vôo do Projeto Rio Acaraú.

Os dados aeromagnéticos foram corrigidos da variação diurna e da variação da componente principal do campo geomagnético (IGRF). Tais dados foram interpolados em malha regular de 500 m, pelo método *kriging*. Foi aplicado o processamento digital com o intuito de identificar e delimitar as estruturas geológicas regionais, compreendendo: a) Filtro azimutal, empregado para eliminar ruídos de alta frequência segundo as linhas de voo; b) Filtro de redução ao pólo (Figura 4c), usado para centralizar as anomalias sobre suas devidas fontes; e c) Sinal analítico 3-D (Figura 4d), que utiliza as derivadas horizontal e vertical para realçar as bordas ou contatos das feições geológicas e falhas. Os dados radiométricos foram interpolados, também pelo método *kriging*, em malha de 500 m, e foram realizados procedimentos para atenuação do ruído ao longo das linhas de vôo.

Interpretações

As anomalias gravimétricas regionais apresentam gradiente gravimétrico que varia de -50 mGal a valores próximos de 1 mGal, no sentido de Sul para Norte. Esse aumento contínuo do campo gravimétrico é ocasionado pelo afinamento crustal característico da margem continental passiva do Nordeste brasileiro, com eixo principal na direção NNE-SSW, como mostra a seta da Figura 4a.

Apesar da baixa cobertura gravimétrica (Figura 2), o mapa de anomalias residuais resultante (Figura 4b) apresenta boa correlação com as principais feições geológi-

cas do DMC (Figura 1). Cinco domínios gravimétricos podem ser individualizados, sendo a ZCSP11 o principal delimitador entre o mínimo gravimétrico da região do DCC, no sudeste da área, e as anomalias predominantemente positivas do DMC, a noroeste.

A interpretação qualitativa dos dados aerogeofísicos foi conduzida com base na assinatura geofísica dos cinco domínios magnéticos e radiométricos e no contexto geológico de superfície da área de estudo (Figura 1).

O Rife de Jaibaras destaca-se por fortes anomalias positivas em seu interior (Figura 4c), onde afloram rochas sedimentares das formações Massapé, Pacujá e Aprazível e rochas vulcânicas (Formação Parapuí). O DMC é dominado por intensos lineamentos magnéticos, de direção E-W que sofrem leve inflexão para NE-SW, com padrão de anomalias alongadas de curto comprimento de onda, que estão associadas aos alinhamentos estruturais do embasamento cristalino. Os granitos Meruoca e Mocambo possuem relevo magnético intermediário (-25 a 25 nT), como pode ser observado no mapa de anomalias reduzidas ao pólo (Figura 4c) e caracterizam-se pela ausência de sinal analítico 3-D em seu interior (Figura 4d). As rochas ácidas do Enxame de Diques Coreaú estão associadas a uma forte anomalia negativa (-70 nT). A porção sudeste da área, que corresponde às rochas do DCC, caracteriza-se por relevo magnético isotrópico, com anomalias de longo comprimento de onda e ausência do sinal analítico 3-D (Figura 4d).

No levantamento gamaespectrométrico foram medidos quatro canais radiométricos: Potássio, Urânio, Tório e Contagem Total (CT). O mapa de anomalias de CT (Figura 4e) fornece uma boa informação sobre as unidades litológicas da área, bem como os lineamentos estruturais do embasamento cristalino. O Rife de Jaibaras possui relevo radiométrico bem inexpressivo, com baixos valores de contagem em todos os canais, sem a presença de qualquer feição importante. O DMC é representado por baixos valores de contagem (0 a 300 cps) em toda a porção norte da região. A intrusão plutônica de Meruoca possui altos valores radiométricos, principalmente nas bordas. O Granito Mocambo é, também, caracterizado por altos valores de contagem, principalmente na porção norte, com picos que chegam a atingir 1.000 cps. As rochas do Grupo Ubajara e do Enxame de Diques Coreaú possuem valores médios de contagem, sendo bem marcado ao norte o contato com as rochas do embasamento. O DCC é marcado por anomalias intermediárias (600–800 cps), com caráter bastante anisotrópico. Percebe-se também forte anomalia de forma alongada, que se estende desde o nordeste até o sul da área, que está relacionada a sedimentos aluvionares (Figura 4e).

A cartografia geofísica dos referidos domínios geofísicos (Figura 4f) fornece importantes subsídios para a distribuição espacial das unidades geológicas que formam o substrato estrutural do Rife de Jaibaras, bem como os principais lineamentos estruturais da região.

Conclusões

O estudo das assinaturas geofísicas do arcabouço estrutural da Bacia de Jaibaras forneceu ótima correlação com as unidades e estruturas geológicas da região. Os resultados obtidos no presente trabalho permitiram as seguintes conclusões acerca da região:

- A interpretação do mapa de anomalias gravimétricas possibilitou reconhecer o eixo principal na direção NE – SW, com alternância de máximos e mínimos no DMC;
- A inflexão no mapa regional de anomalias gravimétricas demonstra importante variação lateral de densidade entre os domínios DMC e DCC, ressaltando a importância da ZCSP11 como principal zona de sutura continental entre estes blocos crustais;
- Os mapas aeromagnéticos mostram estruturação regional marcada por lineamentos magnéticos com direção E-W e leve inflexão para NE-SW no DMC e direção NE-SW no interior do Rife de Jaibaras. Já o DCC é marcado por caráter mais isotrópico;
- Os principais lineamentos geofísicos possuem direções preferenciais NE-SW e E-W e subordinados de direção NW-SE (Figura 4f). A assinatura das fontes geofísicas apresenta cinco domínios, sendo bem correlacionados com a geologia de superfície e os principais blocos crustais da região.

Referências Bibliográficas

- CPRM (Serviço Geológico do Brasil), 2003. Mapa Geológico do Estado do Ceará em escala de 1:500.000. Formato digital: *shapefile* (ESRI).
- Fetter, A.H.; Dos Santos, T.J.S.; Van Schmus, W.R.; Hackspacher, P.C.; Brito Neves, B.B.; Arthaud, M.; Nogueira Neto, J.A.; Wernick, E. 2003. Evidence for Neoproterozoic continental arc magmatism in the Santa Quitéria Batholith of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the assembly of west Gondwana. *Gondwana Research*, 6 (2): 265-273.
- Oliveira, D.C., 2001, Reavaliação da evolução tectono-magmática do Gráben de Jaibaras (Nordeste do Brasil). *Acta Geológica Hispânica*, 36 (1-2): 53-95.
- Oliveira, D.C., Mohriak, W.U., 2003. Jaibaras trough: an important element in the early tectonic evolution of the Parnaíba interior sag basin, Northern Brazil. *Marine and Petroleum Geology* 20 (2003) 351-383.
- Parente, C. V., Silva Filho, W. F., Almeida, A. R., 2004. Bacias do Estágio de Transição do Domínio Setentrional da Província Borborema. In: Mantesso Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito Neves, B.B.). *O Desvendar de um Continente: A Moderna Geologia da América do Sul e o Legado da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca, p. 526 - 536.

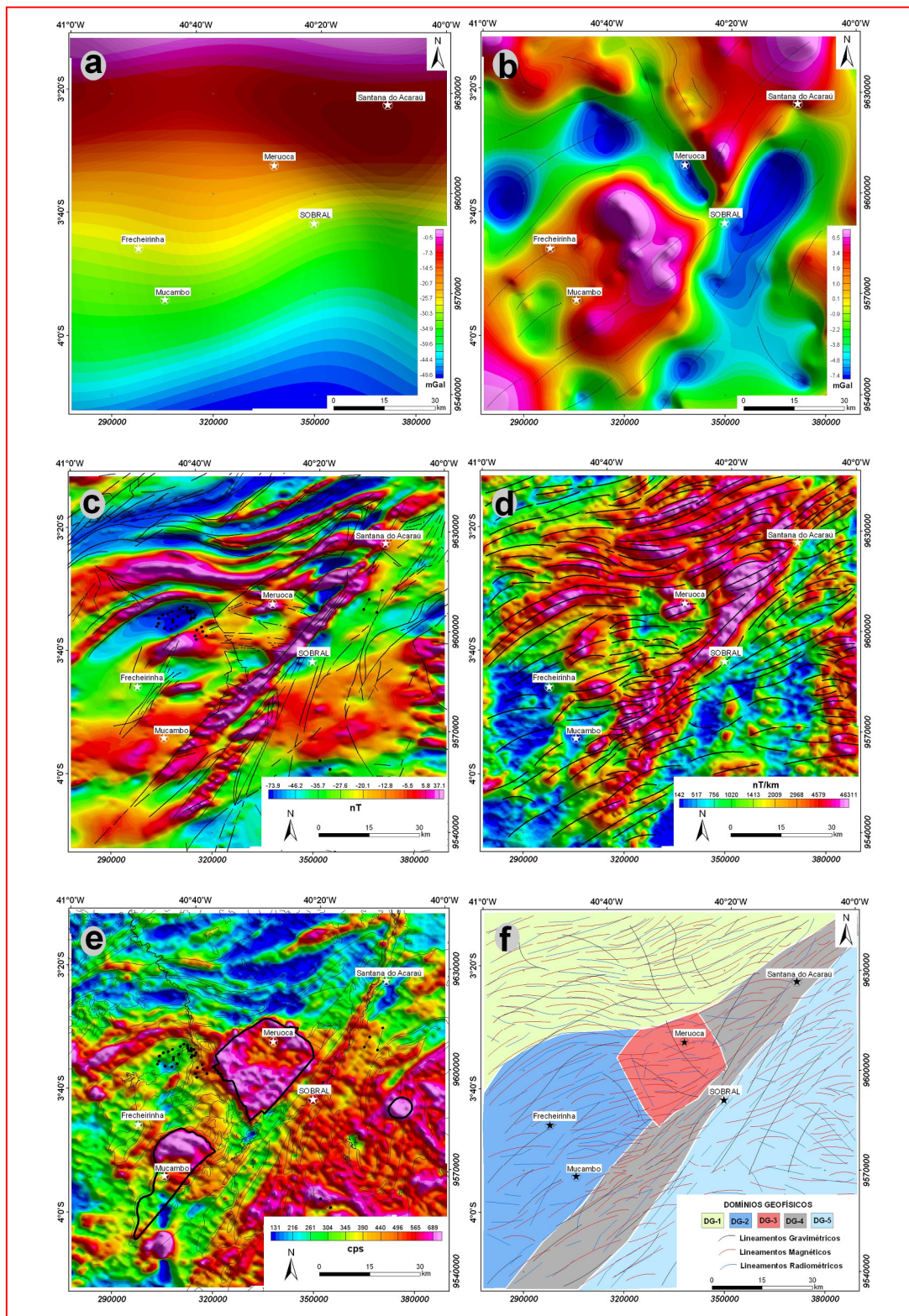


Figura 4 – Mapa de Anomalias: (a) Gravimétricas Regionais; (b) Gravimétricas Residuais, com os principais lineamentos gravimétricos; (c) Magnéticas Reduzidas ao Pólo, com os principais falhamentos e diques aflorantes; (d) Magnéticas do Sinal Analítico 3-D, sobrepostas aos principais alinhamentos magnéticos; (e) Radiométricas (Contagem Total), sobrepostas à geologia de superfície; e (f) Mapa Geofísico Interpretado.



INTERPRETAÇÃO DE DADOS AEROGEOFÍSICOS NO ESTUDO DO ARCABOUÇO ESTRUTURAL DO GRÁBEN DE JAIBARAS

Pedrosa Jr., Nilo C.⁽¹⁾, Vidotti, Roberta M.⁽¹⁾, Fuck, Reinhardt A.⁽¹⁾

1 - Universidade de Brasília. Campus Darcy Ribeiro. Brasília-DF. nilojuniorp@yahoo.com.br

Resumo

No presente trabalho é apresentado estudo integrado de dados aerogeofísicos (magnetometria e gamaespectrometria) visando o entendimento das relações tectono-magmáticas que envolvem a formação do Gráben de Jaibaras (GJ). Para isso, foi realizada interpretação qualitativa do conjunto de dados, com a determinação de sete domínios geofísicos distintos e a configuração estrutural com lineamentos dispostos na direção NE-SW e inflexões E-W para a região.

Introdução

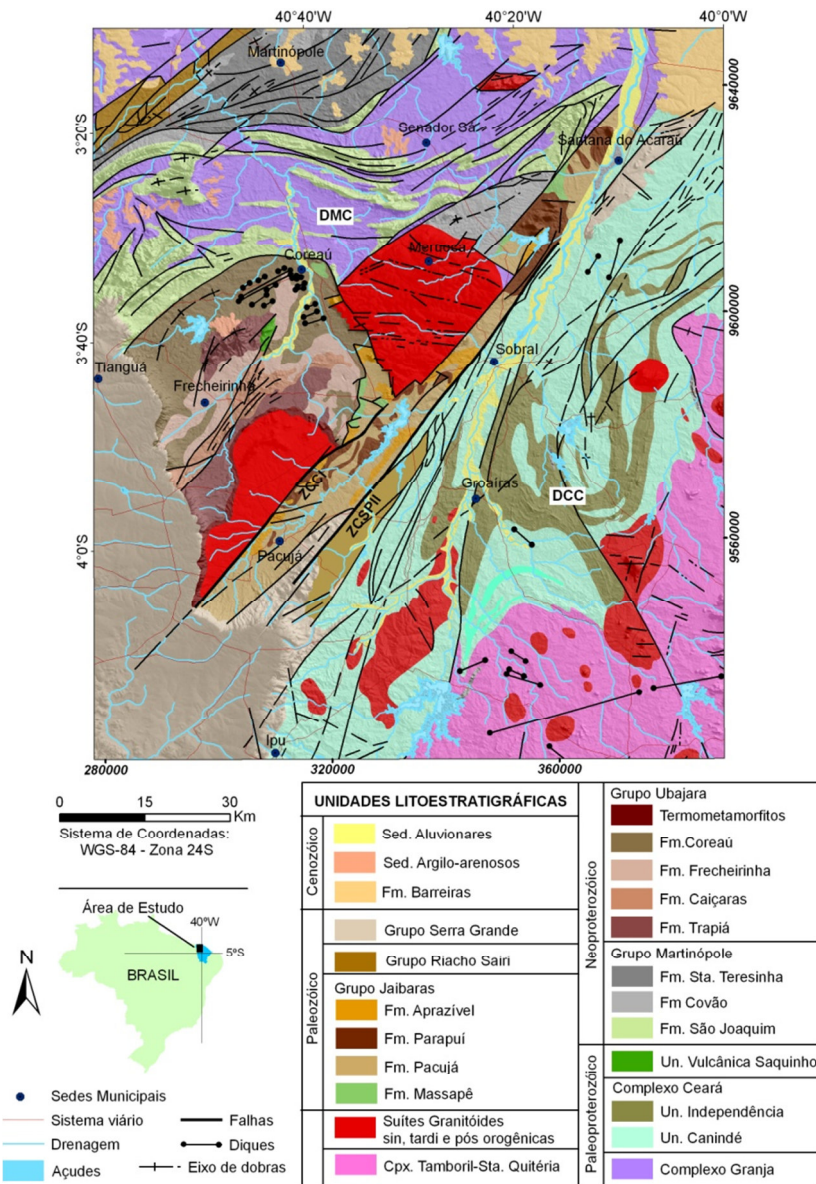
Vários estudos geológicos realizados na região noroeste do Ceará têm demonstrado que a área é uma das mais interessantes e complexas do país, principalmente, no que diz respeito à sua evolução geológica (Oliveira & Mohriak, 2003). O entendimento sobre as relações entre a deformação distensional, a estruturação pretérita, reativações de estruturas do embasamento e a arquitetura do rifte resultante pode ser obtido por meio da interpretação integrada de dados aerogeofísicos.

A partir disso, o objetivo principal da pesquisa é mapear o arcabouço estrutural do GJ e cartografar os eventos magmáticos, com base nas suas assinaturas geofísicas. A área pesquisada situa-se no nordeste do Brasil, mais especificamente no NW do Ceará, envolvendo as rochas associadas ao GJ e seu arcabouço tectônico. É limitada pelas coordenadas geográficas 41° e 40° de longitude oeste e 4°20' e 3°10' de latitude sul (Figura 1).

Contexto Geológico Regional

O GJ (Figura 1) é a mais importante bacia de idade Cambro-Ordovicianiana que ocorre em terrenos pré-cambrianos da Província Borborema e da contraparte africana do Escudo Nigeriano (Oliveira, 2001). Situa-se no limite entre dois domínios crustais distintos: (1) Ceará Central (DCC), localizado na porção sudeste da área, caracterizado pela presença de rochas metamórficas de médio a alto grau – complexos Ceará e Tamboril-Santa Quitéria (Fetter *et al.*, 2003), além de intenso plu-

tonismo; e (2) Médio Coreaú (DMC), que é limitado, a sudeste, pela Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II (ZCSPII), parte do Lineamento Transbrasiliano, e é constituído por rochas do embasamento gnáissico-migmatítico, seqüências supracrustais (Complexo Granja e Grupo Martinópolis) e granitóides intrusivos (Meruoca e Mucambo). O Grupo Ubajara apresenta uma seqüência metacarbonática marinha culminando em seqüência metarcosiana e metagrauváquica. O Enxame de Diques Coreaú constitui-se de rochas de composição ácida, com xenólitos de rochas básicas. A estratigrafia do GJ é marcada por duas seqüências distintas: (1) Alfa Inferior, representada pelas formações Massapê, Pacujá e Suíte Parapuí (Figura 1); e (2) Alfa Superior, representada também pela suíte Parapuí e pela Formação Aprazível (Parente *et al.*, 2004). Segundo Oliveira & Mohriak (2003), o final da deposição seria marcado pelo início da sedimentação da Bacia do Parnaíba no Eossiluriano (Grupo Serra Grande).

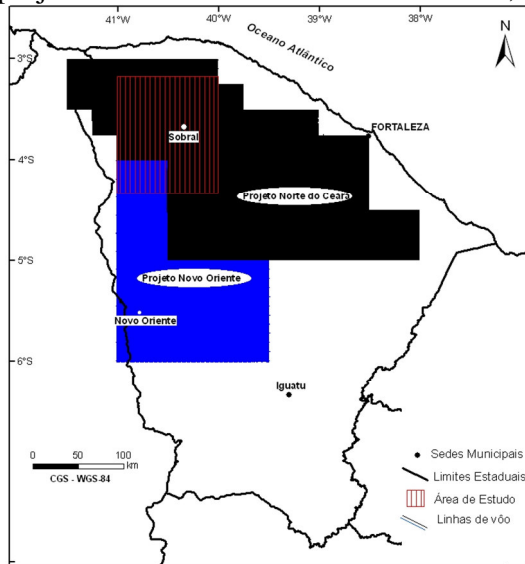


na Bacia do Parnaíba no Eossiluriano (Grupo Serra Grande). No extremo norte da área afloram depósitos sedimentares areno-argilosos, associados à Formação Barreiras (Figura 1) e sedimentos aluvionares, constituídos de blocos e seixos de rochas ou quartzo, associado a areias quartzosas.

Figura 1 - Mapa geológico simplificado do arcabouço estrutural da Bacia de Jaibaras. Domínios Crustais: DCC – Ceará Central, DMC – Médio Coreaú; Zonas de Cisalhamento: ZCSPII – Sobral-Pedro II, ZCCI – Café-Ipueiras (Escala – 1:500.000; CPRM, 2003).

Dados Aerogeofísicos

O conjunto de dados aerogeofísicos (Figura 2) foi cedido pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), na forma de arquivos digitais. Tais dados foram levantados no âmbito dos projetos Norte do Ceará e Novo Oriente, entre os anos de 2008 e 2010. Foram voados perfis de



magnetometria e gamaespectrometria de alta resolução, com intervalo de amostragem de 0,1 s (magnetômetro) e 1,0 s (espectrômetro) e altitude média em relação ao terreno de 100 m. As linhas de vôo têm direção N-S e espaçamento de 0,5 km e as linhas de controle foram voadas na direção E-W com espaçamento de 10 km.

Figura 2: Mapa com a localização dos projetos aerogeofísicos Norte do Ceará e Novo Oriente e a inserção da área de estudo no noroeste do Estado do Ceará.

Inicialmente, os dados magnéticos e gamaespectrométricos foram incorporados ao banco de dados e organizados no programa *Oasis Montaj 7.0.1* da *GEOSOFT*. Os dados magnéticos foram corrigidos da variação diurna, da variação da componente principal do campo geomagnético (*IGRF*) e interpolados em malha regular de 125 m pelo método bi-direcional. Para os dados radiométricos, o método de interpolação usado foi a mínima curvatura, com célula de 125 m, e então, elaborados os *grids* dos canais K, Th e U, razões entre esses elementos, além das composições ternárias. A Figura 3 mostra as etapas do processamento dos principais produtos magnéticos e radiométricos gerados para a área do GJ.

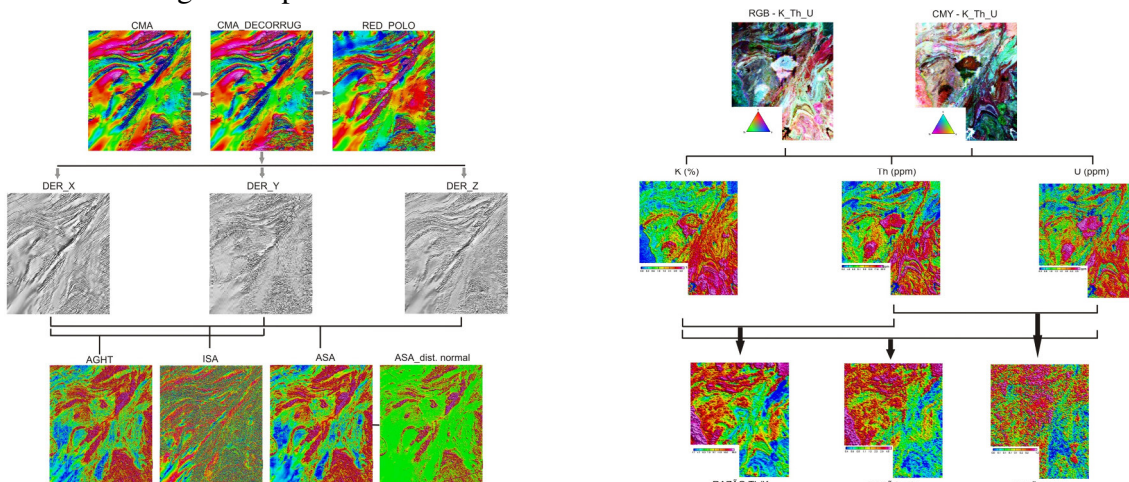


Figura 3: Etapas do processamento dos dados magnéticos (à esquerda) e gamaespectrométricos (à direita) dos projetos Norte do Ceará e Novo Oriente.

Discussões

A interpretação qualitativa dos dados aerogeofísicos foi conduzida com base na assinatura geofísica dos sete domínios geofísicos e no contexto geológico de superfície da área de estudo (Figuras 1 e 4). Os principais lineamentos geofísicos mostram direções preferenciais NE-SW e E-W. Os lineamentos subordinados têm direção NW-SE (Figura 4b). O DMC é dominado por intensos lineamentos magnéticos, de direção E-W que sofrem inflexão para NE-SW, com padrão de anomalias alongadas de curto comprimento de onda, que estão associadas aos alinhamentos estruturais do embasamento cristalino. A assinatura magnética mostra que os granitos Meruoca e Mucambo têm relevo magnético médio-alto, as rochas vulcânicas da Suíte Parapuí mostram anomalias positivas que chegam a atingir 0,3 nT/m. As rochas ácidas do Enxame de Diques Coreaú estão associadas a um forte dipolo magnético, com anomalias dispostas na direção N80°E. A porção sudeste da área, que corresponde às rochas do DCC, caracteriza-se por relevo magnético isotrópico, com anomalias de maior comprimento de onda (Figura 4a).

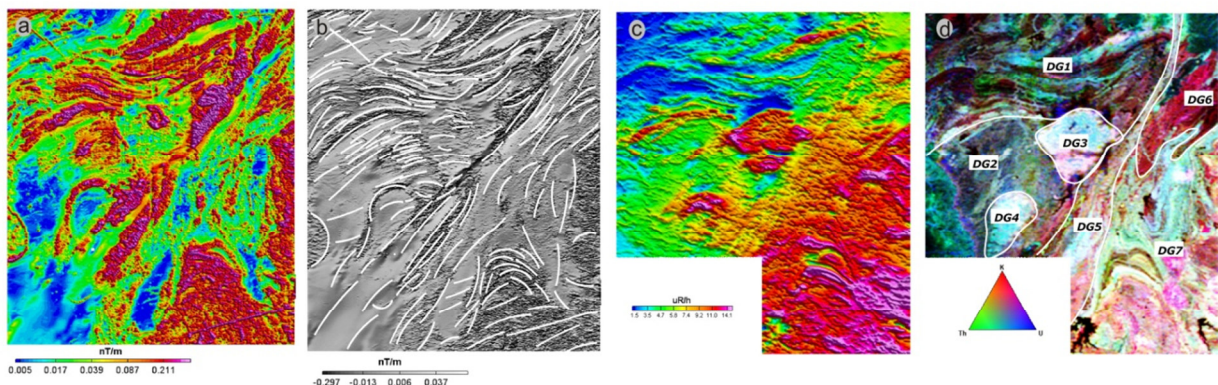


Figura 4: Mapa de anomalias: (a) magnéticas da amplitude do sinal analítico; (b) derivada vertical, com os principais lineamentos magnéticos; (c) radiométricas (contagem total) e; (d) imagem ternária RGB e os principais domínios geofísicos.

No levantamento gamaespectrométrico, foram medidos quatro canais: Contagem Total (CT), Potássio (K), Urânio (U) e Tório (Th). A porção norte da área é caracterizada por baixos valores de contagem, estando associada às rochas do Complexo Gnáissico-Migmatítico. A intrusão plutônica de Meruoca (DG3) possui altos valores radiométricos, principalmente nas bordas, onde processos hidrotermais atuaram quando da ascensão do plúton. O Granito Mucambo (DG4) é, também, caracterizado por altos valores de contagem, principalmente na porção norte, com picos que chegam a atingir 15 uR/h (Figura 4c). Já as rochas vulcânicas apresentam relevo radiométrico inexpressivo, com baixos valores de contagem. O Rife de Jaibaras destaca-se por fortes anomalias positivas em seu interior (Figura 4c), onde afloram rochas sedimentares do GJ. A cartografia

geofísica dos referidos domínios geofísicos (Figura 4d) fornece importantes subsídios para a distribuição espacial das unidades geológicas que formam o substrato estrutural do Rifte de Jaibaras, bem como os principais lineamentos estruturais da região.

Agradecimentos

Ao Serviço Geológico do Brasil – CPRM pela cessão dos dados aerogeofísicos. Termo de Cooperação FUB/Petrobras 0050.0053151.09.9.

Referências Bibliográficas

- CPRM (Serviço Geológico do Brasil), 2003. Mapa Geológico do Estado do Ceará em escala de 1:500.000. Formato digital: *shapefile* (ESRI).
- Fetter, A.H; Dos Santos, T.J.S.; Van Schmus, W.R.; Hackspacher, P.C.; Brito Neves, B.B.; Arthaud, M.; 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*, 6 (2): 265-273.
- Oliveira, D.C., 2001, Reavaliação da evolução tectono-magmática do Gráben de Jaibaras (Nordeste do Brasil). *Acta Geológica Hispânica*, 36 (1-2): 53-95.
- Oliveira, D.C., Mohriak, W.U., 2003. Jaibaras trough: an important element in the early tectonic evolution of the Parnaíba interior sag basin, Northern Brazil, *Marine and Petroleum Geology* 20 (2003) 351-383.
- Parente, C. V., Silva Filho, W. F., Almeida, A. R., 2004. Bacias do Estágio de Transição do Domínio Setentrional da Província Borborema. In: Mantesso Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito Neves, B.B.). *O Desvendar de um Continente: A Moderna Geologia da América do Sul e o Legado da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca, p. 526 -536.



Interpretation of Airborne Geophysical Data from the Structural Framework of Jaibaras Rift, Ceará, Brazil

Pedrosa Jr., Nilo C.⁽¹⁾, Vidotti, Roberta M.⁽¹⁾, Fuck, Reinhardt A.⁽¹⁾

1 - Universidade de Brasília. Campus Darcy Ribeiro. Brasília-DF. nilojuniorp@yahoo.com.br

Copyright 2011, SBGf - Sociedade Brasileira de Geofísica

This paper was prepared for presentation during the 12th International Congress of the Brazilian Geophysical Society held in Rio de Janeiro, Brazil, August 15-18, 2011.

Contents of this paper were reviewed by the Technical Committee of the 12th International Congress of the Brazilian Geophysical Society and do not necessarily represent any position of the SBGf, its officers or members. Electronic reproduction or storage of any part of this paper for commercial purposes without the written consent of the Brazilian Geophysical Society is prohibited.

Abstract

The magnetic and gamma spectrometric study of airborne geophysical data presented in this work was conducted to better understand the tectonic-magmatic relationships involved in the formation of the Jaibaras Rift, Borborema Province. Therefore, a qualitative and quantitative interpretation of the airborne geophysical data was performed to determine seven distinct geophysical domains and the structural configuration with lineaments in the NE-SW direction and E-W inflections in the region.

Introduction

Several geological studies conducted in the northwestern region of Ceará in the last 50 years have shown that this area is one of the most interesting and complex areas in the country, especially when considering its geological evolution (Oliveira & Mohriak, 2003). The understanding of the relationships between extensional deformation, basement structure reactivation and the architecture of the resulting rift can be achieved through integrated interpretation of magnetic and gamma ray spectrometric airborne data.

The main objective of this research is to map both the structural framework of Jaibaras Basin and the main magmatic events, based on its geophysical signature.

The studied area is located in northeast Brazil, more specifically in NW Ceará, and encompasses the rocks associated with the Jaibaras Basin and its tectonic framework. It is limited by longitudes 41° and 40°W and latitudes 4°20' and 3°10'S (Figure 1).

Regional Geological Context

The Jaibaras rift (Figure 1) is the largest Late Neoproterozoic-Early Paleozoic basin within the Precambrian terrains of the Borborema Province and its African counterpart of the Nigerian Shield (Oliveira, 2001). The rift is set on the limit between two distinct crustal domains: (1) Ceará Central (DCC), to the southeast of the study area, comprises medium-high grade metamorphic rocks of the Ceará and Tamboril-Santa Quitéria complexes, representing a Neoproterozoic supracrustal

sequence and a large granite-migmatite association, respectively (Fetter *et al.*, 2003), aside from several sin-, late- and post-tectonic granite intrusions; and (2) Médio Coreaú (DMC), comprising Early Paleoproterozoic basement rocks of the Granja Complex, Neoproterozoic supracrustal sequences of the Martinópole and Ubajara groups and the Meruoca and Mucambo granites. The domains are separated by the Sobral-Pedro II shear zone (SPIISZ), which is part of the Transbrasiliano Lineament.

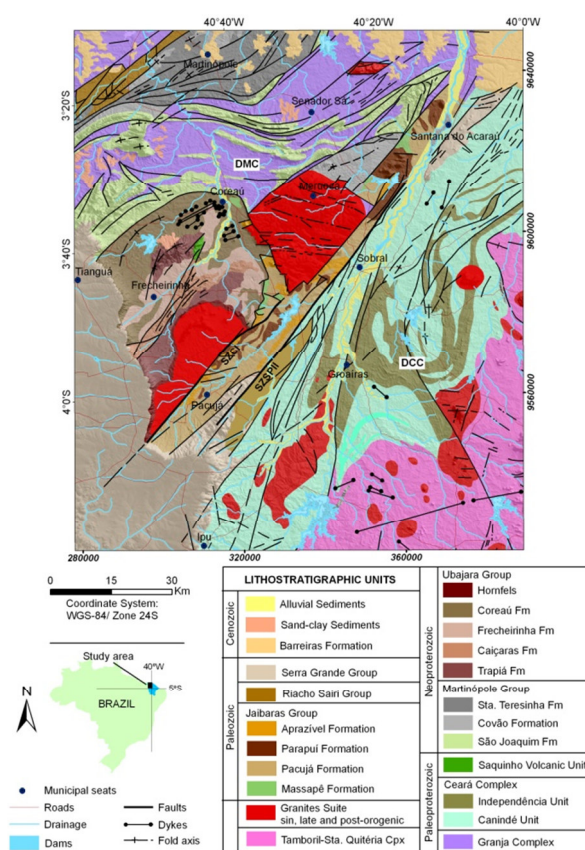


Figure 1: Geological map of the structural framework of Jaibaras Basin. Crustal domains: DCC – Central Ceará, DMC - Médio Coreaú; Shearing zones: SZSPII - Sobral-Pedro II, SZCI – Café-Ipueiras (Scale - 1:500.000; CPRM, 2003).

The Ubajara Group (Figure 1) is characterized by a continental margin tectonic-sedimentary cycle, showing proximal and distal psammitic lithofacies, and a marine metacarbonatic sequence, that culminates in a metarkose

and metagreiwacke sequence. The Coreaú dike swarm consists mainly of dacite and rhyolite with isolated portions of basic rocks and xenoliths. The dikes are discontinuous and sub-parallel; their main direction is N80°E with sub-vertical dip.

Jaibaras Basin stratigraphy is marked by two distinct sequences: (1) Lower Alpha, represented by the Massapê and Pacujá formations and the Parapuí suite (Figure 1); and (2) Higher Alpha, also represented by the Aprazível Formation, including also Parapuí volcanics (Parente et al., 2004). According to Oliveira & Mohriak (2003), the end of the deposition should be marked by the onset of sedimentation of the Eosilurian Serra Grande Group of the Parnaíba Basin. The Meruoca Granite intruded the Lower Alpha sequence. Thus, it is possible to infer maximum and minimum ages for the Lower and Higher Alpha sequences, between 560 and 540 Ma; and 540 and 440 Ma, respectively.

The sand-clay sedimentary deposits that appear on the northernmost part of the area are associated with Barreiras Formation (Figure 1). The alluvial sediments consist of blocks and pebbles of rocks or quartz that are associated with quartz sand.

Airborne geophysical data

The set of airborne geophysics data (Figure 2) used in the work, was supplied by Serviço Geológico do Brasil (CPRM) as digital files. These data were collected as part of the Norte do Ceará and Novo Oriente projects, between 2008 and 2010. The high resolution aeromagnetic and gamma spectrometric profiles of Norte do Ceará project were determined by flying 111,080 km at average altitude of 100 m, with sampling intervals of 0.1 s and 1 s for magnetometer and spectrometer, respectively. The flight lines were NS oriented and spaced 500 m. The quality control lines were EW oriented and spaced 10 km. The data of the Novo Oriente project were obtained in a similar fashion; however, the surface area covered was smaller (Figure 2).

Magnetometry

Initially, the magnetic data were incorporated into the database and organized as GDB files, using Oasis Montaj 7.0.1 GEOSOFT. The database was carefully reviewed and survey control lines were excluded, and problems related to flight altitude were addressed.

The aeromagnetic data were corrected for diurnal and main component of the geomagnetic field variations (*International Geomagnetic Reference Field – IGRF*). These data were then interpolated into 125 m regular grid, which corresponds to one quarter of the flight line spacing, by the bi-directional method – BIGRID in order to generate the anomalous magnetic field (Figure 3). BIGRID promoted the best results in terms of spatial data distribution among several interpolation methods tested. After the interpolation for each project data, the grids Norte do Ceará and Novo Oriente, were then fitted together, using the GRID KNITTING routine.

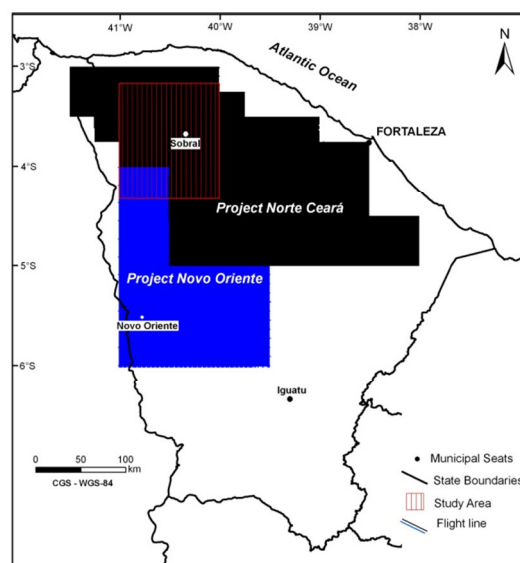


Figure 2: Map of Ceará showing the localization of Norte do Ceará and Novo Oriente projects; study area marked in red.

The power spectrum of the magnetometric signal (Figure 4) was generated to obtain less noisy results regarding spectral separation of shallow and deep sources, since these sources cause magnetic anomalies. The deep sources may reach up to approximately 7.0 km depth and the shallow ones vary between 1.0 and 2.5 km (Figure 4). The higher frequencies, whose wavelength is twice the distance between two successive observations are called Nyquist frequencies (Davis, 1986).

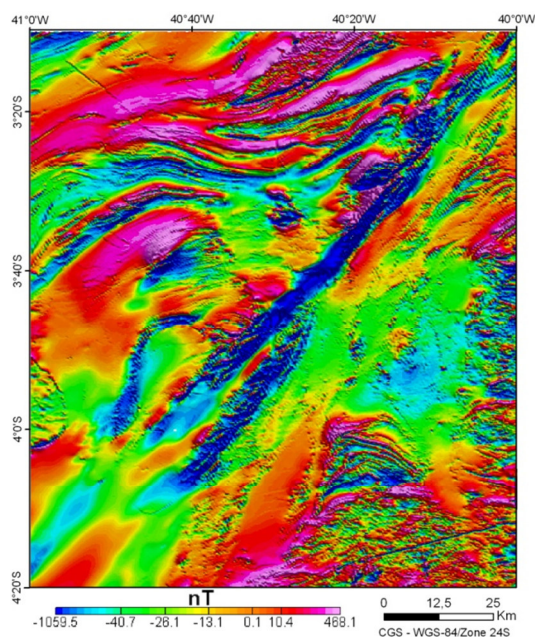


Figure 3: Anomalous magnetic field of Jaibaras Basin structural framework.

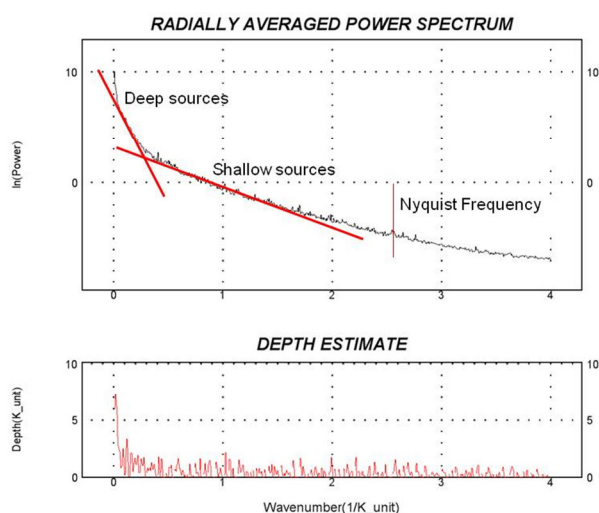


Figure 4: Mean radial power spectrum of the anomalous magnetic field of the studied area.

After this procedure, several filtering techniques were applied to improve the signal/noise relationship and to highlight specific features of the magnetic sources. Figure 5 shows the processing steps of the main magnetic products generated for the Jaibaras Rift area.

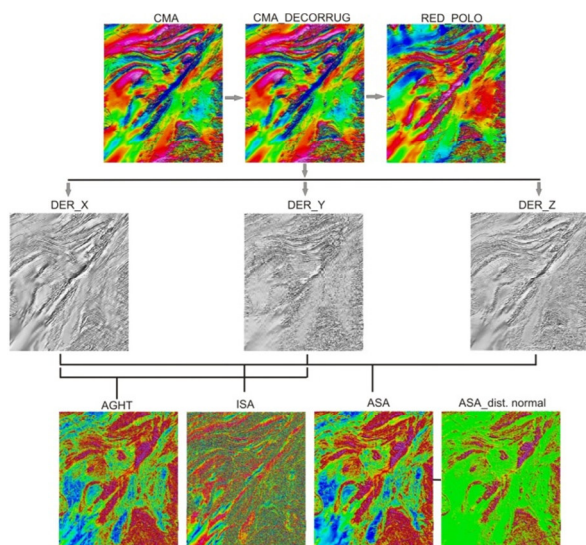


Figure 5: Processing steps of the aeromagnetic data of the Norte do Ceará and Novo Oriente projects.

Gamma ray spectrometry

Aerogamaspectrometric data of both projects, Norte do Ceará and Novo Oriente, were organized and selected as previously described for the aeromagnetic data. However, the fit using the GRID KNITTING routine was not good. This fact can be attributed to the unevenness of the data, which were acquired by different companies on different

dates. Therefore, this paper presents only the data of Norte do Ceará project.

The minimum curvature interpolation method, RANGRID, performed best statistically and visually and was also fast. The data were interpolated into a regular grid of 125 m, and then the maps of Potassium (K), Thorium (Th), Uranium (U) channels were prepared, as well as Total Count (TC), Th/U, U/K, and U/Th ratios, integrations, and ternary compositions in false color among the elements. Figure 6 presents the processing steps of the aerogamaspectrometric data of Norte do Ceará project.

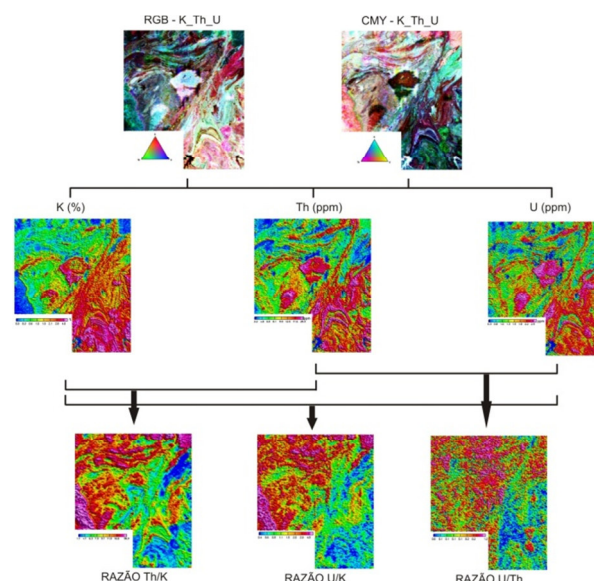


Figure 6: Processing steps of aerogamaspectrometric data of Norte do Ceará project.

In the central part of the area, there is noticeable high frequency noise along the NS flight lines (Figure 7a). These noises are caused by variations of surveying flight altitude, allied with the rugged topography of the terrain in this region. Directional Cosine filter was used to mitigate the noise (Figure 7b).

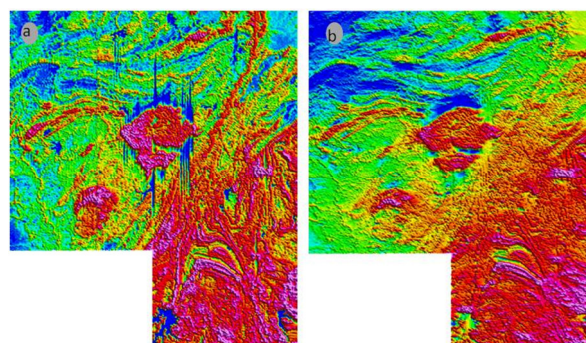


Figure 7: Map of radiometric anomalies – Total Count, (a) displays strong noise along flight lines; (b) after using Directional Cosine filter to mitigate the noise.

Discussion

Qualitative interpretation of the airborne geophysics data was performed based on the geophysical signature of seven distinct domains and within the surface geological context of the study area (Figures 1, 8, 9, 10 and 11).

The main magnetic alignments of the study area (Figure 8) were determined from the maps of magnetic anomalies of the slope of the analytical signal (ISA) and from the first vertical derivative (DZ). These lineaments show NE-SE and E-W as the preferential directions. Subordinate lineaments are NW-SE oriented. The DG1 (Figure 9), which corresponds to Granja Complex and Martinópolis Group rocks (north of DMC), is dominated by intense magnetic lineaments in the E-W direction with NE-SW inflection, and displays a pattern of elongated anomalies of short wave length, which are associated with structural alignments of the crystalline basement (Figure 1).

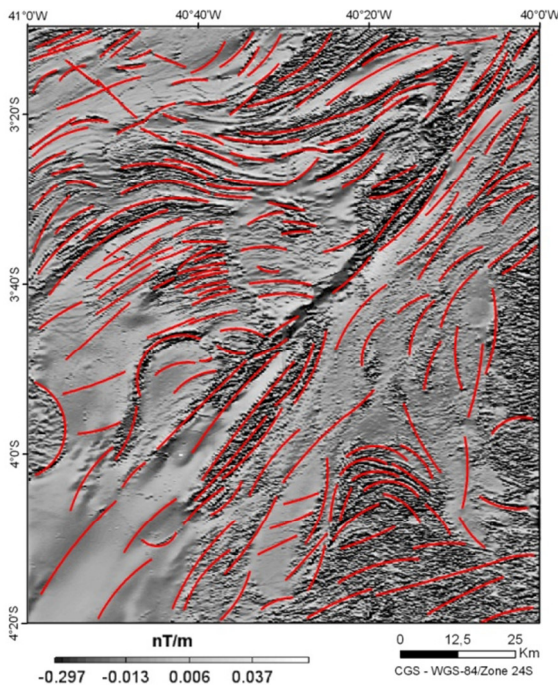


Figure 8: Map of magnetic anomalies of the first vertical derivative showing the main magnetic lineaments.

The magnetic signature shows that the Meruoca and Mucambo granites (DG3 and DG4) have low magnetic contents. The volcanic rocks of Parapuí Suite show positive anomalies as high as 0.3 nT/m (Figure 9). The rocks Coreaú dike swarm are associated with a strong magnetic dipole (Figure 3), with anomalies laid out towards N80E, located west of DG3. DG5 is associated with the rocks of the Jaibaras Basin. This area is marked by a very strong magnetic relief, with strong positive anomalies, whose source is related to the Parapuí volcanic rocks (basalts and andesites). The southeastern area that corresponds to the rocks of the DCC, is characterized by more homogeneous magnetic relief, with

a well characterized contact between the metamorphic rocks of Canindé Unit and Tamboril- Santa Quitéria Complex (DG6 and DG7).

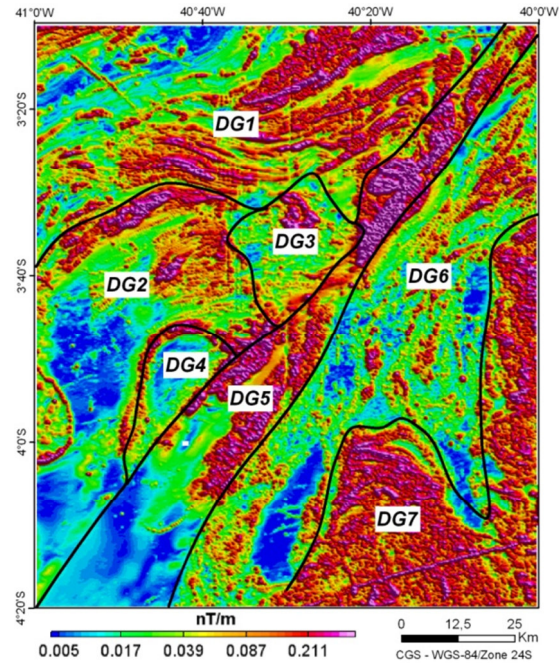


Figure 9: Amplitude of the analytical signal and the interpretation of the main geophysical domains (from DG1 to DG7).

The total count gamma-spectrometric map (Figure 10) provides good information on the lithological units of the area, as well as structural lineaments of the crystalline basement.

The Jaibaras Rift (DG5) displays an inexpressive radiometric relief, with low levels of radiation in all channels and lack of any significant feature. Its boundaries are well defined in the image of ternary composition RGB in false color (Figure 11). The contrast is established by the transition of the areas DG5 and DG6. This region is associated to the Shear Zone Sobral-Pedro II (SZSP II), which is part of Transbrasiliano Lineament.

The northern area – DMC displays low radiation values (DG1 in Figure 11) associated with the medium- to high-grade rocks of the Granja Complex and the supracrustal rocks of the Martinópolis Group. The rocks of the Ubajara Group and Coreaú dike swarm (DG2) have average radiation values, the contact with the rocks of the crystalline basement (Granja Complex) being well defined to the north. The Meruoca intrusion (DG3) displays high radiometric values especially at its borders, where hydrothermal processes were active during the rise of the pluton. The Mucambo granite (DG4) is also characterized by high count values, especially to the north, where the peaks reach up to 15 μ R/h (Figure 10).

The DCC is marked by anomalous high values (7.0 and 15 $\mu\text{R/h}$) with anisotropic character. The rocks of the Tamboril-Santa Quitéria formation display high radiation amounts and a well defined contact with the rocks of Ceará Complex. It is also possible to observe a strong elongated anomaly, extending from the northeast to the south of the area, which is related to alluvial sediments of the Acaraú river (Figure 11).

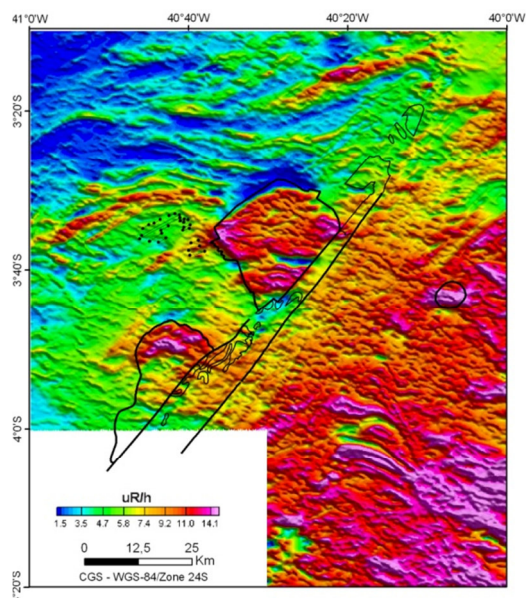


Figure 10: Map of radiometric anomalies of the CT channel showing the border faults of Jaibaras Rift and major igneous bodies.

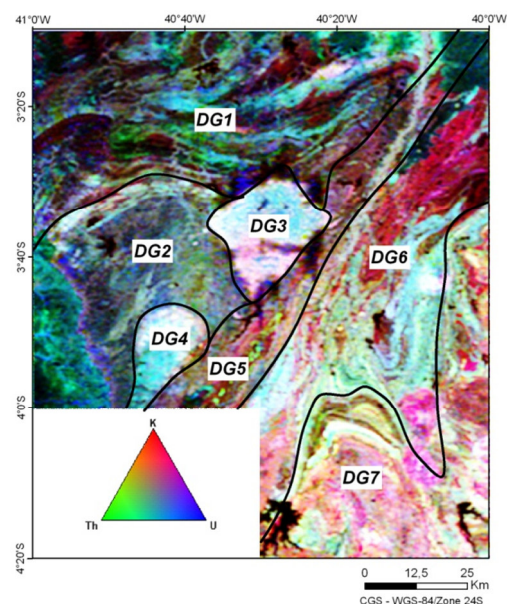


Figure 11: Image of ternary RGB composition in false color and interpretation of the main geophysical domains (DG1 to DG7).

Conclusions

The geophysical mapping of seven geophysical domains in the study area provides important insights into the spatial distribution of geological units that form the structural substrate of Jaibaras Rift, as well as major structural lineaments of the region.

The geophysical maps show the regional structuring marked by magnetic and gamma spectrometric lineaments oriented in the E-W direction and with slight NE-SW inflection in the DMC and NE-SW direction in the Jaibaras Rift. The DCC is more homogeneous, and displays a well defined contact between the rocks of the Ceará and Tamboril-Santa Quitéria complexes.

The signature of the geophysical sources characterizes seven domains, some of them not yet mapped in the known surface geology.

Acknowledgments

Thanks are due to Serviço Geológico do Brasil – CPRM for supplying the airborne geophysical data. The research is funded through UnB/Petrobras agreement (Termo de Cooperação FUB/Petrobras 0050.0053151.09.9) and INCTET (CNPq 57.3713/2008-1).

References

- CPRM (Serviço Geológico do Brasil), 2003. Mapa Geológico do Estado do Ceará em escala de 1:500.000. Formato digital: *shapefile* (ESRI).
- Davis, J.C., 1986. Statistics and data analysis in geology. John Wiley & Sons, 2^a Ed., U.S.A., 646p.
- Fetter, A.H; Dos Santos, T.J.S.; Van Schmus, W.R.; Hackspacher, P.C.; Brito Neves, B.B.; Arthaud, M.; Nogueira Neto, J.A.; Wernick, E. 2003. Evidence for Neoproterozoic continental arc magmatism in the Santa Quitéria Batholith of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brasil: Implications for the assembly of west Gondwana. *Gondwana Research*, 6 (2): 265-273.
- Oliveira, D.C., 2001, Reavaliação da evolução tectono-magmática do Gráben de Jaibaras (Nordeste do Brasil). *Acta Geológica Hispânica*, 36 (1-2): 53-95.
- Oliveira, D.C., Mohriak, W.U, 2003. Jaibaras trough: an important element in the early tectonic evolution of the Parnaíba interior sag basin, Northern Brazil, *Marine and Petroleum Geology* 20 (2003) 351-383.
- Parente, C. V., Silva Filho, W. F., Almeida, A. R., 2004. Bacias do Estágio de Transição do Domínio Setentrional da Província Borborema. In: Mantesso Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito Neves, B.B.). *O Desvendar de um Continente: A Moderna Geologia da América do Sul e o Legado da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca, p. 526 -536.

PERFIS MAGNÉTICOS E GRAVIMÉTRICOS NO RIFTE DE JAIBARAS, NE DO BRASIL

Nilo C. Pedrosa Junior¹; Roberta M. Vidotti¹; Reinhardt A. Fuck¹; Karen Maria L. Oliveira²

¹ Universidade de Brasília; ² Universidade Federal do Ceará

RESUMO: A área de estudo situa-se no noroeste do Ceará, na região limítrofe entre os domínios tectônicos Ceará Central (DCC) e Médio Coreaú (DMC), da porção setentrional da Província Borborema. O rifte Jaibaras, de idade cambro-ordoviciano, é uma feição alongada com direção NE-SW, controlada pela parte norte do Lineamento Transbrasiliano, localmente conhecida como Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II (ZCSP II). Este trabalho apresenta a interpretação de cinco perfis gravimétricos e magnéticos transversais ao eixo principal do rifte. Os dados aeromagnéticos utilizados nesse trabalho correspondem aos projetos Norte do Ceará e Novo Oriente, realizados pela CPRM, em 2008 e 2010, respectivamente. Foram adquiridos dados de magnetometria e gamaespectrometria com espaçamento das linhas de voo de 0,5 km e direção N-S, com intervalo de amostragem de 0,1 s (magnetômetro) e 1,0 s (espectrômetro) e altitude nominal de 100 m em relação ao terreno. Os dados dos perfis magnéticos foram extraídos dos *grids* (Campo Magnético Anômalo e Amplitude do Sinal Analítico) gerados por interpolação pelo método da mínima curvatura, em célula de 125 m. Dados gravimétricos terrestres foram adquiridos ao longo de cinco perfis transversais ao eixo principal do rifte Jaibaras, com extensão entre 25 e 55 km. O espaçamento entre as estações foi de, aproximadamente, 0,5 km nas regiões mais proximais (centro e bordas do rifte) e de 1,0 km nas porções mais distais. Foram adquiridas também estações ao longo de estradas que cortam o rifte, com espaçamento da ordem de 2,0 km. O pré-processamento dos dados gravimétricos envolveu o cálculo das correções de deriva instrumental e maré. Em seguida, foram efetuadas as reduções de Bouguer, Ar livre e anomalia Bouguer completa. As componentes regional e residual do campo gravimétrico foram separadas por meio de filtro de separação regional-residual, que se baseia na distribuição gaussiana das fontes gravimétricas em função de suas profundidades. Interpretações qualitativa e quantitativa dos dados magnéticos e gravimétricos estão sendo promovidas visando o entendimento das relações tectono-magmáticas que envolvem a formação do rifte Jaibaras, com base na determinação dos principais lineamentos geofísicos, geometria e profundidade das fontes e separação de domínios geofísicos. Ensaios de densidade de amostras coletadas em superfície foram realizados e incorporados nos diversos modelos, diminuindo a ambiguidade das soluções e proporcionando aprimoramento das interpretações. Os resultados mostram uma compartimentação estrutural significativa, onde o DCC apresenta campo magnético relativamente suave, enquanto no DMC o campo é mais perturbado. O rifte de Jaibaras é caracterizado por anomalias gravimétricas negativas (-5 a -20 mGal) e anomalias magnéticas suaves, exceto picos de alta amplitude (100 a 300 nT) associados às rochas vulcânicas da Suíte Parapuí. A ZCSP II, que corresponde à falha de borda SE do rifte de Jaibaras, é bem marcada nos perfis por fortes dipolos magnéticos e acentuados gradientes gravimétricos, denotando o caráter profundo do Lineamento Transbrasiliano na região. A falha de Café-Ipueiras, borda NW do rifte, é bem marcada nos perfis gravimétricos, porém apresenta baixo contraste do campo magnético.

PALAVRAS CHAVE: Magnetometria, Gravimetria, Rifte de Jaibaras

MODELAGEM E ESTIMATIVA DE PROFUNDIDADE DE FONTES EM PERFIS MAGNÉTICOS E GRAVIMÉTRICOS NO RIFTE DE JAIBARAS, NE DO BRASIL

Nilo Costa Pedrosa Junior^{1,2} Reinhardt Adolfo Fuck¹; Roberta Mary Vidotti¹, Karen Maria Leopoldino Oliveira².

¹ UnB; ² LGPSR-UFC

RESUMO: A área de estudo situa-se no noroeste do Ceará, na região limítrofe entre os domínios tectônicos Ceará Central e Médio Coreaú, da porção setentrional da Província Borborema. O Rifte de Jaibaras, de idade cambro-ordoviciano, é uma feição alongada com direção NE-SW, controlada pela parte norte do Lineamento Transbrasiliano, localmente conhecido como Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II (ZCSPII). Este trabalho apresenta interpretação quantitativa, com base na estimativa de profundidade de fontes magnéticas e gravimétricas, bem como modelagem e inversão em cinco perfis transversais ao eixo principal do rifte. Os dados aeromagnéticos utilizados no trabalho correspondem ao projeto Norte do Ceará (CPRM, 2010). Os dados dos perfis magnéticos foram extraídos do *grid* (Campo Magnético Anômalo) gerado por interpolação pelo método bi-direcional, em célula de 125 m. Dados gravimétricos terrestres foram adquiridos ao longo de perfis transversais ao eixo principal do rifte Jaibaras, com extensão entre 25 e 55 km. O espaçamento entre as estações foi de, aproximadamente, 0,5 km nas regiões mais proximais (centro e bordas do rifte) e de 1 km nas porções mais distais. As estimativas de profundidades de fontes dos dados potenciais foram produzidas pela Deconvolução de Euler. Foram utilizados índices estruturais de 0 e 1, o que permitiu realçar feições lineares, como falhas e contatos geológicos. Os resultados para as estimativas de profundidade nos perfis magnéticos mostram que o Rifte de Jaibaras apresenta fontes intermediárias (1,25 km) e outras muito rasas associadas, principalmente, às rochas vulcânicas da Suíte Parapuí. A ZCSPII é bem marcada por anomalias magnéticas de alta amplitude e curto comprimento de onda, sendo seu reflexo em profundidade associado a nuvens de soluções que chegam a atingir 2 km de profundidade. Os plútons Meruoca e Mucambo apresentam poucas nuvens de soluções geradas, com a presença de feições lineares de mergulho subvertical interpretadas como falhas. Para a estimativa de fontes dos dados gravimétricos, o Rifte de Jaibaras apresenta nuvens de soluções com profundidade maiores que 2 km. A ZCSPII mostra contraste abrupto de densidade entre as rochas do embasamento e as rochas sedimentares do Grupo Jaibaras. Os principais lineamentos interpretados para a ZCSPII possuem nuvens de soluções variando entre 1 e 2 km de profundidade. Os resultados das modelagens gravimétricas 2D foram estabelecidos a partir de informações *a priori* advindas de outros métodos geofísicos (sísmica 2-D e magnetotélúrico), dados de geologia de superfície e das estimativas de profundidades obtidas pela deconvolução de Euler. Ensaios de densidade foram realizados com intuito de incorporar os valores na modelagem 2D. O embasamento do Rifte de Jaibaras delinea-se a profundidades que variam entre 1 a 2 km.

PALAVRAS CHAVE: MÉTODOS POTENCIAIS, DECONVOLUÇÃO DE EULER, RIFTE DE JAIBARAS.

LINEAMENTO TRANSBRASILIANO: INTERPRETAÇÃO DE DADOS AEROGEOFÍSICOS

Roberta M. Vidotti¹, Reinhardt A. Fuck¹, Elton L. Dantas¹, Tati de Almeida¹, Henrique L. Roig¹, Julia B. Curto¹, Nilo C. Pedrosa Jr.¹, Rafael D. Santos², David L. de Castro²; Francisco Hilário R. Bezerra²

¹ UnB, ²UFRN

ABSTRACT: O Lineamento Transbrasiliano é uma descontinuidade de magnitude continental e representa uma mega-sutura que atuou na formação do supercontinente Gondwana, entre o final do Proterozóico e início do Paleozóico. Este lineamento apresenta traçado que se estende do norte do Paraguai, através da Bacia do Paraná, da Província Tocantins e da Bacia do Parnaíba, até o litoral oeste do Ceará, prolongando-se, inclusive, para o continente africano, no contexto da aglutinação de Gondwana Ocidental. A direção preferencial NE-SW do Lineamento Transbrasiliano é marcada tanto no nível crustal, por anomalias magnéticas, quanto no nível mantélico, por zonas de baixa velocidade de ondas S, especialmente a 100 km de profundidade, sugerindo afinamento litosférico.

Dados de aeromagnetometria ao longo de toda a extensão do lineamento foram compilados, processados e interpretados. Os resultados evidenciam uma estrutura com cerca de 100 km de largura na região do Brasil Central entre as bacias do Paraná e Parnaíba. Na Bacia do Parnaíba há uma continuidade marcante entre zonas de cisalhamento do embasamento cristalino e anomalias magnéticas associadas a falhas na Bacia, o que também é observado em dados de aerogravimetria. Na borda nordeste da Bacia do Parnaíba a continuidade das anomalias magnéticas é marcante ao longo do rifte Jaibaras, onde se encontra em andamento trabalho de interpretação de dados magnéticos, gravimétricos e gamaespectrométricos. Na borda da Bacia do Paraná as anomalias magnéticas apresentam dispersão e interpretações de detalhe encontram-se em andamento para compreender a correlação das diversas anomalias com o lineamento.

Interpretação quantitativa de dados de magnetometria, por meio da deconvolução de Euler, foi realizada em toda a extensão do lineamento. Os resultados demonstram que as estruturas relacionadas ao lineamento são subverticais ao longo de toda sua extensão. Na região central do lineamento, Província Tocantins, as estruturas são contínuas até profundidades de cerca de 1 km e descontínuas a partir dessa profundidade. Na Bacia do Parnaíba anomalias magnéticas apresentam descontinuidades a partir de 3 km e as anomalias gravimétricas a partir de 4 km. Na Bacia do Paraná não há ainda resultados conclusivos com relação a continuidade das anomalias em profundidade. Na margem continental nordeste do Brasil, o Lineamento afeta unidades Mesozoicas da Bacia do Ceará e coberturas quaternárias.

Os resultados demonstram a relevância do Lineamento Transbrasiliano na estruturação da crosta continental brasileira. As várias reativações desta megaestrutura influencia o preenchimento e evolução das grandes bacias sedimentares fanerozóicas afetando também bacias sedimentares menores adjacentes.

KEYWORDS: Lineamento Transbrasiliano, Interpretação de dados aerogeofísicos, Magnetometria.