



Universidade Federal do Rio Grande do Norte  
Centro de Ciências Exatas e da Terra  
Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO**

**MODELAGEM MAGNÉTICA E GRAVIMÉTRICA 3D  
DO *PLUG* BÁSICO CENOZOICO SÃO JOÃO  
INTRUSIVO EM ROCHAS DA BACIA POTIGUAR, NE  
DO BRASIL**

**JULIANA GARRIDO DAMACENO**

**Orientador:**

**PROF. DR. DAVID LOPES DE CASTRO**

**Dissertação n.º 176/PPGG**

**Natal-RN, agosto de 2016**

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

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO**

**MODELAGEM MAGNÉTICA E GRAVIMÉTRICA 3D**  
**DO *PLUG* BÁSICO CENOZOICO SÃO JOÃO**  
**INTRUSIVO EM ROCHAS DA BACIA POTIGUAR, NE**  
**DO BRASIL**

**Juliana Garrido Damaceno**

Dissertação apresentada em 05 de agosto de dois mil e dezesseis, ao Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica – PPGG, da Universidade Federal do Rio Grande do Norte - UFRN como requisito à obtenção do Título de Mestre em Geodinâmica e Geofísica, com área de concentração em Geologia e Geofísica do Petróleo.

Comissão Examinadora:

**PROF. DR. DAVID LOPES DE CASTRO (ORIENTADOR – PPGG DG/UFRN)**

**PROF. DR. ZORANO SÉRGIO DE SOUZA (PPGG DG/UFRN)**

**PROF. DR. FRANCISCO JOSÉ FONSECA FERREIRA (LPGA DG/UFPR)**

Natal-RN, agosto de 2016

Catálogo da Publicação na Fonte  
Universidade Federal do Rio Grande do Norte - Sistema de Bibliotecas  
Biblioteca Central Zila Mamede / Setor de Informação e Referência

Damaceno, Juliana Garrido.

Modelagem Magnética e Gravimétrica 3D do *plug* básico Cenozoico São João intrusivo em rochas da Bacia Potiguar, NE do Brasil / Juliana Garrido Damaceno. - Natal, 2016.

67 f. : il.

Dissertação (mestrado) - Universidade Federal do Rio Grande do Norte. Centro de Ciências Exatas e da Terra. Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica

Orientador: Prof. Dr. David Lopes de Castro.

1. Modelagem geofísica - Dissertação. 2. Métodos potenciais - Dissertação. 3. Magmatismo - Dissertação. 4. Macau (RN) - Estudo geológico - Dissertação. 4. Bacia Potiguar - Estudo geológico - Dissertação. I. Castro, David Lopes de. II. Título.

RN/UF/BCZM

CDU 550.38:004(813.2)

## AGRADECIMENTOS

Agradeço em primeiro lugar a Deus que iluminou o meu caminho durante esta dissertação.

Agradeço à Petrobras (PRH n° 229) pela bolsa de estudos e ao Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica (PPGG) da Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN) pela oportunidade de realização desta pesquisa. Agradeço a todos os professores que já passaram pela minha vida pelo dom da dedicação ao ensino, com destaque ao meu orientador Prof. Dr. David Lopes de Castro pelas discussões, correções, sugestões e incentivo.

Agradeço ao Prof. Dr. José Antônio Barbosa da UFPE pelo empréstimo do gravímetro utilizado para a aquisição dos dados e aos professores doutores Francisco Pinheiro Lima Filho, Fernando Antônio Pessoa Lira Lins e Aderson Farias do Nascimento do PPGG/UFRN pelos demais equipamentos e licença do *software* Oasis Montaj® (Geosoft). Agradeço também ao Prof. Dr. José Ubiragi de Lima Mendes, chefe do Laboratório de Mecânica dos Fluidos da UFRN, por me receber e permitir o uso da balança de precisão nas medidas de densidade, à Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP) pelos dados aéreos cedidos e à *Geophysical Inversion Facility* da *University of British Columbia* por fornecer a licença do programa de inversão utilizado neste trabalho.

Sou grata pela ajuda do aluno de graduação de Geologia da UFRN Jadeilson Emanuel de Araújo Ferreira no processamento dos dados topográficos, ao doutorando da UFPE, Jefferson Tavares Cruz Oliveira, aos mestrados do PPGG/UFRN Igor Leonardo Guerra Galvão e Leonardo da Silva R. Mocitaiba pela participação nas etapas de aquisição de campo. Aos técnicos do laboratório de Geofísica da UFRN Anderson Eugênio Silva da Costa e Thiago Figueiredo do Nascimento por toda a troca de conhecimentos e disposição em ajudar.

Agradeço ao aluno de mestrado do PPGG/UFRN Samir do Nascimento Valcácio pela troca de conhecimento durante a confecção desta dissertação e pelas amostras cedidas para as medidas de densidade. Agradeço também a Emanuel Maria de Moraes (Bombeiro) pelo preparo destas amostras e à Tércia Jaíres de Oliveira Silva pela demonstração do procedimento para as medidas de densidade.

Um agradecimento especial à Nilda de Araújo Lima, Secretária do PPGG, que tanto se empenha em suas funções.

Pela vida e oportunidade de evolução pessoal e espiritual, por meio da convivência com meus pais, Vagner e Gizele, que desde cedo me ensinaram a amar a natureza. Aos meus irmãos Andre e Guilherme, uma continuação do meu jeito de ser, de viver e de olhar o mundo. Agradeço a minha avó Maria, por toda sabedoria e santidade, que não está nesta ou naquela prática, mas em uma disposição do coração humilde e confiante ao amor de Deus. Aos meus avós Olympio e Anna e a todos das Famílias Damaceno e Garrido que eu tanto amo.

Aos meus amigos que torceram muito para o sucesso deste trabalho, em especial Juliana Lopes, Cleber Felix, Cristiane Costa, Jório Cabral, Alanny Melo e Lavoisiane Ferreira, meus amigos da graduação na UnB e também aos meus amigos de ensino médio que há mais de uma década sempre estiveram presentes.

"Jabez invocou o Deus de Israel, dizendo: Oh! tomara que me abençoes e me alargues as fronteiras, que seja comigo a tua mão e me preserves do mal, de modo que não me sobrevenha aflição! E Deus lhe concedeu o que lhe tinha pedido."

I Crônicas 4:10

## RESUMO

Essa dissertação apresenta um estudo geofísico de uma intrusão básica cenozoica, envolvendo etapas de aquisição, processamento e modelagens 2D e 3D de dados magnéticos e gravimétricos terrestres. O alvo estudado é um *plug* conhecido como São João, intrusivo em rochas sedimentares da borda sul da Bacia Potiguar, região setentrional do Rio Grande do Norte. Com uma área aproximada de 0,5 km<sup>2</sup>, este *plug* é um dos diversos corpos ígneos constituintes do Magmatismo Macau (50-7 Ma). Os arenitos e calcários próximos ao corpo subvulcânico sofreram modificações mineralógicas significativas por efeito termal. Utilizamos dados magnéticos aerolevados do Projeto Bacia Potiguar e aquisições terrestres, que resultaram em 5698 leituras com o magnetômetro de campo total e 128 estações gravimétricas com o gravímetro CG5. O mapa das derivadas verticais do campo magnético anômalo dos dados aéreos contextualizou regionalmente a geologia e geofísica da Bacia Potiguar, enquanto que os dados magnéticos e gravimétricos terrestres detalharam o *plug* São João e foram utilizados para as modelagens. Foram realizadas medidas de susceptibilidade magnética e densidade em amostras de rochas metamórficas (buchitos), ígneas (diabásio) e sedimentares (arenito e calcário). Tais medidas auxiliaram na construção de modelos 2D e 3D, revelando a arquitetura interna do *plug* São João, cujas profundidades chegam a cerca de 400 m. O modelo gravimétrico apresenta uma geometria no formato de lopólito, com uma região na parte nordeste do corpo apresentando maiores contrastes de densidade. Tal região é também observada no modelo magnético, com altos contrastes de susceptibilidade magnética. Máximos gravimétricos próximos ao *plug* indicam três regiões com contrastes de densidade positivos, que podem ser corpos ígneos sem expressão em superfície.

**PALAVRAS-CHAVES:** Métodos Potenciais; Modelagem Geofísica; Magmatismo Macau; Bacia Potiguar.

## **ABSTRACT**

This dissertation presents a geophysical study of a Cenozoic basic intrusion, involving steps of acquisition, processing, and 2D and 3D modeling of terrestrial magnetic and gravity data. The target studied is a plug known as São João, located in the southern border of the Potiguar Basin (NE Brazil). This plug has an area of approximately 0.5 km<sup>2</sup> and was formed by magmatism Macau. Sandstones and limestones near the hipoabissal body suffered metamorphization with significant thermal changes. We use airborne magnetic data named Potiguar Basin Project and terrestrial acquisition, which resulted in 5698 readings with the total field magnetometer and 128 gravity stations with CG5 gravimeter. The map of vertical derivative of the total magnetic intensity anomalies from the airborne data contextualized regionally the geology and geophysics of the Potiguar Basin, while the terrestrial magnetic and gravimetric data detailed the plug São João and were used for the modeling. Magnetic susceptibility and density were measured in metamorphic (buchites) igneous (diabase) and sedimentary (sandstone and limestone) rock samples. Such measures help to constrain the 2D and 3D modeling, which reveal the internal architecture of the São João plug, whose maximum depths reach 400 m. The gravity model of the plug shows a lopolith shape, with a region in the northeastern part of the body having higher density contrast. This region is also observed in the magnetic model with high contrast of magnetic susceptibility. Gravity highs closer to São João plug indicate three regions with high density contrasts, which probably are igneous bodies with no surface expression.

**KEYWORDS:** Potential Methods, Geophysical Modeling, Magmatism Macau, Potiguar Basin.

## SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS.....	i
RESUMO .....	iv
ABSTRACT.....	v
SUMÁRIO .....	vi
1 – INTRODUÇÃO .....	1
1.1 Apresentação.....	1
1.2 Justificativas.....	1
1.3 Área de estudo .....	2
1.4 Objetivos .....	3
2 – CONTEXTO GEOLÓGICO DA BACIA POTIGUAR .....	4
2.1 Contexto litoestratigráfico.....	4
2.2 Contexto tectônico .....	5
2.3 Eventos magmáticos .....	6
3 – MÉTODOS GEOFÍSICOS.....	7
3.1 O Método Magnético .....	7
3.2 O Método Gravimétrico .....	9
3.3 Métodos de inversão .....	10
3.3.1 Modelagem 2D.....	10
3.3.2 Modelagem 3D.....	11
4 – ASPECTOS METODOLÓGICOS.....	13
4.1 Métodos Potenciais .....	13
4.2 Aquisições dos dados potenciais.....	14
4.2.1 Aquisição dos dados magnéticos.....	14
4.2.2 Aquisição dos dados gravimétricos.....	15
4.2.3 Reduções dos dados geofísicos .....	16
4.3 Medidas das propriedades físicas das rochas .....	19
4.4 Processamento geofísico .....	22
4.4.1 Dados Magnéticos Aéreos.....	22
4.4.2 Dados Magnéticos Terrestres .....	23
4.4.3 Dados Gravimétricos Terrestres .....	24
4.4.4 Fluxos de Reduções e Processamento dos dados .....	24
I. Etapas de Reduções empregadas .....	24
II. Etapas do Processamento .....	26
4.5 Modelagem geofísica 2D e 3D.....	27
5 – ARTIGO - submetido a <i>Journal of Applied Geophysics</i> .....	28

Keywords: Potential Field methods, 2D and 3D modeling, magmatic plug, Macau-Queimadas Alignment, Brazilian Equatorial Margin.....	28
6 – CONSIDERAÇÕES FINAIS .....	53
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	55

## Lista de Figuras

Fig. 1. Mapa geológico simplificado da Bacia Potiguar mostrando a área de estudo e as principais ocorrências do magmatismo pós-paleozoico, destacando o enxame de diques cretáceos Rio Ceará Mirim, o Magmatismo Macau e o Alinhamento Macau-Queimadas (AMQ) .....	2
Fig. 2. Imagem do <i>Google Earth Pro</i> com destaque para o <i>plug</i> São João no município de Pedro Avelino - RN.....	3
Fig. 3. Evolução tectonoestratigráfica da Bacia Potiguar proposta por Pessoa Neto et al. (2007) com blocos ilustrativos segundo Bertani et al. (1990).. .....	6
Fig. 4. Matriz representando a distribuição das propriedades físicas em profundidade.....	11
Fig. 5. Alguns equipamentos utilizados nas aquisições. ....	15
Fig. 6. Localização das medidas de susceptibilidade magnética e densidades das rochas aflorantes na região do corpo subvulcânico São João. ....	20
Fig. 7. Valores de susceptibilidade magnética (SM) e densidade ( $\rho$ ) das rochas.....	21
Fig. 8. Mapa do CMA micronivelado mostrando as altas e baixas anomalias. ....	22

## Lista de Tabelas

Tabela 1. Susceptibilidade magnética em SI para diferentes materiais (Fonte: Reynolds, 2011). ....	8
Tabela 2. Densidade em g/cm <sup>3</sup> de tipos rochosos variados. (Fonte: Telford et al., 1990).....	10
Tabela 3. Medidas de susceptibilidade magnética e densidade de amostras de rochas.....	21

# 1 – INTRODUÇÃO

## 1.1 Apresentação

Esta dissertação corresponde a um dos pré-requisitos para a conclusão do curso de Mestrado em Geofísica do Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica (PPGG) da Universidade Federal do Rio Grande do Norte.

O trabalho inicia com uma explanação sobre a temática geral do estudo realizado em um *plug* de diabásio cenozoico, localizado na borda sul da Bacia Potiguar. São apresentadas as justificativas, a descrição do local da aquisição dos dados e o objetivo em realizá-la. O segundo capítulo informa sobre o ambiente geológico, apresentando os contextos litoestratigráfico e tectônico, além dos eventos magmáticos da Bacia Potiguar. O capítulo três traz informações sobre os métodos geofísicos aplicados e técnica de inversão, de acordo com a literatura.

O capítulo quatro discorre sobre a metodologia adotada no presente trabalho, que incluiu processamento dos dados aeromagnéticos e aquisição, processamento dos dados e modelagem 2D e 3D de dados magnéticos e gravimétricos terrestres. Os resultados são apresentados em forma de artigo submetido ao *Journal of Applied Geophysics*. O quinto e último capítulo dessa dissertação foi reservado às considerações finais da pesquisa. Dentro deste contexto, este trabalho procura revelar a geometria interna do *plug* São João em subsuperfície.

## 1.2 Justificativas

A importância do magmatismo na exploração petrolífera está em promover fortes mudanças termais e petrofísicas nas camadas geradoras e reservatórios de hidrocarbonetos presentes nas bacias sedimentares (Thomaz Filho et al., 2008). Isso ocorre devido ao calor fornecido pelos eventos magmáticos, que pode aumentar a maturação da matéria orgânica das rochas geradoras, nas proximidades de intrusões. Por outro lado, tais mudanças podem ser prejudiciais no caso de reservatórios em rochas carbonáticas, devido à diminuição da porosidade (Terra et al., 2016). Ocorrem mudanças mineralógicas que são comprovadas por dados de densidade, susceptibilidade magnética, análises petrográficas, em modelagens de condução térmica, geofísicas e técnicas envolvendo propriedades físicas e químicas.

As idades aleatórias dos corpos do Magmatismo Macau, a natureza alcalina do magma (Paiva, 2004), o alinhamento Macau-Queimadas e a epirogênese positiva na região do Planalto da Borborema (Silveira, 2006) são evidências de um mecanismo que necessita de um estudo mais aprofundado. Esta pesquisa vem a contribuir com maiores informações nas relações em profundidade entre as rochas da borda da Bacia Potiguar e o magmatismo cenozoico.

### 1.3 Área de estudo

A área de estudo localiza-se na região nordeste do Brasil, no município de Pedro Avelino-RN, a cerca de 160 km de Natal, capital do Rio Grande do Norte (Fig. 1). O local é uma área particular, conhecida como Fazenda São João. Os dois corpos subvulcânicos ali presentes são *plugs* intrusivos em rochas areníticas e calcárias da Bacia Potiguar (Paiva, 2004). O corpo da esquerda (Fig. 2) é o alvo do estudo dessa dissertação e será referido como *plug* São João ao longo deste trabalho. O *plug* São João possui uma área aproximada de 0,5 km<sup>2</sup> e apresenta topografia plana.

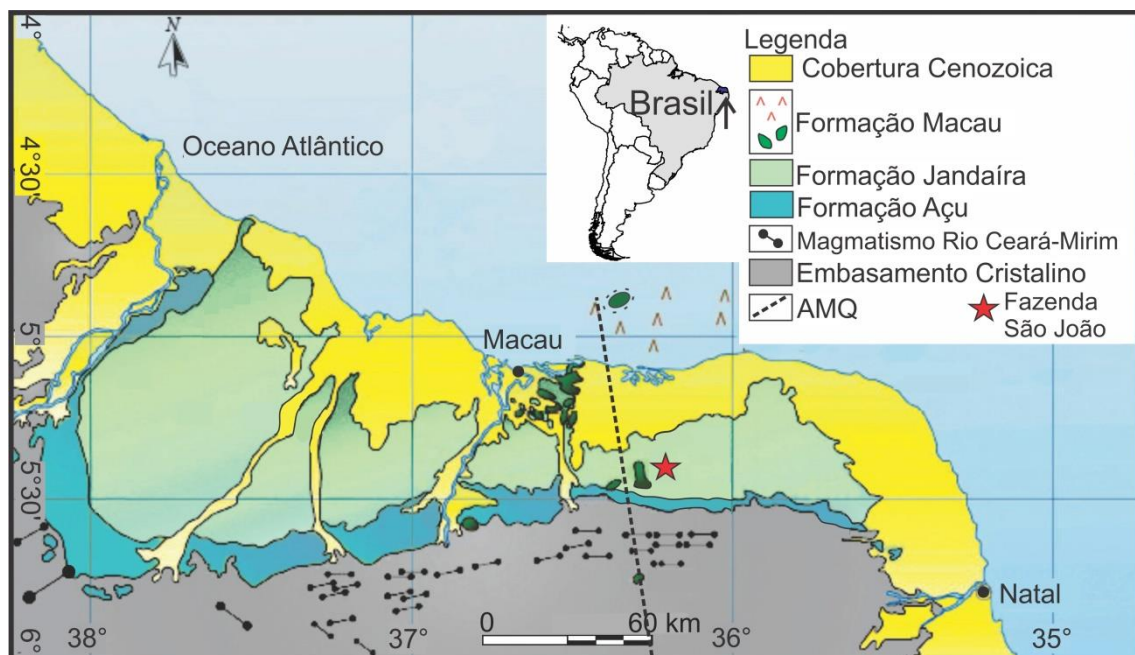


Fig. 1. Mapa geológico simplificado da Bacia Potiguar (modificado de Angelim et al., 2006 por Cassab, 2003), mostrando a área de estudo e as principais ocorrências do magmatismo pós-paleozoico (Almeida et al., 1988), destacando o enxame de diques cretáceos Rio Ceará Mirim, o Magmatismo Macau e o Alinhamento Macau-Queimadas (AMQ) (Almeida et al., 1988; Mizusaki et al., 2002).

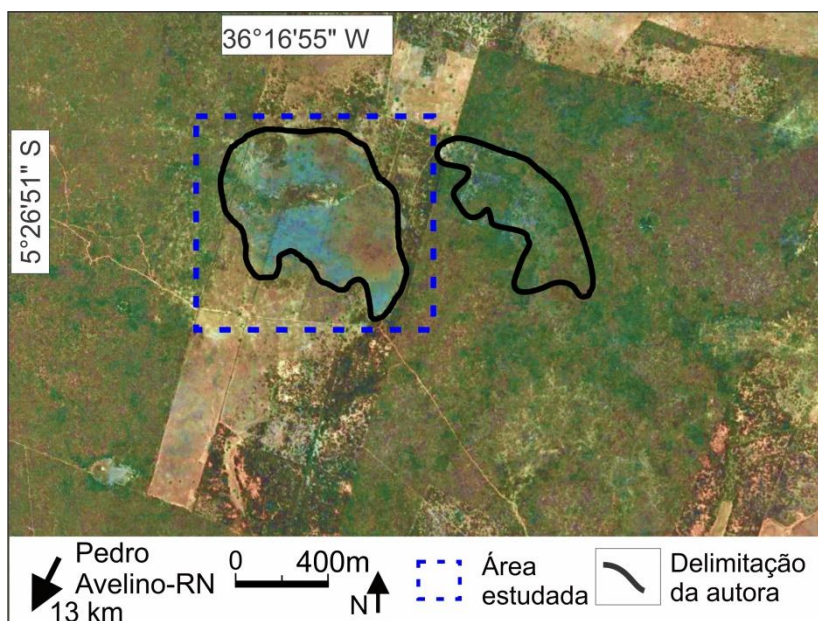


Fig. 2. Imagem do *Google Earth Pro* com destaque para o *plug* São João no município de Pedro Avelino - RN. Altitude do ponto de visão 3,11 km.

#### 1.4 Objetivos

O foco deste trabalho é a modelagem magnética e gravimétrica 3D do *plug* São João, corpo de origem subvulcânica (Motoki & Sichel 2006) alojado nas Formações Açu e Jandaíra na borda sul da Bacia Potiguar. Com este trabalho espera-se dar os primeiros passos para o uso de métodos geofísicos de detalhe em pesquisas na região.

As seguintes etapas metodológicas foram realizadas a fim de alcançar tal objetivo:

- Pesquisa bibliográfica para conhecimento da origem e importância do magmatismo em estudo;
- Campanhas de campo na coleta de dados gravimétricos e magnéticos;
- Medidas de densidade e susceptibilidade magnética em amostras de rochas metamórficas, ígneas e sedimentares do local;
- Modelagem 2D para obter informações da possível profundidade do corpo magmático intrudido nas rochas sedimentares;
- Modelagem 3D para estimar a geometria interna do *plug* São João.

## 2 – CONTEXTO GEOLÓGICO DA BACIA POTIGUAR

### 2.1 Contexto litoestratigráfico

A Bacia Potiguar está localizada no extremo leste da margem equatorial brasileira e abrange os estados do Rio Grande do Norte e Ceará, com áreas emersas e submersas (Pessoa Neto et al., 2007). É classificada como uma bacia do tipo rifte e sua formação ocorreu durante a fragmentação do supercontinente Pangeia no Mesozoico.

A sedimentação que cobre o embasamento cristalino na região do *plug* São João é composta por duas formações: Açu e Jandaíra (Paiva, 2004). A Formação Açu foi depositada na transição dos períodos Cretáceo Inferior para o Cretáceo Superior. É composta por arenitos finos a grossos (sendo alguns conglomeráticos) com colorações variadas. Apresenta intercalações de arenitos com folhelhos e argilitos. A Formação Jandaíra representa uma plataforma carbonática formada durante a abertura do Atlântico Sul, que aflora na área de estudo (Valcácio, 2016).

Outros corpos intrusivos são encontrados na Formação Jandaíra, como exemplo os *plugs* Cabeço de Negro, Serrinha, Serrote do Bugre e a parte norte de Serra Preta. As propriedades físicas das rochas na região de Jandaíra (RN) foram estudadas por Nobre (2012) e Sousa (2009), visando conhecer melhor os efeitos térmicos provocados pelos corpos intrusivos cenozoicos sobre as encaixantes cretáceas (arenitos, siltitos, folhelhos, calcários) da Bacia Potiguar.

De modo similar, Santos (2011) e Santos et al. (2014) reconheceram e caracterizaram os indícios de modificação térmica a partir de relações de campo e descrição petrográfica e textural em rochas da Bacia Potiguar nas regiões de Jandaíra, Lajes e Pedro Avelino-RN. Especificamente na região do *Plug* São João, Valcácio (2016) reportou a presença de buchitos, gerados por fusão parcial incipiente de pelitos e arenitos/siltitos arcozeanos na proximidade dos contatos com os corpos magmáticos. Valcácio (2016) em seu trabalho de dissertação estudou o pirometamorfismo provocado pelas intrusões cenozoicas em rochas da Bacia Potiguar, realizando uma modelagem térmica para o *plug* São João.

Segundo o autor, o maior registro do efeito térmico é a presença de xenólitos de mármore, com a presença de silicificação e buchitos no corpo ígneo. Foi verificado que as rochas no entorno do corpo são afetadas em diferentes graus, com aumento gradativo de granulação, compactação e ausência de fósseis (no caso dos calcários), quanto maior é a proximidade com a intrusão. O efeito de pirometamorfismo foi registrado a uma

distância de até 5 m do corpo magmático e foram mapeadas alterações de compactação até a 150 m do corpo devido ao metamorfismo termal.

## 2.2 Contexto tectônico

O preenchimento sedimentar na Bacia Potiguar é dividido em três fases (Pessoa Neto et al., 2007): Supersequência Rifte (Berriasiano), Pós-Rifte (andar Alagoas) e Drifte (entre o Albiano e o Recente). As fases são relacionadas com a evolução tectônica da bacia, separada nos estágios rifte (rifte 1 e 2), pós-rifte e drifte.

A Supersequência Rifte ocorreu em duas fases. A fase Rifte 1 (Neoberriasiano/Eobarremiano) corresponde a separação África-América do Sul, com regime tectônico de estiramento crustal e altas taxas de subsidência mecânica do embasamento. Possui como sedimentação a Formação Pendência, preenchida por depósitos lacustrinos, flúvio-deltaicos e fandeltaicos. A fase Rifte II (Neobarremiano/Eoaptiano) apresentou regime transcorrente/transformante ao longo da futura margem equatorial com mudança na cinemática do rifte, causando deslocamento do eixo de rifteamento para a porção submersa e elevando a parte emersa. É representada pelas Formações Pendência e Pescada (Pessoa Neto et al., 2007).

A fase Pós-Rifte (Aptiano – Albiano) corresponde à transição do sistema continental para marinho, representado pela Formação Alagamar. Sucede a fase rifte, cujo regime tectônico é caracterizado por subsidência térmica e deriva continental. Na parte terrestre a Formação Alagamar é recoberta pelas Formações Açú (arenitos fluviais) e Jandaíra (carbonatos) (Bertani et al., 1990).

Na fase Drifte ocorreu à formação do sistema plataforma-talude e bacia. As sequências sedimentares foram divididas em dois grupos, marinhas transgressivas e regressivas. As sequências transgressivas (Eoalbio-Eocampaniano) são representadas pelos sedimentos siliciclásticos proximais das Formações Açú e Quebradas e distais da plataforma carbonática da Formação Ponta do Mel. O máximo transgressivo ocorreu na passagem Cenomaniano – Turoniano (Françolin & Szarmari, 1987), que afogou os sistemas fluviais da Formação Açú e depositou folhelhos na parte submersa, desenvolvendo uma ampla plataforma carbonática de alta energia conhecida como Formação Jandaíra (Sampaio & Schaller, 1968). As sequências regressivas (Neocampaniano – ao recente) possuem um regime tectônico de baixa subsidência térmica, marcado por um evento erosivo de grande magnitude (Fig. 3).

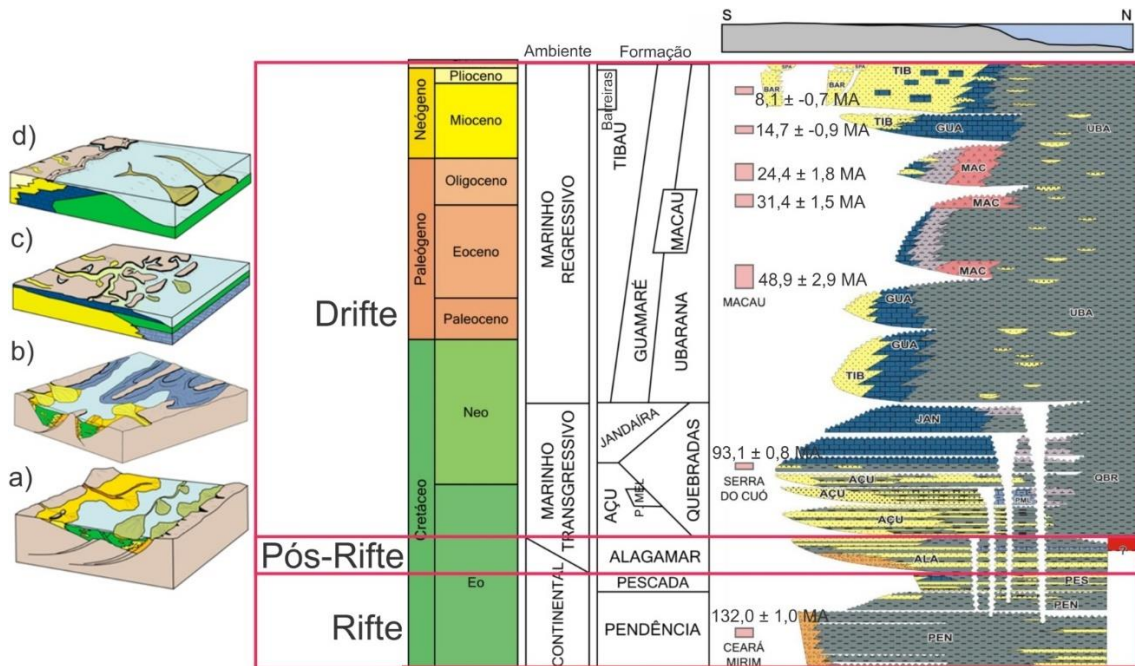


Fig. 3. Evolução tectonoestratigráfica da Bacia Potiguar proposta por Pessoa Neto et al. (2007) com blocos ilustrativos segundo Bertani et al. (1990). a) Depósitos lacustrinos com fluxos gravitacionais, fandeltaicos e fluviodeltaicos progradantes da Formação Pendência. b) Leques aluviais, sistemas fluviais e bancos carbonáticos restritos da transição da Formação Pendência para Pescada. c) Evento Máximo transgressivo. d) Plataforma mista rasa.

### 2.3 Eventos magmáticos

Na Bacia Potiguar ocorreram três eventos magmáticos básicos, sendo o corpo estudado pertencente ao evento magmático Macau (Cenozoico, período Paleógeno), o qual é o mais recente e se manifestou na forma de *necks*, *plugs* e derrames. Os outros dois eventos magmáticos Cuó (Cretáceo Superior) e Rio Ceará-Mirim (Cretáceo Inferior) ocorreram no mesozoico. O evento magmático Rio Ceará-Mirim é relacionado à origem do rifte e ocorre no embasamento adjacente à borda sul da Bacia, com orientação E-W, na forma de diques de diabásio com idades de  $132,2 \pm 1$  Ma (Souza et al., 2003). O magmatismo Serra do Cuó também se encontra na borda sul da bacia, na forma de derrames de basalto, com pico de idades Ar-Ar entre  $93,1 \pm 0,8$  Ma (Souza et al., 2003).

O evento magmático Macau é marcado por rochas basálticas. Foram datados pulsos no Eoceno/Oligoceno com idades distribuídas entre 70-65 e 9-6 Ma, com picos entre  $48,9 \pm 2,9$  e  $31,4 \pm 1,5$  (Souza et al., 2004). A origem do magmatismo cenozoico é explicada por meio de dois modelos: um mecanismo de convecção em pequena escala (*Edge Driven Convection* - EDC) ou por meio de uma “crista térmica” sob a região da Província Borborema no intervalo entre 80 e 20 Ma (Knesel et al., 2011). Tais modelos

são condizentes com o Alinhamento Macau-Queimadas (AMQ) na direção NW-SE de vários corpos vulcânicos (Fig. 1).

Na região central da Bacia Potiguar existe a maior concentração de corpos do Magmatismo Macau. Paiva (2004) mapeou em detalhe 26 corpos vulcânicos e sub-vulcânicos relacionados ao magmatismo cenozoico na região de Pedro Avelino e Lajes-RN. Prosseguindo com o estudo, Silveira (2006), em sua tese de doutorado, realizou estudos geocronológicos e geoquímicos, datando o *plug* São João com uma idade média de  $46 \pm 4$  Ma, utilizando o método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ .

Tais corpos foram caracterizados por apresentarem grandes blocos de rocha básica de textura gabróide, que desenvolveram um solo marrom escuro do tipo massapê. Silveira (2006) sugere que, durante a formação das intrusões, o nível crustal era pelo menos 500 m mais profundo que a superfície atual, e que os corpos na atualidade se encontram expostos como resultado de processos erosivos ou ação tectônica.

### 3 – MÉTODOS GEOFÍSICOS

#### 3.1 O Método Magnético

O magnetismo é uma das áreas de interesse científico mais antigas que se tem notícia e causa fascínio. Albert Einstein foi motivado a ser cientista após ganhar uma bússola aos 4 ou 5 anos de idade, quando relatou ter experimentado um milagre (Pais, 1982). A força magnética  $F$  entre dois polos de intensidades  $m_1$  e  $m_2$  separados por uma distância  $r$  é dada por:

$$F = \frac{\mu_0 m_1 m_2}{4\pi \mu_R r^2} \quad (1),$$

onde  $\mu_0$  e  $\mu_R$  são constantes que representam a permeabilidade magnética no vácuo e a permeabilidade magnética relativa do meio que separa os polos, sendo a força atrativa caso os sinais sejam diferentes e repulsiva para o mesmo sinal.

Já a força exercida por um polo positivo unitário em um ponto é dada pelo campo magnético  $B$ , de intensidade  $m$  a uma distância  $r$ :

$$B = \frac{\mu_0 m}{4\pi \mu_R r^2} \quad (2).$$

A unidade de medida do campo  $B$  é expressa em Gauss no sistema cgs ou  $10^{-4}$  Tesla no Sistema Internacional, que por ser muito grande é usualmente utilizado na sub-unidade nanotesla (nT), onde  $1 \text{ nT} = 10^{-9} \text{ T}$ .

A magnetização total ( $\mathbf{M}$ , Eq. 3) de uma rocha é dada pela soma vetorial da magnetização induzida ( $\mathbf{M}_i$ , Eq. 4), gerada pela presença do campo magnético, e

magnetização remanescente ( $M_r$ ), herdada durante a solidificação e resfriamento de uma rocha ígnea abaixo da temperatura de Curie de seus minerais magnéticos, e de formas secundárias, ao longo de processos de diagênese ou metamorfismo (Kearey et al., 2009):

$$M = M_i + M_r \quad (3)$$

A magnetização induzida ( $M_i$ ) é dada por:

$$M_i = \chi H_0 \quad (4)$$

Sendo  $\chi$  a susceptibilidade magnética e  $H_0$  o campo magnético induzido.

A susceptibilidade magnética ( $\chi$ ), uma propriedade física inerente às rochas, indica a magnetização da substância, que aumenta das rochas ácidas para as básicas e, nas rochas sedimentares aumenta, com o aumento de argila. As propriedades magnéticas das rochas são controladas pelos minerais ferrimagnéticos, porém sua concentração raramente excede 10% em volume de rocha (Bleil e Petersen, 1982). Os materiais são divididos em grupos, conforme a Tabela 1.

Tabela 1. Susceptibilidade magnética em SI para diferentes materiais (Fonte: Reynolds, 2011).

	Material	Susceptibilidade magnética ( $\chi$ )	Exemplo
<b>Magnetização somente na presença de campo</b>	Diamagnéticos	$\chi < 0, \chi \sim -2,9 \times 10^{-4}$ a $-1 \times 10^{-5}$	Ouro $\chi = -3,6 \times 10^{-5}$
	Paramagnéticos	$\chi > 0, \chi \sim 1 \times 10^{-5}$ a $3 \times 10^{-3}$	Alumínio $\chi = 2,2 \times 10^{-5}$
<b>Magnetização espontânea</b>	Ferromagnéticos	$\chi \gg 0, \chi > 5 \times 10^3$ , os dipolos são paralelos.	Ferro puro $\chi = \sim 200.000$
	Antiferromagnéticos	$\chi \gg 0$	Mn e Cr
	Ferrimagnéticos	$\chi \gg 1$ , íons com dipolos magnéticos de intensidade diferente, existe sempre um momento resultante	Magnetita $\chi = 70000$ a $2 \times 10^7$

As magnetizações são componentes direcionais de inclinação (variando de  $-90^\circ$  a  $+90^\circ$ ), declinação (de  $-180^\circ$  a  $+180^\circ$ ) e intensidade. As componentes induzida ( $M_i$ ) e remanescente ( $M_r$ ) podem ser orientadas em diferentes direções, o que dificulta a interpretação dos dados magnéticos.

As rotinas de inversão dos dados magnéticos precisam levar em conta a existência da componente remanescente para evitar resultados errôneos (Lelievre et al., 2006). A magnetização remanente das rochas pode ser estimada através do Método MaxiMin, proposto por Fedi et al. (1994).

A importância relativa da magnetização remanente em relação à induzida é expressa em termos da razão de Königsberger (Eq. 5), dada por:

$$Q = \frac{|M_r|}{|M_i|} \quad (5)$$

A razão maior do que 1 indica que a remanência desempenha um papel importante e deve ser considerada na análise de anomalias magnéticas. A razão de Königsberger varia de 0,02 a 10 para rochas sedimentares e 0,2 a 4 para o diabásio (Carmichael, 1989).

Neste trabalho, a susceptibilidade magnética foi medida, utilizando-se um susceptibilímetro de mão KT-10 v2S, da marca *Terraplus*, em rochas aflorantes no campo e em amostras coletadas para as medições de densidade. O campo magnético da região foi registrado com magnetômetros de precessão de prótons Envimag (*Scintrex*). Esses instrumentos possuem um sensor com uma bobina de fio e um fluido contendo prótons, alinhados com as linhas do campo magnético da Terra (Lowrie, 2007). O funcionamento se baseia na injeção de corrente elétrica na bobina, polarizando os prótons, que se alinham com o campo inserido. Ao cessar a corrente elétrica, os prótons irão realizar um movimento de precessão, semelhante ao movimento feito por um pião, retornando ao alinhamento com o campo terrestre (Breiner, 1973).

### 3.2 O Método Gravimétrico

A força gravitacional é a mais fraca das forças, porém é a de maior alcance, sendo possível, pela teoria quântica da gravitação, compreender a origem e o destino do universo (Hawking, 2001). É dada pela Lei da Gravitação Universal de Newton que indica que a força gravitacional  $F$  (Eq. 6) entre duas partículas de massa  $m_1$  e  $m_2$  possui uma magnitude de:

$$F = \frac{Gm_1m_2}{r^2}, \quad (6)$$

onde  $r$  é a distância entre o centro das duas massas e  $G$  é a constante gravitacional.

A atração no campo gravitacional é registrada em termos de aceleração com que a massa de prova é deslocada (Eq. 7), sendo interpretada como mudanças laterais na densidade das rochas, provocada por estruturas geológicas ou depósitos de minérios. Se a distribuição das densidades das rochas do subsolo for conhecida, muita informação em potencial pode ser adquirida sobre a geologia de subsuperfície (Olhoeft & Johnson, 1989).

$$a = \frac{F}{m_2} = G \frac{m_1}{r^2} \quad (7)$$

A densidade ( $\rho$ , Eq. 8 e tabela 2) se altera de acordo com as diferenças mineralógicas e de porosidade dos tipos de rochas. É definida pelo quociente da massa ( $m$ ) por unidade de volume ( $V$ ), ou seja:

$$\rho = \frac{m}{V} \quad (8)$$

É uma propriedade física fundamental das rochas (Schön, 2015), sendo sua unidade no Sistema Internacional  $\text{kg/m}^3$ .

Tabela 2. Densidade em  $\text{g/cm}^3$  de tipos rochosos variados. (Fonte: Telford et al., 1990)

	Rocha	Varição	Média
Metamórfica	Pelito	2,68-2,80	2,74
	Quartzito	2,50-2,70	2,60
	Mármore	2,60-2,90	2,75
Ígnea	Diabásio	2,50-3,20	2,91
	Basalto	2,70-3,30	2,99
	Gabro	2,70-3,50	3,03
Sedimentar	Calcário	1,93-2,90	2,55
	Arenito	1,61-2,76	2,35

### 3.3 Métodos de inversão

#### 3.3.1 Modelagem 2D

A modelagem bidimensional usada é baseada no método de Talwani et al. (1959) e Talwani & Heirtzler (1964), realizada a partir do módulo GM-SYS disponível no *software Oasis Montaj*® (Geosoft). Admite-se que a Terra possui uma topografia e que suas camadas se estendem ao infinito. Foi realizada com base em conhecimentos prévios da possível configuração geológica da área, como profundidades das formações, dimensões das regiões metamorfizadas e susceptibilidade magnética e densidade das litologias.

Para o ajuste da geometria em profundidade foram geradas soluções pelo método PDEPTH (*Profile Depth to Basement*) com a técnica de Amplitude do Sinal Analítico a partir de perfis verticais e horizontais dos dados magnéticos e gravimétricos terrestres. Para isso, três parâmetros do operador da Amplitude do Sinal Analítico são usados para controlar o número de soluções geradas pelo método, são eles: comprimento mínimo, máximo e incremento da expansão da janela, todos especificados em unidades de distância.

### 3.3.2 Modelagem 3D

O algoritmo de inversão usado neste trabalho foi desenvolvido por Li e Oldenburg (1996, 1998), com o objetivo de obter a distribuição 3D dos contrastes de susceptibilidade magnética e contrastes de densidade das rochas. A magnetização remanescente não é considerada no código. Foram usados os programas Mag3D (2006) e Grav3D (2006) da *Geophysical Inversion Facility - University of British Columbia*.

A susceptibilidade magnética ou densidade em subsuperfície é discretizada em  $M$  células retangulares, com estas propriedades físicas constantes em cada célula determinada pelo algoritmo de inversão.

O vetor de anomalia observada é dado por  $\mathbf{d} = (d_1, \dots, d_N)^T$ . O modelo de susceptibilidade magnética das células (Eq. 9) é dado pelo vetor de susceptibilidades  $\mathbf{k} = (k_1, \dots, k_M)^T$  e modelo de densidade (Eq. 10) é dado por  $\boldsymbol{\rho} = (\rho_1, \dots, \rho_M)^T$ .  $G$  é a matriz  $M \times N$  de sensibilidade, que representa a distribuição espacial discretizada da subsuperfície. Tradicionalmente, a equação matricial que é usada na transformação linear é expressa por:

$$\mathbf{d} = G\mathbf{k} \quad (9)$$

$$\mathbf{d} = G\boldsymbol{\rho} \quad (10).$$

A  $i$ -ésima observação magnética é dada pelo  $j$ -ésimo prisma (Fig. 4).

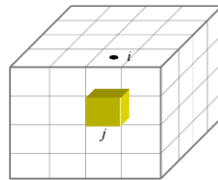


Fig. 4. Matriz representando a distribuição das propriedades físicas em profundidade, o ponto de observação  $i$  representa uma mudança no valor de susceptibilidade magnética ou densidade eficaz na célula  $j$  do modelo. Fonte: Shearer (2005).

O problema inverso é resolvido encontrando o modelo  $m$  que minimiza  $\phi_m$  e ajusta o dado para uma quantidade pré-determinada, a função a ser minimizada (Eq. 11) é dada por:

$$\phi = \phi_d + \mu\phi_m \quad (11).$$

Com  $m > 0$ , pois a susceptibilidade magnética e a densidade são positivas por definição e todos os elementos dos modelos devem ser positivos. Com  $\mu$  sendo o parâmetro de regularização do ajuste dos dados,  $\phi_d$  a função ajuste e  $\phi_m$  a função de regularização para o caso magnético (Eq. 12) e o gravimétrico (Eq. 13) são apresentadas:

$$\begin{aligned} \Phi_m(m) = & \alpha_s \int_V w_s w^2(r) (m - m_0)^2 dv + \alpha_x \int_V \left( \frac{\partial w(r)(m - m_0)}{\partial x} \right)^2 dv + \alpha_y \int_V w_y \left( \frac{\partial w(r)(m - m_0)}{\partial y} \right)^2 dv \\ & + \alpha_z \int_V w_z \left( \frac{\partial w(r)(m - m_0)}{\partial z} \right)^2 dv \quad (12) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \Phi_m(\rho) = & \alpha_s \int_V w_s w^2(z) (\rho - \rho_0)^2 dv + \alpha_x \int_V \left( \frac{\partial w(z)(\rho - \rho_0)}{\partial x} \right)^2 dv + \alpha_y \int_V w_y \left( \frac{\partial w(z)(\rho - \rho_0)}{\partial y} \right)^2 dv \\ & + \alpha_z \int_V w_z \left( \frac{\partial w(z)(\rho - \rho_0)}{\partial z} \right)^2 dv \quad (13), \end{aligned}$$

onde as funções  $w_s$ ,  $w_x$ ,  $w_y$  e  $w_z$  são funções de atribuição de peso espacialmente dependentes da posição do ponto no espaço, e  $\alpha_s$ ,  $\alpha_x$ ,  $\alpha_y$  e  $\alpha_z$  coeficientes que afetam a importância relativa dos diferentes componentes da função objetiva. Quando minimizada, produz um modelo relativamente suave em três direções espaciais com dados reproduzidos dentro de uma tolerância de erro. Os elementos do modelo de referência magnético e gravimétrico são  $m_0$  e  $\rho_0$ , respectivamente. As funções peso da profundidade ajustam as soluções em profundidade, de modo que não fiquem concentradas na superfície da Terra, para o dado magnético é  $w(r)$  e para o gravimétrico  $w(z)$ .

A função ajuste (Eq. 14) é dada por:

$$\Phi_d = \left\| w_d (G\mathbf{k} - \mathbf{d}^{obs}) \right\|^2 \quad (14).$$

Com  $w_d$  uma matriz diagonal a qual o  $i^{en}$  elemento é  $1/\sigma_i$  onde  $\sigma_i$  é o desvio padrão e  $\mathbf{d}^{obs}$  é o vetor dos dados (magnéticos ou gravimétricos) adquiridos no levantamento.

Como os dados magnéticos e gravimétricos são limitados a uma pequena variação dentro da realidade geológica, é necessário um ajuste de valores mínimos e máximos de susceptibilidade magnética (Eq. 15) e densidade (Eq. 16), que são dados pelo usuário.

$$\Phi(\lambda) = \Phi_d + \mu \Phi_m - 2\lambda \sum_{j=1}^M [\ln(k_j - k_j^{min}) + \ln(k_j^{max} - k_j)] \quad (15)$$

$$\Phi(\lambda) = \Phi_d + \mu \Phi_m - 2\lambda \sum_{j=1}^M [\ln(\rho_j - \rho_j^{min}) + \ln(\rho_j^{max} - \rho_j)] \quad (16),$$

onde  $\lambda$  é o parâmetro de barreira que limita os valores possíveis.

## 4 – ASPECTOS METODOLÓGICOS

### 4.1 Métodos Potenciais

A Geofísica Aplicada é definida por Telford et al. (1990) como “*medidas tomadas e interpretadas de propriedades físicas da Terra para determinar as condições de subsuperfície, geralmente com objetivo econômico, por exemplo, na descoberta de depósitos minerais e hidrocarbonetos*”. Fazem parte deste contexto os métodos magnéticos e gravimétricos, que utilizam de campos naturais, sendo, portanto, classificados como passivos. Neste caso, a subsuperfície não necessita ser excitada por uma fonte artificial para que se obtenha uma medida do campo físico. Apresentam significativa importância no processo inicial de prospecção de petróleo, pois orientam a aplicação dos métodos sísmicos e os dados podem ser aerolevantados, agilizando a aquisição.

Em 1600, William Gilbert publicou o primeiro tratado científico conceituando a existência do Campo Magnético da Terra (Parasnis, 1979). Em 1843 foi feita a primeira aquisição por Von Wrede, com o método magnético em exploração mineral, e em 1879 Robert Thalén publicou o livro *Um exame dos depósitos minerais por métodos magnéticos*, abrindo portas para a Geofísica Aplicada (Telford et al., 1990). A Magnetometria é utilizada na exploração mineral, de óleo e gás, fontes geotérmicas e uma variedade de outras aplicações nas Geociências (Nabighian et al., 2005).

Em 1924, Donald Barton utilizando uma balança de torção, descobriu o campo de óleo no Domo Nash, litoral do Texas (Estados Unidos). Com isso a gravimetria foi à primeira técnica geofísica a ser utilizada na exploração de óleo e gás (Halbouty & Hardin, 1962). A Gravimetria é sensível ao contraste de densidade entre as interfaces geológicas (Reynolds, 2011) e apresenta boa resposta em bacias sedimentares, onde existe um marcante contraste entre a densidade de rochas cristalinas (ígneas e metamórficas) e as formações sedimentares.

Os métodos são comumente usados em conjunto devido a semelhanças nas representações das forças magnética e gravitacional, porém apresentam algumas diferenças, sendo as anomalias magnéticas mais complexas que as anomalias gravimétricas. As propriedades físicas medidas são a susceptibilidade magnética e densidade. Suas variações são bem distintas, com a susceptibilidade variando em 4 a 5 ordens de magnitude entre diferentes tipos de rocha, enquanto que a densidade se mantém praticamente constante, variando de 1,0 g/cm<sup>3</sup> a 3,3 g/cm<sup>3</sup> nos materiais rochosos da litosfera.

Outra diferença está na representação, uma fonte gravitacional pode ser representada por um ponto de massa, sempre atrativa, enquanto que uma fonte magnética é representada em termos de dipolos, que não existem isolados, e são atrativos e repulsivos. Um ponto de massa, constituído por um ou mais tipos de materiais, possui uma determinada magnetização que tem duas origens, uma induzida e outra permanente. A magnetização induzida é um efeito combinado do comportamento magnético do material, condicionado pela forma e orientação do material em relação ao campo magnético terrestre enquanto que a magnetização remanescente está relacionada com a história temporal, termal e mecânica do objeto (Silva, 2013a).

## **4.2 Aquisições dos dados potenciais**

Nos levantamentos terrestres, as medidas geofísicas são efetuadas ao longo de estradas e trilhas que cortam a área de estudo, ou em malhas regulares.

### **4.2.1 Aquisição dos dados magnéticos**

A aquisição com o método magnético ocorreu no mês de janeiro (20 a 22/01) de 2015. Foram realizadas ao todo 14 linhas, planejadas de modo a cobrir toda a área aflorante do corpo. Além disso, foi levantada uma área a sul, de modo a reconhecer a assinatura magnética das rochas encaixantes. Devido à vegetação fechada não foi possível aumentar essa área para leste e norte. A aquisição foi realizada utilizando dois magnetômetros de campo total da marca *Scintrex*, modelo Envi Pro, no modo de leituras contínuas, obtendo um total de 5698 leituras, com precisão de aproximadamente 1 nT. As configurações definidas foram: campo local médio: 26.000 nT, com registro automático dos dados. Para o magnetômetro da estação-base: 6 ciclos em 2 s de duração; para o magnetômetro móvel: leitura a cada 2 s sem ciclos.

O levantamento começou com a instalação do magnetômetro que serviu como base (Fig. 5a). Este foi montado e preso em uma árvore e seus dados foram usados para a correção diurna, portanto é o primeiro a ser ligado e somente é desligado ao fim de cada dia de aquisição após a finalização da coleta com o sensor móvel.



Fig. 5. Alguns equipamentos utilizados nas aquisições. (a) Par de magnetômetros; (b) Ponto de referência gravimétrica na cidade de Angicos-RN; (c) Estátua em Pedro Avelino-RN, onde uma nova base foi estabelecida para abertura e fechamento de cada dia do levantamento gravimétrico.

Antes de começar o levantamento, foi feita uma sincronização dos sistemas de posicionamento (GPS) e relógios dos magnetômetros de base e itinerante. O sensor do campo magnético é acoplado a uma mochila própria para tal fim, juntamente com o GPS e o console. O equipamento exige que o operador mantenha um ritmo constante, para uma amostragem semelhante durante o percurso, e postura para que o sensor não se desloque e seu fluido interno não se agite ao longo da coleta, caso contrário provocará ruídos nos dados.

Ambos os sensores devem estar apontados para a direção norte/sul magnético durante todo o levantamento, pois o desempenho do magnetômetro usado depende da direção do campo magnético (Envi Pro *operation manual* – Scintrex, 2010). Foi usada uma bússola para isso. Para a navegação ao longo da coleta dos dados, utilizamos o GPS de mão da marca Garmin modelo Etrex 30. Os magnetômetros possuem GPS acoplados, que relatam o percurso simultaneamente a aquisição. Foi evitado o levantamento nas proximidades de cercas e linhas elétricas, pois estas causam distúrbios nos dados.

#### 4.2.2 Aquisição dos dados gravimétricos

As aquisições com o método gravimétrico ocorreram nos meses de fevereiro (04 a 07/02) e junho (27 a 30/06) de 2015. Cento e vinte e oito estações gravimétricas foram adquiridas com espaçamento de cerca de 100 m na parte aflorante do *plug* São João. Estações gravimétricas foram estabelecidas além da área de estudo para o fechamento das anomalias do corpo magmático.

Os equipamentos usados foram: gravímetro da marca *Scintrex* modelo CG5, com precisão de 0,05 mGal, dois receptores GPS de precisão, das marcas *Topcon Hiper Lite Plus*, no levantamento de 04-07/02, e GPS *Trimble 5700 LI*, na etapa de campo dos dias 27-30/06. Esses receptores operam no Sistema de Navegação Global por Satélite (GNSS). Os dados dos receptores foram processados para a obtenção de coordenadas planialtimétricas com precisão centimétrica.

Para a leitura da gravidade é necessário nivelar o instrumento. Para tanto, o gravímetro conta com um sistema de bolhas transversais, que são niveladas manualmente antes de efetuar a leitura da gravidade. A medida do campo gravitacional foi registrada pelo gravímetro a partir de 3 ciclos de 100 s no primeiro levantamento e 4 ciclos de 75 s no segundo levantamento. Para transferência de base gravimétrica, o gravímetro foi configurado para 3 ciclos de 200 s para obter uma medida do campo gravitacional ainda mais precisa.

Neste trabalho, foi realizada uma transferência de base gravimétrica de uma estação de 1ª ordem da Rede Gravimétrica Fundamental Brasileira, estabelecida no marco do IBGE localizado ao lado da porta principal da estação ferroviária (desativada), na Rua Jásão Alexandre, nº 148 em Angicos-RN (Fig. 5b). De acordo com o relatório do IBGE, o valor da gravidade absoluta para o marco é 978.051,50 mGal. A nova base foi estabelecida na praça em frente à igreja matriz de Pedro Avelino-RN (Fig. 5c), cidade mais próxima à área de estudo. No processo de transferência de base, as leituras do gravímetro foram realizadas em períodos de 10 min, com três medições na estação de 1ª ordem (Angicos-RN) e duas na nova base (Pedro Avelino-RN).

Simultâneo a esse procedimento, foi feita a transferência de base do levantamento plani-altimétrico. Primeiramente, a base do levantamento GPS foi a estação SAT do IBGE, localizada ao lado do almoxarifado da Prefeitura Municipal de Angicos-RN. O receptor GPS da base ficou coletando dados por quase 4h. Enquanto que o outro receptor GPS foi utilizado para estabelecer novas bases GPS na Fazenda São João e em Pedro Avelino-RN. Nestas estações, o receptor instalado sobre um tripé adquiriu dados de satélites orbitais por 30 min.

### **4.2.3 Reduções dos dados geofísicos**

Algumas correções devem ser feitas nos dados observados após o levantamento, com o intuito de remover efeitos indesejáveis, são elas:

## a. Magnetometria

**Remoção da variação magnética diurna:** Correção necessária para a retirada dos efeitos da radiação eletromagnética emitida pelo Sol (ventos solares), que diariamente alteram o campo geomagnético. Para isso, é usado um magnetômetro em uma estação base, sincronizado com o equipamento itinerante. A correção consiste na soma ou subtração da variação do magnetômetro fixo com o usado ao longo do levantamento para cada dia.

Antes da realização da aquisição é verificado se não haverá tempestades magnéticas em páginas eletrônicas. Exemplos de boletins *online* são: *Space Weather Alerts* ([http://geomag.bgs.ac.uk/data\\_service/space\\_weather/alerts.html](http://geomag.bgs.ac.uk/data_service/space_weather/alerts.html)) da *British Geological Survey* e o Projeto TESIS ([http://www.thesis.lebedev.ru/en/about\\_thesis.html](http://www.thesis.lebedev.ru/en/about_thesis.html)) do *Lebedev Physical Institute of the Russian Academy of Science*. As médias dos campos obtidos para a estação-base dos dias 20, 21 e 22/01/2015 foram respectivamente: 26.277,09 nT, 26.267,25 nT e 26.230,7 nT.

**Remoção do IGRF:** O campo magnético terrestre apresenta uma variação para longos períodos de tempo, com os polos magnéticos realizando uma trajetória irregular sobre a superfície do planeta. O Campo Geomagnético Internacional de Referência (*International Geomagnetic Reference Field - IGRF*) define o campo magnético teórico não perturbado em qualquer ponto da superfície da Terra (Kearey et al., 2009). É obtido a partir de previsões quinquenais, sendo usado para remover as variações atribuídas a esse campo teórico dos dados magnéticos coletados. A remoção foi feita no *software Oasis Montaj® 8.5.3* (Geosoft), utilizando o modelo de 2015.

## b. Gravimetria

**Altitude Elipsoidal e Ortométrica:** Os dados plani-altimétricos das estações de medida foram obtidos com um sistema GPS diferencial de precisão. Os mesmos foram processados com o programa *Topcon Tools* versão 8.2. A altura de interesse para a gravimetria é a ortométrica (o mesmo que altitude geoidal), que representa a altura em relação ao nível médio do mar. Para obtê-la utilizamos uma rotina padrão de processamento, obtendo a altitude geométrica (o mesmo que altitude elipsoidal). Para a obtenção da ondulação geoidal foi usado o programa MAPGEO2010, disponível na página eletrônica do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE).

**Correção de latitude ( $g_{\phi}$ ):** É necessária por conta da variação da aceleração centrípeta do equador para os polos por conta da não esfericidade da Terra. A correção foi feita com base na Fórmula Internacional da Gravidade de 1984 (Blakely, 1995):

$$g_{\phi} = \frac{978032,67714x(1 + 0,00193185138639x(\sin^2(\phi)))}{\sqrt{(1-0,00669437999013x(\sin^2(\phi)))}} \quad (17).$$

**Correção de maré:** A atração do sistema luni-solar provoca as marés terrestres que fazem com que a elevação do ponto de observação varie, causando perturbações no campo de gravidade terrestre que devem ser removidas da aceleração da gravidade medida nos levantamentos gravimétricos. Para o caso continental essa variação é de alguns centímetros com uma amplitude máxima de cerca de 0,3 mGal e um período em torno de 12 h.

**Deriva instrumental (*Drift*):** Causada pela variação das condições elásticas da mola do gravímetro em um mesmo ponto ao longo do dia de aquisição. Para essa correção, todos os dias o levantamento gravimétrico começava e terminava com leituras do campo gravitacional na mesma estação-base, no caso em frente à estátua na praça da igreja matriz de Pedro Avelino-RN (Fig. 5c). O erro de fechamento entre a primeira e a última leitura na estação-base de cada linha gravimétrica é dado por:

$$d = \frac{(r_{B2}-r_{B1})-(g_{B2}-g_{B1})}{t_{B2}-t_{B1}} \quad (18),$$

onde  $d$  é a deriva em mGal/hora,  $r_{B1}$  e  $r_{B2}$  as leituras na base,  $t_{B1}$  e  $t_{B2}$  são as horas iniciais e finais das leituras e  $g_{B1}$  e  $g_{B2}$  valor absoluto da gravidade em mGal.

**Correção Ar-livre (*Free-Air correction*) (FAC):** é empregada para compensar os efeitos da diferença da altitude das estações em relação ao geóide, pois existe uma diminuição da gravidade com o aumento da distância do centro da Terra.

Para a correção basta multiplicar 0,308596 mGal/m da altura da estação em relação ao elipsoide de referência (Reynolds, 2011). A FAC é positiva para um ponto de observação acima do *datum*, corrigindo a diminuição da gravidade com a elevação.

$$FAC = 0,308596 h \text{ mGal} \quad (19).$$

**Correção Bouguer (BC):** leva em conta o efeito gravitacional das rochas entre o ponto de observação e o *datum*. A camada de rocha abaixo do ponto de observação é comparada a uma placa horizontal infinita de espessura  $h$ :

$$BC = 0,04196\rho h \text{ mGal} \quad (20).$$

A densidade média de  $\rho = 2,67 \text{ g/cm}^3$  para as massas topográficas é normalmente usada para o cálculo da correção Bouguer. Após todas estas correções, obteve-se a anomalia Bouguer, que foi utilizada para o processamento, modelagem e interpretação dos dados gravimétricos do corpo magmático estudado.

### 4.3 Medidas das propriedades físicas das rochas

As medidas de susceptibilidade magnética são realizadas em 3 etapas com um susceptibilímetro de mão: 1) medida no ar livre, usada para medir o campo magnético local sem influência da rocha e, assim, calibrar o instrumento; 2) medida realizada diretamente na rocha e 3) novamente a medida é feita no ar livre. Esse procedimento leva alguns segundos. O susceptibilímetro magnético KT-10 v2S realiza 20 medições por segundo com sensibilidade de  $1 \times 10^{-6}$  SI.

As medidas de densidade foram realizadas conforme procedimento descrito por Silva (2013b). São cortados três cubos com dimensões de 3 cm x 3cm x 3cm para cada amostra. As amostras foram colocadas em uma estufa em uma temperatura de 50°C para retirar qualquer umidade presente nos poros. A primeira pesagem corresponde ao peso seco ( $P_s$ ), ou seja, poros preenchidos com ar. Para as demais pesagens as amostras foram colocadas em um recipiente onde foram adicionadas quantidades de água em dois intervalos de 12h até que os cubos fossem completamente submersos, passando mais 48h até as duas pesagens com os poros saturados.

A segunda pesagem foi feita com a amostra suspensa dentro de um béquer contendo  $\frac{3}{4}$  de seu volume de água destilada, no chamado modo hidrostático ( $P_{sub}$ ). A última pesagem foi feita com o cubo saturado em água no ar, fornecendo o peso saturado ( $P_{sat}$ ). A pesagem seca foi feita com a balança analítica Toledo-Ohaus-Adventurer, com precisão de 0,0001 g e limite de 200 g, e as demais com o densímetro digital DSL 910 da marca *Gehaka*. A densidade foi calculada pela equação:

$$d = \frac{P_s}{d_{H_2O}(P_{sat} - P_{sub})} \quad (23),$$

sendo a densidade da água destilada de  $1,073 \text{ g/cm}^3$ .

Valcácio (2016) descreveu as rochas no entorno do *plug* São João como calcários e arenitos na forma de blocos soltos em meio a solos calcários e arenosos esbranquiçados. Estes são facilmente discrimináveis do solo massapê escurecido formado a partir do corpo ígneo. Já nas partes centrais, foram identificados blocos de diabásio, e mais ao centro microgabro (cristais maiores devido ao maior tempo exposto ao calor), passando a diabásio fino na parte de borda e no contato com as encaixantes.

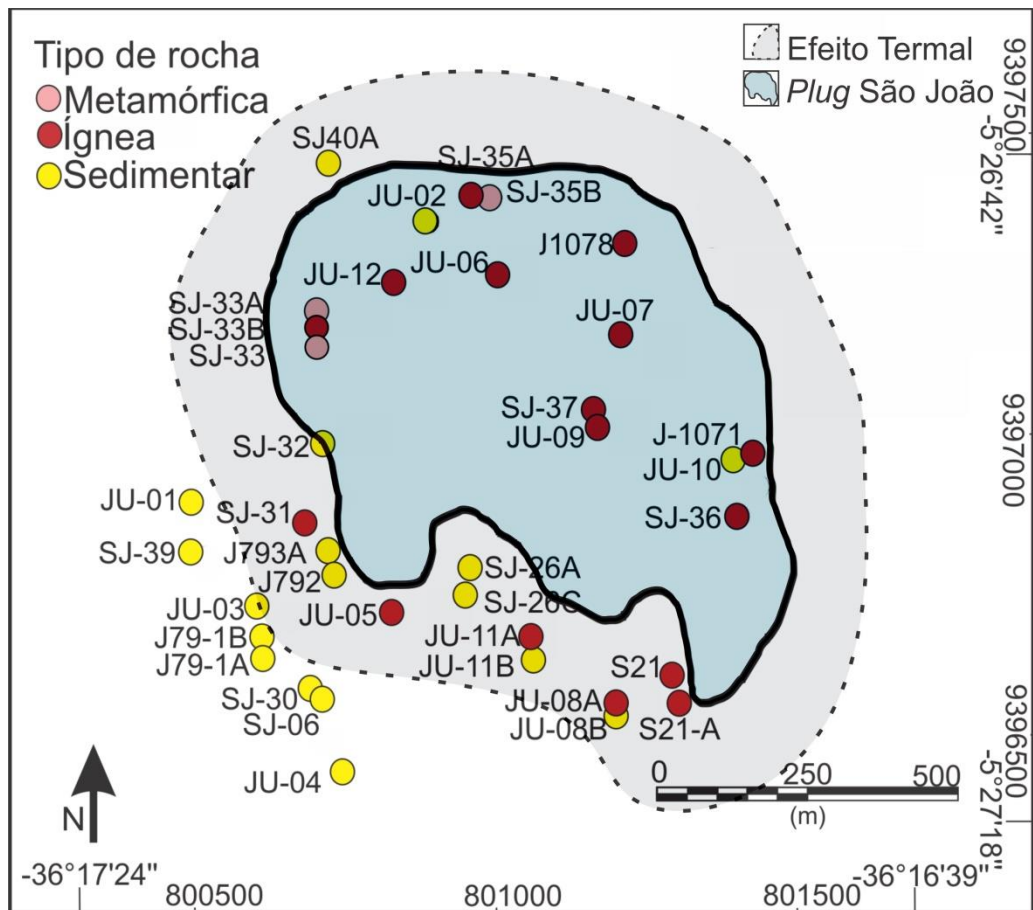


Fig. 6. Localização das medidas de susceptibilidade magnética e densidades das rochas aflorantes na região do corpo subvulcânico São João. A amostra J80 se localiza fora dos limites deste mapa.

Foram realizadas 38 medidas de susceptibilidade magnética e 24 medidas de densidade em amostras de rochas metamórficas (buchitos), ígneas (diabásio e gabro) e sedimentares (calcário e arenito). A Figura 6 mostra a localização das amostras, cujos valores das propriedades físicas estão descritos na Tabela 2. Suas distribuições quantitativas e porcentagens das medidas de susceptibilidade e densidade são mostradas nas figuras 7 e 8, respectivamente. Os contrastes de susceptibilidade magnética entre as rochas ígneas e suas encaixantes são expressivos, da ordem de  $10^2$  (Tab. 3). Enquanto que, os contrastes de densidade mostram-se relativamente baixos na região do *Plug* São João, da ordem de  $0,025 \text{ g/cm}^3$ . Sousa (2009) estudou arenitos e calcários afetados e não afetados termalmente por intrusões magmáticas, e concluiu que o aumento de densidade pode ser relacionado ao alto grau de recristalização (aumento de volume), o que diminui a porosidade e, conseqüentemente, eleva a densidade.

Tabela 3. Medidas de susceptibilidade magnética e densidade de amostras de rochas na área estudada em UTM Z 24S. SM: susceptibilidade magnética;  $\rho$ : densidade.

Nº	Amostra	Tipo	x	y	SM ( $10^{-3}$ SI)	$\rho$ (g/cm <sup>3</sup> )
1	SJ 33	Buchito claro	800750	9397208	0,350	2,601
2	SJ 33A	Buchito claro	800750	9397208	0,350	2,632
3	SJ 35B	Buchito	800966	9397394	0,017	2,612
4	SJ 33B	Diabásio	800750	9397208	3,370	2,998
5	SJ 35A	Diabásio	800966	9397394	6,260	3,007
6	SJ 36	Diabásio	801409	9396866	3,690	3,008
7	J21A	Diabásio a microgabro	801387	9396576	3,720	3,017
8	JU-05	Diabásio	800931	9396699	2,930	-
9	JU-06	Diabásio	801051	9397272	3,435	-
10	JU-07	Diabásio fino	801279	9397163	5,720	-
11	JU-08A	Diabásio	801209	9396550	3,075	-
12	JU-09	Diabásio	801245	9396988	4,015	-
13	JU-11A	Diabásio	801075	9396689	1,575	-
14	JU-12	Diabásio	800906	9397269	4,295	-
15	J80	Diabásio	799962	9396838	4,780	3,128
16	SJ 31	Microgabro	800742	9396894	4,850	3,023
17	SJ 37	Microgabro	801221	9397010	2,500	3,041
18	J21	Gabro	801387	9396576	5,550	3,007
19	J1071	Gabro	801474	9396926	2,730	3,009
20	J1078	Gabro	801276	9397306	9,990	2,925
21	SJ26C	Calcário	801064	9396744	0,057	2,769
22	SJ26A	Calcário	801064	9396744	0,291	2,800
23	SJ 30	Calcário	800699	9396574	0,042	2,957
24	SJ 39	Calcário	800520	9396790	0,600	2,891
25	SJ 32	Calcário	800780	9396990	0,084	2,938
26	J792	Calcário	800793	9396830	0,261	2,802
27	J793A	Calcário com bolsões de mármore	800799	9396884	1,120	2,927
28	J791A	Calcário	800693	9396656	0,036	2,894
29	J791B	Calcário	800693	9396656	0,569	2,950
30	JU-01	Calcário	800523	9396886	0,0205	-
31	JU-02	Calcário	800885	9397346	0,2675	-
32	JU-03	Calcário	800671	9396692	0,1775	-
33	JU-04	Calcário	800727	9396489	0,419	-
34	JU-08B	Calcário	801209	9396550	0,2505	-
35	JU-11B	Calcário	801075	9396650	0,194	-
36	JU-10	Arenito	801441	9396909	0,120	-
37	SJ-06	Arenito com fratura preenchida de Calcário	800725	9396548	0,036	2,932
38	SJ 40A	Arenito Ferruginoso	800729	9397446	0,168	2,809



Fig. 7. Valores de susceptibilidade magnética (SM) e densidade ( $\rho$ ) das rochas aflorantes na região do plug São João.

## 4.4 Processamento geofísico

### 4.4.1 Dados Magnéticos Aéreos

O processamento dos dados foi feito no *software Oasis Montaj 8.5.1 (Geosoft)*. Os dados magnéticos aerolevados do Projeto Bacia Potiguar foram utilizados para a contextualização geológica e geofísica regional. Este levantamento foi executado pela Petrobras e cedido pela Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP). Os dados foram levantados a uma altitude constante de 500 m ao longo de linhas de voo espaçadas de 2 e 4 km e com direção N70W. Os dados já corrigidos da variação diurna e IGRF foram interpolados em uma malha regular de 500 m com o método de interpolação *bigrid*, gerando o mapa do Campo Magnético Anômalo (CMA). Os dados foram então micronivelados, aplicando-se os filtros *Butterworth* (passa-alta) e Cosseno Direcional (Fig. 8), com o intuito de retirar a influência da concentração de medidas ao longo das linhas de voo. Aos dados micronivelados, foram aplicados a redução ao polo (RTP) e técnicas de realce de anomalias como derivadas vertical e horizontais, sinal analítico, inclinação do sinal analítico.

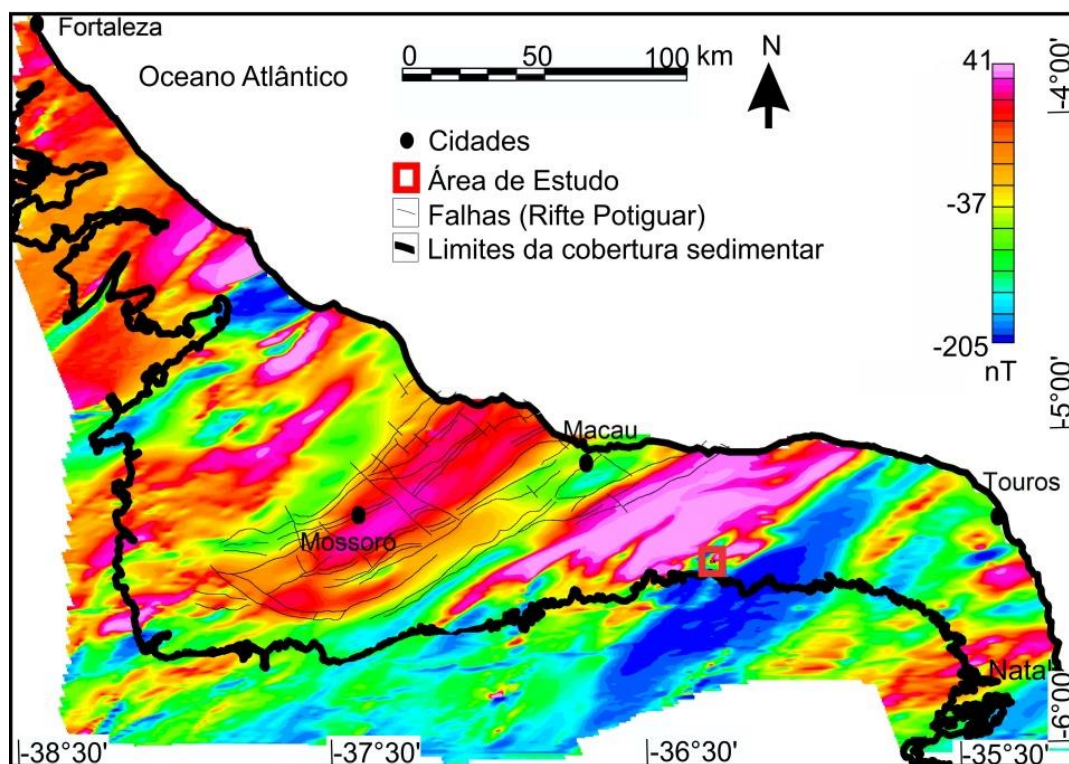


Fig. 8. Mapa do Campo Magnético Anômalo (CMA), mostrando intercalações de anomalias magnéticas de direção NE-SW.

Tais filtros foram aplicados objetivando realçar os dados no processo de nivelamento, através do micronivelamento, removendo os ruídos de alta frequência. No mapa (Fig. 8), a assinatura da resposta magnética da região do *plug* é marcada por estar

entre duas regiões contrastantes por anomalias positivas e negativas, marcando a borda da bacia.

#### 4.4.2 Dados Magnéticos Terrestres

Após o levantamento de campo, os dados magnéticos adquiridos na base e no equipamento móvel foram analisados e dados espúrios foram eliminados. Foram feitas as médias dos valores dos ciclos da base e montados os arquivos de entrada no formato padrão do programa *Oasis Montaj*. Com os dados no programa, a variação diurna do campo geomagnético foi calculada e subtraída das medidas magnéticas de cada estação em função do horário da leitura no magnetômetro. O valor do campo geomagnético de referência (*International Geomagnetic Reference Field – IGRF*) foi calculado para cada estação e removido. A intensidade média do campo geomagnético foi de 26294,80 nT para o período do levantamento, com inclinação de  $-22,57^\circ$  e a declinação de  $-21,32^\circ$ , usando com base no modelo IGRF de 2015. Adicionalmente, o método MaxiMin (Fedi et al., 1994) foi utilizado para calcular a inclinação e declinação magnéticas da área de estudo. Este método se propõe a estimar a contribuição da magnetização remanente local. Como resultado, a inclinação e declinação magnéticas do *plug* São João foi de  $-75.2^\circ$  e  $10.4^\circ$ , respectivamente, sendo direção de magnetização da anomalia magnética na região.

Os dados foram interpolados com 25 m de espaçamento pelo método *bigrid*, gerando o mapa do Campo Magnético Anômalo (CMA). As anomalias do CMA foram continuadas para 50 m acima do nível de observação, reduzindo o ruído de alta frequência e suavizando os dados magnéticos. O filtro de Redução ao Polo (RTP) foi aplicado aos dados do CMA continuado para cima com a finalidade de visualizar os dados como se fossem observados no polo, ou seja, onde a inclinação é vertical.

Por último, os dados foram transformados para o domínio do número de onda por meio da Transformada de Fourier e feita à separação das componentes regional-residual do campo magnético. Para tanto, foi escolhido um filtro gaussiano com 1,2 de desvio padrão. As anomalias reduzidas ao polo residuais foram utilizadas como dado de entrada para a modelagem magnética 3D.

#### 4.4.3 Dados Gravimétricos Terrestres

O processamento empregado nos dados gravimétricos começou com uma verificação dos dados e remoção de medidas espúrias. Para cada estação de medida, foram feitas as médias dos ciclos de leitura do gravímetro e inseridas as coordenadas plani-altimétricas, processadas com o programa *Topcon Tools* versão 8.2. Em seguida, foram inseridas planilhas contendo as informações das estações de medidas e a gravidade absoluta da estação-base no programa *Oasis Montaj*.

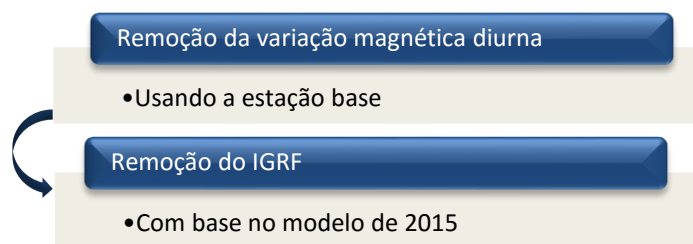
Como resultado das reduções gravimétricas, obteve-se os valores da anomalia Bouguer de cada estação de medida. Os dados reduzidos foram interpolados em uma malha regular de 25 m, usando o método *kriging*. Aplicamos o filtro de continuação para cima, com uma continuação de 50 m. Em seguida, foi realizada a separação das componentes regional-residual do campo gravimétrico, utilizando um filtro gaussiano com 0,3 de desvio padrão. A assinatura gravimétrica do *plug* foi capaz de delimitar o corpo conforme apresentado na imagem de satélite, com o adicional de uma região à direita e fragmentos no entorno.

Os fluxos de reduções e processamentos dos dados são apresentados a seguir.

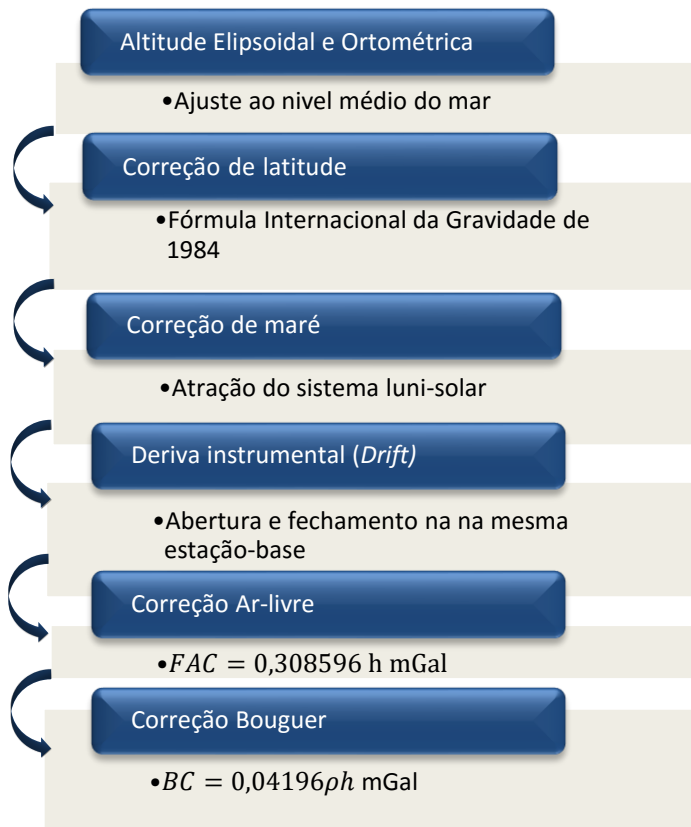
#### 4.4.4 Fluxos de Reduções e Processamento dos dados

##### I. Etapas de Reduções empregadas

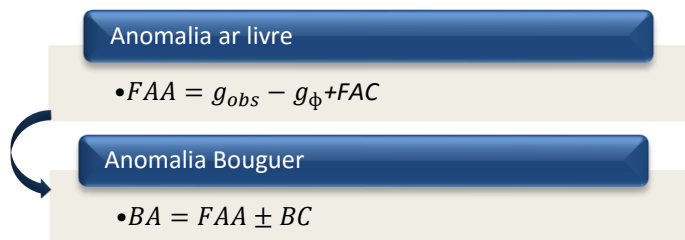
##### Magnetometria



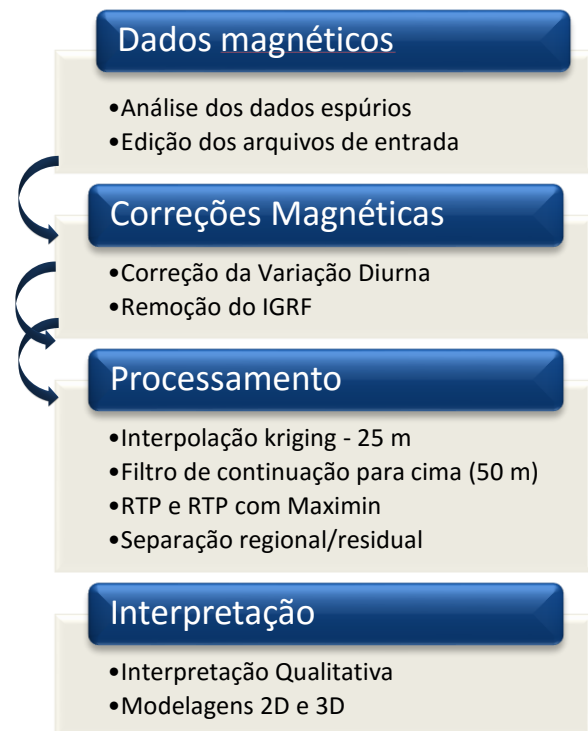
## Gravimetria



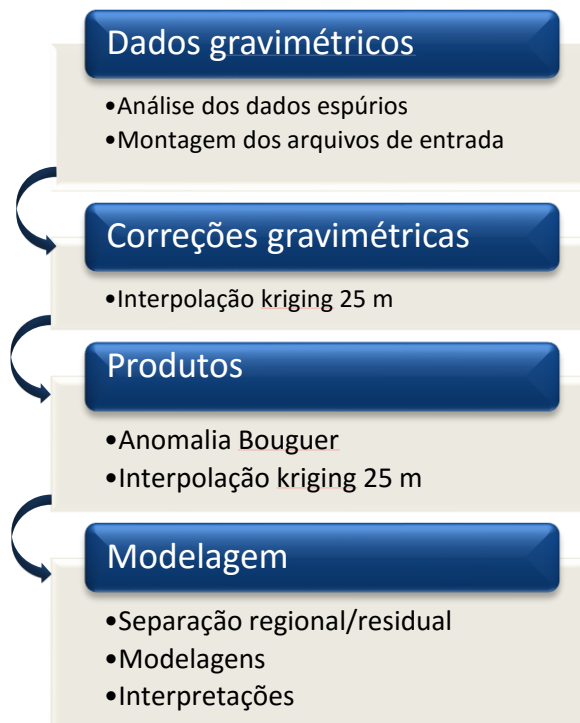
- **Anomalias gravimétricas**



## II. Etapas do Processamento Magnetometria



## Gravimetria



#### 4.5 Modelagem geofísica 2D e 3D

Um procedimento de modelagem magnética e gravimétrica conjunta foi executado ao longo de dois perfis ortogonais, cruzando o *plug* São João. O método de detecção semiautomática de fontes PDEPTH, baseado na Amplitude do Sinal Analítico, foi empregado para guiar a determinação da geometria das unidades geológicas em profundidade. Os resultados do PDEPTH mostraram a localização do *plug* ao longo dos perfis, com as soluções de profundidade.

Além do corpo magmático e do embasamento cristalino, quatro camadas foram inseridas nos modelos 2D, representando as sequências sedimentares aflorantes na região, ou seja, arenitos e calcários das formações Açu e Jandaíra e uma camada de saprólito. As susceptibilidades magnéticas e densidades foram fixadas para cada unidade geológica de acordo com as medidas realizadas nas amostras de rochas. Conceitos de sedimentação e metamorfismo termal foram também observados no desenvolvimento do modelo inicial, obedecendo à estratificação horizontal das camadas e a formação de auréolas de metamorfismo nas bordas do corpo magmático. A geometria interna do modelo inicial foi sendo modificada de forma interativa até obter-se o ajuste da curva calculada à anomalia observada. O processo de modelagem 2D foi encerrado quando um erro mínimo, no sentido dos mínimos quadrados, satisfatório foi alcançado.

Para a modelagem 2D, foram utilizadas as anomalias magnéticas residuais, obtidas pelo filtro de separação regional/residual, e gravimétrica. Para a modelagem 3D foram utilizadas as anomalias magnéticas reduzidas ao polo e gravimétricas, ambas residuais. As susceptibilidades do modelo inicial foram estabelecidas em  $1,0 \times 10^{-3}$  SI para o corpo de diabásio e  $0,001 \times 10^{-3}$  SI para as rochas encaixantes (calcário). A subsuperfície foi discretizada para o modelo magnético por uma malha 3D com 24 células na direção X (E-W), 22 na direção Y (N-S) e 16 na direção Z (profundidade), em um total de 8.448 células. As dimensões totais da malha 3D são 1600 x 1500 x 880001 m. As menores dimensões da malha 3D, são 50 x 50 x 25 m e as maiores dimensões de 200 x 200 x 151.667 m.

As densidades do modelo inicial foram estabelecidas em  $3,0 \text{ g/cm}^3$  para o corpo de diabásio e  $2,9 \text{ g/cm}^3$  para as rochas encaixantes (calcário). A subsuperfície foi discretizada para o modelo gravimétrico por uma malha 3D com 26 células na direção X (E-W), 25 na direção Y (N-S) e 18 na direção Z (profundidade), em um total de 11.700 células. As menores dimensões da malha 3D, são 48 x 48 x 24 m e as maiores

dimensões de 192 x 192 x 162.5 m. As dimensões totais da malha 3D são 1632 m (X), 1584 m (Y) e 967,5 m (Z). Cada célula tem um contraste de densidade constante, que será ajustado automaticamente através do procedimento de inversão.

Os resultados das modelagens 2D e 3D são apresentados no próximo item, correspondendo ao artigo científico submetido no dia 07/07/2016 à revista *Journal of Applied Geophysics*.

## 5 – ARTIGO - submetido a *Journal of Applied Geophysics*

### **Magnetic and Gravity Modeling of a Paleogene Diabase Plug in NE Brazil**

**Juliana Garrido Damaceno<sup>1</sup>, David Lopes de Castro<sup>1\*</sup>, Samir do Nascimento Valcácio<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>Programa de Pesquisa e Pós-graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Avenida Senador Salgado Filho, 3000, Caixa Postal 1596, Bairro Lagoa Nova, CEP 59078-970, Natal-RN, Brazil.

\*Corresponding author email: david@geologia.ufrn.br

**Keywords: Potential Field methods, 2D and 3D modeling, magmatic plug, Macau-Queimadas Alignment, Brazilian Equatorial Margin**

#### **Abstract**

A joint magnetic and gravity survey was carried out in a Cenozoic magmatic plug in the northernmost of the Brazilian Equatorial margin. The São João plug (0.5 km<sup>2</sup>) is located in the southern border of the Potiguar Basin, belonging to N-S oriented Macau-Queimadas Alignment formed by Macau magmatism, the youngest magmatism of the Borborema Province. This plug is hosted in Açu and Jandaíra formations, composed of sandstones and limestones that suffered significant thermal changes. The study area is located in a region characterized by a sequence of magnetic highs and lows. Based on the MaxMin technique, no significant remnant magnetization could be detected in the magmatic body. We measured magnetic susceptibility and density of the igneous rocks and their metamorphic and sedimentary bedrocks. The thermal metamorphism promoted an overall increase of bulk density. Joint magnetic and gravity modeling revealed the complex internal geometry of the São João plug, formed by a 400-m deep, three-spikes candelabra shape with a magmatic conduit as deep as 970 m.

In addition, 3D modeling allowed mapping other igneous bodies, with no superficial expression, near to the studied plug.

## **1-Introduction**

The Borborema Province is a Neoproterozoic fold belt formed during the Brasiliano/Pan-African Orogenic Cycle (670–540 Ma) with a complex tectonic evolution (Matos, 1992; Almeida et al., 2000; Jardim de Sá et al., 2005). In recent years, this province has been focus of large multi-disciplinary and multi-institutional studies (e.g., Morais Neto et al., 2009; Oliveira & Medeiros, 2012; Almeida et al., 2015). The Borborema Province, located in the northeasternmost Brazil (Fig. 1), was the last region of the South American plate to separate from the African Plate during the Pangea breakup in Aptian-Albian (Oliveira & Medeiros, 2012). A two-stage rifting formed the marginal Potiguar Basin in Early Cretaceous (Matos, 1999; De Castro et al., 2012). After the South Atlantic opening, this region is marked by post-tectonic uplift, small-volume intraplate volcanism, and low-magnitude seismicity (Bezerra & Vita-Finzi, 2000). The Cenozoic magmatism yielded a series of plugs, necks and lava flows, spread over 350-km-long and 60-km-wide region crossing the Borborema Plateau (Sial, 1976; Almeida et al., 1988). The intrusive bodies formed an N-S trending magmatic chain named Macau-Queimadas Alignment (MQA), whose tectonic origin is still a matter of debate (Knesel et al., 2011).

The magma mechanism which generated the Macau-Queimadas Alignment was explained by several models (e.g., Jardim de Sá et al., 1999; Ussami et al., 1999; Knesel et al., 2011; Oliveira & Medeiros, 2012; Souza et al., 2013; Luz et al., 2015). The most currently accepted models are a small-scale convection cell or a thermally anomalous upper mantle in the NE region of Borborema Province (Knesel et al., 2011, Luz et al., 2015). The  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages of the igneous bodies are random along the Cenozoic, between 57 and 2 Ma (Knesel et al., 2011; Mizusaki et al., 2002).

In this study, we investigate one of the MQA plug to shed light on magmatic internal structures and physical properties. To fulfill this aim, potential methods (magnetics and gravity) were used to determine the internal geometry of a hypo-abysal intrusive body hosted in sandstone and limestone rocks in the southern border of the onshore portion of the Potiguar Basin (Paiva, 2004) (Fig. 1). The São João plug encompasses two semi-circular bodies (Fig. 2). A detailed geological and geophysical

survey was carried out in the west body. Physical properties of the outcropping rocks were measured to constrain the joint magnetic and gravity modeling.

## **2. Geological setting**

### **2.1. Potiguar Basin**

The Potiguar Basin is located in the extreme east of the Brazilian equatorial margin, with onshore and offshore areas (Pessoa Neto et al., 2007). The onshore Potiguar Basin represents an aborted rift basin, while the offshore resulted from the fragmentation of the supercontinent Gondwana in the Mesozoic, compounding the Brazilian Equatorial margin (Almeida, 1986), with tectonic lineaments that transect the entire province and can be traced into Africa (Jardim de Sá, 1994). The Northern Domain comprises three major crustal blocks, being one of them the Rio Grande do Norte Domain, constituted mainly by Paleoproterozoic gneisses (2.2 Ga), and bulky Neoproterozoic granitoid magmatism (Dantas et al., 2004).

There are three sedimentary fill phases of the Potiguar Basin: Rift (Berriasian), Post-Rift (Albian-Turonian) and Drift (between the Albian and Recent) supersequences (Pessoa Neto et al., 2007). The Rift Supersequence was divided into two phases. The Rift Phase I (Neoberriasiano/Eobarremiano) corresponds to the initial Africa-South America breakup movements, with tectonic regime of crustal stretching and high rates of mechanical basement subsidence. The Rift Phase II (Neobarremiano/Eo-Aptian) changed the rift kinematics, causing displacement of the rifting axis to from the onshore portion and raising the offshore part of the basin. It is represented by Pendência and Pescada formations (Pessoa Neto et al., 2007).

Post-Rift stage (Aptian - Albian) corresponds to the transition from continental to marine system, represented by Alagamar Formation. The tectonic regime is characterized by thermal subsidence and continental drift. On the land portion, the Alagamar Formation is covered by the Açú (fluvial sandstones) and Jandaíra (limestones) Formations (Bertani et al., 1990).

The sedimentary sequences were divided into two groups: marine transgressive and regressive. The transgressive sequences (Eoalbio-Eocampaniano) are represented by the proximal siliciclastic sediment of Açú and Quebradas formations, and the distal carbonate platform Ponta do Mel Formation. The transgressive maximum occurred in the passage from Cenomanian to Turonian (Françolin & Szarmari, 1987), which drowned the river systems of the Açú Formation and deposited shales in the offshore part, developing a broad high-energy carbonate platform known as Jandaíra Formation.

Regressive sequences (Neocampanian) were deposited under a tectonic regime of low thermal subsidence, marked by erosion (Sampaio & Schaller, 1968).

## 2.2. Cenozoic magmatic events

In the Potiguar Basin occurred three major magmatic events (Rio Ceará-Mirim, Cuó and Macau). The Early Cretaceous Rio Ceará-Mirim magmatic event is related to the origin of the Potiguar rift. The 350-km-long dike swarm is emplaced in the Precambrian basement, roughly parallel to the southern border of the Potiguar basin. The EW trending dikes truncated the NE-SW oriented basement fabric in Early Cretaceous ( $132.2 \pm 1$  Ma - Souza et al., 2003). The Serra do Cuó magmatism (Upper Cretaceous) is also in the southern border of the basin, in form of basaltic flows, with peak  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age of  $93.1 \pm 0.8$  Ma (Souza et al., 2003). Rio Ceará-Mirim magmatism has a tholeiitic nature, Serra do Cuó and Macau are both alkaline (Silveira, 2006).

The central-eastern region of the Potiguar Basin has the greatest concentration of Macau magmatism intrusive bodies. Paiva (2004) mapped in detail 26 volcanic and sub-volcanic bodies related to the Cenozoic magmatism in the northern part of the Macau-Queimadas Alignment (Fig. 1). These magmatic pulses were dated in the Eocene/Oligocene distributed between 70-65 and 9-6 Ma, with peaks in  $48.9 \pm 2.9$  and  $31.4 \pm 1.5$  (Pessoa Neto et al., 2007). Most of the rocks associated to the Macau magmatic event are composing of alkaline basaltic, expressed in the form of necks, plugs and strokes. Knesel et al. (2011) described a possible explanation for the young volcanism of the Borborema Province linked to an edge-driven convection cell.

The São João plug comprises two small intrusions of alkaline diabase, located at the southern edge of the Potiguar basin (Fig. 1). The superficial boundaries of these bodies were mapped using satellite images and the western body was already geologically mapped (Valcácio, 2016 - Fig. 2b). We concentrated our geophysical survey on the western body, which will be referred to as São João plug, dated with an average age of  $46 \pm 4$  Ma, using the  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  method (Silveira, 2006). During the formation of the intrusion, the crustal level was at least 500 m deeper than the current surface, and nowadays, the bodies have become exposed during erosion or tectonic action, developing a dark brown soil of massape type (Silveira, 2006).

The rocks surrounding the São João plugs are sandstones and limestones in form of released blocks. The sedimentation covering the crystalline basement in the São João plug region is composed of two Formations: Açú and Jandaíra (Paiva, 2004; Santos et al., 2014; Valcácio, 2016). According to Pessoa Neto et al. (2007), the Açú Formation

was deposited in the transition of Cretaceous to the Upper Cretaceous periods. It consists of fine to coarse sandstones (with some conglomeratic) in different colorings. It presents interbedded sandstones with shales and mudstones. The Jandaíra Formation is a carbonate platform formed during the opening of the South Atlantic, which outcrops in the study area.

These sedimentary rocks were affected by heat dissipated from the São João igneous intrusion (Fig. 2b). Valcácio (2016) studied the pyrometamorphism caused by Cenozoic intrusions in the Potiguar Basin rocks, performing a thermal modeling of the São João plug. The thermal modeling and petrographic data of São João plug recorded significant changes in the physical properties of rocks up to 150 m, resulting from temperature rise, with total heat dissipation in about 265,000 years. According to the author, the highest record of thermal effect is informed by the presence of xenoliths of marbles, with the presence of silicification and buchites (Grapes, 2011). This process formed fractures and geodes derived from reactions with sedimentary rocks and hydrothermal fluid. The surrounding bedrocks are affected in several degrees, with gradual coarsening, compression and fossil absence (in case of limestones) with the proximity to the intrusion.

### **3. Geophysical data set**

#### **3.1. Magnetic data**

The airborne magnetic data named Potiguar Basin Project were carried out between 1986 and 1987 by the Brazilian oil company (Petrobras) and provided by the Brazilian oil and gas agency (ANP). The data were collected at a constant flight height of 500 m along flight lines spaced 2 and 4 km and direction N70W. The data was interpolated using bigrid method, in a 250 m regular grid and reduced to polo (RTP) in order to illustrate the regional magnetic and geological setting (Fig. 3a). We calculated the vertical derivative of the total magnetic intensity anomalies (TMI) (Fig. 3b) to enhance the contacts of the magmatic causative sources.

The study area is located in a region characterized by a sequence of magnetic highs and lows on the southern border of the Potiguar basin. The basin is differentiated from the Precambrian basement by lower amplitudes and greater wavelengths, because the crystalline basement is naturally more magnetized, with magnetic anomalies presenting shorter wavelengths. The Potiguar rift is well differentiable in the map by the intermediate amplitude of anomalies, and overall NE-SW trend. In this map is also possible to identify Rio Ceará-Mirim magmatic event, well defined by E-W oriented

high-frequency alignments. The magnetic anomaly patterns show the Brasiliano structural heritage in the formation of the Rift Potiguar (Souza et al., 2016).

The terrestrial acquisition of magnetic data was carried out in 2015, using two total field magnetometer Scintrex - Envi Pro, with accuracy of 1 nT. One magnetometer was installed in a base station within the study area. The other one was used to measure the magnetic field along N-S and E-W lines, spaced each 100 m. The readings were continuously acquired with a time interval of 2 s, with the sensor faced to the magnetic north. A total of 5698 readings were obtained, distributed in 14 lines planned to cover the body area (Fig. 4a).

The Total Magnetic Intensity (TMI) anomalies were calculated after removing spikes, and magnetic-field diurnal variations and subtracting the International Geomagnetic Reference Field (IGRF - 2015). The parameters of the geomagnetic field derived from the IGRF are the intensity of 26294.80 nT, inclination of  $-22.8^\circ$ , and declination of  $-21.6^\circ$ . The TMI data were interpolated using the kriging method with a grid cell size of 25 m. We applied the upward continuation filter to 50 m to attenuate high-frequency anomalies caused by superficial sources and non-geological magnetic interferences (Fig. 4b). A NE-SW oriented magnetic low occupies the central part of the study area, surrounded by two magnetic highs. The northern and eastern limits of the São João plug are well defined by magnetic anomalies.

The next step was applying the reduced-to-magnetic-pole filter (RTP) based on Baranov algorithm (1957). A pseudo-inclination factor of  $-70^\circ$  was used to provide a stable RTP computation in and near the declination direction at low magnetic latitudes (absolute inclination less than  $20^\circ$ ). The RTP anomalies are now centralized in the plug region, represented by a magnetic high. However, the central RTP high does not spatially fit the boundaries of the São João plug, indicating that the magnetization of the rocks, which compose the magmatic body, is not uniform (Fig. 4c).

The RTP transformation, however, considers that magnetization was generate only by induce magnetic component. In order to remove the probable remnant component, we applied another reduction-to-the-pole (Fig. 5) approach based on the algorithm described by Fedi et al. (1994). This algorithm is based on successive application of the reduction-to-the-pole operator in the measured magnetic data, for different total magnetization parameters, until maximized the minimum of the magnetic anomaly (Cordani & Shukowsky, 2009). The method provided the inclination of  $-75.2^\circ$  and declination of  $10.4^\circ$ . The similar result obtained from both RTP methods suggests that the incipient remnant magnetization of the studied plug can be neglected.

Furthermore, we separated the RTP anomaly into regional and residual components. The residual RTP was obtained using a high-pass filter with a standard deviation of the Gaussian function of 1.2 cycles/m as the spatial cutoff. The residual RTP map (Fig. 4d) enhances short-wavelength magnetic anomalies directly associated with shallow causative features within the upper crust. The residual RTP anomalies are the input for the 2D and 3D magnetic modeling.

### **3.2. Gravity data**

Two gravity surveys were carried out in February and June of 2015, yielding 128 gravity stations spaced about 100 m each other (Fig. 4a). We used a Scintrex CG5 gravimeter and high-precision differential GPS system. The gravity data consist of the Bouguer anomaly corrected from non-geological effects in the gravitational field. These reductions are: a) Latitude correction, based on the International Gravity Formula of 1984 (Blakely, 1995); b) Tidal correction, which causes disturbances in the Earth's gravity field; c) Instrumental Drift, caused by the variation of elastic conditions of the gravimeter spring at one point during the day of acquisition; d) Free-Air correction, which is used to offset the effects of altitude difference of stations with respect to the geoid; e) Bouguer correction, which takes into account the gravitational effect of the rocks presents between the observation point and the datum.

Furthermore, we continued the gravity data 50 m upwards to attenuate high-frequency noise (Fig. 4e). A circular gravity high fits very well the São João plug boundaries. These data were used for the 2D gravity modeling. In order to enhance the gravity effect of the plug, we applied the Gaussian regional-residual filter. The standard deviation of the Gaussian function of 0.3 cycles/m was chosen as the spatial cutoff. The residual gravity map (Fig. 4f) shows inside the gravity anomaly high, 3 regions of maximum gravity. Other regions were highlighted, and revealed a region at northeast with gravity high. The residual gravity data were used in the 3D modeling.

### **3.3. Physical properties of rocks**

Magnetic susceptibility and density are the physical properties of rocks required to constrain the modeling of potential field data. Thus, we scanned 38 samples of outcropping rocks to obtain their magnetic susceptibility, using a portable, high-resolution magnetic susceptibility meter KT-10 v2S (Terraplus), with accuracy of  $1 \times 10^{-6}$  SI. A total of 90% of the magnetic susceptibility measurements values is related

to igneous rocks and the remaining 10% is distributed equally between the metamorphic and sedimentary bedrocks (Table 1). The average magnetic susceptibility of metamorphic rocks, represented by buchites, is  $0.239 \times 10^{-3}$  SI. This value is very similar to the magnetic susceptibility of sedimentary rocks (sandstones and limestones), which ranging from  $0.108 \times 10^{-3}$  to  $0.293 \times 10^{-3}$  SI. The igneous rocks are composed by diabase and gabbro, whose average magnetic susceptibilities are  $3.675 \times 10^{-3}$ ,  $3.908 \times 10^{-3}$ , and  $6.090 \times 10^{-3}$  SI, respectively. The contrast of the magnetic susceptibility between the São João plug and its metamorphic and sedimentary bedrocks is an order of magnitude, generating magnetic anomalies that can be modeled.

We collected 24 rock samples of sedimentary, metamorphic and igneous rocks to measure their densities in laboratory. The distribution of rock density does not show large quantitative variation between different types of outcropping rocks. The average density of metamorphic rocks, represented by buchites, is  $2.615 \text{ g/cm}^3$ . Sandstones and limestones show average densities of  $2.871$  and  $2.881 \text{ g/cm}^3$ , respectively. These density values are higher than the average densities of regular sedimentary rocks described in the literature (Telford et al., 1990; Reynolds, 2011). This difference is probably due to the heat increment caused by the intrusion of the plug in the Açu and Jandaíra formations. The increase in rock density was explained by Terra et al. (2015) and Valcácio (2016) as an effect caused by the rise of recrystallization with consequent reduction of porosity in the proximity to the heat source. Lastly, the density of the igneous rocks, diabase, gabbro and micro-gabbro (similar to diabase, but differ in particular size) are  $3.032$ ,  $2.980$  and  $3.032 \text{ g/cm}^3$ , respectively. The overall density contrast between the plug and its bedrocks is around  $0.16 \text{ g/cm}^3$ , generating an up to  $1.2 \text{ mGal}$  positive gravity anomaly.

## **4. Magnetic and gravity modeling**

### **4.1. 2D Modeling**

The two-dimensional modeling used is based on the method of Talwani et al. (1959) and Talwani & Heirtzler (1964), implemented in the GM-SYS module available in the Software Oasis Montaj® (Geosoft). It is assumed that the earth has no curvature and that the layers can be extended to infinity to avoid undesirable edge effects due to limited data distribution. The 2D modeling was carried out along two orthogonal magnetic (residual RTP) and gravity (Bouguer) profiles (EW and NS, Figs. 2 and 4a). The magnetic anomalies comprise series of 75-m-wide highs and lows, ranging from  $-20$  to  $30 \text{ nT}$  (Fig. 6). The magnetic pattern suggests that the magnetization varies

within the intrusive body due to changes of the magnetic susceptibility and/or how the body internal geometry responds to the geomagnetic field. On the other hand, the gravity anomalies are smoother, representing a 1000-m-long and up to 3.8 mGal high, centered on the São João plug. So, the density seems to be more uniform throughout the entire causative source.

In order to guide the location of the internal geometry of the plug and the sedimentary layers in the geophysical models, we applied a semi-automatic source detection method along the both profiles. Solutions for depth location of causative sources were generated by the PDEPTH (*Profile Depth to Basement*) method, using the technique of Analytic Signal Amplitude, which computes discrete depth solutions at a moving spatial window along magnetic and gravity profiles (Phillips, 1997). The parameters were: maximum depth of 5000 m, length window between 10 to 1000 m, with expansion increment of 50 m.

The location of magnetic and gravity causative sources derived from PDEPTH is shown in Figure 6. In profile EW, the magnetic PDEPTH solutions are concentrated in the western border and the eastern portion of the plug with a maximum depth around 400 m, while the gravity solutions are uniformly distributed along the entire magmatic body, grouped at depths of up to 180 m. In profile NS, the magnetic solutions are more concentrated to the north, where a dipolar magnetic anomaly ranges from -20 to 30 nT. The cloud of solutions occurs in a maximum depth of 200 m. The gravity solutions are concentrated in the body borders with maximum depth around 200 m.

The 2D models comprise the São João plug ( $3.0 \text{ g/cm}^3$ ) cutting the Precambrian basement ( $2.75 \text{ g/cm}^3$ ) and three sedimentary layers. These layers represent the intercalation of sandstones ( $2.45$  and  $2.8 \text{ g/cm}^3$ ) and limestones ( $2.88 \text{ g/cm}^3$ ) of the Açú and Jandaíra formations. Thermal metamorphism transformed sedimentary rocks in arcosean quartzite ( $2.8 \text{ g/cm}^3$ ) and marble ( $2.95 \text{ g/cm}^3$ ) close to plug edges. A thin brown clay soil ( $1.6 \text{ g/cm}^3$ ) partially covers the plug and bedrocks, completing the local geological setting. Partially buried plugs were introduced into the models to better fit the anomaly curves. We adopted a two-steps approach to model the São João plug. The first step consisted in interactively promote small changes in the body geometries until a calculate anomaly satisfactory fitted the observed data. After that, an inverse scheme was applied to automatically minimize the rms misfit between calculate and observed anomalies. The final magnetic and gravity misfits in profiles EW and NS are 0.956 and 0.01 and 1.719 and 0.008, respectively.

The final models of the profiles EW and NS are shown in Figure 6. The major igneous structure exhibited around 400 m depth, magnetic susceptibility ranges in profile EW from 11.4 to  $2.5 \times 10^{-3}$  SI and in profiles NS from 8.3 to  $-4.0 \times 10^{-3}$  SI. The negative values represent dominantly reverse-polarity magnetization (De Castro, 2014). Close to the principal igneous body, occurs 20 to 150 m wide metamorphic aureole in profile EW, and 60 m in profile NS, comprising arcosean quartzite and marble. The thickness in Jandaíra Formation was around 100 m, and 150 m for the Açú Formation and in surface a thin layer (25 m) of sandstone. Beyond the eastern limit of the profile EW (Fig. 6a) the twin body of the São João plug (Fig. 2) was also modeled, with a 200 m depth. However, this plug geometry is just inferred due to absent of geophysical data, where this body outcrops. In the same way, we introduced two smaller magmatic bodies at both boundaries of the profile NS to improve the modeling results (Fig. 6b). Although no plug is exposed neither to the north or to the south of the São João plug, gravity highs suggest denser causatives sources in these areas (Fig. 4f).

#### **4.2. 3D Modeling**

The magnetic and gravity data were inverted using the UBC-GIF Mag3D and Grav3D softwares, based on the algorithms of Li and Oldenburg (1996, 1998). We applied these inverse procedures to obtain the 3D distribution of magnetic susceptibility and density in depth. The remnant magnetization is not considered in the magnetic code. We discuss the basics methodology of 3D modeling below, but readers are referred to Louro & Mantovani (2012) for more details. The physical property is discretized in subsurfaces formed by rectangular cells with constant magnetic susceptibility or density that will be determined in each cell by the inversion algorithm.

The 3D inverse problem is solved by finding the model that minimizes the data misfit and adjusting the observed anomalies for a predetermined amount, spatially dependent of point position in space, and factors that affect the relative importance of the different components of the objective function (Oldenburg et al, 1998). When minimized, the algorithm produces a relatively smooth model in three spatial directions, with data reproduced within an error tolerance. The magnetic and gravity data are limited to a small variation within the geological reality, it is necessary to adjust the minimum and maximum values of susceptibility and density, which can be measured in rock samples.

We applied the 3D magnetic and gravity modeling in residual reduced-to-pole magnetic anomalies (Fig. 4d) and residual gravity anomalies (Fig. 4f), respectively.

The susceptibilities of the initial model were established in  $1.0 \times 10^{-3}$  SI to the diabase body and  $0.001 \times 10^{-3}$  SI for the host rocks (metamorphosed limestone). The subsurface was discretized in a 3D grid of 24 x 22 x 16 cells, with a total of 8,448 cells. The dimensions of the grid are 1600 x 1500 x 880.001 m. The smallest cell dimensions are 50 x 50 x 25 m and the largest cell dimensions are 200 x 200 x 151.667 m.

The densities of the initial model were established in  $3.0 \text{ g/cm}^3$  to the diabase body and  $2.9 \text{ g/cm}^3$  for the host rocks (metamorphosed limestone). The subsurface was discretized in a 3D grid of 26 x 25 x 18 cells, with a total of 11,700 cells. The dimensions of the grid are 1632 x 1584 x 967.5 m. The smallest cell dimensions are 48 x 48 x 24 m and the largest cell dimensions are 192 x 192 x 162.5 m. Each cell has a constant density contrast that was adjusted through inversion procedure.

The 3D magnetic modeling of the São João plug provided no unique compact body (Fig. 7). In contrary, the final model comprises at least three main zones with higher magnetic susceptibility. A transversal cut (Fig. 7a) shows regions of low and high contrasts of magnetic susceptibility, well defined until the depth of 440 m. Longitudinal cuts (Fig. 7e) show two structures shaped as a hook. The susceptibility contrast ranges from -0.0125 to 0.0089 SI, with a maximum depth of 550 m in the higher susceptibility zones (Fig. 7d). The region of higher magnetic contrast is coincident with a higher density contrast zone (Fig. 8d), which will be described next. The vector character of the magnetization and its variation within the plug causes the magnetic model provided a very complex geometry.

The 3D gravity model of the São João plug presents a candelabra shape, with three spikes that come together in one at 432 m deep (Fig. 8), this geometry is similar to lopolith shape. The density contrast ranges from -0.068 to  $0.108 \text{ g/cm}^3$ , with a maximum depth of 500 m. The causative body shows a sharp limit at the depth of 500 m, which is consistent with deepest PDEPTH solutions and the bottom of the 2D model (Fig. 6). Below this depth, the positive density contrast in a tapered zone may indicate the magmatic conduit of the plug, which is not well evidenced in 2D modeling. We estimated the volume of  $0.268 \text{ km}^3$  for the São João body, considering the shape of a sphere of 0.2 km radius.

The 3D modeling reveals that São João plug also has internal density variations. The highest density zone occupies the NE boundary of the plug with a density contrast of  $0.108 \text{ g/cm}^3$  and deeper than 430 m (Figs. 4f, 8d and 8e). Other plugs occur in the area, isolated from the main body. We also investigated gravity highs near to the São João plug (Fig. 9). The 3D modeling revealed three causative sources with density

contrast not greater than 0.0204 g/cm<sup>3</sup>. The bodies shown in Figures 9a and 9c are relatively deep, going beyond depth of 1000 m. These bodies were also considered in the 2D modeling.

## 5. Discussion and Conclusions

The causes of magmatism and uplift in the Borborema Province remain still open (Oliveira & Medeiros, 2012, Knesel et al., 2011, Souza et al., 2013). First, the magmatism studied was associated with a hot spot which originated an E-W lined up magmatic event along the Fernando de Noronha Chain (Almeida et al., 1988). However, this theory was disproved by geochronological data (Knesel et al., 2011). The most recent studies suggest that the main cause of Cenozoic magmatism is linked to a introduction of small-scale convection cells along the Macaus-Queimadas Alignment (Knesel et al., 2011), which São João plug belongs to.

These small-scale convection currents were formed by instability at the contact between hot mantle and the cold and thick continental crust, as long as the magma trapped at the edge of the root of the lithosphere and continental crust, causing underplating (Lima et al., 2015). Borborema Plateau region has an anomalous high value of density (Oliveira & Medeiros, 2012), which suggests a present of a root or underplating to compensate the relief of the plateau. However, there is no physical evidence of crustal underplating in this region. Papers involving seismic and receiver functions reveal that models of Cenozoic uplift, involving mafic underplating and/or lateral crustal flow, are insufficient for explaining processes of Plateau uplift in the Province (Lima et al., 2015, Pavão et al., 2013; Almeida et al., 2015; Luz et al., 2015).

Souza et al. (2013) studied the magmas of Boa Vista and Cubati basins in the southernmost portion of the MQA. Those magmas could be associated with the generation and ascent of continental-scale shear zones that channeled small volumes of batches of basaltic magmas. For the authors, there is a relationship between movements along transform faults, separating the Central Equatorial from the South Atlantic, and driving mechanisms for reactivation of faults; or a mechanism in Borborema Province causing extension as a result of differential spreading and transform fault movement along the Mid-Atlantic Ridge.

This study provided the steps to characterize potential field signatures of a magmatic body in the Brazilian Equatorial margin and its internal geometry. Thus, in this sense, the successful magnetic and gravity modeling of the São João plug allow us extending the geophysical approach to another intrusive structures of the Macau-

Queimadas Alignment in order to contribute to understand the causes of the Cenozoic post-rift Macau magmatism and the possible interference in the thermal evolution of the oil-bearing Potiguar Basin.

The thermal effect of magma intrusions can be responsible for the heating increase required for organic matter maturation in the rocks surrounding the intrusion and following hydrocarbons generation and expulsion of hydrocarbons (Mizusaki et al., 1998; Thomaz-Filho et al., 2008, Santos et al., 2009, Alvarenga et al., 2016). According to the study of physical properties in rocks of the São João plug, it was verified that the thermal metamorphism caused increase in bedrock density, consequently decreasing their porosity and capability to accumulate hydrocarbon.

Summarizing, the magnetic and gravity anomalies obtained fits with the visible boundaries of São João plug. The body presented 400 m depth in the 2D modeling. The response with 3D magnetic modeling is more complex, but presented characteristics in common with the gravity modeling. The 3D gravity model shows three regions inside the São João plug and reveals the presence of a deeper root in the plug. Some others regions without surface expression with high density were found nearby the main body.

### **Acknowledgements**

The authors thank the Institutos Nacionais de Ciência e Tecnologia para Estudos Tectônicos (INCT-ET) for financial support, the Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP) for the airborne data and the Geophysical Inversion Facility of British Columbia University (UBC-GIF) for the academic licenses of the Grav3D and Mag3D softwares. We also thank PPGG/UFRN for the infrastructure and support. JGD thanks Petrobras through the Human Resources Program (PRH-PB 229), for the scholarship granted.

### **References**

- Almeida, F. F. M. 1986. Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-paleozóico no Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 16 (4): 325-349
- Almeida, F. F. M., Dal Ré Carneiro, C., Machado Jr., D.L., Dehira, L. K., 1988. Magmatismo pós-Paleozóico no nordeste oriental do Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, 18, 451e462.
- Almeida, F. F. M., Brito Neves, B.B. & Carneiro, C.D.R., 2000. The origin and evolution of the South American Platform. *Earth-Science Rev.* 50, 77–111. doi:10.1016/S0012-8252(99)00072-0
- Almeida, Y. B., Julià, J. & Frassetto, A., 2015. Crustal architecture of the Borborema Province, NE Brazil, from receiver function CCP stacks: Implications for

- Mesozoic stretching and Cenozoic uplift. *Tectonophysics* 649, 68–80. doi:10.1016/j.tecto.2015.03.001
- Alvarenga, R. S., Iacopini, D., Kuchle, J., Scherer, C. M. S., Goldberg, K., 2016. Seismic characteristics and distribution of hydrothermal vent complexes in the Cretaceous offshore rift section of the Campos Basin, offshore Brazil. *Mar. Pet. Geol.* 74, 12–25. doi:10.1016/j.marpetgeo.2016.03.030
- Baranov, V., 1957. A new method for interpretation of aeromagnetic maps: pseudo-gravimetric anomalies. *Geophysics* 22 (2), 359–383.
- Bertani, R. T., Costa, I. G. & Matos, R. M. D., 1990. Evolução tectono-sedimentar, estilo estrutural e hábitat do petróleo na Bacia Potiguar. In: Raja Gabaglia, G.P.; Milani, E.J. (Coord.) Origem e evolução de bacias sedimentares. Rio de Janeiro: Petrobras. p. 291-310.
- Bezerra, F. H. R., Vita-Finzi, C., 2000. How active is a passive margin? Paleoseismicity in northeastern Brazil. *Geology* 28, 591e594. doi: 10.1130/0091-7613(2000)28<591:HAIAPM>2.0.CO;2
- Blakely, R. J., 1995. Potential theory in gravity and magnetic applications. Cambridge University Press, London, 441 pp.
- Cassab, R. C. T., 2003. Paleontologia da Formação Jandaíra, Cretáceo Superior da Bacia Potiguar, com ênfase na paleobiologia dos gastrópodos. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Rio de Janeiro, Tese de Doutorado, 186p.
- Cordani, R. & Shukowsky, W., 2009. Virtual Pole from Magnetic Anomaly (VPMA): A procedure to estimate the age of a rock from its magnetic anomaly only. *J. Appl. Geophys.* 69, 96–102. doi:10.1016/j.jappgeo.2009.07.001
- De 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* 614, 128–145. doi:10.1016/j.tecto.2013.12.009
- Dantas, E. L., Van Schmus, W. R., Hackspacher, P. C., Fetter, A. H., De 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 Res.* 130, 113–137. doi:10.1016/j.precamres.2003.11.002
- Fedi, M., Florio, G. & Rapolla, A., 1994. A method to estimate the total magnetization direction from a distortion analysis of magnetic anomalies. *Geophys. Prospect.* 42, 261–274. doi:10.1111/j.1365-2478.1994.tb00209.x
- Françolin, J. B. L. & Szarmari, P., 1987. Mecanismos de rifteamento da porção oriental da margem norte brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*, 17: 196-207.
- Grapes, R. H., 2011. *Pyrometamorphism*. 2nd ed., Berlin, Springer Verlag, 1-197 p.
- Jardim de Sá, E. F., 1994. A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na Cadeia Brasileira/Pan Africana. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília – UnB, 803 p.
- Jardim de Sá, E.F., Matos, R. M. D., Moraes Neto, J. M., Pessoa Neto, O. C., Saadi, A., 1999. Epirogenia cenozóica na Província Borborema: síntese e discussão sobre os modelos de deformação associados. VII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos I International Symposium on Tectonics, Lençóis, Annals, p. S4:58-61.
- Jardim de Sá, E. F., Vasconcelos, P. M., Saadi, A., Galindo, A. C., Lima, M. G., Oliveira, M. J., 2005. Marcos temporais para a evolução cenozóica do Planalto da Borborema. X Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos. Soc. Bras. de Geol. Boletim de Resumos Expandidos, Curitiba, Knesel et al., 2011
- Knesel, K. M., Souza, Z.S., Vasconcelos, P. M., Cohen, B. E., Silveira, F. V., 2011. Young volcanism in the Borborema Province, NE Brazil, shows no evidence for a

- trace of the Fernando de Noronha plume on the continent. *Earth Planet. Sci. Lett.* 302, 38–50. doi:10.1016/j.epsl.2010.11.036
- Li, Y., Oldenburg, D. W., 1996. 3D inversion of magnetic data. *Geophysics* 61 (2), 394–408. doi:10.1190/1.1443968
- Li, Y., Oldenburg, D. W., 1998. 3D inversion of gravity data. *Geophysics* 63, 109–119. doi: 10.1190/1.1444302
- Lima, M. V. A. G., Berrocal, J., Soares, J. E. P., Fuck, R.A., 2015. Deep seismic refraction experiment in northeast Brazil: New constraints for Borborema province evolution. *J. South Am. Earth Sci.* 58, 335–349. doi:10.1016/j.jsames.2014.10.007
- Louro, V. H. A. & Mantovani, M. S. M., 2012. 3D inversion and modeling of magnetic and gravimetric data characterizing the geophysical anomaly source in Pratinha I in the southeast of Brazil. *J. Appl. Geophys.* 80, 110–120. doi:10.1016/j.jappgeo.2012.01.013
- Luz, R. M. N., Julià, J., & do Nascimento, A. F., 2015. Bulk crustal properties of the Borborema Province, NE Brazil, from P-wave receiver functions: Implications for models of intraplate Cenozoic uplift. *Tectonophysics*, 644, 81-91 doi:10.1016/j.tecto.2014.12.017
- Matos, R. M. D., 1992. The northeast Brazilian rift system. *Tectonics* 11 (4), 766–791. doi:10.1029/91TC03092
- Matos, R. M. D. (1999). History of the northeast Brazilian rift system: kinematic implications for the break up between Brazil and West Africa. In: Cameron, N. R., Bate, R. H., Clure V. S. (Eds.), *The oil and gas habitats of the South Atlantic* (v. 153, 55-73). London: Geological Society Special Publications.
- Mizusaki, A. M. P., Thomaz-Filho, A., Cesero, P., 1998. Ages of the Magmatism and the Opening of the South Atlantic Ocean. *Pesquisas* 25 (2), 47e57.
- Mizusaki, A. M. P., Thomaz-Filho, A., Milani, E.J., De Césero, P., 2002. Mesozoic and Cenozoic igneous activity and its tectonic control in northeastern Brazil. *J. South Am. Earth Sci.* 15, 183–198. doi:10.1016/S0895-9811(02)00014-7
- Morais Neto, J. M., Hegarty, K. A., Karner, G. D., Alkmim, F. F., 2009. Timing and mechanisms for the generation and modification of the anomalous topography of the Borborema Province, northeastern Brazil. *Mar. Pet. Geol.* 26, 1070–1086. doi:10.1016/j.marpetgeo.2008.07.002
- Oldenburg, D. W., Li, Y., Farquharson, C. G., Kowalczyk, P., Aravanis, T., King, A., Zhang, P., Watts, A., 1998. Applications of geophysical inversions in mineral exploration. *Lead. Edge* 17, 461. doi:10.1190/1.1437989
- Oliveira, R. G. & Medeiros, W. E., 2012. Evidences of buried loads in the base of the crust of Borborema Plateau (NE Brazil) from Bouguer admittance estimates. *J. South Am. Earth Sci.* 37, 60–76. doi:10.1016/j.jsames.2012.02.004
- Paiva, H. S., 2004. Caracterização geológica e petrografia de corpos vulcânicos cenozóicos na região de Lajes a Pedro Avelino-RN. Monografia (Conclusão de Curso). Natal: Curso de Geologia – UFRN. 77 p.
- Pavão, C. G., França, G. S., Bianchi, M., Almeida, T. de., Huelsen, M.G. Von, 2013. Upper-lower crust thickness of the Borborema Province, NE Brazil, using Receiver Function. *J. South Am. Earth Sci.* 42, 242–249. doi:10.1016/j.jsames.2012.07.003
- Pessoa Neto, O. C.; Soares, U. M.; Silva, J. G. F.; Roesner, E. H.; Florêncio, C. P.; Souza, C. A. V., 2007. Bacia Potiguar. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 15, n. 2, p. 357- 369.
- Phillips, J. D.: *Potential-Field Geophysical Software for the PC*, version 2.2, USGS open-File Report 97-725, 1997.
- Reynolds, J. M., 2011. *An introduction to applied and environmental geophysics*. John Wiley & Sons.

- Sampaio, A.V. & Schaller, H., 1968. Introdução à Estratigrafia Cretácea da Bacia Potiguar. Boletim Técnico da Petrobras, Rio de Janeiro: Petrobras, 11, 19-44.
- Santos, R.V., Dantas, E. L., Oliveira, C. G. de, Alvarenga, C. J. S. de, Anjos, C. W. D. dos, Guimarães, E. M., Oliveira, F. B., 2009. Geochemical and thermal effects of a basic sill on black shales and limestones of the Permian Irati Formation. *J. South Am. Earth Sci.* 28, 14–24. doi:10.1016/j.jsames.2008.12.002
- Santos, L. dos, Souza, Z. S. de, Botelho, N. F., Viana, R. R., 2014. Pirometamorfismo ígneo na Bacia Potiguar, Nordeste do Brasil. *Geol. USP. Série Científica* 14, 121–138. doi:10.5327/Z1519-874X201400020007
- Sial A. N., 1976. The post-Paleozoic volcanism of north-east Brazil and its tectonic significance. *An. Acad. Bras. Cienc.* 48: 299-311.
- Silveira, F.V., 2006. Magmatismo Cenozoico da porção central do Rio Grande do Norte, NE do Brasil. Tese de Doutorado, PPGG / UFRN, Natal, 195 p.
- Souza, Z.S., Vasconcelos, P.M.P., Nascimento, M.A.L., Silveira, F.V., Paiva, H. S., Dias, L.G.S., Thied, D., Carmo, I.O., 2003.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology of Mesozoic and Cenozoic magmatism in NE Brazil. In: IV South American Symposium on Isotope Geology, Salvador. Short Papers. Salvador: Companhia Baiana de Pesquisa Mineral, 2: 691-694.
- Souza, Z. S., Vasconcelos, P. M., Knesel, K. M., da Silveira Dias, L. G., Roesner, E. H., de Farias, P. R. C., & de Moraes Neto, J. M., 2013. The tectonic evolution of Cenozoic extensional basins, northeast Brazil: Geochronological constraints from continental basalt  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages. *Journal of South American Earth Sciences*, 48, 159-172.
- Souza, S. F. de, Castro, D.L. de, Bezerra, F. H. R., Barbosa, J. A., 2016. Relations between Potiguar Rift structural framework and the adjacent basement: analysis of gravity and magnetic data. *Geol. USP. Série Científica* 16, 43. doi:10.11606/issn.2316-9095.v16i1p43-60
- Talwani, M. & Heirtzler, J. R., 1964. Computation of gravity anomalies caused by two dimensional structures of arbitrary shapes. *Geological Sciences*, 1(9): 464-480.
- Talwani, M.; Worzel, J. L. & Landisman, M., 1959. Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with the application to the Mendocino submarine fracture zone. *Journal of Geophysics Research*, 64: 49-59.
- Terra, S. A., Souza, Z. S. de, Botelho, N. F., Viana, R. R., Legrand, J. M., Srivastava, N.K., 2016. Pirometamorfismo em carbonatos cretácicos da Formação Jandaíra, Bacia Potiguar, Nordeste do Brasil. *Geol. USP. Série Científica* 16, 61. doi:10.11606/issn.2316-9095.v16i1p61-83
- Telford, W. M., Geldart L. P. & Sheriff R. E., 1990. *Applied Geophysics*, Cambridge University Press, Cambridge,. 2nd edition. 770p.
- Thomaz-Filho, A., Misuzaki, A.M.P. & Antonioli, L., 2008. Magmatismo nas bacias sedimentares brasileiras e sua influência na geologia do petróleo. *Rev. Bras.Geociências* 38, 128e137.
- Ussami, N., Molina, E. C. & Medeiros, W. E., 1999. Novos Vínculos sobre a Evolução Térmica da Margem Continental Leste do Brasil. VII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Lençóis - BA. Resumos Expandidos. Sociedade Brasileira de Geologia, Salvador - BA
- Valcácio, S. D. N., 2016. Pirometamorfismo provocado por intrusões básicas cenozoicas em rochas da bacia potiguar, RN: Integração de dados geológicos e petrofísicos. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, UFRN, Natal, 54 p.

## Figures

Table 1. Physical properties of outcropping rocks in the São João plug.

Type	Lithology	Susceptibility ( $\times 10^{-3}$ SI)			Density ( $\text{g}/\text{cm}^3$ )		
		Variation	Average (amount)	Standard deviation	Variation	Average (amount)	Standard deviation
Metamorphic	Buchite	0.017-0.350	0.239 (3)	0.192	2.601-2.632	2.615(3)	0.015
	Diabase	1.570-6.260	3.908 (12)	1.258	2.998-3.128	3.032 (5)	0.054
Igneous	Gabbro	2.730-9.990	6.090 (3)	3.660	2.924-3.009	2.980 (3)	0.048
	Micro-gabbro	2.500-4.850	3.675 (2)	1.662	3.023-3.041	3.032 (2)	0.013
Sedimentary	Limestone	0.021-1.120	0.293 (15)	0.293	2.769-2.957	2.881 (9)	0.072
	Sandstone	0.036-0.168	0.108 (3)	0.067	2.809-2.932	2.871 (2)	0.087

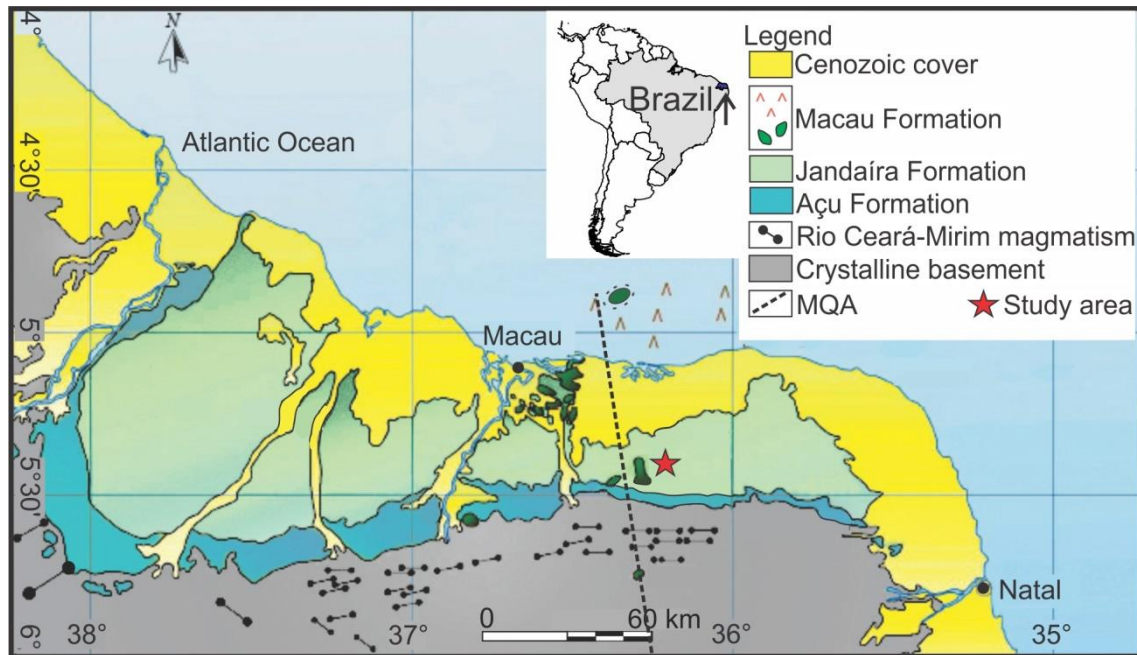


Fig. 1. Simplified geological map of the Potiguar Basin (modified from Angelim et al., 2006 for Cassab, 2003) showing the study area and the main events of the post-paleozoic magmatism (Almeida et al., 1988), highlighting the Cretaceous Rio Ceará-Mirim dike swarms, Macau magmatism and Macau-Queimadas Alignment (MQA) (Almeida et al., 1988; Mizusaki et al., 2002).

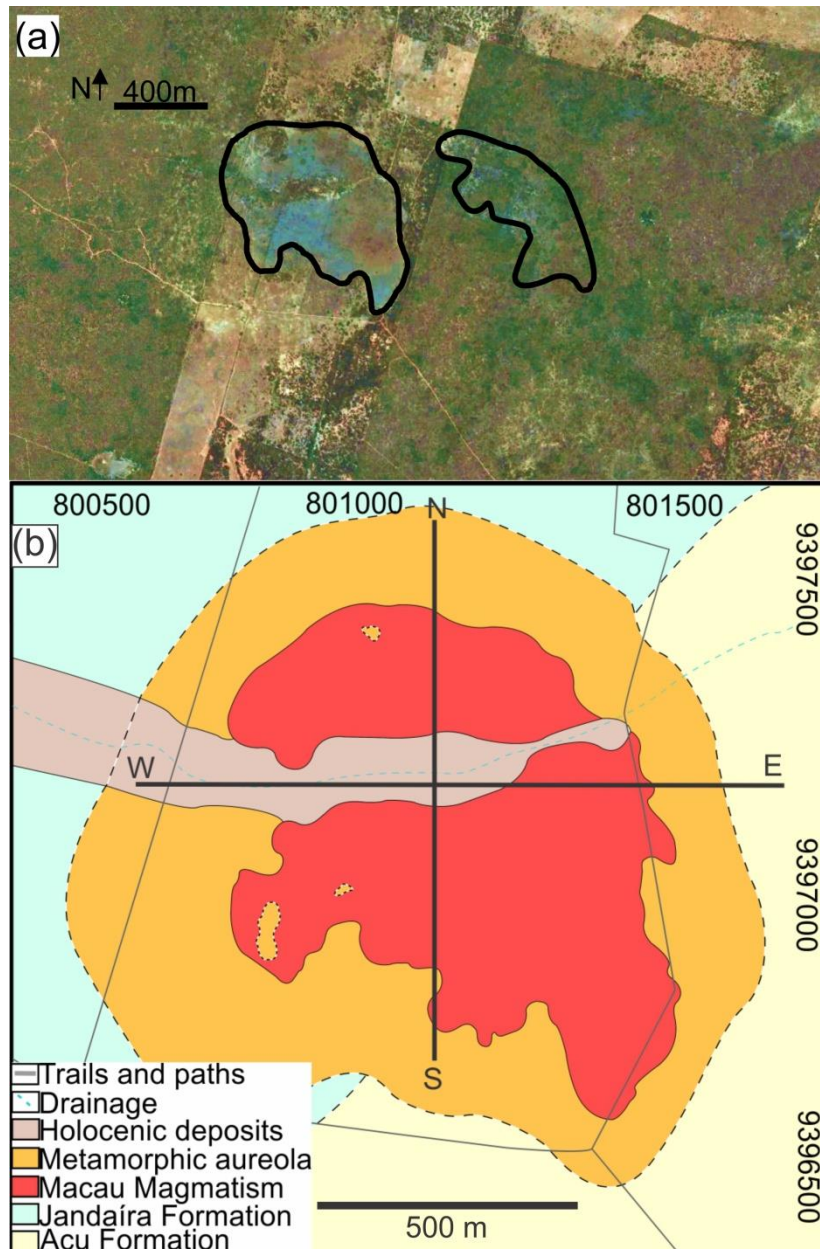


Fig. 2. Google Earth Pro image of the São João plug (a). Detailed geological map (Valcácio, 2016), showing the profiles NS and EW (b).

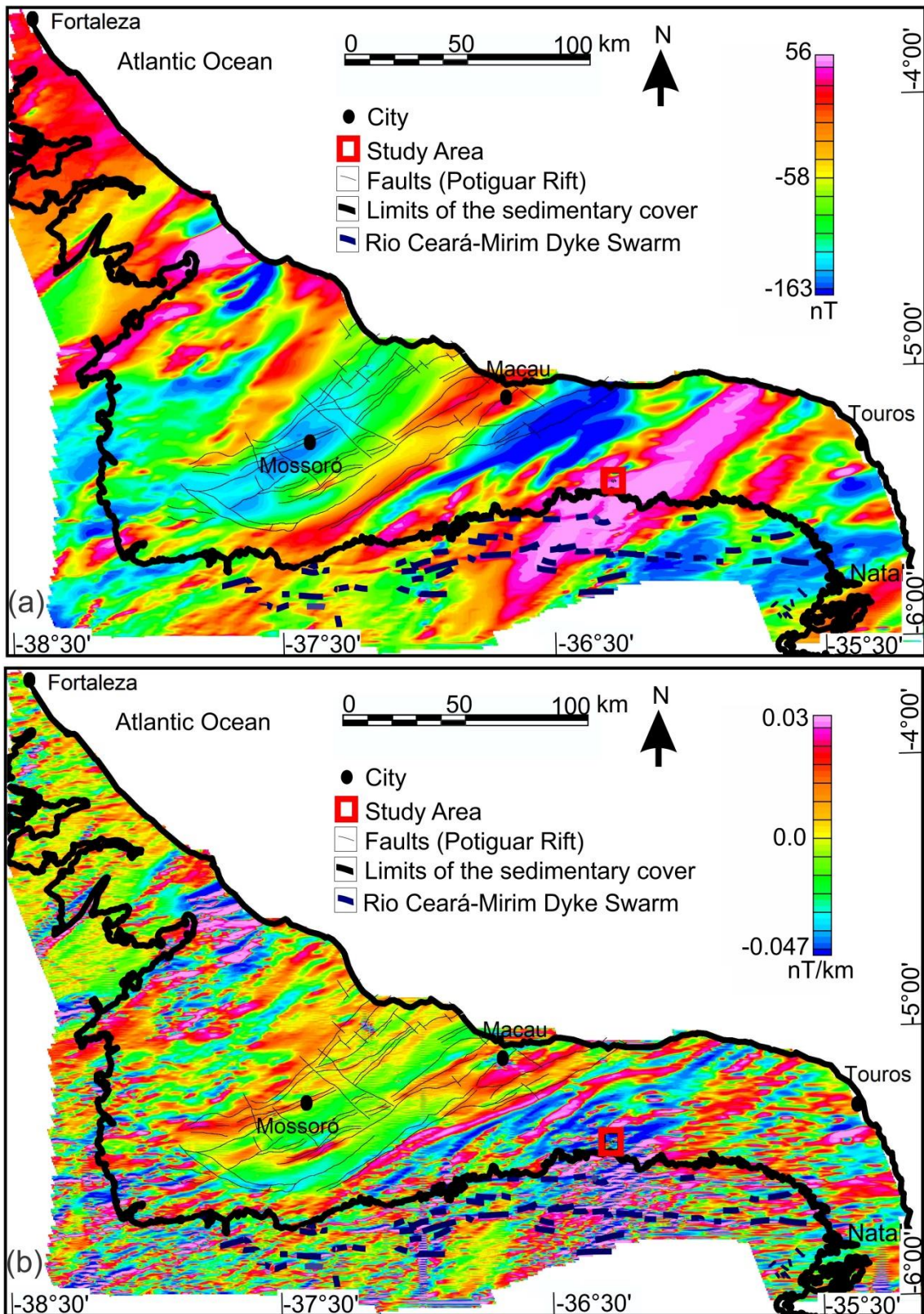


Fig. 3. Reduced-to-pole magnetic anomaly (a) and vertical derivative (b) maps, showing the regional magnetic setting of the Potiguar Basin in NE Brazil.

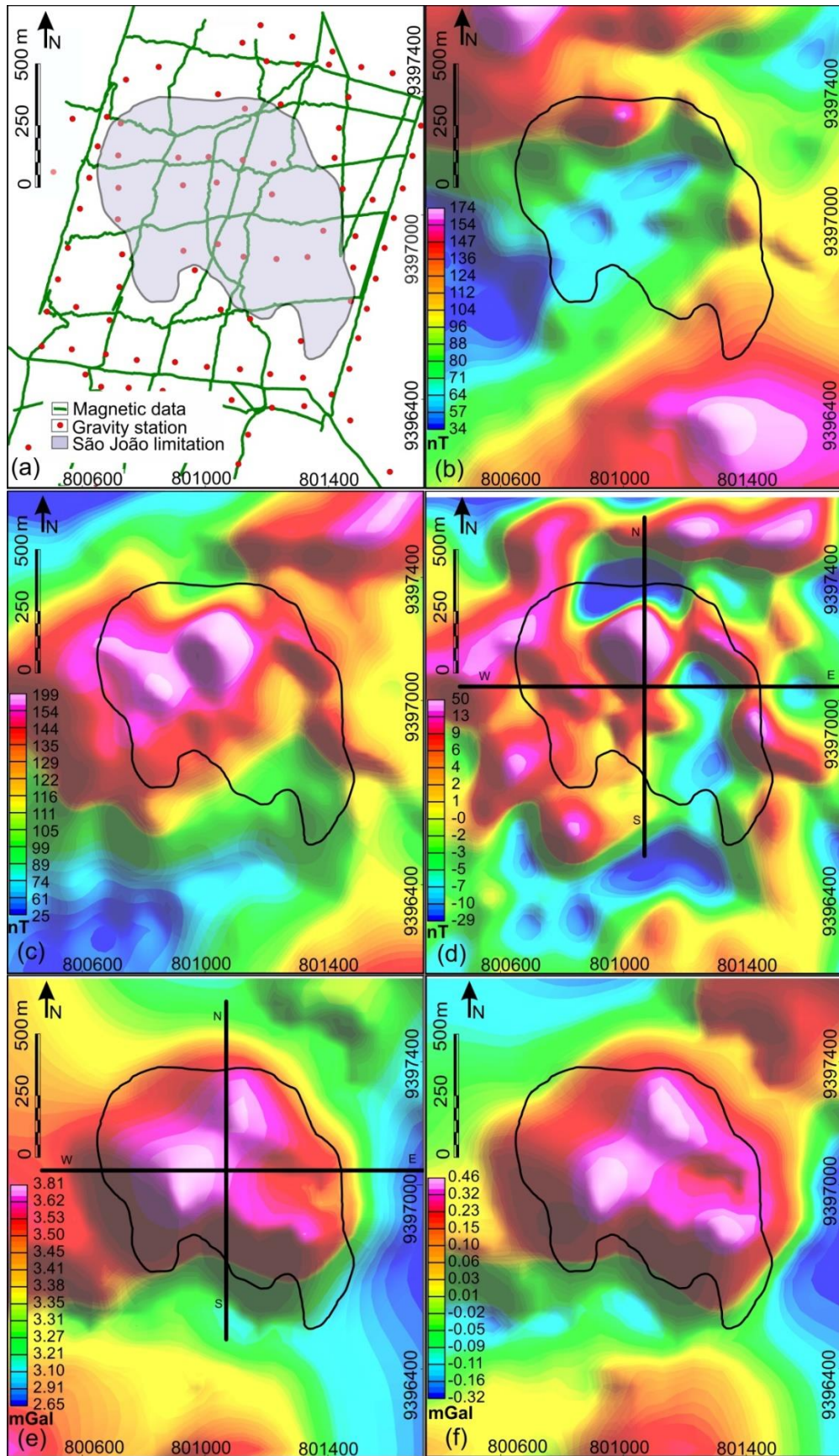


Fig. 4. Magnetic and gravity data location in the São João plug (a). Maps of the Total Magnetic Intensity (TMI) (b), reduced-to-pole (RTP) (c), residual RTP (d), gravity (e), and residual gravity anomaly. Profiles EW and NS (d and e) are shown in Figure 6.

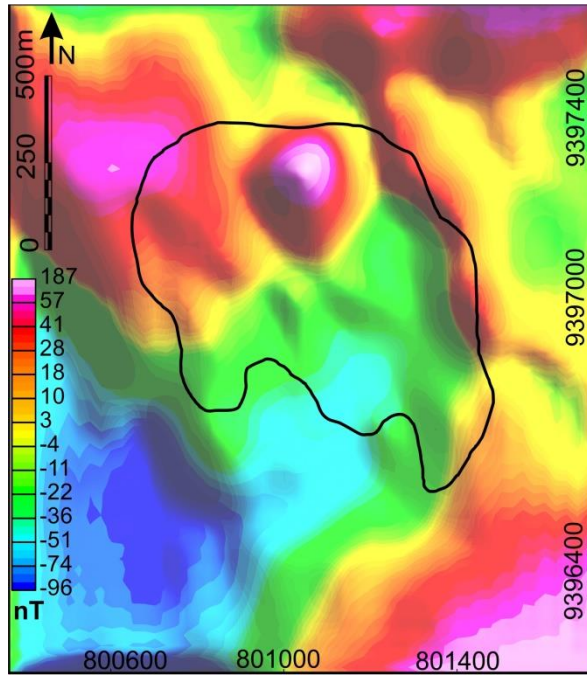


Fig. 5. Reduced-to-pole magnetic anomaly map derived from Fedi algorithm (Fedi et al., 1994), which takes into account remnant magnetization.

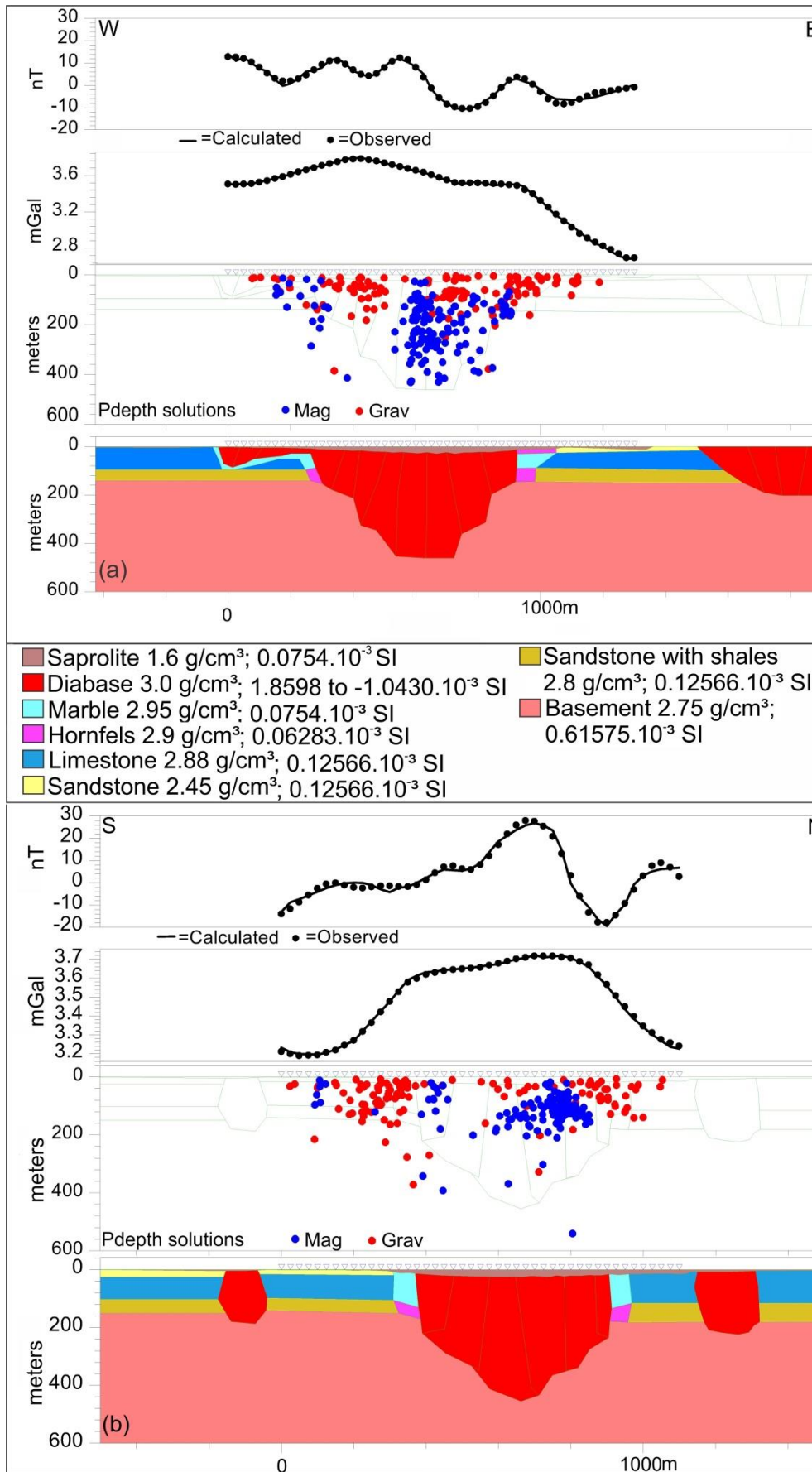


Fig. 6. Observed (dots) and calculated (solid line) residual RTP and gravity anomalies. Pdepth solutions and final 2D models along profiles EW (a) and NS (b). Location in figures 2 and 4.

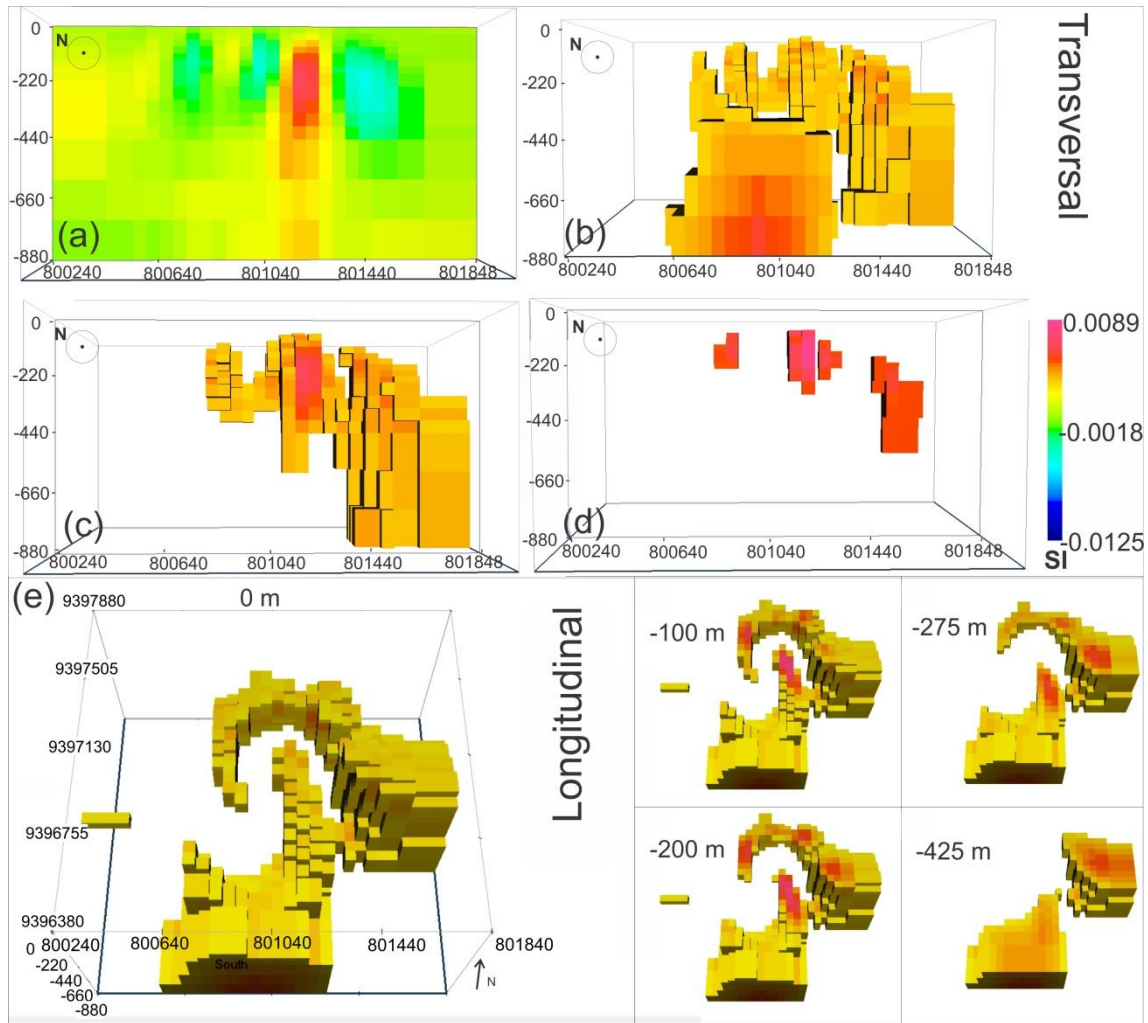


Fig. 7. 3D magnetic model of the São João plug. Transversal section in the direction E-W along the parallel 9396930N, showing the whole range of variation of susceptibility contrast (a). Model cells with susceptibility contrasts over than 0.00177 SI (b). Vertical cut in the direction E-W along the parallel 9396930N (c) and susceptibility region with a contrast greater than 0.00533 SI (d). 3D distribution of positive susceptibility contrasts and 4 longitudinal sections of the 3-D model cut from 100 m to 425 m deep, when curved structures disappear (e).

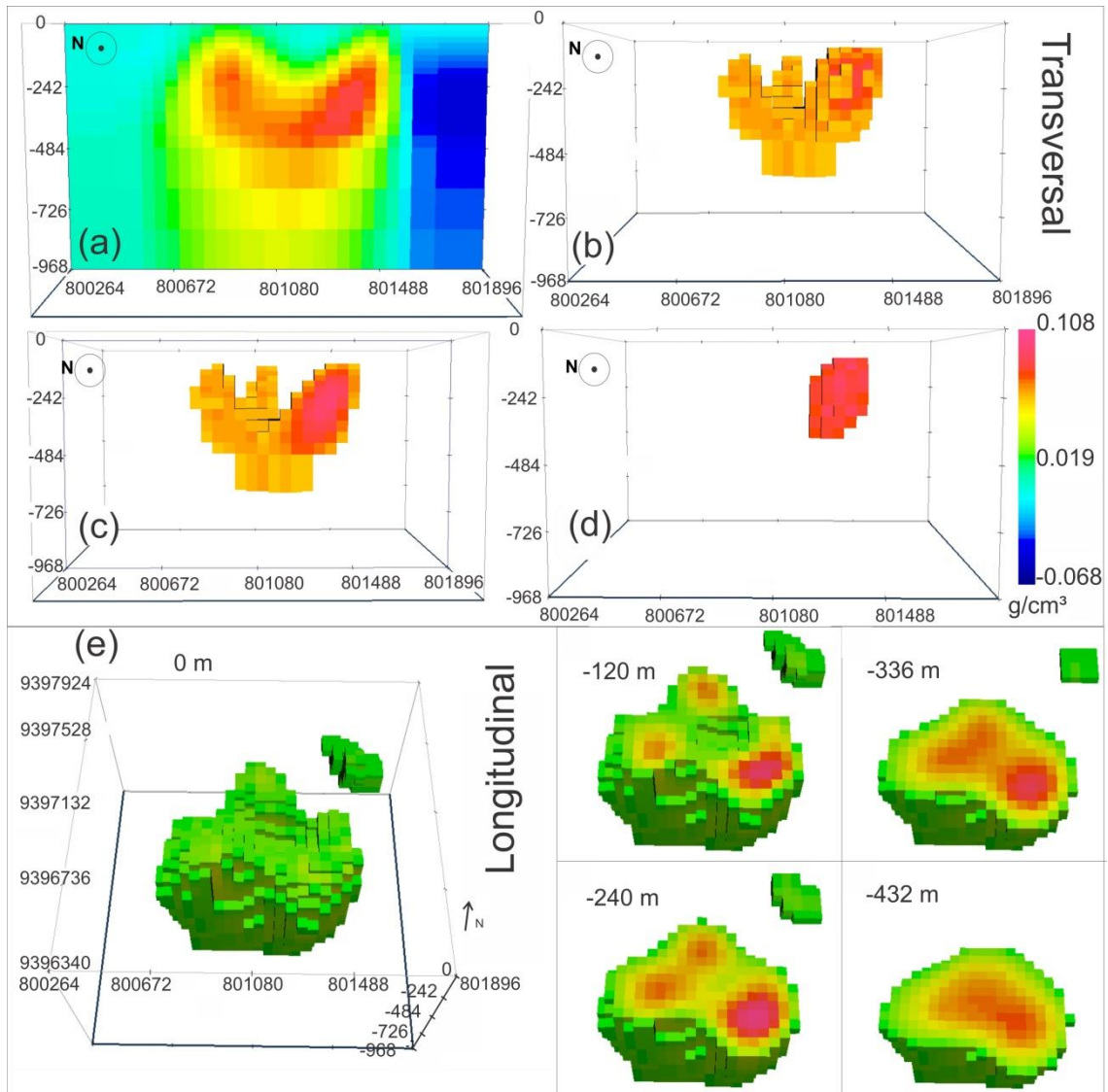


Fig. 8. 3D gravity model of the São João plug. Transversal section in the direction E-W along parallel 9396964N, showing the whole range of variation of density contrast (a). Model cells with density contrasts greater than 0.0488 g/cm<sup>3</sup> highlighted along parallels 9396964N (b) and 9396916N (c). Model cells with density contrasts greater than 0.0781 g/cm<sup>3</sup> highlighted along parallel 9396916N (d). 3D distribution of positive density contrasts and 4 longitudinal sections of the 3-D model cut from 120 m to 432 m deep (e).

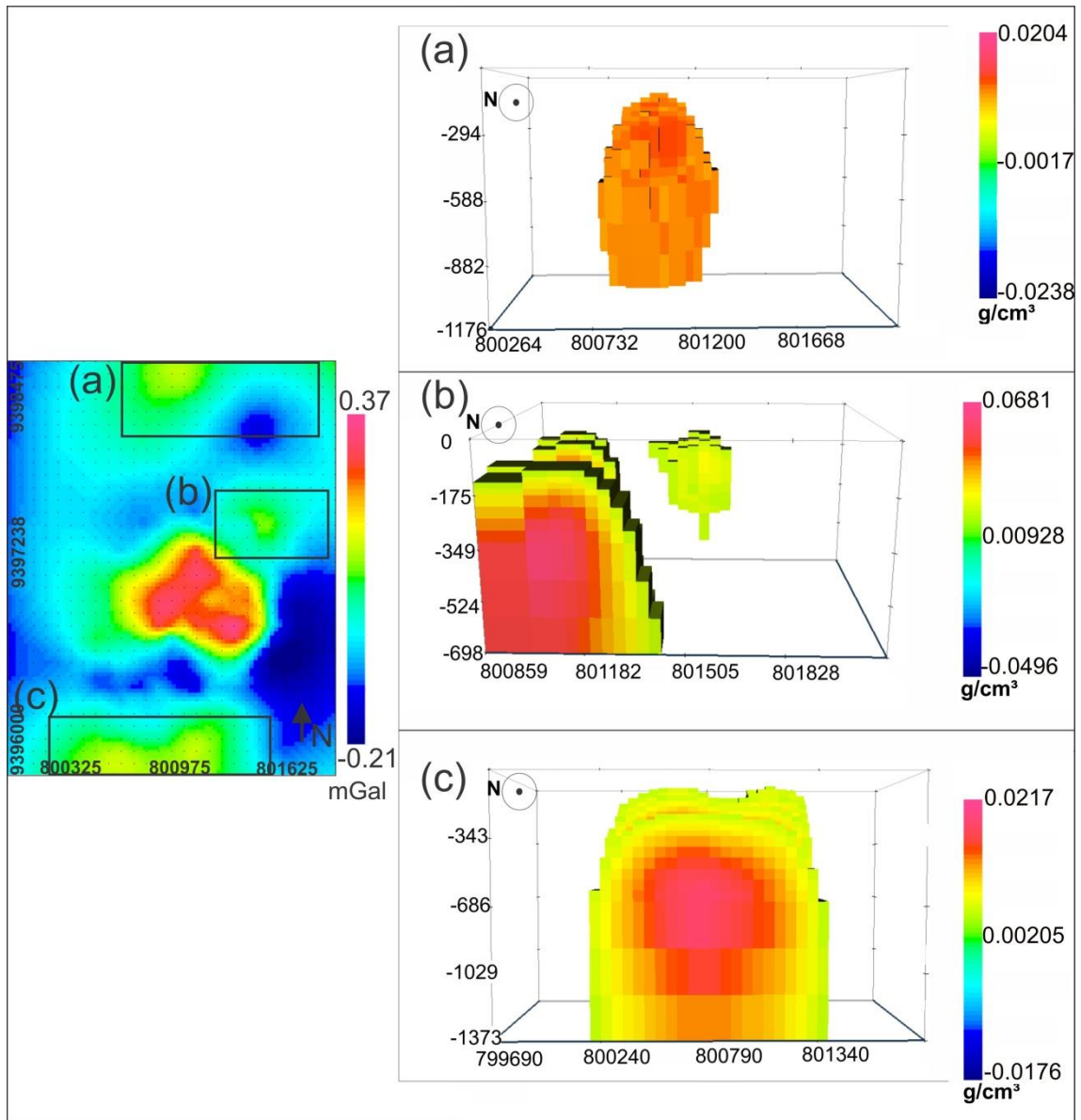


Fig. 9. Residual gravity anomaly map, showing gravity highs near to the São João plug (left). Transversal sections of their 3D gravity models.

## 6 – CONSIDERAÇÕES FINAIS

A assinatura magnética reduzida ao polo traz informações sobre o *plug* São João, com um máximo de 199 nT na região do corpo magmático e a nordeste deste, onde deve ocorrer um corpo ígneo sem expressão superficial, como também sugerem os dados gravimétricos. Anomalias magnéticas da ordem de 25 nT indicam a presença de arenitos ferruginosos da Formação Açú. Na área de estudo, os calcários da Formação Jandaíra representam as zonas com anomalias de mais baixas amplitudes do campo geomagnético.

O mapa de anomalias Bouguer mostra bem as regiões do corpo ígneo, que apresenta um máximo gravimétrico de até 3,81 mGal. A leste do *plug* São João, a região aflorante dos arenitos da Formação Açú é representada por um mínimo de anomalia Bouguer de até 2,65 mGal. Aparentemente, o corpo ígneo que ocorre a leste não afeta a assinatura gravimétrica local de forma significativa. Anomalias positivas de menor comprimento próximas do *plug* podem indicar rochas ígneas sem expressão em superfície.

As propriedades físicas medidas nas rochas da região revelam a existência de contrastes de susceptibilidade magnética e densidade entre o corpo intrusivo e as rochas metamórficas e sedimentares encaixantes. Tais contrastes permitiram a delimitação do *plug* São João em profundidade. Verificou-se nos dados gravimétricos que o *plug* apresenta uma extensão para sudoeste, fato mostrado na modelagem 2D (perfil EW), como descrito por Valcácio (2016). A modelagem 3D não revelou tal estrutura.

A modelagem magnética 3D revela uma geometria interna complexa do corpo magmático, enquanto que a modelagem gravimétrica 3D mostrou que o corpo magmático apresenta variações de densidade internas, sendo mais denso na parte leste do *plug*. Tal região também apresenta altos valores de contraste de susceptibilidade magnética.

Como principais conclusões do presente trabalho, enumeram-se as seguintes:

- O *plug* São João, produto do magmatismo cenozoico apresenta um volume de rochas ígneas estimado de 0,268 km<sup>3</sup>;
- As rochas sedimentares das formações Açú e Jandaíra apresentaram densidades elevadas, com uma média de 2,8 g/cm<sup>3</sup>. Tal valor é justificado devido ao efeito termal sofrido pelas rochas;
- O método magnético apresentou uma assinatura fora do delineamento superficial do *plug*, porém revelou a presença de uma estrutura a

nordeste do corpo e alto contraste de susceptibilidade em uma região interna ao *plug*, ambas respostas em comum com as apresentadas com o método gravimétrico;

- Para os futuros trabalhos é interessante a medida da susceptibilidade magnética diretamente no solo em diversos pontos dentro e fora da área estudada, caso não existam afloramentos na região do corpo magmático, pois no caso de blocos soltos estes podem ter se deslocado;
- O método gravimétrico apresentou boa definição na delimitação do corpo, contribuindo com novas informações a respeito da distribuição de densidade interna do *plug* e possíveis estruturas externas sem expressão superficial;
- O modelo gravimétrico do *plug* São João assemelha-se a geometria de um lopólito, com uma forma lenticular e uma porção central mais deprimida;
- A geometria obtida com o método magnético é mais complexa, sugerindo variações internas de susceptibilidade magnética no corpo magmático.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, F. F. M., Carneiro, C. D. R., Machado, D. L. Jr & Dehira, L. K., 1988. "Magmatismo pós-Paleozóico no nordeste oriental do Brasil." *Revista Brasileira de Geociências* 18.4: 451-462.
- Angelim, L. A. A., Medeiros, V. C., Nesi, J. R. 2006. Mapa geológico do Estado do Rio Grande do Norte. Programa Geologia do Brasil. Projeto Geologia e Recursos Minerais do Estado do Rio Grande do Norte. Escala 1:500.000. Recife: CPRM/FAPERN.
- Bertani, R. T., Costa, I. G.; Matos, R. M. D., 1990. Evolução tectono-sedimentar, estilo estrutural e hábitat do petróleo na Bacia Potiguar. In: Raja Gabaglia, G. P.; Milani, E. J. (Coord.) *Origem e evolução de bacias sedimentares*. Rio de Janeiro: Petrobras. Serec.Censud. p. 291-310.
- Blakely, R. J., 1995. *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*, Cambridge University Press, 136 p.
- Bleil, U. & Petersen, N., 1982. *Magnetic properties of rocks. Landolt-Börnstein Numerical Data and Functional Relationships in Science and technology*. Springer-Verlag Berlin, p. 366-432.
- Breiner, S., 1973. *Applications manual for portable magnetometers*, GeoMetrics, 58 pp.
- Carmichael, R. S., 1989. *Magnetic properties of rocks and minerals*, in Carmichael, R. S., Ed., *Handbook of physical properties of rocks*: CRC Press, p. 229–287.
- Cassab, R. C. T., 2003. Paleontologia da Formação Jandaíra, Cretáceo Superior da Bacia Potiguar, com ênfase na paleobiologia dos gastrópodos. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Rio de Janeiro, Tese de Doutorado, 186 p.
- Envi Pro operation manual, 2010. Scintrex Limited. P/N 788715 Rev. 0. 2. Disponível em <[http://www.scintrexltd.com/documents/788715\\_0.pdf](http://www.scintrexltd.com/documents/788715_0.pdf)> Acesso em: 18/09/2015.
- Fedi, M. Florio, G. Rapolla, A., 1994. A method to estimate the total magnetization direction from a distortion analysis of magnetic-anomalies. *Geophys. Prospect.* 42(3): 261-274. doi:10.1111/j.1365-2478.1994.tb00209.x
- Françolin, J. B. L. & Szartmari, P., 1987. Mecanismos de rifteamento da porção oriental da margem norte brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*, 17: 196-207.
- Grav3d, 2006. *A program library for forward modelling and inversion of gravity data over 3D structures, version 3.0. Developed under the consortium research project Joint/Cooperative Inversion of Geophysical and Geological Data, UBC-Geophysical Inversion Facility, Department of Earth and Ocean Sciences, University of British Columbia*, Vancouver, British Columbia.
- Halbouty, M. T., & Hardin Jr, G. C., 1962. *Nash Salt Dome, Fort Bend and Brazoria Counties, Texas*. 134-137
- Hawking, S. W., & Korytowski, I., 2001. O universo numa casca de noz. Mandarin.
- Kearey, P.; Brooks, M. & Hill, I., 2009. *Geofísica de Exploração*. Tradução Maria Cristina Moreira Coelho. São Paulo: Oficina de Textos. Título Original: An introduction to geophysical exploration. 438p.
- Knesel, K. M., Souza, Z. S., Vasconcelos, P. M., Cohen, B.E., Silveira, F. V., 2011. *Young volcanism in the Borborema Province, NE Brazil, shows no evidence for a*

- trace of the Fernando de Noronha plume on the continent. Earth and Planetary Science Letters*, 302(1-2), 38-50. doi:10.1190/1.1443968
- Lelievre, P. G., Oldenburg, D. W. & Phillips, N., 2006. *3D magnetic inversion for total magnetization in areas with complicated remanence*. In SEG/New Orleans 2006 Annual Meeting.
- Li, Y. & Oldenburg, D. W., 1996. "3-D inversion of magnetic data." *Geophysics*, 61.2, 394-408. doi:10.1190/1.1443968
- Li, Y; Oldenburg, D. W., 1998. *3D Inversion of gravity data*. *Geophysics*, vol. 63, p. 109-119. doi: 10.1190/1.1444302
- Lowrie, W., 2007. *Fundamentals of geophysics*. Cambridge University Press.
- Mag3d, 2006. *A program library for forward modelling and inversion of magnetic data over 3D structures, version 4.0*. Developed under the consortium research project Joint/Cooperative Inversion of Geophysical and Geological Data, UBC-Geophysical Inversion Facility, Department of Earth and Ocean Sciences, University of British Columbia, Vancouver, British Columbia. 2006.
- Mizusaki A. M. P., Thomaz-Filho A., Milani E. J., Césero P., 2002. *Mesozoic and Cenozoic igneous activity and its tectonic control in northeastern Brazil*. *Journal of South American Earth Sciences*, 15: 183-198. doi:10.1016/S0895-9811(02)00014-7
- Motoki, A. & Sichel, S., 2006. Avaliação de aspectos texturais e estruturais de corpos vulcânicos e subvulcânicos e sua relação com o ambiente de cristalização, com base em exemplos do Brasil, Argentina e Chile. *Rem: Revista Escola de Minas*, 59(1), 13-23. doi:10.1590/S0370-44672006000100003
- Nabighian, M. N., Ander M. E, Grauch V. J. S., Hansen R. O., LaFehr T. R., Y. Li, Pearson W. C., Peirce J. W., Phillips J. D., and Ruder M. E., 2005. "The historical development of the magnetic method in exploration." *Geophysics*, 70.6, 33ND-61ND. doi: 10.1190/1.2133784
- Nobre H., A. M., 2012. Petrografia e propriedades petrofísicas de rochas sedimentares da Bacia Potiguar termalmente afetadas por intrusões básicas cenozoicas, Jandaíra - RN. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia). UFRN, Natal, 100 p.
- Olhoeft, G. R., & Johnson, G. R., 1989. *Densities of rocks and minerals, Practical Handbook of Physical Properties of Rocks and Minerals, section II*, CRC Press, Boca Raton Florida..
- 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, Pós-graduação em Geodinâmica e Geofísica – UFRN. 415p.
- Pais, A., 1982. *Subtle is the Lord: The Science and the Life of Albert Einstein: The Science and the Life of Albert Einstein*. Oxford University Press, USA.
- Paiva, H. S., 2004. Caracterização geológica e petrografia de corpos vulcânicos cenozoicos na região de Lajes a Pedro Avelino-RN. Monografia (Conclusão de Curso). Natal: Curso de Geologia – UFRN. 77 p.
- Parasnis, D. S., 1979. *Principles of Applied Geophysics*, Third Edition, Chapman and Hall, London, New York, p. 275.

- Pessoa Neto, O. C.; Soares, U. M.; Silva, J. G. F.; Roesner, E.H.; Florêncio, C.P.; Souza, C.A.V., 2007. Bacia Potiguar. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 15, n. 2, p. 357- 369.
- Reynolds, J. M., 2011. *An introduction to applied and environmental geophysics*. John Wiley & Sons.
- Sampaio, A.V. & Schaller, H., 1968. Introdução à Estratigrafia Cretácea da Bacia Potiguar. *Boletim Técnico da Petrobras*, Rio de Janeiro: Petrobras, 11, 19-44.
- Santos, L., 2011. Ocorrência de buchitos na Bacia Potiguar (RN): implicações na exploração de hidrocarbonetos. Monografia (Conclusão de Curso). Natal: Curso de Geologia – UFRN. 68p.
- Santos, L., Souza, Z. S., Botelho, N. F. & Viana, R. R., 2014. Pirometamorfismo ígneo na Bacia Potiguar, Nordeste do Brasil. *Geologia USP, Série Científica*, 14(2), 121-138. doi:10.5327/Z1519-874X201400020007
- Shearer S. E., 2005. *Three-dimensional inversion of magnetic data in presence of remanent magnetization*. Dissertação (Mestrado em Geofísica) – Departamento de Geofísica do *Center for Gravity, Electrical and Magnetic Studies, Colorado School of Mines*. 2005,173p
- Schön, J. H., 2015. *Physical properties of rocks: fundamentals and principles of petrophysics*. Vol. 65. Elsevier.
- Silva, S. C. P. D., 2013a. Desenvolvimento de uma metodologia para realização de levantamentos magnéticos marinhos para detecção de objetos. Tese de Doutorado, Universidade de Lisboa, Portugal, 122 p.
- Silva, T. J. O., 2013b. Propriedades Físicas de Rochas e sua aplicação a Granitóides Ediacaranos da Região de Taipu e Poço Branco, Domínio Rio Grande do Norte, extremo NE da Província Borborema RN. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia). UFRN, Natal, 78 p.
- Silveira, F. V., 2006. Magmatismo Cenozoico da porção central do Rio Grande do Norte, NE do Brasil. Tese de Doutorado, Pós-graduação em Geodinâmica e Geofísica / UFRN, Natal, 195 p.
- Sousa, V.F.C., 2009. Efeitos térmicos provocados por intrusões básicas cenozóicas em rochas cretácicas da Bacia Potiguar na região de Pedro Avelino (RN). Relatório de Graduação, Departamento de Geologia / UFRN, Natal, 80 p.
- Souza, Z.S., Vasconcelos, P.M.P., Nascimento, M.A.L., Silveira, F.V., Paiva, H. S., Dias, L.G.S., Thied, D., Carmo, I.O., 2003.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology of Mesozoic and Cenozoic magmatism in NE Brazil. In: IV South American Symposium on Isotope Geology, Salvador. Short Papers. Salvador: Companhia Baiana de Pesquisa Mineral, 2: 691-694.
- Souza, Z. S.; Vasconcelos, P.M.; Nascimento, M.A.L.; Silveira, F.V.; Paiva, H.S.; Silveira Dias, L. G.; Viegas, M. C. D.; Galindo, A. C.; Oliveira, M. J. R., 2004. Geocronologia e geoquímica do magmatismo cretácico a terciário do NE do Brasil. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 42. Araxá. Resumos. Minas Gerais: Sociedade Brasileira de Geologia. 1 CD-ROM.
- Talwani, M.; Heirtzler, JR., 1964. *Computation of gravity anomalies caused by two dimensional structures of arbitrary shapes*. *Geological Sciences*, 1(9): 464-480.

- Talwani, M.; Worzel, J. L.; Landisman, M., 1959. *Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with the application to the Mendocino submarine fracture zone. Journal of Geophysics Research*, 64: 49-59.
- Telford, W. M., Gedart, L.P. & Sheriff, R.E., 1990. *Applied geophysics. Cambridge Univ. Press*, Vol. 1 512 p.
- Terra, S. A., 2015. Pirometamorfismo em calcários da Formação Jandaíra, Bacia Potiguar, NE Brasil. Dissertação – Programa de Pós Graduação em Geodinâmica e Geofísica da UFRN, Natal, 61p.
- Terra, S.A., Souza, Z.S. de, Botelho, N.F., Viana, R.R., Legrand, J.M., Srivastava, N.K., 2016. Pirometamorfismo em carbonatos cretácicos da Formação Jandaíra, Bacia Potiguar, Nordeste do Brasil. *Geol. USP. Série Científica* 16, 61. doi:10.11606/issn.2316-9095.v16i1p61-83
- Thomaz Filho, A., Mizusaki, A. M. P., & Antonioli, L., 2008. *Magmatism and petroleum exploration in the Brazilian Paleozoic basins. Marine and petroleum geology*, 25(2), 143-151.
- Valcácio, S. D. N., 2016. Pirometamorfismo provocado por intrusões básicas cenozoicas em rochas da bacia potiguar, RN: Integração de dados geológicos e petrofísicos. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, UFRN, Natal, 54 p.