

SUMÁRIO

1. Introdução	18
1.1. Apresentação e Justificativas	18
1.2. Objetivos	21
1.3. Localização das áreas de estudo.....	21
1.4. Materiais e Métodos	22
1.4.1. Aerogeofísica	22
1.4.3. Dados Gravimétricos	25
1.4.4. Base cartográfica.....	26
1.4.5. Integração de dados geofísicos	26
1.4.6. Compilação de dados geocronológicos.....	28
1.4.7. Dados do sensor SRTM.....	28
1.4.8. Furos de sondagem – Prospecto Aurora/CE	28
1.4.9. Processamento de dados gamaespectrométricos – Técnicas de realce	29
1.4.10. Processamento de dados magnetométricos.....	30
1.4.11. Momento magnético e a Inversão do vetor de Magnetização	31
1.5. Estrutura da Dissertação	41
2. 3D Geological-Geophysical Modeling in Transversal Zone, Northeastern Brazil, and implications for the tectonic setting	42
2.1 Introduction	43
2.2. Geological setting	47
2.2.1. Borborema Province	47
2.2.2. Transversal Zone Domain.....	47
2.3. Data.....	52
2.3.1. Airborne geophysical data.....	52
2.3.2. Susceptibility measurements.....	53
2.3.3. WGM2012 Gravity data model.....	54
2.3.4. Gravimetric, magnetometric and gamma-ray data processing flow	54
2.4. 2D data analysis	55
2.4.1. Gravity	55
2.4.2. Magnetometry	59
2.4.3. Gamma-ray spectrometry	64
2.5. Magnetization vector inversion	70

2.5.1. MVI Models.....	74
2.6. Integrated analysis	79
2.7. Conclusion	82
2.2.8. Acknowledgments	84
2.2.9. Rereferences.....	85
3. Discussões e conclusões.....	93
4. Referências Bibliográficas	98

1. Introdução

1.1. Apresentação e Justificativas

Situada na porção nordeste da Plataforma Sul-Americana, a Província Borborema é interpretada como o resultado de uma colagem de diversos domínios tectônicos. Segundo alguns autores (Van Schmus et al., 1995; Brito Neves et al., 2001; Guimaraes et al., 2004; Almeida et al., 2009), durante o ciclo Transamazônico (2,26 Ga - 1,86 Ga), houve extensiva produção de crosta continental e colagem de blocos arqueanos e paleoproterozóicos pré-existentes. Durante o neoproterozóico, os ciclos Cariris Velhos (1,0 Ga) e Brasiliano (0,6 Ga) foram responsáveis pela colagem e retrabalhamento dos blocos herdados da fragmentação do supercontinente formado no ciclo tectônico anterior. O cenário das faixas móveis e províncias estruturais neoproterozóicas do nordeste brasileiro apresenta semelhanças e continuidades com as províncias estruturais Pan-Africanas do continente africano, uma vez que estiveram aglutinadas no Gondwana (Figura 1-1a), possivelmente constituindo um grande corredor estrutural (*median shear corridor*) onde a comparação entre as províncias Borborema e Central Africana é reconhecida pela correlação entre o lineamento Patos e a zona de cisalhamento Garoua, e entre o lineamento Pernambuco e a zona de cisalhamento Camarões Central (Trompette, 1994; Brito Neves et al., 2001; Ngako et al. 2003; Van-Schmus et al 2008) (Figura 1-1b).

Em termos de sua compartimentação interna, a Província Borborema é composta pelos domínios Setentrional, Meridional e Zona Transversal, cada qual também formado por uma colagem de terrenos menores (Santos et al., 2004). Situada no centro da Província Borborema, a área de estudos deste projeto é o Domínio da Zona Transversal (DZT) (Figura 1-1c), a qual é delimitada por grandes estruturas continentais, a norte e a sul, representadas pelas zonas de cisalhamento Patos e Pernambuco respectivamente (Brito Neves et al., 2000; Bizzi et al. 2003). A faixa que compõe o DZT foi provavelmente formada por uma amalgamação de terrenos paleoproterozóicos - subdomínio Alto Moxotó – e faixas neoproterozóicas como Cariris Velhos 1,0 Ga e Brasiliana 0,6 Ga - subdomínios Piancó-Alto Brígida (o qual inclui a faixa Cachoeirinha), Riacho Gravatá, Alto Pajeú e Rio Capibaribe (Brito Neves et al., 1995; 2000; dos Santos et al., 2004; Rodrigues e Brito Neves, 2008; Santos et al 2014). A influência da orogênese Pan-Africana – Brasiliana no DZT é

caracterizada por intenso magmatismo associado aos seus subdomínios (com destaque para a faixa Alto Pajeú), e forte tectônica transpressional representada pelas zonas de cisalhamento Pernambuco e Patos e suas ramificações (Van Schmus et al., 2003; Oliveira, 2008).

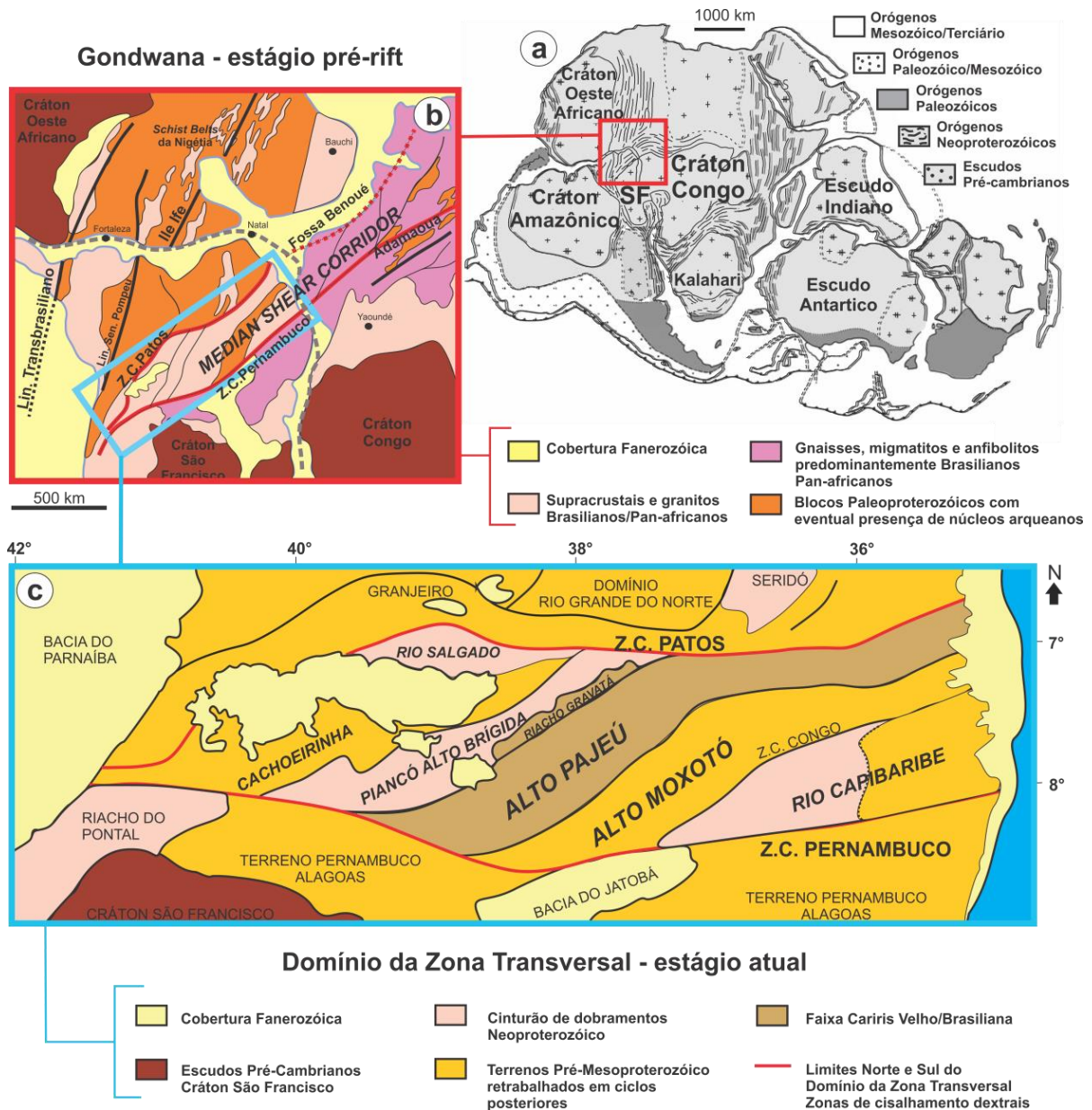


Figura 1.1 – Evolução e compartimentação tectônica do Domínio da Zona Transversal da Província Borborema, adaptado de (a) Gray et al 2008 ; (b) Santos et al 2014; (c) Brito Neves et al 2016.

Ao longo das últimas décadas foram realizados vários estudos geológicos na Zona Transversal da Província Borborema, destacando-se trabalhos de mapeamento geológico das folhas que integram o DZT, promovidos por universidades e Serviço Geológico do Brasil. Foram também realizados estudos de

evolução crustal com base em dados isotópicos do DZT (dos Santos et al. 2004; Brito Neves et al., 2005; Sampaio, 2005, Beurlen et al., 1992, Caixito et al., 2016, entre outros); além da utilização de métodos geofísicos diversos para realizar estimativas de espessura crustal (Assumpção et al. 2013; Lima et al., 2014), profundidade da superfície Curie (Correa et al., 2016) e na identificação de feições estruturais (Oliveira, 2008; Medeiros et al., 2011, Camacho e Sousa, 2017, Padilha et al., 2017). Vários pesquisadores tem se dedicado ao estudo dos processos envolvidos na identificação de mineralizações importantes, como Ni-Cu (Mota-e-Silva et al., 2013), Fe-Ti ± V ± Co (Lima et al., 2016), Cu-Fe-Au - IOCG (Huhn et al., 2011), em diferentes terrenos do DZT. Também merecem menção trabalhos contendo relevantes revisões sobre a geologia da Zona Transversal (Barbosa, 2008; Miranda, 2010; Sial e Ferreira, 2015).

Apesar dos avanços na compreensão da geologia do DZT, o entendimento da sua história tectônica e caracterização do arcabouço estrutural ainda necessitam de dados que adicionem mais informações de geologia de subsuperfície para correlação com a cartografia geológica atual. Nesse sentido, a inversão 3D de dados magnéticos e a sua integração com informações geológicas e dados geofísicos de diferentes métodos pode permitir a análise da continuidade, em subsuperfície, das principais estruturas da região. Seja por meio da identificação das estruturas regionais e estimativa de espessura crustal, seja por meio da identificação de assinaturas geofísicas que possam ser relacionadas a intrusões vulcânicas e processos metassomáticos, a interpretação desses dados auxilia na compreensão da história geológica da região. Os resultados de investigações desta natureza têm se mostrado valiosos, tanto no que diz respeito a reconstrução da arquitetura do terreno quanto à aplicação desses conceitos na exploração mineral (Elis et al., 2012; Barbora e Pereira, 2013; Aisengart, 2015; entre outros). A aplicação desses métodos difere do mapeamento geológico tradicional porque utiliza de dados geofísicos como ferramenta para interpretação de relações geológicas e estruturais, permitindo que sejam modeladas em duas ou três dimensões. Outro ponto relevante é a interpretação da arquitetura crustal para profundidades significantes. Em virtude desse grande potencial do uso da inversão 3D para a pesquisa geológica regional, o enfoque principal deste projeto consiste na interpretação e modelagem geológica de dados geofísicos, com o intuito de interpretar o arcabouço estrutural da área de

estudos e contribuir para o entendimento da evolução geotectônica da Província Borborema.

1.2. Objetivos

O objetivo central deste projeto é realizar uma modelagem geológico-geofísica 3D da Zona Transversal, a partir da inversão de dados aeromagnéticos e a sua integração com demais dados geofísicos disponíveis. Objetiva-se interpretar as principais estruturas presentes na região e contribuir para a compreensão da arquitetura desse domínio.

Para tanto, os objetivos específicos incluem:

- Caracterizar os limites dos diferentes domínios tectônicos por meio da interpretação dos diferentes produtos derivados de dados aerogeofísicos, gravimétricos orbitais e informações geológicas pré-existentes;
- Mapear a distribuição espacial das rochas vulcânicas ultramáficas, máficas e félsicas por meio de produtos derivados de dados magnéticos e gamaespectrométricos;
- Integrar os modelos produzidos com demais levantamentos geofísicos em escala regional disponíveis na literatura, com vistas a uma análise integrada, e elaboração de modelo geotectônico.

1.3. Localização das áreas de estudo

A área de pesquisa está localizada na porção central do nordeste brasileiro, abrangendo parte dos estados de Pernambuco, Paraíba e o sul do Ceará, conforme indicado na figura 1-2. Dentro dessa área, foram selecionadas duas janelas, visando à realização da inversão 3D utilizando o algoritmo MVI (Magnetization Vector Inversion) com maior resolução espacial:

- **janela A** (150 x 50 km) - contendo trecho do lineamento Patos em região ao sul do estado do Ceará, e abrangendo limite entre terrenos, além de uma importante mineralização de Cu-Fe-Au (tipo IOCG) no município de Aurora-CE (Figura 1-2a);
- **janela B** (145 x 105 km) contendo trecho do lineamento Pernambuco e zonas de cisalhamento Congo-Cruzeiro do Sul, no sudeste do estado de Pernambuco, também abrangendo o depósito de Ni-Cu de Limoeiro-PE (Figura 1-2b).

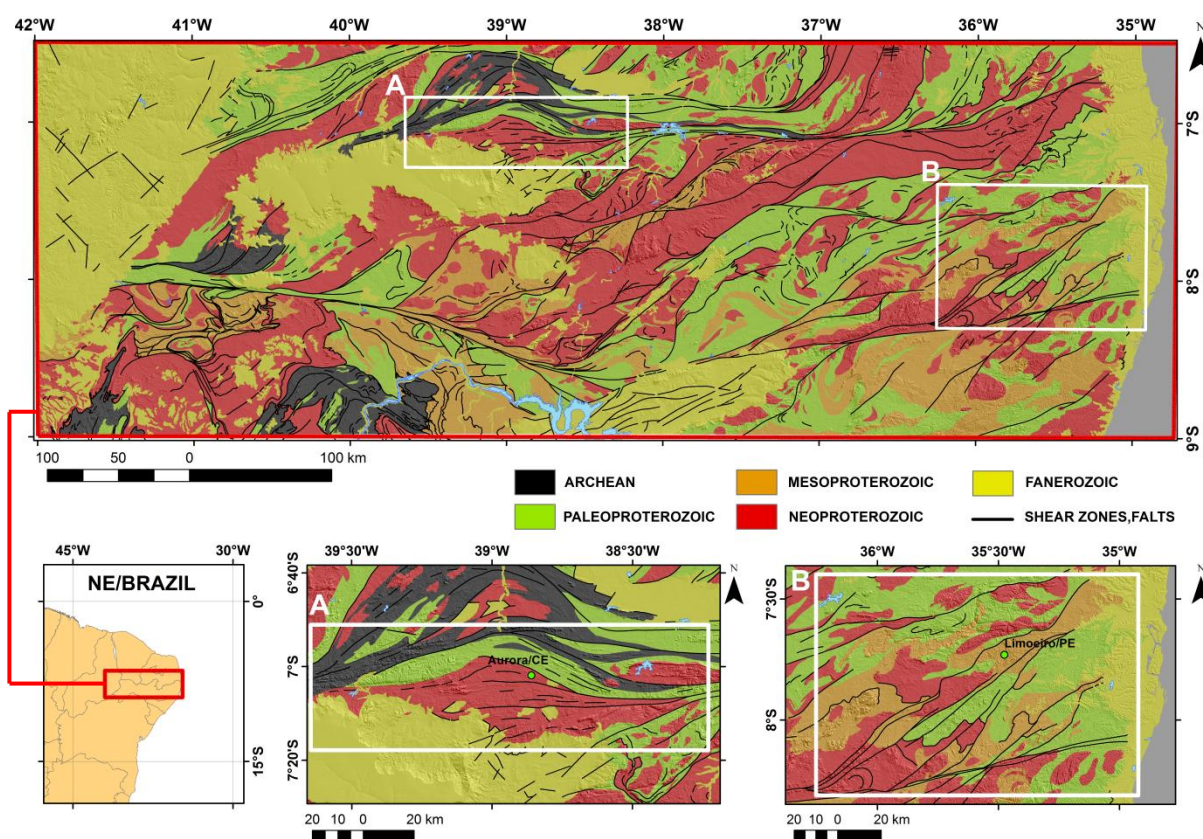


Figura 1.2 – Mapa da área de estudos, gerado sobre modelo digital de elevação de terreno a partir de dados SRTM (*Shuttle Radar Topographic Mission*), onde também é apresentada a localização das duas janelas de pesquisa: janela A - situada na parte norte da área de estudos, contendo, entre outros, o município de Aurora-CE, e trecho do lineamento Patos; janela B - situada na parte norte da área de estudos, contendo, entre outros, o município de Limoeiro-PE, e trecho do lineamento Pernambuco.

1.4. Materiais e Métodos

1.4.1. Aerogeofísica

Os dados aerogeofísicos utilizados neste estudo fazem parte da base de dados de aerolevantamentos da CPRM – Serviço Geológico do Brasil, referentes aos projetos Pernambuco-Piauí - 2006, Borda Leste do Planalto da Borborema - 2008, PB/RN/PE/CE - 2010 e Centro-Sudoeste do Ceará – 2010, os quais foram integrados para a geração dos mapas geofísicos (Figura 1-3). A bordo de aeronaves foram acoplados sensores magnéticos e radiométricos, e planejados voos sobre as áreas de estudo com espaçamento entre as linhas de voo (direções N-S) e de controle (direções E-W) de 0.5 km e 10 km, respectivamente, e altura média de voo de 100 m sobre o terreno. Atualmente o Serviço Geológico tornou público o acesso a toda a sua base de dados aerogeofísicos e respectivos relatórios dos projetos, disponíveis em <http://geosgb.cprm.gov.br/>.

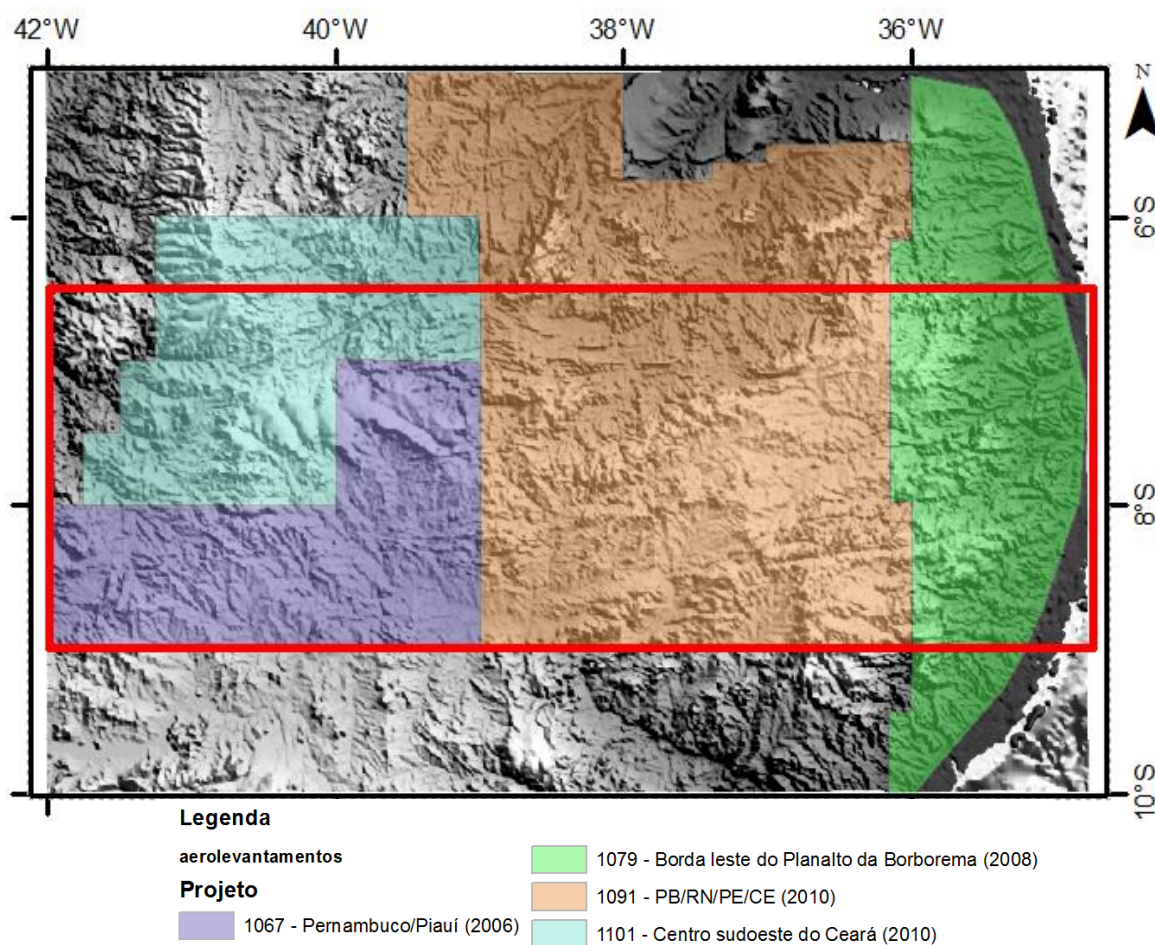


Figura 1.3 – Localização dos projetos aerogeofísicos: Pernambuco-Piauí (2006); PB/RN/PE/CE (2010); Borda Leste do Planalto da Borborema (2008); e Centro-Sudoeste do Ceará (2010), dentro da área de pesquisa.

1.4.1.1. Gamaespectrometria

A bordo de todas as aeronaves foram acoplados gamaespectrômetros EXPLORANIUM, modelo GR-820, de 256 canais espectrais (Figura 1-4). Cada sistema de detecção voltado para baixo (*downward looking*) é constituído por três conjuntos de cristais de iodeto de sódio dopado com Tálcio (NaI(Tl)), sendo dois de 1024 polegadas cúbicas e um de 512 polegadas cúbicas, totalizando um volume de 2.560 polegadas cúbicas. O sistema detector voltado para cima (*upward looking*) é constituído por dois cristais de 256 polegadas cúbicas, totalizando 512 polegadas cúbicas, e sua função é monitorar as radiações decorrentes da influência do radônio presente na atmosfera, captado na faixa energética do canal do urânio (1.66 a 1.86 MeV). As leituras dos gamaespectrômetros são realizadas a cada 1 segundo representando medições a intervalos de 78 metros no terreno, aproximadamente.



Figura 1.4 – Sistema de aquisição de dados radiométricos montado a bordo de uma das aeronaves utilizadas nos aerolevantamentos. Em evidência o gamaespectrômetro digital da marca EXPLORANIUM, modelo GR-820. As caixas vermelhas, detectores *downward* e *upward*, contêm os cristais de iodeto de sódio dopado com Tálcio (NaI(Tl)).

1.4.1.2. Magnetometria

O magnetômetro utilizado nos aerolevantamentos contém um sensor de vapor de césio tipo *stinger* acoplado à cauda da aeronave (Figura 1-5). Esse sensor é orientado conforme os parâmetros do campo magnético da Terra, incluindo a força do campo (campo total), inclinação (ângulo do campo da Terra em relação à superfície da Terra) e declinação (ângulo entre o norte magnético e o norte verdadeiro ou geográfico), de modo que a sua orientação forneça o sinal máximo e o melhor desempenho - relação sinal-ruído do sensor - em função da orientação e direção da pesquisa. O campo total na área de estudo tem intensidade aproximada de 25000 nT, e inclinação e declinação magnéticas estimadas em -22.3° e -25.5° , respectivamente. As leituras do magnetômetro foram realizadas a cada 0.1 segundo o que equivale dizer que, para a velocidade média de 280 km/h da aeronave, houve uma leitura a cada 7.8 metros de terreno.

Para monitorar o nível de ruído e a variação diurna do campo geomagnético, foram utilizados, em solo, magnetômetros de prótons tipo *Overhouser*, fabricante GEM Systems - modelo GSM-19, com resolução de 0.01 nT.

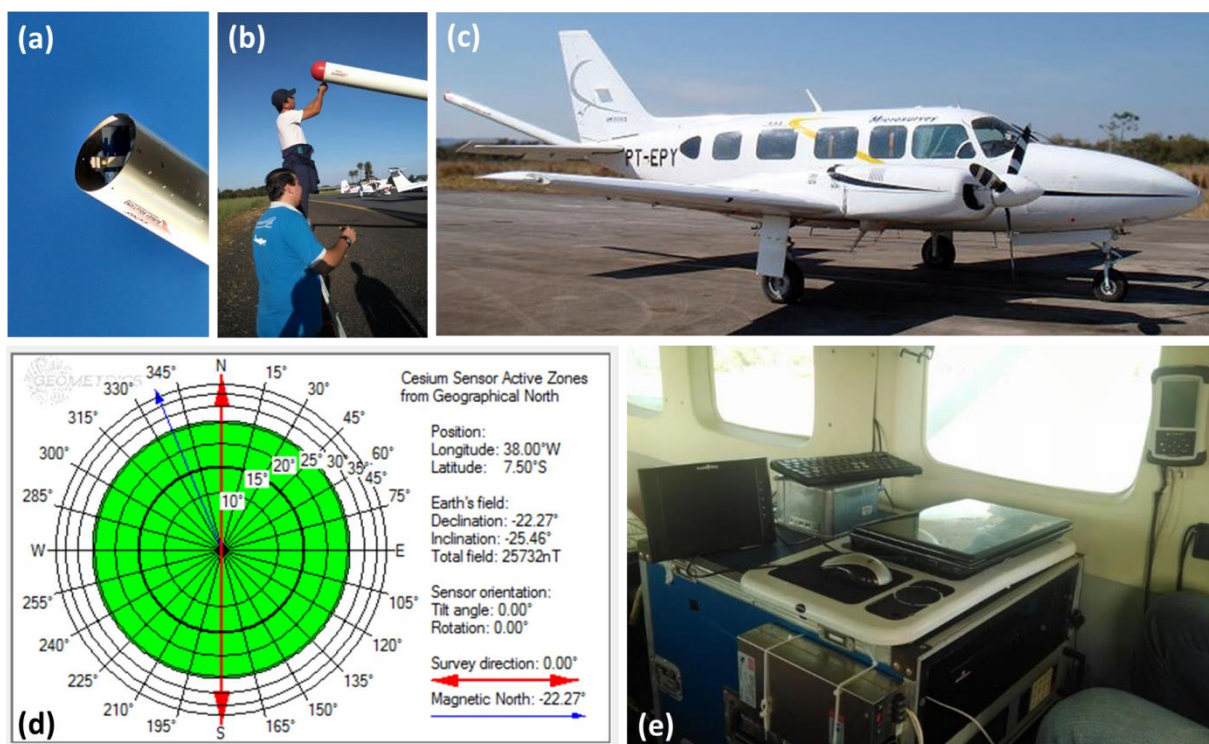


Figura 1.5 – Sistema de aquisição de dados aeromagnéticos tipo *stinger*, contendo: (a,b,c) um sensor de vapor de césio, modelo Geometrics G-822-A, acoplado na cauda da aeronave; (d) sistema indicando melhor orientação do sensor, conforme os parâmetros do campo magnético da Terra (*software* CZAS – Geometrics). Valores de sinal (verde) menores que 15° indicam que não há condições de operação para uma dada posição do sensor; (e) unidade de armazenamento de dados (canto superior direito), conectada ao sensor G-822-A na cauda e aos sistemas de navegação.

1.4.3. Dados Gravimétricos

1.4.3.1. Modelo gravimétrico digital WGM2012

Com o intuito de observar a correlação entre as anomalias gravimétricas regionais e os principais terrenos do DZT, foram utilizados dados gravimétricos do modelo gravimétrico digital WGM2012, o primeiro lançamento de *grids* e mapas de alta resolução das anomalias de gravidade da Terra (Bouguer, isostática e *free-air*), calculado em escala global. Esse dado é fornecido pelo *Bureau Gravimétrique Internacional* (BGI) no âmbito de colaborações com organizações internacionais de pesquisa. As anomalias de gravidade do WGM2012 são derivadas dos modelos globais EGM2008 e DTU10 e incluem correções topográficas de resolução 1'x1' derivadas do modelo ETOPO1 (Balmino *et al.*, 2011, Bonvalot *et al.*, 2012). A Figura 1-6 indica a cobertura espacial do dado gravimétrico orbital. O BGI disponibiliza acesso livre à sua base de dados gravimétricos por meio do endereço eletrônico

<http://bgi.obs-mip.fr>. O mapa de anomalias Bouguer foi obtido através da interpolação, por mínima curvatura, dos dados gravimétricos em uma malha regular.

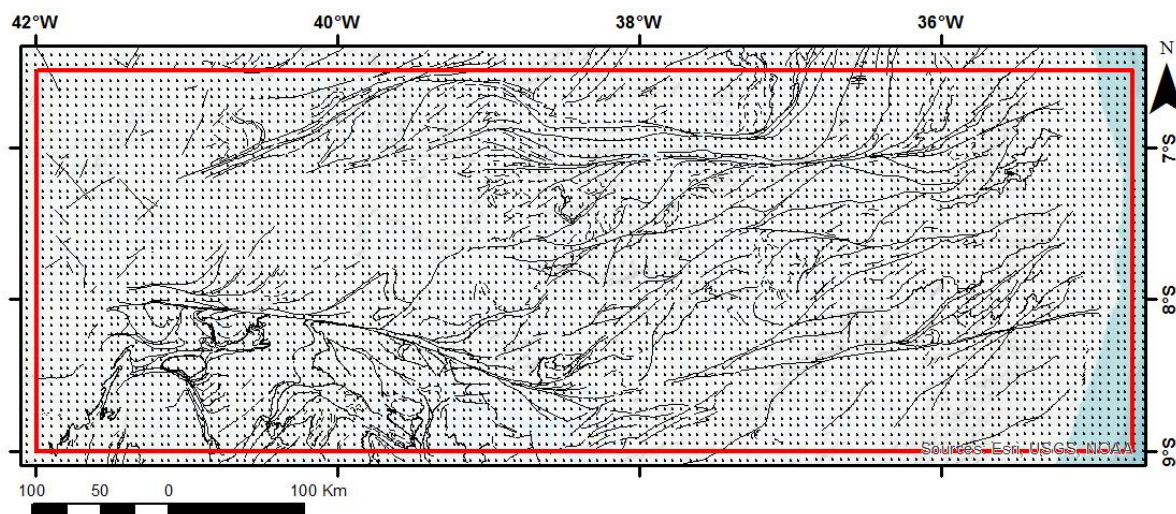


Figura 1.6 – Grade digital do modelo gravimétrico WGM2012, derivadas dos modelos globais EGM2008 e DTU10 (5'x5') com resolução espacial de 1'x1' derivada do modelo ETOPO1 (Balmino et al., 2011).

1.4.4. Base cartográfica

A base cartográfica consultada neste trabalho é composta por mapas de integração regional de dados geológicos produzidos pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM) em escalas 1: 1.000.000 e 1: 500.000 (Gomes et al., 2001; Santos et al., 2002; Cavalcante et al., 2003). Os mapas foram utilizados como conjunto de arquivos vetoriais para processamento em ambiente SIG (Sistema de Informações Geográficas). Também foram levados em consideração os mapas geológicos e seções geológicas, presentes em diversos trabalhos citados nas referências, como forma de auxílio à interpretação dos mapas geofísicos e modelos gerados neste trabalho.

1.4.5. Integração de dados geofísicos

Com o propósito de realizar uma análise integrada em diferentes escalas que permita a interpretação da evolução tectônica da região de estudos, foi reunida uma base de dados contendo: seção de sísmica de refração profunda NW-SE da Província Borborema, que secciona a parte leste da Zona Transversal (Lima et al., 2014); distribuição dos sismos na Província Borborema e estimativa da espessura crustal via função do receptor (Assumpção et al. 2013); perfil magnetotelúrico realizado desde a Bacia do Parnaíba, no Piauí, até o terreno Alto Pajeú, no DZT

(Padilha et al., 2016); estimativa da superfície Curie para a Província Borborema a partir de dados magnetométricos (Correa et al., 2016); (Figura 1-7).

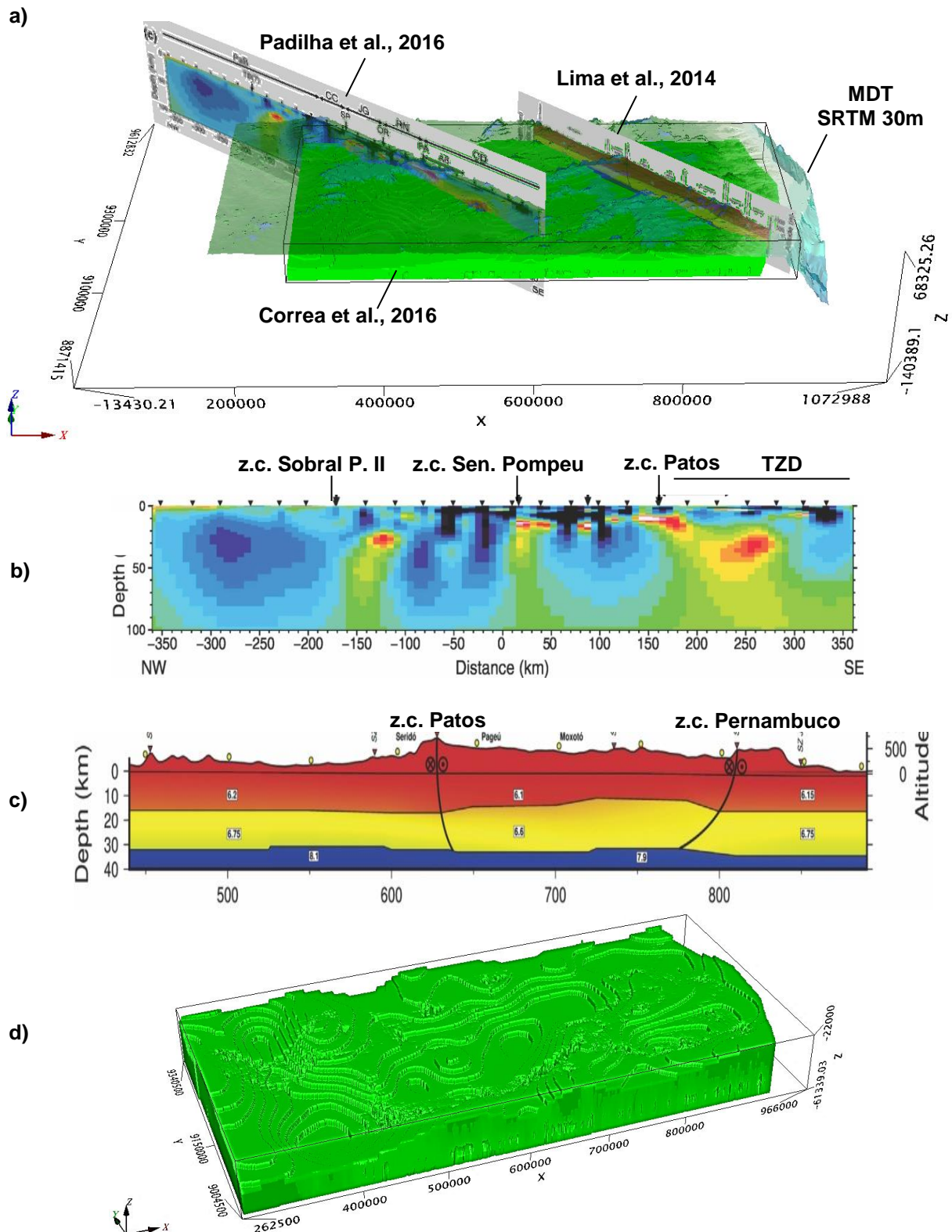


Figura 1.7 – Integração de dados dos principais levantamentos geofísicos a nível regional realizados no Domínio da Zona Transversal: (b) Perfil MT de Padilha et al. 2016; (c) Perfil velocidade onda P – Sísmica Refração profunda de Lima et al. (2014); (d) Modelo 3D da superfície Curie obtido a partir dos mapas 2D de Correa et al. (2016).

1.4.6. Compilação de dados geocronológicos

Com o propósito de verificar a correlação entre idades de rochas e os padrões/assinaturas dos diferentes domínios gamaespectrométricos do DZT foram compilados e espacializados vários dados de geoquímica isotópica, Sm-Nd, U-Pb e Ar-Ar, disponibilizados na literatura por diversos pesquisadores (Mariano et al., 2001; dos Santos et al. 2004; Brito Neves et al., 2005; Sampaio, 2005; Rodrigues e Brito Neves, 2008; Brito Neves et al., 2009; Accioly, 2000, Santos et al., 2014, Neves et al., 2014, Sial e Ferreira, 2015, entre outros).

1.4.7. Dados do sensor SRTM

Foram utilizados dados de satélite da missão *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) 1 Arc-Second Global, com projeção geográfica datum WGS84 datum vertical EGM96, resolução espacial de 1 arc-segundo para cobertura global (~ 30 metros), para elaboração de modelo digital de terreno e uso integrado com imagens geofísicas.

1.4.8. Furos de sondagem – Prospecto Aurora/CE

Com relação ao prospecto tipo IOCG de Aurora-CE (Huhn et al., 2011), todos os testemunhos, descrição geológica e dados geoquímicos de 9 furos de sondagem foram cedidos pela Companhia Vale do Rio Doce ao Serviço Geológico do Brasil - CPRM. Foram selecionados 4 furos de interesse e realizadas leituras de susceptibilidade a cada 60 cm (Figura 1-8).

Foi utilizado um susceptímetro portátil modelo KT 10, com resolução de 1×10^{-6} SI (min: 0.001×10^{-3} ; max: 1999.99×10^{-3} SI) e frequência de operação de 10 kHz. Também foram extraídas amostras para medir a sua densidade relativa, onde foi utilizada uma balança digital de precisão, e feitas medidas com amostra seca e saturada.

No contexto do processamento de dados geofísicos, essas informações se configuram como base para o entendimento das respostas geofísicas e importante parâmetro de entrada para processos de modelagem, direta e inversa, de dados potenciais. Os resultados obtidos foram correlacionados com os dados magnéticos para auxiliar na interpretação de um dos modelos MVI gerados.

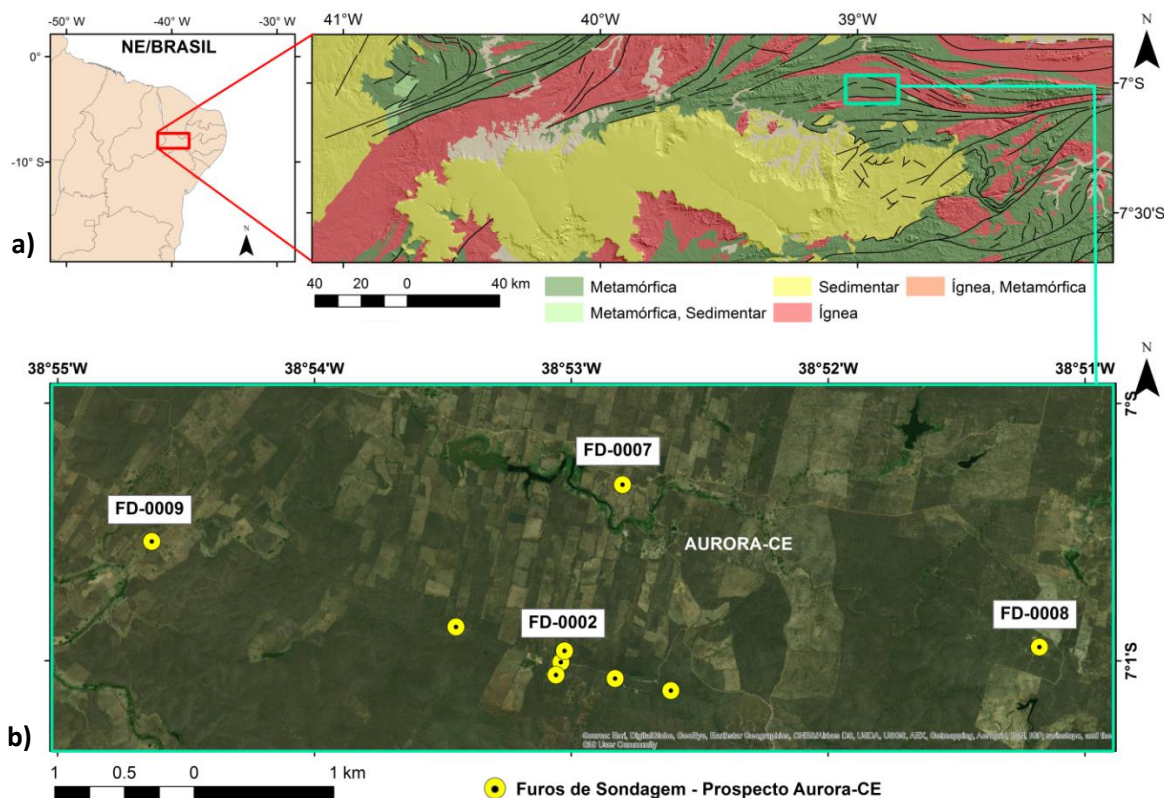


Figura 1.8 – Figura indicando (a) a área do prospecto no município de Aurora-CE, dentro do contexto da zona de cisalhamento Patos, na Zona Transversal e (b) localização dos furos de sondagem realizados pela VALE, em 2011.

1.4.9. Processamento de dados gamaespectrométricos – Técnicas de realce

Foi efetuada uma pré-filtragem nos dados gamaespectrométricos deste projeto a fim de se filtrar dados espúrios, atribuindo-se como *nulo* os valores negativos dos canais de potássio (K), urânio (eU) e tório (eTh), uma vez que esses corresponderam a menos de 3% do total dos dados da área. Os canais K, eU, eTh foram interpolados pelo método bidirecional, com célula de $\frac{1}{4}$ do espaçamento das linhas de voo, o que corresponde a 125 metros.

O mapa de percentual de potássio fornece indícios para a identificação tanto de regiões com alto teor de potássio, devido à composição mineralógica das rochas (por exemplo, em uma região de forte presença de rochas graníticas) quanto a presença de processos erosivos, uma vez que o potássio é um elemento altamente móvel, estando também presente em taludes, colúvios e aluviões, derivados de rochas ricas em potássio. O mapa de ppm de tório e urânio indicam uma estimativa de concentração desses radioelementos na região. São medidas equivalentes, uma vez que não são leituras diretas do elemento químico pai, mas de um dos elementos químicos filhos, pertencentes às suas respectivas séries de decaimento radioativo,

razão de frequentemente estarem grafados como eTh ou eU (a letra e significa “equivalente”). O mapa da distribuição do urânio apresenta maior nível de ruído entre os três mapas dos radioelementos. São várias as causas disso: ^{238}U pode ser lixiviado para ^{234}U e vice-versa; ^{230}Th e ^{226}Ra podem ser removidos da série de decaimento; ^{222}Rn (gás radônio) pode escapar das rochas e solos para a atmosfera. O Tório, por ter menor mobilidade entre os três radioelementos, é normalmente interpretado como uma espécie de indicador litológico.

Um dos mapas geofísicos mais utilizados em mapeamento básico e pesquisa mineral é a composição ternária RGB entre os três radioelementos (K, Th, U), com o potássio no canal do vermelho, tório no canal verde e urânio no canal azul. A vantagem desse mapa é possibilitar a visualização da distribuição dos três radioelementos numa área, de forma simultânea, possibilitando interpretações sobre a presença e contraste de cada um desses elementos no meio e quais litologias estariam associadas às suas concentrações espaciais.

Outros produtos geofísicos muito utilizados são os mapas de razões entre os radioelementos. As variações nas concentrações dos radioelementos podem ser realçadas através da aplicação de razões entre os canais. Como existe alta correlação entre os canais, as razões frequentemente mostram feições sutis que não são aparentes quando esses dados são analisados isoladamente.

1.4.10. Processamento de dados magnetométricos

Foi aplicada a remoção do *International Geomagnetic Reference Field* (IGRF) aos dados, resultando em um canal com as anomalias magnéticas crustais. O método de interpolação bidirecional foi utilizado para interpolação dos dados, com célula de um quarto do espaçamento entre as linhas de voo (125×125 m). Esse método é amplamente aplicado a dados adquiridos de forma orientada, pois esse interpolador reforça as tendências perpendiculares à direção das linhas de voo, diminuindo a presença de ruídos no dado. O grid resultante representa o campo magnético anômalo (CMA), o qual foi filtrado para remoção de ruídos relacionados à direção de voo por meio da aplicação do filtro cosseno direcional, com azimute $\alpha = 0$, paralelo à linha de voo.

Devido à baixa latitude magnética e a forte remanência na região, optou-se por não realizar a redução ao polo, mas trabalhar com outros produtos derivados do CMA que tenham menor grau de dependência em relação à inclinação e declinação

magnéticas. A partir do *grid* do campo magnético anômalo calculou-se os gradientes nas direções x , y , z , (cuja unidade é nT/m) com o intuito de ressaltar lineamentos e contatos. Em seguida, foi obtido o gradiente horizontal total (GHT), cujo efeito é um realce que provoca máximos nas bordas e mínimos relativos nos centros dos corpos anômalos (Cordell e Graunch, 1985).

A amplitude do sinal analítico (ASA) (Nabighian, 1972; Roest et al., 1992) é obtida pela raiz quadrada da soma dos quadrados dos três gradientes ortogonais — derivados do campo magnético nas direções x , y , z . Essa técnica de realce maximiza a amplitude nas bordas, com mínimos relativos nos centros dos corpos causadores das anomalias magnéticas (Ferreira et al., 2010). Discussões sobre o grau de independência da ASA em relação à inclinação magnética são encontradas em diversos trabalhos, avaliando que a ASA é uma boa alternativa em relação à redução ao polo para regiões de baixas latitudes ou em terrenos onde há forte magnetização remanente (Keating e Pilkington, 2004; Verduzco et al., 2004; Li, 2006; Ferreira et al., 2010). O conjunto de imagens geradas foi utilizado de forma integrada para a interpretação dos principais lineamentos magnéticos presentes na área de estudo.

1.4.11. Momento magnético e a Inversão do vetor de Magnetização

As técnicas de inversão 3D de dados geofísicos tem como foco a estimativa de parâmetros físicos, a partir dos dados observados, com o intuito de modelar uma distribuição de certa propriedade física em subsuperfície que tenha significado geológico e que também seja capaz de produzir as anomalias geofísicas observadas em 2D. Para a apresentação do método de inversão utilizado neste projeto faz-se pertinente apresentar, brevemente, os princípios físicos envolvidos na interação de um campo magnético e um dado material, ou seja, no efeito que um campo magnético ocasiona na distribuição de momentos de dipolo magnético que representam um dado material em um meio.

Como exemplo inicial, imaginemos um átomo contendo um núcleo positivamente carregado e orbitado por cargas negativas (elétrons) em torno dele. Podemos observar sem maiores dificuldades que um elétron orbitando em grande velocidade o núcleo forma uma espira de corrente, a qual possui um momento dipolo magnético \mathbf{m} característico, perpendicular ao seu plano, e cuja intensidade é igual

ao produto da corrente equivalente I de um elétron pela área A limitada pela espira. Quando essa espira de corrente é colocada na presença de um campo magnético externo B , um torque é produzido e tende a alinhar o momento da espira com o campo magnético externo (Figura 1-9). Além disso, há a contribuição do momento angular gerado pelo próprio spin do elétron, o qual não será detalhado aqui.

Estendendo essa análise, podemos imaginar os vários átomos de um dado material formando diversas dessas espiras, agrupadas, de modo a formar domínios magnéticos num determinado corpo. Domínios magnéticos são regiões em um material dentro da qual todos os átomos têm em média o mesmo alinhamento magnético, comportando-se como uma espécie de imã.

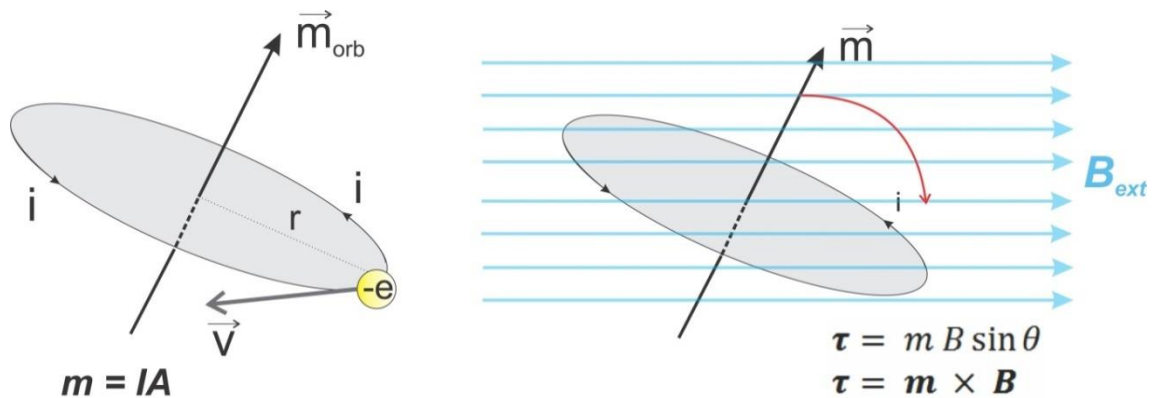


Figura 1.9 – A órbita de um elétron em torno do núcleo faz surgir um momento dipolo magnético orbital. Na presença de um campo externo esse dipolo sofre um torque, no sentido de alinhar o momento dipolo magnético com o campo magnético externo aplicado.

Faz-se pertinente utilizar o conceito de momento dipolo magnético por unidade de volume (M), ou seja, a medida do grau magnetização de um dado volume de material, em amperes por metro. Também chamada de magnetização, M é uma grandeza vetorial que tem um papel semelhante à polarização P na eletrostática.

O vetor de magnetização relaciona-se com uma propriedade física importante, a susceptibilidade magnética, que tem como significado traduzir o grau de magnetização de um material em resposta a um campo magnético aplicado. A susceptibilidade magnética, representada pelo símbolo χ , se relaciona com a magnetização (M) e o campo magnético (H) conforme equação abaixo.

$$M = \chi H \quad (3)$$

Onde \mathbf{M} é a magnetização do material, medida em amperes por metro, e \mathbf{H} é a intensidade do campo magnético, também medida em amperes por metro. O termo χ é adimensional. A indução magnética \mathbf{B} se relaciona com \mathbf{H} , onde μ é a permeabilidade magnética do meio.

$$\mathbf{B} = \mu\mathbf{H} \quad (4)$$

Na presença de um campo magnético externo, um material pode se tornar magnetizado, isto é, pode ocorrer um alinhamento de seus domínios magnéticos ao longo da direção desse campo magnético externo (Figura 1-10). Essa interação é resultado da combinação do momento angular orbital e do momento angular de spin do elétron. Contudo, nem todo material se comporta da mesma maneira. A forma como ocorre a combinação entre esses momentos angulares é que determina como o material irá se comportar na presença de um campo magnético externo.

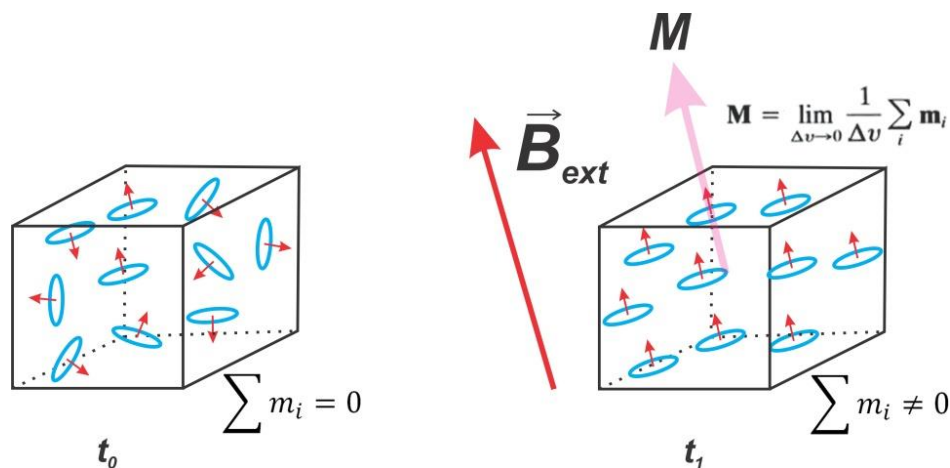


Figura 1.10 – regiões ou domínios magnéticos em um volume, representados por setas indicando a direção dos momentos de dipolo magnético sem e com a presença de um campo magnético externo.

Nesse sentido, podemos classificar os materiais em termos de suas propriedades magnéticas (Figura 1-11) de acordo com os seguintes tipos:

1) Paramagnetismo - distribuídos de forma desemparelhada, os dipolos magnéticos (orbitais e de spin) experimentam um torque que tende a alinhá-los paralelamente ao campo magnético externo. Materiais com essa característica possuem uma permeabilidade magnética relativa ligeiramente maior que 1 e pequenos valores positivos de susceptibilidade magnética (p.ex.: alumínio $\mu_r = 1.00000036$; $\chi = 2.1 \times 10^{-5}$), e se comportam de modo que seus momentos magnéticos fiquem paralelos às

linhas do campo magnético externo. Quando o campo magnético externo é retirado, os dipolos magnéticos do material paramagnético voltam à sua configuração original, desalinhados de modo a tornar nulo o momento dipolar resultante;

2) Diamagnetismo - Materiais diamagnéticos não possuem magnetização mensurável, mas tendem a se magnetizar em direção oposta ao campo magnético externo aplicado. Materiais desse tipo possuem uma permeabilidade relativa um pouco menor que 1 e pequenos valores negativos de susceptibilidade magnética (p.ex.: cobre $\mu_r = 0.999991$; $\chi = -9.7 \times 10^{-6}$), Quando o campo magnético externo é retirado, os dipolos magnéticos do material diamagnético retornam à sua configuração original, de modo a novamente tornar nulo o momento dipolar resultante. Em razão desse comportamento, esse tipo de material não é atraído por ímãs. Outros exemplos são o mercúrio, o ouro, o bismuto, o chumbo e a prata.

3) Ferromagnetismo - São elementos que possuem uma permeabilidade relativa muito maior que 1 e valores elevados de susceptibilidade magnética, (p.ex. ferro ($\mu_r = 30$ a 800), o níquel ($\mu_r = 50$) e o cobalto ($\mu_r = 60$)) Tem como característica o forte alinhamento de seus momentos magnéticos na direção de um campo magnético externo aplicado, oferecendo um caminho preferencial para as linhas de indução magnética (**B**). Quando o campo externo é retirado, os dipolos ainda permanecem alinhados por alguns instantes.

4) Antiferromagnetismo - São materiais que possuem um alinhamento dos momentos magnéticos na mesma direção e com igual intensidade, mas em sentidos opostos, de forma a anular a magnetização total. Em geral, materiais desse tipo apresentam pequenos valores positivos de susceptibilidade magnética e uma permeabilidade relativa ligeiramente maior que 1. Quando na presença de um campo magnético externo muito intenso os dipolos magnéticos tendem a alinhar-se na direção e no sentido do campo externo. Um exemplo de material antiferromagnético a hematita (Fe_2O_3 com magnitude de χ entre 10^{-4} e 10^{-2}).

5) Ferrimagnetismo - São materiais que possuem momentos de dipolo permanentes, com alinhamento anti-paralelo mas com intensidades distintas, o que resulta numa magnetização resultante não nula. Os momentos de dipolo magnético desse tipo de material, quando na presença de um campo magnético externo, alinham-se na direção e sentido do campo aplicado. Depois de removido o campo externo, o efeito tende a continuar no material, gerando um tipo de magnetização permanente, ou remanescente. Entre os materiais ferrimagnéticos estão as ferritas $M\text{Fe}_2\text{O}_4$, onde M ,

pode ser Ni, Co, Cu, Mn, Mg, representando, em geral, um íon metálico ou uma mistura de íons metálicos. Outros exemplos são os minerais ilmenita (FeTiO_2) e magnetita (Fe_3O_4), esse último tendo papel central na magnetização medida em solos e rochas.

Uma propriedade física que tem forte influência nas propriedades magnéticas dos materiais, e por isso merece destaque, é a temperatura. Sabe-se que o aumento da temperatura implica em aumento da entropia, em outras palavras, o grau de agitação dos átomos de um material. Para os materiais ferromagnéticos e ferrimagnéticos, os movimentos dessa natureza atuam contra o acoplamento entre momentos de dipolo adjacentes, causando um desordenamento dos momentos dipolo magnético internos, independente da direção e intensidade do campo externo aplicado. Isso resulta numa diminuição da magnetização para esses materiais. Essa magnetização seria máxima a 0 K e cai gradualmente com a temperatura, até que, na temperatura de Curie, cai para zero. Nessa temperatura, os acoplamentos de *spins* são totalmente destruídos e o material perde a característica ferro ou ferrimagnética. As temperaturas Curie do ferro, do cobalto, do níquel e da magnetita são 768, 1120, 335 e 585 graus Celsius.

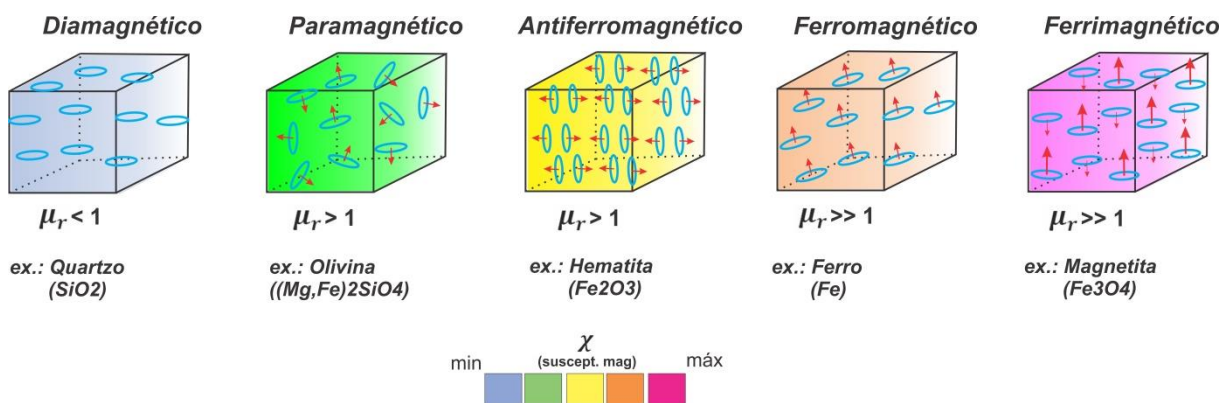


Figura 1.11 – Orientação dos momentos de dipolo magnéticos, em materiais com diferentes propriedades magnéticas, sem a presença de campo magnético externo. Cada tipo tem uma permeabilidade magnética relativa e susceptibilidade magnética que caracterizam o material.

Contudo, antes de nos preocuparmos com a concentração de minerais numa determinada rocha e tentarmos entender de que forma essa rocha se magnetizou – ou seja, se esta se comporta como um material paramagnético, diamagnético ou ferrimagnético – desejamos, a partir das medidas de campo magnético (**B**), estimar a

magnetização (**M**) que contribuiu para produzir aquela anomalia no campo magnético, ou seja, queremos imaginar que volume/corpo foi capaz de produzir aquela anomalia observada nos mapas magnetométricos de campo total (CMA).

Suponhamos que temos um grande volume de material magnetizado. O momento do dipolo magnético por unidade de volume é **M**. Qual a contribuição que esse objeto fornece para o campo magnético resultante, medido durante um aerolevanteamento? É possível realizar modelos geofísico-geológicos 3D, por meio da inversão de dados de magnetometria, que levem em conta essa propriedade física. A inversão 3D de dados magnéticos para tentar recuperar a distribuição da susceptibilidade magnética tem sido bastante utilizada na exploração mineral durante a última década. No entanto, a incerteza na direção de magnetização limitou o uso desta técnica quando uma remanência significativa está presente na área de estudos (Li et al., 2010). É necessário ponderar sobre um aspecto importante relacionado ao vetor de magnetização: considerar que um volume em subsuperfície tem duas fontes principais de magnetização, M_i (induzido) e M_r (remanente):

$$\mathbf{M} = \mathbf{M}_i + \mathbf{M}_r \quad (5)$$

A inversão 3D de susceptibilidade convencional assume que não há magnetização remanente e que a magnetização induzida está na mesma direção do campo magnético da Terra. Contudo, esse pressuposto não é sempre válido. Outros fatores ignorados numa inversão de susceptibilidade tradicional são a anisotropia magnética, efeito de desmagnetização e perturbações no campo local geradas pela presença de anomalias magnéticas expressivas. Os efeitos não contabilizados, em especial a remanência, são muito mais relevantes do que se pensava anteriormente, e isso é parte da interpretação do campo magnético que não deve ser ignorada (McEnroe et al., 2009), principalmente quando se trabalha em regiões como o nordeste do Brasil, por exemplo, onde esses efeitos são bastante expressivos.

A inversão 3D do vetor de magnetização (VOXI 3D MVI) é um algoritmo computacional para o processamento de dados magnetométricos, destinado a gerar modelos 3D de distribuição de susceptibilidade e do vetor de magnetização, que levem em consideração os efeitos de magnetização induzida e remanente, sem a necessidade de um conhecimento prévio da direção ou intensidade da

magnetização remanente (Ellis et al, 2012; MacLeod e Ellis, 2013; Barbosa, 2013; Johnson e Aisengart, 2014; Aisengart, 2015).

O campo magnético no ponto r_j gerado por um volume V contendo uma magnetização \mathbf{M} , conforme equação (6) abaixo:

$$\mathbf{B}(r_j) = \nabla \int_V \mathbf{M}(r) \cdot \nabla \frac{1}{|\mathbf{r} - \mathbf{r}_j|} d\mathbf{r}^3 \quad (6)$$

A equação (6) mostra que o vetor de magnetização \mathbf{M} é o parâmetro a ser recuperado pela inversão do campo magnético.

Se o volume V contendo a magnetização \mathbf{M} é discretizado em v_k ($k = 1, 2, \dots, N$) volumes cada qual com uma magnetização \mathbf{m}_k constante, assumindo as componentes tridimensionais, a equação (6) pode ser reescrita conforme equação (7): o somatório da contribuição dos pequenos elementos de volume v_k , cada qual com as suas propriedades magnéticas χ e μr , que compõem o volume V .

$$\mathbf{B}_\beta(r_j) = \sum_{\kappa, \alpha}^{N, 3} \mathbf{m}_{\kappa, \alpha} \int_{v_\kappa} \partial_\alpha \partial_\beta \frac{1}{|\mathbf{r} - \mathbf{r}_j|} d\mathbf{r}^3 \quad (7)$$

Dado um conjunto de fontes \mathbf{m}_k ($k=1,2,\dots,M$), então \mathbf{B}_j é a anomalia de campo magnético predita nos pontos r_j ($j=1,2,\dots,M$). Os índices α, β na equação (7) indicam as componentes espaciais dos vetores. De forma generalista, pode-se reescrever a expressão anterior de maneira simplificada:

$$\mathbf{B} = \mathbf{Gm} \quad (8)$$

O problema da inversão do vetor de magnetização é resolver \mathbf{m} , para um dado \mathbf{B} . Para poder resolver este problema inverso, é necessário sujeitar \mathbf{B} às condições de regularização, uma vez que há a questão da não unicidade nas soluções e também que algumas dessas soluções obtidas podem ser sensíveis às perturbações nos dados, o que define a inversão desses dados geofísicos como um problema mal posto. Podem ocorrer também algumas adversidades adicionais decorrentes da presença de ruído, ou mesmo da escassez de informação e da discretização do modelo.

Ellis et al., (2012) descrevem matematicamente o método MVI e seu uso no software de inversão Geosoft VOXI, baseado na regularização de Tikohonov, para resolver o problema inverso para o vetor magnetização, pela minimização da diferença entre o campo calculado e o medido.

De acordo com o algoritmo desenvolvido por Elis et al. (2012), neste caso o problema inverso torna-se a solução para \mathbf{m} , em que:

$$\text{Min } \phi(\mathbf{m}) = \phi_D(\mathbf{m}) + \lambda\phi_M(\mathbf{m}) \quad (9)$$

$$\phi_D(m) = \sum_j^M \left| \frac{G_j m - B_j}{e_j} \right|^2 \quad (10)$$

$$\phi_D(m) = \sum_\gamma^3 |w_\gamma \partial_\gamma m|^2 + |w_0 m|^2 \quad (11)$$

$$\lambda : \phi_D(m) = \chi_T^2 \quad (12)$$

A equação 9, a função objetivo ϕ , traduz a soma do termo do dado ϕ_D (*misfit*) e do modelo ϕ_M (*model norm*) com o parâmetro de regularização de Tikohonov, λ (Figura 1-8). De maneira geral, uma função objetiva é uma equação a ser otimizada, dadas certas condições de contorno, e com variáveis que precisam ser minimizadas ou maximizadas usando técnicas de programação não-linear.

A equação 10 define o *misfit*, a função objetivo que representa o grau de desajuste entre os dados observados e os preditos, ou quão próximos estão os dados sintéticos, gerados a partir dos resultados, também se levando em consideração o erro associado a cada ponto, e_j .

A equação 11 é a função objetivo do modelo em termos do gradiente e amplitude do modelo, e os pesos w_γ , w_0 . A equação 12 é uma indicação de que o parâmetro de regularização λ é escolhido baseando-se num ajuste satisfatório do dado, em termos de χ^2 . A distribuição χ^2 é uma das distribuições utilizadas em estatística para avaliar quantitativamente a relação entre o resultado de um experimento e a distribuição esperada.

Em adição, outros vínculos podem ser adicionados ao modelo, como limites superior e inferior, por exemplo. Esses vínculos podem ser colocados em \mathbf{m} ,

conforme apropriado, para se atingir um determinado objetivo em estudos regionais ou de exploração mineral, por exemplo. Na inversão tradicional de dados magnéticos, a única propriedade física que costumava descrever um material magnético na terra era a susceptibilidade magnética. No entanto, a natureza das rochas é muito mais complexa e exige uma descrição mais geral das suas propriedades magnéticas. Com esta finalidade, Elis et al. (2012), introduziram em seu algoritmo o conceito de susceptibilidade anisotrópica, que generaliza a susceptibilidade escalar para um vetor susceptibilidade com três componentes (χ_x , χ_y , χ_z), com a amplitude da susceptibilidade anisotrópica representando a susceptibilidade escalar (Aisengart, 2015).

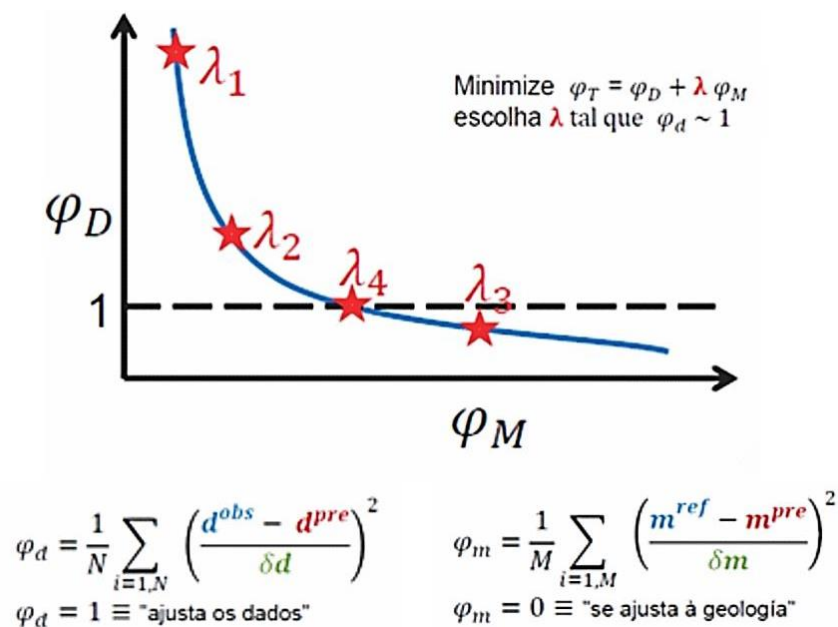


Figura 1.12 – Curva L de Tikohonov relaciona graficamente o grau de desajuste entre o dado predito e observado, e o modelo objetivo que melhor se ajusta ao contexto geológico, em uma curva onde cada ponto está relacionado a um parâmetro de regularização λ . A detecção do ponto de inflexão da curva L indica um valor apropriado do parâmetro de regularização (adaptada de Geosoft.com).

O termo *normal remanent magnetization* (NRM) é usado para descrever os vários tipos de magnetização remanente, o que inclui magnetizações químicas, detríticas, isotérmicas, termo-remanentes entre outras. Nas equações abaixo, a NRM é representada pelo vetor R, evidenciando sua contribuição para a magnetização. As unidades para o NRM são as mesmas do vetor magnetização, ou seja, A/m. NMR é representada como uma “pseudo-susceptibilidade” o que permite

adicioná-la a susceptibilidade anisotrópica para formar a susceptibilidade MVI (Ellis et. al 2012; Aisengart, 2015).

Portanto, o VOXI-MVI é baseado na susceptibilidade efetiva, o que inclui efeitos de magnetização anisotrópica e magnetização remanente (Ellis et al. 2012).

$$\mathbf{M} = (\chi\mathbf{H} + \mathbf{R}) \quad (13)$$

$$\mathbf{R} = \chi_R\mathbf{H} \quad (14)$$

$$\mathbf{M} = (\chi + \chi_R)\mathbf{H} = \chi_{MVI}\mathbf{H} \quad (15)$$

$$\chi_{MVI} = \begin{pmatrix} \chi_x^{MVI} \\ \chi_y^{MVI} \\ \chi_z^{MVI} \end{pmatrix} \quad (16)$$

As equações acima mostram como a susceptibilidade MVI se relaciona com o vetor magnetização, e é baseada na susceptibilidade “efetiva” (anisotrópica + remanente). Essas equações podem ser utilizadas para se estimar os parâmetros de inclinação e declinação da susceptibilidade efetiva de uma fonte baseada inteiramente na inversão do vetor de Magnetização de dados de levantamentos magnetométricos. Além da distribuição 3D do vetor de magnetização, o VOXI-MVI fornece a distribuição 3D da susceptibilidade efetiva conforme equações abaixo:

$$\chi_{MVI}^{perp} = \chi_{MVI} \perp \mathbf{H} \quad (17)$$

$$\chi_{MVI}^{proj} = \chi_{MVI} \cdot \mathbf{H} \quad (18)$$

$$Amp = \|\chi_{MVI}\| \quad (19)$$

As equações 17 e 18 representam, respectivamente, as componentes perpendicular e projetada da susceptibilidade magnética “efetiva” (anisotrópica + remanente), e a equação 19 representa a amplitude da susceptibilidade magnética, que é o resultado mais utilizado nas interpretações da inversão MVI, em conjunto com a distribuição 3D do vetor de magnetização.

1.5. Estrutura da Dissertação

Esta dissertação de mestrado, intitulada *Modelagem Geológico-Geofísica aplicada ao domínio da Zona Transversal – Província Borborema* foi desenvolvida no Instituto de Geociências da Universidade de Brasília sob a orientação e apoio da Professora Dra. Adalene Moreira Silva e co-orientação da Dra. Catarina Labouré B. Toledo, contando ainda com colaboração da Geofísica Sênior Geosoft Telma Aisengart. Esta dissertação está estruturada em três partes principais:

- A primeira apresenta uma introdução do projeto e justificativas para o desenvolvimento da pesquisa, bem como introduz os materiais, métodos utilizados e localização da área de pesquisa.
- A segunda parte está organizada em formato de artigo, em língua inglesa, e será submetido à revista indexada Qualis Capes A, intitulado “*3D Geological-Geophysical Modeling in Transversal Zone of the Borborema Province, Northeastern Brazil, and implications for the tectonic setting*”;
- Na terceira parte encontram-se as discussões e conclusões sobre os resultados obtidos, bem como referências e anexos.

2. 3D Geological-Geophysical Modeling in Transversal Zone, Northeastern Brazil, and implications for the tectonic setting

Frederico Ricardo Ferreira Rodrigues de Oliveira e Sousa^{1,2}; Adalene Moreira Silva²; Catarina Labouré Bemfica Toledo²; Telma Aisengart³

¹ CPRM – Serviço Geológico do Brasil – Fortaleza-CE, 60115-080, Brazil

² Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília-DF, 70910-900, Brazil

³ Geosoft Latinoamérica Ltda - Rio de Janeiro-RJ, 22290-031, Brazil

Abstract

The Transversal Zone domain (TZD) is a region located in Northeastern Brazil, limited north and south, respectively, by the Patos and Pernambuco shear zones. Features an amalgamation of the Paleoproterozoic Alto Moxotó subdomain, and Neoproterozoic terrains represented by the Piancó-Alto Brígida, Gravatá Riacho, Alto Pajeú and Rio Capibaribe subdomains, all transferred westwards through a huge network of EW and NE-SW shear zones. In order to obtain more information about the subsurface and to correlate with current geological cartography, high resolution airborne geophysical data (gamma-ray spectrometry and magnetometry) were used as a primary tool in the interpretation of subdomains, main geological features and rocks present in the region. The Magnetization Vector Inversion (MVI) was performed to recover the magnetization vector direction of the magnetic sources in the subsurface, and to correlate the distribution of the effective magnetic susceptibility with the main geological features in a 3D model. The inversion results confirmed a strong remanence in the area. The MVI algorithm, based on Tikhonov regularization, solved the inverse problem by estimating the subsurface distribution of the magnetization vector and effective magnetic susceptibility, making unnecessary the prior knowledge of local remanence magnetization. The results obtained provided a better understanding of the main structures at deep, and the location and geometry of known mineral deposits in this region have confirmed the results of inversion data. Pre-existing geophysical surveys on a regional scale were added to the maps and geophysical models generated in this project, aiming at geological-geophysical data integration on a regional scale. In the eastern portion of the TZD, the positive gradient of Bouguer anomaly, Curie surface elevation and seismic deep refraction data indicate crustal thinning. In the western portion the regional gravimetric low coinciding with Curie surface inclination, gamma-ray signatures of granitic terrain due to the high K-Th-U levels, and the presence of a conductivity anomaly in the MT data in

depth, with a dip to SE at depths around 40 km, indicate crustal thickening. Based on the interpretations of these results, a tectonic model was proposed, based on the hypothesis of terrains accretion in West Gondwana during Neoproterozoic orogenies.

Keywords: Transversal Zone domain, Airborne Geophysics, Magnetization Vector Inversion, Borborema Province

2.1 Introduction

The Transversal Zone Domain is a crustal segment that stands out from the Borborema Province (BP) terrains, Northeastern Brazil, for presenting an internal composition and structural trend (EW) different in comparison to the rest of Northeastern Brazil. It is formed by collage of Paleoproterozoic (Alto Moxotó subdomain) and Neoproterozoic terrains (Piancó-Alto Brígida, Riacho Gravatá, Alto Pajeú and Rio Capibaribe), connected through a network of EW and NE-SW transcurrent shear zones (Brito Neves et al., 2000). Dextral movement along the EW trending Patos and Pernambuco shear zones, which are the north and south boundaries of the Transversal Zone, respectively, resulted in counterclockwise rotation of these large crustal blocks. This structural framework in Northeastern Brazil shows a highly complex scenario and presents many similarities and continuities with the Pan-African structural provinces. They were clustered in West Gondwana, probably forming a large structural corridor, where the comparison between the Borborema and Central African provinces is recognized by the correlation between the Patos and the Garoua shear zones, and between the Pernambuco and Central Cameroon shear zones (Trompete, 1994; Brito Neves et al., 2001; Ngako et al. 2003; Van Schmus et al., 2008) (Figure 2.1).

The studies over the role of the Transversal Zone Domain in the tectonic evolution of West Gondwana, based on geological, geochemical and geophysical datasets, led to two main proposals. Mariano et al. (2001), Neves et al. (2006), Guimarães et al. (2012), among other authors, suggested an intracontinental tectonic model based on similar Paleoproterozoic ages found in the Rio Capibaribe subdomain and other sectors of the Borborema, Cameroon and Nigeria provinces, as well as in the São Francisco and Congo cratons. According to Neves et al. (2006), these results show the importance of the Transamazonian/Eburnean event and suggest that these tectonic units may have been part of a larger, single continental

landmass. On the other hand, there is the model of collisional tectonics during the Neoproterozoic orogenies, advocated by authors such as Brito Neves et al. (1995), Van Schmus et al. (1995), Kozuch, (2003), Santos et al. (2010), Araujo et al. (2013, 2014), Caxito et al. (2016), Padilha et al. (2016), among others, that involve oceanic closure and collision of continental blocks. According to Brito Neves et al. (2016), the fact that the Borborema Province is surrounded by large craton terrains does not obscure the participation of some basement segments, or perhaps even micro continents or micro plates inserted in the complex mosaic formed by the structural framework of the Borborema Province.

This accretionary terrain model for the Borborema Province evolution presents geological features which would characterize old active continental margins, in this case with evidences of retro-eclogites and ophiolite (Beurlen et al., 1992, Caixito et al., 2016) and Paleoproterozoic (Santos et al., 2014) and Ediacaran (Brito Neves et al., 2016) magmatic arcs. However, lack of evidence pointing to a lasting oceanic subduction in this region or to an intra-plate tectonism driven by far-field stresses reworking preexisting Archean-Paleoproterozoic crust, allied to the possibility of reworking/stretching of the lithosphere during the opening of the South Atlantic on the Cretaceous, indicates the importance of obtaining more information about the surface and subsurface geology of Borborema Province.

In this research project, high resolution airborne geophysical data (gamma-ray and magnetometry) belonging to the Brazilian Geological Survey (CPRM) database were used as a primary tool in the interpretation of land this terrain subdivision and identification of the main rocks present in the region. In order to produce a geological-geophysical 3D modeling of the Transversal Zone Domain, the Magnetization Vector Inversion (MVI) (Ellis et al, 2012) was performed over the whole study area and integrated with other geophysical surveys performed by other researchers. The MVI methodology has as precept the recovery of the subsurface magnetic susceptibility distribution with the purpose of determining geometry and depth of some covered magnetic rocks, and also the analysis of the continuity of main faults and shear zones in regions with limited geological knowledge of its subsurface.

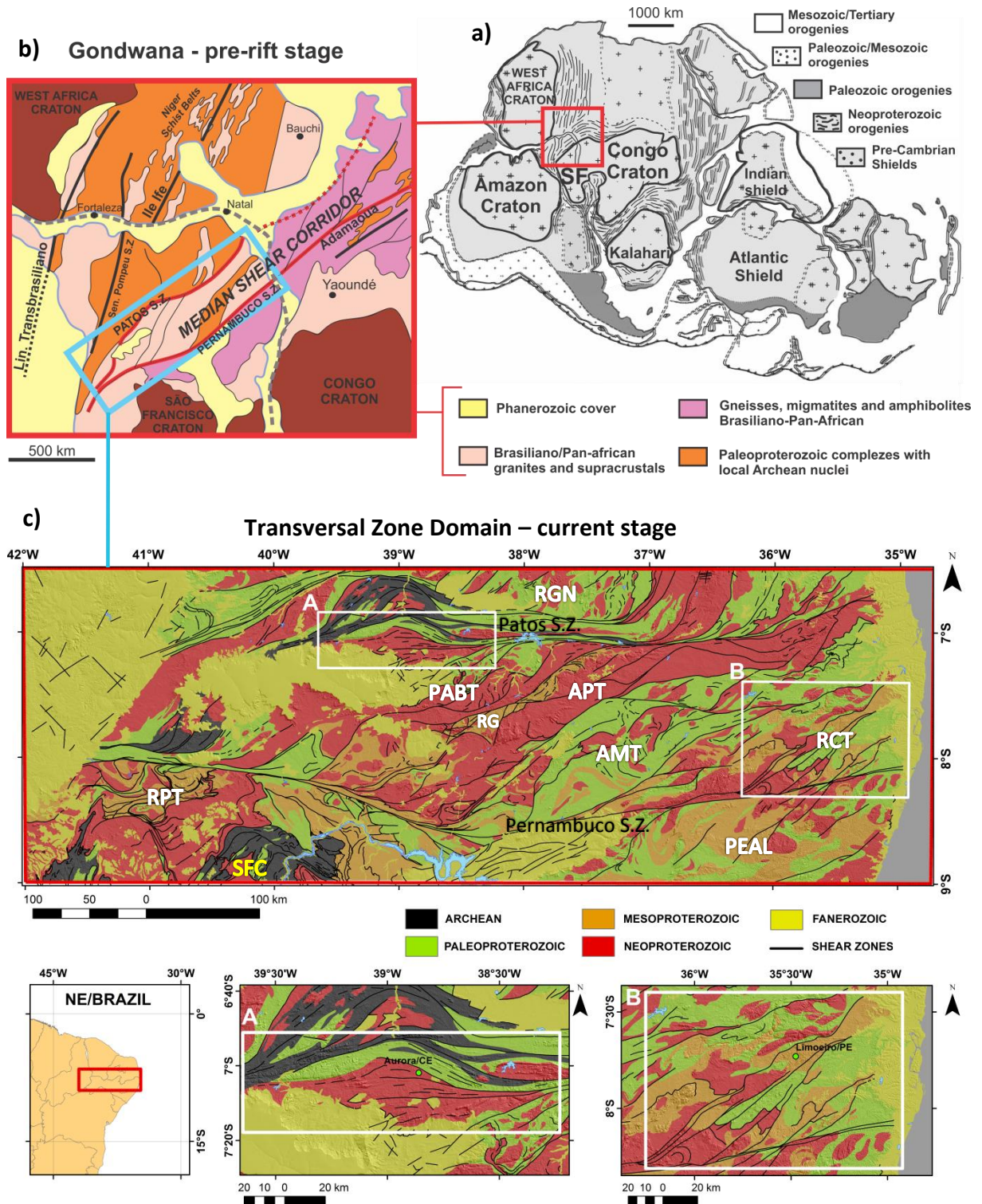


Figure 2.1 – Location and compartmentalization of Borborema Province: (a) Gondwana Palecontinent, localizing the study area (b) Pan-African and Brasiliano shear zones in a pre-drift reconstruction; (c) Central part of BP, enhancing the terrains RGN = Rio Grande do Norte; PEAL = Pernambuco Alagoas; RPT = Riacho do Pontal belt, TZD (PABT = Pianco Alto-Brigida; APT = Alto Pajeú; AMT = Alto Moxotó; RCT = Rio Capibaribe) and São Francisco cráton (SFC). (Adapted from (a) Gray et al 2008; (b) Santos et al 2014 and Nagako et al., 2003).

The MVI method inverts for both amplitude and direction of the magnetization and produces more geologically reasonable results, especially in low latitude areas, or where there is strong presence of remanence, demagnetization or susceptibility anisotropy effects (Aisengart et al., 2017), such as the Brazilian Northeast.

The high-quality datasets selected for an integrated analysis with the MVI models include: gravimetric data WGM2012, which incorporate Earth global gravity models EGM2008 and DTU10 and 1'x1' resolution terrain corrections derived from the ETOPO1 model (Bonvalot et al., 2012); deep seismic refraction cross section (NW-SE), which crosses the eastern part of the Transversal Zone Domain (Lima et al., 2014); crustal thickness measurements using receiver function results underneath isolated seismic stations scattered in some parts of the study area (Assumpção et al. 2013); Curie surface model interpreted from magnetic data through spatial domain techniques (Correa et al., 2016); and magnetotelluric cross section (NW-SE), starting from the Parnaíba basin until the Transversal Zone of the Borborema Province (Padilha et al., 2016). Analyzing in an individualized way, these datasets have limitations which are intrinsic to each geophysical method. There is ambiguity and non-uniqueness in results, in addition to the difficulty in interpreting, in terms of geology, a particular signal or signature. When analyzed together, however, the various uncertainties inherent in the individual datasets are greatly reduced. The integration of datasets has been increasingly used, which provide new insights into the architecture of remarkable pieces of lithosphere and reveals how these tools might work best in identifying favorable tracts for predictive mineral discovery (Blewett et al., 2010).

The main goal of this paper is to perform a 3D modeling of the Transversal Zone, based on the inversion of the magnetization vector (MVI) and its integration with other available geophysical data. The results are expected to aid in the interpretation of main structures present in the region, to contribute to increasing the understanding of the geology of the Transversal Zone Domain and to provide new insights for the mineral exploration activity in the Borborema Province.

2.2. Geological setting

2.2.1. Borborema Province

The Borborema Province (BP) is located in the Northeastern portion of Brazil. It can be defined as part of the Neoproterozoic collage which occurred in Western Gondwana, corresponding to the collision of a complex orogenic system located between the São Luis-West Africa and São Francisco-Congo cratons. It consists of a true mosaic cut by shear zones and is composed of some sparse Archaean nuclei (3.4 ~ 3.1 Ga) (Brito Neves et al., 1995; Van Schmus et al., 1995) partially preserved within a migmatite-gneiss complex, formed during the Paleoproterozoic (2.0 ~ 2.2 Ga) (Santos et al., 2004, Neves et al. 2006) and bands of supracrustal Neoproterozoic rocks (1.0 ~ 0.6 Ga) probably responsible for the collage and reworking of the blocks inherited from the fragmentation from the supercontinent formed in the previous tectonic cycle (Van Schmus et al., 1995; Brito Neves et al., 2001; Guimarães et al., 2004; Almeida et al., 2009). It is estimated, based on paleomagnetic, geologic and isotopic data (Meert, 2001), that the agglutination of the continental blocks of West Gondwana started around the 900–700 Ma interval, with final amalgamation of the entire Gondwana around 550–530 Ma. A sequence of geodynamic and tectonothermal events that occurred from ca. 600 to 510 Ma in the South American continental area, especially in the Borborema Province, in West Gondwana, characterize the Brasiliano orogeny.

The Borborema Province is composed of diverse lithotectonic domains separated by the following extensive shear zones: Médio Coreaú; Ceará Central; Rio Grande do Norte; Transversal Zone Domain; Riacho do Pontal and Pernambuco-Alagoas terrains (Brito Neves et al. 2000). Some of the main shear zones are the Patos shear zone, which separates the Rio Grande do Norte and Transversal Zone domains, and the Pernambuco shear zone, which marks the boundary between the Transversal Zone and the Pernambuco Alagoas terrain (Arthaud et al., 2008; Brito Neves et al., 2000).

2.2.2. Transversal Zone Domain

Bordered north and south, respectively, by the Patos and Pernambuco dextral shear zones, the TZD is a crustal segment of high relevance for the understanding of

the neoproterozoic orogeny that occurred in Borborema Province. The supracrustal successions that form this domain are: Piancó-Alto Brígida (Cachoeirinha and Riacho Gravatá terrains included); Alto Pajeú; Alto Moxotó; and Rio Capibaribe terrains (Brito Neves et al., 2000). With regard to the main structures that separate these different sub-domains, the following stand out: The Riacho do Caboclo Shear Zone is the boundary between the Alto-Pajeú and Alto Moxotó terrains; the Congo-Cruzeiro do Norte Shear Zone marks the boundary between the Alto Moxoto and Rio Capibaribe terrains.

Regarding the tectonic compartmentalization of the Transversal Zone, the works of Van Schmus et al. (1993, 1994, 1995, 1997) were fundamental, since it analyzed the isotopic data (U-Pb in zircon, Sm-Nd) in order to propose that the Patos shear zone would in fact represent an isotopic limit within BP, that is, a first-order structure. These authors verified that some terrains north of the Patos shear zone had essentially Paleoproterozoic and Archaean TDMs (Sm-Nd), while to the south the terrains presented predominantly Meso to Neoproterozoic TDMs, which were interpreted as exotic terrains brought about by subsequent collisional/transpressional processes. Mention should also be made of the work of Beurlen et al. (1992), which described occurrences of retro-eclogites in Paleoproterozoic gneisses, close to their contact with the most recent Neoproterozoic rocks of the Piancó-Alto Brígida terrain, and Caxito et al. (2016), who described ophiolites in Riacho do Pontal. According to some authors, these studies are extremely relevant because they are possible evidence of an oceanic closure that occurred during the Precambrian. At the other extreme, the Pernambuco shear zone defines the south boundary of the Transversal Zone. However, in this case there is no consensus as to whether the Pernambuco shear zone is, in fact, an authentic divider of the domains. Some authors (Neves and Mariano, 1997; Mariano et al., 2001), based on structural and lithogeochemical data, argue that the Pernambuco shear zone could not be considered, *strictu sensu*, as a boundary between different terrains, as proposed by Santos (1995) and Brito Neves et al. (2001). According to Neves et al. (2006), Guimarães et al. (2014), among other authors, the distinct terrains forming the BP would have underlying lithospheric mantle blocks with similar geochemical and isotopic signatures.

The orogenics during the Neoproterozoic were fundamental for the consolidation of the terrains that composed the Transversal Zone. The magmatism of this region presents notable geological features, as abundant granitic and syenitic

plutons spatially associated with a network of EW to ENE–WSW dextral and NNE–SSW to NE–SW sinistral shear zones (Neves et al., 2006). With the exception of the Alto Moxotó terrain, the rest of the Transversal Zone terrains is intruded by an important granite province of Neoproterozoic age, including high-K calc-alkaline types (650-520 Ma), peralkalic and ultrapotassic (590-570 Ma) and of A-Type granites (540-520 Ma) (Sial and Ferreira, 2015). This configuration has an important tectonic meaning and composes the argument of Brito Neves et al. (2016) in order to propose the existence of an early Ediacaran magmatic arc (635-580 Ma) at the northernmost portion of the Transversal Zone. The Cariris Velhos orogeny (1.0 Ga), proposed by Brito Neves et al. (1995), is represented by muscovite-biotite gneisses, garnet-biotite schists, and metavolcanic rocks intruded by granite plutons of Neoproterozoic age (now augen-gneisses). The hypothesis of Cariris Velhos orogeny is based on the dating of 1000–900 Ma-old intermediate to felsic metavolcanic rocks and orthogneisses in the Alto Pajeú belt (Brito Neves et al., 1995). However, some authors (Mariano et al., 2001; Neves et al., 2006; Guimarães et al. 2012) have questioned the existence of a contractional event in the early Neoproterozoic, suggesting, instead, continuity between the Borborema Province terrains since the Paleoproterozoic orogeny. In other hand, the Brasiliano orogeny was more intense and affected the whole Borborema Province. It is widely accepted as responsible for metamorphisms from low to high grade, abundant magmatism and development of transcurrent shear zones of continental scale present in the Transversal Zone. Below, some remarkable geological features deserve to be highlighted in each one of the subdomains.

Piancó-Alto Brígida

The Piancó-Alto Brígida subdomain is composed of diverse tectono-stratigraphic terrains, developed under different metamorphic and deformational regimes during the Neoproterozoic. It includes the Cachoeirinha Group and the Riacho Gravatá, São do José do Caiano and Piancó complexes. It contains phyllites and schists, metaconglomerates, marbles and metavolcanics associated with rare iron formation layers (Brito Neves et al., 2005; Van Schmus et al., 2011) and several Neoproterozoic plutonic rocks. In relation to the Neoproterozoic granitogenesis, there are at least six plutonic suites, five of which are related to the Brasiliano orogeny (660 – 520 Ma.) (Conceição-type granitoids, Itaporanga type,

Catingueira/Triunfo-type, Taperoá-type and S-type granites) and one of the Cariris Velhos orogeny (1.0 – 0.9 Ga.) represented by orthogneisses (Brito Neves et al., 1995). The boundary between the Piancó-Alto Brígida and the Alto Pajeú terrain is marked by the Fernandes Vieira shear zone and by the alignment of shoshonitic and ultrapotassic syenitic and granitic batholiths, a lineament called Teixeira-Terra Nova tectonic zone (Brito Neves et al. 2005). Exposures of Archaean and Paleoproterozoic rocks in this range do not exist, although there are indirect indications, through TDM ages (Sm-Nd), of their existence along this alignment of granitic rocks (Sial, 1987). In this sense, some studies suggest that Paleoproterozoic to Archean rocks constitute most of the Transversal Zone basement (Mariano et al., 2001; Guimarães et al., 2004; Neves et al., 2006), although information about the subsurface is required to validate this hypothesis.

On the metallogenic potential of this region, even being scarcely mapped, important evidence of base metal mineralizations can be cited, such as copper and iron occurrences in the municipality of Aurora, in the State of Ceara (CE), along the Patos shear zone, hosted by metavolcanic-sedimentary rocks of the Cachoeirinha group. This is an IOCG-type mineralization associated with the Brasiliano orogeny. Intense processes of shear and hydrothermal breccias are associated with this mineralization of Cu-Fe-Au. Chloritization and albitization, superimposed by late hydrothermal processes represented by potassic alteration with K-feldspar and formation of iron oxides (hematite), would be related to the mineralizing processes (Huhn et al., 2011).

Alto Pajeú

The boundary between the Alto Pajeú terrain (TAP) and the Piancó-Alto Brígida is the Teixeira-Terra Nova tectonic zone (Brito Neves et al., 2005), with sigmoidal tracing and endings in the Patos and Pernambuco lineaments. The boundary to the south of the TAP, with the Alto Moxotó Paleoproterozoic terrain—is largely marked by branches of shear zones (Afogados de Ingazeira, Livramento/São João do Cariri etc.) and by the Serra de Jabitacá nappe (Santos et al., 2002). Within the context of the Transversal Zone, the Alto Pajeú terrain is interpreted by some authors as the representative region of the Cariris Velhos orogeny (Brito Neves et al., 1995).

The Alto Pajeú terrain consists of metasedimentary, metavolcanic and metaplutonic rocks belonging to the Cariris Velhos suite, of Neoproterozoic age. Plutons related to the Brasiliano orogeny also occur, generated in an environment of magmatic arc or intracontinental rift, according to the interpretation of different authors. The predominance of Cariris Velhos orogenic sequences (Salgueiro, Riacho Gravatá and São Cateano complexes) and the voluminous granitic magmatism of the Recanto/Riacho do Forno suite are distinctive features of the Alto Pajeú terrain. This terrain has a volcanic-sedimentary association called the São Caetano Complex, characterized as a predominantly felsic-intermediate metasedimentary and metavolcanoclastic sequence (Rodrigues and Brito Neves, 2008). These rocks were deformed during the Brasiliano orogeny, initially by an episode of transcurrence, and later by extension (Santos et al., 1997; Brito Neves et al., 2001; Neves, 2003).

Alto Moxotó

The Alto Moxotó terrain is one of the best exposure relics of the Paleoproterozoic in the Borborema Province (Santos et al. 2014). It is composed of metavolcanic and metasedimentary sequences, including the calci-alkaline volcanic sequence with magmatic arc environment affinity and Paleoproterozoic plutonic rocks (2.1–2.4 Ga) of tonalitic to granodiorite composition (Santos, 1995). It is limited to the southeast with the Rio Capibaribe terrain through the Congo-Cruzeiro do Norte shear zone. Its boundary with the Alto Pajeú terrain is marked by Afogados de Ingazeira and Livramento/São João do Cariri shear zones, and by the nappe called Serra de Jabitacá (Santos et al., 2002).

In the geological context of the Transversal Zone, the Alto Moxoto terrain has as a particularity the scarce Neoproterozoic granitic magmatism. There is a predominance of Paleoproterozoic rocks related to the metasedimentary rocks of the Sertania complex and to the metaplutonic Floresta and Cabaceiras complexes, which may include some Archaean remnant.

Rio Capibaribe

The Rio Capibaribe terrain is limited to the south by the Pernambuco shear zone and to the North by the Congo-Cruzeiro do Norte shear zone. It is composed of a Paleoproterozoic basement which includes orthogneisses, paragneisses and

migmatites with high deformation (Van Schmus et al., 2011), Mesoproterozoic and Paleoproterozoic anorogenic intrusions, supracrustal rocks and granitic Neoproterozoic intrusions (Brito Neves et al., 2000). Present in this terrain are the Salgadinho and Pão de Açúcar metaplutonic complexes dated of 1.97 Ga, meta-volcanosedimentary sequence of the Vertentes Complex (schists, metaturbidites with metabasalts intercalations, intermediate metavolcanic and metavolcaniclastic rocks) related to the Cariris-Velhos orogeny (~ 1Ga.), and the Surubim-Caroalina Complex, which may constitute a Neoproterozoic allochthonous block. The Brasiliano orogeny was also responsible for the amphibolite facies metamorphism and for the overlap of most of the structures of the structural framework of the Rio Capibaribe terrain (Neves et al., 2006, 2012).

With regard to the metallogenic potential of the Rio Capibaribe terrain, it is important to mention the discovery made in 2009 by Votorantim Metais, through the follow-up of a gamma-spectrometric anomaly of 1km in diameter partially coinciding with a magnetic anomaly of 4km in extension. The Ni-Cu (PGE) sulfide deposit of Limoeiro-PE is related to magmatic intrusions hosted in paragneiss and schists from the Rio Capibaribe terrain. According to Mota-e-Silva et al. (2013), it is a mineralization hosted at the top of a tubular intrusion (conoliths) of a high MgO (ultramafic) tholeiitic picritic magma, with crystallization estimated at 800 Ma, which is part of a system of oriented volcanic conduits in the NEE-SWW direction. The localization of magmatic sulfide deposits of Ni-Cu (PGE) has a strong correlation to the lithospheric architecture and, at the crustal level, this relationship is manifested by the proximity of large discontinuities, such as margins of cratons and paleocratons (Begg et al., 2010). Bringing this line of thought to the context of the Rio Capibaribe terrain means that one must consider, at least as a hypothesis, the presence of deep structures that access the mantle, such as large suture zones

2.3. Data

2.3.1. Airborne geophysical data

High-resolution airborne geophysical data (magnetic and gamma-ray) were used as the main tool to interpret the structural framework and to identify the main rocks present in the region. The aerogeophysical data used are part of the airborne survey database of the CPRM—Geological Survey of Brazil, referring to the

Pernambuco-Piauí (2006), *Borda Leste do Planalto da Borborema* (2008), *PB/RN/PE/CE* (2010) and *Centro-Sudoeste do Ceará* (2010) projects, which were integrated for the generation of geophysical maps. The magnetic and radiometric sensors were coupled on board the aircraft, and planned flights were spaced between flight lines (NS) and control lines (EW directions) of 0.5 km and 10 km, respectively, and the average flight height of 100m over the ground.

On board of all the aircrafts were coupled EXPLORANIUM gamma-ray spectrometers, model GR-820, with 256 spectral channels. Each downward-looking detection system consists of three sets of thallium-doped sodium iodid crystals (NaI (TI)), two of 1024 cubic inches and one of 512 cubic inches, totalizing a volume of 2,560 cubic inches. The upward-looking detector system consists of two cubic 256-inch crystals, totalizing 512 cubic inches, and its function is to monitor the radiation arising from the influence of the radon (Rn) present in the atmosphere, captured in the energy band of the uranium channel (1.68 to 1.86 MeV).

The magnetometer used in aerial surveys contains a stinger-type cesium vapor sensor linked to the tail of the aircraft. The total field in the study area has an approximate intensity of 25.000 nT, and magnetic inclination and declination estimated as -22.3° and -25.5°, respectively. The magnetometer readings were taken every 0.1 seconds, which means that for the average speed of 280 km/h of the aircraft, there was a reading every 7.8 meters of terrain. In order to monitor the noise level and the diurnal variation of the geomagnetic field, proton-type Overhouse magnetometers were used, made by GHE Systems, model GSM-19, with a resolution of 0.01 nT.

2.3.2. Susceptibility measurements

Nine drill holes in the region related to the Aurora-CE IOCG-type prospect (Huhn et al., 2011) were provided by Companhia Vale do Rio Doce (VALE), among which 4 holes of interest were selected and susceptibility measurements taken every 60 cm. A portable KT 10 model was used with a resolution of 1×10^{-6} SI (min: 0.001×10^{-3} ; max: 1999.99×10^{-3} SI) and a 10 kHz operating frequency. Representative samples of the main lithotypes contained in the holes were also extracted to perform measurements of relative density. A precision digital scale was used, and measurements were taken with a dry and saturated sample. In the context of geophysical data processings, this information is the basis for the understanding of

geophysical signals and an important input parameter for direct and inverse modeling processes of potential data.

2.3.3. WGM2012 Gravity data model

In order to observe the correlation between the regional gravimetric anomalies and the main TZD terrains, gravimetric data from the WGM2012 project was used. It consists of a high resolution dataset of Earth gravity anomalies (Bouguer, isostatic and free-air), calculated on a global scale. These data are provided by the International Gravimetric Bureau (BGI) in the framework of collaborations with international research organizations. The gravity anomalies of the WGM2012 are derived from the global models EGM2008 and DTU10 and include 1'x1' topographic corrections derived from the ETOPO1 model (Balmino et al., 2011, Bonvalot et al., 2012).

2.3.4. Gravimetric, magnetometric and gamma-ray data processing flow

The WGM2012 gravimetric database was used to support the interpretation of the Transversal Zone internal subdivision on a crustal scale. The gravity data obtained from BGI database consists of Bouguer gravity anomaly value for each reading point, calculated taking into account the crustal average density of 2.67g.cm^{-3} and a mantle rock average density of 3.27g.cm^{-3} . From the database, a regular mesh with $\frac{1}{4}$ of the spacing between the reading points using a minimum curvature interpolator was generated, and filters were applied in order to eliminate high frequency noise and to highlight deep source anomalies on a crustal scale.

The magnetic data was corrected, micro-leveled and interpolated with gridding cell of 125 meters using a bi-directional interpolator and the output was used to generate several images for interpretation, such as total magnetic intensity (TMI), vertical and horizontal derivatives, amplitude of the analytical signal (ASA) (Nabighian, 1972; Roest et al., 1992), which are enhancement techniques to help the interpretation of the main magnetic anomalies and the structural framework. A merge of the high-resolution SRTM panchromatic (30m) and ASA (125m) images was performed to increase the spatial resolution of the magnetic image and, by the correlation between magnetic lines and the relief of the study area, helped to understand better the structural framework of TZD.

The gamma-ray data was interpolated and visualized individually, in ratios of the three radioelements and also in an integrated way as RGB ternary image (K, Th, U). The images, generated using a bi-directional interpolator with gridding cell size of 125 meters, were microleveled, aiming to filter some remaining noise in the data (Minty, 1997; Blum, 1999). The main granitic rocks exposure and sedimentary basins presented on TZD were interpreted in terms of gamma-ray signatures. The RGB image was also overlapped on magnetic vertical derivative (125m) and SRTM panchromatic (30m) to observe the spatial relations between gamma-ray signatures of specific bodies, and the structural framework at the surface and in depth.

2.4. 2D data analysis

2.4.1. Gravity

The Bouguer gravity anomalies can be attributed to variations in density and/or thickness of the Earth's crust and are a major asset in regional geology studies, as well as furthering our understanding of the deeper Earth structure and processes.

Figure 2.2 shows a Bouguer gravity anomaly map of the central portion of Borborema Province. Bouguer anomaly greatly influenced by the thinning of the crust along the continental margin can be observed, presenting a positive gradient towards the South Atlantic, along the entire coastal margin. This correlation is strongly based on other available geophysical data in the literature, such as deep seismic refraction cross section (NW-SE), which crosses the eastern part of the Transversal Zone domain (Lima et al., 2014) and also the contour map of crustal thickness of Brazil, derived from seismic datasets such as deep seismic refraction experiments, receiver function analysis, and surface-wave dispersion velocities (Assumpção et al. 2013).

These seismic surveys showed that the Borborema Province is the largest area with thin crust in Brazil, mostly less than 35 km thick, and that the crustal thickness increases to values around 40 km in direction of the São Francisco craton (Figure 3). In an approximative way, when there are not enough seismic stations over the study area, crustal thicknesses can be estimated from gravity data, assuming the effect of isostasy, where gravity anomalies are mainly due to variations in crustal thickness or due to the presence of makeable geological features such as suture zones. In general, the relation between Bouguer anomalies and crustal thickness is

inversely proportional. This approach commonly depends on assumptions such as constant density contrast across the Moho interface, which is not always easily verifiable (Assumpção et al., 2013). However, as showed by Assumpção et al. (2013) through the correlation between Bouguer anomalies and crustal thickness measurements by seismic methods derived from a large dataset from South America continent, the correlation coefficient suggests that Bouguer anomalies can be used to help infer crustal thicknesses, as a first approximation, when considering the large variations between oceanic and continental crust, or between the stable cratonic lowlands and the high Andean plateau (Figure 2.3a).

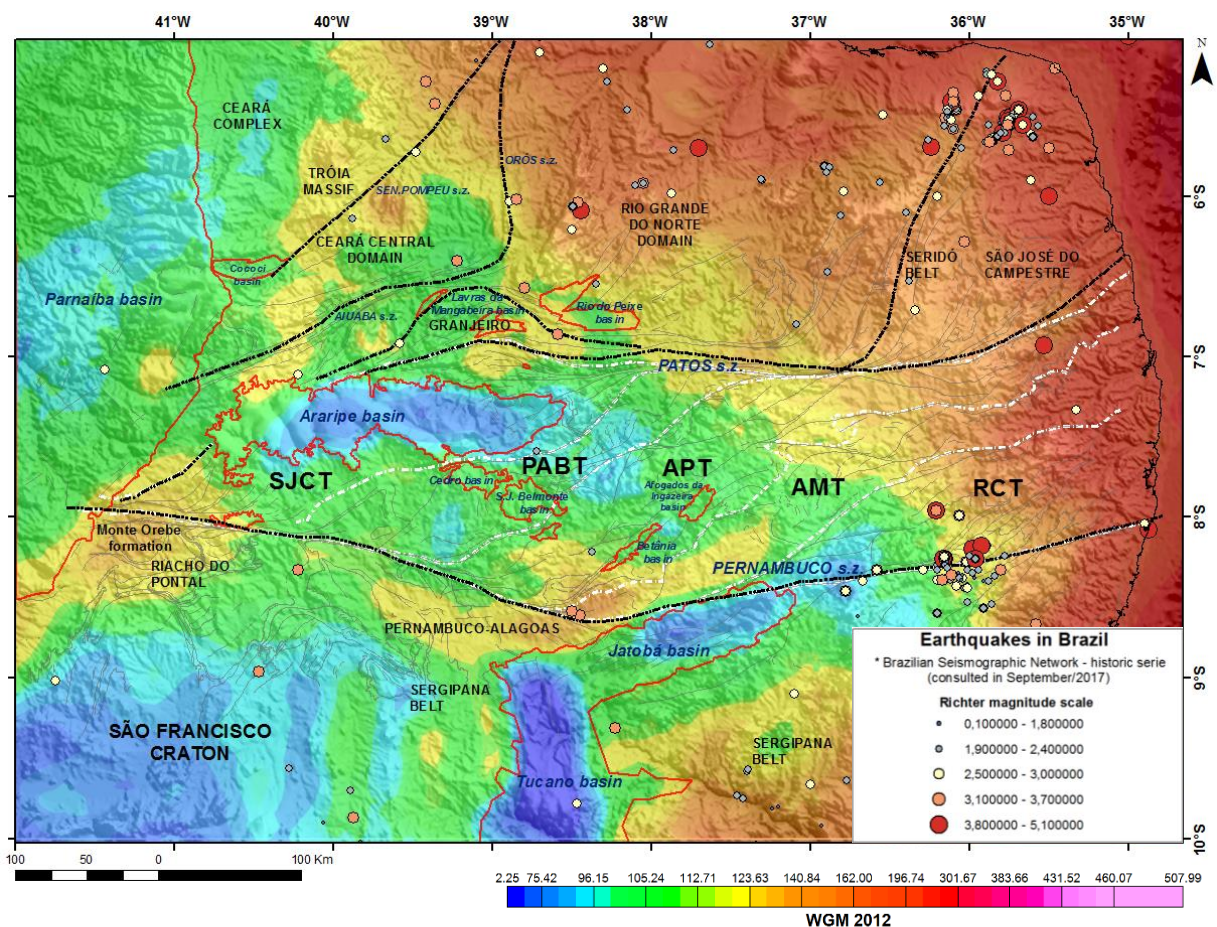


Figure 2.2 – Bouguer anomaly map overlapped with digital terrain model. Main terrains of Transversal Zone, separated by the white dotted lines: SJCT = São José do Caiano terrain; PABT = Piancó-Alto Brígida terrain; APT = Alto Pajeú terrain; AMT = Alto Moxotó terrain; RCT = Rio Capibaribe terrain). In red lines, the main sedimentary basins of the study area. The Transversal Zone differs from the other lands of Borborema Province in the map of Bouguer anomaly due the presence of a regional gravimetric low, indicated in the map in green color. Also, the main shear zones are indicated in black dotted lines and the location of earthquakes are indicated by circles (historical earthquakes).

The same correlation between gravimetric anomaly and crustal thickness was made by other authors, such as Oliveira and Andrade (2014) from the gravimetric orbital data of the GRACE Project - Gravity Recovery and Climate Experiment

(Tapley et al., 2005). This approximation is especially useful when there is a lack of seismic stations (receiver function measurements) or another seismic survey over the study area. However, when considering data from the stable continent only, the correlations are poor and Bouguer anomaly does not seem to be an accurate indicator of crustal thickness (Figure 2.3b). What happens is that, when there are no other sources of data on crustal thickness, the Bouguer anomaly can be a good approximation. However, when comparing the crustal thickness map (Figure 2.3c) and the Bouguer anomaly map (Figure 2.2), it is possible to notice a strong correlation between the regional low-medium Bouguer anomalies and the increase of the crustal thickness.

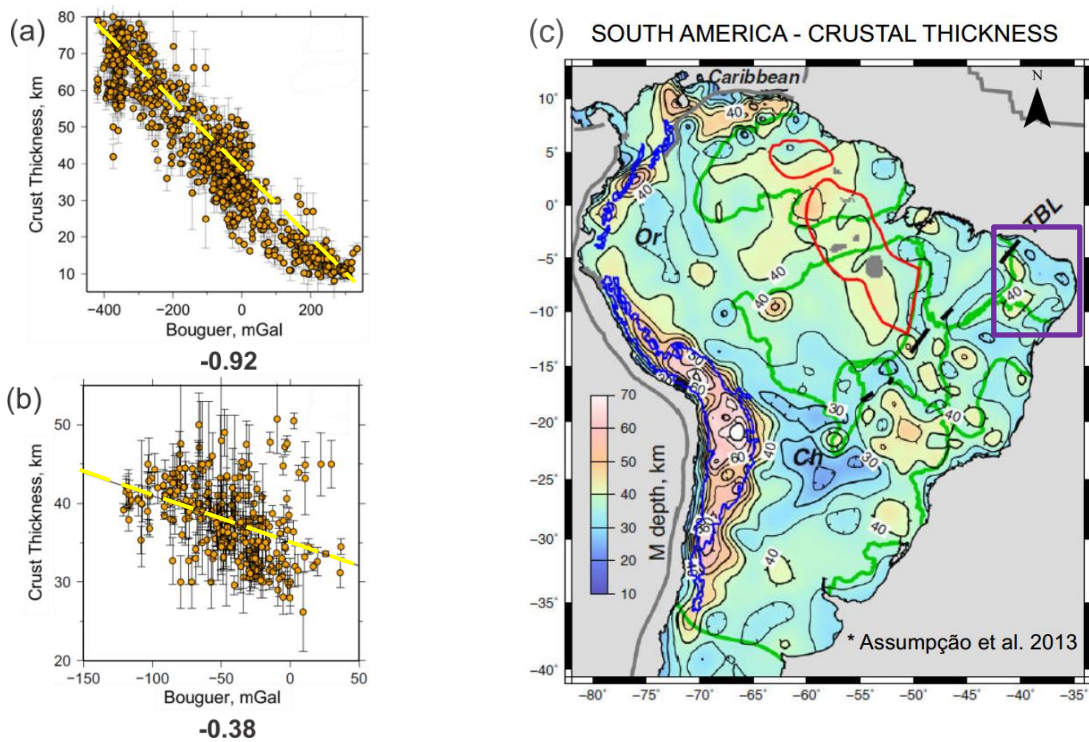


Figure 2.3 – Relation between Bouguer anomaly and crustal thickness: (a) using continental and offshore estimations of crustal thickness, the correlations obtained for the compiled dataset follow the expected behavior for an isostatically compensated crust: lower Bouguer anomalies correspond to thicker crust; (b) considering data from the stable continental interior only, the correlation coefficient indicates that using gravity anomalies in the stable part of the continent to estimate crustal thickness should decrease the scatter of the crustal thickness by only a small fraction (about 5 km); (c) map of the crustal thickness of South America, where the purple rectangle indicates the Borborema Province (Adapted from Assumpção et al. 2013).

In the southwestern extreme of Figure 2.2 it is possible to notice a very expressive gravimetric low, which is related to the northern portion of the São Francisco craton (SFC). In this region, the crustal thickness increases considerably, reaching values over 40 km deep (Assumpção et al., 2013), and this gravimetric low

occurs due to isostatic effects. At its edge, a remarkable contour of positive Bouguer anomalies is correlated to the Riacho do Pontal and Pernambuco-Alagoas terrains. In the southern portion, next to the negative gravimetric anomaly of the SFC, there is a negative anomaly of N-S alignment correlated with the aulacogen that formed the Tucano sedimentary basin. It is separated from the SFC by a small positive Bouguer anomaly elevation, with the same alignment of the Archaean-Paleoproterozoic terrains of the SFC (the greenstone belts Rio Itapicuru and Itabuna-Salvador-Curaçá). On the side, another negative gravimetric anomaly of smaller amplitude, aligned E-W to NE-SW, evidences the Jatobá basin. This gravimetric low indicates that there is a density contrast between the basement and the sediments that form the basin. The resolution and reliability of this gravimetric database can be verified by analyzing Figure 4, which highlights the region where the Araripe basin is located. The gravimetric anomaly, in blue, have same position and similar geometry of the Araripe basin, which have an inferred depocenter through the deepest stratigraphic hole in the basin, 2- AP1-CE (1.497m) (Assine, 2007). Also, it is known that the Araripe basin is formed by a complex set of structural ups and downs, in which the thickness of the sedimentary package varies strongly from east to west (Camacho and Sousa 2017).

In relation to the pattern of the Bouguer anomaly of the TZD, the regional trend gradually changes from positive, in the coast zone, to mid-low values at west, immediately after the gravimetric high that marks the Alto Moxotó terrain. At the center-west portion of the TZD there is a very significant low gravimetric signal, encompassing the Alto Pajeú (APT), Piancó-Alto Brígida (PABT) and São José do Caiano (SJCT) terrains, reaching the lowest values immediately over the Araripe basin. It is important to say that it is the same region of the Transversal Zone where, in the crustal thickness map of Assumpção et al. (2013), is observed an increase in thickness for values close to 40 km. In general, it is possible to correlate the regions of low-medium values of Bouguer anomaly with the thicker crust areas, according to the map of Assumpção et al (2013). According to seismic data from the Brazilian Seismic Network, these same regions from low to medium values of Bouguer anomaly are just those more stable continental regions, with lower occurrence of earthquakes over the years. Particularly, the central and western portions of the Transverse Zone are interpreted by some authors, such as Brito Neves et al. (2016), as a Neoproterozoic magmatic arc, and the mid/low gravity values presented in the

Bouguer map could be correlated to the isostatic effect that this thickening would provoke.

Based only on gravity data, it is hard to confirm assumptions about the crustal thickness of TZD since there is little coverage of land gravimetric data for this region, which also composes the database of the WGM2012 model, and also due to the uncertainties of the method itself and due to the fact that many other sources in an upper or mid-crustal level can contribute to the Bouguer anomalies. This observation emphasizes the necessity to integrate gravity data with other geophysical surveys to verify this hypothesis.

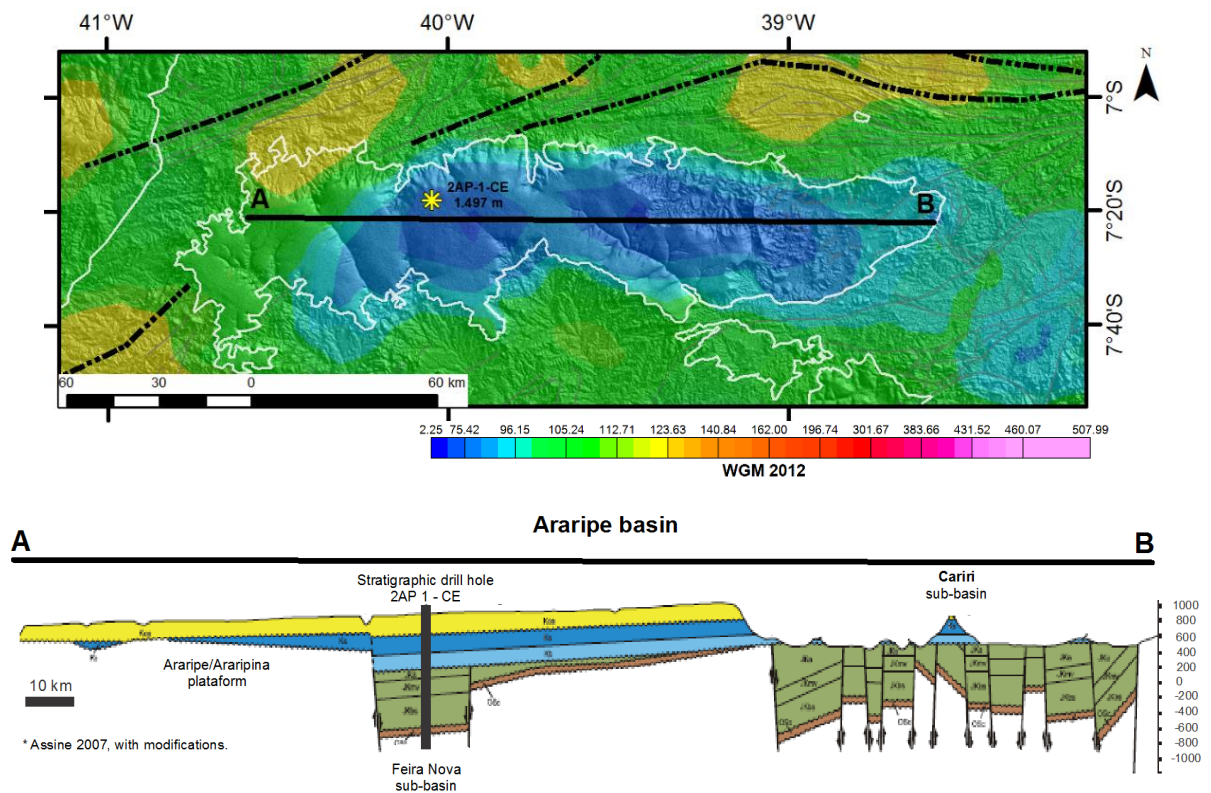


Figure 2.4 – Bouguer anomaly associated with the density contrast between the sediment pack of the Araripe basin and the granite-gneiss basement. The yellow symbol is the location of the deepest stratigraphy drill hole of the basin; (b) Geological profile of the Araripe basin (Assine, 2007).

2.4.2. Magnetometry

The analytical signal amplitude map (ASA) for the TZD region highlights the E-W Patos and Pernambuco shear zones, laterally continuous throughout the entire TZD and a pattern of magnetic signatures varying strongly toward the west (Figure 5).

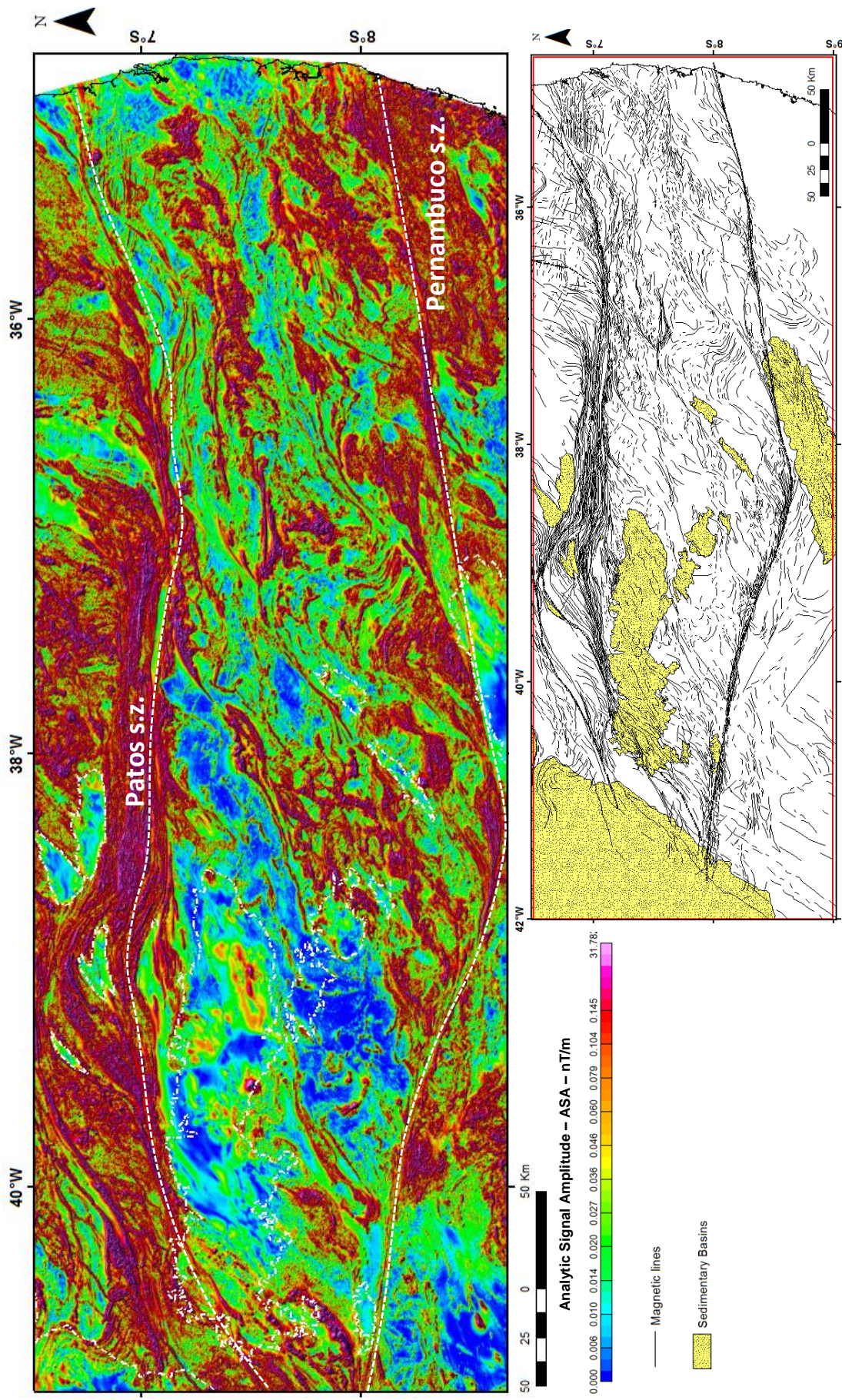


Figure 2.5 – Map of the analytical signal amplitude (ASA) evidencing a clear internal compartmentalization of the TZD, from east to west. Although both are parallel shear zones that divide the TZD, Patos and Pernambuco S.Z. have totally different magnetic signatures. In detail, lineament system map as an approach to mapping fault systems of the Transversal Zone.

The eastern portion of the Pernambuco shear zone divides the RCT and PEAL terrains (Figure 2.6), which show distinct magnetic signatures, just as it occurs between the RCT and AMT terrains. In this region, about 20 km north of Limoeiro-PE, there is a pattern of magnetic lineaments of medium to low amplitude and predominantly NW-SE direction, varying considerably, from the dominant trend of the TZD. On the extreme west of the TZD, the Pernambuco shear zone is cut by several magnetic lines of NE-SW direction with high magnetic amplitude. Because they cut indiscriminately different terrains of the Neoproterozoic cycles, it is estimated that such lineaments were probably formed during a later tectonic event, such as the Cenozoic magmatic events related to the opening of South Atlantic Ocean.

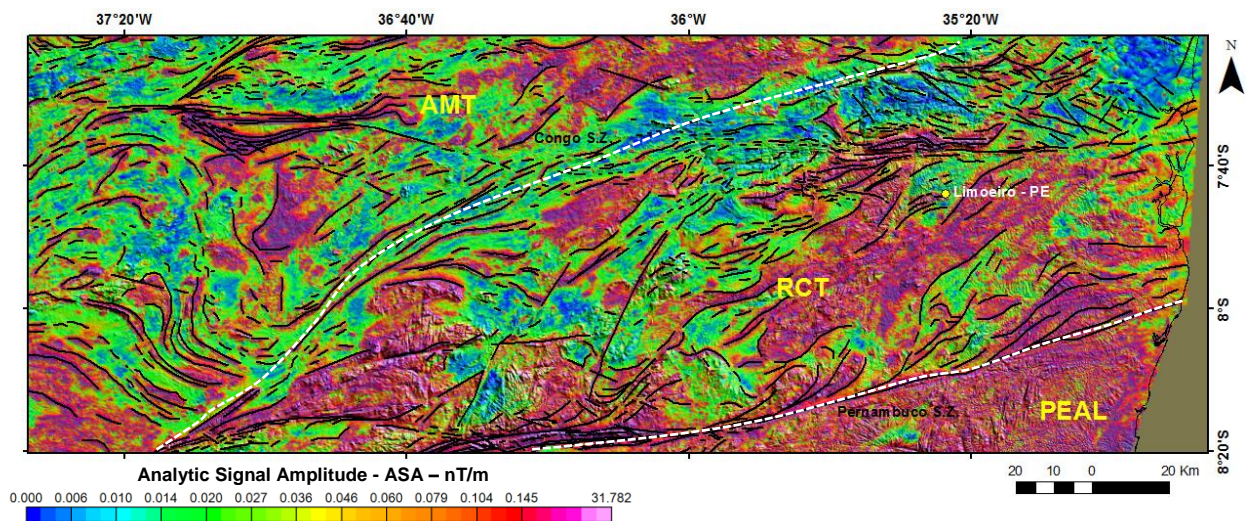


Figure 2.6 – The interpretation of main magnetic lines of southeastern boundary of TZD. Pan sharpening image fusion between analytical signal amplitude and SRTM 30m, showing the limits of AMT and RCT terrains (Congo shear zone) and between RCT and PEAL terrains (Pernambuco shear zone).

The Patos shear zone has a certain sinuosity in its path, changing from NE-SW in the eastern portion, to E-W at center and then NE-SW in the western portion (figures 2.5 and 2.7). Presenting an extensive mylonitic belt of high magnetic amplitude that follows it from the junction with the Seridó belt to the extreme west of the TZD, the Patos shear zone has a remarkable magnetic signature, perhaps being the greater magnetic expression in the entire Borborema Province, even if compared to other important structures of continental scale, like the Pernambuco, Orós-Jaguaribe, Senador Pompeu shear zones or even the Transbrasiliano lineament. The airborne magnetic data indicates that, in the center-west portion, the Patos shear zone presents an inflection to SW direction, penetrating below the region of the

Araripe basin until it finds its junction with the Pernambuco S.Z (Figure 2.5). Figure 2.7 shows the region where the shear zone has its most extensive milonitic range, reaching more than 40 km of width at the junction between Rio Grande do Norte, Ceará Central (Granjeiro) and the Piancó-Alto Brígida terrains. Most of the sedimentary basins of the TZD are formed in this region of the Patos shear zone, such as the Lavras da Mangabeira, Rio do Peixe, Iara and Araripe basins.

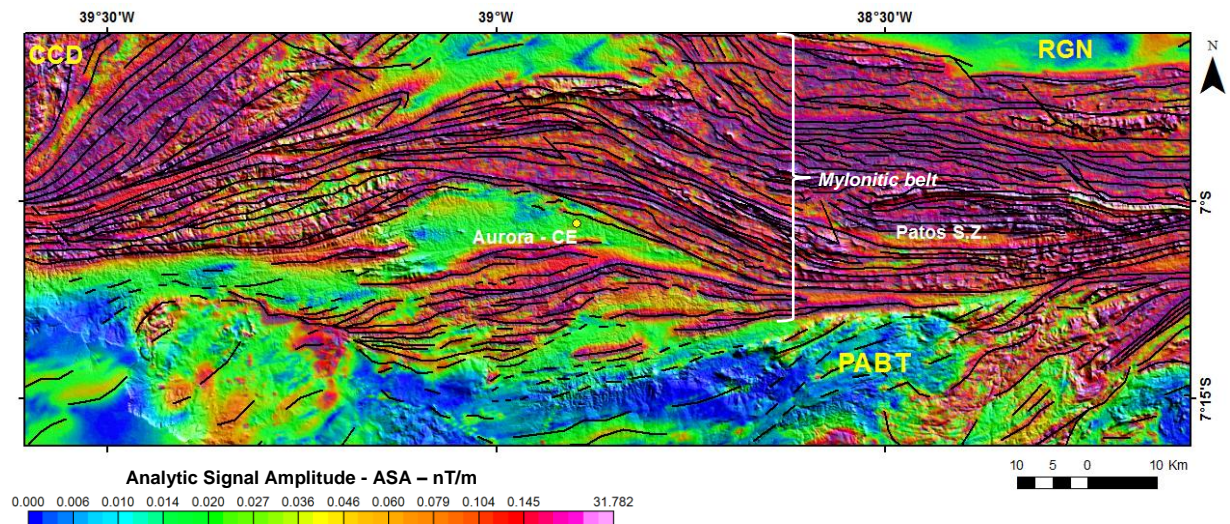


Figure 2.7 – Detail of the boundary between TZD, Ceará Central and Rio Grande do Norte domains of Borborema Province. Pan sharpening image fusion between Analytic Signal Amplitude and SRTM 30m, showing large mylonitic zone.

Many evidences of regional stress-field effects of the Patos shear zone modifying the shape and structures of rocks intercepted by the shear zone could be inferred from magnetic maps (Figure 2.8a). The data show that the geological features related to the northernmost part of TZD were highly controlled by the deformation due to the dextral movement of the Patos shear zone. The magnetic vertical gradient (Figure 2.8b) in the western part of the Araripe Basin, corresponding to the *Chapada do Araripe* region, allow the interpretation that the western part of the basin was formed as a pull-apart system between a belt of structures controlled by this main shear zone, at its point of inflection toward the SW. The Teixeira granite is interpreted here as a shear band-type asymmetric boudin (Figure 2.8c), a common shear sense indicator in ductile shear regimes. This feature can be a reliable shear sense indicator if both inter-boudin planes are normal or at a high angle to the vorticity profile plane, and the boudin trains are at a low angle to the shear zone boundary (Passchier and Coelho, 2006). In Figure 2.8d, an intrusion belonging to the Itaporanga (medium-to-high potassium calc-alkalic) granitic suite is interpreted by the

kinematic indicator of deformation 'Si Porphyroclast-type', that suggests growth during the deformation stage.

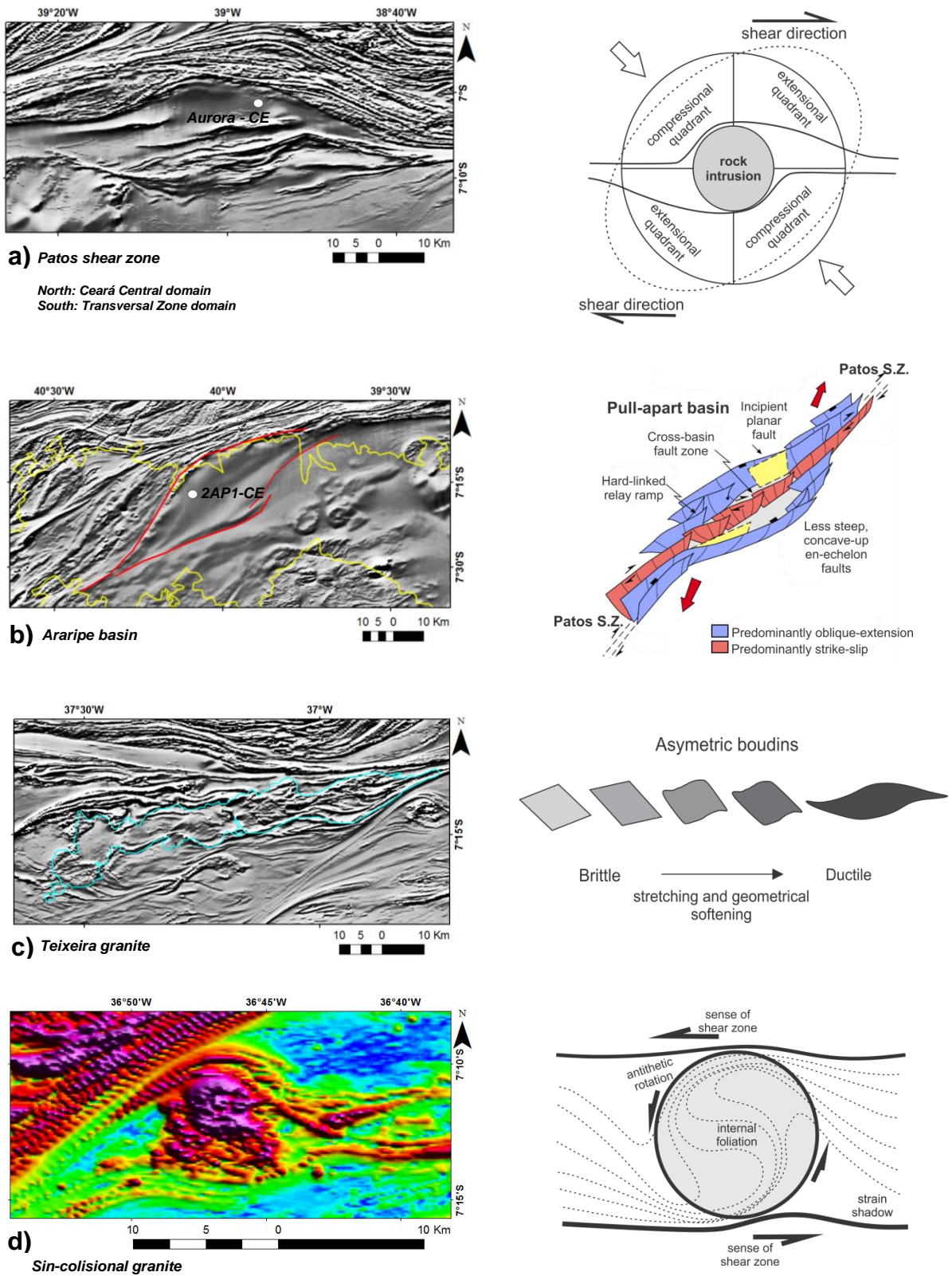


Figure 2.8 – Regional stress-field effects of the Patos S.Z. modifying shape and structures of rocks of northernmost part of TZD – a,b,c =vertical gradient and d = ASA (2.8b Adapted from Wu et al., 2009).

2.4.3. Gamma-ray spectrometry

Since the Northeastern of Brazil presents a dry climate all year round and most terrains of TZD present large areas with exposed rocks and a thin soil layer, the gamma-ray survey produces excellent results. The Piancó-Alto Brígida, Alto Pajeú, Alto Moxotó and Rio Capibaribe terrains, as well as the Patos and Pernambuco shear zones, have very different gamma-ray signatures, which makes it easy to interpret the internal division of TZD. It also shows a very useful tool to differentiate granites from the rest of the rocks of TZD. The TZD granites were individualized and classified according to the data compilation of Sial and Ferreira (2015) and Brito Neves et al. (2013). An analysis of the TZD granitic suites was performed according to the average concentrations of K, Th and U of some of their most representative granites (Figure 2.9), to verify the existence of patterns in their geophysical signatures that allowed a differentiation between the types of TZD granites with the use of gamma spectrometry.

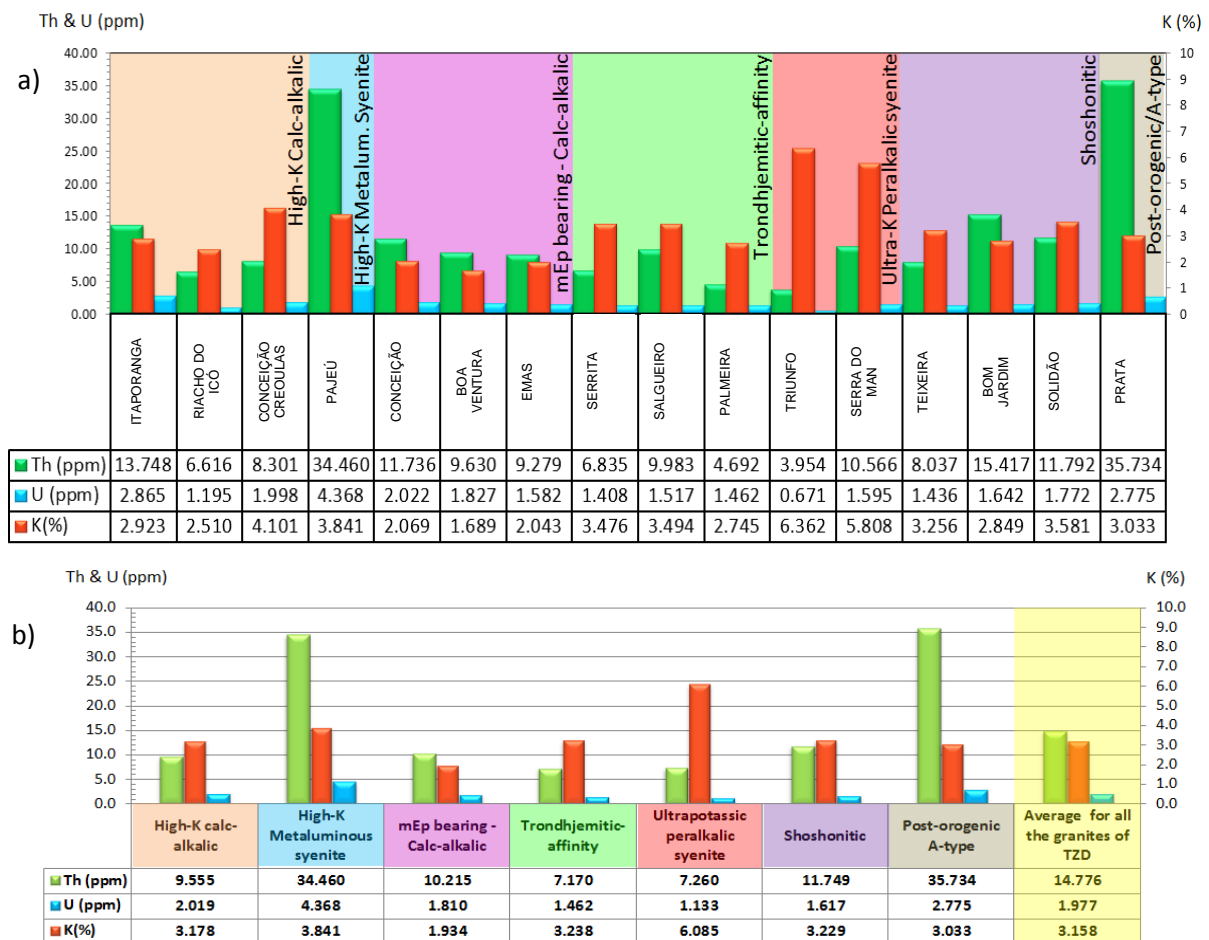


Figure 2.9 – Analysis of the gamma-ray signatures for (a) the main granites belonging to the TZD and (b) for their granitic suites. In yellow the average for all the granites of Transversal Zone Domain (classification of granite suites extracted from Sial e Ferreira, 2014, Brito Neves et al., 2003).

The results (Figure 2.10) show that, although all the granites have high values of K, Th and U in comparison to the other rocks, there are important variations in the concentrations of these radioelements between the granitic rocks, which can be used as an aid in the analysis and classification of these rocks among the granite suites present in the TZD. This type of analysis is very pertinent due to the tectonic meaning that the presence of some of the granite suites may suggest.

The calc-alkaline suite of rocks is widespread in island arcs and active continental margins, with tholeiitic lavas dominating the volcanic front, and alkaline lavas dominating the backarc regions (but not exclusively in this type of geological environment) (Sheth et al., 2002). This suite can be classified into low-K, medium-K, high-K and shoshonitic suites based on their potassium and silica contents (TAS and AFM diagrams). Figure 10b shows that these types are abundant in TZD, especially in Alto Pajeú and Piancó-Alto Brígida terrains. In terms of gamma-ray signatures, although they have similar uranium and thorium concentrations, the epidote bearing calc-alkalic and high-K calc-alkalic suites present in TZD can be differentiated by the potassium content, where the 'high potassium' term is translated into concentrations higher than 2.5% of K. The same comparison can be done for the ultrapotassic peralkalic series, in which the K content reaches values of the order of 6%, on average. Even in the lesser amount in the TZD, the highest values of K, Th, U define high-K metaluminous and post-orogenic/A-type suites. On the other hand, the results for shoshonitic, high-K calc-alkalic and Trondhjemitic-affinity suites are ambiguous, since they do not present gamma-ray signatures that allow a clear differentiation between them.

The results obtained also allow us to identify and delimit the contours of mafic, ultramafic, ortho and paraderived rocks present in the TZD with great reliability. Even over sedimentary basins and Phanerozoic cover areas the gamma-ray survey was able to distinguish geophysical signatures for different formations belonging to the stratigraphy of the interior sedimentary basins. In general, sedimentary terrains present low K, Th and U values, but small variations of the concentration of these elements were clearly perceived. A good example of this are the signatures obtained for the Araripe basin, where the Exu, Santana, Mauriti and Brejo Santo formations could be spatially individualized in the RGB map.

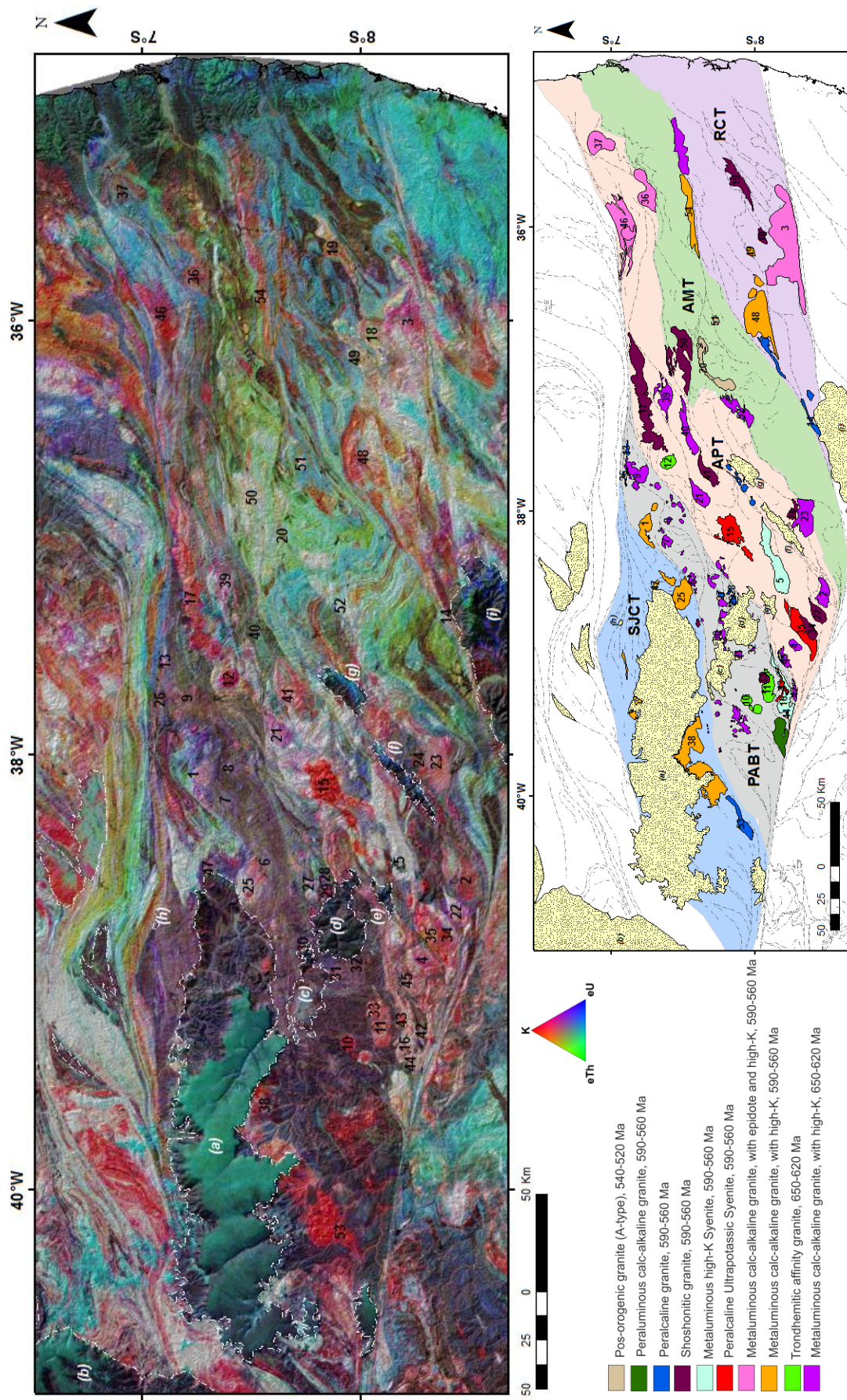


Figure 2.10 - Terranes of the TZD: RCT = Rio Capibaribe Terrain; AMT = Alto Moxoto; APT = Alto Pajeú; PABT = Planço Alto Brigida; SJCT = São Jose do Caiano. Representative Etiacarar Plutons of the main magma associations of TZD: 1= Itaporanga; 2= Riacho do Ico; 3 = Fazenda Nova; 4 = Conceição das Creoulas; 5= Pajeú; 6 = Conceição; 7 = Boa Ventura; 8 = Pedra Branca; 9 = Enas; 10 = Serrita; 11= Salgueiro; 12 = Palmeira; 13= Catingueira; 14 = Modema; 15 = Triunfo; 16 = Terra Nova; 17 = Teixeira; 18 = Tortima; 19 = Bom Jardim; 20 = Prata; 21 = Tavares; 22 = Serra do Arapua; 23 = Remedios; 24 = Betania; 25 = Serra da Lagoinha; 26 = Campo Grande; 27 = Cana Brava; 28 = Batanga; 29 = Bernardo Vieira; 30 = Carmo; 31 = Angico Torto; 32 = Verdejante; 33 = Salgueiro Leste; 34 = Serra Grande; 35 = Serra do Man; 36 = Campina Grande; 37 = Lourenço; 38 = Bodocó; 39 = Itapemirim; 40 = Tabira; 41 = Solidão; 42 = Boqueirão; 43 = Livramento; 44 = Casé; 45 = Caldeirão Encantado; 46 = Esperança; 47 = Serra da Lagoinha; 48 = Sa. da Jararaca; 49 = Sta. Cruz do Capibaribe; 50 = Serra Branca; 51 = Sa. da Engabeada; 52 = Gado Bravo; 53 = Ouricuri. Basins: (a) Arantob; (b) Betânia; (c) Carmo; (d) St. Jose Belmonte; (e) Mirandilba; (f) Jatobá; (g) Iara; (h) Jarobá.

The different patterns of gamma-ray signatures related to main shear zones present in the study area can be seen in Figure 2.10, and also in detail in figures 2.11 and 2.12. The Pernambuco shear zone has a thin and rectilinear tracing, with a narrow associated mylonitic zone, indicating low deformation of the adjacent rocks by the activation of the dextral movement of this shear zone. The geological features Serra do Jabitacá nappe and Congo – Cruzeiro do Norte shear zone are also well marked on figure 2.11 and define the limits of the Alto Pajeú, Alto Moxotó and Riacho Capibaribe terrains, respectively. These terrains differ in terms of the gamma-ray signatures, presenting different backgrounds. The Rio Capibaribe terrain presents a Paleoproterozoic migmatite-gneiss complex that form its basement, represented in blue/cyan colors. It is possible to notice the contours of Fazenda Nova and Bom Jardim granites (red, white and magenta colors) due to the high concentration of potassium (figures 2.10 and 2.11). The surface distribution of paragneissic rocks of the Surubim complex, some small mafic-ultramafic intrusions and also the metagabbro, anortosite and diorite rocks of the Passira Complex can be observed in black on the RGB map. The Alto Moxotó terrain, known for the extensive exposure of Paleoproterozoic rocks at the surface and weak influence of the Neoproterozoic orogeny, is represented by green colors on the RGB map. The hypothesis is that the weathering and erosion process may have played an important role in the surface rocks of this terrain, where the thorium, being the least mobile among the three radioelements, remained in the rocks and, in proportion to the lack of K and U related to the concentration of Th, the terrain highlights this greenish background.

A question that can be asked when analyzing the boundaries between Alto Moxotó and Rio Capibaribe terrains is: 'Why do adjacent terrains with Paleoproterozoic basements present so different gamma-ray signatures?'. In addition to the compositional difference between the rocks present in both terrains, processes related to the Brasiliano orogeny may have played an important role. Based on isotopic analysis of Rb/Sr, Brito Neves et al. (2013) proposed that the rocks of the Rio Capibaribe basement were subjected to very intense, partial and uneven isotopic rejuvenation (Sr^{87} redistribution) during the igneous and metamorphic events related to the Brasiliano orogeny. This same effect is not observed in the Alto Moxotó basement.

We also analyzed the gamma-ray signature pattern related to the Patos shear zone (Figure 2.12), which differs greatly from the Pernambuco shear zone.

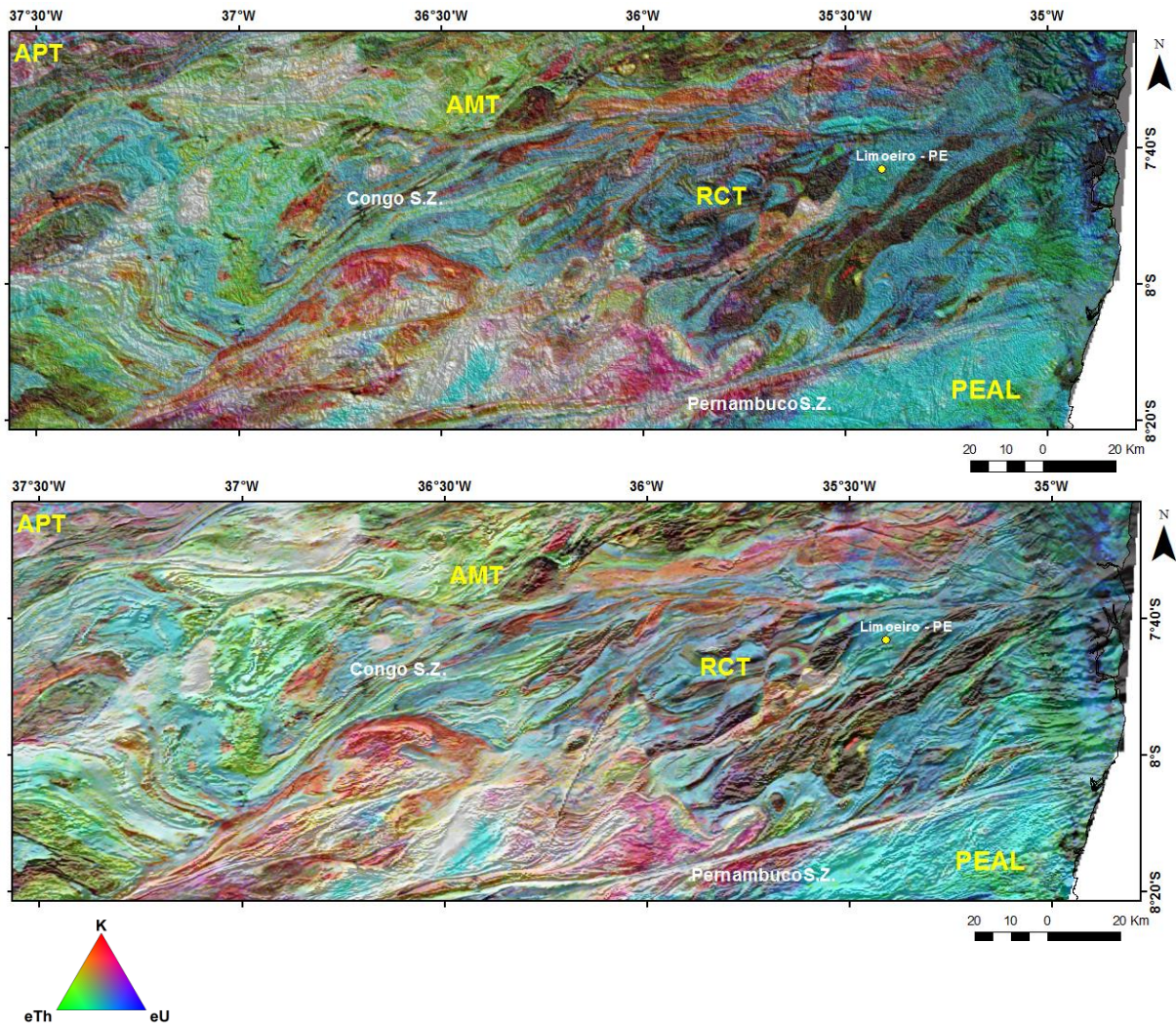


Figure 2.11 – Correlation of gamma-ray signatures from the southeastern portion of TZD with (a) digital model terrain (SRTM 30m) and (b) magnetic relief (TMI vertical derivative). Terrains with distinct gamma-ray signatures and well-marked structures as Pernambuco and Congo shear zones can be individualized on these maps.

As can be seen from the analysis of gamma-ray data of Figure 2.12, the Patos S.Z. present mylonitic zones parallel to the track of the main structure, with width of the order of tens of kilometers. According to Viegas et al. (2013), the eastern and central portions of this structure are composed of high-temperature mylonitic bands exhibiting subvertical mylonitic foliation and sub-horizontal stretching lineation. The variation of Th and K concentrations along the entire shear zone suggests a subdivision into three parts, and both digital terrain model and magnetic signatures observed in the vertical derivative, when overlapped on the RGB (KThU) geophysical image, allow the interpretation of different deformation patterns for each one of these parts. Based on the zircon ages of several rocks along the eastern portion of this shear zone, and temperature estimates by TitaniQ method, Viegas et al. (2013) observed this differentiation throughout the structure and estimated that the

nucleation of the Patos shear zone, under high temperature conditions, occurred around 565 Ma, with subsequent reactivation at 545 Ma at intermediate to low temperatures, culminating in the generation of ultramylonites and fine mylonites from the reworking of coarse mylonites and migmatites. These rocks have well defined gamma-ray signatures, presenting in the data as elongated geometry bodies and high values of K, Th and U, as shown in figures 2.10 and 2.12. The gamma-ray survey indicates that the Patos shear zone marks the boundary between terrains with quite distinct geophysical signatures. In the Rio Grande do Norte domain, signatures of high K and medium U, Th predominate, while to the south of the Patos S.Z the data show a strong rheological contrast with the Piancó-Alto Brígida terrain, which is formed of metapelitic rocks and less deformed granites.

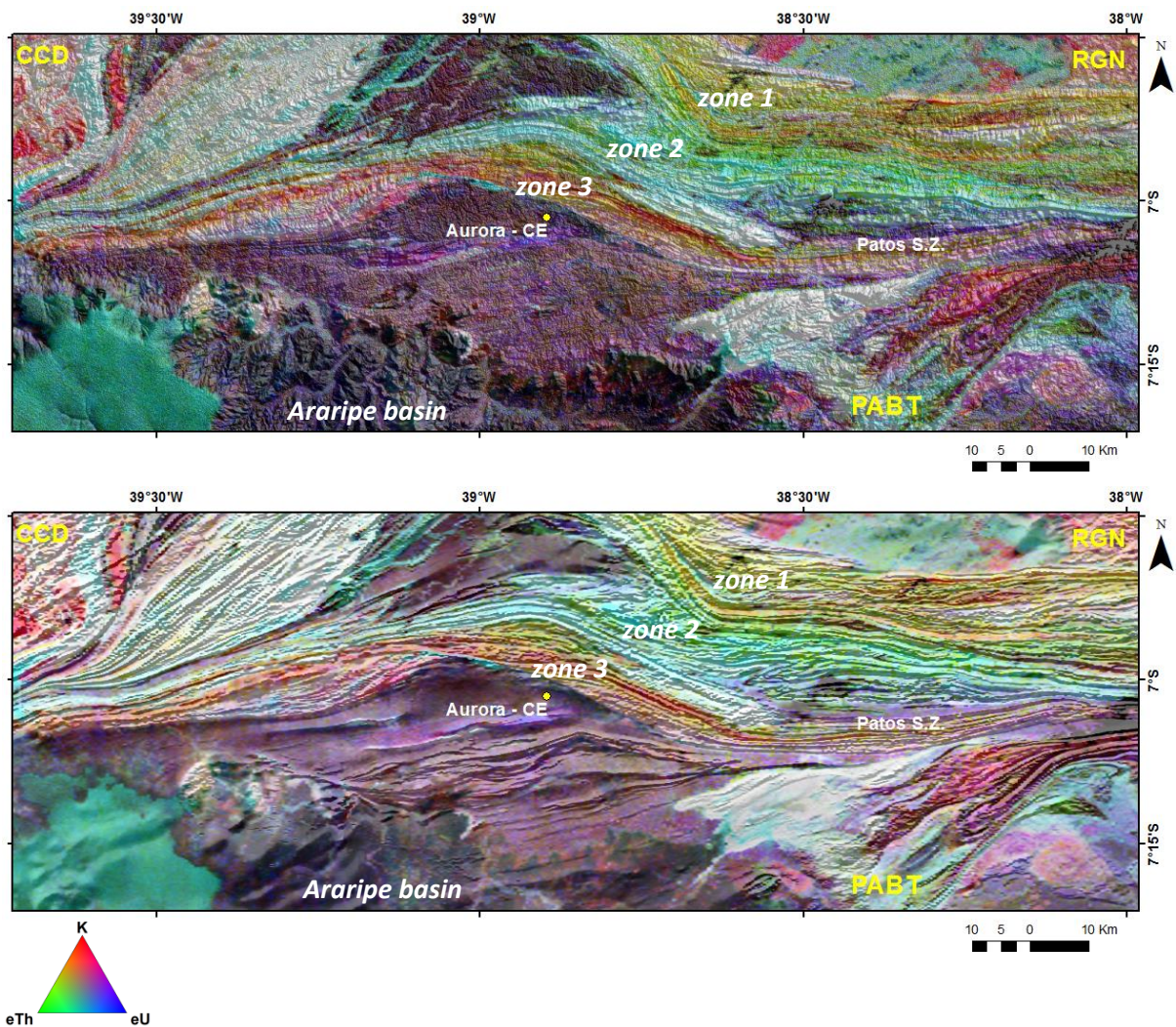


Figure 2.12 – Correlation of gamma-ray signatures from the northwestern portion of TZD with (a) digital model terrain (SRTM 30m) and (b) magnetic relief (TMI vertical derivative). The Patos S.Z. presents three main bands with distinct gamma-ray signatures, ranging from north to south, with high potassium at the borders, especially to the south.

2.5. Magnetization vector inversion

From the measurements of magnetic field (B), the magnetization vector inversion has as a premise to estimate the magnetization (M) that contributed to produce the magnetic field anomalies observed in 2D maps. It is desired to model a volume capable of producing these observed anomalies. In other words, suppose that we have a huge volume of buried magnetized material. The magnetic dipole moment per unit volume is M . What is the contribution that this object provides to the resulting magnetic field measured during an airborne geophysical survey? It is possible to perform geophysical-geological 3D models through the inversion of magnetic data, which takes this physical property into account. In fact, the 3D inversion to attempt recovery of the distribution of magnetic susceptibility has been widely used by geoscientists during the last decade. However, uncertainty in the direction of magnetization has limited the use of this technique when there is significant remanence present in the study area (Li et al., 2010). First, it is necessary to consider an important aspect related to the magnetic vector: the assumption that a magnetic body has two main sources of magnetization, M_i (induced) and M_r (remanent) (as shows equation 1):

$$\mathbf{M} = \mathbf{M}_i + \mathbf{M}_r \quad (1)$$

The conventional 3D inversion of magnetic susceptibility assumes that there is no remanent magnetization and that the induced magnetization is always at the same direction of the Earth's magnetic field. However, this assumption is not always valid. Other factors ignored in a traditional susceptibility inversion are the magnetic anisotropy, demagnetizing effects and local field disturbances due to the presence of expressive magnetic sources. The unaccounted effects, especially remanence, are much more relevant than previously thought, and this is part of the interpretation of the magnetic field that should not be ignored (McEnroe et al., 2009), especially when working in regions such as northeastern Brazil, for example, where these effects are quite expressive.

The 3D inversion of the magnetization vector (MVI) is a computational algorithm for the processing of magnetometric data, designed to generate 3D models for susceptibility and magnetization vector distribution in subsurface, which takes into account the effects of induced and residual magnetization without the need for prior

knowledge of the direction or intensity of the remanent magnetization (Ellis et al., 2012; MacLeod and Ellis, 2013; Barbosa and Pereira, 2013; Johnson and Aisengart, 2014; Aisengart, 2015). The magnetic field at point r_j generated by a volume V containing a magnetization \mathbf{M} , can be expressed according to equation 2:

$$\mathbf{B}(r_j) = \nabla \int_V \mathbf{M}(r) \cdot \nabla \frac{1}{|r - r_j|} dr^3 \quad (2)$$

This equation (2) shows that the magnetization vector \mathbf{M} is the parameter to be recovered by the inversion of the magnetic field. If the volume V containing the magnetization M is discretized in v_k ($k = 1, 2, \dots, N$) small volumes, each one with a constant magnetization m_k , assuming the three-dimensional components, equation 2 can be rewritten according to equation 3, as the sum of contribution of these small volume elements that form the material.

$$\mathbf{B}_\beta(r_j) = \sum_{\kappa, \alpha}^{N,3} m_{\kappa, \alpha} \int_{v_\kappa} \partial_\alpha \partial_\beta \frac{1}{|r - r_j|} dr^3 \quad (3)$$

Given a set of sources \mathbf{m}_k ($k=1,2,\dots,N$), then \mathbf{B}_j is the magnetic field anomaly predicted at points r_j ($j=1,2,\dots,M$). The α and β index are related to the spatial components of the vectors. In a general way, it is possible to rewrite the previous math expression in a simplified way:

$$\mathbf{B} = \mathbf{Gm} \quad (4)$$

With this simplification it becomes easier to realize that the problem of the inversion of the magnetization vector is to solve \mathbf{m} for a given \mathbf{B} . In order to solve this inverse problem, it is necessary to subject \mathbf{B} to certain regularization conditions, since there is the question of non-uniqueness of the solutions and also that some of the obtained solutions can be sensitive to the disturbances in the data. There may also occur some additional adversities arising from the presence of noise, or even the spatial distribution of the data, or problems in the discretization of the model.

Ellis et al. (2012) mathematically describe the MVI method, based on Tikhonov regularization, to solve the inverse problem for the magnetization vector by minimizing the difference between the calculated and the measured field. According to the algorithm developed by Ellis et al. (2012), in this case the inverse problem becomes the solution for m , where:

$$\text{Min } \phi(\mathbf{m}) = \phi_D(\mathbf{m}) + \lambda\phi_M(\mathbf{m}) \quad (5)$$

$$\phi_D(m) = \sum_j^M \left| \frac{G_j m - B_j}{e_j} \right|^2 \quad (6)$$

$$\phi_D(m) = \sum_{\gamma}^3 |w_{\gamma} \partial_{\gamma} m|^2 + |w_0 m|^2 \quad (7)$$

$$\lambda : \phi_D(m) = \chi_T^2 \quad (8)$$

In equation 5, the objective function ϕ , translates as the sum of the ‘adjust data term’ ϕ_D (*misfit*) and the model adjust ϕ_M (*model norm*) with the regularization parameter of Tikohonov, λ . In a general way, an objective function is an equation to be optimized, given certain boundary conditions, and with variables that need to be minimized or maximized using non-linear programming techniques. Equation 6 defines the *misfit*, that is the objective function that represents the degree of mismatch between observed and predicted data. It measures how close are the synthetic data, generated from the results, also considering the error associated with each point, e_j . Equation 7 is the objective function of the model in terms of the gradient and amplitude of the model, and the weights w_{γ} , w_0 . Equation 8 is an indication that the regularization parameter λ is chosen based on a satisfactory fit of the data, in terms of χ^2 . The χ^2 is one of the distributions used on statistic to quantitatively evaluate the relationship between the outcome of an experiment and the expected distribution for the model. In addition, other constraints can be added to the model, such as upper and lower bounds, for example. Constraints can be placed in m , as appropriate, to achieve a particular goal in regional geology or mineral exploration.

In the traditional inversion of magnetic data, the only physical property that used to describe a magnetic material was magnetic susceptibility. However, the nature of rocks is much more complex and requires a more general description of their magnetic properties. Aiming at this, Ellis et al. (2012), introduced in their algorithm the concept of anisotropic susceptibility, which generalizes the scalar susceptibility to a susceptibility vector with three components (χ_x, χ_y, χ_z) , with the amplitude of the anisotropic susceptibility representing the scalar susceptibility (Aisengart, 2015). The term *normal remanent magnetization* (NRM) is used to

describe the many types of magnetization that can occur, which include chemical, detrital, isothermal, thermo-retentive magnetic remanence, among other effects. In the equations below, the NRM is represented by the R vector, evidencing its contribution to the total magnetization. The units for the NRM are the same as for the magnetization vector, ie, A/m. The NMR is represented as a "pseudo-susceptibility", which allows it to be added to the anisotropic susceptibility to form the MVI susceptibility (Ellis et. al 2012; Aisengart, 2015). Therefore, the MVI is based on the effective susceptibility, which includes effects of anisotropic magnetization and remanent magnetization (Ellis et al. 2012).

$$\mathbf{M} = (\chi\mathbf{H} + \mathbf{R}) \quad (9)$$

$$\mathbf{R} = \chi_R\mathbf{H} \quad (10)$$

$$\mathbf{M} = (\chi + \chi_R)\mathbf{H} = \chi_{MVI}\mathbf{H} \quad (11)$$

$$\chi_{MVI} = \begin{pmatrix} \chi_x^{MVI} \\ \chi_y^{MVI} \\ \chi_z^{MVI} \end{pmatrix} \quad (12)$$

The equations above show how MVI susceptibility, based on "effective" (anisotropic + remnant) susceptibility, is related to the magnetization vector. This equation can be used to estimate the inclination and declination parameters of the effective susceptibility of a source, based entirely on the inversion process of magnetic data. In addition to the 3D distribution of the magnetization vector, the MVI provides the 3D distribution of the effective susceptibility according to the following equations:

$$\chi_{MVI}^{perp} = \chi_{MVI} \perp \mathbf{H} \quad (13)$$

$$\chi_{MVI}^{proj} = \chi_{MVI} \cdot \mathbf{H} \quad (14)$$

$$Amp = \|\chi_{MVI}\| \quad (15)$$

Equations 13 and 14, respectively, represent the projected and perpendicular components of the "effective" (anisotropic + remnant) magnetic susceptibility, and equation 15 represents the magnitude of the magnetic susceptibility, the most used result to interpret the susceptibility distribution in subsurface.

2.5.1. MVI Models

The regional MVI model represents an area of 950x250 km approximately, with a model cell size of 1500x1500x100 meters, creating a final output with 469x224x40 cells (Figure 2.13). This MVI result allowed the identification of the main geological and structural features on surface, besides possible continuity in depth. The MVI data show that the linear magnetic anomalies are, in general, aligned according to the E-W and NE-SW trend directions, controlled by the dextral movement of the Patos and Pernambuco shear zones. The main shear zones are well-marked and can be followed at the surface and in-depth based on this model. It is also possible to verify the extension of some remarkable anomalous bodies probably related to magmatic intrusions and the basement compartmentation.

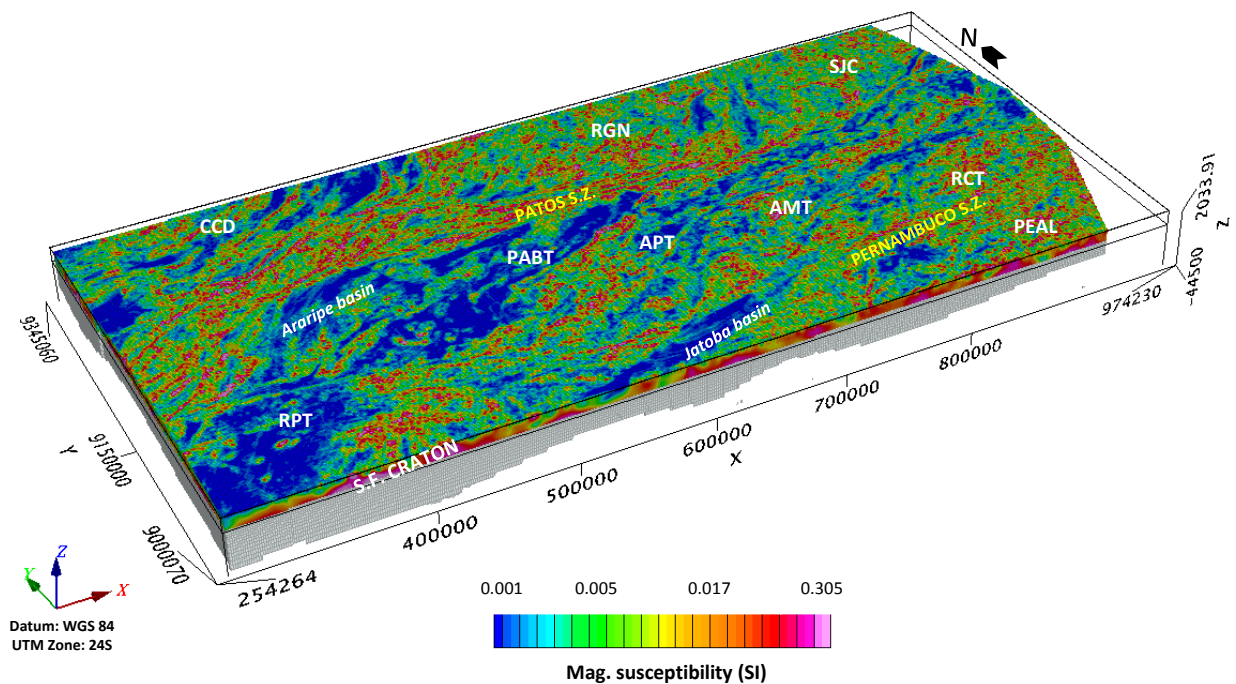


Figure 2.13 – Magnetization Vector Inversion results for TMI (up to 10 km deep) over the whole study area. The main terrains of the central portion of Borborema Province could be identified, also the Pernambuco and Patos shear zones. In gray, the lithospheric portion above the Curie surface.

Comparing the results of the amplitude of the component projected in the direction of the induction field with the one perpendicular to the field, or comparing the susceptibility inversion with them, it can be perceived that the remanent component plays an important role in the total magnetization (Figure 2.14).

The MVI model generated for the window A, which encompasses the central portion of the Patos shear zone, represents an area of about 150x70 km, with a

model cell size of 350x350x50 meters in high resolution, creating a final output with 447x141x52 cells. The results enhance the Patos shear zone, showing its extent in depth and also indicates that there is a strong variation in the subsurface susceptibility distribution from north to south. It is possible to observe clearly the strong variation in the direction of the magnetization vector. These effects are directly associated to the mylonite deformation bands that accompany the tracing of the Patos shear zone. South of the Patos S.Z., the susceptibility distribution completely changes the pattern. It is possible to infer low deformation at this part of the model, compared to the central band of the shear zone. In this portion, low deformed granite intrusions stand out, which causes the high and low steps that form the basement of the eastern part of the Araripe basin.

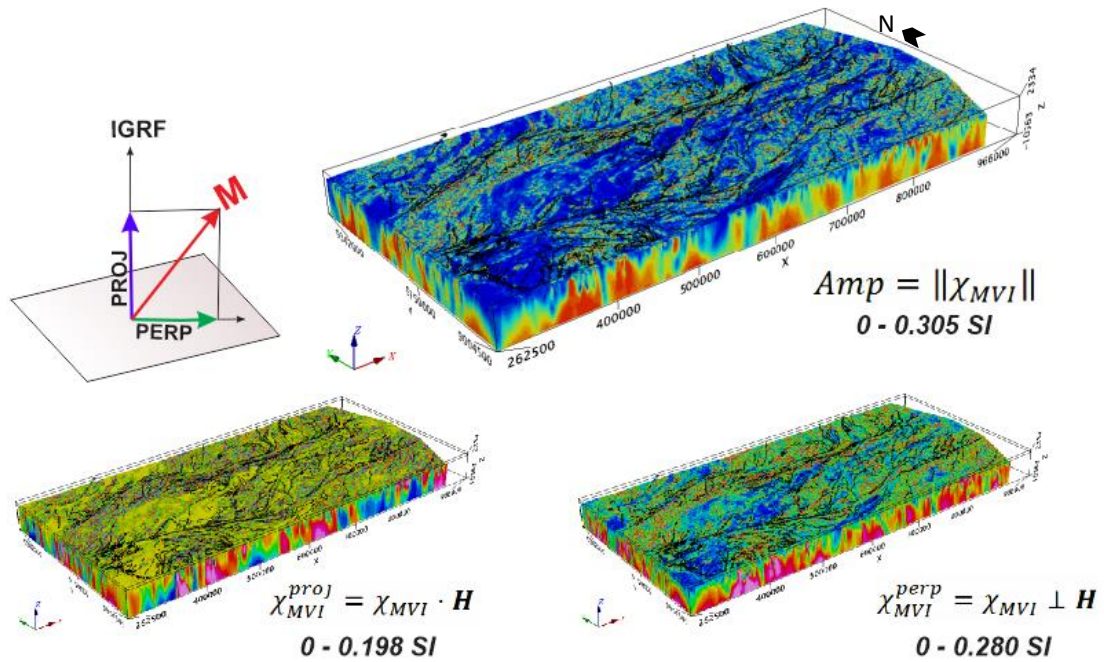


Figure 2.14 – Contribution of the projected and perpendicular components of the effective amplitude shows the strong influence of the remanent magnetization, indicating also that the traditional inversion of susceptibility, which considers only the magnetization in the direction of the induced field, would not be the most adequate technique for this type of terrain.

The Patos shear zone and its ramifications also work as large conduits for hydrothermal fluids, and several are the occurrences described in the literature. The Aurora-CE Cu-Fe mineralization, described by Huhn et al (2011) as IOCG-type is a good example of that. Due to the strong presence of ferrimagnetic minerals present in the hydrothermal fluids involved in the process of formation of this mineralization (especially Fe_3O_4), the structures that harbor the sulfides acquired high magnetic susceptibility.

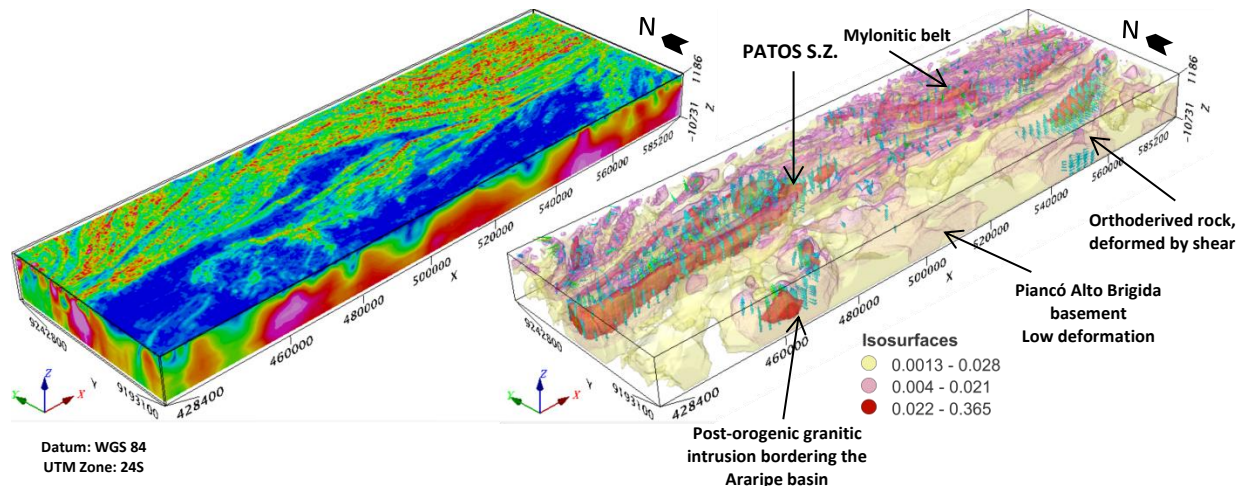


Figure 2.15 – Magnetization Vector Inversion results for TMI for window A, indicating a strong variation of the structural pattern from north to south. Amplitude and magnetization vectors clipped to enhance the main anomalous bodies related to the Patos shear zone.

The MVI model was correlated to the magnetic susceptibility data, density and geochemistry of samples obtained from the drill holes of the region, allowing a better understanding of the mineral system capable of generating IOCG type deposits embedded into the shear zone (Figure 2.16).

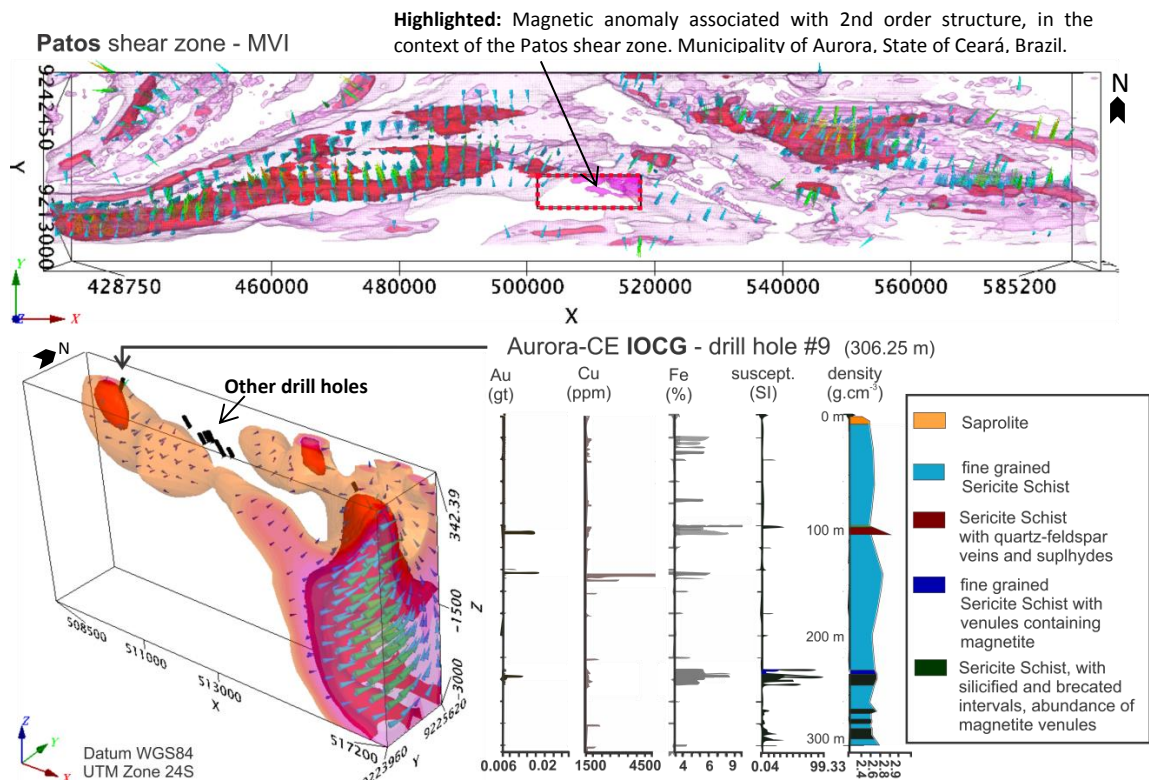


Figure 2.16 – The relationship between the zones of high magnetic susceptibility and IOCG occurrence (Huhn et al., 2011) close to Aurora city, Ceará State, in a secondary structure related to the Patos shear zone, where the anomalous zones of the model have a strong correlation with the drill holes analyzed.

The MVI model generated for the window B, which encompasses the southeastern portion of the TZD, represents an area of approximately 110x130 km, with a model cell size of 300x300x50 meters in high resolution, creating a final output with 447x141x52 cells (Figure 2.17).

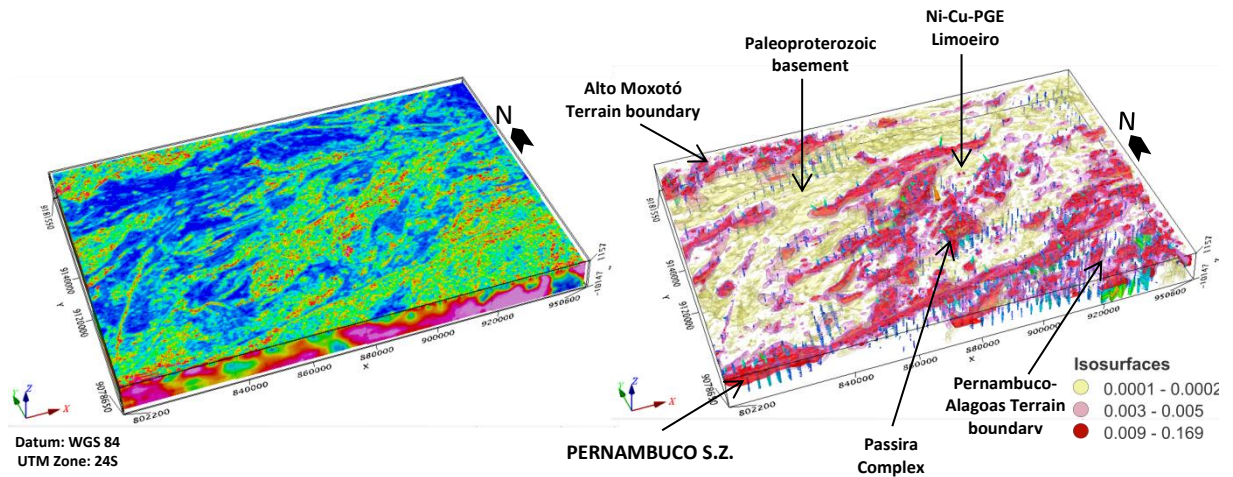


Figure 2.17 – Magnetization Vector Inversion results for TMI for window B. Amplitude and magnetization vectors clipped to enhance the main anomalous bodies indicating high amplitudes for the boundary between RCT and PEAL terrains. The Pernambuco shear zone is very well marked, also the boundary between AMT and RCT terrains. In the RCT terrain, the magnetic vector shows a high variation close to Limoeiro Ni-Cu-PGE deposit.

More rectilinear and less deformed, compared to the response obtained for Patos shear zone, the MVI results obtained in the Rio Capibaribe area shows as elongated magnetic body, in linear form, related to the Pernambuco shear zone. The analysis of the MVI results also reveals strong remanent effects close to the Limoeiro city, precisely where a Ni-Cu-PGE deposit occurs (figure 2.18).

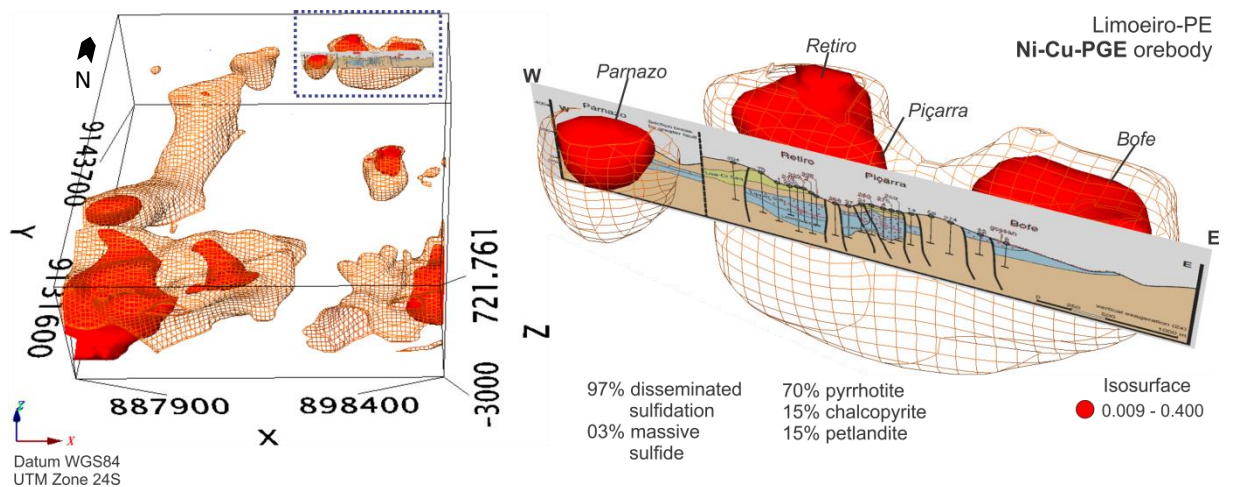


Figure 2.18 – MVI models for the Rio Capibaribe terrain, showing the relationship between the areas of high magnetic susceptibility and important mineral deposits present in the TZD, such as the Ni-Cu-PGE deposit of Limoeiro/PE, described as a mafic-ultramafic tubular intrusion (blue color, on profile) (Mota-e-Silva et al., 2013, Frutching, 2017).

After the analysis of the patterns of distribution of susceptibility of the generated models and analysis of the extension, in depth, of the main shear zones of the TZD, a 3D modeling of these geological structures was carried out. Several profiles of the MVI models were extracted to accomplish this task, as shown in Figure 2.19. The data analyzed suggested that the Patos shear zone has a slight dip to the south, quite pronounced in the MVI profiles drawn from the central and western parts of the TZD, while the Pernambuco shear zone has a more sub-horizontal track almost all of its extension. The TZD external branches of these shear zones were neglected in the model, which shows only the main track through the study area.

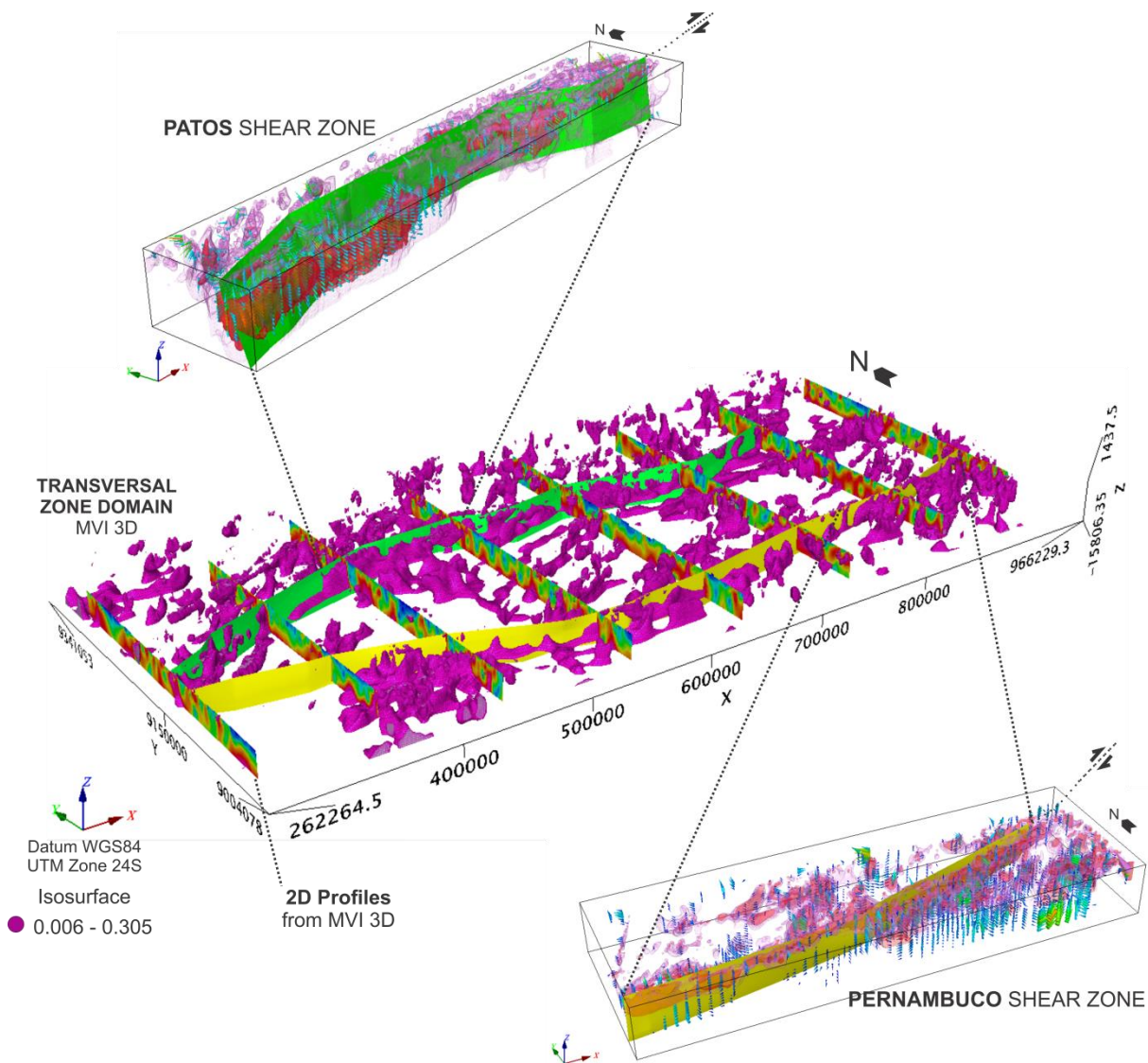


Figure 2.19 – 3D Modelling of the Pernambuco and Patos shear zones, from the analysis of the MVI model data. High magnetic susceptibility and distinct pattern of the magnetization vector characterize the tracing of these shear zones throughout the Transversal Zone.

2.6. Integrated analysis

The main geophysical surveys performed on Borborema Province were gathered in a 3D environment to allow an integrated analysis and geophysical-geological modeling of the Transversal Zone Domain. The gravity Bouguer anomaly map and the 3D surfaces modeled, related to Patos and Pernambuco shear zones, both performed in this work, were integrated to the 3D Curie Surface (derived from 2D map of Correa et al., 2016), magnetotelluric profile (Padilha et al., 2016) and seismic refraction profile (Lima et al., 2014) (Figure 2.20).

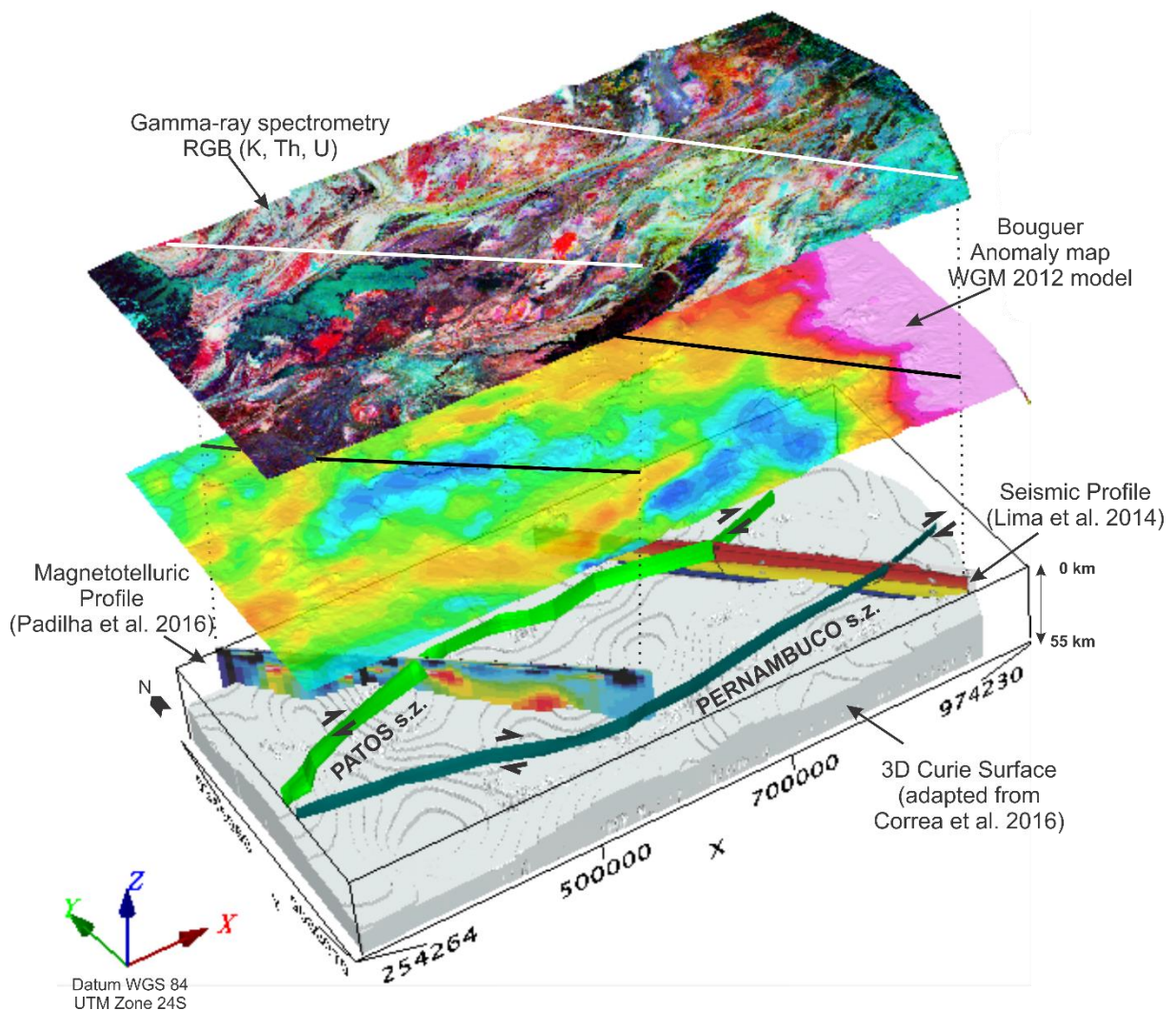


Figure 2.20 – Integration of geophysical data from the TZD region. In the eastern part TZD, the positive gradient of Bouguer anomaly, the Curie surface elevation (Correa et al., 2016) and the seismic refraction profile (Lima et al., 2014) indicate crustal thinning in this portion of the study area. In the western part, a gravimetric low (in green) coinciding with Curie surface lowering and presence of a strong electrical conductivity anomaly (Padilha et al., 2016) at depths of 30 to 40 km would indicate significant crustal thickening.

The geological interpretation of this geophysical dataset has as a starting point the result obtained by Padilha et al. (2016) with the magnetotelluric method. From the database, all the information regarding the section of the MT profile that intersects the Transverse Zone was drawn, organized as shown in Figure 2.21. The integrated analysis of this profile allows the visualization of an anomaly of high electrical conductivity at depths of the order of 20 ~ 30 km, with visible lateral continuity, entering the Transversal Zone and converging southward towards the São Francisco craton. This behavior of the MT anomaly starts right from the Patos shear zone.

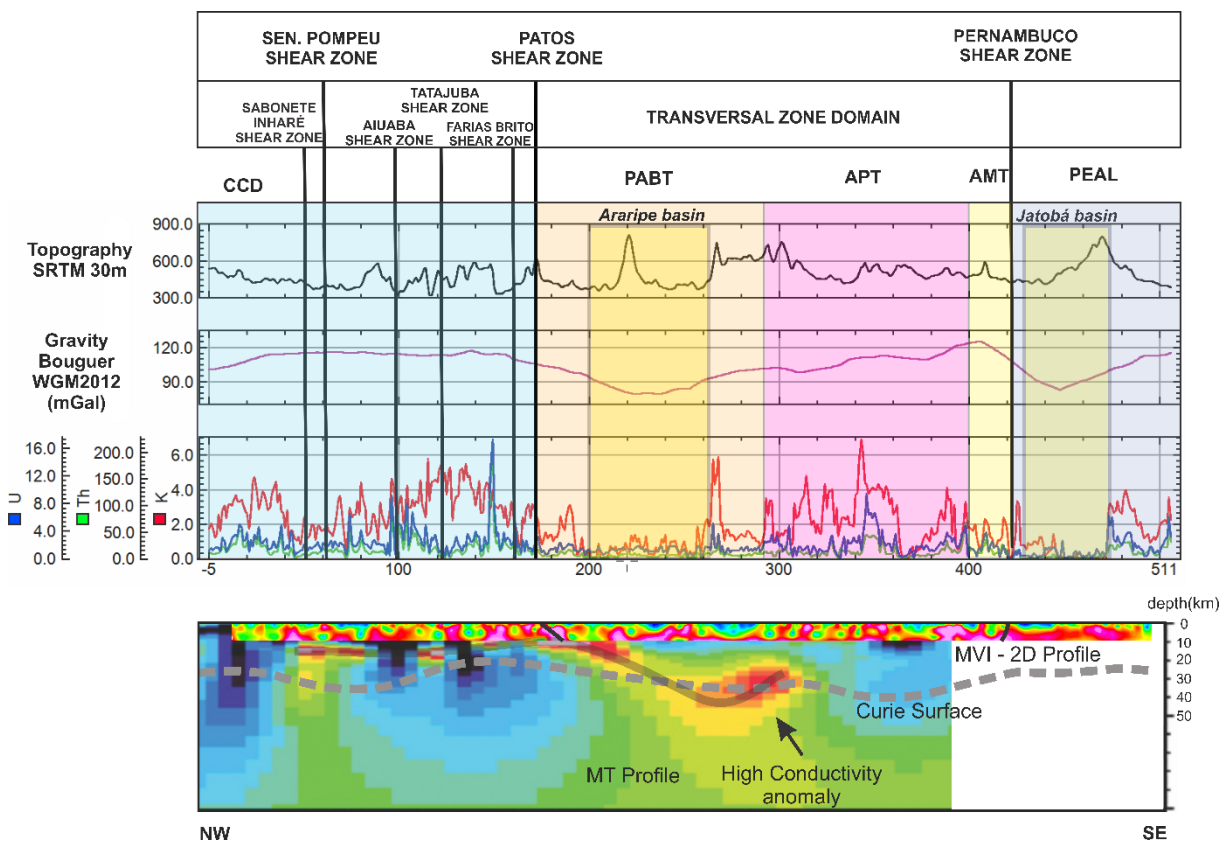


Figure 2.21 – Geophysical integrated analysis for the NW-SE cross section along the Transversal Zone Domain. The main structures and terrains were correlated with their respective geophysical signatures. Magnetotelluric data (Padilha et al. 2016) indicates a high conductivity zone coincident with lowering of the isothermal Curie surface (Correa et al., 2016), low regional gravimetric trend, change on relief to topographic high and gamma-ray signatures showing K, Th and U high values at the surface, which is an indicator of the abundance of granitic rocks in the region.

This anomaly dips to the south just before the Araripe basin, reaching depths greater than 40 km in the same region where the Bouguer anomaly points to a regional gravimetric low (Figures 2.3, 2.4 and 2.19). In the same region, SRTM data reveal a local topographic high, and gamma-ray data indicate concentrations of K, Th and U which evidence the strong presence of granite rocks (Figures 2.9 – 2.12). Several granites of this region, related to the granitic terrains of Alto Pajeú, Riacho

Gravatá and the eastern border of Piancó-Alto Brígida, were duly mapped and dated, and references to abundant granitogenesis with predominantly calc-alkaline composition in this region are abundant in the literature (Figure 2.10b). In depth, there is an evident lowering of the Curie surface, which follows parallel to the MT anomaly throughout this contour. Based on the geophysical dataset analysed, the tectonic evolution hypothesis that can better explain the coincident anomalies over the central-west portion of the Transversal Zone is the model of collisional tectonics during the Neoproterozoic orogenies proposed by Brito Neves et al., (1995), Araujo et al., (2013, 2014), Caxito et al., (2016), Brito Neves et al. (2016), Padilha et al., (2016), among others. Based on this assumption, this work presents an adaptation of this model, following the interpretation made from the integration of data and approximate ages found in the literature (Figure 2.22).

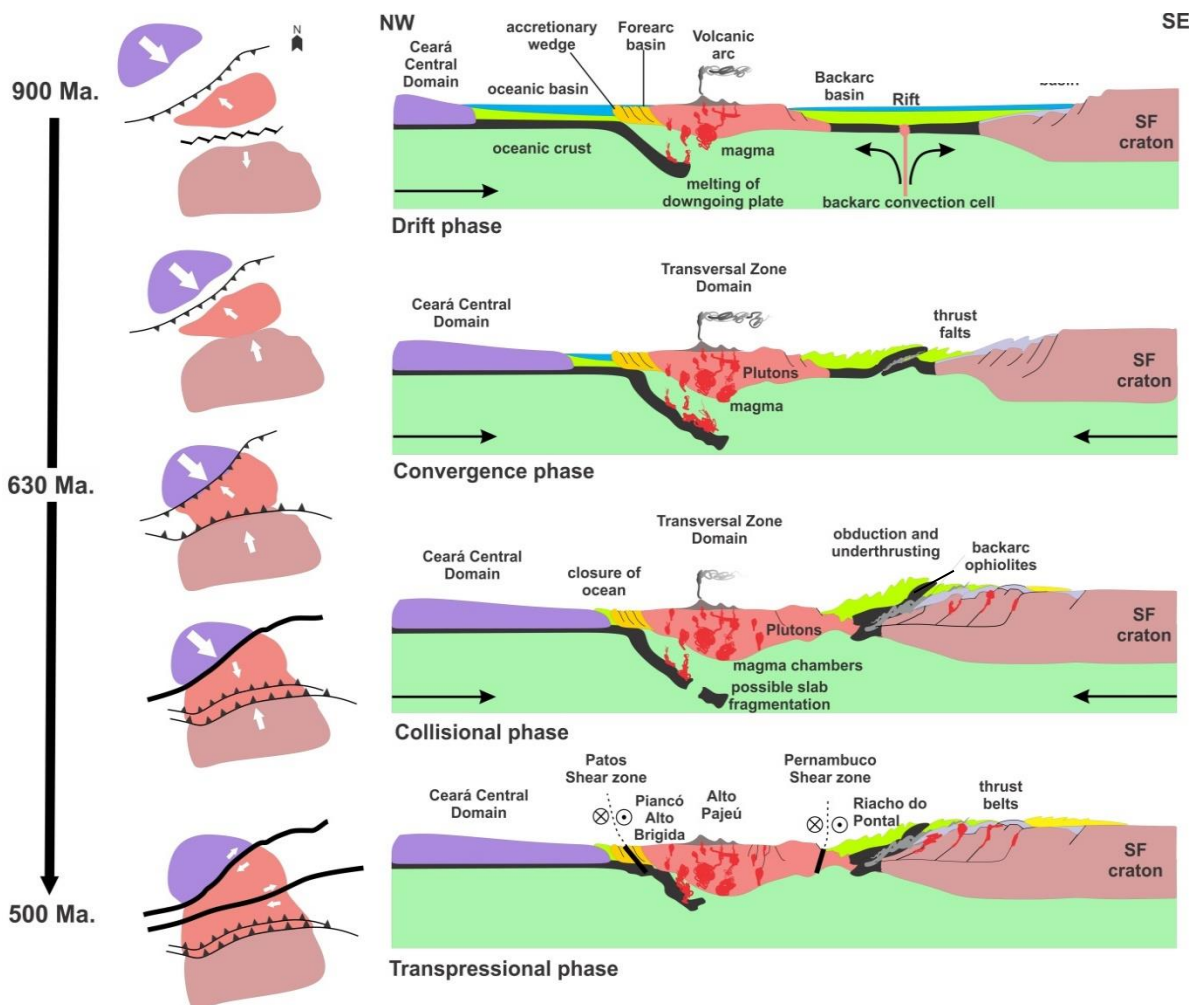


Figure 2.22 – Neoproterozoic geotectonic evolution proposal of the Transversal Zone, Borborema Province, derived from the integrated analysis of geophysical data. In this proposal, multiple plates interacted to form the western part of Gondwana supercontinent (Adapted, with modifications, from Araujo et al. 2013, Brito Neves et al., 2016, Caxito et al., 2016).

2.7. Conclusion

The Bouguer gravity map presented here indicates that the western portion of Transversal Zone has a mid/low gravity anomaly probably related to an increase in crustal thickness, an interpretation which has an important tectonic meaning. The gravity data also indicated that the Borborema Province has a thin crust at the ocean border. Perhaps the location of the province near the N-S trending South Atlantic opening as well as the E-W trending equatorial opening enhanced crustal stretching in that region during the Cenozoic.

From the magnetic dataset, it was possible to verify that, although both shear zones, Patos and Pernambuco, have wide lateral continuity, the distinct magnetic signatures reveal different deformation processes. Containing a wide mylonitic band which measures several kilometers in width, the Patos shear zone deformed the pre-Cambrian rocks in a much more intense way. In terms of magnetic signatures, the Patos shear zone is the most remarkable structure in the whole Brazilian Northeast, even when compared to the geophysical signature of the Sobral-Pedro II shear zone, which is interpreted as an extension of the Transbrasiliano lineament in the Borborema Province. Gamma-ray signatures of high K, Th and U, related to elongate bodies and embedded inside the mylonitic belt of Patos shear zone are related to orthogneiss, mylonites, ultramylonites, anatexites and diatexites, rocks derived from partial reworking and/or partial melting of crustal material under a transpressive stage. The enhanced ternary image revealed the existence of parallel zones to the main axis of Patos shear zone, which can be interpreted as a result of partial melting and dextral shearing in the Patos shear zone approximately dated at 565 Ma, while the ductile-brittle reworking conditions that defines the low-grade mylonitization events occurred at approximately 545 Ma. These events generated different strain conditions, translated into the terrain as the extensive bands observed in the airborne geophysical dataset. The western portion of the Patos shear zone has a significant change in direction and pattern of deformation, which is quite remarkable, especially on the ASA and vertical derivative maps. In this part of the structure, the shear zone inflects to NW, crossing below the Araripe sedimentary basin to meet the Pernambuco shear zone, in the extreme southwest of TZD. Sigmoidal structures suggest that the western portion of the Araripe basin was formed as a pull-apart system within a belt of structures controlled by this main shear zone. The eastern

portion of this basin appears to have its compartmentation controlled by the presence of low deformed granitic intrusions.

Also all products derived from the gamma-ray airborne survey allowed the individualization of the different domains of Transversal Zone since they have very characteristic geophysical signatures. The application of this technique produced excellent results for the Borborema Province and proved to be a fundamental tool in the identification and mapping of granitic intrusions. From the analysis of the K, Th and U concentrations of the different granites catalogued in the Transversal Zone, was possible to perform a basic classification and identify characteristic signatures for some of the granite suites. The data indicates abundance of granitic rocks in Transversal Zone, especially within the Alto Pajeú terrain, where the calc-alkalic suites, usually related to subduction zones, are abundant. However, this type of rock can also occur in other environments, since there is no shortage of warnings in articles and books about the fact that not all orogenic andesites are calc-alkaline, and not all calc-alkaline andesites are orogenic.

The conventional inversion methods for magnetic data assumes that all magnetization is in the direction of the current Earth's magnetic field. The results obtained with the MVI inversion showed that the remanent magnetization plays an important role in the total magnetization and cannot be ignored when working with magnetic data, especially in regions such as the Borborema Province. The main shear zones could be modeled in almost all their lateral extension, to depths up to 10km. A variation of the direction of the magnetization vector in comparison with the direction of the Earth's magnetic field induction is observed along the whole track of the Patos and Pernambuco shear zones indicating that the activation of these structures at the end of the Brasiliano orogeny may have contributed to a strong magnetic remanence observed in the magnetic data of the study area. The MVI technique also shows an excellent result to solve complex magnetic structures associated to important metallic mineral ore bodies present in the Transversal Zone, suggesting that the magnetic susceptibility is an important exploratory vector that should not be neglected in mineral exploration activities. Interesting exploratory targets were proposed and further investigations with higher resolution magnetic surveys or using other geophysical methods may be performed to confirm the mineral potential of these areas.

Furthermore, MVI results presented in this work showed important links between regional and economic geology. The 3D models could be confirmed on both regional and detail scale. On the regional scale, the correlation between the main geological features and the areas of high susceptibility, as well as the magnetic susceptibility contrasts between the terrains that form the TZD, provide greater reliability to the shown interpretation. In deposit scale, the inversion results were confirmed by the imaging of zones of high magnetic susceptibility associated to important known mineral occurrences. This set of factors highlights the importance of applying this type of technique more extensively in geological mapping and mineral exploration projects.

Based on the geophysical dataset analyzed, the tectonic evolution hypothesis that can better explain the coincident anomalies over the central-west portion of the Transversal Zone is the theory of collisional tectonics during the Neoproterozoic orogenies previously proposed by researchers such as Araujo et al. (2013), Brito Neves et al. (2016) and Caxito et al. (2016), among others. It was possible to propose a geotectonic evolution model for the Transversal Zone based on the results obtained. To see deeper, it will be necessary to acquire new geophysical data such as magnetotelluric, deep seismic refraction and reflection surveys over new profiles are highly recommended to attempt to compose this puzzle and confirm (or refute) this proposal of tectonic evolution. The set of results and interpretations show that geophysics is definitely not restricted to the role of refining surface geological mapping.

2.2.8. Acknowledgments

This work presents part of the results obtained during the master's project in regional geology of Frederico Ricardo Ferreira Rodrigues de Oliveira e Sousa at Universidade de Brasília (UnB). We would like to thank Geological Survey of Brazil (CPRM) for providing the airborne geophysical data and infrastructure. We also thank the Geoscience Institute of Universidade de Brasília (IG-UnB) and the Geosoft Latinoamerica Ltda for the partnership and for additional resources for the research. Additionally, we also thank Dr. José Eduardo Soares (UnB) for discussions and suggestions, and Leisha Jo Reynolds, for the translation and text editing work. Adalene Moreira Silva thanks CNPq for her research grant.

2.2.9. Rereferences

AISENGART, T. 2015. Qualitative and Quantitative Magnetization Vector Inversion applied to the Pirapora Anomaly. 14th International Congress of The Brazilian Geophysical Society, Rio de Janeiro, Brazil.

AISENGART, T., PEREIRA, J.G., RECH, M., BARBOSA, R.D., 2017. Self-Organizing Maps applied to Magnetization Vector Inversion. In: 15th International Congress of The Brazilian Geophysical Society, Rio de Janeiro, Brazil.

ALMEIDA, C.N., GUIMARAES, I.P., BEURLEN, H., TOPITSCH, W.M., FERRER, D.M.M., 2009. Evidências de metamorfismo de alta pressão na faixa de dobramentos Pajeú – Paraíba, Província Borborema, nordeste do Brasil: petrografia e química mineral de rochas metamáficas. *Revista Brasileira de Geociências* 39(3): 421-434.

ARTHAUD, M.H., CABY, R., FUCK, R.A., DANTAS, E.L., PARENTE, C.V., 2008. Geology of the northern Borborema Province, NE Brazil and its correlation with Nigeria, NW Africa. *Geological Society v* 294 – 49-67. DOI 10.1144/SP294.4.

ARAUJO C.E.G., WEINBERG, R.F., CORDANI, U.G., 2013. Extruding the Borborema Province (NE-Brazil): a two-stage Neoproterozoic collision process. *Terra Nova* 26 (2),157-168. <http://dx.doi.org/10.1111/ter.12084>.

ARAUJO, C.E.G, CORDANI, U.G., WEINBERG, R.F., BASEI, M.A.S., ARMSTRONG, R., SATO, K., 2014. Tracing Neoproterozoic subduction in the Borborema Province (NE-Brazil): Clues from U-Pb geochronology and Sr-Nd-Hf-O isotopes on granitoids and migmatites. *Lithos*, v. 202-203, 167-189,

ASSINE, M. L., 2007. Bacia do Araripe. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15(2), 371-389.

ASSUMPÇÃO, M., BIANCHI, M., JULIÀ, J., DIAS, F.L., FRANÇA, G.S., NASCIMENTO, R., DROUET, S., PAVAO, C.G., ALBUQUERQUE, D.F., LOPES, A.E.V., 2013. Crustal thickness map of Brazil: Data compilation and main features. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 43, 74-85.

BALMINO, G., VALES, N., BONVALOT, S., BRIAIS, A., 2011. Spherical harmonic modeling to ultra-high degree of Bouguer and isostatic anomalies. *Journal of Geodesy*. DOI 10.1007/s00190-011-0533-4.

BARBOSA, R.D, PEREIRA, J.G. 2013. Inversão 3D de dados Magnéticos na Região de Mara Rosa – Goiás, Brasil, utilizando Geosoft VOXI. Thirteenth International Congress of the Brazilian Geophysical Society, Rio de Janeiro.

BEGG, G.C., HRONSKY, J.A.M., ARNDT, N.T., GRIFFIN, W.L., O'REILLY, S.Y., HAYWARD, N., 2010. Lithospheric, Cratonic, and Geodynamic Setting of Ni-Cu-PGE Sulfide Deposits. *Economic Geology*, v. 105, p. 1057–1070.

BEURLIN, H., GUIMARÃES, I. P., SILVA FILHO, A. F., BARRETO, B. S. 1992. Proterozoic C-Type Eclogites Hosting Unusual Ti-Fe-Cr-Cu Mineralizations in Northeast Brazil. *Precambrian Research*, v. 58, n.1, p. 195-214.

BLEWET, R.S., HENSON, P.A., ROY, I.G., CHAMPION, D.C., CASSIDY, K.F., 2010. Scale-integrated architecture of a world-class gold mineral system: The Archaean eastern Yilgarn Craton, Western Australia. *Precambrian Research*, v. 183, p. 230-250.

BLUM, M.L.B., 1999. Processamento e interpretação de dados de geofísica aérea no Brasil Central e sua aplicação à Geologia Regional e à Prospecção Mineral. Tese de Doutorado. Universidade de Brasília. 229 p.

BONVALOT, S., BALMINO, G., BRIAIS, A., M. KUHN, PEYREFITTE, A., VALES N., BIANCALE, R., GABALDA, G., REINQUIN, F., SARRAILH, M., 2012. World Gravity Map. Commission for the Geological Map of the World. Eds. BGI-CGMW-CNES-IRD, Paris.

BRITO NEVES B.B., SANTOS E.J., VAN SCHMUS W.R. 2000. Tectonic history of the Borborema province. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (eds.). *Tectonic Evolution of the South America*. 31st International Geological Congress. Rio de Janeiro, p. 151-182.

BRITO NEVES B.B., VAN SCHMUS W.R., SANTOS E.J., CAMPOS NETO M.C.C. 1995. O Evento Cariris Velhos na Província Borborema: integração de dados, implicações e perspectivas. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 25, p.151-182.

BRITO NEVES B.B., SPRÖESSER, W.M., PETRONILHO, L.A., SOUZA, S.L. 2013. Contribuição à Geologia e à Geocronologia do Terreno Rio Capibaribe (TRC, Província Borborema). *Geologia USP Serie Científica*, v. 13(2), p. 97-122.

BRITO NEVES, B.B., PASSARELLI, C. R.; BASEI, M. A. S.; SANTOS, E. J. 2003. Idades U-Pb em zircão de alguns granitos clássicos da Província Borborema. *Geologia USP, Série científica* v.3, p. 25-38.

BRITO NEVES, B.B., SANTOS, E.J., FUCK, R.A., SANTOS, L.C.M.L. 2016. A preserved early Edicaran magmatic arc at the northernmost portion of the Transversal Zone central subprovince of the Borborema Province, Northeastern South America. *Brazilian Journal of Geology*, v. 46(4), p. 491-508.

BRITO NEVES, B.B., VAN SCHMUS, W.R., FETTER, A.H. 2001. Noroeste da Africa - Nordeste do Brasil (Província Borborema) Ensaio comparativo e problemas de correlação. *Geologia USP Série Científica*, São Paulo, v.1, p. 59-78.

BRITO-NEVES B.B., VAN SCHMUS W.R., KOZUCH M., SANTOS E.J., PETRONILHO L., 2005. A Zona Tectônica Teixeira Terra Nova - ZTTTN - Fundamentos da Geologia Regional e Isotópica. *Geologia USP Série Científica*, v. 5(1), p. 57-80.

CAIXITO, F.A., UHLEIN A., DANTAS, E.L., STEVENSON R., SALGADO, S.S., DUSSIN, I.A., SIAL, A.N., 2016. A complete Wilson Cycle recorded within the Riacho do Pontal Orogen, NE Brazil: Implications for the Neoproterozoic evolution of the

Borborema Province at the heart of West Gondwana. *Precambrian Research* v. 282, p. 97-120.

CAMACHO, C.R., SOUSA, F.R.F.R.O., 2017. O arcabouço estrutural da Bacia Sedimentar do Araripe, Província Borborema, baseado em dados aeromagnetométricos *Geol. USP, Sér. cient.*, São Paulo, v. 17(3), p. 114-161.

CARREIRO-ARAUJO, S., COELHO, F.S.F., SILVA, A. M.; TOLEDO, C.L.B.; HACKSPARCHER, P.C. 2009. A utilização de Produtos Derivados de Alta Densidade de Amostragem no Mapeamento Geológico da Serra do Bom Sucesso - Porção Meridional do Cráton São Francisco. In: 11th International Congress of the Brazilian Geophysical Society, 2009, Salvador.

CORREA, R.T., VIDOTTI, R.M., OKSUM, E., 2016. Curie surface of Borborema Province, Brazil. *Tectonophysics*, v. 679, p. 73-87.

CURTO, J.B., PIRES, A.C.B., SILVA, A.M., CROSTA, ALVARO P. 2012. The role of airborne geophysics for detecting hydrocarbon micro seepages and related structural features: The case of Remanso do Fogo, Brazil. *Geophysics*, v. 77, p. B35.

ELLIS, R.G., WET, B., MACLEOD, I.N., 2012. Inversion of Magnetic Data from Remanent and Induced Sources, 22nd International Geophysical Conference and Exhibition, Australia.

FRUCHTING, A. Estratégias para utilização de dados geofísicos na exploração de mineralizações do tipo Ni-Cu-PGE: a descoberta do depósito de limoeiro, PE. 2017. ix, 89 f., il. Dissertação (Mestrado em Geologia)—Universidade de Brasília, Brasília, 2017.

GUIMARAES, I.P., BRITO-NEVES, B.B., 2004. Geochemistry characterization of part of the early Neoproterozoic plutonism in the Central structural domain of the Borborema Province, NE Brazil. In: 32th International Geological Congress, 2004, Florença. Abstract, 2004.

GUIMARÃES, I.P., FILHO, A.F.S., ALMEIDA, C.N., VAN-SCHMUS, W.R., ARAUJO, J.M.M., MELO, S.C., MELO, E.B., 2004. Brasiliano (Pan-African) granitic magmatism in the Pajeú-Paraíba belt, Northeast Brazil: an isotopic and geochronological approach. *Precambrian Research*, v. 135, p. 23-53.

GUIMARÃES, I.P., SILVA, E.G., DA SILVA FILHO, A.F., ARMSTRONG, R.A., ALMEIDA, C.N., 2014. Evidences of Rhyacian extensional event in the Central Domain of the Borborema Province, NE Brazil. *Comunicações Geológicas*, v. 101, p. 265-267.

GUIMARÃES, I.P., VAN SCHMUS, W.R., BRITO NEVES, B.B., BRETAS BITTAR, S.M., SILVA FILHO, A.F., ARMSTRONG, R., 2012. U Pb zircon ages of orthogneisses and supracrustal rocks of the Cariris Velhos belt: Onset of Neoproterozoic rifting in the Borborema Province, NE Brazil. *Precambrian Research*, v. 192-195, p. 52-77.

HUHN, S.R.B., JUSTO, A.P., FILHO, C.R.S., MONTEIRO, L.V.S., Caracterização geológica do prospecto de óxido de ferro-cobre-ouro (IOCG) Aurora, Ceará, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 41(3), p. 525-538.

HUSTON D.L., SUN S., BLEWETT R., HICKMAN A.H., VAN KRANENDONK R., PHILLIPS D., BAKER D. & BRAUHART C.2002. The timing of mineralization in the Archean North Pilbara Terrain, Western Australia. *Economic Geology*, v. 97, p. 733-754.

JOHNSON, A., AISENGART, T., 2014. Interpretation of magnetic data at low magnetic latitudes using Magnetization Vector Inversion. *Journal of Geophysics*, v. 35 (3), p.91-96.

KOZUCH, M. 2003. Isotopic and trace element geochemistry of Early Neoproterozoic Gneissic and Metavolcanic rocks of the Cariris Velhos of the Borborema Province, Brazil, and their bearing on Tectonic setting. Thesis (Doctor of Philosophy) - Department of Geology, University of Kansas, Lawrence, USA, 199 p.

LI, Y., SHEARER, S.E., HANEY, M.M., DANNEMILLER, N., 2010. Comprehensive approaches to 3D inversion of magnetic data affected by remanent magnetization. *Geophysics*, v. 75(1), p. L1-L11. (<https://doi.org/10.1190/1.3294766>)

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. *Journal of South America Earth Science*, v. 58, p. 335-349.

LOWELL, J.D., GUILBERT, J.M., 1970, Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits. *Economic Geology*, v. 65, p. 373–408.

MACLEOD, I.N., ELLIS, R.G., 2013. Magnetization Vector Inversion, a simple approach to the challenge of varying direction of rock magnetization. *Australian Society of Exploration Geophysicists, Extended Abstracts 2013*, p. 1-4, Melbourne.

MARIANO, G., NEVES, S. P., SILVA FILHO, A. F., 2001. Diorites of the High-K Calc-Alkalic Association: Geochemistry and Sm-Nd Data and Implications for the Evolution of the Borborema Province, Northeast Brazil. *International Geology Review*, v.. 43, p. 921-929.

MCENROE, S. A., FABIAN, K., ROBINSON, P., GAINA, C., BROWN, L., 2009, Crustal Magnetism, Lamellar Magnetism and Rocks that Remember. *Elements*, v. 5, p. 241-246.

MEERT, J.G., 2001. Growing Gondwana and Rethinking Rodinia: A Paleomagnetic Perspective. *Gondwana Research*, v.4(3), p. 279-288.

METELKA, V.; BARATOUXA L.; NABAD S., JESSELL M.W. 2011. A geophysically constrained litho-structural analysis of the Eburnean greenstone belts and associated granitoid domains, Burkina Faso, West Africa. *Precambrian Research* v. 190, p. 48-69.

MINTY, B., 1997. Fundamentals of airborne gamma-ray spectrometry. *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics*, v. 17 (2), p. 39-50.

MOTA-E-SILVA, J., FERREIRA FILHO C.F., GIUSTINA, M.E.S.D., 2013. The Limoeiro Deposit: Ni-Cu-PGE Sulfide Mineralization Hosted Within an Ultramafic Tubular Magma Conduit in the Borborema Province, Northeastern Brazil. *Economic Geology*, v. 108, p 1753-1771.

NABIGHIAN, M.N., 1972. The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: Its properties and use for automated anomaly interpretation. *Geophysics*, v. 37, p. 507-517.

NEVES S.P., BRUGUIER O., VAUCHEZ A., BOSCH D., SILVA J.M.R., MARIANO G., 2006. Timing of crust formation, deposition of supracrustal sequences, and Transamazonian and Brasiliano metamorphism in eastern Borborema Province (NE Brazil): implications for western Gondwana assembly. *Precambrian Research*, v. 149, p. 197-216.

NEVES, S.P., 2003. Proterozoic history of the Borborema province (NE Brazil): correlations with neighboring cratons and Pan-African belts and implications for the evolution of western Gondwana. *Tectonics* v. 22, p. 10-31. <http://dx.doi.org/10.1029/2001TC001352>.

NEVES, S.P., MARIANO, G., 1997. High-K calc-alkalic plutons in NE Brazil: origin of the biotite diorite/quartz monzonite to granite association and implications for the evolution of the Borborema province. *Int.l Geol. Rev.* v. 39, p. 621-638.

NEVES, S.P., MONIE, P., BRUGUIER, O., RANGEL DA SILVA, J.M., 2012. Geochronological, thermochronological and thermobarometric constraints on deformation, magmatism and thermal regimes in eastern Borborema Province (NE Brazil). *Journal of South America Earth Science*, v. 38, p. 129-146.

NGAKO, V., AFFATON, P., NNANGE, J.M., NJANKO, T., 2003. Pan-African tectonic evolution in central and southern Cameroon: transpression and transtension during sinistral shear movements. *Journal of African Earth Sciences*, v. 36, p. 207-214.

OLIVEIRA R.G. 2008. Arcabouço geofísico, isostasia e causas do magmatismo cenozóico da Província Borborema e de sua margem Continental (Nordeste do Brasil). Tese Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 411 p.

OLIVEIRA, R.G., ANDRADE, J.B.F., 2014. Interpretação geofísica dos principais domínios tectônicos brasileiros. In: SILVA, M.G., NETO, M.N.B.R., JOST, H., KUYUMJIAN, R.M., 2014. Metalogênese das províncias tectônicas brasileiras. Belo Horizonte. ed. CPRM.

PADILHA, A.L., VITORELLO, I., PADUA, M.B., FUCK, R.A., 2016. Cryptic signatures of Neoproterozoic accretionary events in northeast Brazil imaged by magnetotellurics: Implications for the assembly of West Gondwana. *Tectonophysics* v. 699, p.164-177.

PASSCHIER, C., & COELHO, S., 2006. An outline of shear-sense analysis in high-grade rocks. *Gondwana Research*, v. 10(1), p. 66-76.

RODRIGUES, S.W.O., BRITO NEVES, B.B., 2008. Padrões isotópicos Sm-Nd no limite entre os terrenos Alto Pajeú e Alto Moxotó (PB). *Revista Brasileira de Geociências* 38(1): 209-225.

ROEST WR, VERHOEF J & PILKINGTON M. 1992. Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal. *Geophysics*, v. 57, p. 116-125.

SÁ, J.M.; LETERRIER, J.M.; SILVA, E.R., 1997. Augen gnaisses vs augen gnaisses da Faixa Jaguaribean, NE Brasil: estratigrafia, geoquímica e idades U-Pb. In: 17th Simpósio de Geologia do Nordeste, Fortaleza, p.113-1176.

SANTOS, E. J.; FERREIRA, C. A.; SILVA JUNIOR, J. M. F. Geologia e recursos minerais do Estado da Paraíba: texto explicativo dos mapas geológicos e de recursos minerais do Estado da Paraíba. Recife: CPRM; Serviço Geológico do Brasil, 2002. 142 p. + 2 mapas.

SANTOS, E.J., 1995. O complexo granítico Lagoa das Pedras: acreção e colisão na região de Floresta (Pernambuco), Província Borborema. Tese de doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 219 p.

SANTOS, E.J., NUTMAN, A.P., BRITO NEVES, B.B., 2004. Idades SHRIMP U-Pb do Complexo Sertânia: Implicações sobre a evolução tectônica da Zona Transversal – Província Borborema. *Geologia USP: Série Científica* 4(1): 1-12.

SANTOS, E.J., OLIVEIRA, R.G., PAIVA, I.P., 1997. Terrenos do Domínio Transversal da Província Borborema: controles sobre acreção e retrabalhamento crustais ao sul do Lineamento Patos. In: 17th Simp. Geologia do Nordeste, Fortaleza, p. 11-14.

SANTOS, E.J., VAN SCHMUS, W.R., KOZUCH, M., BRITO NEVES, B.B., 2010. The Cariris Velhos tectonic event in Northeast Brazil. *Journal of South America Earth Science*, v. 29, p. 61-76.

SANTOS, L.C.M. L., DANTAS, E.L, SANTOS, E.J., SANTOS, R.V., LIMA, H.M., 2014. Early to Late Paleoproterozoic magmatism in NE Brazil: The Alto Moxotó Terrane and its tectonic implications for the Pre-West Gondwana assembly. *Journal of South American Earth Sciences*, xxx, p.1-22
<http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2014.07.006>

SHETH, H.C., TORRES-ALVARADO, I.S., VERMA, S.P., 2002. What Is the “Calc-alkaline Rock Series”? *International Geology Review*, v. 44, p. 686–701.

SIAL, A.N., 1987. Granitic Rocks of Northeast Brazil. *International Symposium on Granites and Associated Mineralizations (ISGAM)*, Salvador, Bahia, Brazil, p. 61-70.

SIAL, A.N., FERREIRA, V. P., 2015. Magma associations in Ediacaran granitoids of the Cachoeirinha–Salgueiro and Alto Pajeú terranes, northeastern Brazil: Forty years of studies. *Journal of South American Earth Sciences*, xxx, p. 1-21.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2015.10.005>

SMITHIES R.H., CHAMPION D.C. & CASSIDY K.F. 2003. Formation of Earth's early Archean continental crust. *Precambrian Research* 127: 89-102.

SMITHIES R.H., CHAMPION D.C., VAN KRANENDONK M.J. 2009. Formation of Paleoproterozoic continental crust through infracrustal melting of enriched basalt. *Earth and Planetary Science Letters* 281 (2009) 298–306.

STEWART, J.R & BETTS, P. G. 2010. Implications for Proterozoic plate margin evolution from geophysical analysis and crustal-scale modeling within the western Gawler Craton, Australia. *Tectonophysics*, 483 151–177.

TAPLEY, B., RIES, J., BETTAPUR, S., CHAMBERS, D., CHENG, M., CONDI, F., GUNTER, B., KANG, Z., NAGEL, P., PASTOR, R., PEKKER, T., POOLE, S., WANG, F., 2005. GGM02 – An improved Earth gravity field model from GRACE. *J. Geodesy*.

TROMPETTE, R., 1994. *Geology of Western Gondwana (2000–500 Ma). Pan-African - Brasiliano Aggregation of South America and Africa*. A.A. Balkema Press, Rotterdam, 350 p.

VAN SCHMUS W.R., BRITO NEVES B.B., HACKSPACHER P., BABINSKI M., 1993. Identification of crustal blocks in Northeast Brazil using Sm-Nd and U-Pb geochronology. II Simpósio sobre o cráton do São Francisco. Salvador, Bahia, Brazil. *Anais*: p. 239-242.

VAN SCHMUS W.R., BRITO NEVES B.B., HACKSPACHER P., FETTER A.H., KOZUCH M., DANTAS E.L., BABINSKI M., 1997. The Borborema Province: A collage of polycyclic crustal domains in NE Brazil. XVII Simpósio de Geologia do Nordeste, Resumos Expandidos, 15, Fortaleza, CE Brazil.

VAN SCHMUS, W. R., BRITO NEVES, B. B. ET AL. 2003. Seridó Group of NE Brazil, a Late Neoproterozoic pre- to syn-collisional flysch basin in West Gondwana land Insights from SHRIMP U-Pb detrital zircon ages. *Precambrian Research*, 127, 287–327.

VAN SCHMUS, W.R., BRITO NEVES, B.B. & BABINSKI, M. 1994. Mesoproterozoic crustal domains in Borborema Province: evidence from U/Pb and Sm/Nd geochronology. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38. Balneário de Camboriú, 1994. *Anais...Balneário de Camboriú, SBG*, p. 403-404.

VAN SCHMUS, W.R., BRITO NEVES, B.B., HACKSPACHER, P., BABINSKY, M., 1995. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of the eastern Borborema province, northeastern Brazil: initial conclusions. *Journal of South America Earth Science*, v. 8, p. 267-288.

VAN SCHMUS, W.R., KOZUCH, M., BRITO NEVES, B.B., 2011. Precambrian history of the Zona transversal of the Borborema Province, NE Brazil: insights from Sm–Nd and U–Pb geochronology. *Journal of South America Earth Science*, v. 31, p. 227-252.

VAN SCHMUS, W.R., OLIVEIRA, E.P., SILVA FILHO, A.F., TOTEU, S.F., PENAYE, J., GUIMARÃES, I.P., 2008. Proterozoic links between the Borborema Province, NE Brazil, and the Central African Fold Belt. In: PANKHURST, R.J., TROUW, R.A.J., BRITO NEVES, B.B., DE WIT, M.J. (Eds.), *West Gondwana: Pre-Cenozoic correlations across the South Atlantic Region*. Geological Society Special Publication, v. 294, p. 69–99.

VIEGAS, L.G., ARCHANJO, C.J., VAUCHEZ, A., 2013. Fabrics of migmatites and the relationships between partial melting and deformation in high-grade transpressional shear zones: The Espinho Branco anatexite (Borborema Province, NE Brazil). *Journal of Structural Geology*, v. 48, p. 45-56.

3. Discussões e conclusões

A caracterização dos limites dos diferentes domínios tectônicos que compõem o Domínio da Zona Transversal (DZT) foi realizada por meio da interpretação dos diferentes produtos derivados de dados geológicos pré-existentes, gravimetria satelital e aerogeofísicos de alta densidade de amostragem (magnetometria e gamaespectrometria). O uso de produtos derivados de dados gamaespectrométricos e magnetométricos para mapear a distribuição espacial das rochas vulcânicas ultramáficas, máficas e félsicas possibilitou a obtenção de dados importantes para a compreensão da geologia da região. A modelagem geológico-geofísica 3D da Zona Transversal, a partir da inversão do Vetor de Magnetização (MVI), e a sua integração com outros levantamentos geofísicos disponíveis na literatura mostrou ótimos resultados. A análise integrada permitiu mapear e interpretar as principais estruturas presentes na Zona Transversal.

Com base no conjunto de dados geofísicos analisados, a hipótese de evolução tectônica que pode explicar melhor as anomalias coincidentes sobre a porção centro-oeste do domínio da Zona Transversal é o modelo de tectônica colisional durante as orogênicas Neoproterozóicas, proposta defendida por Brito Neves et al., (1995, 2016) ; Van Schmus et al. (1995); Kozuch, (2003); Santos et al., (2010); Caixito et al., (2016) Padilha et al., (2016), entre outros. Com base nessa constatação, este trabalho apresenta uma adaptação desse modelo, seguindo a interpretação feita a partir da integração de dados e idades aproximadas encontradas na literatura. Nesta proposta de cenário, múltiplas placas interagiram para formar a parte ocidental do supercontinente Gondwana.

A continuidade das pesquisas nessa região, utilizando métodos geofísicos diversos, como novos perfis sísmicos e magnetotelúricos (longo período), ampliação da rede de estações sismográficas e a implementação de um programa contínuo de aquisição de dados gravimétricos terrestres para a região são propostas de projetos que poderiam fornecer novas e importantes informações de subsuperfície, e assim, poder fazer uso de um conjunto de dados mais robusto para avançar na compreensão da geologia da Província Borborema e seu papel durante os ciclos orogênicos neoproterozóicos.

Nas linhas a seguir são apresentadas as conclusões a que se chegou a partir da análise dos dados trabalhados neste projeto de mestrado:

Sobre a gravimetria

** ver também Anexo I*

O mapa de anomalia Bouguer apresentado neste trabalho indica que a porção centro-oeste da Zona Transversal tem uma baixa anomalia de gravidade, provavelmente relacionada a um aumento na espessura da crosta, interpretação essa que tem um importante significado tectônico. Os dados da gravimetria também indicaram que a Província de Borborema tem uma crosta fina na borda do oceano. Talvez a localização da província perto da abertura N-S do Atlântico Sul, bem como a abertura equatorial de tendências E-W, que poderiam atuar realizando um estiramento litosférico nessa região durante o cenozóico. São hipóteses que ainda precisam de mais dados de subsuperfície, com diferentes métodos sendo aplicados, para poder se diluir as ambiguidades na interpretação dos dados.

Sobre a magnetometria

** ver também Anexos II e III*

A partir dos dados de campo magnético foi possível verificar que, embora ambas as zonas de cisalhamento tenham larga continuidade lateral, as assinaturas magnéticas distintas revelam processos de deformação diferenciados. Contendo uma larga faixa milonítica de dezenas de quilômetros de extensão lateral, a zona de cisalhamento Patos deformou as rochas pré-cambrianas de uma maneira muito mais intensa. Em termos de assinaturas magnéticas, a zona de cisalhamento Patos é a estrutura mais expressiva do nordeste brasileiro, mesmo se comparada a assinatura geofísica da zona de cisalhamento Sobral-Pedro II, a qual é interpretada como extensão do lineamento Brasileiro na Província Borborema.

A porção oeste da zona de cisalhamento Patos tem uma mudança significativa em termos de direção e padrão de deformação, bastante perceptível, especialmente nos mapas da amplitude do sinal analítico e da primeira derivada vertical. Nesse trecho a zona de cisalhamento sofre uma inflexão NW, para baixo da bacia sedimentar do Araripe. Estruturas sigmóides sugerem que a porção oeste da bacia do Araripe foi formada como um sistema do tipo *pull-apart* controlado pela movimentação dextral da zona de cisalhamento Patos. A porção oeste dessa bacia apresenta assinatura geofísica que permite inferir que a sua compartimentação em

altos e baixos estruturais é bastante controlada pela presença de intrusões graníticas.

Sobre a gamaespectrometria

** ver também Anexo IV*

Assinaturas gamaespectrométricas de alto K, Th, U para corpos alongados e encaixados no cinturão de cisalhamentos da z.c. Patos são relacionadas a ortognaisses milonitos, ultramilonitos, anatexitos e diatexitos, rochas derivadas de retrabalhamento e/ou fusão parcial de material crustal sob regime transpressivo. Os dados gamaespectrométricos também revelam a existência de zonas paralelas ao traçado principal da zona de cisalhamentos Patos, as quais podem ser interpretadas a partir do entendimento de que a fusão parcial e movimentação dextral da zona de cisalhamento Patos teve início há 565 Ma aproximadamente, enquanto o retrabalhamento em condições rúpteis-dúcteis, o qual define a milonitização de médio a baixo grau que ocorreu há cerca de 545 Ma., gerou diferentes condições de deformação, as quais são traduzidas no terreno pelas extensas faixas observadas nos dados aerogeofísicos.

A gamaespectrometria permitiu a individualização dos diferentes domínios da TZD por possuírem assinaturas bastante características. A aplicação dessa técnica produziu excelentes resultados para a Província Borborema, e mostrou-se como ferramenta fundamental na identificação e cartografia e espacialização de intrusões graníticas. A partir da análise dos padrões de assinatura gama dos diferentes granitos foi possível realizar uma classificação básica e perceber assinaturas características para algumas das suítes graníticas do TZD. Os dados indicam abundância de rochas graníticas no DZT, especialmente sobre o terreno Alto Pajeú, onde suites calci-alcalinas, geralmente relacionadas a ambientes de subducção, são abundantes. Contudo, esse tipo de rocha também pode ocorrer em outros ambientes tectônicos, e existe uma ampla gama de artigos e livros alertando para o fato de que nem toda orogenia andesítica é calci-alcalina e nem toda rocha calci-alcalina é orogênica.

Sobre a inversão do vetor de magnetização - MVI

As técnicas de inversão convencionais para susceptibilidade magnética pressupõem que a magnetização dos terrenos é dominada pela magnetização induzida pelo campo geomagnético. A inversão MVI evitou o problema da magnetização remanente, pois resolveu a direção e a amplitude da magnetização vetorial, não prescindindo de conhecimento prévio de características da magnetização de remanência locais. Os resultados obtidos com a inversão MVI mostraram que a magnetização remanente tem importante papel na magnetização total e não pode ser negligenciada ao se trabalhar com magnetometria, especialmente na região da Província Borborema.

As principais zonas de cisalhamento puderam ser modeladas em praticamente toda a sua extensão lateral, a profundidades até 10km. Uma variação da direção do vetor de magnetização em comparação com a direção de indução do campo magnético da Terra é observada ao longo de praticamente toda a extensão das zonas de cisalhamento de Patos e Pernambuco, indicando que a ativação dessas estruturas no final do ciclo brasileiro pode ter contribuído para uma forte remanência magnética observada nos dados magnéticos para a área de estudo.

Essa técnica de inversão de dados também se mostra uma excelente ferramenta para se tentar modelar estruturas magnéticas que possam estar associadas a importantes ocorrências de minerais metálicos. A partir de uma análise dos modelos gerados é possível propor alvos exploratórios interessantes, e outras investigações, com levantamentos magnéticos de maior resolução ou outros métodos geofísicos, podem ser realizadas nessas áreas para confirmar o seu potencial mineral. Principalmente, a inversão MVI demonstrou ser uma importante ferramenta geofísica para compreender a compartimentação interna do domínio da Zona Transversal.

Sobre o uso do MVI em exploração mineral na Província Borborema

Os resultados obtidos com a inversão de dados de magnetometria provenientes da base de dados do Serviço Geológico do Brasil - CPRM tiveram forte correlação com informações diretas extraídas das regiões onde existem relevantes ocorrências de Ni-Cu-PGE (Depósito em Limoeiro-PE) e Cobre, Ferro e Ouro (*Tipo IOCG* em Aurora-CE). Os resultados são expressivos e por si só estabelecem a

importância em se considerar a susceptibilidade um vetor de exploração a ser utilizado amplamente em projetos de exploração mineral dessa natureza, na região da Província Borborema.

A integração dos modelos 3D para a região de Aurora com os dados de furos de sondagem analisados apresentou um exemplo importante. Quando a Companhia Vale do Rio Doce – VALE explorava a região ela contava com dados de mapeamento e pode constatar o forte controle estrutural na região. Feitas as devidas análises nas amostras obtidas em campo, iniciou-se a campanha de sondagem. A CPRM ainda não havia feito aerolevantamentos geofísicos nessa região na época. Os resultados obtidos mostram que se os resultados da inversão de susceptibilidade estivessem disponíveis, a campanha de sondagem certamente teria outra configuração em termos de direção e profundidade dos furos.

A aplicação do MVI na região de Limoeiro-PE mostrou uma forte correlação com os perfis interpretados para o depósito, presentes na literatura e elaborados a partir de ampla pesquisa de sondagem e levantamentos geofísicos em escala de depósito. O MVI individualizou um corpo anômalo de alta susceptibilidade magnética, compatível com os perfis e modelos do depósito de Ni-Cu-PGE de alta qualidade já elaborados por outros pesquisadores como Frutching (2017). Isso reforça a confiabilidade nos modelos gerados ao mostrar que, mesmo dados obtidos em escala regional, como os aerolevantamentos da CPRM, possuem resolução suficiente para produzir bons resultados em campanhas de exploração mineral em diferentes escalas.

Sobre a análise integrada

** ver também Anexo V*

Com base no conjunto de dados geofísicos analisados, a hipótese de evolução tectônica que melhor explica as anomalias coincidentes sobre a porção centro-oeste do Domínio da Zona Transversal é o modelo de tectônica colisional durante as orogenias Neoproterozóicas. O conjunto de resultados e interpretações realizados mostra que a geofísica não se restringe ao papel de refinamento do mapeamento geológico, oposto ao que alguns pesquisadores do DZT comentaram em artigos recentes.

4. Referências Bibliográficas

ACCIOLY, A.C.A., 2000. Geologia, geoquímica e significado tectônico do complexo metanortosítico de Passira – Província Borborema – nordeste brasileiro. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo, São Paulo, 155 p.

Aisengart, 2015

AISENGART, T. 2015. Qualitative and Quantitative Magnetization Vector Inversion applied to the Pirapora Anomaly. 14th International Congress of The Brazilian Geophysical Society, Rio de Janeiro, Brazil.

ALMEIDA, C.N., GUIMARAES, I.P., BEURLEN, H., TOPITSCH, W.M., FERRER, D.M.M., 2009. Evidências de metamorfismo de alta pressão na faixa de dobramentos Pajeú – Paraíba, Província Borborema, nordeste do Brasil: petrografia e química mineral de rochas metamáficas. *Revista Brasileira de Geociências* 39(3): 421-434.

ASSUMPÇÃO, M., BIANCHI, M., JULIÀ, J., DIAS, F.L., FRANÇA, G.S., NASCIMENTO, R., DROUET, S., PAVAO, C.G., ALBUQUERQUE, D.F., LOPES, A.E.V., 2013. Crustal thickness map of Brazil: Data compilation and main features. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 43, 74-85.

BALMINO, G., VALES, N., BONVALOT, S., BRIAIS, A., 2011. Spherical harmonic modeling to ultra-high degree of Bouguer and isostatic anomalies. *Journal of Geodesy*. DOI 10.1007/s00190-011-0533-4.

BARBOSA, R.D, PEREIRA, J.G. 2013. Inversão 3D de dados Magnéticos na Região de Mara Rosa – Goiás, Brasil, utilizando Geosoft VOXI. Thirteenth International Congress of the Brazilian Geophysical Society, Rio de Janeiro.

BEURLEN, H., GUIMARÃES, I. P., SILVA FILHO, A. F., BARRETO, B. S. 1992. Proterozoic C-Type Eclogites Hosting Unusual Ti-Fe-Cr-Cu Mineralizations in Northeast Brazil. *Precambrian Research*, v. 58, n.1, p. 195-214.

BONVALOT, S., BALMINO, G., BRIAIS, A., M. KUHN, PEYREFITTE, A., VALES N., BIANCALE, R., GABALDA, G., REINQUIN, F., SARRAILH, M., 2012. World Gravity Map. Commission for the Geological Map of the World. Eds. BGI-CGMW-CNES-IRD, Paris.

BRITO NEVES B.B., SANTOS E.J., VAN SCHMUS W.R. 2000. Tectonic history of the Borborema province. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (eds.). *Tectonic Evolution of the South America*. 31st International Geological Congress. Rio de Janeiro, p. 151-182.

BRITO NEVES B.B., VAN SCHMUS W.R, SANTOS E.J, CAMPOS NETO M.C.C. 1995. O Evento Cariris Velhos na Província Borborema: integração de dados, implicações e perspectivas. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 25, p.151-182.

BRITO NEVES B.B.,SPRÖESSER, W.M., PETRONILHO, L.A., SOUZA, S.L. 2013. Contribuição à Geologia e à Geocronologia do Terreno Rio Capibaribe (TRC, Província Borborema). *Geologia USP Serie Científica*, v. 13(2), p. 97-122.

BRITO NEVES, B.B., PASSARELLI, C. R.; BASEI, M. A. S.; SANTOS, E. J. 2003. Idades U-Pb em zircão de alguns granitos clássicos da Província Borborema. *Geologia USP, Série científica* v.3 São Paulo.

BRITO NEVES, B.B., SANTOS, E.J., FUCK, R.A., SANTOS, L.C.M.L. 2016. A preserved early Edicaran magmatic arc at the northernmost portion of the Transversal Zone central subprovince of the Borborema Province, Northeastern South America. *Brazilian Journal of Geology*, v. 46(4), p. 491-508.

BRITO NEVES, B.B., VAN SCHMUS, W.R., FETTER, A.H. 2001. Noroeste da Africa - Nordeste do Brasil (Província Borborema) Ensaio comparativo e problemas de correlação. *Geologia USP Série Científica*, São Paulo, v.1, p. 59-78.

BRITO-NEVES B.B., VAN SCHMUS W.R., KOZUCH M., SANTOS E.J., PETRONILHO L., 2005. A Zona Tectônica Teixeira Terra Nova - ZTTTN - Fundamentos da Geologia Regional e Isotópica. *Geologia USP Série Científica*, v. 5(1), p. 57-80.

CAXITO, F.A., UHLEIN A., DANTAS, E.L., STEVENSON R., SALGADO, S.S., DUSSIN, I.A., SIAL, A.N., 2016. A complete Wilson Cycle recorded within the Riacho do Pontal Orogen, NE Brazil: Implications for the Neoproterozoic evolution of the Borborema Province at the heart of West Gondwana. *Precambrian Research* v. 282, p. 97-120.

CAMACHO, C.R., SOUSA, F.R.F.R.O., 2017. O arcabouço estrutural da Bacia Sedimentar do Araripe, Província Borborema, baseado em dados aeromagnetométricos *Geol. USP, Sér. cient.*, São Paulo, v. 17(3), p. 114-161.

CORREA, R.T., VIDOTTI, R.M., OKSUM, E., 2016. Curie surface of Borborema Province, Brazil. *Tectonophysics*, v. 679, p. 73-87.

ELLIS, R.G., WET, B., MACLEOD, I.N., 2012. Inversion of Magnetic Data from Remanent and Induced Sources, 22nd International Geophysical Conference and Exhibition, Australia.

FRUCHTING, A. Estratégias para utilização de dados geofísicos na exploração de mineralizações do tipo Ni-Cu-PGE: a descoberta do depósito de limoeiro, PE. 2017. ix, 89 f., il. Dissertação (Mestrado em Geologia)—Universidade de Brasília, Brasília, 2017.

GUIMARÃES, I.P., BRITO-NEVES, B.B., 2004. Geochemistry characterization of part of the early Neoproterozoic plutonism in the Central structural domain of the Borborema Province, NE Brazil. In: 32th International Geological Congress, 2004, Florença. Abstract, 2004.

HUHN, S.R.B., JUSTO, A.P., FILHO, C.R.S., MONTEIRO, L.V.S., Caracterização geológica do prospecto de óxido de ferro-cobre-ouro (IOCG) Aurora, Ceará, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 41(3), p. 525-538.

JOHNSON, A., AISENGART, T., 2014. Interpretation of magnetic data at low magnetic latitudes using Magnetization Vector Inversion. *Journal of Geophysics*, v. 35 (3), p.91-96.

- LI, Y., SHEARER, S.E., HANEY, M.M., DANNEMILLER, N., 2010. Comprehensive approaches to 3D inversion of magnetic data affected by remanent magnetization. *Geophysics*, v. 75(1), p. L1-L11. (<https://doi.org/10.1190/1.3294766>)
- LIMA, M.V.A.G., BERROCAL, J., SOARES, J.E.P., FUCK, R.A., 2014. Deep seismic refraction experiment in northeast Brazil: new constraints for Borborema Province evolution. *Journal of South America Earth Science*, v. 58, p. 335-349.
- MACLEOD, I.N., ELLIS, R.G., 2013. Magnetization Vector Inversion, a simple approach to the challenge of varying direction of rock magnetization. *Australian Society of Exploration Geophysicists, Extended Abstracts 2013*, p. 1-4, Melbourne.
- MARIANO, G., NEVES, S. P., SILVA FILHO, A. F., 2001. Diorites of the High-K Calc-Alkalic Association: Geochemistry and Sm-Nd Data and Implications for the Evolution of the Borborema Province, Northeast Brazil. *International Geology Review*, v. 43, p. 921-929.
- MCENROE, S. A., FABIAN, K., ROBINSON, P., GAINA, C., BROWN, L., 2009. Crustal Magnetism, Lamellar Magnetism and Rocks that Remember. *Elements*, v. 5, p. 241-246.
- MIRANDA, A.W.A., 2010. Evolução Estrutural das zonas de cisalhamento dúcteis na porção centro-leste do Domínio da Zona Transversal na Província Borborema. Tese de Doutorado. Universidade Estadual do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 206 p.
- MOTA-E-SILVA, J., FERREIRA FILHO C.F., GIUSTINA, M.E.S.D., 2013. The Limoeiro Deposit: Ni-Cu-PGE Sulfide Mineralization Hosted Within an Ultramafic Tubular Magma Conduit in the Borborema Province, Northeastern Brazil. *Economic Geology*, v. 108, p 1753-1771.
- NABIGHIAN, M.N., 1972. The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: Its properties and use for automated anomaly interpretation. *Geophysics*, v. 37, p. 507-517.
- NEVES S.P., BRUGUIER O., VAUCHEZ A., BOSCH D., SILVA J.M.R., MARIANO G., 2006. Timing of crust formation, deposition of supracrustal sequences, and Transamazonian and Brasiliano metamorphism in eastern Borborema Province (NE Brazil): implications for western Gondwana assembly. *Precambrian Research*, v. 149, p. 197-216.
- NGAKO, V., AFFATON, P., NNANGE, J.M., NJANKO, T., 2003. Pan-African tectonic evolution in central and southern Cameroon: transpression and transtension during sinistral shear movements. *Journal of African Earth Sciences*, v. 36, p. 207-214.
- OLIVEIRA R.G. 2008. Arcabouço geofísico, isostasia e causas do magmatismo cenozóico da Província Borborema e de sua margem Continental (Nordeste do Brasil). Tese Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 411 p.
- PADILHA, A.L., VITORELLO, I., PADUA, M.B., FUCK, R.A., 2016. Cryptic signatures of Neoproterozoic accretionary events in northeast Brazil imaged by magnetotellurics: Implications for the assembly of West Gondwana. *Tectonophysics* v. 699, p.164-177.

RODRIGUES, S.W.O., BRITO NEVES, B.B., 2008. Padrões isotópicos Sm-Nd no limite entre os terrenos Alto Pajeú e Alto Moxotó (PB). *Revista Brasileira de Geociências* 38(1): 209-225.

RODRIGUES, S.W.O., BRITO NEVES, B.B., 2008. Padrões isotópicos Sm-Nd no limite entre os terrenos Alto Pajeú e Alto Moxotó (PB). *Revista Brasileira de Geociências* 38(1): 209-225.

ROEST, W.R., VERHOEF J & PILKINGTON M. 1992. Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal. *Geophysics*, v. 57, p. 116-125.

SANTOS, E. J.; FERREIRA, C. A.; SILVA JUNIOR, J. M. F. Geologia e recursos minerais do Estado da Paraíba: texto explicativo dos mapas geológicos e de recursos minerais do Estado da Paraíba. Recife: CPRM; Serviço Geológico do Brasil, 2002. 142 p. + 2 mapas.

SANTOS, E.J., NUTMAN, A.P., BRITO NEVES, B.B., 2004. Idades SHRIMP U-Pb do Complexo Sertânia: Implicações sobre a evolução tectônica da Zona Transversal – Província Borborema. *Geologia USP: Série Científica* 4(1): 1-12.

SANTOS, L.C.M. L., DANTAS, E.L, SANTOS, E.J., SANTOS, R.V., LIMA, H.M., 2014. Early to Late Paleoproterozoic magmatism in NE Brazil: The Alto Moxotó Terrane and its tectonic implications for the Pre-West Gondwana assembly. *Journal of South American Earth Sciences*, xxx, p.1-22 <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2014.07.006>

SHETH, H.C., TORRES-ALVARADO, I.S., VERMA, S.P., 2002. What Is the “Calc-alkaline Rock Series”? *International Geology Review*, v. 44, p. 686–701.

SIAL, A.N., FERREIRA, V. P., 2015. Magma associations in Ediacaran granitoids of the Cachoeirinha–Salgueiro and Alto Pajeú terranes, northeastern Brazil: Forty years of studies. *Journal of South American Earth Sciences*, xxx, p. 1-21. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2015.10.005>

TROMPETTE, R., 1994. Geology of Western Gondwana (2000–500 Ma). Pan-African - Brasiliano Aggregation of South America and Africa. A.A. Balkema Press, Rotterdam, 350 p.

VAN SCHMUS, W. R., BRITO NEVES, B. B. ET AL. 2003. Seridó Group of NE Brazil, a Late Neoproterozoic pre- to syn-collisional flysch basin in West Gondwana land Insights from SHRIMP U-Pb detrital zircon ages. *Precambrian Research*, 127, 287–327.

VAN SCHMUS, W.R., BRITO NEVES, B.B., HACKSPACHER, P., BABINSKY, M., 1995. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of the eastern Borborema province, northeastern Brazil: initial conclusions. *Journal of South America Earth Science*, v. 8, p. 267-288.

Anexos